



HAL
open science

Le système éolien Pléistocène supérieur de la vallée du Rhône (sud-est de la France).

Mathieu Bosq

► **To cite this version:**

Mathieu Bosq. Le système éolien Pléistocène supérieur de la vallée du Rhône (sud-est de la France).. Sciences de la Terre. Université de Bordeaux, 2020. Français. NNT : 2020BORD0056 . tel-03245701

HAL Id: tel-03245701

<https://theses.hal.science/tel-03245701>

Submitted on 2 Jun 2021

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

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

THÈSE PRÉSENTÉE
POUR OBTENIR LE GRADE DE
DOCTEUR DE
L'UNIVERSITÉ DE BORDEAUX

ÉCOLE DOCTORALE SCIENCES ET ENVIRONNEMENTS
SPÉCIALITÉ PRÉHISTOIRE

Par **Mathieu BOSQ**

Le système éolien pléistocène supérieur de la vallée du Rhône (sud-est de la France)

Sous la direction de : Pascal BERTRAN
Co-directeur : Jean-Philippe DEGEAI

Soutenue le 15 juin 2020

Membres du jury :

William BANKS
Magali DELMAS
Dominik FAUST
Pierre ANTOINE
Hélène TISSOUX
Samuel TOUCANNE
Pascal BERTRAN
Jean-Philippe DEGEAI

Directeur de Recherche, CNRS PACEA, Pessac
Maître de conférences, Université de Perpignan
Professeur, Institut de Géographie, Université de Dresde
Directeur de Recherche, CNRS LGP, Meudon
Ingénieure de Recherche, BRGM, Orléans
Chargé de Recherche, Ifremer, Plouzané
Ingénieur chargé de Recherche, Inrap/PACEA, Bègles
Ingénieur de Recherche, CNRS ASM, Montpellier

Président
Rapporteuse
Rapporteur
Examinateur
Examinatrice
Examinateur
Invité
Invité

Titre : Le système éolien pléistocène supérieur de la vallée du Rhône (sud-est de la France)

Résumé : Depuis presque un siècle, d'importants dépôts éoliens pléistocènes ont été reconnus dans la branche méridionale du rift cénozoïque ouest-européen, i.e. la vallée du Rhône et celles de ses affluents alpins. Ces loess, déconnectés des deux principaux systèmes éoliens européens (la ceinture loessique nord-européenne et le bassin du Danube), constituent un enregistrement clé pour documenter l'évolution des paléoenvironnements glaciaires péri-méditerranéens. L'étude de leur répartition spatiale couplée à une analyse sédimentologique et géochimique a montré que leurs principales caractéristiques (mode grossier autour de 60 μm , distribution granulométrique polymodale, taux de carbonate élevé, épaisseur localement importante (> 5 m), distribution spatiale discontinue et bioturbation abondante) peuvent être expliquées par la persistance d'un couvert végétal arbustif dans un contexte climatique moins rigoureux que celui des régions nordiques, permettant la capture simultanée des particules transportées par saltation et par suspension depuis les sources alluviales. À l'échelle européenne, la composition géochimique des loess varie d'une région à l'autre mais garde une certaine homogénéité au sein d'un même bassin versant. Nos résultats suggèrent que cette variabilité est principalement contrôlée par la lithologie des zones englacées. Une analyse multi-proxies et chronostratigraphique à haute résolution a été réalisée sur deux séquences de loess-paléosols : la séquence de Collias (~ 8 m) qui couvre la quasi-totalité du dernier cycle glaciaire et celle de Lautagne (~ 5 m) qui fournit un enregistrement détaillé du Pléniglaciaire supérieur. À l'échelle régionale, la principale période de sédimentation éolienne a été datée entre 37,5 ka et 12 ka avec un maximum de sédimentation entre 28 ka et 24 ka, synchrone de l'avancée maximale de la calotte alpine. Ce résultat suggère que les fluctuations des glaciers ont été le principal moteur de l'accumulation loessique en modulant la production de particules susceptibles d'être transportées par la déflation.

Mots clés : loess ; Dernier Glaciaire ; cartographie ; chronostratigraphie ; géochimie ; granulométrie.

Title: The Late Pleistocene aeolian system of the Rhône Valley (southeast France)

Abstract: For almost a century, thick Pleistocene aeolian deposits have been recognised in the southern branch of the Western European Cenozoic Rift, i.e. the Rhône Valley and the valleys of the Alpine tributaries. The loess, disconnected from the two main European aeolian systems (the North European Loess Belt and the Danube basin), constitute a key record for documenting the evolution of the peri-Mediterranean glacial palaeoenvironments. Loess is characterized by a coarse texture (main mode around 60 μm), polymodal grain-size distribution, strong local thickness (>5 m), limited extension, high carbonate content and abundant bioturbation. This results from the persistence of a shrub vegetal cover during the coldest and driest phases of the Last Glacial that allowed for trapping the saltating and suspended particles close to the alluvial sources. At the European scale, the geochemical composition of loess changes according to regions, but remains consistent within each catchment. Such variability is mostly related to the composition of rocks outcropping in glaciated areas within the respective catchments. A sedimentological and chronostratigraphic investigation was carried out on two loess-palaeosols sections: the Collias section (~ 8 m thick), which records the whole last climatic cycle, and the Lautagne section (~ 5 m thick), which provides a detailed record of the Upper Pleniglacial. At a regional scale, the time of loess deposition ranges from 37.5 ka to 12 ka, with a peak at ~ 28 –24 ka, overlapping the maximal advance of the Alpine Ice Sheet. This strongly suggests that regional glacier dynamics was the main driver of loess sedimentation by modulating the production of particles likely to be transported by deflation.

Keywords: loess; Last Glacial; mapping; chronostratigraphy; geochemistry; grain-size analysis.

UMR 5199 PACEA

De la Préhistoire à l'Actuel : Culture, Environnement et Anthropologie
Bâtiment B2, avenue des facultés, 33615 PESSAC CEDEX

REMERCIEMENTS

Cette thèse est le fruit d'un travail collectif qui n'aurait pas pu voir le jour sans l'aide et l'apport de nombreuses personnes m'ayant accompagné au cours de ces dernières années. Je tiens ici à vous remercier particulièrement. Mes excuses à ceux et celles que j'ai oublié dans les quelques lignes qui suivent.

Je tiens tout d'abord à remercier mon directeur de thèse Pascal Bertran, qui m'a accompagné et fait découvrir le travail de géologue du Quaternaire depuis mon second master et mes trois ans et demi de thèse. Je te suis reconnaissant d'avoir eu la patience et d'avoir pris le temps de me faire partager avec enthousiasme tes connaissances scientifiques au cours de nos nombreuses discussions stimulantes. Merci pour tes remarques pertinentes, ta rigueur scientifique mais aussi pour la liberté que tu m'as offert dans l'élaboration de ce travail. Je te remercie aussi de m'avoir emmené dans tes valises pour voir de mes propres yeux le pergélisol arctique.

Je suis très reconnaissant aux membres du jury : Dominik Faust, Magali Delmas, Pierre Antoine, Hélène Tissoux, Samuel Toucanne pour l'intérêt porté à mon sujet de thèse et d'avoir accepté de juger mon travail. Une pensée particulière à Samuel qui m'a initié à la recherche (il y a déjà de nombreuses années !) et à l'étude du climat du Quaternaire lors de mon premier mémoire dans une ambiance détendue à l'Ifremer.

Je remercie l'ensemble de la mini-équipe du projet LabEx finançant ce travail, en particulier Jean-Philippe Degeai qui a toujours trouvé le temps de m'accompagner sur le terrain en de nombreuses occasions et avec qui les conversations furent toujours agréables. Je te remercie pour ton aide et tes encouragements. Je tiens particulièrement à remercier Olivier Moine qui m'a formé à la pelle américaine et à la reconnaissance des bestioles fossiles renfermées dans les loëss. En ta compagnie, les journées de terrains ne furent jamais ennuyeuses ! Merci pour nos nombreuses discussions et d'avoir partagé tes connaissances des séquences loessiques du nord de la France et de l'Alsace. Je voudrais également témoigner ma reconnaissance envers Sebastian Kreutzer pour avoir accepté de réaliser des datations sur les sables éoliens et les loëss qui ont été des données fondamentales pour alimenter mes réflexions sur la chronologie de ces dépôts éoliens. Un grand merci également à Odile Franc et Eymeric Morin de m'avoir accompagné en prospection ou sur des chantiers archéologiques et de ne pas avoir hésité à me signaler toutes nouvelles découvertes. Merci à Alain Queffelec d'avoir toujours été disponible et pour ta patience à chaque fois que j'ai débarqué dans ton bureau avec un grand sourire (généralement à cause d'un problème technique sur une machine ou sur un logiciel). Je remercie aussi Pauline Dugas pour ton aide précieuse concernant la préparation et l'analyse des échantillons et pour m'avoir bien fait rire avec tes multiples maladresses.

Je tiens également à remercier Bruno Malaizé et Arnaud Lenoble d'avoir participé avec enthousiasme à mon comité de suivi de thèse. Merci pour vos conseils avisés, vos encouragements et vos remarques pertinentes.

Mes remerciements vont aussi à Mathieu Rué, Clément Recq et Aurélie Ajas (PaleoTime) pour avoir partagé certains résultats indispensables à mon travail et n'avoir jamais hésité à

m'envoyer des données lorsque j'en avais besoin. Merci à Jeanne-Marie Le Pape et Patricia Guillermin de m'avoir accueilli chaleureusement dans votre région et sur divers chantiers.

Merci à l'association AFEQ et l'ensemble de ses membres pour les colloques et excursions de terrain fortement enrichissantes et enivrantes qui ont alimenté ma curiosité et mes réflexions.

Des pensées particulières à l'ensemble de la promo de l'EGID avec qui j'ai passé de superbes moments, notamment à l'occasion de nos nombreuses péripéties (j'y pense encore avec nostalgie) et sans vous je n'aurais peut-être pas continué : HLM, Anthou, Benjole, la Per', la Moudj', Guilhem, Adel', Lulu, Petite souris, la Bille, Morgan, *etc.* Mais aussi à Philippe Razin et Carine Grelaud pour vos enseignements et pour m'avoir donné le goût du terrain et de l'aventure.

Je voudrais témoigner toute ma reconnaissance à l'équipe LITAQ et plus particulièrement à Frédérique Eynaud pour m'avoir co-encadré lors de mon second mémoire sur les plages médocaines, permettant de me faire découvrir ces beaux affleurements littoraux pléistocènes. Merci également à Catherine Ferrier pour nos nombreuses discussions au cours desquelles j'ai pu te partager mes doutes et pour avoir accompagné mes premiers pas en géoarchéologie. Je souhaite aussi te remercier de m'avoir fait confiance pour intégrer l'équipe MULTIMAT, ce qui m'a permis d'avoir du temps pour réfléchir avant de me lancer dans mon projet de thèse.

Je tiens à exprimer toute ma gratitude envers les membres de PACEA pour leur soutien et pour m'avoir facilement intégré au sein du laboratoire. Je pense notamment à la direction et aux gestionnaires : Anne Delagnes, Christine Couture et Catherine Morel-Chevillet, Jean-François Caro, Audrey Bapsalle, Graziella Cheminaud, Régine Wortmann, Nathalie Kellay qui m'ont grandement aidé et facilité la tâche durant mes démarches administratives. Merci à Éric Pubert, Dominique Armand, Isabelle Escurial, Mathieu Langlais, Jacques Jaubert, Véronique Laroulandie, Solange Rigaud, Jean-Guillaume Bordes, William Rendu, William Banks, Sylvain Ducasse, Bruno Maureille, Arnaud Lenoble, Priscilla Bayle, Myriam Boudadi-Maligne et aussi les chercheur(e)s/personnels/étudiant(e)s en lutte que j'ai côtoyé.

Je n'oublie pas non plus tous les camarades de promo M2, doctorant(e)s et post-doctorant(e)s pour les nombreux moments passés ensemble que ce soit durant les repas, pauses cafés, dans les couloirs ou autour d'une bière : Antoine, Léna, Natasha, Anna, Monica, Brad, Camille, Emma, Caroline M., Miriam, Anthony, Africa, Laure, Luc, Maxime, Marion B., Lysianna, Daniela, Alix, Valentin, Mickaël, Armance, Pauline, Aline, Caroline P., Claire-Élise, M-C, Tiphaine, Aitor, Nicolas, Erwan, Anaïs, Quentin, *etc.* Des pensées particulières à Luca et Eric, mes deux illustres prédécesseurs géologues dans ce monde d'archéologues qui m'ont transmis en quelque sorte le « flambeau » ou bien plus matériellement leur bureau. Je remercie affectueusement mes co-bureaux du B18 de m'avoir supporté et recueilli dans le « Poulailler » au début de mon aventure, notamment Daniela (un grand merci pour tes relectures !) et Lysianna qui ont égayé mes journées, avant le grand chamboulement et le déménagement de l'IPGQ vers le bureau des « thésard(e)s en fin de vie » du B2 en compagnie de Marion B., Camille et Lysianna (encore elle !). Justement, Lysianna, mes plus sincères remerciements pour ton soutien actif tout le long de ma thèse, malgré tes quelques sautes d'humeur, tes conseils, ton aide et ta présence m'ont été particulièrement précieux. Camille, des aventures

sibériennes jusqu'à ce fameux bureau, nous nous sommes suivis, ton humour « Kaamelottien » a permis de faire en sorte que l'ambiance générale soit plus détendue.

Je ne pense pas que j'aurais pu mener ce travail à bien sans le soutien indéfectible de ma famille et de mes ami(e)s : Marion Cag., Thomas, Othman, Aurélien, Kévin, Florent, Guizmo, Maki, Anthou, Nathan. Mes dernières pensées vont à la camarade Marion C., je n'ai pas assez de mots pour te remercier, pour ta présence, ton écoute, ton soutien permanent durant mes moments difficiles, ton aide pour tout, merci d'être là.

TABLE DES MATIÈRES

REMERCIEMENTS	3
INTRODUCTION GÉNÉRALE	9
Chapitre 1 : Cadre général.....	11
I. CONTEXTE GÉOLOGIQUE, HYDROLOGIQUE ET CLIMATIQUE DE LA VALLÉE DU RHÔNE.....	13
I.1. Géologie du bassin.....	13
I.2. Hydrologie	15
I.3. Climat	16
I.4. Végétation.....	16
II. HISTORIQUE DES RECHERCHES SUR LES FORMATIONS ÉOLIENNES PLÉISTOCÈNES DU SUD-EST DE LA FRANCE	18
II.1. Des limons d'origine éolienne.....	18
II.1.1. Les premières découvertes.....	18
II.1.2. Vers une première chronostratigraphie.....	19
II.1.3. Quel environnement de dépôt ? Apport de l'étude des gastéropodes terrestres	20
II.1.4. Les premières données analytiques : l'exemple des lœss de Provence	21
II.2. Des lœss... mais aussi des sables éoliens !	22
II.2.1. Les dunes de la basse vallée du Rhône et de basse Provence.....	22
II.2.2. Focus sur les dépressions endoréiques de l'étang de Berre.....	23
II.2.3. Le midi méditerranéen français : un reg périglaciaire ?	26
II.3. Bilan chronologique	29
II.3.1. Les sables éoliens et les formes de relief associées à la déflation.....	29
II.3.2. Les lœss	31
III. CADRE PALÉOENVIRONNEMENTAL ET PALÉOCLIMATIQUE AU COURS DU DERNIER GLACIAIRE (WÜRM) (73,5-14,7 KA) ET AU TARDIGLACIAIRE (14,7- 11 KA)	35
III.1. Evolution des glaciers alpins.....	35
III.1.1. Le rôle des glaciers dans la formation des dépôts éoliens.....	35
III.1.2. Extension maximale du glacier alpin	36
III.1.3. Chronologie alpine	38
III.1.4. Influence des changements de circulations atmosphériques sur la croissance des glaciers européens	40

III.2. Réponse de la végétation à la variabilité climatique millénaire en Europe du sud..	40
IV. PROBLÉMATIQUES DE LA THÈSE	44
Chapitre 2 : Matériel et méthodes	47
I. ACQUISITION DES DONNÉES	49
I.1. La prospection (2016-2018)	49
I.2. Les bases de données françaises et européennes	55
II. STRATÉGIE ANALYTIQUE	57
II.1. Le principe d'échantillonnage en colonne continue.....	57
II.2. Les datations.....	59
II.2.1. Datation radiocarbone.....	59
II.2.2. Datation par luminescence (en collaboration avec Sebastian Kreutzer)	59
Chapitre 3 : Cartographie et sédimentologie.....	61
Chapitre 4 : Géochimie des lœss	83
Chapitre 5 : Chronologie des dépôts éoliens	103
Chapitre 6 : Conclusions générales et perspectives.....	149
I. ORGANISATION SPATIALE DU SYSTÈME ÉOLIEN ET ORIGINE DES LOESS	152
I.1. Une paléogéographie complexe.....	152
I.2. Le rôle fondamental de la calotte alpine dans la formation des lœss périalpins.....	153
I.3. Perspectives	154
II. LE SYSTÈME ÉOLIEN DE LA VALLÉE DU RHÔNE : BILAN CHRONOSTRATIGRAPHIQUE	157
II.1. Chronologie des dépôts éoliens.....	157
II.2. Perspectives	158
BIBLIOGRAPHIE.....	163
LISTE DES FIGURES	189
Annexes	195

INTRODUCTION GÉNÉRALE

Le Pléistocène supérieur est caractérisé par une chute du niveau marin, l'aridification du climat, l'augmentation de l'intensité du vent, la diminution des précipitations, la réduction drastique du couvert végétal et la production d'une grande quantité de particules fines générées par gélifraction des roches et par abrasion lors de l'avancée des calottes glaciaires. Ces conditions climatiques extrêmes ont favorisé la dynamique éolienne et l'extension des déserts sur tous les continents (Muhs, 2013 ; Muhs *et al.*, 2014 ; Börker *et al.*, 2018 ; Li *et al.*, 2020) et un accroissement considérable des flux de poussières dans l'atmosphère (Kohfeld & Harrison, 2001 ; Lunt & Valdes, 2002 ; Mahowald *et al.*, 2006 ; Maher *et al.*, 2010). À l'échelle globale, l'intensification de la dynamique éolienne est connue grâce à l'accumulation de poussières dans les glaces du Groenland (Svensson *et al.*, 2000 ; Ruth *et al.*, 2007 ; Rasmussen *et al.*, 2014), de l'Antarctique (Lambert *et al.*, 2008 ; Masson-Delmotte *et al.*, 2010) et dans les sédiments marins (Moreno *et al.*, 2002 ; Bout-Roumazeilles *et al.*, 2007). Sur le continent européen, cette dynamique éolienne se manifeste sous la forme de sables de couverture, dont l'emblématique ceinture de sable nord-européenne située en périphérie de l'inlandsis nord-européen (Zeeberg, 1998 ; Kasse, 2002) et de lœss répartis sur de vastes surfaces, excédant parfois 50 m d'épaisseur (Haase *et al.*, 2007).

Durant les deux dernières décennies, la cartographie des dépôts éoliens à l'échelle européenne a fait des progrès considérables qui reposent soit sur des approches géologiques conventionnelles, soit sur l'utilisation de bases de données sur les sols récemment développées dans le cadre de programmes européens (Zeeberg, 1998 ; Haase *et al.*, 2007 ; Scheib *et al.*, 2014 ; Jipa, 2014 ; Bertran *et al.*, 2016 ; Lindner *et al.*, 2017 ; Lehmkuhl *et al.*, 2018a,b). Ces travaux ont permis de mieux comprendre les relations entre les unités cartographiées (dépôts éoliens) et leurs sources potentielles. La reconstruction des paléo-directions des vents à partir de données de terrain (Sitzia *et al.*, 2017) a également fourni des données précieuses concernant les circulations atmosphériques européennes du Dernier Maximum Glaciaire (DMG) (ca. 26,5-20/19 ka ; Clark *et al.*, 2009) qui ont permis de les comparer avec celles issues de simulations dérivées des Modèles Climatiques Globaux (GCMs) (Renssen *et al.*, 2007 ; Sima *et al.*, 2013 ; Hopcroft *et al.*, 2015).

La cartographie des dépôts éoliens permet d'identifier des facteurs autrefois sous-estimés qui ont influencé les peuplements préhistoriques en Europe. Par exemple, les déserts sableux ont constitué des zones à faible biomasse végétale et animale avec une disponibilité en eau réduite, fortement contraignante pour les chasseurs-cueilleurs paléolithiques. Ils ont donc joué le rôle de barrière paléogéographique et ont contribué à l'isolation des zones de peuplement européennes durant leur maximum d'extension (Bertran *et al.*, 2013). À l'inverse, les apports continus de poussières et de nutriments associés en périphérie des épandages sableux sont pour une large part à l'origine de la très forte productivité biologique de la steppe-toundra glaciaire, ce qui a permis son peuplement par la mégafaune pléistocène (Laxton *et al.*, 1996). De même, durant l'Holocène, la productivité des lœss a favorisé la diffusion de l'agriculture en Europe, et leur extension a servi de corridor pour la colonisation Néolithique (Schlummer *et al.*, 2014).

Une chute de la démographie et un goulot d'étranglement génétique sont observés au sein des populations du Paléolithique supérieur (Bocquet-Appel & Demars, 2000 ; Bocquet-Appel *et al.*, 2005 ; Tallavaara *et al.*, 2015 ; Maier *et al.*, 2016 ; Posth *et al.*, 2016 ; Burke *et al.*, 2017, 2018). Ils sont attribués à la réduction drastique de l'espace habitable en Europe et à l'isolement de ces populations dans les péninsules sud-européennes, consécutifs à l'extension des déserts et des environnements périglaciaires au cours du DMG. L'étude des changements climatiques, des transformations physiques des paysages et de leur chronologie revêt donc une importance centrale dans la compréhension de l'émergence ou de la disparition des différentes chrono-cultures du Paléolithique supérieur et des facteurs à l'origine des fluctuations du peuplement (Banks *et al.*, 2019).

Le sud-est de la France, en particulier la vallée du Rhône et ses affluents, est souvent considéré en raison de sa position méridionale comme une zone refuge pour les populations de chasseurs-cueilleurs pendant les épisodes les plus froids du Pléistocène supérieur. Cette région située entre le nord de l'Italie et l'Espagne a ainsi pu servir de corridor de peuplement entre ces deux péninsules. A l'image d'autres déserts européens, le système éolien rhodanien pourrait, au contraire, avoir périodiquement joué un rôle de barrière paléogéographique. Le constat d'un manque criant de données géomorphologiques et chronostratigraphiques sur ce système éolien a constitué le point de départ de notre travail de doctorat.

Chapitre 1 : Cadre général



Photographie prise dans les années 1930 de Tang-Yuet Suen devant la coupe de lœss de la carrière de Feyzin (département du Rhône) (d'après Suen, 1934).

I. CONTEXTE GÉOLOGIQUE, HYDROLOGIQUE ET CLIMATIQUE DE LA VALLÉE DU RHÔNE

I.1. Géologie du bassin

Le bassin sédimentaire rhodanien (**Fig. 1.1A**) est un fossé tectonique orienté N/S faisant partie du prolongement méridional du rift ouest-européen qui s'étend de la mer du Nord à la mer Méditerranée (Dèzes *et al.*, 2004 ; Ziegler & Dèzes, 2007). La partie septentrionale du rift rhodanien est le fossé bressan traversé par la Saône. La Bresse est limitée au sud par le plateau morainique des Dombes (**Fig. 1.1**). La partie médiane du rift est occupée par l'avant-pays dauphinois de Lyon à Valence. Les reliefs du Bas-Dauphiné correspondent à un vaste cône de déjection alimenté par les bassins versants du Haut-Rhône et de l'Isère, qui a été intégré au piémont alpin à la fin du Tertiaire. En moyenne vallée du Rhône, le fleuve est entouré par les roches métamorphiques et volcaniques paléozoïques du Massif Central et les roches sédimentaires tendres mésozoïques et cénozoïques des chainons subalpins. Cette alternance de roches a créé une succession de défilés, qui sont des éléments remarquables des paysages rhodaniens. Les défilés de Vienne et de Saint-Vallier se sont formés dans des roches métamorphiques tandis qu'au sud de Valence, ils sont façonnés dans des plateaux calcaires. Le plus célèbre est le défilé de la Donzère où le Mistral s'accélère fortement par effet Venturi. Les molasses miocènes alimentées par l'érosion de la chaîne alpine forment de grands plateaux de conglomérats (ex : plateau de Valensole) et de grès, en partie érodés au cours du Pléistocène. Pendant la crise de la salinité messinienne, entre 5,90 et 5,32 millions d'années (Hsü *et al.*, 1973 ; Clauzon *et al.*, 1996), la baisse du niveau marin d'environ 1500 m a provoqué l'incision en canyon du Rhône et de ses affluents (Clauzon, 1982 ; Mocochain *et al.*, 2006). La transgression pliocène a ensuite déposé d'épais dépôts argileux dans les rias (Garcia-Castellanos *et al.*, 2009).

Au cours des glaciations du Quaternaire, la chute du niveau marin a modifié à plusieurs reprises le profil longitudinal du fleuve Rhône. Lors du DMG, cette chute a atteint jusqu'à -130/135 m (Lambeck *et al.*, 2014). Les reconstitutions de la calotte glaciaire alpine (Monjuvent, 1979, 1994 ; Buoncristiani & Campy, 2011) indiquent que le lobe glaciaire alimenté par le bassin versant de l'Isère a recouvert le plateau de Dombes et franchi le Rhône au niveau de la ville de Lyon au cours du Pléistocène moyen (Riss/Saalien, Stade Isotopique Marin (SIM) 6). Ce lobe a entraîné la formation d'un vaste lac de barrage glaciaire dans le bassin de la Bresse (Mandier, 1984). Au cours du dernier glaciaire (Würm, SIM 2), l'extension maximale de la calotte fut moindre et n'a pas dépassé la bordure est du couloir rhodanien (**Fig. 1.1B**). Les phases antérieures d'extension maximale de la calotte alpine sont difficilement décelables. Néanmoins, l'étude des terrasses de la vallée du Rhône (notées respectivement Fv à Fz, de la plus ancienne à la plus récente), qui sont des dépôts alluviaux à faciès grossier (principalement constitués de galets) formés lors des périodes climatiques froides à l'avant des fronts glaciaires, permet d'identifier les glaciations antérieures. En l'absence de datations absolues (hormis pour le Pléistocène supérieur), seule une chronologie relative permet de corréliser les terrasses alluviales entre elles et de les associer à un cycle glaciaire particulier. Cette chronologie relative se base sur plusieurs approches méthodologiques : la géomorphologie (comparaison de l'altitude des paliers et de leur pente), la pétrologie, l'étude des indices d'ordre paléontologiques et archéologiques (restes fossiles et industries lithiques pour les périodes plus récentes) et dans une moindre mesure, la pédologie

(caractérisation et différenciation des profils de paléosols) (e.g., Bourdier, 1961 ; Bonnet, 1963 ; Arnal, 1966 ; Gabert, 1969 ; Bonnet & Bornand, 1970 ; Arnal *et al.*, 1974 ; Mandier, 1984, 1988). Ces travaux ont mis en évidence, du nord au sud, les points suivants (**Fig. 1.1B**) :

- 1) Le Haut-Rhône (jusqu'à Lyon) ne compte aujourd'hui qu'un nombre très limité de terrasses à cause du glacier würmien qui a déblayé sur son passage les témoins plus anciens. Au sein du Würm, P. Mandier distingue 5 stades de moraines et de dépôts fluvio-glaciaires associés (Mandier, 1984). À l'aide de nouvelles datations radiocarbone, l'auteur propose (prudemment en raison du nombre limité de dates et de leurs incertitudes associées) une attribution chronologique à chacun de ces stades : le stade A correspondrait au SIM 4, les stades B, C, D se corrèleraient respectivement aux évènements d'Heinrich (HE) 5, 4 et 2, et enfin, le stade E serait l'équivalent au DMG (Mandier *et al.*, 2003).
- 2) Dans la vallée moyenne du Rhône, l'étagement des terrasses fluviales et fluvio-glaciaires est remarquable, notamment en rive gauche du Rhône, avec la préservation des principales terrasses contemporaines du Günz, Mindel, Riss et Würm selon la terminologie alpine. Cette préservation est principalement liée à la surrection tectonique alpine, les plus anciens niveaux se trouvant davantage soulevés que les plus récents (Bethemont & Bravard, 2016).
- 3) Dans la basse vallée du Rhône, les terrasses anciennes (Villafranchienne et/ou Günz à Würm) sont encore étagées. Au sud de la confluence avec la Durance dans le secteur d'Avignon, elles plongent sous la plaine holocène. La remontée marine post-glaciaire a provoqué le remblaiement de la basse vallée. L'étagement est d'autant plus complexe à déchiffrer que la tectonique quaternaire a déformé les bas plateaux voisins du fleuve (Gabert, 1969 ; Siame *et al.*, 2004). Les plus anciennes terrasses sont actuellement préservées sous forme de lambeaux qui dominent les paysages.
- 4) De part et d'autre du delta du Rhône, des formations alluviales remontant au Plio-Pléistocène sont visibles. Il s'agit à l'ouest, des nappes alluviales des Costières du Gard et à l'est, des Costières de la Crau. La première nappe est constituée d'alluvions originaires du Rhône, il s'agit d'une succession de terrasses mises en place lors des phases froides pendant les bas niveaux marins. Leur chronologie relative est comprise entre le Villafranchien (fin du Pliocène et début du Pléistocène) et le Mindel (Arnal, 1974 ; Arnal *et al.*, 1974). En l'absence de datations absolues, la fourchette chronologique reste large. Au contraire, des travaux plus précis existent concernant la plaine de la Crau constituées de cailloutis appartenant à la Durance, auparavant déconnectée du Rhône. Il s'agit d'une vaste surface composée de trois terrasses déposées dans un système fluviale en tresse (Colomb & Roux, 1978, 1986). La première correspond à la terrasse pliocène d'Arles (p1-2g), la seconde est la terrasse de Luquier (Fx) rattachée au Riss (SIM 6) avec estimation par la méthode ^{10}Be autour de 180 ka et enfin, la terrasse la plus récente (Fy) est datée d'environ 75 ka soit le Würm (SIM 4) (Molliex *et al.*, 2013).

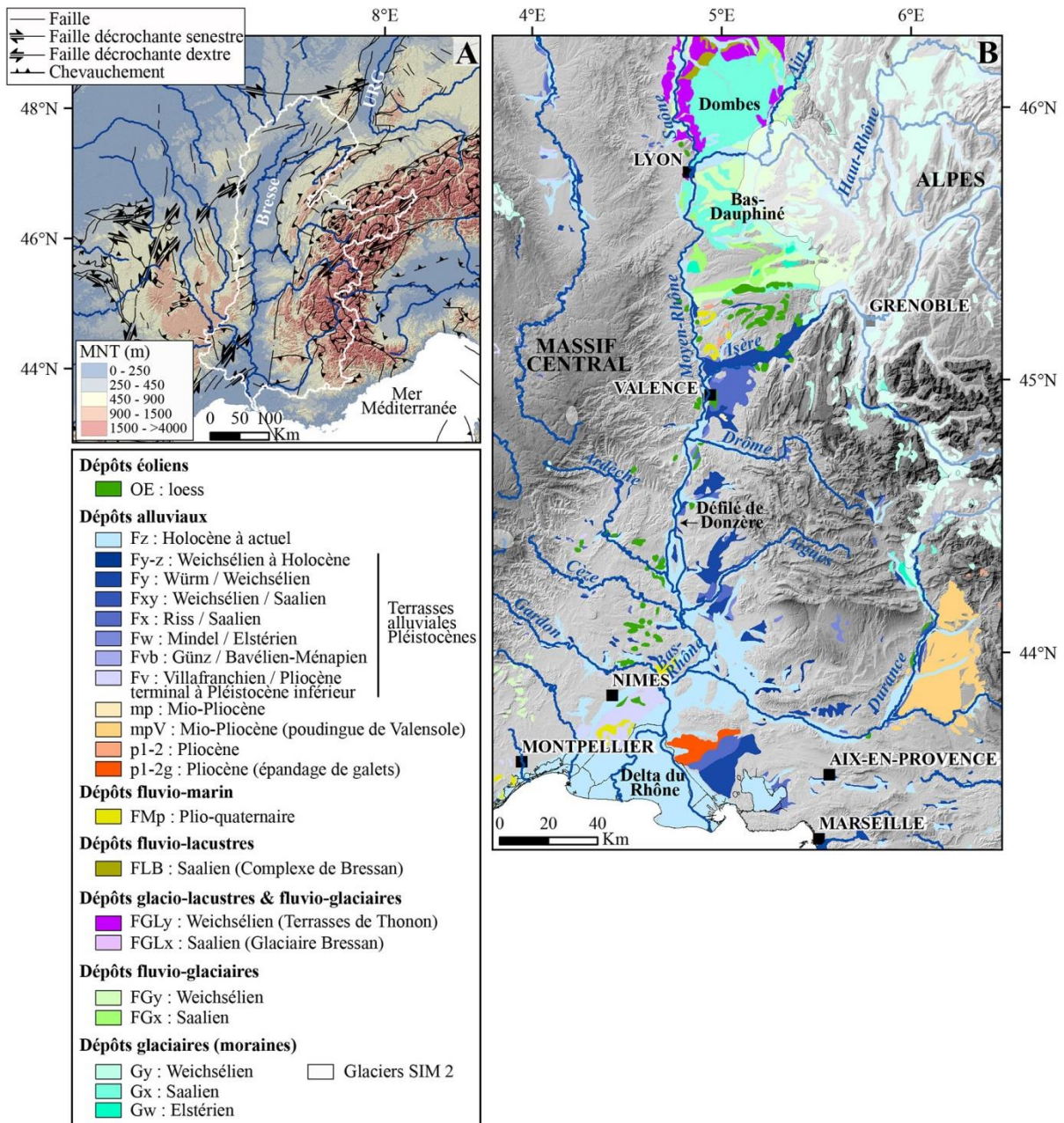


Figure 1.1 : A) Carte de la partie méridionale du rift ouest-européen et son système de failles cénozoïques montrant le graben de Bresse et du Haut-Rhin (*Upper Rhine Graben*, URG) et en blanc la limite du bassin versant du Rhône. B) Carte des formations quaternaires au 1/1 000 000^e d'après la « carte du régolithe de France » (Lacquement *et al.*, 2010 ; Prognon *et al.*, 2011). Il est important de signaler que les formations géologiques cartographiées mais dont l'âge est indéterminé ont été exclues. En blanc partiellement transparent, l'extension maximale des glaciers würmiens dans le Massif Central et les Alpes selon Ehlers & Gibbard (2004).

I.2. Hydrologie

Le bassin versant du Rhône couvre une superficie d'environ 98 500 km² qui draine une grande partie de la Suisse et du sud-est de la France vers la mer Méditerranée (Olivier *et al.*, 2009). Le débit annuel moyen enregistré à l'embouchure du Rhône dans la station de Beaucaire est de 1720 m³/s (Eyrolle *et al.*, 2012). La source du Rhône est le glacier Furka dont le front est situé à 2340 m d'altitude en haut Valais (Suisse). En aval du lac Léman, le fleuve traverse les zones de plissement des Alpes et du Jura. Ensuite, il s'écoule au nord du Bas-Dauphiné où il conflue successivement avec l'Ain puis avec la Saône en provenance des Vosges au niveau de Lyon, qui draine les plaines de la Bresse et des Dombes. En aval de Lyon, le Rhône s'écoule en direction de la mer Méditerranée vers le sud où il est rejoint par

de nombreux affluents. Une dysmétrie est clairement visible entre les rivières alpines (Isère, Drôme, Aigues, Durance) relativement longues en comparaison de celles provenant du Massif Central, beaucoup plus courtes (Ardèche, Cèze, Gardon).

I.3. Climat

La vallée du Rhône est caractérisée par une mosaïque de climats qui s'échelonnent d'un climat méditerranéen typique au sud, caractérisé par des étés chauds et secs ($T_{\max} \geq 22^{\circ}\text{C}$) et des précipitations essentiellement hivernales (précipitation moyenne annuelle (PMA) ≥ 500 mm), à un climat océanique altéré dans la partie septentrionale caractérisé par des précipitations relativement élevées (PMA ≥ 800 mm) (Joly *et al.*, 2010). Les régions montagneuses sont caractérisées par un climat montagnard qui se traduit par une température moyenne annuelle (TMA) inférieure à $9,4^{\circ}\text{C}$, et corrélativement, par plus de 25 jours au cours desquels la T_{\min} est inférieure à -5°C . Dans les zones situées à la périphérie des montagnes, le climat devient moins froid et semi-continental (**Fig. 1.2A**).

Le régime de vent est dominé par le Mistral, qui souffle depuis le nord et dépasse les $16 \text{ m}\cdot\text{s}^{-1}$ durant plus de 100 jours par an (Jacq *et al.*, 2005). Le déplacement des masses d'air, généré par la différence de pression entre l'anticyclone des Açores sur l'Atlantique nord et la dépression de Gênes en méditerranée, est canalisé et accéléré par le couloir rhodanien (Jiang *et al.*, 2003).

I.4. Végétation

La végétation est d'une relative homogénéité dans les grands espaces compris entre la Haute-Saône et le Bas-Dauphiné. La température et les précipitations sont favorables au développement de chênaies océaniques et aux chênaies-hêtraies dans les secteurs plus froids et humides toutes latitudes confondues (étages axérique à subxérique selon la terminologie utilisée par Defaut, 2001). C'est uniquement à partir de Lyon, et surtout Valence, quand on descend vers le sud, que le climat influence le couvert végétal en raison d'une augmentation des températures et des sécheresses estivales (étages subxérique à xérique) (**Fig. 1.2B**). Selon un gradient climatique N-S, les chênaies à chênes sessiles et pédonculés sont remplacées progressivement par des chênaies à chênes pubescents et chênes verts en contexte méditerranéen (Bethemont & Bravard, 2016). De nos jours, la forêt couvre 30% du bassin rhodanien et est composée principalement de feuillus (*Quercus* sp., *Fagus sylvatica*), de conifères (*Abies* sp., *Picea* sp.), de plantations de peupliers dans les plaines alluviales et de forêts méditerranéennes (*Pinus halepensis*) sujettes aux incendies, qui se sont développées sur les terres agricoles abandonnées (Curt *et al.*, 2009).

Les pratiques agricoles sont marquées par des différences en fonction de la géomorphologie, du climat et de la pédologie. Les zones montagneuses sont utilisées principalement pour les pâturages, les vignobles sont communs sur les pentes bien exposées à l'ensoleillement tandis que les plaines alluviales sont cultivées en céréales, en maïs et aussi récemment en vergers (abricotiers, pêcheurs et cerisiers). Certains terroirs viticoles sont associés à des lœss.

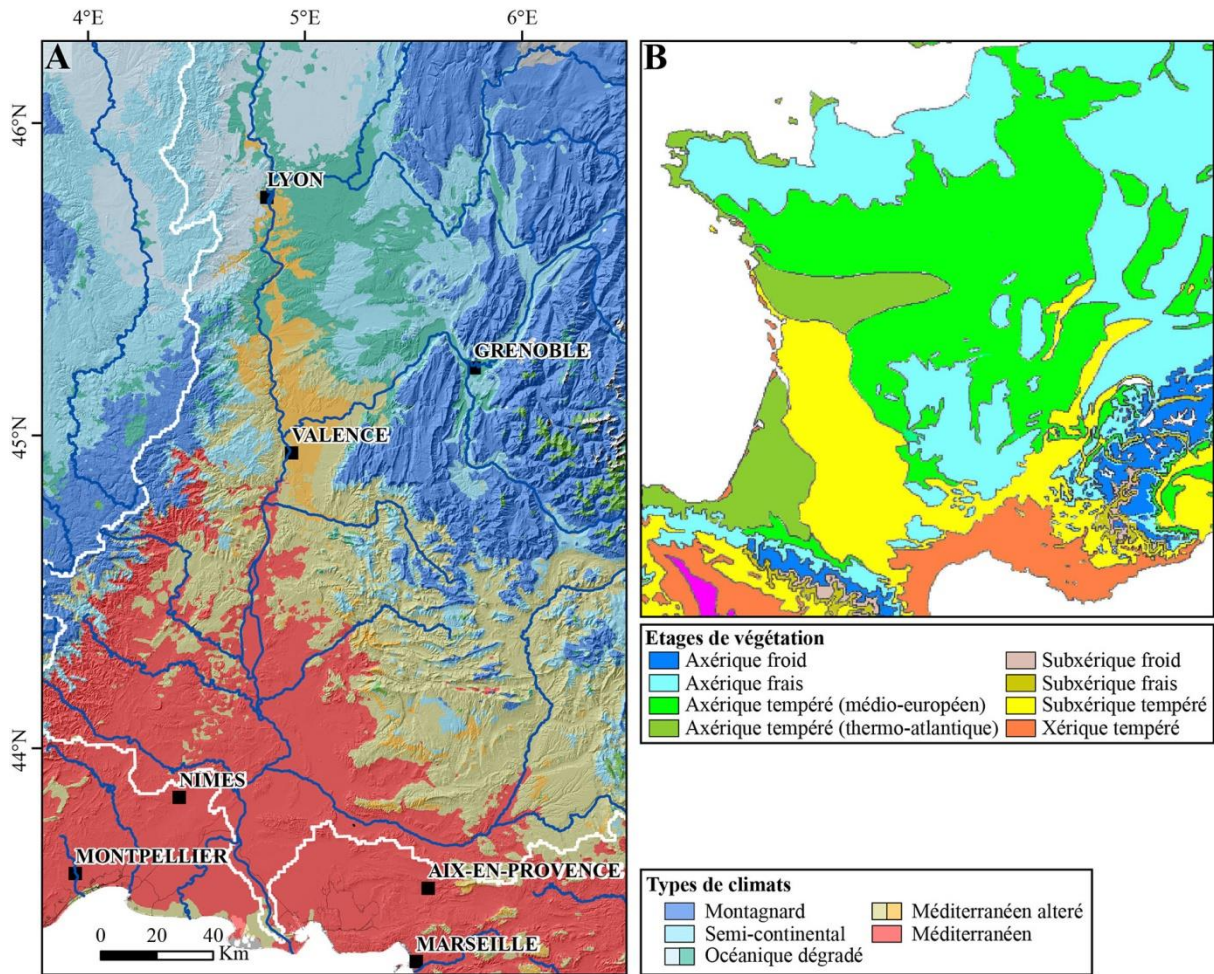


Figure 1.2 : A) Typologie climatique du sud-est de la France à partir d'une modélisation couvrant la période 1970-2000 (modifié d'après Joly *et al.*, 2010). La ligne blanche correspond à la limite du bassin versant du Rhône. B) Carte des étages de végétation de France constitués de végétations axériques (ensemble de végétations n'ayant pas d'adaptation morphologique ou physiologique à la sécheresse), xériques (végétation montrant des adaptations nettes à la sécheresse) et subxériques (transition entre ces deux premiers étages) (modifié d'après Defaut, 2001).

II. HISTORIQUE DES RECHERCHES SUR LES FORMATIONS ÉOLIENNES PLÉISTOCÈNES DU SUD-EST DE LA FRANCE

II.1. Des limons d'origine éolienne

II.1.1. Les premières découvertes

En 1926, P. Marcelin dans une étude géographique de la garrigue nîmoise décrit des paysages couverts par des limons éoliens : « *l'allure de ces limons que l'on voit recouvrir indistinctement le plateau, le flanc ou le fond des vallées, leur nature quartzeuse et argileuse que nous venons de définir, la présence du calcaire en éléments fins ou en concrétions (poupées), les traces de tiges herbacées, en font un véritable lœss* » (Marcelin, 1926, p.91). Il a révélé également la présence de lœss sur les deux rives du Gardon, en particulier autour du village de Collias où les accumulations atteindraient des épaisseurs conséquentes (> 4 m). Au contraire du secteur des Costières du Gard où les limons seraient peu épais et discontinus (Courrière & Marcelin, 1928). De plus, des graviers de quartz ou de calcaire dispersés ou interstratifiés au sein de ces lœss ont été mis en évidence. Ces dépôts ont été appelés « lœss des pentes » (Marcelin, 1950). La découverte des lœss du Gard a été suivie d'une première cartographie exhaustive des dépôts éoliens (Suen, 1934) sur une large étendue, de la région lyonnaise jusqu'à l'embouchure du Rhône (**Fig. 1.3A**). Au cours de ce travail, T.-Y. Suen indique deux points essentiels :

- 1) les lœss ne sont pas tous contemporains, ils appartiennent à des périodes froides successives, séparées par des oscillations plus chaudes, au moins autant que le climat actuel ;
- 2) un changement de texture et de couleur s'opère en aval de Valence où les lœss deviennent plus grossiers et brun-rouge.

Cette première cartographie a été reprise et améliorée par la suite en prenant en compte divers phénomènes périglaciaires contemporains du dépôt de lœss (**Fig. 1.3B**) (Tricart, 1952). Au cours de ses travaux de thèse, T.-Y. Suen confirme l'hypothèse de P. Marcelin concernant l'origine éolienne des dépôts limoneux régionaux. La cartographie minutieuse des principaux gisements de lœss permet de mieux comprendre leur répartition spatiale qui est nettement plus dispersée et localisée que dans les vastes régions lœssiques connues à l'époque comme l'Alsace, le nord de la France (**Fig. 1.3C**) ou encore l'Europe Centrale ou la Chine.

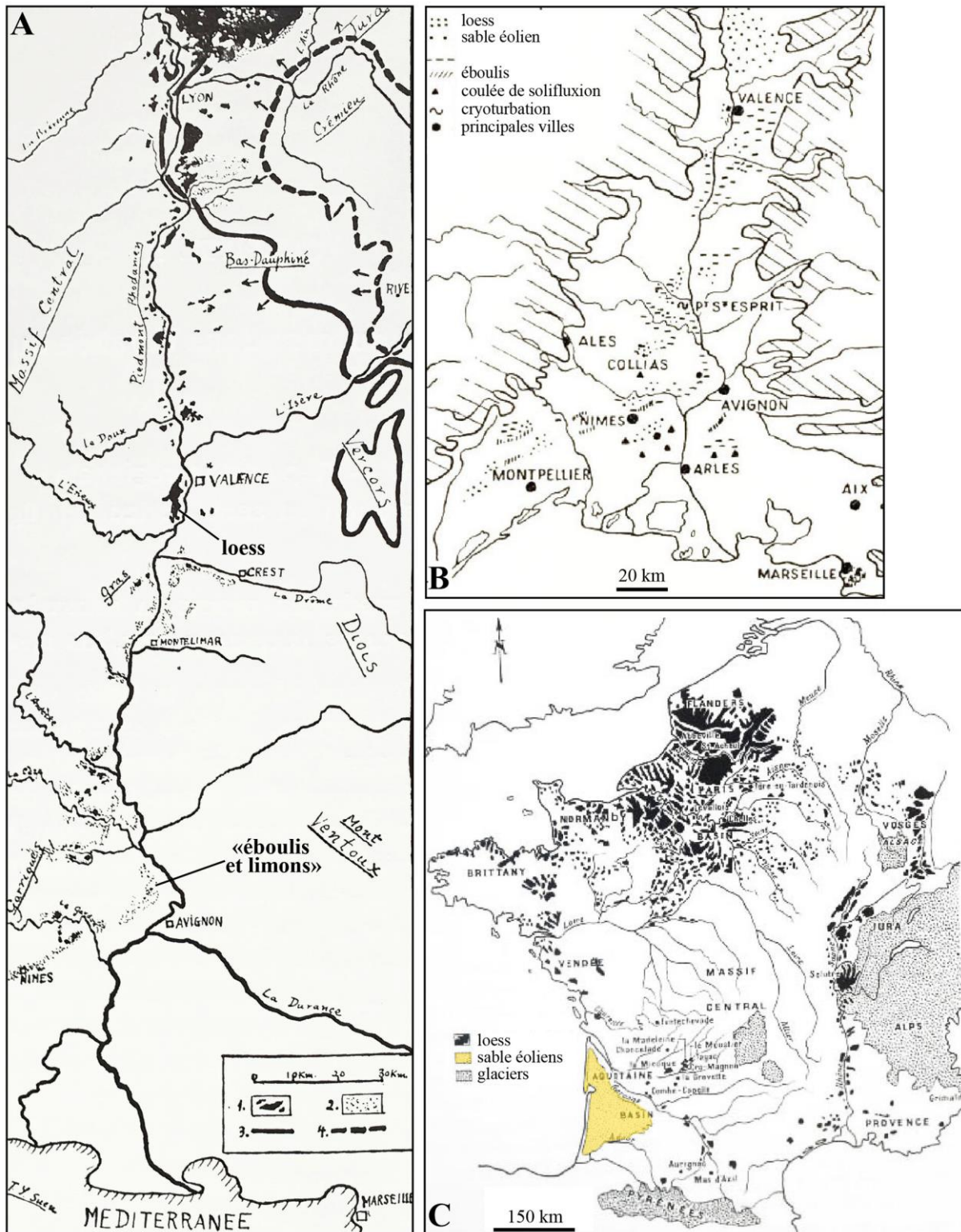


Figure 1.3: Cartographie des lœss de la vallée du Rhône. A) Répartition des lœss selon Suen (1934). Les tâches noires (1) correspondent aux lœss sensu stricto tandis que les pointillés noirs correspondent aux « éboulis et limons ». B) Carte des dépôts éoliens et processus périglaciaires publiée par Tricart (1952). C) Carte de la répartition des dépôts éoliens et du maximum d'extension des glaciers en France (Alimen, 1967).

II.1.2. Vers une première chronostratigraphie

Au cours des décennies suivantes, les études se sont focalisées sur l'élaboration de la chronostratigraphie des lœss en comparaison avec la chronologie des glaciations alpines (Würm, Riss-Würm, Riss, Mindel-Riss, etc). Tricart (1952) a publié l'étude détaillée de la

coupe de Collias (Gard), signalée autrefois par P. Marcelin, qui affleure sur une épaisseur importante (8-10 m) pour la région. Deux ensembles de lœss attribués respectivement au Würm et au Riss sont mentionnés sans plus de précision. La découverte de nouveaux dépôts lœssiques à Meyragues, en basse vallée de la Durance (Bourdier, 1940), à Marseille-Aubagne (Bonifay, 1952) et surtout les travaux du canal EDF de Jouques (avec des dépôts pouvant atteindre localement 30 m de hauteur) en rive gauche de la moyenne Durance (Fig. 1.4A) a permis de mener une étude détaillée de la stratigraphie de ces formations éoliennes, avec de la base au sommet (**Fig. 1.4B**) (Bonifay, 1962, 1965, 1968) :

- 1) Les « lœss anciens » considérés comme contemporains de la glaciation du Riss. Sur le terrain, ils sont reconnaissables par la présence de deux séries de lœss jaunâtres à verdâtres (Riss II et III) séparés par un interstadiaire rissien rougeâtre (Riss II-III) peu développé. Un second sol rouge d'âge interglaciaire (Riss-Würm) a ensuite affecté l'ensemble de ces dépôts. Contrairement aux lœss du Bassin Parisien qui ont été décrits par F. Bordes (Bordes, 1958), le Riss I est absent des lœss provençaux.
- 2) Les « lœss récents » subdivisés en quatre séries bien distinctes comprenant à la base des lœss rougeâtres appartenant au Würm I surmontés par trois lœss typiques correspondant respectivement au Würm II, III et IV. Ces stades glaciaires sont séparés par des sols dits « d'altération » correspondant à des réchauffements climatiques et à une diminution de la sédimentation éolienne.

Une stratigraphie analogue a été observée par F. Bourdier en Bas-Dauphiné dans des carrières du secteur de Beausemblant (**Fig. 1.4C**) (Bourdier, 1961). Selon cet auteur, une partie des lœss inférieurs de Beausemblant pourrait dater de la glaciation du Mindel. Il est important de noter que ces séquences de référence ne constituent pas un enregistrement sédimentaire continu car des interstratifications de « cailloutis » (diamictons à support matriciel ou clastique) parfois d'épaisseur conséquente sont fréquemment observées. La fréquence de ces dépôts de pente suggère des hiatus sédimentaires ou des phases érosives d'ampleur non négligeable.

II.1.3. Quel environnement de dépôt ? Apport de l'étude des gastéropodes terrestres

Les coquilles de gastéropodes terrestres présentes dans les lœss würmiens du sud-est de la France nous apportent des informations concernant les environnements de dépôt. Les malacofaunes des lœss ont été étudiées en détail par G. Mazenot dans des échantillons prélevés le long de la vallée du Rhône (**Fig. 1.4A**) (Mazenot, 1956, 1957, 1965). Au cours de ce travail, il a distingué trois types de gisements:

- 1) les gisements à faunes rhodaniennes contenant la faune classique typique d'environnements froids (*Pupilla muscorum*, *Succinella oblonga*, *Helix variabilis*) ;
- 2) les gisements à faunes duranciennes où *Pupilla muscorum* est remplacée par *Pupilla triplicata*. La faune y est moins abondante que dans les affleurements rhodaniens et G. Mazenot note la présence d'espèces méditerranéennes qui n'existent pas dans les lœss rhodaniens ;
- 3) les gisements à faunes méditerranéenne dans lesquels se trouvent en majorité des espèces vivant encore actuellement dans la région.

G. Mazenot a aussi remarqué la présence d'une transition progressive au sein des faunes de mollusques le long du couloir rhodanien, indiquant le passage entre un environnement froid

typique des lœss du nord de la France dans la région de Lyon à un environnement xéothermique méditerranéen à partir de la latitude 44°N (Mazenot, 1956, 1957, 1965). Malheureusement, les assemblages de mollusques n'ont pas fait l'objet de datations directes ou indirectes. Il est donc impossible de savoir si les faunes comparées sont contemporaines. À partir de l'analyse malacologique de la séquence de lœss pléniglaciaire d'Aubagne-Gémenos, Magnin (2014) a remis en cause l'hypothèse d'un gradient paléogéographique généralisé N-S des assemblages de gastéropodes présents au sein des lœss. Pour ce dernier, il n'existe pas de faunes typiquement méditerranéennes, la présence de *Pupilla muscorum* dans les lœss d'Aubagne-Gémenos révèle un climat froid et aride semblable à celui régnant le long du Rhône.

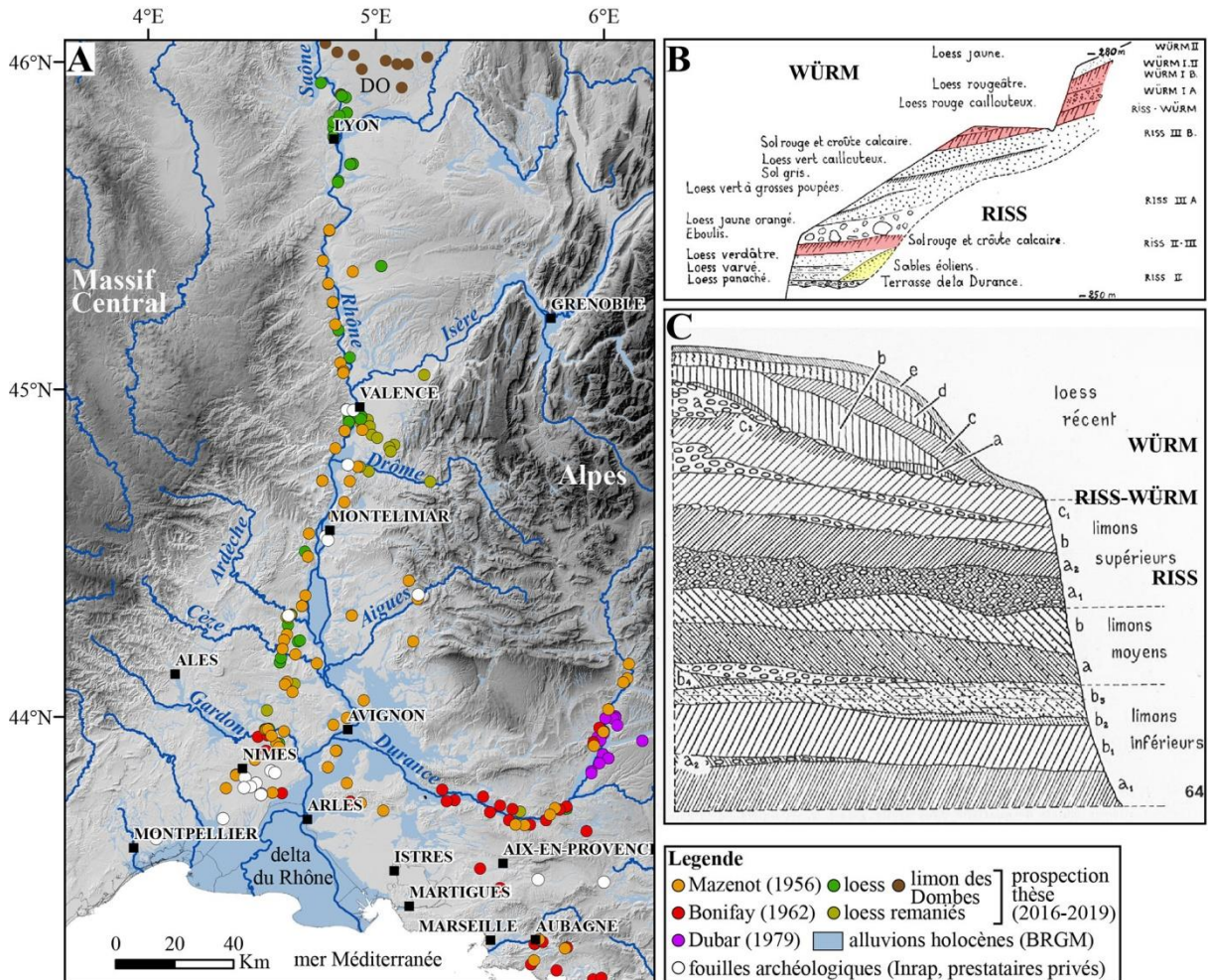


Figure 1.4 : A) Localisation des affleurements de lœss signalés dans la littérature (Mazenot, 1956 ; Bonifay, 1962 ; Dubar, 1979) et découverts lors de fouilles archéologiques (<http://dolia.inrap.fr> et divers rapports de prestataires privés). B) Coupe en aval de Saint-Paul-les-Durance le long du canal EDF de Jouques relevée par Bonifay (1968). C) Coupe synthétique des lœss de l'ancienne carrière de Beausemblant située dans le Bas-Dauphiné (Bourdier, 1961). La hauteur approximative de la coupe est de 13 m.

II.1.4. Les premières données analytiques : l'exemple des lœss de Provence

Les caractéristiques granulométriques, géochimiques et minéralogiques des lœss würmiens et rissiens de la moyenne vallée de la Durance (Provence) ont ensuite été établies par plusieurs auteurs (Alimen, 1965 ; Dubar, 1979 ; Coudé-Gaussen, 1990). Ces études pionnières ont mis en évidence la texture grossière (mode autour de 60 µm) et la concentration élevée en carbonates (entre 40 et 50 %) de ces dépôts lœssiques. L'analyse des minéraux lourds a

montré que la composition des lœss est proche de celle des cortèges alpins dominés par l'association épidote-grenat-glaucophane et qu'elle présente une relative pauvreté en minéraux résistants (zircon, tourmaline, rutile) (Alimen, 1965 ; Dubar, 1979). Ces auteurs ont ainsi suggéré que les poussières auraient été alimentées majoritairement par les alluvions de la Durance qui ont ensuite été transportées par le vent sur de faibles distances. Dans l'ensemble, les lœss recouvrant les terrasses duranciennes présentent une certaine homogénéité granulométrique et minéralogique (Dubar, 1979). De même, Mandier (1984) a trouvé principalement des minéraux d'origine alpine dans les lœss de la moyenne vallée du Rhône. Coudé-Gaussen (1990) a démontré que les lœss de la Durance présentent des caractéristiques communes (distribution spatiale, granulométrie, taux de carbonate) avec ceux d'autres régions méditerranéennes (ex : Italie, Espagne) mais aussi des différences minéralogiques en fonction de la nature de leurs sources sédimentaires (**Fig. 1.5**). Ces lœss nord-méditerranéens ont été transportés sur de courtes distances à partir de sources alluviales dans un contexte périglaciaire modéré sans présence de pergélisol. Les lœss nord-méditerranéens partagent des similitudes avec les lœss sud-méditerranéens (Tunisie), ces derniers étant également issus de sources locales et déposés dans un environnement caractérisé par le maintien d'une couverture steppique dense lors des stadiaires. Cependant, des différences subsistent entre ces deux régions notamment en ce qui concerne la nature de leurs sources sédimentaires (fluvio-glaciaire en Europe et saharienne en Tunisie), les processus sédimentaires et l'intensité de l'altération post-dépositionnelle (Coudé-Gaussen, 1990).

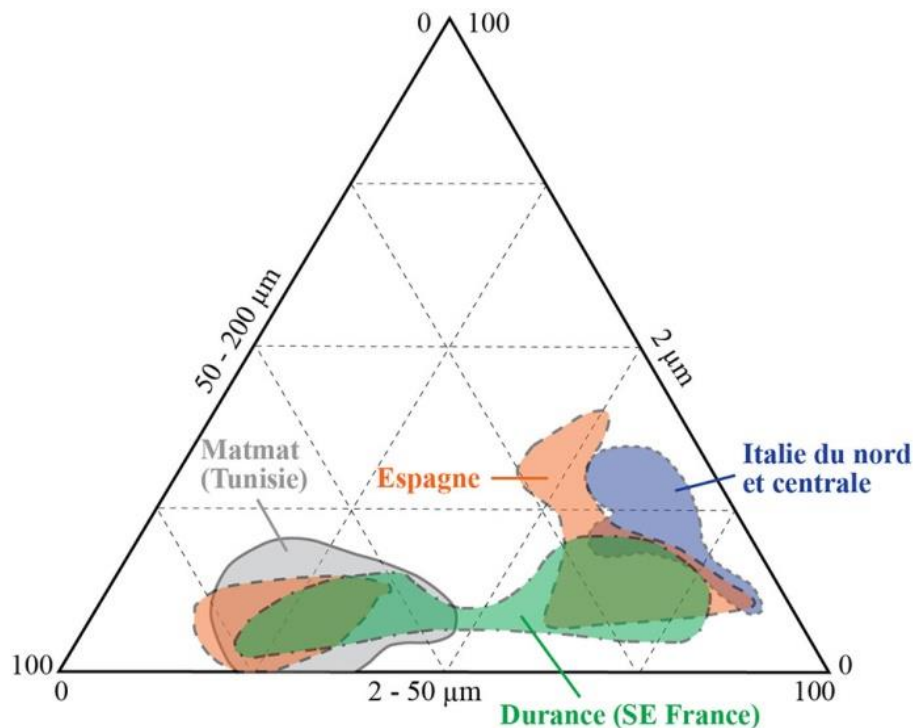


Figure 1.5 : Diagramme ternaire des résultats granulométriques obtenus sur les échantillons de lœss de la vallée de la Durance et comparaison avec d'autres lœss méditerranéens (redessiné d'après Coudé-Gaussen, 1990).

II.2. Des lœss... mais aussi des sables éoliens !

II.2.1. Les dunes de la basse vallée du Rhône et de basse Provence

La présence de sables éoliens est à nouveau mentionnée pour la première fois par P. Marcelin dans le département du Gard où il a décrit le transport par le vent de sables fluviatiles, ensuite accumulés sous la forme de dunes éoliennes visibles en contrebas des falaises calcaires du

Gardon (Marcelin, 1926, 1950). Lors de la réalisation du canal EDF de Jouques, le long de la rive gauche de la Durance, des dunes interstratifiées sont également signalées dans les coupes de loess relevées par E. Bonifay (Bonifay, 1962, 1965) (**Fig. 1.4B**). Dans les années 1960, Gabert (1965) a révélé l'importance des apports éoliens sur le pourtour de l'étang de Berre. Ces derniers sont décrits au niveau de la coupe des Deux Pins, située dans le vallon de la Vautubière qui entaille le massif de la Fare (**Fig. 1.6A, C, D**). Il s'agit de sables jaune-gris à stratifications entrecroisées sur une épaisseur comprise entre 20 et 25 m et interprétés comme des dunes éoliennes à face d'avalanche. Ces dunes ont été recouvertes par des colluvions sur 5 à 10 m d'épaisseur. À proximité, deux générations d'édifices dunaires plus modestes (~ 15 m) sont séparées par un niveau de colluvions « lithochromes » (**Fig. 1.6B**) (Ambert, 1973, 2013). Gabert-Delay (1967) a également mis en évidence la présence de sables éoliens au sein de dépôts de versants dans plusieurs carrières dans le secteur des Costières du Crau (Provence). Des « buttes de sables soufflées » recouvrant localement la terrasse alluviale würmienne sont également signalées en rive gauche du Rhône dans le secteur de Montélimar (Beeching *et al.*, 2010).

II.2.2. Focus sur les dépressions endoréiques de l'étang de Berre

Les travaux de P. Ambert, focalisés sur le secteur de l'étang de Berre, nous ont offert une vision synthétique de l'association entre les dépôts éoliens sableux et les macro-formes qui marquent le paysage actuel de la région d'Istres (**Fig. 1.7A**) (Gabert-Delay, 1967 ; Ambert, 1973 ; Ambert & Clauzon, 1992 ; Ambert, 2013). Selon P. Ambert, le Mistral a certainement joué un rôle majeur dans le creusement de l'étang de Berre et des dépressions adjacentes de superficies plus réduites. Concernant leur morphologie, une dualité semble apparaître selon la lithologie du substratum (**Fig. 7B, C**) :

- 1) des formes arrondies de grandes tailles dans les marnes tendres contemporaines du Bégudien inférieur dans lesquelles se sont creusées les deux cuvettes endoréiques et coalescentes de l'étang de Berre ;
- 2) des formes allongées dans les roches plus résistantes constituées de grès et de calcarénites miocènes.

Les dépressions fermées dans les calcarénites sont associées à des couloirs linéaires orientés 340°N. L'hypothèse nivéo-éolienne a été retenue par P. Ambert pour expliquer le creusement de ces cuvettes et la formation de couloirs linéaires (Ambert, 1974). Néanmoins, des expériences et des modèles ont montré que le transport par saltation de grains de sable est considérée comme l'unique agent abrasif efficace (Laity & Bridges, 2009 ; Várkonyi & Laity, 2012). La neige ou les poussières en suspension jouent un rôle mineur voire nul sur l'abrasion éolienne (McKenna-Neuman & Gilbert, 1986 ; Laity, 2009).

Le transport de sables du nord vers le sud par le Mistral entraîne la formation d'accumulations sableuses au nord de barrières topographiques telles que le massif de la Fare (notamment les dunes du vallon de Vautubière décrites précédemment). De même, l'analyse des minéraux lourds des dépôts éoliens piégés sur le versant nord du massif de la Nerthe suggère que ces sables proviendraient de l'abrasion éolienne des dépressions fermées creusées dans les terrains miocènes affleurant dans la région d'Istres.

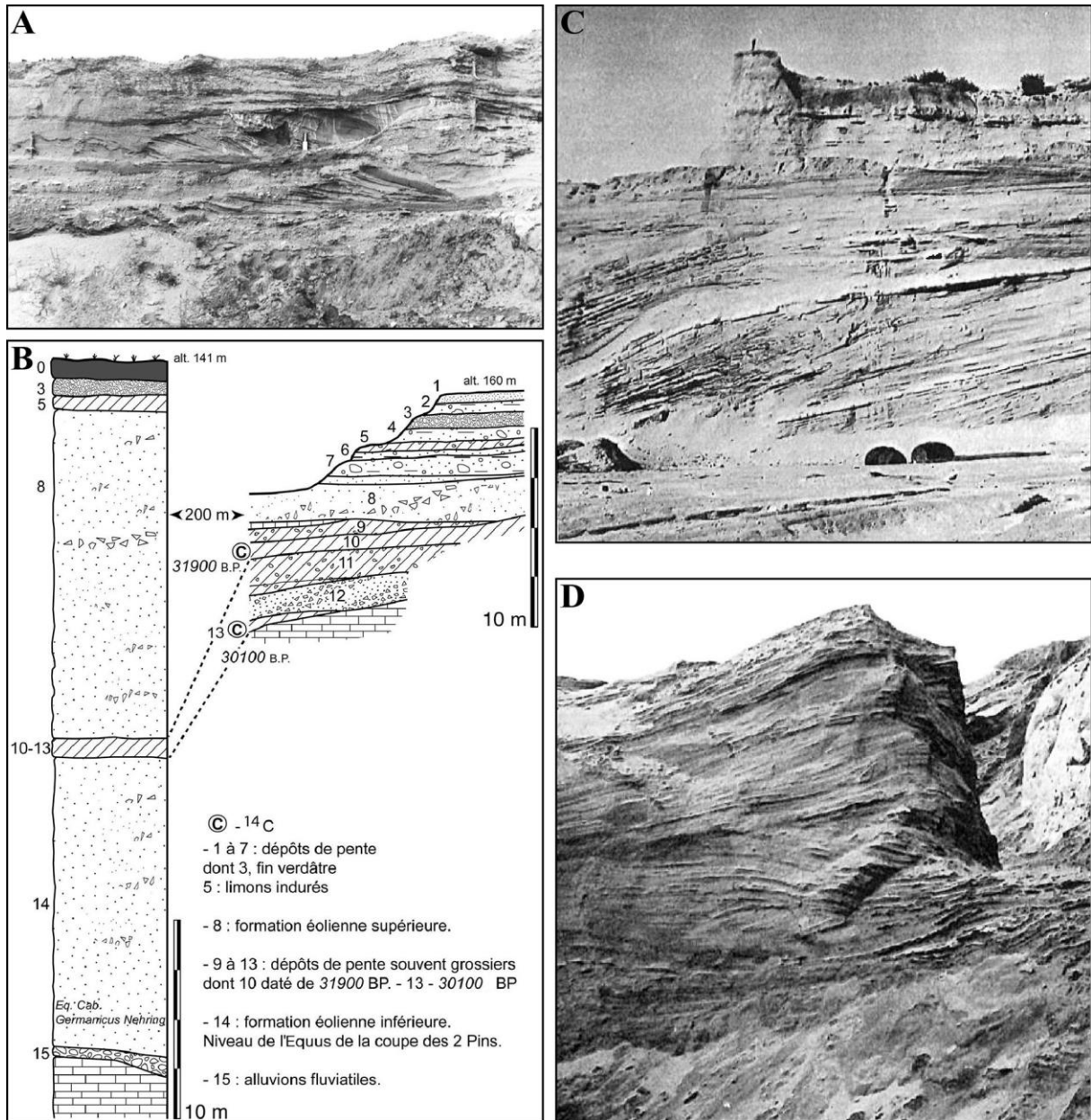


Figure 1.6 : Illustration des faciès sédimentaires de sables éoliens. A) Sables éoliens à litage entrecroisé intercalés dans des colluviums, coupe sud du vallon de la Vautubière (43,570°N, 5.209°E ; Ambert, 1973, 2013). B) Coupe synthétique des formations éoliennes du vallon de Vautubière (Ambert, 2013). C) Sables à litage oblique et pendage élevé typique des dunes éoliennes à face d'avalanche bien développée, carrière des Deux Pins (43,584°N, 5,188°E ; Gabert, 1965). D) Détail de la dune à la base de laquelle des restes d'*Equus caballus germanicus* ont été découverts dans la carrière des Deux Pins (Gabert, 1965).

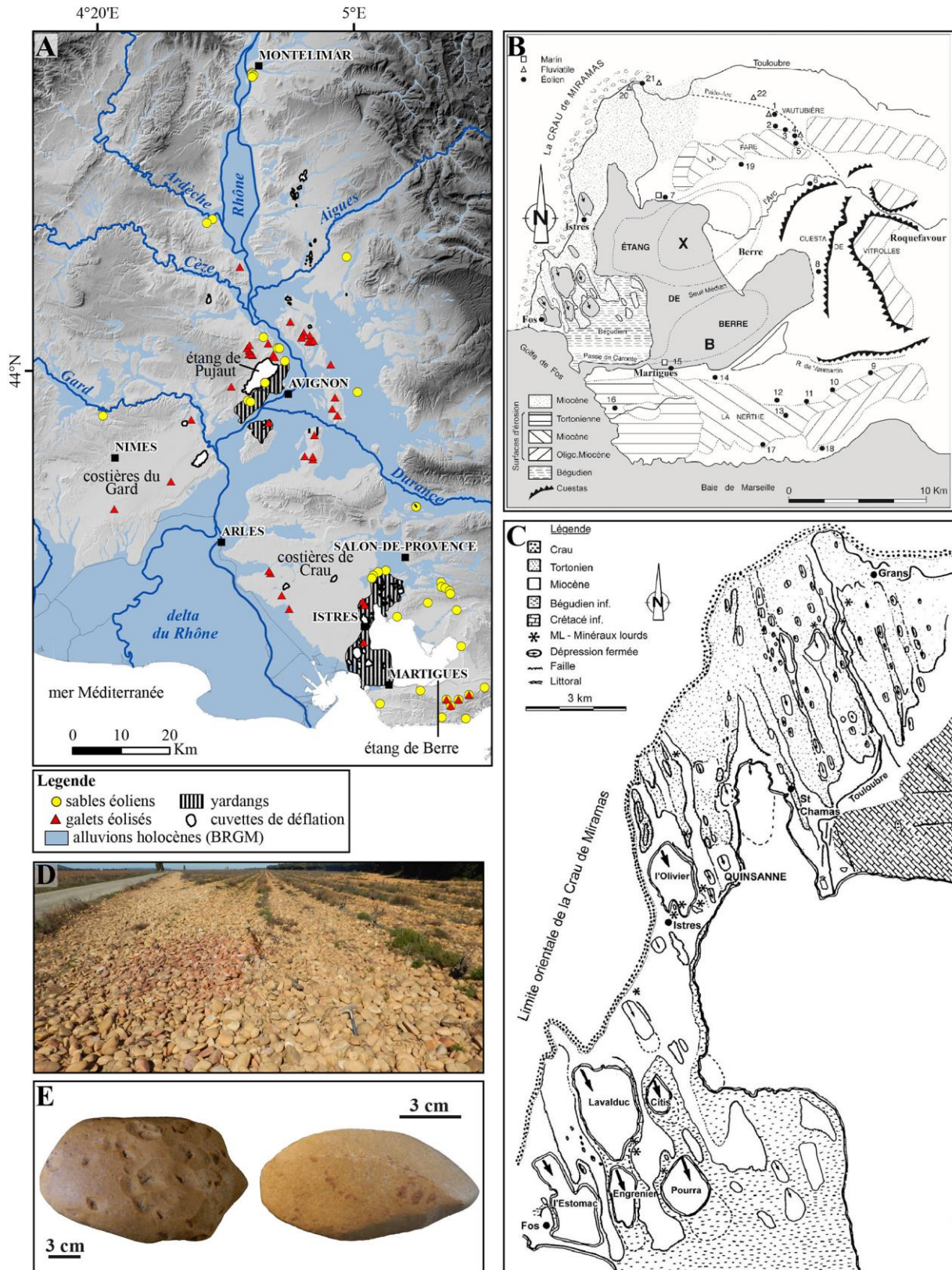


Figure 1.7 : A) Répartition spatiale des formes de relief et des dépôts éoliens dans le Moyen- et Bas-Rhône. Les figurés géomorphologiques représentés sur la carte sont issus de la littérature et de nouvelles prospections de terrain durant ce travail de thèse : sables éoliens (Marcelin, 1926 ; Gabert-Delay, 1967 ; Damiani *et al.*, 1980 ; Monjuvent *et al.*, 1991 ; Ballais & Riser, 1996 ; Beeching *et al.*, 2010 ; Ambert, 2013 ; ce travail) et galets éolisés (Mandier, 1984 ; Ambert, 2013). B) Cuvettes de déflation et principales formations éoliennes au pourtour de l'étang de Berre (Ambert, 2013). C) Dépressions et couloirs linéaires dans la région d'Istres en fonction du substratum (Ambert, 1973). D) Pavage de déflation sur la terrasse alluviale pléistocène (Fv) près de Tavel (Ardèche, 44.031°N, 4.710°E). E) Exemple de galets rhodaniens éolisés.

II.2.3. *Le midi méditerranéen français : un reg périglaciaire ?*

Mis à part l'étang de Berre, des dépressions fermées ont également été signalées dans plusieurs secteurs de la zone étudiée : à l'ouest d'Avignon, en particulier l'étang de Pujaut (Arnal, 1971a ; Chardon, 1975), dans les costières du Gard (Marcelin, 1950 ; Ambert, 2013) et sur la terrasse du plan de Dieu à l'est d'Orange (Ballais & Riser, 1996). Dans les basses plaines du Languedoc-Roussillon (Hérault, Orb, Aude, Têt) de Montpellier jusqu'à Perpignan, de nombreuses cuvettes de déflation ont été identifiées au cours des dernières décennies (e.g., Méroc, 1953 ; Gottis, 1968 ; Ambert, 1974, 2013 ; Ambert & Clauzon, 1992 ; Calvet, 1996). Récemment, 175 dépressions endoréiques formées par un vent de nord-ouest localement appelé Tramontane ont été répertoriées et étudiées en détail dans le Languedoc-Roussillon (David & Carozza, 2013 ; Carozza *et al.*, 2016). Des dépressions endoréiques ont également été identifiées au sud des Pyrénées dans les formations gypseuses de la vallée de l'Ebre où elles sont nommées localement « playas » (Gutiérrez-Elorza *et al.*, 2002 ; Gutiérrez *et al.*, 2013).

Les dépressions observées sont des systèmes endoréiques qui peuvent être assimilées à des « pans », c'est à dire des cuvettes fermées ou semi-fermées temporairement inondées (Goudie, 2013). Ces formes de relief sont fréquemment associées à des galets éolisés (« ventifacts » ou « dreikanter », i.e., galets à une ou plusieurs facettes comportant des zones polies ou des micro-formes d'érosion liées à l'abrasion éolienne) (Laity, 2009) réparties à la surface des terrasses alluviales environnantes et parfois au sein d'éboulis à matrice sableuse situés à proximité ou dans les pans (Gabert, 1966 ; Ambert, 2013). Depuis plus d'un siècle, ces ventifacts ont été documentés au sommet des hautes terrasses alluviales du Bas-Rhône et des Costières de la Crau et du Gard (Cazalis De Fondouce, 1879 ; Arnal, 1971a,b ; Ambert, 1973, 2013 ; Chardon, 1975 ; Ambert & Clauzon, 1992). Ils forment parfois de véritables pavages de déflation notamment autour de l'étang de Pujaut (**Fig. 1.7E, F**). Des ventifacts semblables ont été trouvés dans des déserts chauds, les environnements côtiers et périglaciaires caractérisés par un couvert végétal quasi-inexistant, des vents puissants, une situation topographique favorable à la déflation et une stabilité de la surface du sol au cours du temps (Laity, 2009 ; Várkonyi & Laity, 2012).

Des réseaux polygonaux parfois de grande ampleur (**Fig. 1.8A, B, C**), liés à la contraction thermique des sols ont été signalés par de nombreux auteurs (Bouteyre & Allemann, 1964 ; Gabert-Delay, 1967 ; Cailleux & Rousset, 1968 ; Nury & Roux, 1969 ; Arnal, 1971a,b). Une base de données à l'échelle nationale des polygones visibles en photographie aérienne montre qu'ils se sont développés sur les terrasses pléistocènes de la basse vallée du Rhône (Andrieux *et al.*, 2016a). Les fentes des polygones ont probablement été remplies par du sable transporté par le vent comme le révèle la présence de coins de sables (**Fig. 1.8D**) dans le secteur (Bouteyre & Allemann, 1964 ; Arnal, 1971a). Ces figurés périglaciaires sont considérés comme des marqueurs d'une contraction thermique répétée du sol dans un contexte de gel saisonnier profond ou de pergélisol à proximité de sources sableuses (Murton, 2013 ; Andrieux *et al.*, 2016b). Les études récentes basées sur une cartographie des figures périglaciaires (pseudomorphoses de coins de glace, coins à remplissage de sables éoliens, *etc.*), mais aussi sur les estimations de température de l'air fournies par les Modèles Globaux du Climat (GCMs) (Saito *et al.*, 2013 ; Andrieux *et al.*, 2016b) et l'absence de hiatus dans la recharge des aquifères profonds d'Aquitaine (Saltel *et al.*, 2019) et de Provence (Huneau *et al.*, 2001) suggèrent que les basses latitudes françaises n'étaient pas affectées par un

Chapitre 1 : Cadre général

pergélisol. Par conséquent, les polygones sont interprétés comme étant formés dans un contexte de gel saisonnier profond causé par des épisodes d'intense refroidissement du sol en hiver.

Couramment observées dans la plupart des dépôts quaternaires en France, des déformations ductiles de sédiments meubles (involutions) peuvent être localement observées dans la basse vallée du Rhône (**Fig. 1.8E**) (Bouteyre & Allemann, 1964 ; Nury & Roux, 1969). Leur genèse pourrait être liée au gonflement cryogénique différentiel (cf. synthèse dans Bertran *et al.*, 2017). Des hypothétiques sols striés ont également été signalés sur une terrasse alluviale en Ardèche (**Fig. 1.8A**) (Arnal, 1971b). Ces différentes déformations n'impliquent pas forcément la présence d'un pergélisol mais indiquent un contexte climatique périglaciaire. Les pans, les galets éolisés et les sables éoliens sont, eux, couramment observés dans des environnements désertiques chauds ou froids sous des conditions climatiques semi-arides à arides (cf. Goudie, 2013 ; French, 2017, ainsi que les références au sein de ces deux ouvrages).

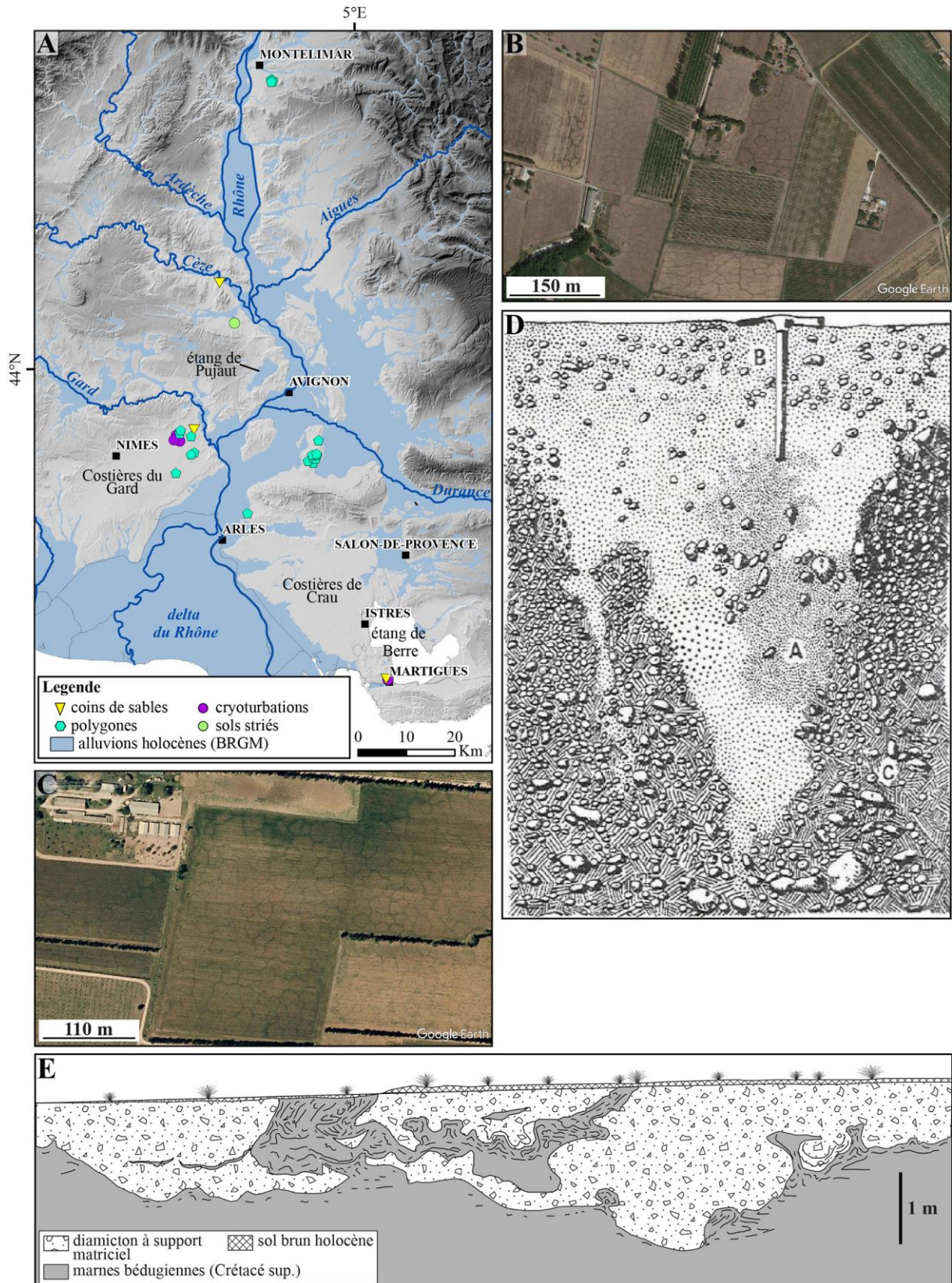


Figure 1.8 : A) Répartition spatiale des indices périglaciaires dans le Moyen- et Bas-Rhône. Toutes les données sont issues de la littérature : polygones et coins de sables (Bouteyre & Allemann, 1964 ; Cailleux & Rousset, 1968 ; Arnal, 1971a,b ; Andrieux *et al.*, 2016a), sols striés (Arnal, 1971b), cryoturbations (Bouteyre & Allemann, 1964 ; Nury & Roux, 1969). B) Photographie aérienne de réseaux de grands polygones formés par la fissuration des sols lors de la contraction thermique dans le secteur de Montélimar (Drôme, 44.530°N, 4.783°E) Les polygones se sont développés sur une terrasse fluviale silto-graveleuse attribuée au Pléistocène inférieur (Fu) (images Google Earth/IGN). C) Grands polygones visibles au sommet des alluvions Plio-Pléistocènes à

proximité de Saint-Rémy-de-Provence (Bouches-du-Rhône, 43.830°N, 4.877°E). D) Coin à remplissage sablo-limoneux massif à Meynes (Gard, 43.883°N, 4.562°E) (modifié d'après Bouteyre & Allemann, 1964). E) Involutions dans des cailloutis pléistocènes à l'ouest de Martigues (Bouches-du-Rhône, 43.409°N, 5.043°E) (redessiné d'après Nury & Roux, 1969).

II.3. Bilan chronologique

II.3.1. Les sables éoliens et les formes de relief associées à la déflation

S'il existe un consensus sur une genèse éolienne des dépressions endoréiques, en contexte semi-aride et froid (Ambert, 1974, 1981), l'absence d'association évidente entre les formes d'érosion et d'accumulation éolienne a constitué un obstacle à leur datation. Néanmoins, la base des sables de la coupe des Deux Pins (Provence) a livré des fragments osseux et trois dents d'*Equus caballus germanicus* qui suggèrent une attribution au Stade Isotopique Marin SIM 4 (Gabert, 1965). Seules deux datations radiocarbone sur des charbons dans un niveau rouge de colluvions interstratifié dans les sables dunaires de la coupe de la Fare dans le vallon de Vautubière (**Fig. 1.9**) ont livré un âge SIM 3 compris entre 41 et 29 ka cal BP (2σ) (dates recalibrées en utilisant la courbe de calibration Intcal13 ; Reimer *et al.*, 2013). De manière synchrone, le SIM 3 a vu le développement de paléosols rougeâtres qui ont été datés dans les loess en Basse-Durance (coupe de Jouques ; Ambert, 1980 ; Magnin, 1992) et dans des dépôts de pente ailleurs en Provence (cf. synthèse dans Ollivier *et al.*, 2014) (**Fig. 1.9**). À ce titre, Ambert (2013) a émis l'hypothèse que le creusement des dépressions endoréiques du secteur de l'étang de Berre s'est effectué au cours de deux phases de dynamique éolienne attribuées respectivement au SIM 4 et au SIM 2.

Ces résultats sont cohérents avec l'abandon par la paléo-Durance de la plaine de la Crau, située en amont de l'étang de Berre, autour de 180 ka (SIM 6) pour les terrasses de Luquier et de 75-70 ka (SIM 4) pour les terrasses de Miramas. Suite au dépôt des alluvions de Miramas, l'écoulement de la paléo-Durance a été définitivement dévié vers le nord des Alpilles pour rejoindre le Rhône au niveau de sa confluence dans le secteur d'Avignon. Cette déviation de son lit principal est probablement liée à la néotectonique (Gouvernet, 1959 ; Molliex *et al.*, 2013). Durant la dernière période glaciaire, l'érosion éolienne prédominait dans les Costières du Crau comme le montre la forte densité de ventifacts développées sur les surfaces des terrasses alluviales et la formation de dépressions éoliennes dans le secteur de l'étang de Berre (Ambert & Clauzon, 1992). À l'aide de la mesure de la concentration en ^{10}Be le long d'une coupe, le taux de dénudation de la terrasse de Luquier (Crau) a été estimé en moyenne à ~ 63 mm/ka, soit 380 cm de réduction durant la période comprise entre 75 et 15 ka (Würm) (Molliex *et al.*, 2013). Des observations similaires ont été réalisées dans le Languedoc (Carozza *et al.*, 2016) où le volume de sédiments exporté lors du creusement par le vent de la dépression de Canohès a été calculé à partir de repères chronologiques (niveaux des terrasses). Au cours du SIM 6, le volume érodé a été estimé à 11,7 millions de m^3 soit un taux d'érosion de $173 \text{ m}^3/\text{an}$, ce qui est supérieur au SIM 4 avec des volumes exportés de l'ordre de 4.9 millions de m^3 mais un taux d'érosion annuel plus élevé ($355 \text{ m}^3/\text{an}$). Le maximum d'abrasion éolienne a été atteint durant le SIM 2 avec un taux d'érosion de $588 \text{ m}^3/\text{an}$ (volume érodé de 8.8 millions de m^3). Ainsi, l'efficacité de la déflation durant cette dernière période (SIM 2) est liée à l'aridité de cette période, au faible couvert végétal, à l'intensité des vents (Mistral, Tramontane) et surtout à la disponibilité des sources. En France, des datations par luminescence avec la méthode de luminescence stimulée optiquement (OSL) sur 33

échantillons prélevés dans des coins à remplissage sableux ont révélé plusieurs phases d'activité au cours des 100 derniers milliers d'années (Andrieux *et al.*, 2018). Les événements de fissuration par contraction thermique des sols se sont produits majoritairement entre ~30 ka et 24 ka (SIM 2). Ce maximum d'activité des coins de sables pourrait être concomitant avec une disponibilité en sables plus élevée au cours du SIM 2.

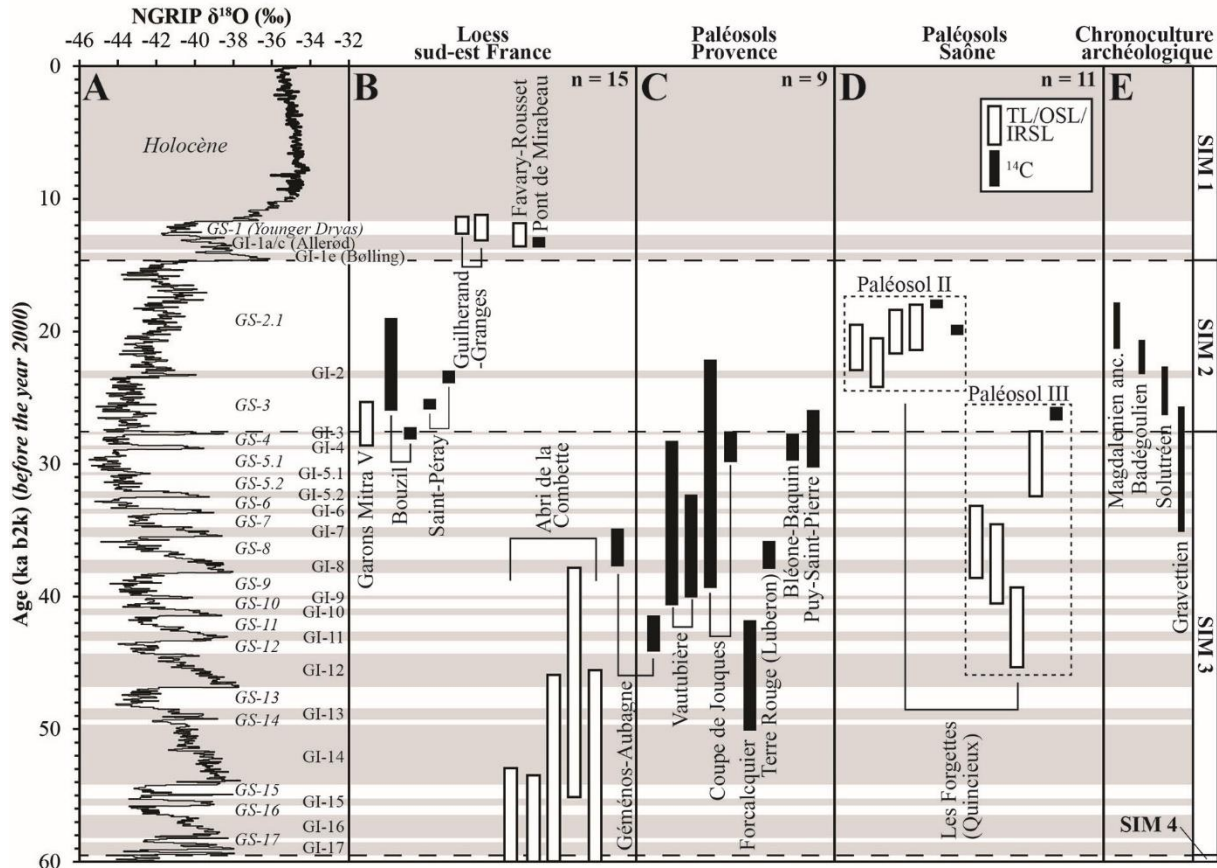


Figure 1.9 : Synthèse chronologique des phases d'activité éolienne (loess) et des phases de stabilisation (paléosols) enregistrées dans le bassin versant du Rhône. A) Courbe de $\delta^{18}O$ de la glace au Groenland (Rasmussen *et al.*, 2014). GIS = Greenland Interstadials correspondant aux interstades des cycles de Dansgaard-Oeschger, notés de 1 à 17 (bandes grises). GS = Greenland Stadials (en italique). B) Chronologie des loess obtenus par datations radiocarbone et par luminescence. Sources des dates par luminescence : Abri de la Combette (Thermoluminescence (TL) : Lopez Saez & Texier, 1998) ; infrared stimulated luminescence (IRSL) sur la fraction fine (4-11 μm) des feldspaths : Wagner *et al.*, 2002) ; les Croisières à Guilhastrand-Granges près de Valence (optically simulated luminescence (OSL) sur la fraction grossière (125-200 μm) des quartz : Varennes *et al.*, 2015) ; Favary (Rousset) (OSL sur quartz (45-63 μm) : (Thirault *et al.*, 2020) ; Garons ZAC Mitra V (OSL sur quartz (45-63 μm) : Laroche *et al.*, 2020). Source des dates radiocarbone : Pont de Mirabeau (^{14}C AMS sur charbon : Ollivier, 2006 et Ollivier *et al.*, 2014) ; Bouzil (^{14}C et ^{14}C AMS sur charbon : Bazile, 2007) ; Saint-Péray (^{14}C AMS sur granules calcitiques de ver de terre et sur un ossement : Le Pape *et al.*, 2020) ; Géménos-Aubagne (^{14}C AMS sur charbon : Ollivier *et al.*, 2014). C) Chronologie des paléosols (^{14}C et ^{14}C AMS) localisés en région de Provence. Géménos-Aubagne (Magnin, 2014) ; vallon de Vautubière (Ambert, 1974, 2013) ; Jouques (Ambert, 1980, 2013 ; Magnin, 1992) ; Forcalquier (Dubar, 2008) ; Terre Rouge (Luberon) (Ollivier, 2006 ; Ollivier *et al.*, 2014) ; Bléone-Baquin (Jorda & Delibrias, 1981) ; Puy-Saint-Pierre (Dubar, 1979). D) Datation des paléosols II et III de la séquence alluvio-loessique de Quincieux-Les Forgettes située au nord de Lyon dans la vallée de la Saône (Franc *et al.*, 2017). Les datations par luminescence (n = 8) ont été réalisées sur quartz fin (4-11 μm) et grossier (90-200 μm) tandis que 3 dates ^{14}C AMS ont été effectuées sur la malacofaune (*Succinella oblonga* et *Trochulus hispidus*) et sur un os de faune. E) Chronologie des phases culturelles archéologiques du Gravettien ancien au Magdalénien ancien reconstruites à partir de l'examen critique de 114 dates radiocarbone issues des principaux sites archéologiques français (Banks *et al.*, 2019). La modélisation chronologique repose sur un modèle hiérarchique bayésien effectué à l'aide du logiciel récemment développé « ChronoModel » (Lanos & Dufresne, 2019). Les datations radiocarbone conventionnelles ont été converties en âge calendaire à l'aide de la courbe de calibration IntCal 13 et sont

exprimées en cal. BP (Reimer *et al.*, 2013). SIM : Stade Isotopique Marin selon Sanchez Goñi & Harrison (2010).

II.3.2. Les lœss

Les découvertes de sites paléolithiques de plein air dans les lœss ont permis d'améliorer la chronostratigraphie proposée par Bonifay dans les années 1950-1960. La plupart des sites ont été découverts dans un ancien bras mort du Rhône, la « vallée morte de Touloud » (**Fig. 1.10A, B et C**) dont l'abandon du cours aurait eu lieu à la fin du Günz (Mandier, 1974). Cette ancienne vallée séparée du Rhône actuel par le massif calcaire de Crussol forme une dépression favorable à l'accumulation de lœss attribués au Würm selon la carte géologique au 1/50 000^e du BRGM (notés Oe ; <http://infoterre.brgm.fr/>). Les sites archéologiques de plein air dans des lœss, pour certains découverts anciennement, ont fait l'objet récemment d'une compilation et d'une révision par Onoradini *et al.* (1999) et Bazile (2007). Ils ont tous livré une industrie lithique très pauvre à affinité gravettienne dont l'attribution se base sur quelques fossiles directeurs (pointe de la Font-Robert, pointe de la Gravette, burin de Noailles). Une association de vestiges archéologiques avec des restes de faunes fossiles notamment des ossements de mammoth laineux (*Mammuthus primigenius*) a été signalée pour la première fois dans les années 1930 sur le site de Tayac (Paya, 1939). Au moins deux autres sites, dans la vallée de Touloud ont révélé une telle association : Jaulan et Lèches (Onoradini *et al.*, 1999).

Plus en aval du Rhône, il existe d'autres sites de plein air « gravettiens » découverts dans les lœss, que ce soit dans les costières du Gard (La Treille à Manduel) ou en Ardèche (Bouzil à Saint-Thomé). Ce dernier constitue la séquence archéologique régionale la plus complète avec quatre niveaux d'occupation stratifiés à la base de dépôts lœssiques de 8 m de puissance (Onoradini *et al.*, 1999 ; Bazile, 2007). Le site du Bouzil est le premier site ayant fait l'objet de datations radiocarbone. La première date ¹⁴C a été effectuée sur des charbons prélevés dans le niveau d'occupation supérieur (niveau I) et a livré un âge compris entre 25,9-19,1 ka cal BP. La seconde par la méthode AMS (*accélérateur de spectrométrie de masse*) sur des charbons prélevés dans un niveau plus en profondeur (niveau III), riche en objets lithiques, a donné un âge de 28,0-27,4 ka cal BP (**Fig. 1.9B**) (Onoradini *et al.*, 1999 ; Bazile, 2007). Cette dernière date a été considérée comme la plus vraisemblable. Elle est cohérente avec la chronologie du Gravettien moyen dans le bassin parisien (Klaric, 2013) et ailleurs en France (Banks *et al.*, 2019) (**Fig. 1.9E**). Les lœss contemporains du Gravettien rhodanien dont une partie se serait déposée à la fin du SIM 3 et durant le SIM 2 au cours d'une période favorable à l'émission de poussières sur le continent européen (Seelos *et al.*, 2009). La présence de mégafaune comme les mammoths laineux adaptés à des environnements de steppe-toundra, témoigne d'une péjoration climatique marquée par l'avancée des glaciers. Ce refroidissement a entraîné la migration de mammoths depuis le nord des Alpes où les derniers fossiles remontent à ~36 ka (Spötl *et al.*, 2018) vers d'autres vallées alpines comme celle du Rhône. La datation ¹⁴C d'une défense de mammoth découverte dans des dépôts fluvio-glaciaires du glacier du Rhône permet d'estimer leur arrivée entre 30,0 et 28,9 ka cal BP (Schluchter, 2004). Les mammoths semblent persister dans la vallée du Rhône durant le SIM 2.

En 2017, la découverte d'un fémur et de l'extrémité d'un humérus appartenant à un mammoth laineux associés à un fragment de silex, le tout recouvert par une épaisseur de 2,7 m de lœss dans le secteur de Saint-Péray, a été l'occasion d'obtenir de nouvelles données chronologiques (**Fig. 1.10D**). Une date AMS¹⁴C réalisée sur des granules de ver de terre prélevés à proximité des ossements et une seconde réalisée directement sur un fragment de l'humérus ont livré des âges respectifs de 23,8-23,1 et 25,8-25,3 ka cal BP soit une période contemporaine du SIM 2 (**Fig. 1.9B**) (ce travail ; Le Pape *et al.*, 2020). Contrairement aux sites présentés précédemment, ces dates sont en accord avec la fin du Gravettien mais plus probablement avec le Protosolutréen ou le Solutréen inférieur (Banks *et al.*, 2019). Un nouveau site rattaché au Magdalénien inférieur a été découvert dans les costières du Gard à Pichegu (Bellegarde) où une datation AMS¹⁴C sur charbon a été réalisée sur un paléosol brunifié développé dans une séquence de lœss et a livré un âge entre 17,2 et 17,0 ka cal BP (Bouchet *et al.*, 2015).

L'acquisition de nouvelles datations par des méthodes récentes (OSL sur quartz et AMS¹⁴C sur restes organiques) lors de diverses opérations archéologiques préventives, de sauvetages ou de fouilles programmées a permis de préciser le cadre chronologique des dépôts éoliens régionaux. Ainsi, trois phases d'accumulations lœssiques ont été mises en évidence (**Fig. 1.9**) :

- 1) Une première phase couvrant un large intervalle chronologique compris entre ~72 ka et 38 ka, soit une période comprenant le SIM 4 et les deux tiers inférieurs du SIM 3. Cette phase de dépôts lœssiques est enregistrée dans le site moustérien (Paléolithique moyen) de l'abri de la Combette (Vaucluse) en Provence (**Fig. 1.10E**) (Texier *et al.*, 2003). Les incertitudes importantes des dates par thermoluminescence (TL) et *infrared stimulated luminescence* (IRSL) sur feldspaths (Lopez Saez & Texier, 1998 ; Wagner *et al.*, 2002) n'ont pas permis de contraindre précisément cette phase de dépôt. De nouvelles dates ont été réalisées sur cet abri par S. Kreutzer et semblent confirmer les premiers résultats (Kreutzer *et al.*, soumis).
- 2) Une seconde phase entre environ 28,5 ka et <23 ka situe probablement la principale période de sédimentation lœssique dans la région durant le SIM 2. Cette phase est contemporaine des occupations paléolithiques du Gravettien. Néanmoins, une date radiocarbone sur charbon sur la coupe de lœss d'Aubagne-Géménos (Provence) qui a livré un âge entre 37,6 ka cal BP et 35,0 ka cal BP suggère un démarrage de la sédimentation éolienne plus précoce.
- 3) Une troisième phase courte au Dryas Récent (GS-1) correspondant au dernier refroidissement du Tardiglaciaire (14,7–11,7 ka).

La première et la seconde phases sont entrecoupées par une période de pédogenèse favorable au développement de sols durant le SIM 3 qui a été identifiée dans la vallée de la Durance (Ollivier *et al.*, 2014) et dans la région lyonnaise (Franc *et al.*, 2017). Récemment, un paléosol rouge dans les lœss d'Aubagne-Géménos a été daté autour de 44,0–41,6 ka cal BP (Magnin, 2014). La malacofaune associée à ce paléosol indique un léger réchauffement du climat durant cette période. Une seconde phase pédogénétique a été identifiée sur le site archéologique du lieu-dit Les Forgettes à Quincieux et pourraient correspondre sans aucune certitude à l'interstade du GI-2 (Franc *et al.*, 2017). Des apports de poussières piégés dans les

Chapitre 1 : Cadre général

karsts ardéchois ont révélé une phase de dynamique éolienne antérieure au SIM 4 (Debard, 1987 ; Puaud *et al.*, 2015).

Chapitre 1 : Cadre général

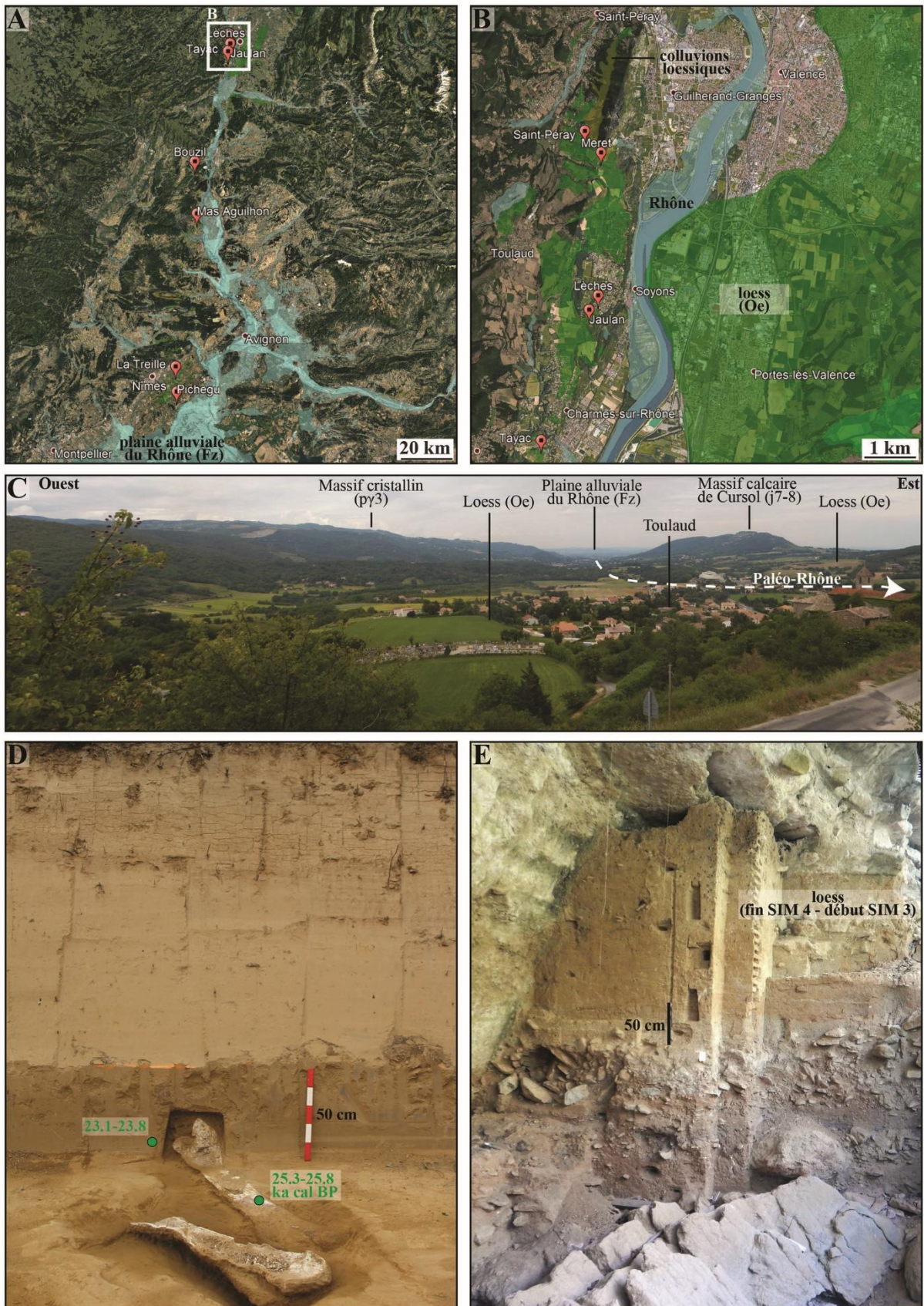


Figure 1.10 : A) Répartition des sites archéologiques de plein air dans les loess. B) Concentration de sites archéologiques dans la vallée morte de Toulaud (dépression de Saint-Péray). C) Dépression de Saint-Péray vue depuis Toulaud (44,897°N, 4,816°E). D) Restes de mammouths dans des loess à Saint-Péray (44.919°N, 4.838°E). Datations radiocarbones sur sédiments et ossements d'après Le Pape *et al.* (2020). E) Accumulation de loess dans le site paléolithique moyen de l'abri de la Combette à Bonnieux (Vaucluse, 43.807°N, 5.337°E).

III. CADRE PALÉOENVIRONNEMENTAL ET PALÉOCLIMATIQUE AU COURS DU DERNIER GLACIAIRE (WÜRM) (73,5-14,7 KA) ET AU TARDIGLACIAIRE (14,7-11 KA)

III.1. Evolution des glaciers alpins

III.1.1. Le rôle des glaciers dans la formation des dépôts éoliens

En milieu périglaciaire, l'abrasion glaciaire est considérée comme un des mécanismes les plus efficaces pour réduire les particules grossières en particules fines (Smalley, 1966) (**Fig. 1.11A**). Durant les épisodes froids du Pléistocène, les vallées alpines ont été envahies par les glaciers et ont donc constitué un lieu privilégié pour la production de sédiments fins à partir de roches de lithologies variées (roches ignées, métamorphiques, sédimentaires). Des exemples actuels (Svalbard, Islande, Alaska, Groenland) montrent que la quantité de limons produite à proximité des glaciers est très élevée (**Fig. 1.11B**) (Bullard & Austin, 2011 ; Bullard, 2013 ; Bullard *et al.*, 2016). Bien que la majorité des particules fines soient produites par l'abrasion glaciaire, d'autres mécanismes, tels que des processus d'altération par le froid ou la comminution fluviale, sont susceptibles d'y contribuer (Wright, 2001a). L'augmentation de l'activité fluvio-glaciaire associée à l'extension des glaciers entraîne la mobilisation et la redistribution des sédiments vers les plaines d'épandages fluvio-glaciaire où ils se déposent (Wright, 2001b ; Smalley *et al.*, 2009). Dans le cas des glaciers de montagne (comme ceux des Alpes), ces particules sont transportées sur une grande distance par des rivières périglaciaires en tresses comme dans les vallées du Rhin, du Rhône ou du Danube. Le transport fluvio-glaciaire joue ici deux rôles essentiels: (i) il permet de séparer les différentes fractions granulométriques (argiles, limons et sables) et (ii) de recharger les plaines d'épandage des rivières lors de chaque fonte annuelle (Pye, 1995). Les sédiments déposés sur les plaines d'inondation peu végétalisées sont ainsi facilement remobilisables par le vent. Durant les phases froides du Dernier Glaciaire, l'intensité des vents était plus élevée qu'actuellement en raison de l'augmentation de l'activité cyclonique en Europe, elle-même liée à la présence des calottes glaciaires britannique et scandinave (Isarin *et al.*, 1997 ; Christiansen & Svensson, 1998 ; Christiansen, 2004). La fréquence relativement élevée de vents turbulents provoque une augmentation des taux de déflation des sédiments exposés sur des surfaces géomorphologiquement actives telles que les plaines d'épandage fluvio-glaciaire ou les rivières en tresses. Compte tenu des conditions décrites ci-dessus, il est probable que l'accumulation de lœss dans la vallée du Rhône ait été renforcée au cours des phases d'avancée des glaciers alpins qui sont intimement liées aux fluctuations climatiques de l'hémisphère nord. Il est donc important de s'intéresser à la rythmicité des fluctuations des glaciers alpins au cours du dernier cycle glaciaire.

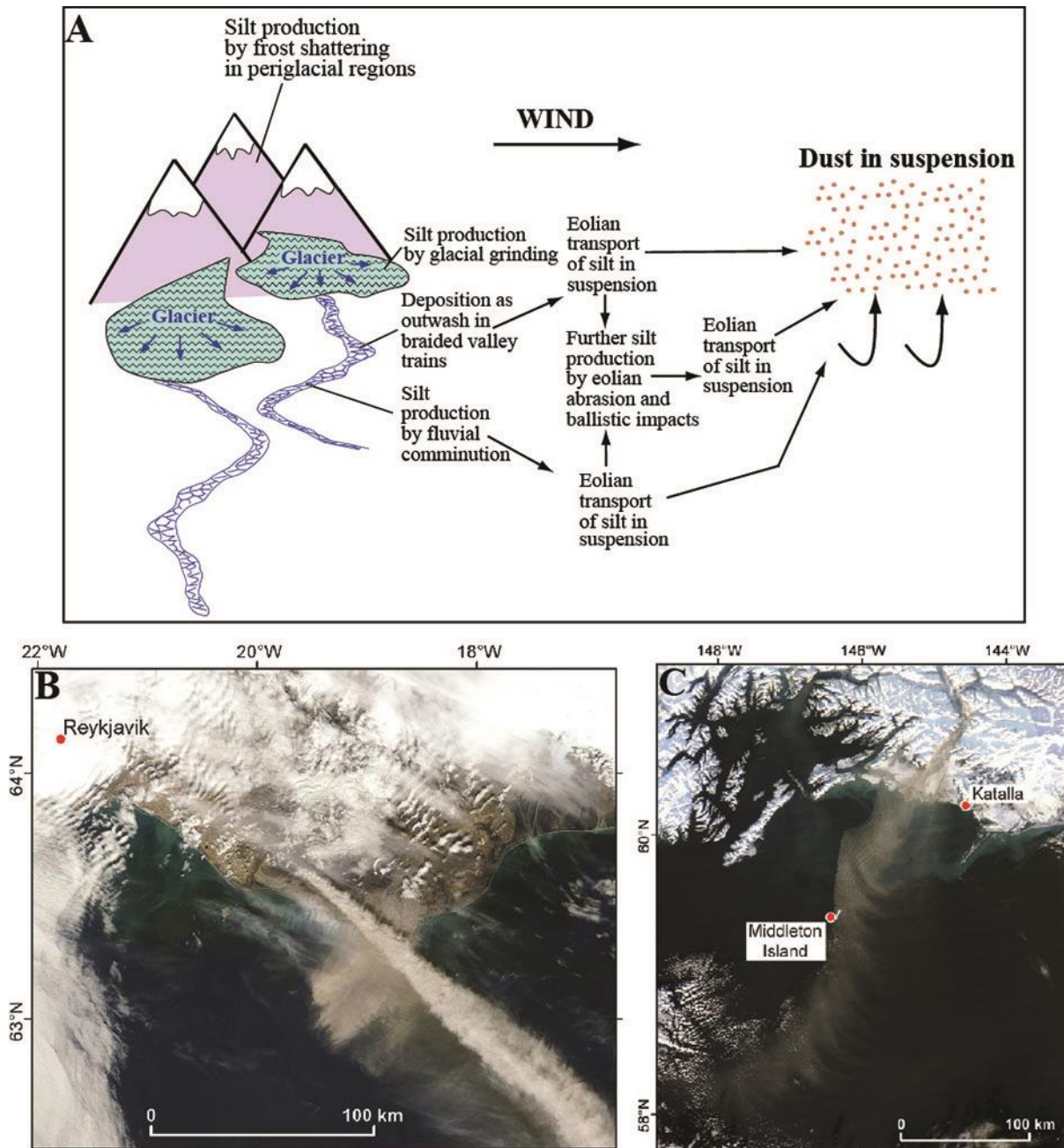


Figure 1.11 : A) Schéma simplifié de la production de poussières dans les environnements glaciaires (modifié d'après Muhs & Bettis III, 2003). Images satellitaires (MODIS) où l'on a pu observer des émissions de poussières (« dust plume ») au-dessus de l'océan en Islande (B) prise le 7 mai 2010 et en Alaska (C) le 4 décembre 2012 (modifié d'après Bullard *et al.*, 2016).

III.1.2. Extension maximale du glacier alpin

Historiquement, l'étendue maximale du glacier alpin durant le Dernier Glaciaire a été contrainte par la cartographie des moraines et de leurs dépôts fluvio-glaciaires associés (Penck & Brückner, 1901/1909). Les moraines au cours de la dernière glaciation se distinguaient des moraines externes plus anciennes, moins différenciées sur le plan morphologique, attribuées aux extensions de la pénultième glaciation au cours du SIM 6 ou 8. En France, deux complexes morainiques ont été reconnus autour de la chaîne occidentale des Alpes et du Jura (Bourdier, 1961 ; Monjuvent, 1979, 1984 ; Mandier, 1984 ; Campy, 1992) : (i) le « complexe morainique externe » est associé à l'extension glaciaire maximale durant le Pléistocène moyen (i.e. le Riss selon Penck & Brückner, 1901/1909) où il aurait atteint la

marge occidentale du Jura, la région lyonnaise et aurait couvert l'ensemble du plateau des Dombes ; alors que (ii) le « complexe morainique interne » dont les limites ont été identifiées 10 à 40 km en amont de la phase précédente correspondrait à la glaciation de la fin du Pléistocène (Würm) (Buoncristiani & Campy, 2011). À l'échelle de l'arc alpin, les phases d'avancée et de retrait des glaciers d'une vallée à l'autre peuvent être corrélées grâce à la ligne d'équilibre glaciaire (LEG, représentant la limite entre les zones d'accumulation et d'ablation). Durant le DMG local, la calotte glaciaire des Hautes-Alpes a alimenté des glaciers émissaires imposants qui occupent les principales vallées en formant des lobes de piémonts dans la partie septentrionale (Rhône, Reuss, Rhin, Inn et Salzach) et en remplissant des amphithéâtres italiens (Tagliamento, Garda, Ivrea, Rivoli-Avigliana, Gesso) dans la partie méridionale (**Fig. 1.12**).

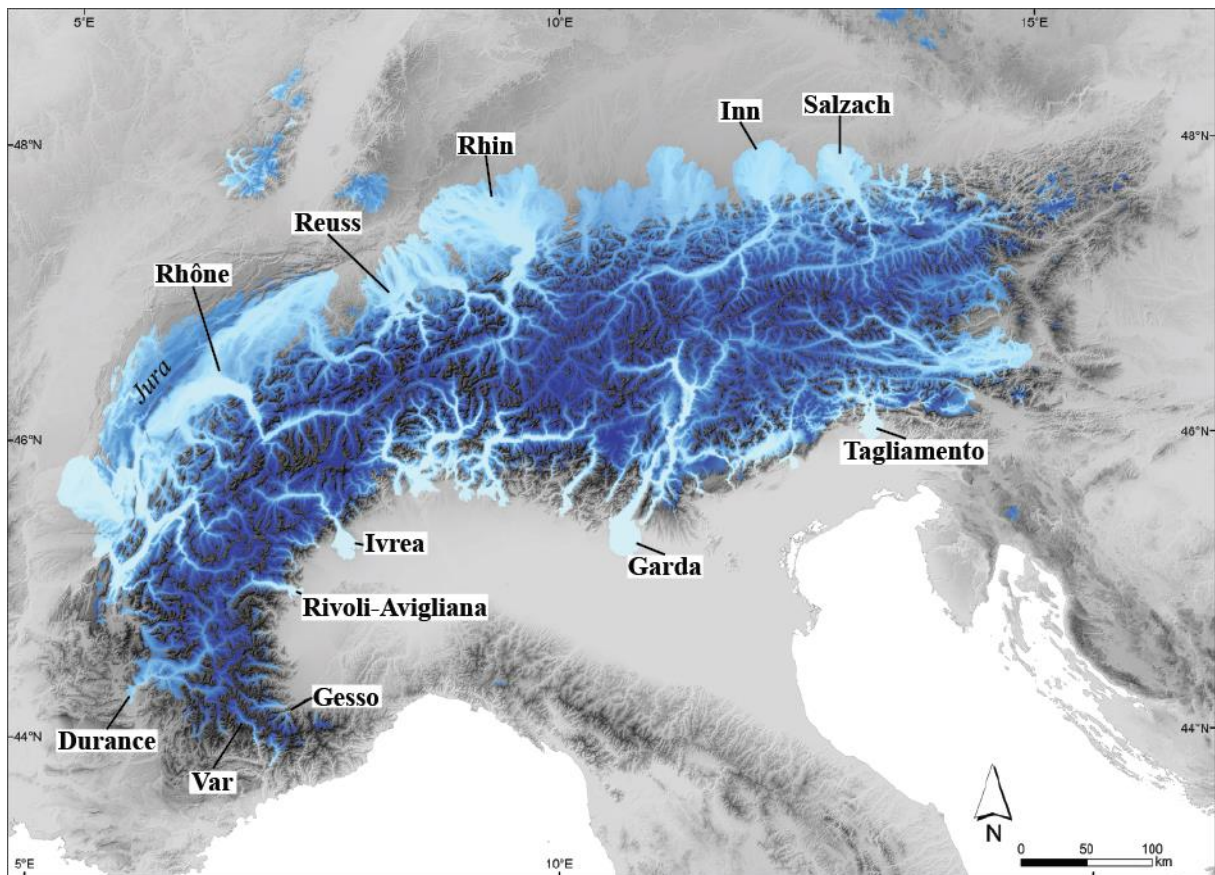


Figure 1.12 : Cartographie de l'extension maximale de la calotte alpine durant le Dernier Maximum Glaciaire local. Localisation des principaux glaciers cités dans le texte (modifié d'après Ehlers & Gibbard, 2004 ; Ivy-Ochs *et al.*, 2018).

Une modélisation récente a montré que l'écoulement des glaces était largement contrôlé par la topographie subglaciaire mais que les transfuges à travers les cols de montagne étaient fréquentes (Seguinot *et al.*, 2018). Selon cette simulation numérique, le volume de glace total aurait atteint un maximum de 123 000 km³ alors que l'épaisseur de glace pouvait être localement comprise en 1500 et 2000 m dans les vallées encaissées (Benz, 2003). Le LEG durant l'étendue maximum du glacier DMG du Rhin a été estimé à 1000 m a.s.l., ce qui suggère une dépression de la LEG de plus de 1500 m par rapport à celle du Petit Âge Glaciaire (Keller & Krayss, 2005). Les archives géologiques (cartographie de la direction d'écoulement de la glace de fond, cartographie de la trimline et localisation des blocs

erratiques en haute altitude) indiquent que la glace était plus épaisse au sud de la principale ligne de partage des eaux actuelles (Ivy-Ochs, 2015).

III.1.3. Chronologie alpine

Durant les dernières décennies, la chronologie alpine a été documentée sur de nombreux sites autour des Alpes par les méthodes de datation au radiocarbone (^{14}C) et de datation d'exposition par le béryllium (^{10}Be). Ces nouvelles données chronologiques ont permis d'améliorer grandement le cadre stratigraphique régional.

Les données concernant la glaciation du SIM 4 sont lacunaires et la chronologie de l'extension maximale reste indéterminée (Preusser *et al.*, 2007). Durant le SIM 3, les principales vallées alpines septentrionales et orientales, libres de glace, ont été colonisées par des mammoths laineux (Spötl *et al.*, 2018) et par une végétation de milieu ouvert (Barrett *et al.*, 2018). Des datations effectués sur différents sites localisés sur les versants nord et sud des Alpes ont suggéré une avancée des glaciers au-delà du front alpin à partir de 30 ka (fin du SIM 3 – début du SIM 2). Les éléments chronologiques contraignant le plus précisément les fluctuations dans les lobes glaciaires d'avant-pays au cours du DMG local ont été obtenus dans un nombre relativement limité de systèmes de moraines frontales bien datées, à savoir le Rhin (Preusser *et al.*, 2011), le Tagliamento (Monegato *et al.*, 2007), la Garda (Monegato *et al.*, 2017) et le Rivoli-Avigliana (Ivy-Ochs *et al.*, 2018). Les principaux points à retenir de ces études récentes sont les suivants (cf. **Fig. 1.13A**) :

- 1) De nombreux lobes glaciaires ont atteint leur développement maximal au cours d'une période comprise entre $\sim 26-23$ ka, ce qui est contemporain du stadiaire groenlandais GS-3 (Rasmussen *et al.*, 2014) et correspond bien au « *global LGM* » proposé par (Hughes & Gibbard, 2015). Ces résultats sont cohérents avec ceux obtenus pour le système du Rhône qui a culminé autour de 24 ± 2 ka (Ivy-Ochs *et al.*, 2004). La modélisation de la calotte alpine suggère une surface maximale de la couverture de glace à 24,5 ka, tandis que les différents lobes glaciaires ont atteint leur culmination entre 27 et 21 ka (Seguinot *et al.*, 2018).
- 2) Une seconde phase d'avancée des glaciers sur un temps relativement court a été également documentée juste après 23 ka, ce qui pourrait correspondre à une reprise juste après un léger retrait lors de l'interstade GI-2. Cette seconde avancée pourrait avoir son équivalent dans les Alpes maritimes, que ce soit dans la vallée de la Durance (Jorda *et al.*, 2000) ou dans celle de Gesso (Federici *et al.*, 2012) mais également plus au nord pour le glacier du Reuss autour de 22 ± 2 ka (Reber *et al.*, 2014). De nouvelles données ont été obtenues sur des carottes marines au large des Alpes maritimes françaises avec des pics d'apport sédimentaire provenant des glaciers du Var datés autour de 26-24 ka et 22-20 ka (Bonneau *et al.*, 2017) et une augmentation du taux d'accumulation en mer Adriatique entre 24,6 et 23,8 ka (Pellegrini *et al.*, 2017). Ces données sont en accord avec les phases d'avancée maximale de la calotte alpine.
- 3) Après 22 ka, les glaciers alpins sont entrés en phase de récession et ont perdu jusqu'à 80% de leur volume autour de 17,5 ka tandis que la LEG remonte de 500 m (Ivy-Ochs *et al.*, 2008). Après cette déglaciation catastrophique au cours du GS-2, une avancée glaciaire importante s'est produite lors du « *Gschnitz stadial* » autour de 17-15,4 ka en

réponse au brutal refroidissement durant HE-1 (Ivy-Ochs *et al.*, 2006, 2008 ; Ivy-Ochs, 2015).

- 4) Au Tardiglaciaire, une des dernières avancées majeures des glaciers a eu lieu durant le Dryas récent (GS-1) qui correspond à la formation des moraines du « *Egesen stadial* » (Ivy-Ochs *et al.*, 2006).

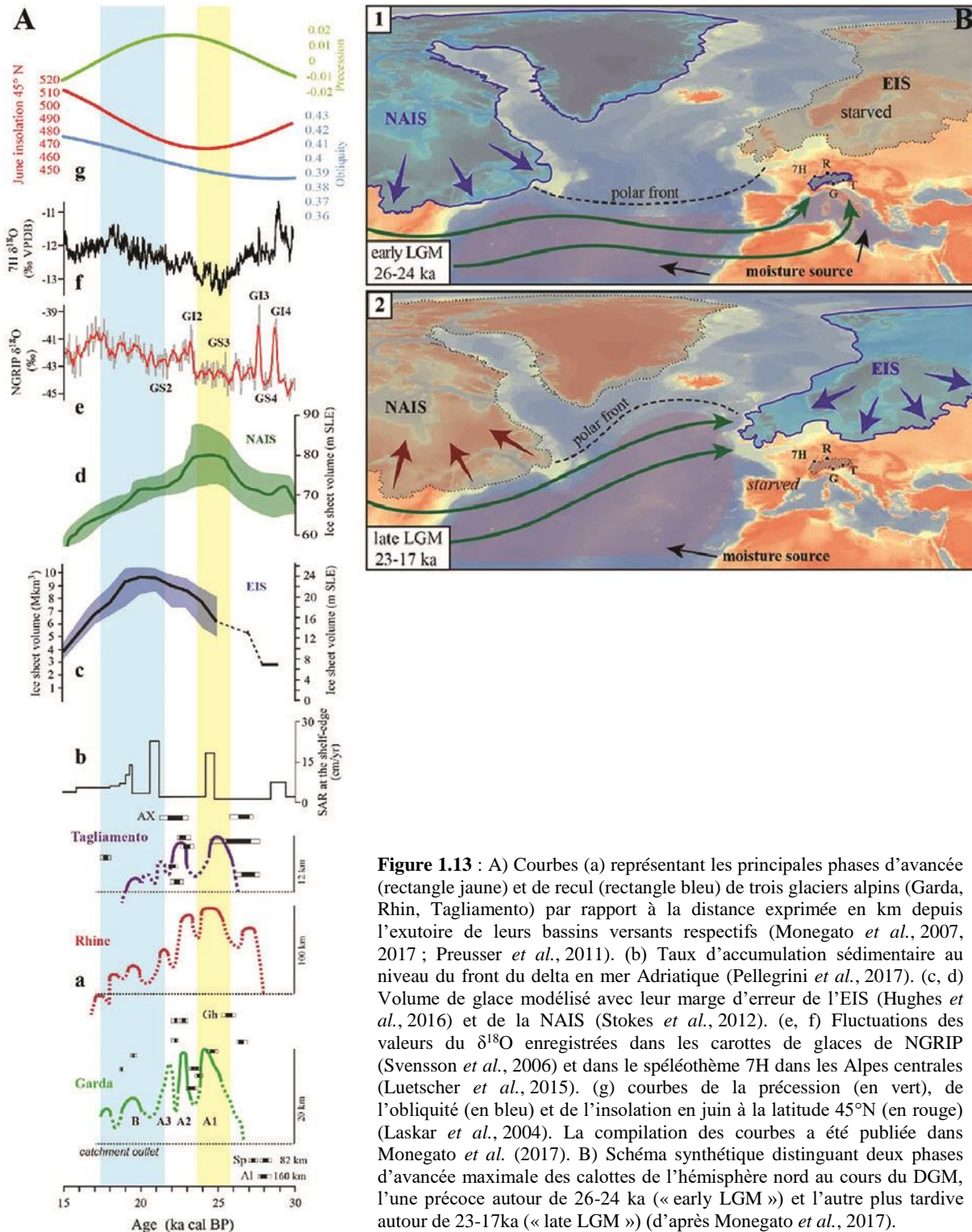


Figure 1.13 : A) Courbes (a) représentant les principales phases d'avancée (rectangle jaune) et de recul (rectangle bleu) de trois glaciers alpins (Garda, Rhin, Tagliamento) par rapport à la distance exprimée en km depuis l'exutoire de leurs bassins versants respectifs (Monegato *et al.*, 2007, 2017 ; Preusser *et al.*, 2011). (b) Taux d'accumulation sédimentaire au niveau du front du delta en mer Adriatique (Pellegrini *et al.*, 2017). (c, d) Volume de glace modélisé avec leur marge d'erreur de l'EIS (Hughes *et al.*, 2016) et de la NAIS (Stokes *et al.*, 2012). (e, f) Fluctuations des valeurs du $\delta^{18}O$ enregistrées dans les carottes de glaces de NGRIP (Svensson *et al.*, 2006) et dans le spéléothème 7H dans les Alpes centrales (Luetscher *et al.*, 2015). (g) courbes de la précession (en vert), de l'obliquité (en bleu) et de l'insolation en juin à la latitude 45°N (en rouge) (Laskar *et al.*, 2004). La compilation des courbes a été publiée dans Monegato *et al.* (2017). B) Schéma synthétique distinguant deux phases d'avancée maximale des calottes de l'hémisphère nord au cours du DGM, l'une précoce autour de 26-24 ka (« early LGM ») et l'autre plus tardive autour de 23-17ka (« late LGM ») (d'après Monegato *et al.*, 2017).

III.1.4. Influence des changements de circulations atmosphériques sur la croissance des glaciers européens

Une publication récente de Monegato *et al.* (2017) a comparé les phases d'avancée et de retrait des glaciers alpins avec celles des inlandsis eurasiatiques (EIS, *European Ice Sheet*) et nord-américain (NAIS, *North American Ice Sheet*) afin de tester si elles sont synchrones à l'échelle de l'hémisphère nord. L'extension maximale des glaciers alpins au cours du début du DMG (26-23 ka) a devancé d'environ 3,5 ka le point culminant de l'EIS (Böse *et al.*, 2012 ; Hughes *et al.*, 2016). L'EIS a atteint son volume maximal autour de 21 ka alors que les glaciers alpins et la NAIS étaient déjà en phase de récession (**Fig. 1.13A**). Selon les auteurs, cette différence s'explique par la croissance rapide de la NAIS entre 26 et 24 ka dans un contexte de faible insolation suite à une obliquité minimale autour de ~29 ka (**Fig. 1.13**). Selon des simulations, l'avancée de la NAIS a modifié la circulation atmosphérique en forçant le *jet stream* polaire de l'Atlantique Nord vers l'Europe méridionale (Löfverström *et al.*, 2014 ; Beghin *et al.*, 2015). Ce changement de trajectoire a conduit à l'advection d'humidité de la mer Méditerranée vers les Alpes, caractérisée par des faibles valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ (**Fig. 1.13A**) enregistrées dans un spéléothème alpin provenant des grottes de Sieben Hengste (Luetscher *et al.*, 2015). Cet apport d'humidité a provoqué l'expansion des glaciers alpins. En raison de la migration du front polaire vers le sud, un déficit de précipitation en Europe septentrionale a entraîné un ralentissement de l'avancée de l'EIS. Après 23 ka, le retrait de la NAIS suite à l'augmentation de l'insolation a provoqué la migration du front polaire vers le nord (**Fig. 1.13B**). Les apports d'humidité ont augmenté au-dessus de l'EIS alors que la calotte alpine s'était effondrée (Luetscher *et al.*, 2015 ; Monegato *et al.*, 2017).

III.2. Réponse de la végétation à la variabilité climatique millénaire en Europe du sud

Durant le dernier cycle glaciaire, des changements climatiques abrupts, à l'échelle du millénaire, ont été identifiés grâce aux variations de la composition isotopique de l'oxygène 18 ($\delta^{18}\text{O}$) enregistrées dans les carottes de glace du Groenland sur le site de NGRIP. Cet intervalle chronologique a été subdivisé en une série de 26 phases interstadias (GI) et stadias (GS) groenlandais (Rasmussen *et al.*, 2014). Les périodes de réchauffements rapides ont été associées aux événements de Dansgaard-Oeschger (D-O), qui ont été suivis par un retour progressif à des conditions climatiques plus froides (Dansgaard *et al.*, 1993). Certains stadias sont également associés à des débâcles d'icebergs (révélées par la présence d'*Ice-rafted debris* ou IRD dans les carottes marines) de grande ampleur dans l'Atlantique Nord, connues sous le nom d'événements de Heinrich (HEs) (Heinrich, 1988 ; Sanchez Goñi & Harrison, 2010). En Europe occidentale, l'étude des cortèges polliniques des sédiments marins a mis en évidence une réponse synchrone de la végétation aux changements de température de la surface de l'Atlantique nord pendant les cycles D-O et les HEs (Sanchez Goñi *et al.*, 2000).

Les liens étroits entre la variabilité climatique et la végétation se manifestent aussi dans les enregistrements lacustres sur le continent européen (Fletcher *et al.*, 2010 ; Feurdean *et al.*, 2014 ; Moreno *et al.*, 2014). De manière générale, l'instabilité climatique associée aux SIM 3-2 est clairement visible à travers les cortèges polliniques qui ont enregistré des transformations rapides des paysages entre des phases de steppes, de steppes boisées, de

forêts boréales (composées de pins, épicéas, mélèzes et bouleaux) et de forêts tempérées (principalement des chênes à feuilles caduques et des arbres thermophiles associés) contrôlées par l'intensité des interstadias et des stadias. De plus, Fletcher *et al.* (2010) ont signalé une limite à 45°N séparant deux types de réponses de la végétation durant les interstadias : (i) les forêts composées de feuillus mésophiles à thermophiles caractériseraient l'Europe méridionale tandis que (ii) des forêts boréales se développeraient aux latitudes moyennes jusqu'à 50°N.

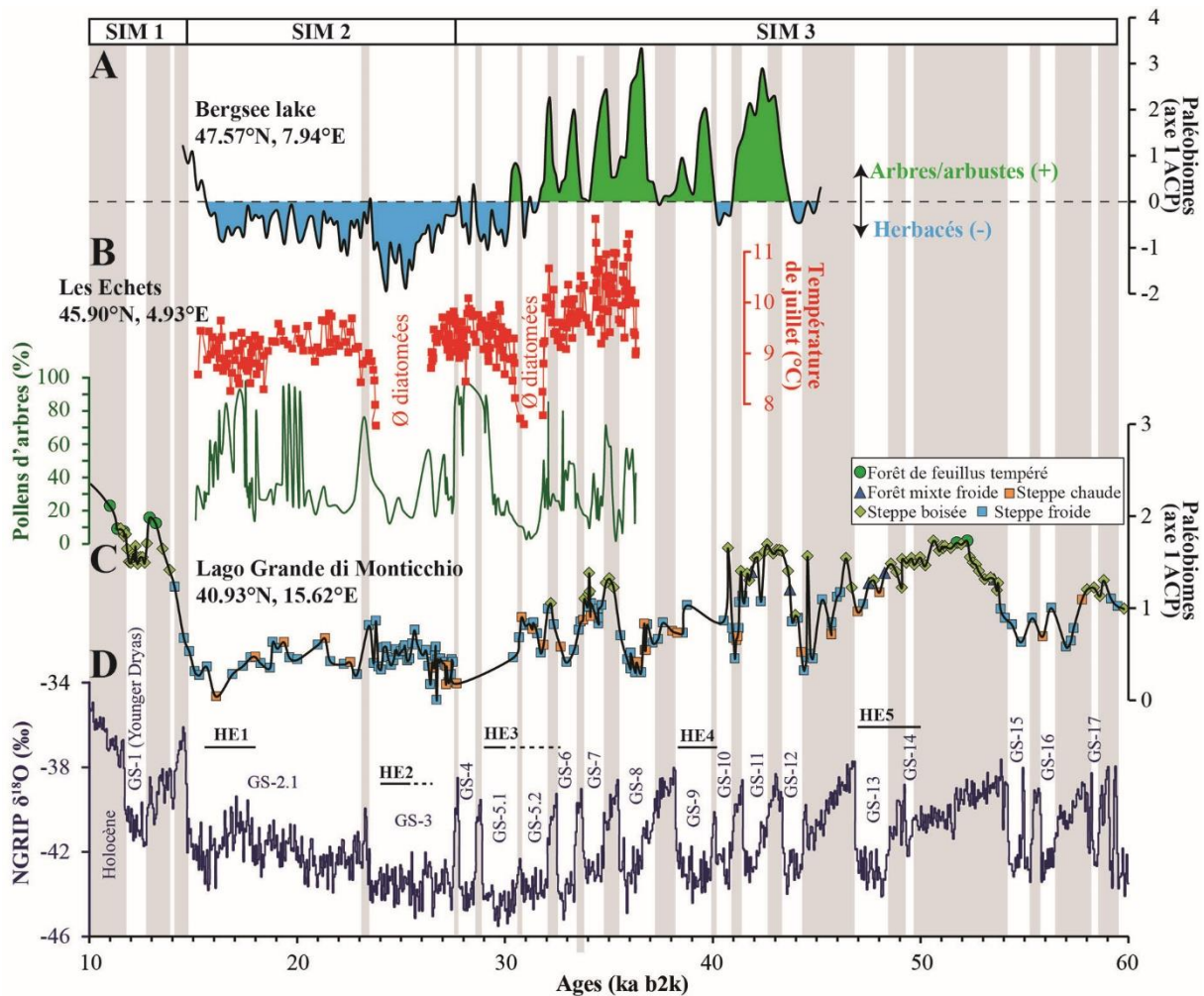
Une compilation de trois séquences lacustres (Monticchio, Les Échets, Bergsee) le long d'un transect N/S entre les latitudes 47,5°N et 41°N a été réalisée afin de prendre en compte la diversité latitudinale de la vallée du Rhône. Ces séquences ont été construites à partir d'un modèle d'âge indépendant et d'une étude à haute résolution des pollens pour reconstituer l'évolution de la couverture végétale de chaque secteur (Allen *et al.*, 1999 ; Wohlfarth *et al.*, 2008 ; Duprat-Oualid *et al.*, 2017). La comparaison entre ces enregistrements a permis d'apporter les informations suivantes (**Fig. 1.14**) :

- 1) Au SIM 3, des changements rapides de la concentration en pollens d'arbres indiquent une alternance entre des phases de développement de la végétation steppique accompagnées d'une aridité accrue durant les stadias et une expansion de la forêt pendant les interstadias. La reconstitution des paléotempératures à partir des assemblages de fossiles de diatomées sur le site des Échets indiquent des températures estivales moyennes comprises entre 10°C et 12°C (Ampel *et al.*, 2010).
- 2) Les réponses de la végétation aux phases interstadias sont contrastées entre le nord et le sud et semblent suivre un gradient latitudinal N/S. À Bergsee et aux Échets, l'accroissement des taxons ligneux est représenté principalement par des proportions variables selon les interstades de pollen de pins et de bouleaux (Wohlfarth *et al.*, 2008 ; Duprat-Oualid *et al.*, 2017) tandis que les chênes, des hêtres et des sapins (30 à 60% de pollens d'arbres) sont dominants à Monticchio (Allen *et al.*, 1999).
- 3) L'intervalle chronologique entre ~32 ka et 14.7 ka (fin du SIM 3 et SIM2) est caractérisé par une réduction drastique de la quantité de pollen d'arbres et par le développement d'un environnement steppique xerophytique dominé par les armoises. La réponse de la végétation aux HE-3 et HE-2 est particulièrement bien marquée, ce qui indique des conditions climatiques froides et arides sur le continent européen. Durant le SIM 2, l'enregistrement lacustre de la séquence des Échets montre une température estivale moyenne de ~ 9°C et une réduction drastique des populations de diatomées entre 31,7–30,0 et 26,0–23,6 ka associée à une baisse de la productivité organique du lac (Wohlfarth *et al.*, 2008 ; Ampel *et al.*, 2010). Ces dates coïncident également avec les événements d'Heinrich 3 et 2, respectivement. Durant cet intervalle, les interstades (GI-4, 3 et 2) sont marqués par de légères augmentations de pollen d'arbres (Wohlfarth *et al.*, 2008 ; Duprat-Oualid *et al.*, 2017).

En résumé, les analyses polliniques ont donc permis d'identifier l'impact des cycles de D-O sur les environnements lacustres. Néanmoins, la réponse de la végétation aux variations climatiques globales semble moins prononcée dans les séquences lacustres de l'Europe méridionale telles que celles de Monticchio ou de Ioaninna (Tzedakis *et al.*, 2002). Ceci pourrait s'expliquer par des (i) facteurs locaux (altitude, topographie, type de sols, microclimat) et/ou (ii) l'existence d'un gradient longitudinal dans la réponse de la végétation

à la variabilité climatique Nord-Atlantique en raison d'une augmentation de la distance par rapport à l'océan.

Un gradient latitudinal N-S est également discernable avec la persistance de populations d'arbres feuillus dans la région méditerranéenne. Cette région a probablement servi de zone refuge à ces taxons durant les épisodes froids du Dernier Glaciaire (Tzedakis *et al.*, 2013), ce qui explique leur rapide recolonisation durant les interstadias. Plusieurs études suggèrent la persistance d'un couvert forestier en bordure de la méditerranée pendant le DMG (González-Sampériz *et al.*, 2005 ; Beaudouin *et al.*, 2007). Cette hypothèse est en accord avec les simulations du couvert végétal produites par les modèles globaux du climat (Cheddadi *et al.*, 2006 ; Arpe *et al.*, 2011 ; Strandberg *et al.*, 2011) qui indiquent pour cette zone la persistance d'un climat plus favorable à la végétation ligneuse que dans les régions nord-européennes. Les travaux de Médail & Diadema (2009) suggèrent également que les refuges méditerranéens ont pu présenter une diversité de plantes importante sur une surface parfois limitée, dans des zones situées à moyenne altitude et le long des vallées encaissées. La vallée du Rhône et surtout ses affluents parfois encaissés (e.g., Ardèche, Durance) ont pu ainsi constituer des zones refuges potentielles abritant plusieurs espèces végétales pendant les périodes les plus froides et arides du Pléistocène.



Chapitre 1 : Cadre général

Figure 1.14 (ci-contre) : Enregistrements paléoclimatologiques et paléoenvironnementaux en Europe continentale durant le SIM 3 et SIM 2 le long d'un transect N/S. A) Projection de l'axe 1 horizontal obtenu à partir d'une analyse en composante principale (ACP) de données polliniques du lac de Bergsee (Allemagne). Les résultats de l'axe 1 révèlent une séparation entre deux groupes de végétations opposées : les valeurs négatives sont corrélées avec les taxons d'herbacées tandis que les valeurs positives correspondent à des taxons d'arbres/arbustes (modifié d'après Duprat-Oualid *et al.*, 2017). B) Variation des concentrations (exprimées en %) de pollens d'arbres (en vert) et reconstructions des paléo-températures (exprimées en °C) de juillet (en rouge) à partir des assemblages fossiles de diatomées dans la carotte lacustre des Échets à proximité de Lyon (modifié d'après Wohlfarth *et al.*, 2008 et Ampel *et al.*, 2010). C) Projection de l'axe 1 d'une ACP réalisée à partir de pollens issus du lac de Monticchio en Italie (Allen *et al.*, 1999). D) Fluctuation de la composition isotopique en $\delta^{18}\text{O}$ enregistrée dans les carottes de glace du Groenland (NGRIP) (Rasmussen *et al.*, 2014). Les rectangles gris correspondent aux interstadias tandis que les stadias sont notés de GS-1 à 17. Intervalles chronologiques (barres noires) correspondants aux HEs d'après Sanchez Goñi & Harrison (2010) et Banks *et al.* (2019). Les pointillés correspondent aux différences entre les deux publications concernant HE-2 et HE-3.

IV. PROBLÉMATIQUES DE LA THÈSE

La synthèse présentée précédemment montre l'importance de la dynamique éolienne pléistocène dans la vallée du Rhône. Bien que les travaux réalisés aient mis en évidence des accumulations lœssiques parfois conséquentes et couvrant potentiellement tout le dernier cycle climatique, les lœss qui constituent ici notre principal matériel d'étude, n'ont pas fait l'objet de réévaluation récente. Ce sont pourtant des archives paléoclimatiques de première importance qui ont depuis longtemps retenu l'attention des quaternaristes, et qui permettent d'évaluer l'impact des fluctuations climatiques pléistocènes sur le continent (e.g., Kukla, 1977). Les avancées méthodologiques des dernières décennies, que ce soit dans le domaine des datations (OSL, ^{14}C), de la cartographie ou dans l'utilisation de nombreux marqueurs (susceptibilité magnétique, isotopes stables du carbone, indices granulométriques, malacologiques) ont permis d'améliorer grandement la résolution chronostratigraphique des séquences de lœss-paléosols et nos connaissances sur leur distribution spatiale notamment en Europe du nord et centrale. Moins spectaculaires que les grandes séquences danubiennes et couvrant des surfaces plus modestes, les lœss péri-méditerranéens bénéficient depuis quelques années d'un net regain d'intérêt (Zerboni *et al.*, 2015 ; Boixadera *et al.*, 2015 ; Cremaschi *et al.*, 2015 ; Calvo *et al.*, 2016 ; Wolf *et al.*, 2018, 2019 ; Costantini *et al.*, 2018 ; Wacha *et al.*, 2018). Localisés en marge des milieux périglaciaires nord-européens et sous l'influence du domaine méditerranéen, les dépôts éoliens de la vallée du Rhône constituent des enregistrements clefs pour compléter notre connaissance des environnements du Dernier Glaciaire à l'échelle européenne. Ce travail s'inscrit dans cette dynamique et a pour ambition de répondre à plusieurs questions :

- ❖ Quels sont les principaux facteurs de contrôle impliqués dans le transport et l'accumulation des poussières au sein du système éolien rhodanien ?
- ❖ Quelle est la composition géochimique des lœss de la zone étudiée ? Dans quelle mesure, l'influence des sources potentielles régionales et lointaines est-elle décelable à travers l'étude de leur composition ? Quels autres mécanismes peuvent jouer un rôle sur la signature géochimique des lœss ?
- ❖ Quelles différences et similitudes existe-t-il entre les dépôts éoliens méridionaux et ceux d'Europe centrale et septentrionale ? Les facteurs contrôlant la dynamique éolienne dans ces régions sont-ils identiques ?
- ❖ Les phases de dynamiques éoliennes sont-elles synchrones avec la variabilité climatique millénaire de l'hémisphère nord (cycles D-O, HEs) ? Quel est l'impact des fluctuations des glaciers alpins sur la sédimentation éolienne ?

L'objectif principal de cette thèse est d'apporter de nouveaux éléments pour mieux appréhender le fonctionnement du système éolien de la vallée du Rhône. L'approche utilisée pour répondre aux questions soulevées ci-dessus se décline dans ce manuscrit de thèse en six chapitres.

Après le **Chapitre 1** introductif qui vise à présenter le contexte géologique, paléoclimatologique et paléoenvironnemental ainsi que l'historique des recherches sur les diverses formations éoliennes de la zone d'étude, le **Chapitre 2** contient des informations complémentaires aux articles publiés ou soumis dans des revues internationales, notamment

Chapitre 1 : Cadre général

sur la méthodologie de recherche et des détails sur le matériel utilisé dans le cadre de ce travail.

Le **Chapitre 3** correspond à un article publié dans la revue *Geomorphology* en 2018 dans lequel une cartographie des dépôts éoliens et des formes d'érosions éoliennes associées a été proposée. Cette cartographie résulte d'une approche combinant une prospection sur le terrain, l'utilisation d'un Modèle Numérique de Terrain (MNT) à haute résolution et d'une base de données texturale des sols (LUCAS) (voir le **Chapitre 2** pour plus de détails). Un autre apport de cet article a été de proposer un modèle conceptuel expliquant le dépôt des lœss dans la région à travers une analyse fine de leur distribution et de leurs gradients granulométriques. Les résultats obtenus ont permis de montrer la singularité du système éolien rhodanien en comparaison avec d'autres systèmes européens.

Le **Chapitre 4** a été publié dans la revue *Aeolian Research* en 2020 et propose une étude détaillée de la concentration en éléments majeurs, traces et terres rares des échantillons de lœss et de leurs sources potentielles à l'aide de différentes méthodes d'analyses chimiques telles que la spectrométrie à plasma à couplage inductif (ICP) et la spectroscopie par fluorescence des rayons X (XRF). Ce travail a eu pour objectifs de caractériser le ou les sources d'alimentation responsables de la formation de lœss mais aussi de discuter de leur variabilité à l'échelle régionale puis continentale.

Dans le **Chapitre 5**, pour la première fois dans le sud-est de la France, une analyse multi-proxies à haute résolution a été réalisée sur deux séquences de lœss-paléosols qui constituent un enregistrement clé dans la région d'étude. Cette approche a été complétée par de nombreuses dates OSL et ^{14}C visant à établir une chronostratigraphie précise des deux séquences. Ces premiers résultats serviront de base à de futures recherches ainsi qu'à l'établissement d'une chronologie détaillée des dépôts éoliens régionaux et à leur comparaison avec d'autres séquences de lœss-paléosols de référence. Ce chapitre correspond à un article qui a récemment été soumis dans la revue *Quaternary Science Reviews*.

Enfin, le **Chapitre 6** présente une synthèse des principaux résultats obtenus dans le cadre de cette thèse. Les futurs travaux qui pourraient être envisagés pour améliorer nos connaissances sur les paléoenvironnements pléistocènes d'Europe méridionale y sont également discutés.

Chapitre 2 : Matériel et méthodes



Photographie depuis la montagne de Crussol (près de Valence) surplombant le Rhône en premier plan et où l'on voit les Alpes en second plan (Crédit photo : F. Michel).

I. ACQUISITION DES DONNÉES

I.1. La prospection (2016-2018)

Les formations éoliennes sont disséminées dans le bassin versant du Rhône qui s'étend sur une superficie totale de 98 500 km². Dans le cadre de ce travail, il n'était donc pas envisageable de cartographier manuellement l'ensemble des dépôts éoliens, ni de prospecter l'ensemble du territoire à la recherche de coupes stratigraphiques à décrire et à échantillonner. Nous nous sommes focalisés sur les secteurs localisés à une altitude inférieure à 500 m d'altitude, excluant les zones montagneuses dont la plupart étaient couvertes de glace durant le Dernier Glaciaire. Malgré cette limitation, la zone d'étude n'en restait pas moins vaste nécessitant la mise en place de plusieurs étapes préliminaires, indispensables au bon déroulement de la prospection à venir :

- 1) La compilation de l'ensemble des coupes décrites dans la littérature, qui inclut les articles de revue, les thèses de doctorat, les mémoires de Master, les rapports d'archéologie préventive d'opérateurs publics (présents dans le catalogue Dolia pour l'Inrap : <http://dolia.inrap.fr>) ou privés (Paléotime, en collaboration avec M. Rué, A. Ajas et C. Recq) et les notes explicatives associées aux cartes géologiques au 1/50 000^e (disponibles sur <http://infoterre.brgm.fr/>). Les coupes sans descriptions précises et sans dessins ni photographies n'ont pas été prises en compte.
- 2) La géolocalisation des coupes retenues dans un système d'information géographique (SIG). Lorsque les données géographiques (en X, Y) étaient disponibles, nous les avons converties en degrés décimaux (e.g., Mazenot, 1956 ; Dubar, 1979). Cependant, la plupart des coupes ont été décrites il y a plusieurs décennies et les coordonnées géographiques sont rarement mentionnées. Bien souvent, il a donc fallu effectuer un géoréférencement de cartes publiées pour en extraire les coordonnées géographiques approximatives des coupes à l'instar des études de Bonifay (1962) ou d'Ambert (2013).
- 3) En complément des coupes identifiées dans la littérature, une analyse détaillée des photographies aériennes de l'IGN (disponibles sur Google Earth ou Géoportail) des formations éoliennes signalées dans la carte géologique harmonisée au 1/50 000^e du BRGM (Bd Charm-50 ; <http://infoterre.brgm.fr>) a été réalisée dans le but de trouver de nouveaux affleurements. Il s'agissait ici de repérer les carrières abandonnées ou en activités présentes dans les dépôts éoliens ainsi que les glissements de terrains récents, les vallons, rivières ou les routes et chemins recoupant ces formations. Afin de gagner du temps, l'usage de Google Maps fut systématique afin de repérer des affleurements prometteurs (cf. **Fig. 2.1**) et d'en exclure d'autres.
- 4) La Banque du Sous-Sol (BSS ; <http://infoterre.brgm.fr/>) comprenant tous les ouvrages souterrains nationaux (forages, sondages, puits) a été utilisée pour estimer l'épaisseur des lœss (« limon des Dombes ») sur le plateau des Dombes afin de localiser les secteurs favorables à la réalisation de sondages à la tarière (cf. **Fig. 2.2**). En effet, l'absence de coupes identifiées sur ce plateau morainique largement recouvert de limons éoliens rend impossible un prélèvement manuel des échantillons.

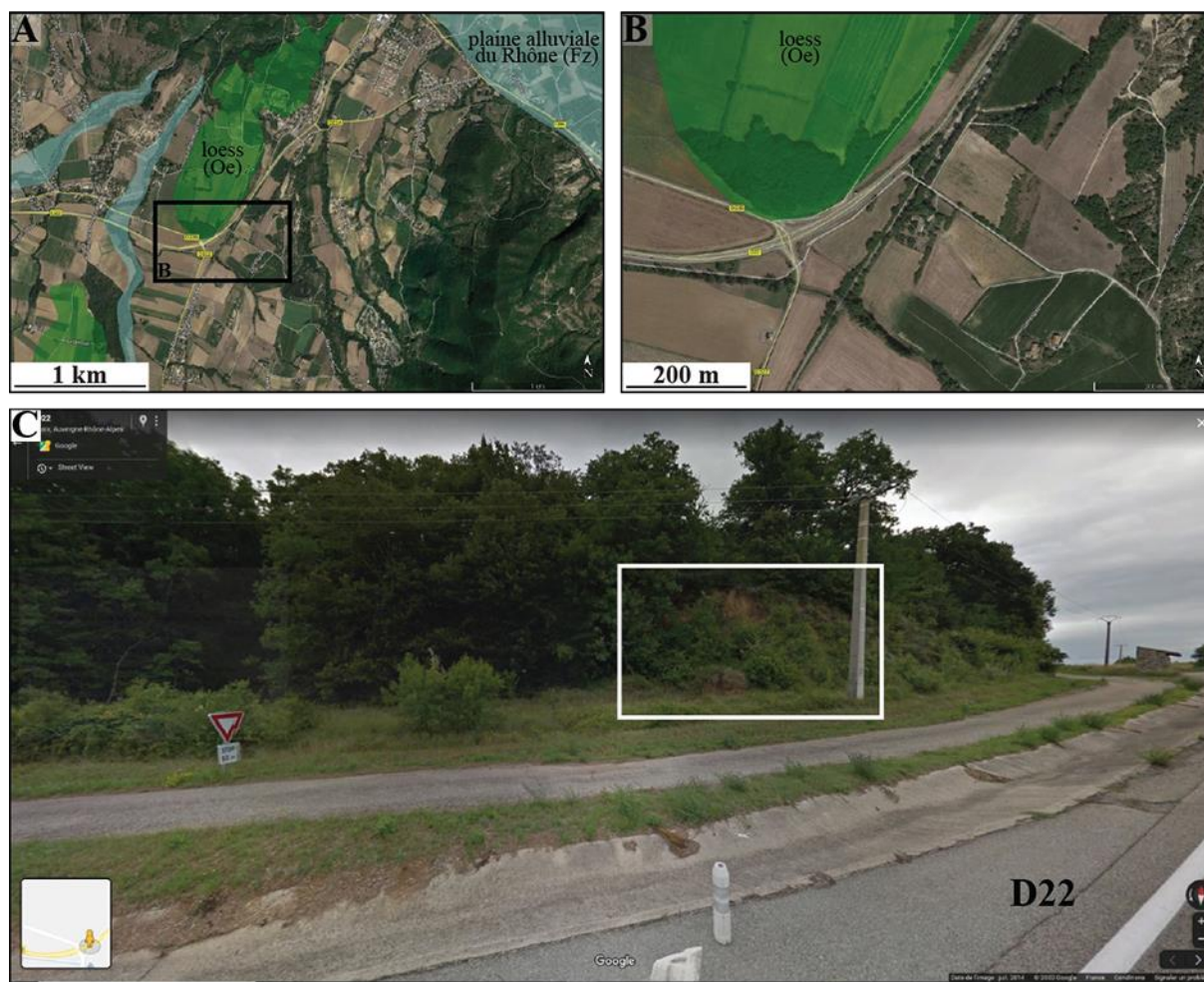


Figure 2.1 : Illustration de la stratégie adoptée pour découvrir de nouveaux affleurements en utilisant les clichés Google Earth et Google Maps. A,B) Repérage d'une route (départementale D22) passant à proximité d'un épandage de loess (notés Oe). La délimitation des loess (polygone vert) a été extraite et importée en .kmz sur Google Earth à partir de la carte géologique harmonisée au 1/50 000^e du BRGM (Bd Charm-50 ; <http://infoterre.brgm.fr>). C) Utilisation de Google Maps pour observer la zone repérée sur Google Earth qui aboutit à la découverte d'un potentiel affleurement apparaissant clairement sur la photographie dans le rectangle blanc. Il s'agit d'une ancienne carrière de loess située non loin du village de Baix (Ardèche, 44.710°N, 4.723°E).

Suite à ces travaux préliminaires, nous nous sommes focalisés sur les secteurs à faible distance du Rhône, la région lyonnaise, le sud de l'Ardèche, le nord du Gard et le plateau des Dombes. Les affluents du Rhône dont de grandes rivières comme la Saône, l'Isère ou la Durance n'ont pas été prospectés de manière systématique. Les terrasses alluviales des Costières du Gard et de la Crau n'ont pas livré d'affleurements naturels exploitables en raison de l'abandon de la plupart des carrières, et ce en dépit de la présence de dépôts éoliens souvent signalés dans la littérature ou lors de fouilles archéologiques. La stratégie de prospection qui s'est déroulée durant les deux premières années de thèse (2016-2018) a été orientée dans plusieurs directions :

- 1) Lorsque cela était possible, visite des carrières situées dans les secteurs sélectionnés et des nouveaux affleurements repérés en bord de route ou naturels (ravins, glissements de terrains, *etc.*).
- 2) Visite des coupes décrites dans la littérature et extension des recherches dans les environs immédiats.

Chapitre 2 : Matériel et méthodes

- 3) Participation à divers chantiers de sondages ou de fouilles archéologiques dans les loëss (Inrap, Paléotime, Service Régional d'Archéologie).
- 4) Sondage à la tarière dans les secteurs comportant des loëss cartographiés mais sans affleurements accessibles (**Fig. 2.2**).

Sur le terrain, les principales coupes stratigraphiques ont fait l'objet de prélèvements pour la sédimentologie (granulométrie laser) et la géochimie. Après le nettoyage manuel de la coupe, un ou plusieurs échantillons (~300 à 400 g de sédiments) représentatifs ont été prélevés sous l'horizon B du sol holocène. En plus des échantillons de loëss ou de sables éoliens, leurs sources potentielles, notamment les limons de la plaine d'inondation du Rhône et de ses principaux affluents, ont été systématiquement prélevés (cf. **Chapitre 4**). Lors de la prospection, les parcelles contenant de nombreux galets éolisés (ventifacts) ont également été géolocalisées. Les formes de reliefs éoliens (dépressions, couloirs linéaires, *etc.*) ont été inventoriées à l'aide du Modèle Numérique de Terrain (MNT) RGE ALTI® avec une précision de 5 m développé par l'Institut Géographique National (IGN) (<http://professionnels.ign.fr/>), complété par l'utilisation de la BD ALTI® 25 m dans les secteurs géographiques où le premier n'était pas disponible (cf. **Chapitre 3**).

L'ensemble des données a été stocké dans un système d'information géographique sur ArcGIS 10.5 (ESRI). Une illustration de faciès sédimentaires rencontrés lors de la prospection de terrain est présentée à la fin de ce chapitre (**Figs. 2.3 et 2.4**). En ce qui concerne les détails sur la préparation des échantillons et les analyses sédimentologiques et géochimiques employées, le lecteur est invité à se référer aux parties méthodologiques des **Chapitres 3 et 4**.

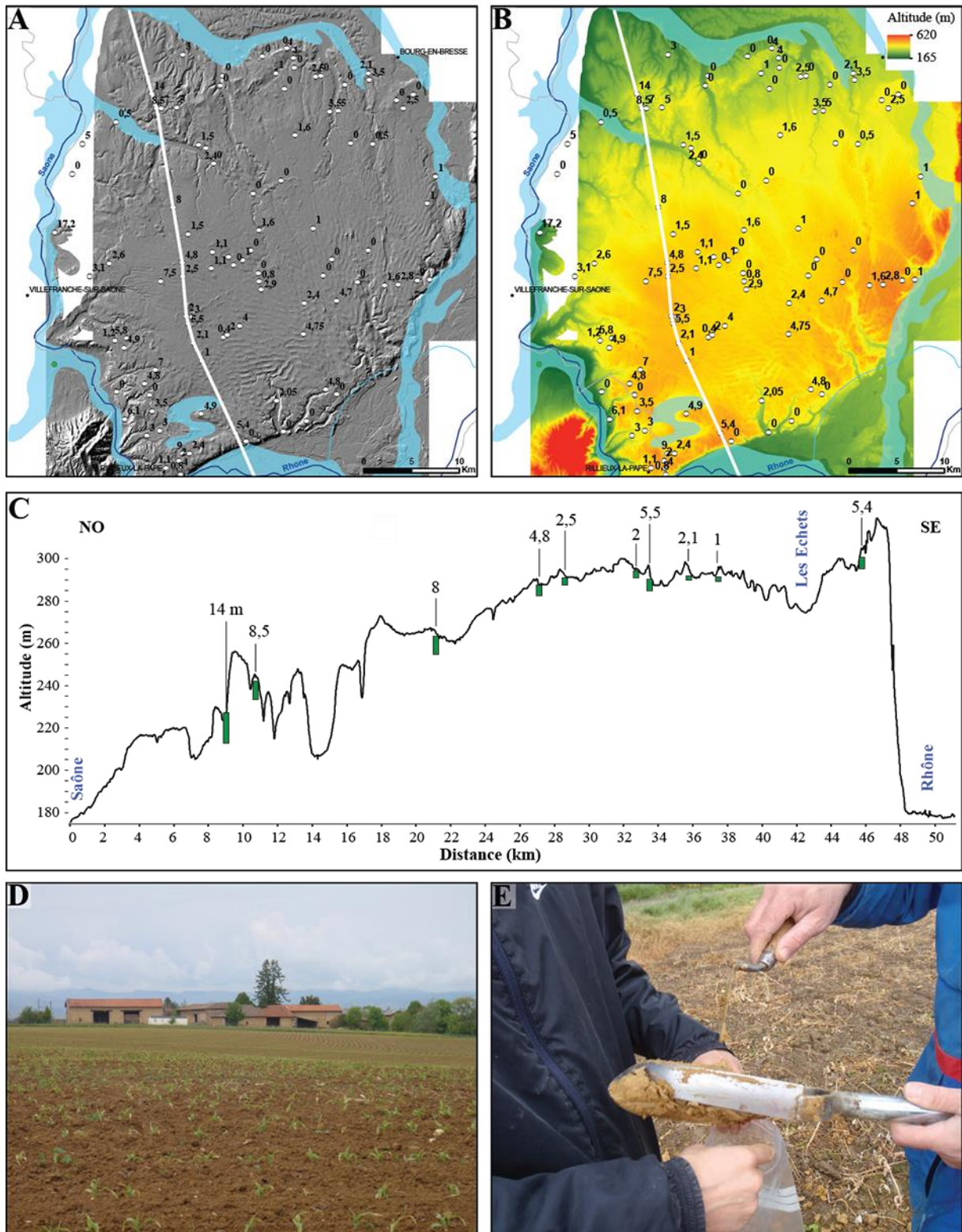


Figure 2.2 : A, B) Localisation de l'ensemble des ouvrages souterrains (cercles blanc) de la banque du Sous-Sol (BSS) présents sur le plateau des Dombes et superposés sur un modèle numérique de terrain (MNT) RGE ALTI® à 5 m de résolution. Les chiffres indiquent les épaisseurs des limons éoliens. Les rides observées sur le MNT correspondent à des moraines tandis que la légère inclinaison du plateau vers le nord-ouest semble favorable aux accumulations de less à proximité de la Saône comme le montre le transect NO-SE (C) (indiqué en blanc sur les deux premières cartes). D) Paysage typique des crêtes des Dombes: limons éoliens décalcifiés brunâtres affleurant dans un champ agricole. E) Prélèvement à la tarière d'un échantillon sous l'horizon B à environ 1 m de profondeur (crédit photo : Odile Franc).

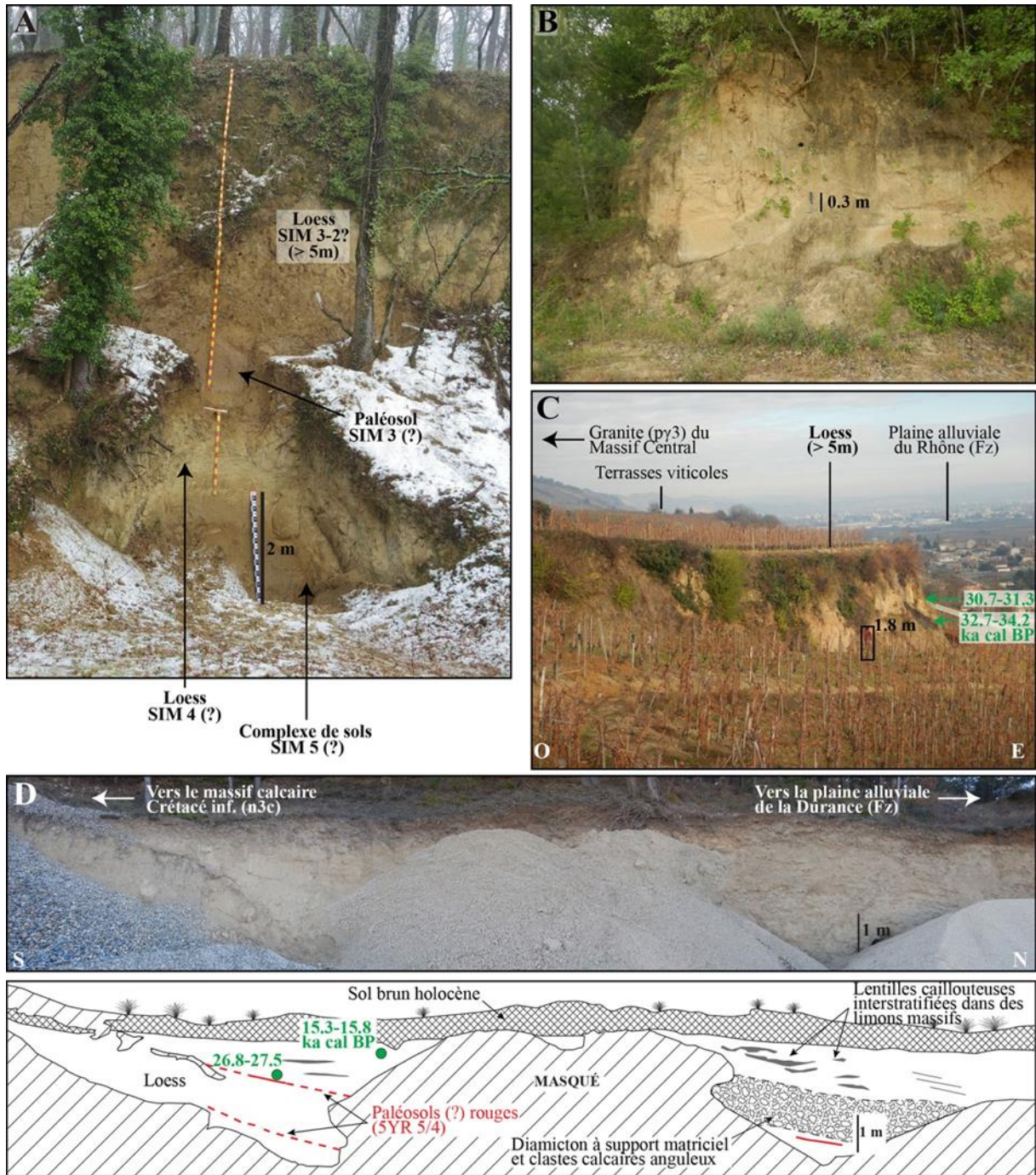


Figure 2.3 : Loess primaires et datations AMS¹⁴C (cf. **Chapitre 5**). A) Coupe de la carrière de Baix (Ardèche, 44.710°N, 4.723°E) (Crédit photo : Nora Pfaffner). B) Donnât (Gard, 44.172°N, 4.532°E). C) Mauves (Ardèche, 45.042°N, 4.824°E). D) Loess et colluvions de la carrière de Saint-Paul-les-Durance (Bouches-du-Rhône, 43.688°N, 5.721°E).



Figure 2.4 : Löss primaires et secondaires et datations AMS¹⁴C (cf. **Chapitre 5**). A) Sondage réalisé lors d'un diagnostic près de Soyons (Ardèche, 44.887°N, 4.842°E). B) Löss colluvionnés recouvrant une terrasse alluviale de la Durance près de Pertuis (Vaucluse, 43.682°N, 5.523°E). C) Coupe de löss remaniés sur le site archéologique Garons Mitra V (Gard, 43.756°N, 4.438°E). D) Alternance de sables lössiques et löss sableux dans le poljé de Cuges-les-Pins (Bouches-du-Rhône, 43.262°N, 5.694°E). E) Löss ruisselés avec de nombreux vestiges anthropiques (briques, céramiques et charbons) près de Neuville-sur-Saône (Rhône, 45.883°N, 4.845°E). F) Löss brunâtres remaniés et décalcifiés à Barbentane (Bouches-du-Rhône, 43.884°N, 4.756°E).

I.2. Les bases de données françaises et européennes

En parallèle de la prospection de terrain, plusieurs échantillons de loess provenant de diverses régions françaises et européennes ont été collectés dans le but de réaliser des analyses granulométriques et géochimiques dans les mêmes conditions que celles effectuées sur les loess rhodaniens. Certains échantillons proviennent de la « loessothèque » (gérée par O. Moine et P. Antoine) du laboratoire de Géographie Physique, Environnements quaternaires et actuels (LGP, UMR 8591) de Meudon (**Fig. 2.5A**) tandis que d'autres ont été transmis par différents chercheurs et chercheuses. Enfin, des analyses extraites de plusieurs bases de données ont été utilisées dans le cadre de cette étude.

Base de données française sur les figures périglaciaires pléistocènes

Cette base de données élaborée dans le cadre de la thèse d'E. Andrieux recense de manière exhaustive les figures décrites dans la littérature et celles observées à partir d'une analyse de la couverture photographique aérienne de l'IGN ou en coupe lors de nouvelles prospections sur le terrain. Elle est accessible en ligne sur le site de l'Association Française pour l'Etude du Quaternaire (AFEQ-CNF INQUA) (<https://afeqeng.hypotheses.org/487>). La base de données comprend des pseudomorphoses de coins de glace, des coins à remplissage sableux, des polygones et des sols striés dont l'origine périglaciaire ne fait aucun doute (Andrieux *et al.*, 2016a). Dans le cadre de cette étude, nous avons sélectionné uniquement les figurés périglaciaires identifiés dans le sud-est de la France.

Base de données de la texture des sols européens (LUCAS)

Le *Land Use and Cover Area frame Statistical survey* (LUCAS) est un projet de l'Union Européenne (UE) qui a pour but de collecter des données harmonisées sur les sols des différents pays membres (<https://esdac.jrc.ec.europa.eu/>). Dans le cadre de ce projet, les analyses de la texture de la couche arable collectées dans cette base de données (Tóth *et al.*, 2013) fournissent des informations précieuses pour générer une cartographie des dépôts éoliens (Bertran *et al.*, 2016). La base de données contient la teneur en argile (0 – 0,002 mm), en limon (0,002 – 0,05 mm), en sable (0,05 – 2 mm) et en éléments grossiers (> 2 mm) de 19 857 échantillons prélevés dans la couche arable et couvre l'ensemble du territoire des pays membres de l'UE. Les teneurs ont été extrapolées à une résolution de 500 m à l'échelle continentale en appliquant une régression multivariée par spline adaptative (en anglais MARS pour « *Multivariate adaptive regression splines* ») (Ballabio *et al.*, 2016). Le traitement effectué sur ArcGIS pour construire une carte prédictive des dépôts éoliens est donné dans le **Chapitre 3**.

Base de données de la géochimie des sols européens (GEMAS)

Le *Geochemical Mapping of Agricultural and Grazing land Soil* (GEMAS) est un projet européen qui a pour but de fournir des données géochimiques harmonisées des sols agricoles labourés et des prairies (<https://www.eurogeosurveys.org/projects/gemas/>). À travers l'Europe, la densité des sites d'échantillonnage a été fixée à 1 site par 2500 km². Pour chaque site, deux types d'échantillons ont été prélevés : (i) l'échantillon « Ap » dans la couche de labour à une profondeur de 0 à 20 cm et (ii) l'échantillon « Gr » dans un pâturage sous une couverture herbeuse permanente (non cultivé depuis au moins 10 ans). Deux méthodes

analytiques ont été utilisées pour déterminer la composition géochimique des échantillons : (i) la spectrométrie de masse à plasma à couplage inductif (ICP-MS) après extraction à l'Eau Régale (*aqua regia*) et (ii) la spectroscopie de fluorescence des rayons X à dispersion de longueur d'onde (WD-XRF). Dans le cadre de cette étude, seuls les échantillons Ap analysés par WD-XRF ont été utilisés car d'après des analyses statistiques, ils semblent de meilleure qualité que ceux obtenus par ICP-MS (Reimann *et al.*, 2014).

Base de données de la géochimie des alluvions européens (FOREGS)

Les résultats d'un programme réunissant 26 pays sous les auspices du *Forum of European Geological Surveys* (FOREGS) ont été publiés dans un atlas nommé « *Geochemical Atlas of Europe* » (Salminen *et al.*, 2005). La base de données FOREGS est disponible à l'adresse suivante : <http://weppi.gtk.fi/publ/foregsatlas/index.php>. Ce programme a pour objectif d'appliquer des méthodes normalisées d'échantillonnage, d'analyse chimique et de gestion des données pour établir une base de référence géochimique sur l'ensemble du continent. Des échantillons d'eau, de sédiments de rivières et de trois horizons de sol (« *Humus, topsoil, subsoil* ») ont été collectés avec une densité d'un échantillon pour 4700 km². De plus, les 25 premiers centimètres des sédiments de la plaine d'inondation (« *floodplain sediment* ») ont été prélevés sur 790 sites correspondant chacun à un bassin versant de 1000 km². Un total de 50 éléments chimiques et d'autres paramètres (notamment pH et granulométrie) ont été déterminés sur la fraction granulométrique inférieure à 2 mm. Pour toute information complémentaire sur l'échantillonnage, la préparation et l'analyse des échantillons, le lecteur est invité à consulter l'atlas publié par Salminen *et al.* (2005). Aucune donnée géochimique représentative des roches-mères n'existe pour déterminer l'origine des lœss. Par conséquent, nous avons décidé de suivre l'approche développée par plusieurs auteurs (Muhs & Budahn, 2006 ; Buggle *et al.*, 2008) qui consiste à comparer la composition élémentaire des lœss avec celle des sédiments de la plaine d'inondation de leur bassin versant. Cette approche prend en considération deux points essentiels : (i) les alluvions de la plaine d'inondation constituent une source importante de matériaux limoneux disponibles à la déflation pour former des accumulations de lœss (Smalley *et al.*, 2009) et (ii) contrairement aux sols, ils sont représentatifs de la composition moyenne du bassin versant dans lequel ils sont prélevés. Dans le cadre de cette étude, nous avons donc sélectionné les données correspondant au fichier « *floodplain sediment* » et utilisé uniquement les analyses par WD-XRF et de fluorescence par dispersion d'énergie (ED-XRF) (pour les mêmes raisons que précédemment évoquées dans le paragraphe sur les données GEMAS).

II. STRATÉGIE ANALYTIQUE

II.1. Le principe d'échantillonnage en colonne continue

En plus de la prospection, la stratigraphie de deux séquences de loess-paléosols sélectionnés a été étudiée en détail à l'aide d'analyses multiproxies à haute résolution. Les coupes ont été précautionneusement nettoyées et aplanies avec divers outils après avoir enlevé 0,5 à 1,0 m de sédiments secs (pénétrés par des fissures de dessiccation et parfois des racines subactuelles) afin de bénéficier d'une surface humide et fraîche. Un croquis représentant les observations de terrain et les descriptions des principaux lithofaciès a ensuite été effectué à l'échelle 1/20^e. Les échantillons ont été prélevés en suivant le protocole d'échantillonnage en colonne continue utilisé pour la première fois à Nussloch (Allemagne) par Antoine *et al.* (2009). Une colonne verticale d'environ 5 cm de large a été taillée directement dans le sédiment sur toute la hauteur de la coupe, à l'aide d'un couteau. Des blocs ont ensuite été collectés tous les 5 cm (~300 à 400 g de sédiments par échantillons) pour divers types d'analyse (susceptibilité magnétique, granulométrie, colorimétrie, géochimie). Cette méthode permet d'éliminer les lacunes dans l'échantillonnage. En parallèle, 10 L de sédiments en vrac ont également été prélevés tous les 10 cm le long d'une colonne (**Fig. 2.5.C, D**). Le contenu des sacs de 10L a été tamisé sous l'eau avec un tamis de 425 µm afin d'extraire les granules calcitiques de ver de terre et les gastéropodes terrestres pour la datation radiocarbone (cf. paragraphe II.2 et **Chapitre 5**) et pour l'étude malacologique (en cours par O. Moine). Des blocs de sédiments (15 x 10 cm) orientés et non perturbés ont été prélevés sur chaque coupe puis imprégnés sous vide par une résine polyester pour la réalisation de lames minces. Leur analyse au microscope optique permet d'apporter des informations complémentaires à la description macroscopique des deux séquences.

De retour au laboratoire, tous les échantillons ont été placés dans une étuve à basse température afin de les sécher et permettre une meilleure conservation avant de les analyser. Le nombre d'échantillons récoltés sur les deux coupes ainsi que le protocole mis en place pour chacune des analyses est détaillé dans le **Chapitre 5**.

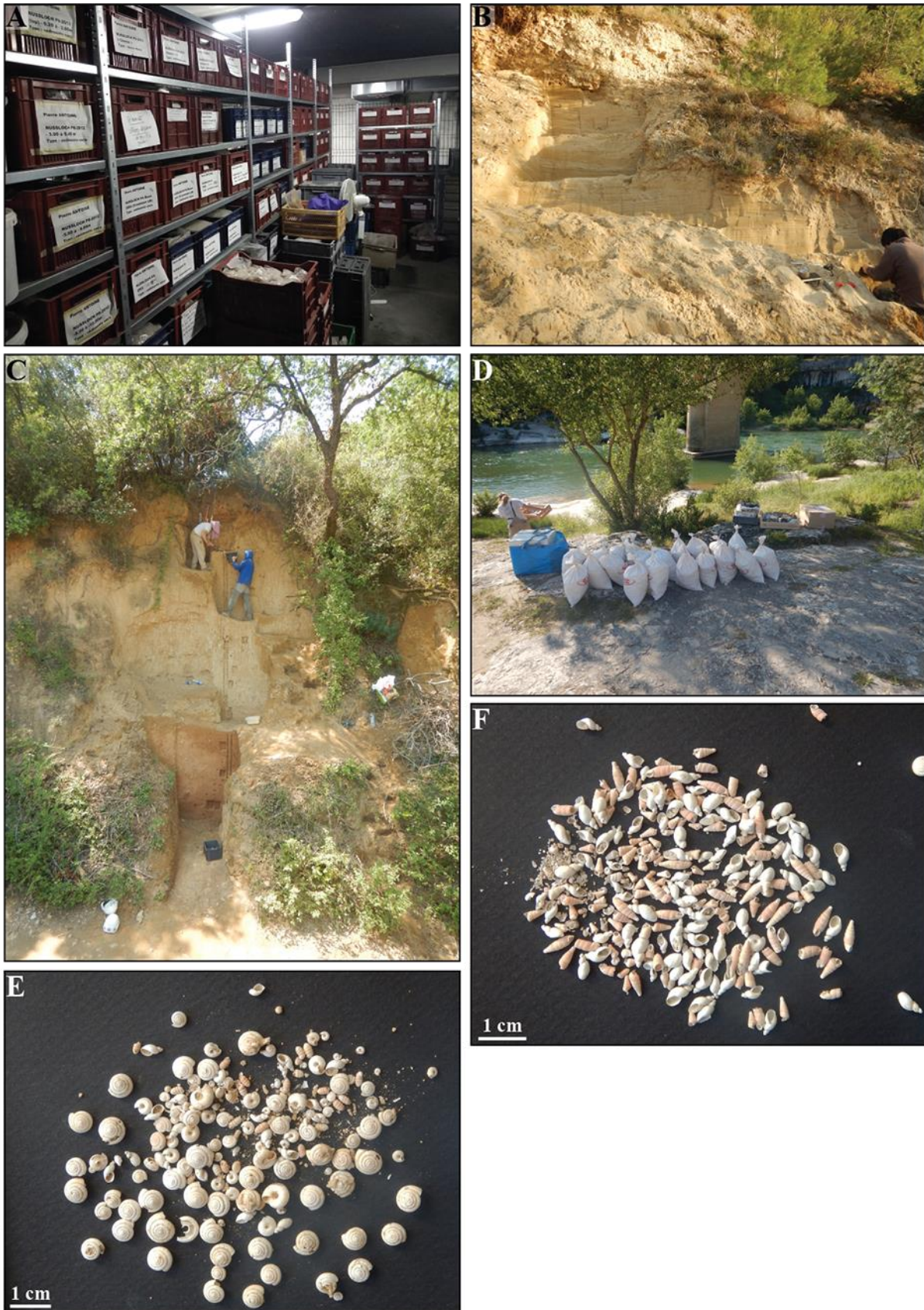


Figure 2.5 : A) Photographie de la loessothèque du LGP à Meudon (Crédit photo : Olivier Moine). B) Prélèvement d'un échantillon par l'insertion d'un tube métallique pour la datation OSL d'une petite dune située dans la carrière abandonnée « Les Sablèyes » à proximité de l'étang de Pujaut (Gard, 43.970°N, 4.749°E). C) Prélèvement d'échantillons en colonne continue sur la coupe de Collias (Gard, 43.953°N, 4.466°E). D) Sac de sédiments de 10L qui, après traitement permettent le prélèvement de coquilles de gastéropodes pour la datation

radiocarbone et la malacologie. En contrebas, la station de lavage, tamisage et séchage des échantillons au bord de la rivière Gardon. E) Exemple de malacofaune extraite d'un échantillon de loess à Sathonay-Camp (près de Lyon, Rhône, 45.832°N, 4.865°E). Les espèces majoritairement visibles sont des *Trochulus* sp. et des *Pupilla* sp. F) Gastéropodes terrestres (en majorité *Succinella oblonga* et *Clausilia* sp.) prélevés dans les loess de Soyons (Ardèche, 44.887°N, 4.842°E).

II.2. Les datations

II.2.1. Datation radiocarbone

Au cours de cette étude, une quarantaine de datations au carbone 14 (^{14}C) ont été effectuées à partir d'une faible quantité de coquilles (~ 10 mg) de gastéropodes terrestres (assemblage monospécifique de *Pupilla muscorum* ou de *Succinella oblonga* dans le cas où les coquilles de *Pupilla* n'étaient pas suffisamment abondantes) et de granules de calcite secrétés par des vers de terre. La teneur en ^{14}C a été calculée à partir des mesures isotopiques du carbone par un spectromètre de masse par accélération (AMS). Après un nettoyage des granules et des coquilles aux ultrasons, les échantillons ont été envoyés dans plusieurs laboratoires : l'*AMS facilities of the Hertelendi Laboratory of Environmental Studies, Institute for Nuclear Research* à Debrecen (Hongrie), le Centre for Isotope Research à Groningen (Pays-Bas) et le Centre de datation par le Radiocarbone à Lyon (France) dans le cadre du programme ARTEMIS. Les âges radiocarbone conventionnels ont été calibrés en âges calendaires avec le logiciel Calib version 7.0.4 (Stuiver & Reimer, 1993) en utilisant la courbe de calibration Intcal 13 (Reimer *et al.*, 2013) et avec un intervalle de confiance à 95,4% (2σ).

II.2.2. Datation par luminescence (en collaboration avec Sebastian Kreutzer)

Sur le terrain, les échantillons à dater ont été prélevés en insérant des tubes métalliques opaques ($\varnothing \approx 6$ cm ; $l \approx 15$ cm) dans les coupes nettoyés au préalable sur plusieurs dizaines de centimètres (**Fig. 2.5B**). Une fraction de sédiment complémentaire a été échantillonnée pour la détermination du débit de dose. À Lautagne, des mesures de terrain par spectrométrie gamma ont été réalisées à l'emplacement de l'échantillon par S. Kreutzer.

Le protocole analytique pour les mesures OSL est détaillé dans les **Chapitres 3** et **5** ainsi que dans les annexes associées.

Chapitre 3 : Cartographie et sédimentologie

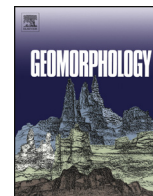
Ce chapitre correspond à l'article intitulé « *Last Glacial aeolian landforms and deposits in the Rhône Valley (SE France): spatial distribution and grain-size characterisation* » par M. Bosq, P. Bertran, J.P. Degeai, S. Kreutzer, A. Queffelec, O. Moine et E. Morin.

Article paru dans la revue *Geomorphology* (vol. 318, 250-269, doi : 10.1016/j.geomorph.2018.06.010) en juin 2018.



Contents lists available at ScienceDirect

Geomorphology

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

Last Glacial aeolian landforms and deposits in the Rhône Valley (SE France): Spatial distribution and grain-size characterization

Mathieu Bosq^{a,*}, Pascal Bertran^{a,b}, Jean-Philippe Degeai^c, Sebastian Kreutzer^d, Alain Queffelec^a, Olivier Moine^e, Eymeric Morin^{f,g}

^a PACEA, UMR 5199 CNRS - Université Bordeaux, Bâtiment B8, allée Geoffroy Saint Hilaire, 33615 Pessac, France

^b Inrap, 140 avenue du Maréchal Leclerc, 33130 Bègles, France

^c ASM, UMR 5140 CNRS - Université de Montpellier III, route de Mende, 34199 Montpellier, France

^d IRAMAT-CRP2A, UMR 5060 CNRS - Université Bordeaux Montaigne, Maison de l'Archéologie, 33607 Pessac, France

^e LGP, UMR CNRS 8591, Université Paris I Panthéon-Sorbonne/Université Paris-Est-Créteil-Va1-de-Marne (UPEC), place Aristide Briand, 92195 Meudon, France

^f Inrap, 6 rue Jean Bertin, 26901 Valence, France

^g EVS, UMR CNRS 5600, Université Lumière - Lyon II, 86 rue Pasteur, 69007 Lyon, France



ARTICLE INFO

Article history:

Received 4 April 2018

Received in revised form 12 June 2018

Accepted 12 June 2018

Available online 22 June 2018

Keywords:

Aeolian deposits

Cartography

Grain-size distribution

Last Glacial

LUCAS topsoil database

Yardangs

ABSTRACT

In the Rhône Valley, a north-south oriented Cenozoic rift in southeast France, thick Pleistocene loess deposits have been recognized since the beginning of the last century. These loess records, which are disconnected from the North European Loess Belt (NELB), are of significant interest to document the evolution of perimediterranean landscapes and environments during the Last Glacial. To overcome the poor precision of available aeolian distribution maps, aeolian deposits were mapped using the topsoil textural database provided by the Land Use and Cover Area frame Statistical Survey project (LUCAS). The grain-size distribution of aeolian sand and loess was first determined using 116 samples taken from surveyed outcrops. Then, the areas showing a similar grain-size composition were extracted from the LUCAS rasters. The resulting map reproduces the conventional maps correctly but suggests a more significant extension of loess, in better agreement with the known distribution of outcrops. The map shows that the distinctive morphology of the valley dominantly controls the distribution of aeolian deposits. The deflation-related landforms, i.e., yardangs, closed depressions (pans), and desert pavements, are widespread south of narrowings of the Rhône Valley between latitudes 44°N and 45°N. They indicate palaeowinds blowing from the north/northwest. Aeolian sand, loessic sand, sandy loess, and loess deposits successively spread on both sides of the Rhône River. The loess is characterized by a coarse texture (main mode around 60 µm), strong local thickness (>5 m), limited extension, and abundant bioturbation. This preservation results from the persistence of a shrub vegetal cover during the coldest and driest phases of the Last Glacial that allowed for trapping the saltating and suspended particles close to the alluvial sources.

© 2017 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

During the last glacial period, glacier advance, sea-level drop, climate aridification, and decrease in vegetal cover favoured aeolian dynamics and led to the deposition of widespread coversand and loess in Europe. Over the last few decades, much attention was paid to the aeolian deposits of northern Europe and the Atlantic coast to reconstruct the millennial environmental variability of the Last Glacial (e.g., Kasse, 1997; Vandenberghe et al., 1998; Antoine et al., 2009, 2013, 2016; Meszner et al., 2013; Újvári et al., 2014; Sitzia et al., 2015; Costas et al., 2016; Haesaerts et al., 2016; Lehmkuhl et al., 2016; Sauer et al., 2016; Zens et al., in press).

At the same time, mapping aeolian deposits at regional to European scales was the subject of significant improvements based on either conventional geological approaches or the use of soil databases (Zeeberg, 1998; Haase et al., 2007; Bertran et al., 2016; Lindner et al., 2017). This allowed for better understanding of the relationships between the mapped units as part of aeolian systems and of their potential sources. Palaeowind reconstruction from field evidence also provided valuable data to compare with the simulations of Last Glacial Maximum (LGM) atmospheric circulation in Europe provided by global climate models (GCMs) (Renssen et al., 2007; Sima et al., 2013; Hopcroft et al., 2015). Mapping of aeolian deposits also allowed the identification of previously underestimated factors that influenced prehistoric settlement in Europe. For example, sandy deserts were unfavourable areas for Palaeolithic settlement because of the low plant and animal biomass and reduced water availability. They thus acted as palaeogeographic

* Corresponding author.

E-mail address: mathieu.bosq@gmail.com (M. Bosq).

barriers and contributed to the isolation of European peopling areas during the phases of maximum coversand extension (Bertran et al., 2013). Similarly, during the Holocene, soil productivity on loess favoured the spreading of agriculture in Europe, and the loessic lands served as a corridor for Neolithic colonisation (Schlummer et al., 2014).

Overall, aeolian deposits cover relatively restricted (although probably largely underestimated) areas in Mediterranean regions in comparison with the North European Loess Belt (NELB). Most of our knowledge of perimediterranean loess come from recent studies in Spain (Boixadera et al., 2015; Calvo et al., 2016) and Israel (Crouvi et al., 2008). In France, thick loess sequences were also described in the Rhône Valley since the 1930s (Suen, 1934; Bonifay, 1962, 1965) but were the focus of only limited investigations so far. Because of its key location between north European periglacial areas and more temperate Mediterranean regions during the LGM, the Rhône Valley provides a unique opportunity to investigate the glacial palaeoenvironments at the transition between these two domains.

The aim of this article is to better document the aeolian system of the Rhône Valley through (i) mapping the deposits and associated

landforms by coupling a field approach, the use of high-resolution (5 m) digital elevation model (DEM) and soil databases, and (ii) analysing the grain-size distribution and its spatial evolution to identify the factors involved in particle transport and accumulation. We will then discuss the similarities and distinctiveness of the Rhône Valley in comparison with other aeolian systems in Europe.

2. Regional setting

2.1. Geological and geomorphological setting

The Rhône Valley is a N-S oriented continental rift belonging to the European Cenozoic Rift System (Dèzes et al., 2004; Ziegler and Dèzes, 2007). The graben is bounded to the west by the Massif Central that comprises mainly Palaeozoic metamorphic and plutonic rocks and to the east by pre-alpine ranges composed of Mesozoic and Cenozoic sedimentary rocks (Fig. 1). The northern part of the study area is the Bresse Graben drained by the Saône River. The graben infilling is Oligocene to

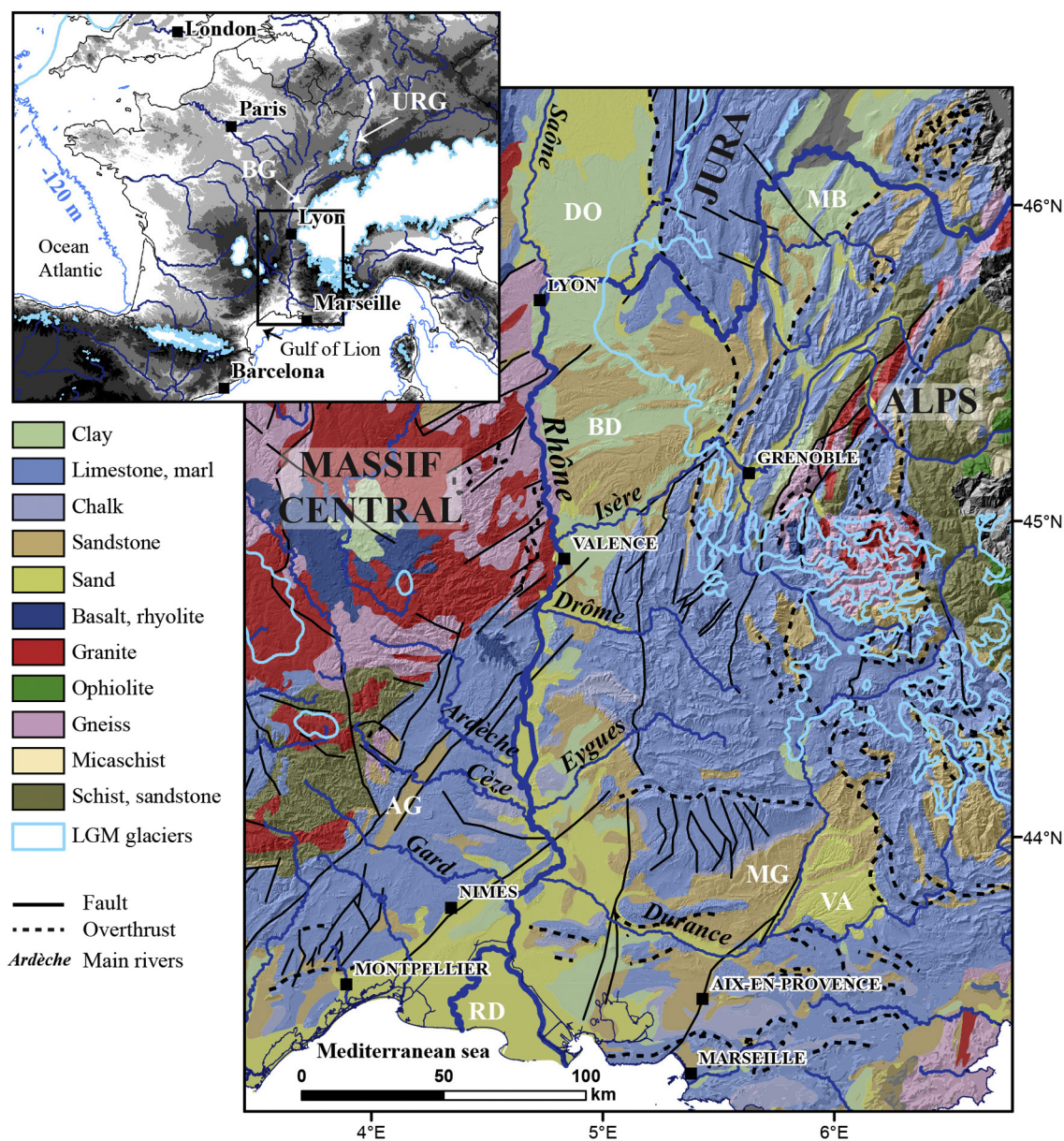


Fig. 1. Simplified 1:1,000,000 lithological map of southeast France (from BRGM, infoterre.brgm.fr). The white line indicates the extension of the alpine and Massif Central ice caps during the LGM (adapted from Ehlers and Gibbard, 2004). The main sedimentary basins are indicated by the following abbreviations: AG: Alès Graben, BD: Bas Dauphiné, BG: Bresse Graben, DO: Plateau des Dombes, MB: Molasse Basin, MG: Manosque Graben, RD: Rhône Delta, VA: Plateau de Valensole, URG: Upper Rhine Graben.

Miocene. Miocene molasses supplied by erosion of the ranges form conglomerates, and sandstone plateaus are mainly located on the eastern side of the graben. These deposits may have acted as an important particle source for deflation during the Pleistocene. During the Messinian salinity crisis (5.9–5.32 Ma) (Hsü et al., 1973; Clauzon et al., 1996), the sea level drop of ~1500 m caused a major incision of the Rhône canyon (Clauzon, 1982; Mocochain et al., 2006). Then, Pliocene transgression deposited thick marine clay series in the rias (Mocochain et al., 2009).

The reconstruction of the alpine ice cap (Ehlers and Gibbard, 2004; Buoncristiani and Campy, 2011) indicates that the ice lobe supplied by the Isère River basin covered the Dombes plateau and crossed the Rhône River near Lyon during the middle Pleistocene. This lobe led to the formation of an ice-dammed lake in the Bresse Graben (Mandier, 1984). During the Last Glacial, the extent of the alpine ice cap was more limited and did not exceed the eastern edge of the Rhône Valley (Fig. 1). The age of the Local Last Glacial Maximum (LLGM) is still under debate and may have been older than Marine Isotope Stage 2 (MIS 2) (Schoeneich, 1998; Jorda et al., 2000; Ivy-Ochs et al., 2008; Coutterand, 2010). Widespread outwash deposits derived from the alpine ice cap have also been potentially a major particle source of deflation.

The recognition of loess in southeastern France began with the work of Marcelin (1926) in the Nîmes area. Suen (1934) then proposed a first map of the loess in the Rhône Valley. He noted a significant change in colour and texture downstream from Valence where the loess becomes coarser and reddish. In the following decades, many studies revealed thick loess deposits (Tricart, 1952; Mazonot, 1956, 1957, 1965; Bourdier, 1961; Bonifay, 1962, 1965; Alimen, 1965; Dubar, 1972, 1979, 1983) as well as sand dunes, ventifacts, and (niveo-)aeolian pans (Gabert, 1965; Gabert-Delay, 1967; Ambert, 1973, 1974, 2013; Chardon, 1975; Clauzon et al., 1990; Ambert and Clauzon, 1992). Polygonal wedge networks caused by ground thermal contraction and filled with windblown sand (sand wedges) were also described (Bouteyre and Allemann, 1964; Gabert-Delay, 1967; Cailleux and Rousset, 1968; Nury and Roux, 1969; Arnal, 1971a, 1971b). Wind-blown sand also contributed to the infilling of karst cavities (Brochier and Livache, 1978; Debard, 1987, 1988; Lopez Saez and Texier, 1998; Texier et al., 2003; Saos et al., 2014; Puaud et al., 2015). The main conclusions that can be drawn from these works are as follows:

- The loess thickness reaches locally >10 m (Bonifay, 1962, 1965).
- Loess is coarse and has a high carbonate content (Alimen, 1965; Dubar, 1979).
- A gradient occurs in the composition of the loess malacofauna along the Rhône corridor, suggesting a transition between periglacial milieus to the north and xerothermic environments near the Mediterranean Sea (Mazonot, 1956, 1957, 1965).
- Two main generations of loess separated by a thick red palaeosol assumed to be interglacial can be identified (*old Rissian loess* and *recent Würmian loess*) (Bonifay, 1962, 1965).
- Numerical dates are scarce; the few available radiocarbon and OSL ages suggest that loess accumulated during the Pleniglacial (~40–15 ka).

2.2. Climate setting

The Rhône Valley is characterized by a mosaic of climate (Joly et al., 2010) ranging from a typical southern Mediterranean climate with warm summers ($T_{\max} \geq 22$ °C) and predominantly winter precipitation (mean annual precipitation (MAP) ≥ 500 mm) to an altered oceanic climate in the northern part (mean annual temperature (MAT) = 12.5 °C, MAP = 800–900 mm) (Fig. A.1).

The wind regime is dominated by the Mistral, which blows from the north and exceeds 16 m s⁻¹ for >100 d/y (Jacq et al., 2005). The air-mass movements triggered by the pressure difference between the

Azores High over the North Atlantic and the Genoa depression in the Mediterranean area are channelled and accelerated by the Rhône corridor (Jiang et al., 2003). The mean wind intensity measured over the period 2000–2010 shows a gradual increase from the north to the south (Fig. 2).

3. Methodology

3.1. Field study

The outcrops of aeolian deposits described in the literature (Table A.1) with a precise location have been georeferenced. Cross sections without description, drawings, or photographs were not taken into account. New field data were also collected in 2016 and 2017 as part of this study. The sections were manually cleaned and measured.

One or more representative samples were taken directly from the sections below the B horizon of the surface soil or with a hand auger at a depth of 0.8 to 1.2 m for grain-size analysis.

All the data were stored in a geographic information system on ArcGIS 10.5 (ESRI).

3.2. Grain-size analysis

The samples for grain-size analysis were processed at PACEA laboratory (Université de Bordeaux) using a Horiba LA-950 laser particle size analyser. After sieving with a 2 mm mesh to remove secondary carbonate concretions and roots, the sample pretreatment included suspension in sodium hexametaphosphate (5 g/l) and hydrogen peroxide (35%) at room temperature for 12 h. As recommended by Schulte et al. (2016), the carbonates were not removed. Then, the suspension was subjected to 60 s ultrasonification to achieve optimal dispersion. The Mie solution to Maxwell's equation provided the basis for calculating the particle size (Jones, 2003; ISO, 2009), using a refractive index of 1.333 for water and 1.55i – 0.01i for the particles.

The grain-size distributions expressed in ϕ units were deconvoluted in different populations (parametric curve fitting method) using the R (R Core Team, 2018) package *mixdist* (Macdonald and Du, 2012) to identify the main modes. A log-normal distribution was used to fit the grain-size probability distribution of the samples as recommended by Qin et al. (2005). Several modes in loess deposits reflect either multiple sedimentary sources or different transport processes (Tsoar and Pye, 1987; Pye and Zhou, 1989; Pye, 1995; Weltje, 1997; Sun et al., 2002; Weltje and Prins, 2007; Stuu et al., 2009; Vandenberghe, 2013; Lin et al., 2016; Vandenberghe et al., 2018; Varga et al., in press). To compare the new laser diffraction grain-size data with those obtained by wet sieving of the particles >50 μm and by the pipette method for the particles <50 μm , a calibration was performed on 20 loess samples using both methods. The sieve-pipette analysis was made at GEOPHEN laboratory (University of Caen-Normandie). As proposed by Makó et al. (2017), Lin's Concordance Correlation Coefficient (CCC) (Lin, 1989; Lin et al., 2002; Fisher et al., 2017) was calculated to compare the two data sets. The limits of grain-size classes for laser diffraction providing the highest CCC are as follows: <8 μm (clays), 8–56 μm (silts), >56 μm (sands) (Fig. A.2). These results are consistent with findings by other authors (e.g., Konert and Vandenberghe, 1997; Ramaswamy and Rao, 2006; Antoine et al., 2009, 2013) who showed that the amount of clay particles measured by laser diffraction is usually underestimated.

3.3. Aeolian deposit mapping

Various maps of the distribution of aeolian deposits in the Rhône Valley have been published. They were built (i) from conventional field mapping (Suen, 1934; 1:50,000 geological map from the Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM); European loess map: Haase et al., 2007) or (ii) using the topsoil (0–20 cm) textural database

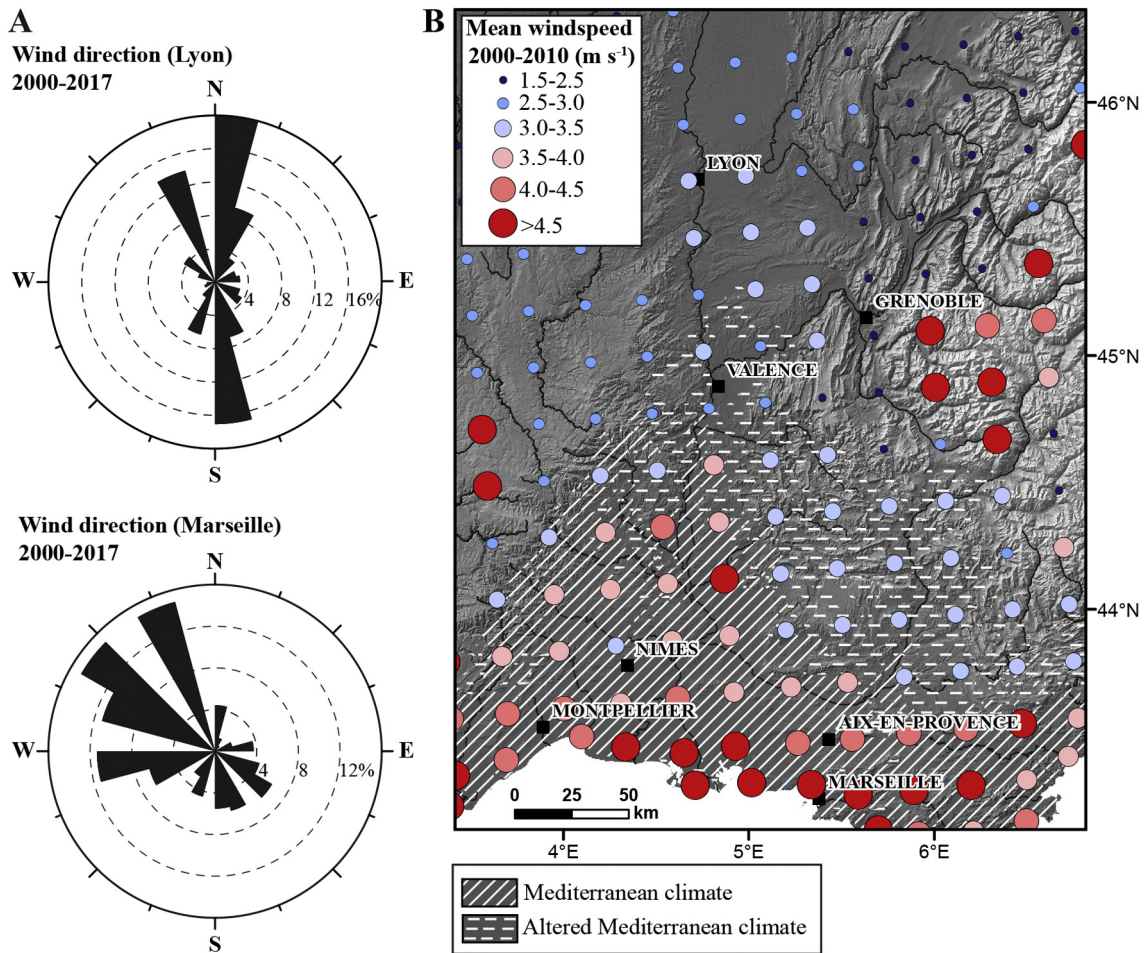


Fig. 2. (A) Rose diagrams of seasonal winds in the Rhône Valley (period 2000–2017) according to <https://www.windfinder.com> (Lyon-Bron and Marseille-Marignane meteorological stations); (B) digital elevation model (DEM) of the IGN and mean wind speeds ($m s^{-1}$) at a height of 80 m from <http://agri4cast.jrc.ec.europa.eu> (accessed 2017). The hatched and dashed areas indicate the geographical influence of the Mediterranean climate (after Joly et al., 2010, <https://doi.org/10.4000/cybergeo.23155>).

established by the European project *Land Use and Cover Area from Statistical survey* (LUCAS: Tóth et al., 2013; Bertran et al., 2016). Multi-parameter interpolation of grain-size data from samples collected throughout Europe made it possible to generate maps in raster format for the topsoil content in clay, silt, sand, and coarse fragments expressed as percentages with a resolution of 500 m (Ballabio et al., 2016) (eusoiils.jrc.ec.europa.eu). The distribution of aeolian deposits was then extracted by selecting each pixel corresponding to a composition of aeolian sand or loess (Bertran et al., 2016).

Both approaches have their own biases: (i) for conventional field mapping, the main difficulty lies in the identification of small loess areas and thin loess covers – bedrock rather than superficial formations is also predominantly shown in geological maps; (ii) for the maps derived from the LUCAS database, confusion is possible between loess and other deposits of similar texture; conversely, loess is not taken into account when its texture differs from the samples from northern France that were used as a reference to define the texture range of typical loess. Bertran et al. (2016) showed a good fit between the conventional loess map and that derived from the LUCAS database for northern Europe. By contrast, the loess extension in the Rhône Valley is greatly underestimated when compared to the data shown by the 1:50,000 geological map. According to Bertran et al. (2016), this problem could be mainly related to their coarse texture.

As part of this study, the approach proposed by Bertran et al. (2016) was followed. Nevertheless, to remedy the issues identified for the Rhône Valley, modifications were made. Table 1 illustrates the threshold

values used to classify the aeolian deposits into four broad categories (*loess, sandy loess, loessic sand, aeolian sand*) based on 74 grain-size samples. The pixels corresponding to these categories were extracted from the LUCAS rasters (*sand, silt, clay*) using the (Raster Calculator) tool in ArcGIS. Then, the selected pixels were filtered by taking into account the proportion of coarse fragments ($CF > 2 mm$). The upper CF limit was arbitrarily set at 22% between the mean ($M = 19.4%$) and the mean plus one standard deviation ($M + \sigma = 19.4% + 6.7%$). This high value compared to that used by Bertran et al. (2016) is justified by the large number of anthropogenic elements (ceramic and bricks fragments) in the topsoil caused by the high population densities typical of the region since the Neolithic period. Also, field studies showed that typical loess contains abundant carbonate concretions with a size $>2 mm$. However, the disadvantage of adopting such a high CF value as a limit is that it does not allow distinguishing primary and colluviated loess. The latter incorporate CF resulting from upslope bedrock erosion.

Table 1
 Grain-size limits used to map the sedimentary units.

Nature	Coarse fragments (%)	Sand (%)	Silt (%)	Clay (%)
Loess	$x \leq 22$	$x \geq 16$	$x \geq 52$	$x \leq 26$
Sandy loess	$x \leq 22$	$16 \geq x \leq 36$	$34 \geq x \leq 52$	$x \leq 26$
Loessic sand	$x \leq 22$	$x \geq 36$	$x \geq 34$	$x \leq 26$
Aeolian sand	$x \leq 22$	$x \geq 50$	$x \leq 34$	$x \leq 22$

Following this step, the created rasters were processed to eliminate isolated pixels and obtain more continuous map units. The ArcGIS tool (Block Statistics) was used for this treatment. It enables calculation of the average value for each pixel from the eight neighbouring pixels. Values below a 40% threshold were eliminated. The rasters for each category were then converted into polygons.

Several areas were removed from the resulting map: (i) mountainous lands above 550 m asl where the modelled texture is associated with significant uncertainty (Ballabio et al., 2016); (ii) the metamorphic and plutonic rocks of the Massif Central as delineated in the regolith map (Lacquement et al., 2010; Prognon et al., 2011), which are covered with sandy weathering deposits whose grain-size composition is sometimes close to that of sandy loess; (iii) the areas of Miocene molasse whose weathering materials may be confused locally with aeolian deposits; (iv) the Holocene sedimentary accumulations (mainly in valley) extracted from the 1:50,000 geological map (<http://infoterre.brgm.fr/>); and (v) the 30- to 40-cm-thick anthropogenic irrigation silts

mentioned in the geological map in the Eyguières and Istres areas (L'Homer et al., 1975; Colomb et al., 1977).

3.4. Spatial analysis

ArcGIS was used to combine information on the distribution of aeolian deposits and on various parameters (altitude, slope orientation, slope gradient) derived from the digital elevation model (DEM) RGE ALTI® 5 m from the Institut Géographique National (IGN) (<http://professionnels.ign.fr/>), supplemented by the ALTI® 25 m (IGN) DEM in the areas where the first was not available. The distance of aeolian deposits from the main rivers (CARTHAGE® database, <http://professionnels.ign.fr/>) was measured using ArcGIS tools. The deflation basins (pans) were delimited using the contour lines derived from the DEM 5 m, and then the orientation of their elongation axis was measured on ArcGIS.

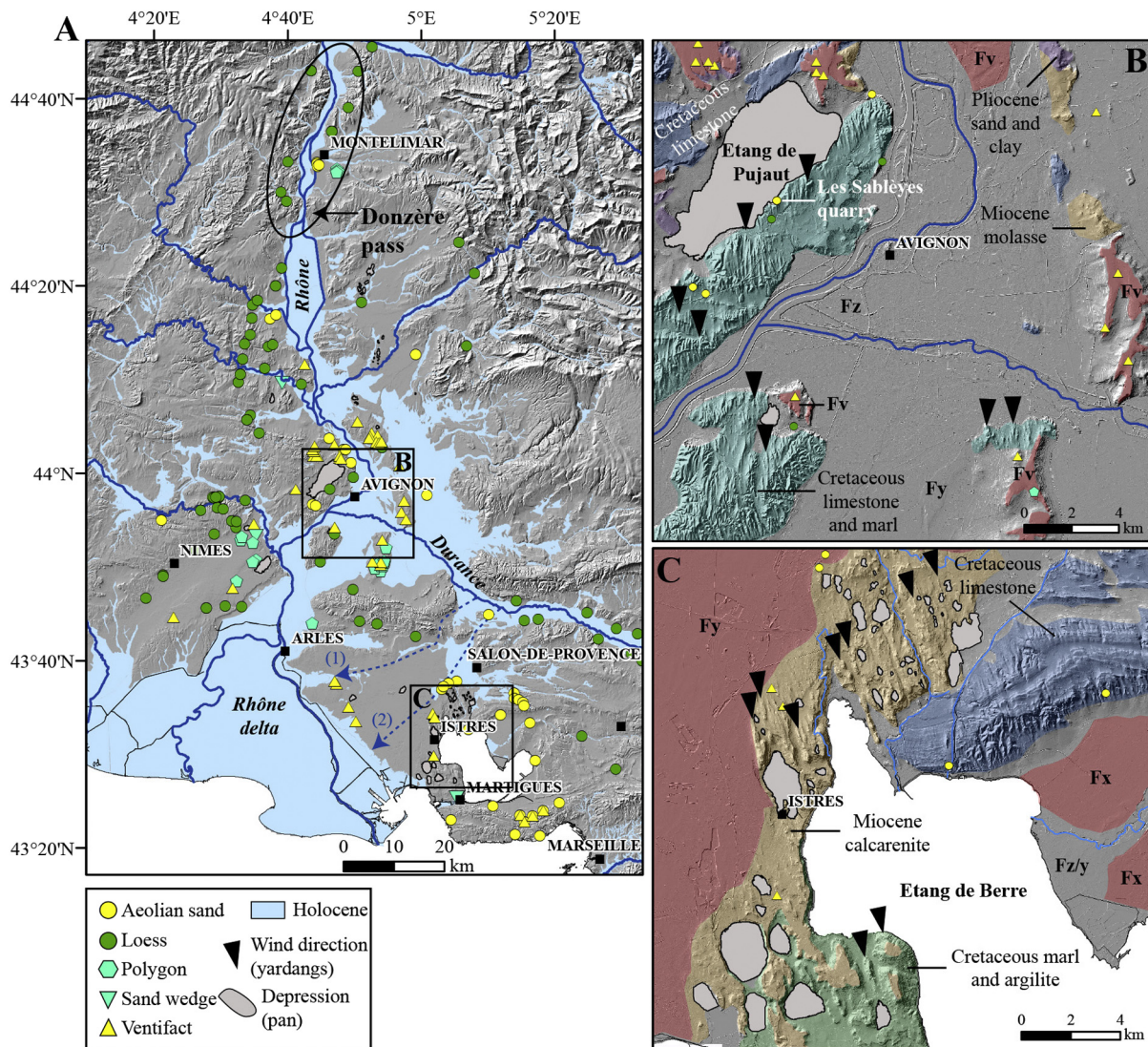


Fig. 3. (A) Spatial distribution of aeolian landforms and deposits in the middle and lower Rhône Valley (DEM 25 m from BD ALTI®, <http://professionnels.ign.fr/>). All geomorphological data plotted on the map are from the literature and new field survey: aeolian sand (Marcelin, 1926; Gabert-Delay, 1967; Damiani et al., 1980; Monjuvent et al., 1991; Ballais and Riser, 1996; Beeching et al., 2006; Ambert, 2013; this study), loess (Mazenot, 1956; Bonifay, 1962; Dubar, 1979; Beeching et al., 2006; Franc et al., 2017, rescue archaeology reports from <http://dolia.inrap.fr/>), sand wedges and polygons (Bouteyre and Allemann, 1964; Cailleux and Rousset, 1968; Arnal, 1971a, 1971b; Andrieux et al., 2016a), and ventifacts (Mandier, 1984; Ambert, 2013; this study). The rectangles indicate the location of Fig. 4B and C. The black ellipse in the Montélimar area shows the narrowing of the valley. Blue arrows indicate the approximate flow direction of the palaeo-Durance River in the Crau Plain through two gaps during the Pliocene (1) and Pleistocene (2) respectively. The abandonment of the Crau Plain by the river occurred between 75 and 35 ka (Molliex et al., 2013); (B), (C) detailed topography of aeolian landforms (DEM 5 m from RGE ALTI®, <http://professionnels.ign.fr/>). The geological formations have been redrawn from the 1:50,000 geological map (infoterre.brgm.fr). Black arrows indicate palaeowind direction inferred from erosional landforms (yardangs) (see Fig. 5).

3.5. Luminescence dating

To provide a first chronological marker for the high-angle planar cross-bedded sands, two samples (BDX19710 and BDX19711) were taken for luminescence dating analysis at the *Les Sablères* quarry (see location in Figs. 3B and 6A). Onsite daylight sampling was carried out using opaque steel cylinders to extract ca. 450 g of sediment. The luminescence dating (luminescence measurements, dosimetry, data analysis) was carried out at the IRAMAT-CRP2A (Université Bordeaux Montaigne). The sample preparation followed conventional procedures (e.g., Preusser et al., 2008) for extracting the coarse grain (here: 125–160 μm) quartz fraction. The equivalent dose (D_e) was determined by applying optically stimulated luminescence (OSL; Huntley et al., 1985) in conjunction with the single aliquot regenerative (SAR) dose protocol after Murray and Wintle (2000). Blue-OSL measurements were performed on a Freiberg Instruments *lexsyg research* reader (Richter et al., 2013) measuring multigrain aliquots. For the luminescence data analysis, we used the R package ‘Luminescence’ (Kreutzer et al., 2012; Kreutzer et al., 2018) and for the age calculation the software *DRAC* (Durcan et al., 2015). The dose-rate was calculated from U, Th, and K concentrations measured by high-resolution gamma-ray spectrometry at the IRAMAT-CRP2A. Full details on the luminescence dating are provided in Appendix B.

4. Results

4.1. Aeolian landforms

Field observations combined with DEM analysis revealed several aeolian landforms, located mainly south of the study area, in particular yardangs, endorheic depressions, and ventifact pavements (Fig. 3).

4.1.1. Yardangs

Yardangs (Hedin, 1903) are elongated ridges created by aeolian abrasion in various lithologies (Laity and Bridges, 2013). In the lower Rhône Valley, their length exhibits strong variability and ranges between 61 to 1640 m (mean = 144 m), and their width ranges between 28 and 638 m (mean = 118 m). The average length to width ($L:W$) ratio is 4:1 (Fig. 4C) in agreement with the wind tunnel experiments of Ward and Greeley (1984) and the measured values for Pleistocene yardangs in Spain (Gutiérrez-Elorza et al., 2002).

The ridges are separated by narrow corridors with a U-shaped profile or a flat bottom. The corridors form a bypass sedimentary area where aeolian sands and loess did not accumulate. They are locally filled by lake, river, or slope deposits. The mean ridge direction shows values ranging from N160 to N140 and from N170 to N10 in the Istres and Avignon areas respectively (Fig. 4A, B). These preferred directions

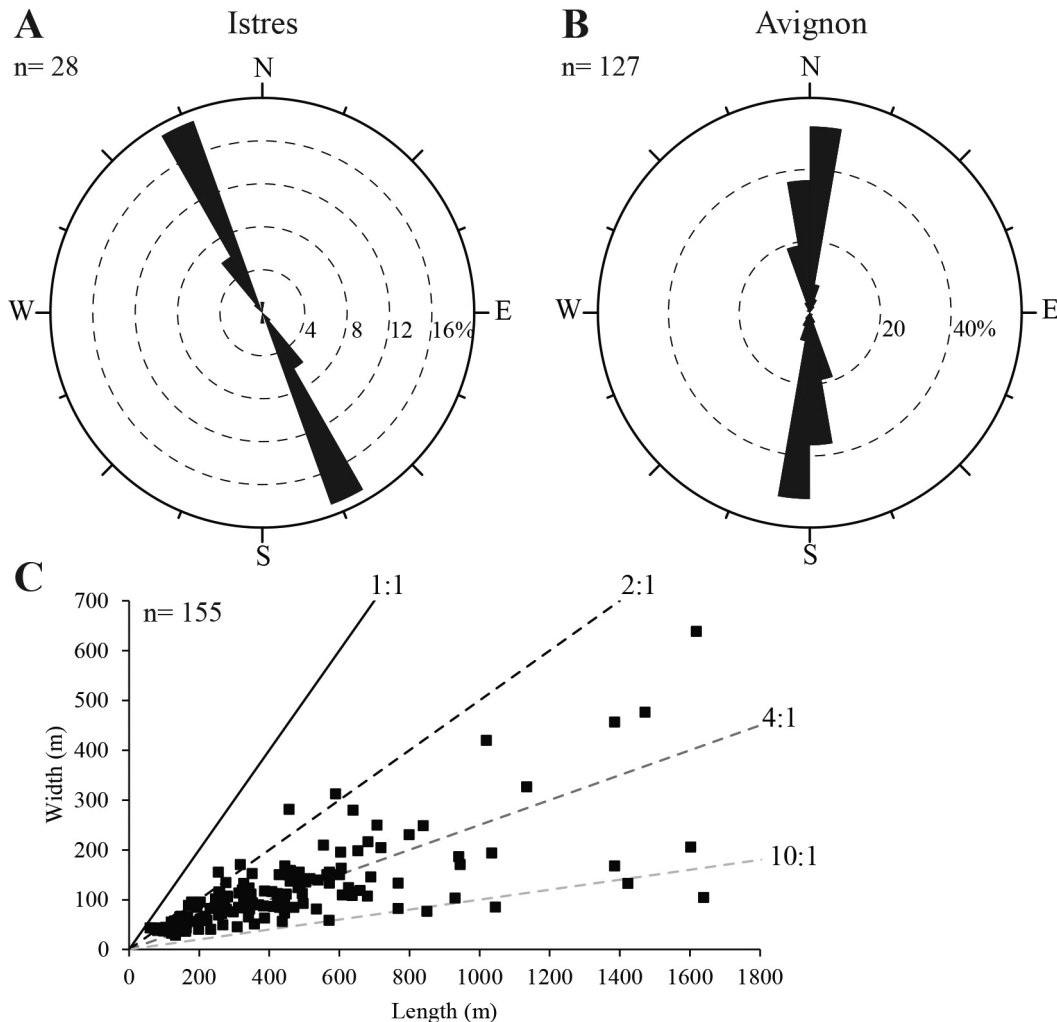


Fig. 4. (A), (B) Rose diagrams showing the orientation of yardangs in the study area; (C) length vs width ratios for 155 typical yardangs. The values were measured using the 5 m DEM.

coincide with those of modern dominant winds (Fig. 2) and do not match the direction of the drainage system or the known faults.

The bedrock lithology largely influenced the formation and size of the corridors: sandy marls and calcarenites located to the west of the Étang de Berre lake (Istres) are characterized by significantly larger corridors than those formed in hard limestone (Fig. 3).

4.1.2. Endorheic depressions (pans)

The spatial association between yardangs and pans indicates a genetic relationship between the landforms. Such an association is commonly observed in arid or semiarid environments (e.g., Gutiérrez-Elorza et al., 2002; Goudie, 2013). In the study area, wind erosion is assumed to be predominant in the formation of pans by most authors (Ambert, 1973, 2013; Ambert and Clauzon, 1992; Carozza et al., 2016).

A total of 80 pans with ovoid to circular shape were identified along the Rhône River, from Donzère Pass to Istres (Fig. 3). The pans only developed in unconsolidated material such as clay, sand, marl, or fine-grained sandstone. Miocene sediments characterized by good sorting (mode between 90 and 200 μm ; Ambert and Clauzon, 1992) and Cretaceous marls were highly sensitive to deflation. In contrast, the Cretaceous limestones were poorly affected.

4.1.3. Ventifact pavements

Ventifacts are wind-eroded rocks and pebbles characterized by a wide range of morphologies and lithologies but usually showing abrasion facets and pits or flutes (Laity, 1994; Laity and Bridges, 2013). For many decades, ventifacts have been documented on the alluvial terraces of the lower Rhône Valley (Cazalis De Fondouce, 1879; Arnal, 1971b, 1971a; Ambert, 1973, 2013; Chardon, 1975; Ambert and Clauzon, 1992). Additional sites were also identified during this study (Figs. 3, 5B). In several areas (e.g., Tavel, Pujaut), the ventifacts form a stone pavement on the surface of alluvial terraces (Fig. 5A). Such pavements that reach one or two pebbles thick are commonly described in cold (Mountney and Russell, 2004; Mackay and Burn, 2005) and warm (Adelsberger and Smith, 2009) deserts.

4.1.4. Inverted relief

The Crau Plain comprises a succession of Plio-Pleistocene alluvial surfaces deposited by the palaeo-Durance River (Fig. 3) (Clauzon et al., 1990; Molliex et al., 2013). These surfaces are covered by abundant ventifacts (sometimes scattered in the ploughed layer), which are locally cemented by carbonates. They form an armoured surface lag protecting the underlying alluvial material from aeolian winnowing. The Plio-Pleistocene Crau Plain is located higher (up to >30 m along the banks of the Étang de Berre lake according to Ambert, 2013) than

the strongly eroded surrounding Miocene lands and is probably an inverted relief of aeolian origin (Hörner, 1932; Goudie, 2013).

4.2. Aeolian accumulation: sedimentary facies and architectural elements

4.2.1. Dunes

To the east and south of the Étang de Berre lake, high-angle cross-bedded (Sp) yellow fine sands have accumulated in dry valleys and at the northern footslope of limestone hills (Gabert, 1965; Gabert-Delay, 1967; Ambert, 1973, 2013). These deposits interpreted as slipface dunes reach 20 m in thickness. According to the composition of heavy mineral assemblages, Ambert (1973) suggested that sand was provided by the deflation of Miocene outcrops located north and west of the Étang de Berre lake (Fig. 3). These deposits were not observed during this study because of quarry abandonment.

4.2.2. Sand ramps

Metre-thick sand layers interbedded with diamictic layers cover the footslope of topographic obstacles (Fig. 6). The sand units account for >50% in volume. These units include the following lithofacies:

- High-angle ($\sim 30^\circ$) cross-bedded sands (Sp) composed of medium to coarse sand lenses (400 to 800 μm) 1–2 cm thick, with sometimes inverse grading, attributed to grainflow (Gf) (Hunter, 1977; Kocurek and Dott, 1981; Turner and Makhlof, 2002) and more continuous laminated fine to medium sand beds (200 μm) attributed to grainfall or climbing wind ripples (Wr) (Hunter, 1977; Kocurek and Dott, 1981). We interpret these facies as small aeolian dunes with well-developed slipface prograding toward the relief (Fig. 6A, B).
- Massive fine sands or silty sands (Sm) with a thickness sometimes >4 m. This facies is interpreted as sandsheet deposited in a dry environment (Kocurek and Nielson, 1986).
- Massive, clast (Dcm) or matrix (Dmm) supported diamictic beds made up of poorly sorted limestone blocks and pebbles in a sandy matrix (Fig. 6A). The rock fragments are mainly angular and suggest limited transport. The basal limit is sharp and wavy. These facies are interpreted as debris flows.
- One- to two-metre-thick matrix to clast-supported diamictic beds, consisting of poorly sorted small pebbles (Dmm, Dcm), interlayered with fine to coarse sand beds (Sh) (Fig. 6D). The pebbles have a wide range of (mostly allochthonous) lithologies and a rounded shape. This suggests remobilisation of old alluvial deposits by slope processes. Locally, thin pebble layers or aligned granules are interpreted as lag deposits (Mountney and Russell, 2004; Ventra et al., 2017). This facies association probably has a polygenic origin (aeolian, debris flow, and overland flow) and reflects the interstratification of slope deposits

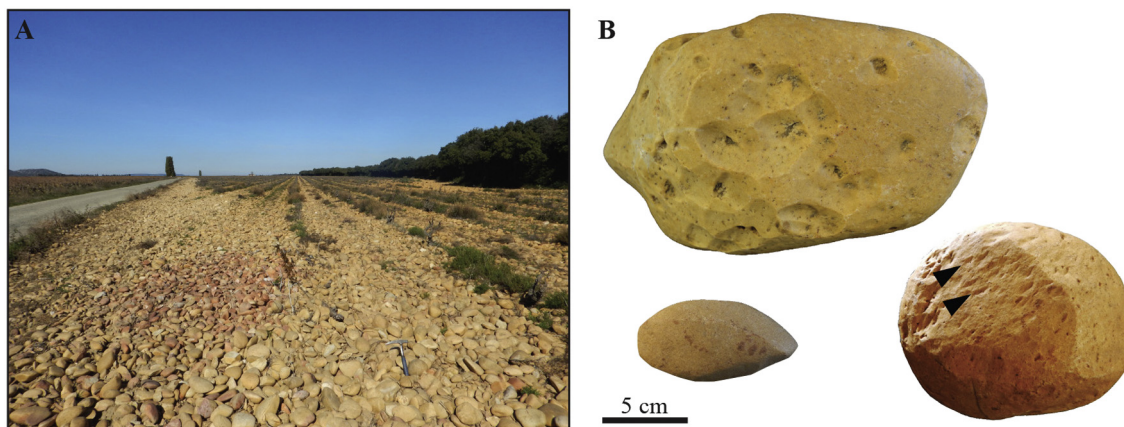


Fig. 5. (A) View of a desert pavement developed on a Pleistocene alluvial terrace near Tavel (44.0307°N, 4.7096°E); (B) typical wind morphologies (facets, grooves, pits, wind flutes) on ventifacts. The black arrows show wind flutes on the wind-polished surface.

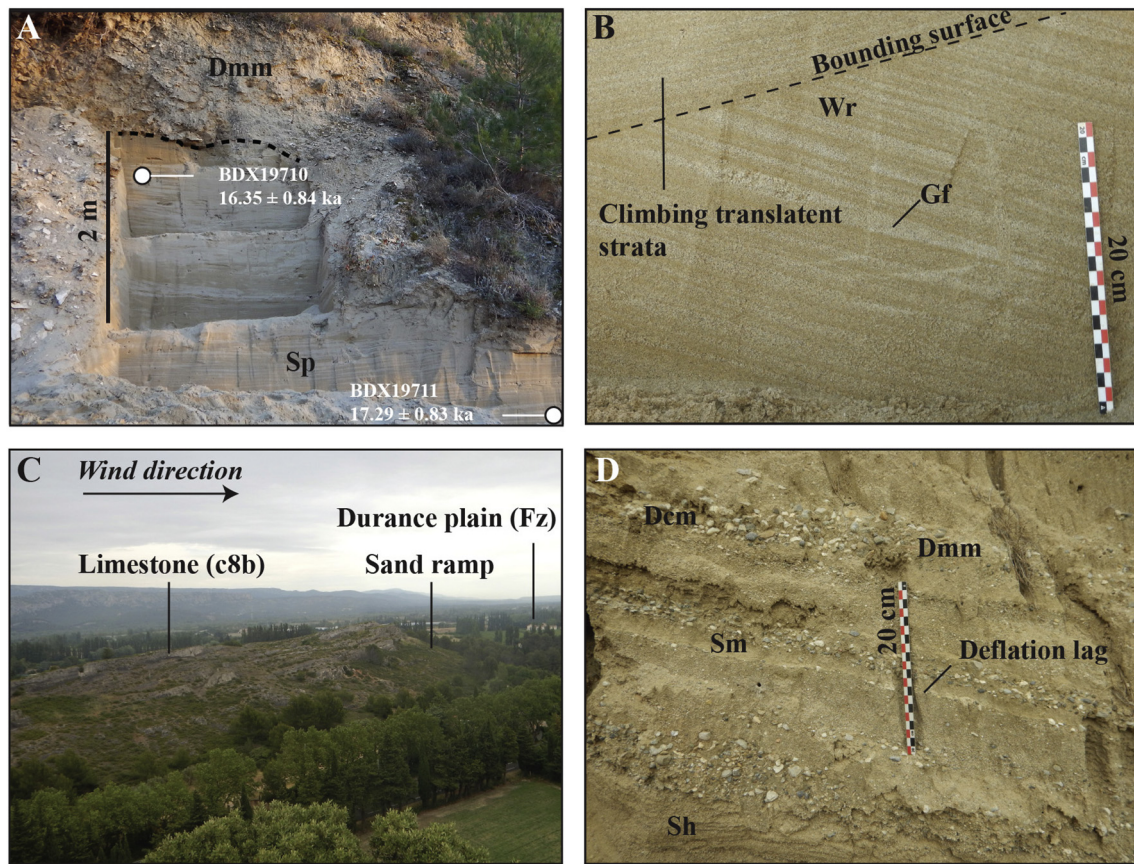


Fig. 6. Sand ramps lithofacies. (A), (B) High-angle cross-bedded sands ($>20^\circ$) viewed in a section subparallel (A) and perpendicular (B) to the transport direction. These lithofacies are interpreted as reflecting progradation of a climbing dune on the windward side of a topographic obstacle (Pujaut-Les Sablères quarry, 43.9704°N , 4.7494°E). (C), (D) Cretaceous limestone relief (c8b on the geological map) with associated falling sand ramp on the leeward side. Closeup view of mixed sediment deposits (Pas des Lanciers quarry, 43.7339°N , 5.1289°E). Dmm: matrix-supported layer, Dcm: clast-supported layer, Gf: grainflow, Sh: horizontally bedded sand, Sp: planar-cross bedded sand, Sm: massive sand, Wr: wind ripple (or grainfall deposit).

supplied by the limestone relief and aeolian deposits spreading on the slope. It corresponds to sand ramps as described in modern deserts throughout the world (e.g., Lancaster and Tchakerian, 1996; Turner and Makhoulouf, 2002; Bertram, 2003; Bateman et al., 2012; Telfer et al., 2012; Ventra et al., 2013, 2017; Kumar et al., 2017). Climbing sand ramps (dunes on the windward sides) and falling sand ramps (dunes on the leeward sides) are represented in the lower Rhône Valley (Fig. 6C).

4.2.3. Aeolian infilling of thermal contraction cracks

Relict sand wedges forming polygon networks (visible in aerial photographs) develop in the Pleistocene alluvial terraces of the lower Rhône Valley (Fig. 3) (Bouteyre and Allemann, 1964; Cailleux and Rousset, 1968; Nury and Roux, 1969; Arnal, 1971a, 1971b; Andrieux et al., 2016a). These features are indicative of repetitive ground thermal contraction cracking in the context of deep seasonal freezing or permafrost (Murton, 2013; Andrieux et al., 2016b) near sand sources. The reconstruction of permafrost extension during the Last Glacial by Andrieux et al. (2016b) suggests, however, that perennial ice bodies were not able to develop in the ground in the study region. Therefore, the polygons are interpreted as being formed in a deep seasonal frost context caused by strong winter ground cooling events.

4.2.4. Loessic sand

This facies shows alternating massive calcareous brown-yellow fine silty sand beds (main mode 87 to $97\ \mu\text{m}$) and fine sands (114 to $136\ \mu\text{m}$) with abundant bioturbation (roots, burrows) and secondary carbonate concretions. The limits between the layers are diffuse and irregular

probably because of bioturbation. These deposits correspond to transitional facies between aeolian sands and loess. Similar deposits have been observed along the margin of the North European Sand Belt (NESB) (Paeppe and Vanhoorne, 1967; Lautridou, 1984) and in south-west France (Sitzia et al., 2017).

4.2.5. Primary loess

Primary loess is characterized by massive calcareous yellow-brown ($10\text{YR } 5/4$ to $10\text{YR } 6/4$) to brown ($7.5\text{YR } 5/4$) coarse silts. The thickness ranges from <1 to $10\ \text{m}$ (Fig. 7A, B). Bioturbation and secondary carbonate concretions are abundant. Poorly developed palaeosols are sometimes visible within the deposit (Fig. 7C).

4.2.6. Secondary (reworked) loess

Massive coarse silts showing poor sorting and scattered gravel or gravelly lenses (Fig. 7D) are interpreted as colluviated loess. The deposits are less calcareous and contain brick, pottery, and charcoal fragments. This facies is thought to be related mainly to the erosion of primary loess caused by overland flow and agricultural practices during the Holocene (Catt, 2001).

4.3. Spatial distribution of aeolian landforms and deposits

The map of aeolian deposits in southeast France derived from the LUCAS database is illustrated in Fig. 8. Validation tests were conducted to compare the map with (i) the location of 256 cross sections of aeolian deposits described in the literature (Marcelin, 1926; Mazenot, 1956; Bonifay, 1962; Gabert-Delay, 1967; Dubar, 1979; Damiani et al., 1980;

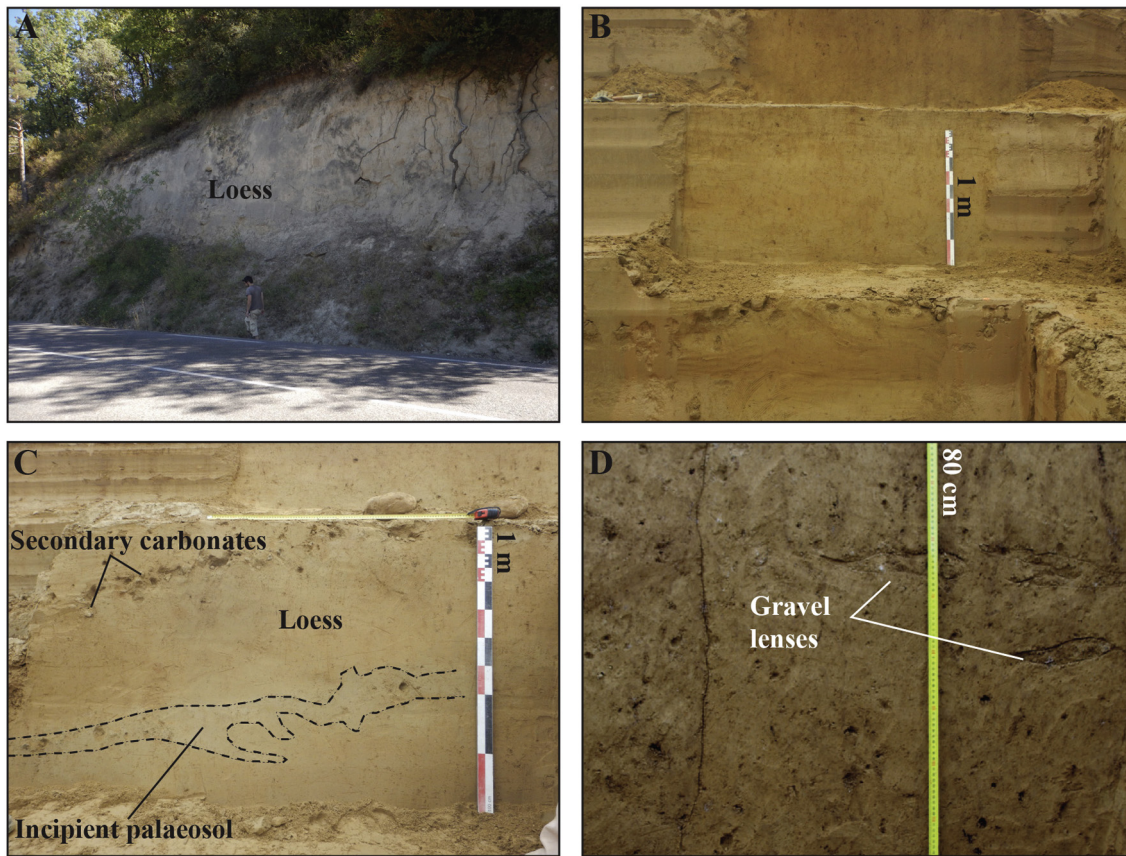


Fig. 7. Loess lithofacies. (A) View of thick primary loess deposits (>6 m) near Saint-Paul-les-Durance (Provence). The person (1.80 m) makes the scale. (B), (C) Yellow-brown calcareous sandy loess with abundant bioturbation and a weakly developed palaeosol stretched along the slope. Secondary carbonates correspond to centimetric loess dolls (Lautagne, 44.9039°N, 4.8964°E). (D) Secondary loess deposits showing decimetric gravel lenses (Garons, 43.7564°N, 4.4377°E).

Monjuvent et al., 1991; Ballais and Riser, 1996; Beeching et al., 2006; Ambert, 2013; <http://dolia.inrap.fr>) or identified during this work (Table A.1); and (ii) the already available conventional maps (Fig. A.3). To overcome the poor precision of the location of cross sections, a buffer area of 1000 m radius was fixed around each mentioned site. The analysis shows that 84.4% of the observation points ($n = 216$) fall within the aeolian units mapped by our study. This significantly improves the results obtained with conventional maps. Three maps were used for the test. The oldest was published by Suen (1934); the second is the European loess map by Haase et al. (2007), and the last is the 1:50,000 geological map of France of BRGM (<http://infoterre.brgm.fr/>). The aeolian units mapped incorporate respectively 32.8% ($n = 84$), 30.1% ($n = 77$) and 48.0% ($n = 123$) of the described cross sections.

Comparison between the LUCAS-derived map and the BRGM map also shows that 85.0% of the areas of aeolian units reported by the latter are well identified by the new approach. The new map suggests, however, that aeolian deposits are more widespread south of Valence than indicated by the BRGM map (Fig. A.3). Some limited areas are classified differently. The differences are mainly caused by the low resolution of LUCAS data and the issue arising from the difficulty to identify small deposits in areas with contrasted relief or to incomplete mapping in the conventional approach.

The aeolian deposits overlay a wide variety of material (alluvial terraces, limestones, molasses) and cover an area of ca. 12,000 km². Their thickness ranges between several metres (locally > 10 m) to <1 m. The following observations can be made from the map (Fig. 8):

- A transition between an area with dominantly coarse loess and an area of typical loess (i.e., finer-grained loess similar to the NELB loess) occurs around latitude 45°N.

- Loess and sandy loess deposits form an almost continuous cover on the plateaus in the northern area (e.g., Dombes plateau) and have a patchier distribution to the south, especially along the Durance and Ardèche rivers. In mountainous areas, such a distribution may be partly caused by poor mapping accuracy as a result of uneven relief.
- In the periphery of the lower Rhône Valley, the grain size of aeolian deposits decreases gradually to the west and to the east. The alluvium is thus assumed to be the main source of dust.
- The sandy deposits are mainly located in a narrow band along the Rhône River between Avignon and Montélimar (near latitude 44°N), in the Costières de Nîmes area and in the periphery of the Étang de Berre lake.
- The distribution of ventifacts, yardangs, and pans is not random. They are concentrated south of latitude 44°N along the valley axis (Fig. 3). Ventifacts are located mainly on old alluvial plateaus (Fv).

4.4. Grain-size distribution and gradients

The grain-size curves of 63 samples of primary loess show a polymodal distribution with five subpopulations (Fig. 9A), which are (in decreasing order of contribution): (i) fine sands to coarse silts between 50 and 75 μm (mean 62 μm); (ii) medium silts between 12 and 18 μm (mean 14.3 μm); (iii) clays (mean 3.1 μm); (iv) medium sands (220 μm); and (v) ultrafine particles (0.4 μm). Secondary loess has similar grain-size distribution and modes but with poor sorting (Fig. 9B). Loessic sands also have a polymodal distribution with a coarse mode ranging from 87 to 136 μm (Fig. 9C). Sandy deposits have a predominantly unimodal grain-size distribution (Fig. 9D) with a mode between 235 and 834 μm .

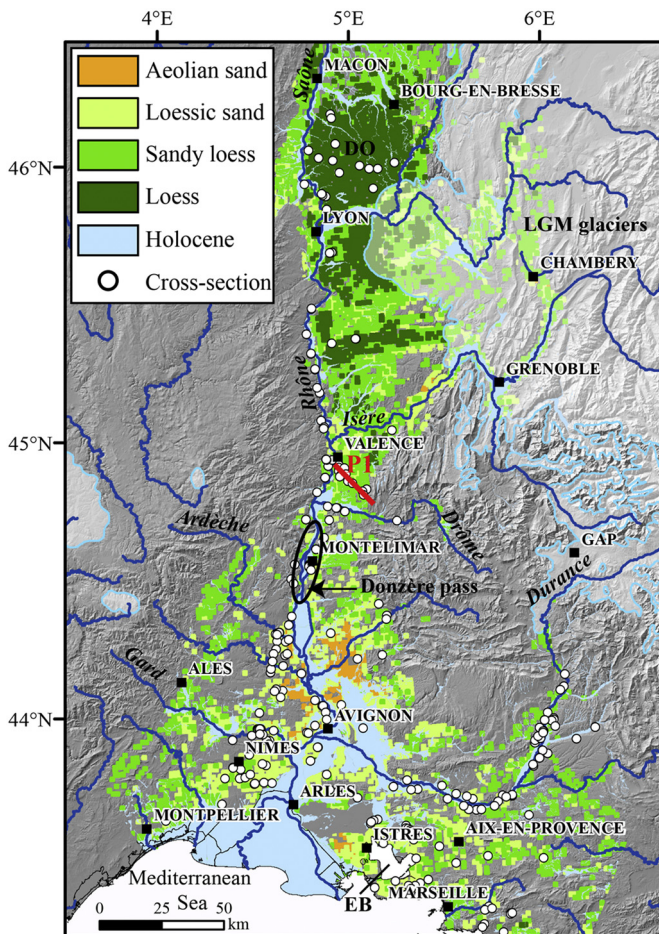


Fig. 8. Distribution of aeolian deposits derived from the LUCAS topsoil database. All the loess and sand cross sections from the literature and new field survey are indicated (see Table A.1). Profile 1 (P1) is shown in Fig. 11.

The grain-size data extracted from the LUCAS database along a NW-SE profile in the east of Valence show a gradual decrease in sand content and an increase in silt content away from the river (Fig. 10A). The coefficient of determination (r^2) ranges from 0.36 to 0.38, and the relationship between these patterns and the distance to the river is significantly correlated (p -value < 0.05 , nonparametric test of Kendall's rank correlation) (Fig. 10). The profile indicates that the transition between sandy loess and loess occurs over a much shorter distance than in northern France (18 km vs. 65 km) (Fig. 10B).

4.5. Chronology

Overall, the number of available numerical ages is limited. The radiocarbon ages recently obtained on calcitic granules secreted by earthworms in the loess of Lautagne near Valence (Ronco et al., *in press*) indicate that dust accumulation mostly occurred between 27 and 16 ka cal. BP. The OSL dating on quartz grains (45–63 μm) of the Garons loess yielded an age of 27 ± 1.5 ka (M. Rué, personal communication). These results are compatible with older data from the Provence and Ardèche areas, which include (i) four radiocarbon ages on charcoal ranging between 38 and 10 ka cal. BP (2σ) (Magnin, 1992; Onoratini et al., 1999; Bazile, 2007), and (ii) 11 radiocarbon and OSL ages on palaeosols ranging from 41 to 20 ka (Magnin, 1992, 2014; Ambert, 2013; Franc et al., 2017).

The available ages for the sandy deposits remain scarce so far. Only two radiocarbon datings from red colluvium interstratified within dune sand gave an MIS 3 age (41 and 29 ka cal. BP; Ambert, 1974, 2013). The OSL measurements on the coarse grain (125–160 μm) quartz

fraction in this study at the Les Sablères quarry indicate a phase of dune emplacement during MIS 2 (BDX19711: 17.29 ± 0.83 ka; depth: 4.5 m; and BDX19710: 16.35 ± 0.84 ka; depth: 1.5 m). Both ages are indistinguishable within 2σ error margins, however, with a slightly younger age for the uppermost sample (BDX19710) (cf. Appendix B for more details).

5. Discussion

5.1. The aeolian system of the Rhône Valley

At the regional level, the spatial distribution of aeolian landform and deposits is not random. Two zones can be distinguished: (i) an area located north of a succession of narrowings of the Rhône Valley (e.g., the Donzère Pass) between latitudes 45°N and 44°N; (ii) a more southern area typified by valley widening, which forms a triangle open to the Mediterranean Sea.

In the northern area, no aeolian landforms were identified. The aeolian deposits are mainly loess covering the plateaus and slopes of the main valleys. The boreholes listed in the BRGM database (<http://infoterre.brgm.fr/>) show that the loess reaches locally a thickness > 15 m on the windward side of the Dombes plateau. The conceptual models proposed by several authors (Mason et al., 1999; Wiggs et al., 2002; Sweeney et al., 2005; Lehmkühl et al., 2016) suggest that wind deceleration on the plateaus bordering large rivers allows significant accumulation of dust. Sandy deposits (dunes, coversands) are scarce along the middle reach of the Rhône River supposedly because of river entrenchment and the limited space available for accumulation.

In the southern area, the aeolian landforms (yardangs, pans, desert pavements) and the sandy deposits (dunes, sand ramps, sand wedges) are abundant and indicate that sand transport by saltation was substantial over vast areas. According to McCauley et al. (1977), Laity (2009), and Sebe et al. (2011), the formation of yardangs also implies strong unidirectional and constant winds. Such winds are explained by the narrowings of the Rhône Valley, which channel and accelerate the air masses coming from northern Europe. The measurements of yardang orientation indicate winds coming from the north as for the modern Mistral. Compared to the present, mean wind speeds were probably higher during the glacial caused by increased cyclonic activity in Europe linked to the ice sheets on the British Islands and Scandinavia (Isarin et al., 1997; Christiansen and Svensson, 1998; Christiansen, 2004).

The distribution of aeolian deposits strongly suggests that the floodplain of the Rhône River, which is parallel to the direction of prevailing winds (N-S to NW-SE), was the main source of particles. Widening of the valley to the south led to increasing in the surface of the alluvial material exposed to deflation and in the available space for sand deposition. Other potential sources of particles are the unconsolidated Miocene molasses (sandstones, calcarenites, sandy marls) where wind carved depressions and yardangs. The contribution of these sources remains difficult to estimate but was probably minor in comparison with the inputs from the Rhône floodplain.

Despite the widespread occurrence of yardangs and ventifacts, which testifies that sand transport was very efficient (Knight, 2008; Laity, 2009), the deposition of windblown sand was limited in the study area. This suggests a negative sediment budget (Kocurek and Havholm, 1993), and the lower Rhône Valley likely served as a bypass surface between the sedimentary sources and sinks (Knight, 2008). The rare sand accumulations preserved correspond either to small dunes on the banks of the Rhône River or sand ramps trapped at the foot of topographic obstacles. In the periphery of the Rhône corridor, the grain size decreases rapidly eastward and westward and is discontinuous, but locally thick sandy loess deposits were formed. Loess becomes finer and thinner laterally to give way to soils enriched with aeolian particles (*soil contamination*; Yaalon and Ganor, 1973).

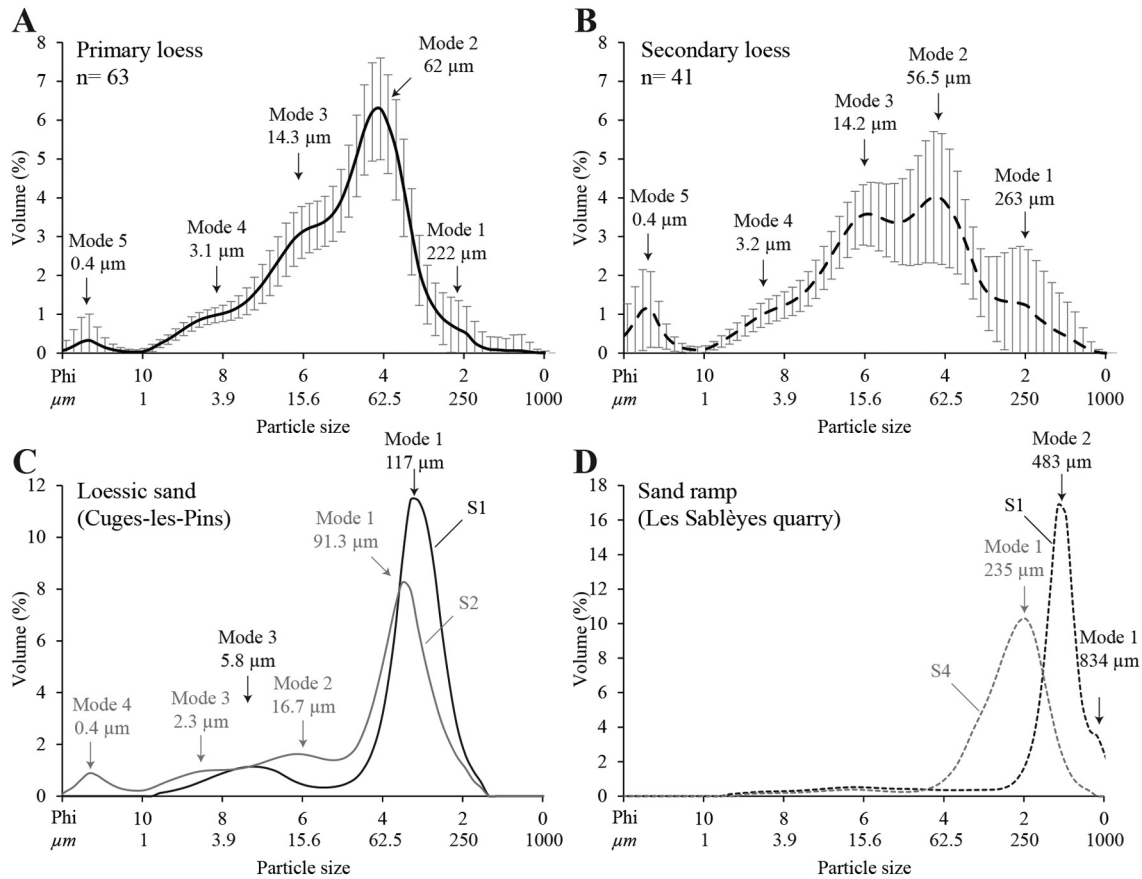


Fig. 9. (A), (B) Mean grain-size distribution of primary and secondary loess deposits with their standard deviation. (B), (C) Grain-size distribution of some representative samples of sandy loess and aeolian sands. The mean modes were determined using parametric curve-fitting using R package *mixdist* (Macdonald and Du, 2012).

The Carpathian Basin (Hungary) is an example of a Pleistocene aeolian system sharing some features with the Rhône system and probably associated with similar semiarid climate conditions (Ruszkiczay-Rüdiger et al., 2011; Sebe et al., 2011, 2015). This basin is swept by a unidirectional northerly wind channelled by the mountains and includes ventifact pavements, pans, and yardangs upstream while parabolic dunes form extensive fields downstream (Sebe et al., 2011; Györgyövcics and Kiss, 2013; Buró et al., 2016). In the periphery of sandy deposits, loess is also present over large areas (Lindner et al., 2017). By comparison, the Rhône Valley appears to be an incomplete aeolian system. Two hypotheses may explain the lack of significant sand accumulation: (i) a poor preservation of the deposits caused by subsequent erosion during the Holocene, particularly caused by strong anthropogenic landscape modification since the Neolithic (however, this phenomenon is assumed to have had only a limited impact); and (ii) sea level rise during the Late Glacial and the Holocene leading to the submersion of the continental shelf and associated dune fields. As shown by Bassetti et al. (2006) and Jouet et al. (2006), the continental shelf of the Gulf of Lion is covered by sand layers dated to 45 to 20 ka cal. BP, which in large part could be part of aeolian origin.

In summary, the Rhône Valley is an aeolian system characterized by (i) strong unidirectional winds channelled by the relief; (ii) abundant deflation landforms; (iii) a major fluvial axis (the Rhône River) with the capacity to provide to the wind significant amounts of sedimentary material.

5.2. Loess depositional context

Many authors (Alimen, 1965; Dubar, 1979; Coudé-Gaussen, 1990) have pointed out that perimediterranean loess displays distinctive sedimentological characteristics when compared to loess from the NELB,

mainly a coarser texture and higher carbonate content. The aeolian deposits of the Rhône Valley also show that the spatial distribution and facies differ significantly.

5.2.1. The origin of polymodality

The loess samples from the study area all have a trimodal grain-size distribution (Fig. 9A) with a coarse mode (mode 1, 50–75 µm, 63 ± 9%), a medium mode (mode 2, 12–18 µm, 25 ± 8%) and a fine mode (mode 3, ~3 µm, 6 ± 2%). In addition, ultrafine (<1 µm) and very coarse (~200 µm) particles are present in small proportion. These last two populations were probably not transported as dust. According to Paton (1978) and Bronger and Heinkele (1990), the particles <1 µm are related to weathering and pedogenesis, while the coarse particles may correspond to ferruginous nodules, secondary carbonate concretions, or earthworm calcitic granules. However, inputs by saltation from local sand sources (molasses) cannot be excluded.

The main grain-size modes suggest different transport and deposition mechanisms (Middleton, 1976; Ashley, 1978; Bagnold and Barndorff-Nielsen, 1980). Coarse particles (>20 µm) are transported at low altitudes by saltation or short-term suspension. In contrast, fine particles (<20 µm) experience long-term suspension in the atmosphere at high altitudes (Tsoar and Pye, 1987; Pye, 1995; Kok et al., 2012; Újvári et al., 2016). Many loess in the world have a bimodal distribution, which is generally assumed to come from the mixing of two populations provided by different sources (e.g., Pye and Zhou, 1989; Sun et al., 2002, 2004; Lim and Matsumoto, 2006; Muhs and Benedict, 2006; O'Hara et al., 2006; Vandenberghe, 2013; Ben-Israel et al., 2015). By analogy, the coarse mode (50–75 µm) of the loess of the Rhône Valley would correspond to proximal sources, whereas the modes in fine silt (12–18 µm) and clay (~3 µm) would come from more distant sources. The measurements made during dust storms by McTainsh et al. (1997)

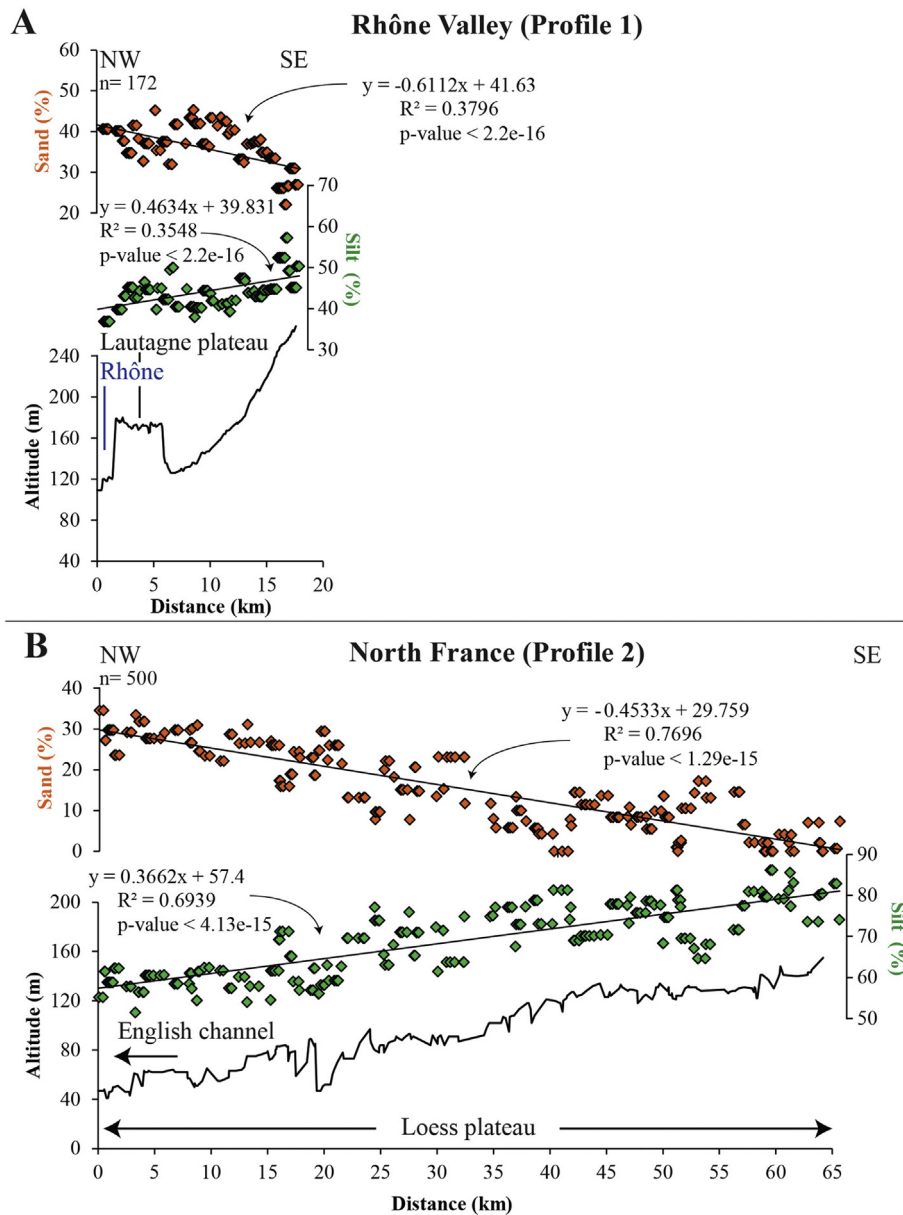


Fig. 10. Grain-size evolution of aeolian deposits along two profiles in the Rhône Valley (A) and northern France (B) shown in Figs. 9 and 12. The data are from the LUCAS topsoil database.

seem to confirm these hypotheses. These authors observed the simultaneous transport of coarse particles (50–70 μm) from a local source, of medium-sized particles (20–40 μm) in dust plumes from a regional source and of fine particles that travelled over long distances in the atmosphere (continuous background dust rain). However, there is no full consensus on the origin of loess bimodality. The observations by Lin et al. (2016) in the Celé oasis (China) suggest that the fine and coarse dust components trapped in the oasis during storm episodes come from a single source, the Taklamakan Desert. The coexistence of two modes is explained by the authors as resulting mainly from grain-size sorting during accumulation as a consequence of fluctuations in wind speed. Similarly, Bullard and Austin (2011) showed that the windblown material from outwash deposits in Greenland had a multimodal distribution.

A multimodal grain-size distribution of loess is not the most common in Europe. Loess from northern Europe, central Europe, and the perimediterranean area exhibits mostly a unimodal or a bimodal distribution (e.g., Crouvi et al., 2008; Enzel et al., 2010; Novothny et al., 2011; Varga et al., 2012; Vandenberghe, 2013; Vandenberghe et al., 2014; Krauß et al., 2016). Loess from the Rhône Valley also have a distinctively

coarser mode (50–75 vs. 35–40 μm ; Vandenberghe, 2013). Coarse loess has been described by authors in central Europe; in the immediate vicinity of the Danube River (Novothny et al., 2011) and one of its tributaries, the Tisza River (Bokhorst et al., 2011); in perimediterranean regions in the periphery of dune fields (Crouvi et al., 2008; Amit et al., 2011); and in transitional facies in a narrow stripe between coversands and typical loess in the NELB (Vandenberghe et al., 1985).

The mode between 12 and 18 μm is typical of Hungarian aeolian red clays dated to the lower Pleistocene (Kovács, 2008; Kovács et al., 2011; Varga, 2011). According to Varga et al. (2016), this dust may have a Saharan origin, with a contribution ranging from 20% to 30% in the Carpathian Basin. Saharan dust inputs have also been identified in loess from Israel but as finer-grained particles (3–8 μm) (Crouvi et al., 2008; Ben-Israel et al., 2015). For the loess of the Rhône Valley, attributing a grain-size population to a well-defined source is difficult in the absence of geochemical or mineralogical analysis. The different modes may derive from a single local source according to the model proposed by Lin et al. (2016) or may correspond to distinct regional sources (even possibly remote sources such as Saharian).

The 3 μm mode has been reported in almost all European loess and indicates transport by long-term suspension in the atmosphere from either regional or very distant (supracontinental) sources (continuous background dust rain).

5.2.2. The central role played by vegetation in loess deposition

Several arguments are in favour of the crucial effect of vegetation on loess accumulation in the Rhône Valley. Rapid trapping of coarse particles near sources by plants may explain some of the loess characteristics. These arguments include (i) the efficiency of vegetation to trap aeolian particles; (ii) the persistence of a dense local vegetation cover in an area considered as a refuge during the LGM; and (iii) the geometry and grain size of the deposits.

5.2.2.1. Efficiency of dust entrapment by vegetation. As early as in the 1980s, Danin and Yaalon (1981) highlighted the crucial role played by mosses in dust trapping in a peridesertic environment without topographic obstacles. The role of vegetation in preventing particle remobilization by wind or overland flow was also emphasized (Danin and Ganor, 1991; Wolfe and Nickling, 1993). Several field and wind tunnel experiments showed that the vegetation cover contributes to the increase in the surface roughness length (z_0) and in the wind shear velocity threshold (u_*) (Wolfe and Nickling, 1996; Lancaster and Baas, 1998; Hoffmann et al., 2008; Field et al., 2012). For example, Hoffmann et al. (2008) measured an exponential increase of z_0 in relation to vegetation height (h) with z_0 ranging from 0.06 to 0.14 cm for nearly bare soil ($h = 2.5$ cm) and from 0.90 to 3.98 cm for high grass ($h = 27.5$ cm). The height and also the density of plant cover are determinant factors in the sedimentation rate (Leenders et al., 2007; Field et al., 2012; Youssef et al., 2012). Raupach et al. (2001) highlighted the role played by the optical porosity (τ) of windbreaks (i.e., vegetation) on dust entrapment. Optimal values ($\tau \approx 0.2$) were obtained with a windbreak dense enough to efficiently retain the particles but sparse enough to allow the air to flow through (Raupach et al., 2001). When the dust-loaded flux passes through the obstacle, the particles are filtered and deposited on the vegetation. The same authors noticed the efficiency of the low-hanging branches of shrub

on trapping sediment drifting close to the ground by saltation or modified suspension. In conclusion, a mix of shrub and tree patches is a much more effective dust trap than steppe or tundra because of greater roughness (Thom, 1975; Tsoar and Pye, 1987).

5.2.2.2. The persistence of dense vegetation cover in the Mediterranean area during the LGM. According to some authors (e.g., Tzedakis et al., 2013), the study area acted as a refugium for vegetation during the coldest periods of the glacial. Despite the low number of available data (Beaulieu et al., 2005), the pollen records suggest that forest (*Picea*, *Abies*, deciduous *Quercus*, mesothermophilous taxa) persisted in the Mediterranean regions during the LGM (González-Sampériz et al., 2005, 2008; Beaudouin et al., 2007). This hypothesis is consistent with the simulated vegetation cover using global climate models (GCMs) (Cheddadi et al., 2006; Arpe et al., 2011; Strandberg et al., 2011), which indicate the persistence of a climate more favourable to tree growth than in northern France (Fig. 12). The studies by Médail and Diadema (2009) also suggested that the Mediterranean region provided locally good conditions for plant biodiversity at medium altitude, particularly along deeply incised valleys. The persistence of tree stands along rivers had necessarily a significant impact on aeolian dynamics. In arid and semiarid environments, the water table level decreases with distance from the river, resulting in a gradual decrease in plant cover and subsequent increase in the exposure of soils to deflation (Aishan et al., 2013; Kuba et al., 2013).

5.2.2.3. Geometry and loess grain-size. The loess from the Rhône Valley has distinctive characteristics compared to NELB. These are (i) strong local thickness but discontinuous distribution, (ii) coarse grain size rapidly decreasing with increasing distance to the river, and (iii) significant bioturbation. The thick (often >5 m) and discontinuous loess forms wedge-shaped deposits in small areas close to major rivers. According to Tsoar and Pye (1987), Pye (1995), and Hugenholtz and Wolfe (2010), such a pattern is typical of loess accumulation in a densely vegetated environment. Vertical accretion means that vegetation is capable to grow as loess accumulates (Pye, 1995). The heterogeneous spatial distribution reflects preferred particle entrapment in the densest patches of vegetation (Fig. 11A). Bioturbation (rhizoliths, burrows) also

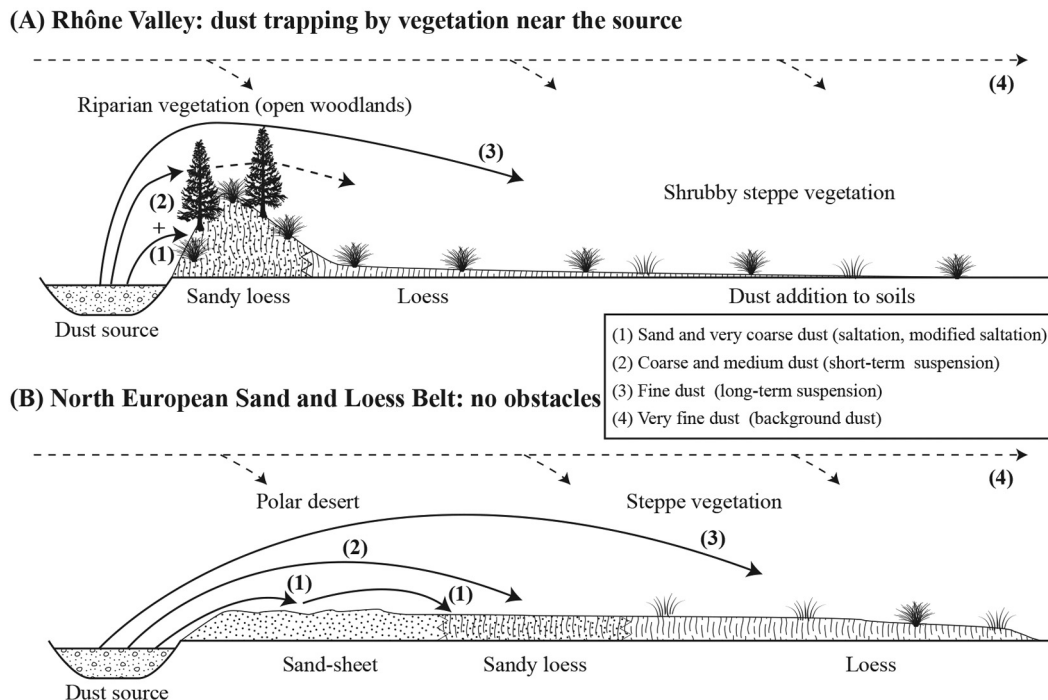


Fig. 11. Schematic models of loess deposition (modified from Pye, 1995). (A) Deposition of proximal sandy loess on a densely vegetated (shrubs, trees) surface adjacent to a dust source; (B) separate deposition of sand and loess in a poorly vegetated landscape.

argues in favour of abundant vegetation contemporaneous to loess accumulation.

In this context, dominantly coarse loess is assumed to reflect the simultaneous entrapment by vegetation of sand and coarse silt migrating in saltation and modified suspension from the floodplain (Fig. 11A). Xu et al. (2016) also showed that the dust trapped during storms in the Célé oasis had a coarse mode, which ranged between 53 and 81 μm depending on the season. In contrast, the northern European plains are typified by more continuous loess deposition over the landscape, well-developed grain-size gradients, and finer-grained loess (Fig. 10B). Such a pattern results from the lack of forced deposition by vegetation close to the sources, allowing better sorting of the particles by the wind (Fig. 11B).

5.3. Age of the aeolian system

Few chronological data are available to estimate the age of the aeolian system of the Rhône Valley. Radiocarbon and OSL datings indicate that the sand dunes belong to MIS 3–2. The development of slipface dunes in the Rhône Valley during the Last Glacial contrasts with what has been described in the other European aeolian systems during the same period (e.g., NESB, *Sable des Landes* in southwest France), which were typified by coversand deposition. In those systems, parabolic dunes developed later during the Younger Dryas and the early Holocene (Rendell et al., 1994; Radtke et al., 2001; Kasse, 2002; Koster, 2005; Molodkov and Bitinas, 2006; Tolksdorf and Kaiser, 2012; Sitzia et al., 2015; Zieliński et al., 2015; Kalińska-Nartiša et al., 2016) in connection with landscape colonisation by vegetation (Pye, 1982; Hugenholtz et al., 2008; Pye and Tsoar, 2009). The only known dune examples older than the Younger Dryas come from the Manchega Plain (Spain) with ages between 29 and 19 ka (Bernat Rebollal and Pérez-González, 2008), the Portuguese coast around 20 ka (Costas et al., 2016), and Hungary around 17–15 ka (Borsy et al., 1981; Buró et al., 2016). Early dune formation in southern Europe during the Last Glacial may, therefore, indicate denser vegetation cover in this area than in northern regions. Although scarce, the numerical data indicate that the main period of loess sedimentation in the Rhône Valley occurred during MIS 3–2. This compares well with the data from the other European aeolian systems (e.g., Frechen, 2003; Sitzia et al., 2015; Antoine et al., 2016; Lehmkühl et al., 2016; Zens et al., in press).

However, field evidence (e.g., Bonifay, 1962, 1965) and the development of mature erosional landforms (yardangs, pans) strongly suggest that deflation and aeolian deposition occurred during older periods, probably during most of the middle Pleistocene glacial phases. Many studies have indicated that the formation of yardangs and pans is a slow process that takes several thousand to hundreds of thousands years (e.g., McCauley et al., 1977; Halimov and Fezer, 1989; Washington et al., 2006; Goudie, 2007; Al-Dousari et al., 2009; Sebe et al., 2011; Laity and Bridges, 2013). This suggests that the aeolian system in the study region developed within a long period of time, presumably during several glacial phases of the Pleistocene like other European systems, such as in southwestern France (Sitzia et al., 2015; Bosq et al., in press) and the Danube valley (Marković et al., 2015).

5.4. Comparison with other upper Pleistocene European aeolian systems

At the European scale, three types of aeolian systems are distinguished as follows.

5.4.1. The ice-sheet-controlled north European aeolian system

The system comprises coversands and loess spreading south of the Scandinavian Ice Sheet (SIS) from northern France to western Russia and referred to as the North European Coversand Belt and Loess Belt (Zeeberg, 1998; Haase et al., 2007; Bertran et al., 2016). The particles derived mainly from the outwash sediments supplied by the ice sheet (Singhvi et al., 2001; Antoine et al., 2009; Smalley et al., 2009;

Rousseau et al., 2014). The grain-size distribution shows a gradual transition between coversands, sandy loess, and loess (Koster, 2005; Bertran et al., 2016; Lehmkühl et al., 2016), similar to the *transitional model* published by Pye (1995). This grain-size continuum is controlled by the distance to the fluvio-glacial sources, the flat topography, and the low and sparse vegetation (tundra-steppe) that did not allow for efficient trapping of the particles (Fig. 12B).

Based on geomorphological data (dunes orientation, ventifacts, grain-size gradients), the efficient winds came mainly from the west and the northwest during MIS 2 (Isarin et al., 1997; Zeeberg, 1998; Renssen et al., 2007). A comparison with modern periglacial environments in west Greenland (Dijkmans and Törnqvist, 1991) led Renssen et al. (2007) to suggest that the efficient winds corresponded mainly to winter winds. In this environment, groundwater table rise during the summer promotes enhanced melting of the glaciers and acts as a limiting factor for deflation. However, Sima et al. (2009) challenged this assumption, as simulations of LGM atmospheric circulation showed that winds from the west mostly occurred during the late winter to the early summer. Winds from the east were also inferred from ventifacts and heavy minerals in Denmark, southern Sweden, and the Eifel region, Germany, and were attributed to katabatic air masses flowing from the SIS (Christiansen and Svensson, 1998; Römer et al., 2016).

5.4.2. The coastal aeolian systems along the Atlantic Ocean

Coastal deserts developed along the Atlantic Ocean in Spain, Portugal, and southwest France. They correspond to *transgressive dune fields* (cf. Hesp, 2013) supplied by the continental shelf exposed to deflation during sea-level lowstands (e.g., Granja et al., 2008; Thomas et al., 2008; Bertran et al., 2011; Costas et al., 2012, 2016; Sitzia et al., 2015, 2017). In southwest France, geochemical analysis indicates that the loess originated mainly from coversand abrasion (Sitzia et al., 2017) and that a gradual transition between sand and loess is observed. The loess belt is poorly developed (southwest France) or almost absent (Portugal, Spain). Various factors have been cited to explain the poor development of loess. They include (i) limited dust generation because of sand abrasion (e.g., Smith et al., 1991, 2002; Wright, 2001), (ii) more extensive tree cover than in northern Europe favouring particle entrapment near the sources, and (iii) a moist oceanic climate limiting dust entrainment by the wind.

In southwest France, field proxies suggest that the effective winds came from the west-northwest during the LGM, implying that deflation was mainly active in spring and summer according to simulations (Sitzia et al., 2017). The deflation season is thought to have been mainly controlled by ground surface conditions, particularly by increased topsoil dryness during the summer in a context of vegetationless coversands.

5.4.3. The topography-controlled continental aeolian systems

Pleistocene aeolian systems also developed in inland Europe where the winds were channelled and accelerated by the relief. The aeolian deposits are located along major rivers that were capable of delivering a considerable amount of sand and silt-sized particles (Smalley, 1972). These systems share the following characteristics: (i) an upwind bypass area at the outlet of a corridor, dominated by deflation-related landforms (yardangs, pans, ventifacts); (ii) an accumulation area located downwind, characterized by coversands or dune fields and loess. Such aeolian systems have been described in the Ebro Valley in Spain (Gutiérrez-Elorza et al., 2002; Gutiérrez et al., 2013; Boixadera et al., 2015), the Orb Valley in southern France (Gottis, 1968; Ambert, 1974, 1981, 2013; Ambert and Clauzon, 1992; Carozza et al., 2016), and the Carpathian Basin in Hungary (Ruszkiczay-Rüdiger et al., 2011; Sebe et al., 2011, 2015). The lower Rhône Valley belonged to this type of aeolian system. Because of the southern location, shrub vegetation is thought to have been present in wet grounds along rivers during the LGM. Dust deposition was strongly controlled by vegetation and loess preferentially accumulated in patches near the rivers. Accordingly, the

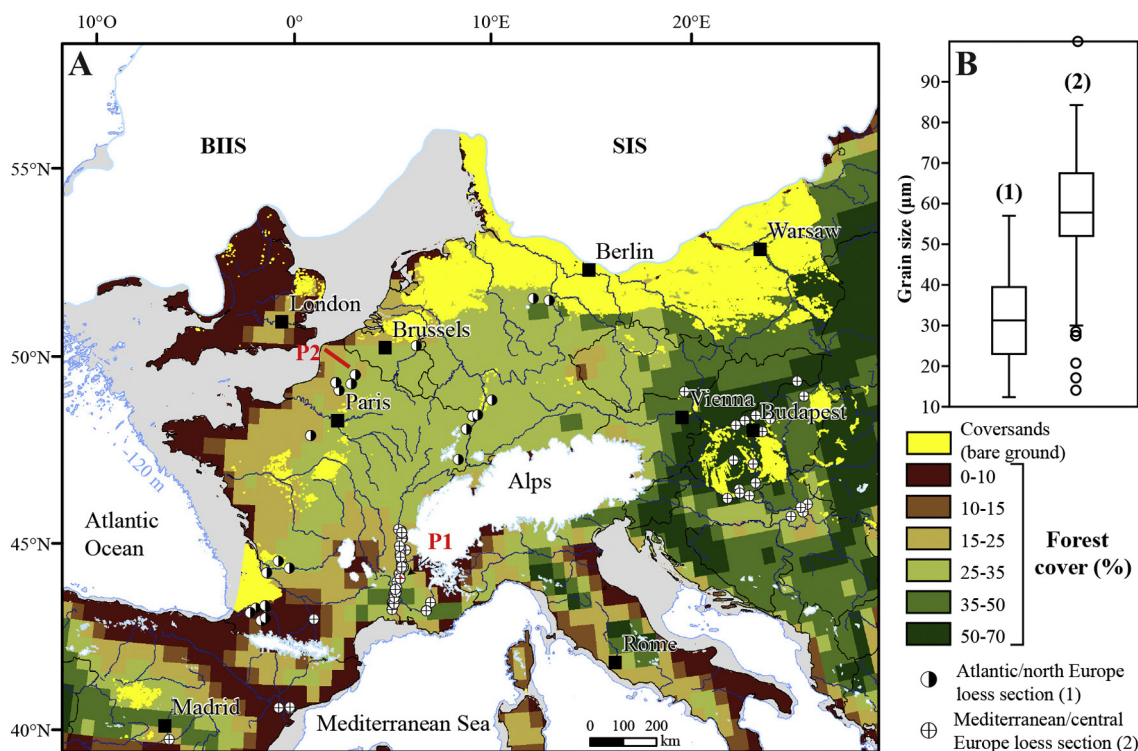


Fig. 12. (A) Proportion of forest cover (needle-leaved trees + broadleaved trees) in Europe during the LGM (after Strandberg et al., 2011). The LGM extent of British-Irish Ice Sheet (BIIS) and Scandinavian Ice Sheet (SIS) is from Hughes et al. (2016), the coversands from Bertran et al. (2016), supplemented by data from Lindner et al. (2017); (B) comparison of the main loess modes from Atlantic/north and Mediterranean/central Europe. The data are from this study and from PANGAEA database (Obrecht et al., 2015; Böskén et al., 2016; Krauß et al., 2017; Zeeden et al., 2017a, 2017b) and the literature (Kovács, 2008; Bokhorst et al., 2011; Novothy et al., 2011; Schatz et al., 2011; Varga, 2011; Varga et al., 2012; Vandenberghe et al., 2014; Boixadera et al., 2015; Calvo et al., 2016; Újvári et al., 2016).

analysis of lipid biomarkers (*n*-alkanes) in loess sequences from the Balkans by Schatz et al. (2011) and Zech et al. (2013) suggests a significant contribution of deciduous trees and shrubs.

6. Conclusion

The Rhône Valley is an aeolian system characterized by strong unidirectional winds channelled by the relief, intense deflation, and a major river draining the alpine ice cap and parallel to the prevailing winds, able to deliver large amounts of easily remobilisable sedimentary material. This aeolian system differs in many ways from the North European Coversand Belt and Loess Belt and from the coastal systems but closely resembles the continental systems such as the Carpathian.

The map of aeolian deposits derived from the LUCAS topsoil database gives a more comprehensive picture of their distribution in south-east France than the previously available maps based on a conventional geological approach. Comparison between the new map and the distribution of known cross sections shows a good fit at the scale of the study area. The new map also highlights the control played by the Rhône River on the distribution of sand and loess and strongly suggests that alluvial bars and the floodplain were the main sources of particles during the glacial. Overall, the aeolian system comprised two main components as follows:

- A bypass area downstream from valley narrowings near latitude 45°N, which promoted wind channelling and acceleration. Deflation-related landforms prevailed in this area. Wind deceleration near topographic obstacles allowed for sand deposition on the windward and leeward slopes, thus forming sand ramps.
- Areas of net accumulation developed in the periphery, and probably on the now submerged continental plateau. The persistence of shrub vegetation in moist grounds along the valleys during the LGM is

assumed to have played a major role in loess deposition. Vegetation enabled trapping of sand and coarse silt particles transported by saltation and short-term suspension close to the sources, thus accumulating dominantly coarse loess.

As mentioned above, the depositional history of the aeolian deposits in southeast France remains poorly documented and should prompt new investigations using OSL and radiocarbon dating. Because the accumulation rate is controlled by global climate forcings and local factors such as the availability of easily remobilisable particles and ground surface conditions. Therefore, we expect that the chronology of this aeolian system will not perfectly fit that of more northern European systems like the NELB. Geochemical and mineralogical analyses will also provide more insight into the origin of the particles.

Acknowledgements

This research was conducted with the financial support of the LaScArBx (research program of the Agence Nationale de la Recherche ANR-10-LABX-52), and involving the University of Bordeaux, the PACEA laboratory, and the Institut National de Recherches Archéologiques Préventives (Inrap).

We furthermore thank all of the people who sent loess samples for grain-size analysis, P. Antoine, J.-L. Brochier, O. Franc, M. Liard, O. Moine, L. Sitzia, J. Vandenberghe, P. Wuscher. Many thanks to M.-P. Bataille for the sieve-pipette grain-size analysis, F. Santos for his help in using the R software, J.-L. Brochier for sharing his knowledge on the study region, H. Tissoux for providing the digitalised BRGM 1:50,000 geological map, G. Strandberg for providing the simulated LGM vegetation cover, and M. Corbé for field assistance. The people who provided us with access to archaeological excavations, E. Morin, C. Ronco, M. Rué and J.-M. Lepape, are also warmly acknowledged.

We are grateful to the three anonymous reviewers and the editor for constructive comments and suggestions.

Appendix A. Supplementary data

Supplementary data to this article can be found online at <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2018.06.010>.

References

- Adelsberger, K.A., Smith, J.R., 2009. Desert pavement development and landscape stability on the Eastern Libyan Plateau, Egypt. *Geomorphology* 107, 178–194.
- Aishan, T., Halik, Ü., Cyffka, B., Kuba, M., Abliz, A., Baidourea, A., 2013. Monitoring the hydrological and ecological response to water diversion in the lower reaches of the Tarim River, Northwest China. *Quat. Int.* 311, 155–162.
- Al-Dousari, A.M., Al-Elaj, M., Al-Enezi, E., Al-Shareeda, A., 2009. Origin and characteristics of yardangs in the Um Al-Rimam depressions (N Kuwait). *Geomorphology* 104, 93–104.
- Alimen, H., 1965. Pétrographie des limons de Provence. *Bull. Assoc. Fr. Étud. Quat.* 2, 35–65.
- Ambert, P., 1973. Géomorphologie de l'Étang de Berre et de ses bordures. (Ph.D. Thesis). Université d'Aix-Marseille 2, Aix-en-Provence.
- Ambert, P., 1974. Les dépressions nivéo-éoliennes de Basse Provence. *C. R. Acad. Sci. Sér. D* 279, 727–729.
- Ambert, P., 1981. L'âge de l'érosion éolienne en Languedoc et en Provence. *C. R. Acad. Sci. Sér. II* 293, 783–786.
- Ambert, P., 2013. Formes et formations périglaciaires du Pléistocène supérieur dans le Midi méditerranéen français: l'exemple de l'Étang de Berre. *Quaternaire* 24, 293–301.
- Ambert, P., Clauzon, G., 1992. Morphogenèse éolienne en ambiance périglaciaire: les dépressions fermées du pourtour du Golfe du Lion (France méditerranéenne). *Z. Geomorphol. Suppl.* 84, 55–71.
- Amit, R., Enzel, Y., Crouvi, O., Simhai, O., Matmon, A., Porat, N., McDonald, E., Gillespie, A.R., 2011. The role of the Nile in initiating a massive dust influx to the Negev late in the middle Pleistocene. *Geol. Soc. Am. Bull.* 123, 873–889.
- Andrieux, E., Bertran, P., Antoine, P., Deschodt, L., Lenoble, A., Coutard, S., Ajas, A., Borderie, Q., Coutard, J.-P., Didierjean, F., Dousteyssier, B., Ferrier, C., Gardère, P., Gé, T., Liard, M., Loch, J., Naton, H., Rue, M., Sitzia, L., Vliet-Lanoë, B.V., Vernet, G., 2016a. Database of pleistocene periglacial features in France: description of the online version. *Quaternaire* 27, 329–339.
- Andrieux, E., Bertran, P., Saito, K., 2016b. Spatial analysis of the French Pleistocene permafrost by a GIS database. *Permafrost. Periglac. Process.* 27, 17–30.
- Antoine, P., Rousseau, D.-D., Moine, O., Kunesch, S., Hatté, C., Lang, A., Tissoux, H., Zöller, L., 2009. Rapid and cyclic aeolian deposition during the Last Glacial in European loess: a high-resolution record from Nussloch, Germany. *Quat. Sci. Rev.* 28, 2955–2973.
- Antoine, P., Rousseau, D.-D., Degeai, J.-P., Moine, O., Lagroix, F., Kreutzer, S., Fuchs, M., Hatté, C., Gauthier, C., Svoboda, J., Lisá, L., 2013. High-resolution record of the environmental response to climatic variations during the Last Interglacial–Glacial cycle in Central Europe: the loess-palaeosol sequence of Dolní Věstonice (Czech Republic). *Quat. Sci. Rev.* 67, 17–38.
- Antoine, P., Coutard, S., Guerin, G., Deschodt, L., Goval, E., Loch, J.-L., Paris, C., 2016. Upper Pleistocene loess-palaeosol records from Northern France in the European context: environmental background and dating of the Middle Palaeolithic. *Quat. Int.* 411, 4–24.
- Arnal, H., 1971a. Phénomènes périglaciaires dans la basse vallée du Rhône. Formations quaternaires du rebord sud et alluvions du fond de l'étang de Pujaut. *Bull. Assoc. Fr. Étud. Quat.* 8, 145–149.
- Arnal, H., 1971b. Les sols polygonaux étirés et sols striés d'âge würmien de Landun (Gard). *Bull. Assoc. Fr. Étud. Quat.* 8, 151–160.
- Arpe, K., Leroy, S.A.G., Mikolajewicz, U., 2011. A comparison of climate simulations for the last glacial maximum with three different versions of the ECHAM model and implications for summer-green tree refugia. *Clim. Past* 7, 91–114.
- Ashley, G.M., 1978. Interpretation of polymodal sediments. *J. Geol.* 86, 411–421.
- Bagnold, R.A., Barndorff-Nielsen, O., 1980. The pattern of natural size distributions. *Sedimentology* 27, 199–207.
- Ballabio, C., Panagos, P., Montanarella, L., 2016. Mapping topsoil physical properties at European scale using the LUCAS database. *Geoderma* 261, 110–123.
- Ballais, J.-L., Riser, J., 1996. La terrasse du Plan de Dieu: un épandage de piémont. *Études Vauclusiennes* 55, 17–23.
- Bassetti, M.A., Jouet, G., Dufois, F., Berné, S., Rabineau, M., Taviani, M., 2006. Sand bodies at the shelf edge in the Gulf of Lions (Western Mediterranean): deglacial history and modern processes. *Mar. Geol.* 234, 93–109.
- Bateman, M.D., Bryant, R.G., Foster, I.D.L., Livingstone, I., Parsons, A.J., 2012. On the formation of sand ramps: a case study from the Mojave Desert. *Geomorphology* 161–162, 93–109.
- Bazile, F., 2007. Le Gravettien de la France méditerranéenne. *PALEO* 19, 89–103.
- Beaudouin, C., Jouet, G., Suc, J.-P., Berné, S., Escarguel, G., 2007. Vegetation dynamics in southern France during the last 30 ky BP in the light of marine palynology. *Quat. Sci. Rev.* 26, 1037–1054.
- Beaulieu, J.-L., Miras, Y., Andrieu-Ponel, V., Guiter, F., 2005. Vegetation dynamics in north-western Mediterranean regions: instability of the Mediterranean bioclimate. *Plant Biosyst.* 139, 114–126.
- Beeching, A., Brochier, J.-L., Cordier, F., Baudais, D., Hénon, P., Jallet, F., Treffort, J.-M., Raynaud, K., 2006. Montélimar–Le Gournier: historique des recherches et présentation d'un "grand site" de plaine. Actes des 7èmes Rencontres Méridionales de Préhistoire Récente. Maison de l'Orient et de la Méditerranée, Bron, France, pp. 187–205.
- Ben-Israel, M., Enzel, Y., Amit, R., Erel, Y., 2015. Provenance of the various grain-size fractions in the Negev loess and potential changes in major dust sources to the eastern Mediterranean. *Quat. Res.* 83, 105–115.
- Bernat Rebollal, M., Pérez-González, A., 2008. Inland aeolian deposits of the Iberian Peninsula: sand dunes and clay dunes of the Duero Basin and the Manchega Plain. Palaeoclimatic considerations. *Geomorphology* 102, 207–220.
- Bertram, S., 2003. Late Quaternary Sand Ramps in South-western Namibia. (Ph.D. Thesis). Würzburg University, Germany.
- Bertran, P., Bateman, M.D., Hernandez, M., Mercier, N., Millet, D., Sitzia, L., Tastet, J.-P., 2011. Inland aeolian deposits of south-west France: facies, stratigraphy and chronology. *J. Quat. Sci.* 26, 374–388.
- Bertran, P., Sitzia, L., Banks, W.E., Bateman, M.D., Demars, P.-Y., Hernandez, M., Lenoir, M., Mercier, N., Prodeo, F., 2013. The Landes de Gascogne (southwest France): periglacial desert and cultural frontier during the Palaeolithic. *J. Archaeol. Sci.* 40, 2274–2285.
- Bertran, P., Liard, M., Sitzia, L., Tissoux, H., 2016. A map of Pleistocene aeolian deposits in Western Europe, with special emphasis on France. *J. Quat. Sci.* 31, 844–856.
- Boixadera, J., Poch, R.M., Lowick, S.E., Balasch, J.C., 2015. Loess and soils in the eastern Ebro Basin. *Quat. Int.* 376, 114–133.
- Bokhorst, M.P., Vandenbergh, J., Sümege, P., Lanczont, M., Gerasimenko, N.P., Matviishina, Z.N., Marković, S.B., Frechen, M., 2011. Atmospheric circulation patterns in central and eastern Europe during the Weichselian Pleniglacial inferred from loess grain-size records. *Quat. Int.* 234, 62–74.
- Bonifay, E., 1962. Les Terrains quaternaires dans le Sud-Est de la France. Delmas, Bordeaux.
- Bonifay, E., 1965. Stratigraphie des loess anciens et récents dans le sud-est de la France. *Bull. Assoc. Fr. Étud. Quat.* 2, 21–34.
- Borsy, Z., Csongor, É., Sárkány, S., Szabó, L., 1981. Phases of blown-sand movements in the north-east part of the Great Hungarian Plain. *Acta Geogr. Ac Geol. Meteorol. Debrecina* 20, 5–33.
- Bösken, J., Zeeden, C., Hambach, U., Obrecht, I., Lehmkühl, F., 2016. Profile characteristics of the last glacial Gravettian site "Ságvár Lyukas Hill" (Hungary). *PANGAEA* <https://doi.org/10.1594/PANGAEA.868368> (Supplement to: Bösken, J., Sümege, P., Zeeden, C., Klases, N., Gulyás, S., Lehmkühl F., 2017: Investig. Last Glacial Gravettian Site "Ságvár Lyukas Hill" (Hungary) and its paleoenvironmental and geochronological context using a multi-proxy approach. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* <https://doi.org/10.1594/PANGAEA.868368>).
- Bosq, M., Bertran, P., Beauval, C., Kreutzer, S., Duval, M., Bartz, M., Mercier, N., Sitzia, L., 2018. Stratigraphy and chronology of Pleistocene coastal deposits in northern Aquitaine, France: a reinvestigation. *Quaternaire* (in press).
- Bourdier, F., 1961. Le bassin du Rhône au Quaternaire: géologie et préhistoire. CNRS, Paris.
- Bouteyre, G., Allemann, M., 1964. Sur quelques phénomènes périglaciaires en Costières du Gard: un réseau polygonal de fentes en coin. *Bull. Soc. Sci. Nat. Nîmes* 50, 3–15.
- Brochier, J., Livache, M., 1978. Le niveau C de l'abri n 1 de Chinchon à Saumanes de Vaulcure: analyse des correspondances et ses conséquences quant à l'origine des complexes du Tardiglaciaire en Vaucluse. *Géol. Méditerr.* 5, 359–369.
- Bronger, A., Heinkele, T., 1990. Mineralogical and clay mineralogical aspects of loess research. *Quat. Int.* 7–8, 37–51.
- Bullard, J.E., Austin, M.J., 2011. Dust generation on a proglacial floodplain, West Greenland. *Aeolian Res.* 3, 43–54.
- Buoncristiani, J.-F., Campy, M., 2011. Quaternary glaciations in the French Alps and Jura. In: Ehlers, J., Gibbard, P.L., Hughes, P.D. (Eds.), *Quaternary Glaciations – Extent and Chronology: A Closer Look, Developments in Quaternary Science*. Elsevier, Amsterdam, pp. 117–126.
- Buró, B., Sipos, G., Lóki, J., András, B., Félégyházi, E., Négyesi, G., 2016. Assessing Late Pleistocene and Holocene phases of aeolian activity on the Nyírség alluvial fan, Hungary. *Quat. Int.* 425, 183–195.
- Cailleux, A., Rousset, C., 1968. Présence de réseaux polygonaux de fentes en coin en Basse-Provence occidentale et leur signification paléoclimatique. *C. R. Acad. Sci. Paris* 266, 669–671.
- Calvo, F.R., Sánchez, J., Acosta, A., Wolf, D., Faust, D., 2016. Granulometrical, mineralogical and geochemical characterization of loess deposits in the Tajo Basin. *Quat. Int.* 407, 14–28.
- Carozza, J.-M., Llubes, M., Danu, M., Faure, E., Carozza, L., David, M., Manen, C., 2016. Geomorphological evolution of Mediterranean enclosed depressions in the late glacial and Holocene: the example of Canohès (Roussillon, SE France). *Geomorphology* 273, 78–92.
- Catt, J.A., 2001. The agricultural importance of loess. *Earth-Sci. Rev.* 54, 213–229.
- Cazalis De Fondouce, P., 1879. Érosion de cailloux quaternaires dus à l'action du vent et du sable. Association Française pour l'Avancement des Sciences, Montpellier, pp. 646–650.
- Chardon, M., 1975. L'évolution morphologique des régions à l'Ouest du Rhône entre l'Ardèche et Aramon. Le réseau hydrographique et son évolution au Quaternaire. Versants et cuvettes de la dépression de Pujaut. *Rev. Geogr. Alp.* 63, 313–328.
- Cheddadi, R., Vendramin, G.G., Litt, T., Francois, L., Kageyama, M., Lorentz, S., Laurent, J.-M., de Beaulieu, J.-L., Sadori, L., Jost, A., Lunt, D., 2006. Imprints of glacial refugia in the modern genetic diversity of *Pinus sylvestris*. *Glob. Ecol. Biogeogr.* 15, 271–282.
- Christiansen, H.H., 2004. Windpolished boulders and bedrock in the Scottish Highlands: evidence and implications of Late Devensian wind activity. *Boreas* 33, 82–94.
- Christiansen, H.H., Svensson, H., 1998. Windpolished boulders as indicators of a late Weichselian wind regime in Denmark in relation to neighbouring areas. *Permafrost. Periglac. Process.* 9, 1–21.
- Clauzon, G., 1982. Le canyon messinien du Rhône: une preuve décisive du "desiccated deep-basin model" (Hsue, Cita and Ryan, 1973). *Bull. Soc. Geol. Fr.* 7, 597–610.
- Clauzon, G., Ambert, P., Vaudour, J., 1990. Cartographie géomorphologique de la Basse-Provence rhodanienne. *Méditerranée* 71, 75–82.

- Clauzon, G., Suc, J.-P., Gautier, F., Berger, A., Loutre, M.-F., 1996. Alternate interpretation of the Messinian salinity crisis: controversy resolved? *Geology* 24, 363–366.
- Colomb, E., Servais, J., L'Homer, A., Masse, J., Rousset, C., Roux, R., Rouire, J., Damiani, L., Durozoy, G., 1977. Notice explicative de la carte géologique d'Eyguières au 1/50000. BRGM, Orléans.
- Costas, S., Jerez, S., Trigo, R.M., Goble, R., Rebêlo, L., 2012. Sand invasion along the Portuguese coast forced by westerly shifts during cold climate events. *Quat. Sci. Rev.* 42, 15–28.
- Costas, S., Naughton, F., Goble, R., Renssen, H., 2016. Windiness spells in SW Europe since the last glacial maximum. *Earth Planet. Sci. Lett.* 436, 82–92.
- Coudé-Gaussens, G., 1990. The loess and loess-like deposits along the sides of the western Mediterranean Sea: genetic and palaeoclimatic significance. *Quat. Int.* 5, 1–8.
- Coutterand, S., 2010. Etude géomorphologique des flux glaciaires dans les Alpes nord-occidentales au Pléistocène récent: du maximum de la dernière glaciation aux premières étapes de la déglaciation. (Ph.D Thesis). Université de Savoie, Chambéry.
- Crouvi, O., Amit, R., Enzel, Y., Porat, N., Sandler, A., 2008. Sand dunes as a major proximal dust source for late Pleistocene loess in the Negev Desert, Israel. *Quat. Res.* 70, 275–282.
- Damiani, L., Masse, J., Philip, J., Tronchetti, G., Triat, J., Truc, G., Vogt, J., Bazile, F., 1980. Notice explicative de la carte géologique de Pont-Saint-Esprit au 1/50000. BRGM, Orléans.
- Danin, A., Ganor, E., 1991. Trapping of airborne dust by mosses in the Negev Desert, Israel. *Earth Surf. Process. Landf.* 16, 153–162.
- Danin, A., Yaalon, D.H., 1981. Trapping of silt by lichens and mosses in the desert environment of the Dead Sea region, Israel. *International Conference on Aridic Soils*, p. 29 (Jérusalem).
- Debard, E., 1987. L'apport allochtone éolien dans les remplissages karstiques quaternaires du Bas-Vivarais (S.E. France). *Bull. Assoc. Fr. Étud. Quat.* 24, 183–193.
- Debard, E., 1988. Le quaternaire du Bas-Vivarais d'après l'étude des remplissages d'ovens, de porches de grottes et d'abris sous roche: dynamique sédimentaire, paléoclimatologie et chronologie. *Doc. Lab. Géol.*, Lyon.
- Dèzes, P., Schmid, S.M., Ziegler, P.A., 2004. Evolution of the European Cenozoic Rift System: interaction of the Alpine and Pyrenean orogens with their foreland lithosphere. *Tectonophysics* 389, 1–33.
- Dijkman, J.W.A., Törnqvist, T.E., 1991. Modern periglacial eolian deposits and landforms in the Søndre Strømfjord area, West Greenland and their palaeoenvironmental implications. *Médd. Grönl. Geosci.* 25, 3–39.
- Dubar, M., 1972. Stratigraphie des formations plio-pléistocènes de la région de Puimisson-Saint-Jurs-Segries (Alpes-de-Haute-Provence). *Bull. Assoc. Fr. Étud. Quat.* 9, 185–194.
- Dubar, M., 1979. I.-Les caractères sédimentologiques des terrasses fluviales et leur couverture limoneuse en Moyenne Durance. *Bull. Assoc. Fr. Étud. Quat.* 16, 109–120.
- Dubar, M., 1983. Stratigraphie des dépôts du Néogène Supérieur et du Pléistocène du bassin de la moyenne Durance. Interprétations géodynamiques et paléogéographiques. (Ph.D. Thesis). Université de Provence, Marseille, France.
- Durcan, J.A., King, G.E., Duller, G.A.T., 2015. DRAC: Dose Rate and Age Calculator for trapped charge dating. *Quat. Geochronol.* 28, 54–61.
- Ehlers, J., Gibbard, P.L., 2004. Quaternary Glaciations-Extent and Chronology: Part I: Europe. Elsevier, Amsterdam.
- Enzel, Y., Amit, R., Crouvi, O., Porat, N., 2010. Abrasion-derived sediments under intensified winds at the latest Pleistocene leading edge of the advancing Sinai-Negev erg. *Quat. Res.* 74, 121–131.
- Field, J.P., Breshears, D.D., Whicker, J.J., Zou, C.B., 2012. Sediment capture by vegetation patches: implications for desertification and increased resource redistribution. *J. Geophys. Res. Biogeosci.* 117.
- Fisher, P., Aumann, C., Chia, K., O'Halloran, N., Chandra, S., 2017. Adequacy of laser diffraction for soil particle size analysis. *PLoS One* 12, e0176510.
- Franc, O., Moine, O., Filling, A., Auguste, P., Pasty, J.-F., Gadiolet, P., Gaertner, V., Robert, V., 2017. Les séquences alluvio-loessique du Würm moyen/supérieur de Quincieux et de Lyon (Rhône-Alpes, France): premières interprétations paléoenvironnementales et corrélations. *Quaternaire* 28, 423–454.
- Frechen, M., 2003. Loess in Europe—mass accumulation rates during the Last Glacial Period. *Quat. Sci. Rev.* 22, 1835–1857.
- Gabert, J., 1965. Phénomènes périglaciaires du Quaternaire supérieur et néotectonique dans la région de l'Étang de Berre (Basse-Provence occidentale). 90^{ème} Congrès des Sociétés Savantes, Nice 2, pp. 75–88.
- Gabert-Delay, J., 1967. L'importance des déformations quaternaires et du modèle cryonival würmien dans les paysages du bas Rhône et de la basse Durance. *Méditerranée* 8, 87–107.
- González-Sampériz, P., Valero-Garcés, B.L., Carrión, J.S., Peña-Monné, J.L., García-Ruiz, J.M., Martí-Bono, C., 2005. Glacial and Lateglacial vegetation in northeastern Spain: new data and a review. *Quat. Int.* 140–141, 4–20.
- González-Sampériz, P., Valero-Garcés, B.L., Moreno, A., Morellón, M., Navas, A., Machín, J., Delgado-Huertas, A., 2008. Vegetation changes and hydrological fluctuations in the Central Ebro Basin (NE Spain) since the Late Glacial period: saline lake records. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 259, 157–181.
- Gottis, M., 1968. Les dépressions fermées du Languedoc: Hypothèses sur leur mode de formation. *Actes Soc. Linn. Bordeaux* 105, 1–5.
- Goudie, A.S., 2007. Mega-yardangs: a global analysis. *Geogr. Compass* 1, 65–81.
- Goudie, A.S., 2013. *Arid and Semi-arid Geomorphology*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Granja, H.M., Dte Groot, T.A.M., Costa, A.L., 2008. Evidence for Pleistocene wet aeolian dune and interdune accumulation, S. Pedro da Maceda, north-west Portugal: evidence for Pleistocene wet aeolian dune. *Sedimentology* 55, 1203–1226.
- Gutiérrez, F., Valero-Garcés, B., Desir, G., González-Sampériz, P., Gutiérrez, M., Linares, R., Zarroca, M., Moreno, A., Guerrero, J., Roqué, C., Arnold, L.J., Demuro, M., 2013. Late Holocene evolution of playa lakes in the central Ebro depression based on geophysical surveys and morpho-stratigraphic analysis of lacustrine terraces. *Geomorphology* 196, 177–197.
- Gutiérrez-Elorza, M., Desir, G., Gutiérrez-Santolalla, F., 2002. Yardangs in the semiarid central sector of the Ebro Depression (NE Spain). *Geomorphology* 44, 155–170.
- Györgyövícs, K., Kiss, T., 2013. Dune hierarchy and morphometric classes of the parabolic sand dune association of Inner Somogy, Hungary. *Studia Geomorphologica Carpatho-Balcanica* 47, 31–48.
- Haase, D., Fink, J., Haase, G., Ruske, R., Pécsi, M., Richter, H., Altermann, M., Jäger, K.-D., 2007. Loess in Europe—its spatial distribution based on a European Loess Map, scale 1:2,500,000. *Quat. Sci. Rev.* 26, 1301–1312.
- Haesaerts, P., Dambon, F., Gerasimenko, N., Spagna, P., Pirson, S., 2016. The Late Pleistocene loess-palaeosol sequence of Middle Belgium. *Quat. Int.* 411, 25–43.
- Halimov, M., Fezer, F., 1989. 8 yardang types in Central-Asia. *Z. Geomorphol.* 33, 205–217.
- Hedin, S., 1903. *Central Asia and Tibet*. Hurst and Blackett, London.
- Hesp, P., 2013. Conceptual models of the evolution of transgressive dune field systems. *Geomorphology* 199, 138–149.
- Hoffmann, C., Funk, R., Wieland, R., Li, Y., Sommer, M., 2008. Effects of grazing and topography on dust flux and deposition in the Xilingele grassland, Inner Mongolia. *J. Arid Environ.* 72, 792–807.
- Hopcroft, P.O., Valdes, P.J., Woodward, S., Joshi, M.M., 2015. Last glacial maximum radiative forcing from mineral dust aerosols in an earth system model. *J. Geophys. Res. Atmos.* 120, 8186–8205.
- Hörner, N.G., 1932. *Lop-nor. Topographical and geological summary*. *Geogr. Ann.* 14, 297–321.
- Hsü, K.J., Ryan, W.B.F., Cita, M.B., 1973. Late Miocene desiccation of the Mediterranean. *Nature* 242, 240–244.
- Hugenholtz, C.H., Wolfe, S.A., 2010. Rates and environmental controls of aeolian dust accumulation, Athabasca River Valley, Canadian Rocky Mountains. *Geomorphology* 121, 274–282.
- Hugenholtz, C.H., Wolfe, S.A., Moorman, B.J., 2008. Effects of sand supply on the morphodynamics and stratigraphy of active parabolic dunes, Bigstick Sand Hills, southwestern Saskatchewan. *Can. J. Earth Sci.* 45, 321–335.
- Hughes, A.L., Gyllencreutz, R., Lohne, Ø.S., Mangerud, J., Svendsen, J.I., 2016. The last Eurasian ice sheets—a chronological database and time-slice reconstruction, DATED-1. *Boreas* 45, 1–45.
- Hunter, R.E., 1977. Basic types of stratification in small eolian dunes. *Sedimentology* 24, 361–387.
- Huntley, D.J., Godfrey-Smith, D.I., Thewalt, M.L.W., 1985. Optical dating of sediments. *Nature* 313, 105–107.
- Isarin, R.F.B., Renssen, H., Koster, E.A., 1997. Surface wind climate during the Younger Dryas in Europe as inferred from aeolian records and model simulations. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 134, 127–148.
- ISO, 2009. Particle Size Analysis - Laser Diffraction Methods, Part 1: General Principles, Annex A: Theoretical Background of Laser Diffraction. ISO 13320. International Organization for Standardization, Geneva.
- Ivy-Ochs, S., Kerschner, H., Reuther, A., Preusser, F., Heine, K., Maisch, M., Kubik, P., Schlüchter, C., 2008. Chronology of the last glacial cycle in the European Alps. *J. Quat. Sci.* 23, 559–573.
- Jacq, V., Albert, P., Delorme, R., 2005. Le mistral, en 1925 et aujourd'hui: Le mistral-Quelques aspects des connaissances actuelles. *La Météorologie* 30–38.
- Jiang, Q., Smith, R.B., Doyle, J., 2003. The nature of the mistral: observations and modelling of two MAP events. *Q. J. R. Meteorol. Soc.* 129, 857–875.
- Joly, D., Brossard, T., Cardot, H., Cavaillès, J., Hilal, M., Wavresky, P., 2010. Les types de climats en France, une construction spatiale. *Cybergeo* <https://doi.org/10.4000/cybergeo.23155>.
- Jones, R.M., 2003. Particle size analysis by laser diffraction: ISO 13320, standard operating procedures, and Mie theory. *Am. Lab.* 35, 44–47.
- Jorda, M., Rosique, T., Évin, J., 2000. Données nouvelles sur l'âge du dernier maximum glaciaire dans les Alpes méridionales françaises. *C. R. Acad. Sci., Paris, Earth Planet. Sci.* 331, 187–193.
- Jouet, G., Berné, S., Rabineau, M., Bassetti, M.A., Bernier, P., Dennielou, B., Siero, F.J., Flores, J.A., Taviani, M., 2006. Shoreline migrations at the shelf edge and sea-level changes around the Last Glacial Maximum (Gulf of Lions, NW Mediterranean). *Mar. Geol.* 234, 21–42.
- Kalińska-Nartiša, E., Thiel, C., Nartiša, M., Buylaert, J.-P., Murray, A.S., 2016. The north-eastern aeolian 'European Sand Belt' as potential record of environmental changes: a case study from Eastern Latvia and Southern Estonia. *Aeolian Res.* 22, 59–72.
- Kasse, C., 1997. Cold-climate aeolian sand-sheet formation in north-western Europe (c. 14–12.4 ka): a response to permafrost degradation and increased aridity. *Permafrost. Periglac. Process.* 8, 295–311.
- Kasse, C., 2002. Sandy aeolian deposits and environments and their relation to climate during the Last Glacial Maximum and Lateglacial in northwest and central Europe. *Prog. Phys. Geogr.* 26, 507–532.
- Knight, J., 2008. The environmental significance of ventifacts: a critical review. *Earth-Sci. Rev.* 86, 89–105.
- Kocurek, G., Dott Jr., R.H., 1981. Distinctions and uses of stratification types in the interpretation of eolian sand. *J. Sediment. Res.* 51.
- Kocurek, G., Havholm, K.G., 1993. Eolian sequence stratigraphy—a conceptual framework. In: Weimer, P., Posamentier, H. (Eds.), *Recent Advances in and Applications of Siliclastic Sequence Stratigraphy*. American Association of Petroleum Geologists Memoir 58, pp. 393–409 (Tulsa).
- Kocurek, G., Nielson, J., 1986. Conditions favourable for the formation of warm-climate aeolian sand sheets. *Sedimentology* 33, 795–816.
- Kok, J.F., Parteli, E.J., Michaels, T.I., Karam, D.B., 2012. The physics of wind-blown sand and dust. *Rep. Prog. Phys.* 75, 106901.
- Konert, M., Vandenbergh, J.E.F., 1997. Comparison of laser grain size analysis with pipette and sieve analysis: a solution for the underestimation of the clay fraction. *Sedimentology* 44, 523–535.

- Koster, E.A., 2005. Recent advances in luminescence dating of Late Pleistocene (cold-climate) aeolian sand and loess deposits in western Europe. *Permafrost. Periglacial Process.* 16, 131–143.
- Kovács, J., 2008. Grain-size analysis of the Neogene red clay formation in the Pannonian Basin. *Int. J. Earth Sci.* 97, 171–178.
- Kovács, J., Fábrián, S.A., Varga, G., Újvári, G., Varga, G., Dezső, J., 2011. Plio-Pleistocene red clay deposits in the Pannonian basin: a review. *Quat. Int.* 240, 35–43.
- Krauβ, L., Zens, J., Zeeden, C., Schulte, P., Eckmeier, E., Lehmkuhl, F., 2016. A multi-proxy analysis of two loess-paleosol sequences in the Northern Harz Foreland, Germany. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 461, 401–417.
- Krauβ, L., Zens, J., Zeeden, C., Schulte, P., Eckmeier, E., Lehmkuhl, F., 2017. Multi-proxy analysis of two loess-paleosol sequences in the northern Harz Foreland, Germany. *PANGAEA* <https://doi.org/10.1594/PANGAEA.870512> (Supplement to: Krauβ, L. et al. (2016): A Multi-Proxy Analysis of two Loess-Paleosol Sequences in the Northern Harz Foreland, Germany. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 461 401–417, <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2016.09.001>).
- Kreutzer, S., Schmidt, C., Fuchs, M.C., Dietze, M., Fischer, M., Fuchs, M., 2012. Introducing an R package for luminescence dating analysis. *Ancient TL* 30 (1), 1–8.
- Kreutzer, S., Dietze, M., Burrow, C., Fuchs, M.C., Schmidt, C., Fischer, M., Friedrich, J., 2018. Luminescence: comprehensive luminescence dating data analysis. CRAN version 0.8.2. <https://CRAN.R-project.org/package=Luminescence>.
- Kuba, M., Aishan, T., Cyffka, B., Halik, U., 2013. Analysis of connections between soil moisture, groundwater level and vegetation vitality along two transects at the lower reaches of the Tarim River, Northwest China. *Geo-Öko* 34, 103–128.
- Kumar, A., Srivastava, P., Meena, N.K., 2017. Late Pleistocene aeolian activity in the cold desert of Ladakh: a record from sand ramps. *Quat. Int.* 443, 13–28.
- Lacquement, F., Prognon, F., Prognon, C., Courbouleix, S., Quesnel, F., Karnay, G., Thomas, E., 2010. Etat des lieux de la connaissance cartographique du régolithe (Rapport final No. BRGM/RP-57932-FR). BRGM, Orléans.
- Laity, J.E., 1994. Landforms of aeolian erosion. In: Abrahams, A.D., Parsons, A.J. (Eds.), *Geomorphology of Desert Environments*. Chapman & Hall, London, pp. 506–535.
- Laity, J.E., 2009. Landforms, landscapes, and processes of aeolian erosion. In: Parsons, A.J., Abrahams, A.D. (Eds.), *Geomorphology of Desert Environments*. Springer, Berlin, pp. 597–627.
- Abraded systems. In: Laity, J.E., Bridges, N.T., Schroder, J., Lancaster, N., Sherman, D.J., Baas (Eds.), *Treatise on Geomorphology*. Academic Press, San Diego, pp. 269–286.
- Lancaster, N., Baas, A., 1998. Influence of vegetation cover on sand transport by wind: field studies at Owens Lake, California. *Earth Surf. Process. Landf.* 23, 69–82.
- Lancaster, N., Tchakerian, V.P., 1996. Geomorphology and sediments of sand ramps in the Mojave Desert. *Geomorphology* 17, 151–165.
- Lautridou, J.-P., 1984. Le cycle périglaciaire pléistocène en Europe du Nord-Ouest et plus particulièrement en Normandie. (Ph.D. Thesis). Université de Caen, France.
- Leenders, J.K., van Boxel, J.H., Sterk, G., 2007. The effect of single vegetation elements on wind speed and sediment transport in the Sahelian zone of Burkina Faso. *Earth Surf. Process. Landf.* 32, 1454–1474.
- Lehmkuhl, F., Zens, J., Krauβ, L., Schulte, P., Kels, H., 2016. Loess-paleosol sequences at the northern European loess belt in Germany: distribution, geomorphology and stratigraphy. *Quat. Sci. Rev.* 153, 11–30.
- L'Homer, A., Colomb, E., Gieu, G., Masse, J., Rouire, J., Roux, M., 1975. Notice explicative de la carte géologique d'Istres au 1/50000. BRGM, Orléans.
- Lim, J., Matsumoto, E., 2006. Bimodal grain-size distribution of aeolian quartz in a maar of Cheju Island, Korea, during the last 6500 years: its flux variation and controlling factor. *Geophys. Res. Lett.* 33, L21816.
- Lin, L.I.-K., 1989. A concordance correlation coefficient to evaluate reproducibility. *Biometrics* 45, 255.
- Lin, L., Hedayat, A.S., Sinha, B., Yang, M., 2002. Statistical methods in assessing agreement: models, issues, and tools. *J. Am. Stat. Assoc.* 97, 257–270.
- Lin, Y., Mu, G., Xu, L., Zhao, X., 2016. The origin of bimodal grain-size distribution for aeolian deposits. *Aeolian Res.* 20, 80–88.
- Lindner, H., Lehmkuhl, F., Zeeden, C., 2017. Spatial loess distribution in the eastern Carpathian Basin: a novel approach based on geoscientific maps and data. *J. Maps* 13, 173–181.
- Lopez Saez, J.A., Texier, P.J., 1998. Paléoenvironnement durant le Pléistocène Supérieur en Vaucluse: analyse palynologique des couches inférieures de l'abri de la Combette (Bonnieux, Vaucluse, France). *Trab. Prehist.* 55, 151.
- Macdonald, P., Du, J., 2012. Mixdist: finite mixture distribution models. R package version 0.5–4. <https://CRAN.R-project.org/package=mixdist>.
- Mackay, J.R., Burn, C.R., 2005. A long-term field study (1951–2003) of ventifacts formed by katabatic winds at Paulatuk, western Arctic coast, Canada. *Can. J. Earth Sci.* 42, 1615–1635.
- Magnin, F., 1992. Variations de température en Provence pendant le Pléistocène supérieur (stades isotopiques 2 et 3) estimées d'après l'analyse d'associations de gastéropodes terrestres. *C. R. Acad. Sci., Ser. II: Mec., Phys., Chim., Sci. Terre Univers* 315, 231–237.
- Magnin, F., 2014. Middle Pleniglacial to Holocene molluscan assemblages in the Marseille-Aubagne basin (Provence, France). *Quaternaire* 25, 113–125.
- Makó, A., Tóth, G., Weynants, M., Rajkai, K., Hermann, T., Tóth, B., 2017. Pedotransfer functions for converting laser diffraction particle-size data to conventional values: conversion of particle-size distribution data. *Eur. J. Soil Sci.* 68, 769–782.
- Mandier, P., 1984. Le relief de la moyenne vallée du Rhône au Tertiaire et au Quaternaire. Essai de synthèse paléogéographique. (Ph.D. Thesis). Université Lyon II, France.
- Marcelin, P., 1926. Contribution à l'étude géographique de la garrigue nîmoise. *Études Rhodaniennes* 2, 35–180.
- Marković, S.B., Stevens, T., Kukla, G.J., Hambach, U., Fitzsimmons, K.E., Gibbard, P., Buggle, B., Zech, M., Guo, Z., Hao, Q., Wu, H., O'Hara Dhand, K., Smalley, I.J., Újvári, G., Sümegei, P., Timar-Gabor, A., Veres, D., Sirocko, F., Vasiljević, D.A., Jary, Z., Svensson, A., Jović, V., Lehmkuhl, F., Kovács, J., Svirčev, Z., 2015. Danube loess stratigraphy - towards a pan-European loess stratigraphic model. *Earth-Sci. Rev.* 148, 228–258.
- Mason, J.A., Nater, E.A., Zanner, C.W., Bell, J.C., 1999. A new model of topographic effects on the distribution of loess. *Geomorphology* 28, 223–236.
- Mazenot, G., 1956. Recherches sur les faunes malacologiques du loess récent würmien et de divers limons terrestres holocènes dans le sud-est de la France. *Bull. Mens. Soc. Linn. Lyon* 25, 9–24.
- Mazenot, G., 1957. Nouvelles recherches pétrographiques et malacologiques sur le loess et limons de Basse-Provence. *Bull. Mens. Soc. Linn. Lyon* 26, 271–281.
- Mazenot, G., 1965. Existe-t-il à tout prix, en France, une faune de loess? *Bull. Assoc. Fr. Étud. Quat.* 2, 78–84.
- McCauley, J.F., Grolier, M.J., Breed, C.S., 1977. Yardangs of Peru and other desert regions. *U.S. Geol. Surv. Interag. Rep. Astrogeology* 81 (Flagstaff, Arizona).
- McTainsh, G.H., Nickling, W.G., Lynch, A.W., 1997. Dust deposition and particle size in Mali, West Africa. *Catena* 29, 307–322.
- Médail, F., Diadema, K., 2009. Glacial refugia influence plant diversity patterns in the Mediterranean Basin. *J. Biogeogr.* 36, 1333–1345.
- Meszner, S., Kreutzer, S., Fuchs, M., Faust, D., 2013. Late Pleistocene landscape dynamics in Saxony, Germany: paleoenvironmental reconstruction using loess-paleosol sequences. *Quat. Int.* 296, 95–107.
- Middleton, G.V., 1976. Hydraulic interpretation of sand size distributions. *J. Geol.* 84, 405–426.
- Mocochain, L., Clauzon, G., Bigot, J.-Y., 2006. The Ardèche endokarstic responses to the eustatic variations resulting from the Messinian salinity crisis. *Bull. Soc. Geol. Fr.* 177, 27–36.
- Mocochain, L., Audra, P., Clauzon, G., Bellier, O., Bigot, J.-Y., Parize, O., Monteil, P., 2009. The effect of river dynamics induced by the Messinian Salinity Crisis on karst landscape and caves: example of the Lower Ardèche river (mid Rhône valley). *Geomorphology* 106, 46–61.
- Molliex, S., Siame, L.L., Bourlès, D.L., Bellier, O., Braucher, R., Clauzon, G., 2013. Quaternary evolution of a large alluvial fan in a periglacial setting (Crau Plain, SE France) constrained by terrestrial cosmogenic nuclide (10Be). *Geomorphology* 195, 45–52.
- Molodkov, A., Bitinas, A., 2006. Sedimentary record and luminescence chronology of the Lateglacial and Holocene aeolian sediments in Lithuania. *Boreas* 35, 244–254.
- Monjuvent, G., Masse, J., Philip, J., Ballejo, R., Alabouvette, B., Blavoux, B., Granier, J., Dupias, G., 1991. Notice explicative de la carte géologique d'Avignon au 1/50000. BRGM, Orléans.
- Mountney, N.P., Russell, A.J., 2004. Sedimentology of cold-climate aeolian sandsheet deposits in the Askja region of northeast Iceland. *Sediment. Geol.* 166, 223–244.
- Muhs, D.R., Benedict, J.B., 2006. Eolian additions to Late Quaternary alpine soils, Indian Peaks Wilderness Area, Colorado Front Range. *Arct. Antarct. Alp. Res.* 38, 120–130.
- Murray, A.S., Wintle, A.G., 2000. Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. *Radiat. Meas.* 32, 57–73.
- Murton, J., 2013. Ice wedges and ice-wedge casts. In: Elias, S.A., Mock, C.J. (Eds.), *Encyclopedia of Quaternary Science*. Elsevier, Amsterdam.
- Novothy, Á., Frechen, M., Horváth, E., Wacha, L., Rolf, C., 2011. Investigating the penultimate and last glacial cycles of the Sütő loess section (Hungary) using luminescence dating, high-resolution grain size, and magnetic susceptibility data. *Quat. Int.* 234, 75–85.
- Nury, D., Roux, R.-M., 1969. Présence de figures de cryoturbation et de cailloutis quaternaires à l'Ouest de Martigues (Bouches-du-Rhône). *Bull. Assoc. Fr. Étud. Quat.* 6, 139–143.
- Obrecht, I., Zeeden, C., Schulte, P., Hambach, U., Eckmeier, E., Timar-Gabor, A., Lehmkuhl, F., 2015. Textural and geochemical analyses of the Orlovat loess-paleosol sequence, northern Serbia. *PANGAEA* <https://doi.org/10.1594/PANGAEA.848686> (Supplement to: Obrecht, I. et al. (2015): Aeolian dynamics at the Orlovat loess-paleosol sequence, northern Serbia, based on detailed textural and geochemical evidence. *Aeolian Res.* 18 69–81, <https://doi.org/10.1016/j.aeolia.2015.06.004>).
- O'Hara, M.L., Clarke, M.L., Elatrah, M.S., 2006. Field measurements of desert dust deposition in Libya. *Atmos. Environ.* 40, 3881–3897.
- Onorati, G., Chareyre, J., Combier, J., Dal-Pra, G., Thoin, M., 1999. In: Sacchi, D. (Ed.), *Nouvelles données sur la culture gravettienne en Vivarais. Actes du XXIV^{ème} Congrès Préhistorique de France. Les faciès leptolithiques du Nord-Ouest méditerranéen: milieux naturels et culturels*. Soc. Préhist. Fr., Carcassonne, pp. 151–163.
- Paepke, R., Vanhoorne, R., 1967. The stratigraphy and palaeobotany of the Late Pleistocene in Belgium. Mémoires pour servir à l'explication des Cartes géologiques et minières de la Belgique. 8. Service Géologique de Belgique, Bruxelles, Belgium.
- Paton, T.R., 1978. The Formation of Soil Material. George Allen and Unwin Press, London.
- Preusser, F., Degering, D., Fuchs, M., Hilgers, A., Kadereit, A., Klasen, N., Krbetschek, M.R., Richter, D., Spencer, J.Q.G., 2008. Luminescence dating: basics, methods and applications. *Eiszeit. Gegenw.* (Quat. Sci. J.) 57 (1–2), 95–149.
- Prognon, F., Lacquement, F., Ricordel-Prognon, C., Quesnel, F., Nehlig, P., Courbouleix, S., Quinquis, J.-P., Martin, P., Rambourg, D., Lebrat, P., 2011. Regolith map of France. *Quaternaire* 22, 357–362.
- Puaud, S., Nowak, M., Pont, S., Moncel, M.-H., 2015. Minéraux volcaniques et alpins à l'abri du Maras (Ardèche, France): témoins de vents catabatiques dans la vallée du Rhône au Pléistocène supérieur. *C.R. Palevol* 14, 331–341.
- Pye, K., 1982. Morphological development of coastal dunes in a humid tropical environment, Cape Bedford and Cape Flattery, North Queensland. *Geogr. Ann. Ser. Phys. Geogr.* 213–227.
- Pye, K., 1995. The nature, origin and accumulation of loess. *Quat. Sci. Rev.* 14, 653–667.
- Pye, K., Tsoar, H., 2009. *Aeolian Sand and Sand Dunes*. Springer, Berlin Heidelberg.
- Pye, K., Zhou, L.-P., 1989. Late Pleistocene and Holocene aeolian dust deposition in north China and the northwest Pacific Ocean. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 73, 11–23.
- Qin, X., Cai, B., Liu, T., 2005. Loess record of the aerodynamic environment in the east Asia monsoon area since 60,000 years before present. *J. Geophys. Res. Solid Earth* 110, B01204.

- R Core Team, 2018. R: A Language and Environment for Statistical Computing. Vienna, Austria. URL: <https://r-project.org>.
- Radtke, U., Janotta, A., Hilgers, A., Murray, A.S., 2001. The potential of OSL and TL for dating Lateglacial and Holocene dune sands tested with independent age control of the Laacher See tephra (12,880 a) at the Section Mainz-Gonsenheim. *Quat. Sci. Rev.* 20, 719–724.
- Ramaswamy, V., Rao, P.S., 2006. Grain size analysis of sediments from the northern Andaman Sea: comparison of laser diffraction and sieve-pipette techniques. *J. Coast. Res.* 22, 1000–1009.
- Raupach, M.R., Woods, N., Dorr, G., Leys, J.F., Cleugh, H.A., 2001. The entrapment of particles by windbreaks. *Atmos. Environ.* 35, 3373–3383.
- Rendell, H.M., Calderon, T., Pérez-González, A., Gallardo, J., Millán, A., Townsend, P.D., 1994. Thermoluminescence and optically stimulated luminescence dating of Spanish dunes. *Quat. Sci. Rev.* 13, 429–432.
- Renssen, H., Kasse, C., Vandenberghe, J., Lorenz, S.J., 2007. Weichselian Late Pleniglacial surface winds over northwest and central Europe: a model–data comparison. *J. Quat. Sci.* 22, 281–293.
- Richter, D., Richter, A., Dornich, K., 2013. Lxsysy – a new system for luminescence research. *Geochronometria* 40, 220–228.
- Römer, W., Lehmkuhl, F., Sirocko, F., 2016. Late Pleistocene aeolian dust provenances and wind direction changes reconstructed by heavy mineral analysis of the sediments of the Dehner dry maar (Eifel, Germany). *Glob. Planet. Chang.* 147, 25–39.
- Ronco, C., Blaizot, F., Durand, E., Frascione, D., Horry, A., Lalaï, D., Morin, E., Bosq, M., 2018. Plateau de Lautagne, Rapport final d'opération. Inrap, SRA Auvergne-Rhône-Alpes, Lyon (in press).
- Rousseau, D.-D., Chauvel, C., Sima, A., Hatté, C., Lagroix, F., Antoine, P., Balkanski, Y., Fuchs, M., Mellett, C., Kageyama, M., Ramstein, G., Lang, A., 2014. European glacial dust deposits: geochemical constraints on atmospheric dust cycle modeling: European glacial dust deposits. *Geophys. Res. Lett.* 41, 7666–7674.
- Ruszkiczay-Rüdiger, Z., Braucher, R., Csillag, G., Fodor, L.L., Dunai, T.J., Bada, G., Bourlés, D., Müller, P., 2011. Dating Pleistocene aeolian landforms in Hungary, Central Europe, using in situ produced cosmogenic ¹⁰Be. *Quat. Geochronol.* 6, 515–529.
- Saos, T., Djerrab, A., Defleur, A., 2014. Etude stratigraphique, sédimentologique et magnétique des dépôts pléistocène moyen et supérieur de la Baume Moula-Quercy (Soyons, Ardèche). *Quaternaire* 25, 237–251.
- Sauer, D., Kadereit, A., Kühn, P., Kösel, M., Miller, C.E., Shinonaga, T., Kreutzer, S., Herrmann, L., Fleck, W., Starkovich, B.M., Stahr, K., 2016. The loess-palaeosol sequence of Datthausen, SW Germany: characteristics, chronology, and implications for the use of the Lohne soil as a marker soil. *Catena* 146, 10–29.
- Schatz, A.-K., Zech, M., Buggle, B., Gulyás, S., Hambach, U., Marković, S.B., Sümegi, P., Scholten, T., 2011. The late Quaternary loess record of Tokaj, Hungary: reconstructing palaeoenvironment, vegetation and climate using stable C and N isotopes and biomarkers. *Quat. Int.* 240, 52–61.
- Schlummer, M., Hoffmann, T., Dikau, R., Eickmeier, M., Fischer, P., Gerlach, R., Holzkämper, J., Kalis, A.J., Kretschmer, I., Lauer, F., Maier, A., Meesenburg, J., Meurers-Balke, J., Münch, U., Pätzold, S., Steininger, F., Stobbe, A., Zimmermann, A., 2014. From point to area: upscaling approaches for Late Quaternary archaeological and environmental data. *Earth-Sci. Rev.* 131, 22–48.
- Schoeneich, P., 1998. Corrélation du dernier maximum glaciaire et de la déglaciation alpine avec l'enregistrement isotopique du Groenland. *Quaternaire* 9, 203–215.
- Schulte, P., Lehmkuhl, F., Steininger, F., Loibl, D., Lockot, G., Protze, J., Fischer, P., Stauch, G., 2016. Influence of HCl pretreatment and organo-mineral complexes on laser diffraction measurement of loess-palaeosol-sequences. *Catena* 137, 392–405.
- Sebe, K., Csillag, G., Ruszkiczay-Rüdiger, Z., Fodor, L., Thomá-Bozsó, E., Müller, P., Braucher, R., 2011. Wind erosion under cold climate: a Pleistocene periglacial mega-yardang system in Central Europe (Western Pannonian Basin, Hungary). *Geomorphology* 134, 470–482.
- Sebe, K., Roetzel, R., Fiebig, M., Lüthgens, C., 2015. Pleistocene wind system in eastern Austria and its impact on landscape evolution. *Catena* 134, 59–74.
- Sima, A., Rousseau, D.-D., Kageyama, M., Ramstein, G., Schulz, M., Balkanski, Y., Antoine, P., Dulac, F., Hatté, C., 2009. Impact of North-Atlantic abrupt climate changes on western European loess deposits as viewed in a dust emission model. *Quat. Sci. Rev.* 28, 2851–2866.
- Sima, A., Kageyama, M., Rousseau, D.-D., Ramstein, G., Balkanski, Y., Antoine, P., Hatté, C., 2013. Modeling dust emission response to North Atlantic millennial-scale climate variations from the perspective of East European MIS 3 loess deposits. *Clim. Past* 9, 1385–1402.
- Singhvi, A.K., Bluszcz, A., Bateman, M.D., Rao, M.S., 2001. Luminescence dating of loess-palaeosol sequences and coversands: methodological aspects and palaeoclimatic implications. *Earth-Sci. Rev.* 54, 193–211.
- Sitzia, L., Bertran, P., Bahain, J.-J., Bateman, M.D., Hernandez, M., Garon, H., de Lafontaine, G., Mercier, N., Leroyer, C., Queffelec, A., Voinchet, P., 2015. The Quaternary coversands of southwest France. *Quat. Sci. Rev.* 124, 84–105.
- Sitzia, L., Bertran, P., Sima, A., Chery, P., Queffelec, A., Rousseau, D.-D., 2017. Dynamics and sources of last glacial aeolian deposition in southwest France derived from dune patterns, grain-size gradients and geochemistry, and reconstruction of efficient wind directions. *Quat. Sci. Rev.* 170, 250–268.
- Smalley, I.J., 1972. The interaction of great rivers and large deposits of primary loess. *Trans. N. Y. Acad. Sci.* 34, 534–542.
- Smalley, I., O'Hara-Dhand, K., Wint, J., Machalet, B., Jary, Z., Jefferson, I., 2009. Rivers and loess: the significance of long river transportation in the complex event-sequence approach to loess deposit formation. *Quat. Int.* 198, 7–18.
- Smith, B.J., Wright, J.S., Whalley, W.B., 1991. Simulated aeolian abrasion of Pannonian sands and its implications for the origins of Hungarian loess. *Earth Surf. Process. Landf.* 16, 745–752.
- Smith, B.J., Wright, J.S., Whalley, W.B., 2002. Sources of non-glacial, loess-size quartz silt and the origins of "desert loess". *Earth-Sci. Rev.* 59, 1–26.
- Strandberg, G., Brandefelt, J., Kjellström, E., Smith, B., 2011. High-resolution regional simulation of last glacial maximum climate in Europe. *Tellus Dyn. Meteorol. Oceanogr.* 63, 107–125.
- Stuut, J.-B., Smalley, I., O'Hara-Dhand, K., 2009. Aeolian dust in Europe: African sources and European deposits. *Quat. Int.* 198, 234–245.
- Suen, T.-Y., 1934. Le loess de la vallée du Rhône. (Ph.D. Thesis). Faculté des Lettres de l'Université de Lyon, Lyon.
- Sun, D., Bloemendal, J., Rea, D.K., Vandenberghe, J., Jiang, F., An, Z., Su, R., 2002. Grain-size distribution function of polymodal sediments in hydraulic and aeolian environments, and numerical partitioning of the sedimentary components. *Sediment. Geol.* 152, 263–277.
- Sun, D., Bloemendal, J., Rea, D.K., An, Z., Vandenberghe, J., Lu, H., Su, R., Liu, T., 2004. Bimodal grain-size distribution of Chinese loess, and its palaeoclimatic implications. *Catena* 55, 325–340.
- Sweeney, M.R., Busacca, A.J., Gaylord, D.R., 2005. Topographic and climatic influences on accelerated loess accumulation since the last glacial maximum in the Palouse, Pacific Northwest, USA. *Quat. Res.* 63, 261–273.
- Telfer, M.W., Thomas, Z.A., Breman, E., 2012. Sand ramps in the Golden Gate Highlands National Park, South Africa: evidence of periglacial aeolian activity during the last glacial. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 313–314, 59–69.
- Texier, P.-J., Brugal, J.-P., Desclaux, E., Lemorini, C., Lopez Saez, J.A., They, I., Wilson, L., 2003. La Combette (Bonneux, Vaucluse, France): a Mousterian sequence in the Luberon mountain chain, between the plains of the Durance and Calavon rivers. *Preistoria Alpina* 39, 77–90.
- Thom, A.S., 1975. Momentum, mass and heat exchange of plant communities. In: Monteith, J. (Ed.), *Vegetation and the Atmosphere*. Academic Press, London, pp. 57–109.
- Thomas, P.J., Murray, A.S., Granja, H.M., Jain, M., 2008. Optical dating of Late Quaternary coastal deposits in northwestern Portugal. *J. Coast. Res.* 2, 134–144.
- Tolksdorf, J.F., Kaiser, K., 2012. Holocene aeolian dynamics in the European sand-belt as indicated by geochronological data: Holocene aeolian dynamics in the European sand-belt. *Boreas* 41, 408–421.
- Tóth, G., Jones, A., Montanarella, L., European Commission, Joint Research Centre, Institute for Environment and Sustainability, 2013. LUCAS topsoil survey: methodology, data and results. JRC Technical Reports (Publication of the European Union, Luxembourg).
- Tricart, J., 1952. Paléoclimats quaternaires et morphologie climatique dans le Midi méditerranéen. *Quat. Sci. J.* 2, 172–188.
- Tsoar, H., Pye, K., 1987. Dust transport and the question of desert loess formation. *Sedimentology* 34, 139–153.
- Turner, B.R., Makhlouf, I., 2002. Recent colluvial sedimentation in Jordan: fans evolving into sand ramps. *Sedimentology* 49, 1283–1298.
- Tzedakis, P.C., Emerson, B.C., Hewitt, G.M., 2013. Cryptic or mystic? Glacial tree refugia in northern Europe. *Trends Ecol. Evol.* 28, 696–704.
- Újvári, G., Molnár, M., Novothny, Á., Páll-Gergely, B., Kovács, J., Várhegyi, A., 2014. AMS ¹⁴C and OSL/IRSL dating of the Dunaszekcső loess sequence (Hungary): chronology for 20 to 150 ka and implications for establishing reliable age–depth models for the last 40 ka. *Quat. Sci. Rev.* 106, 140–154.
- Újvári, G., Kok, J.F., Varga, G., Kovács, J., 2016. The physics of wind-blown loess: implications for grain size proxy interpretations in Quaternary paleoclimate studies. *Earth-Sci. Rev.* 154, 247–278.
- Vandenberghe, J., 2013. Grain size of fine-grained windblown sediment: a powerful proxy for process identification. *Earth-Sci. Rev.* 121, 18–30.
- Vandenberghe, J., Múcher, H.J., Roebroeks, W., Gemke, D., 1985. Lithostratigraphy and palaeoenvironment of the Pleistocene deposits at Maastricht-Belvédère, southern Limburg, the Netherlands. *Analecta* 18, 12.
- Vandenberghe, J., Huijzer, B.S., Múcher, H., Laan, W., 1998. Short climatic oscillations in a western European loess sequence (Kessel, Belgium). *J. Quat. Sci.* 13, 471–485.
- Vandenberghe, J., Marković, S.B., Jovanović, M., Hambach, U., 2014. Site-specific variability of loess and palaeosols (Ruma, Vojvodina, northern Serbia). *Quat. Int.* 334–335, 86–93.
- Vandenberghe, J., Sun, Y., Wang, X., Abels, H.A., Liu, X., 2018. Grain-size characterization of reworked fine-grained aeolian deposits. *Earth-Sci. Rev.* 177, 43–52.
- Varga, G., 2011. Similarities among the Plio-Pleistocene terrestrial aeolian dust deposits in the world and in Hungary. *Quat. Int.* 234, 98–108.
- Varga, G., Kovács, J., Újvári, G., 2012. Late Pleistocene variations of the background aeolian dust concentration in the Carpathian Basin: an estimate using decomposition of grain-size distribution curves of loess deposits. *Neth. J. Geosci.* 91, 159–171.
- Varga, G., Cserhádi, C., Kovács, J., Szalai, Z., 2016. Saharan dust deposition in the Carpathian Basin and its possible effects on interglacial soil formation. *Aeolian Res.* 22, 1–12.
- Varga, G., Újvári, G., Kovács, J., 2018. Interpretation of sedimentary (sub)populations extracted from grain size distributions of Central European loess-palaeosol series. *Quat. Int.* (in press).
- Ventra, D., Diaz, G.C., de Boer, P.L., 2013. Colluvial sedimentation in a hyperarid setting (Atacama Desert, northern Chile): geomorphic controls and stratigraphic facies variability. *Sedimentology* 60, 1257–1290.
- Ventra, D., Rodríguez-López, J.P., de Boer, P.L., 2017. Sedimentology and preservation of aeolian sediments on steep terrains: incipient sand ramps on the Atacama coast (northern Chile). *Geomorphology* 285, 162–185.
- Ward, A.W., Greeley, R., 1984. Evolution of the yardangs at Rogers Lake, California. *Geol. Soc. Am. Bull.* 95, 829–837.
- Washington, R., Todd, M.C., Lizcano, G., Tegen, I., Flamant, C., Koren, I., Ginoux, P., Engelstaedter, S., Bristow, C.S., Zender, C.S., Goudie, A.S., Warren, A., Prospero, J.M., 2006. Links between topography, wind, deflation, lakes and dust: the case of the Bodélé Depression, Chad. *Geophys. Res. Lett.* 33, L09401.
- Weltje, G.J., 1997. End-member modeling of compositional data: numerical-statistical algorithms for solving the explicit mixing problem. *Math. Geol.* 29, 503–549.

- Weltje, G.J., Prins, M.A., 2007. Genetically meaningful decomposition of grain-size distributions. *Sediment. Geol.* 202, 409–424.
- Wiggs, G.F.S., Bullard, J.E., Garvey, B., Castro, I., 2002. Interactions between airflow and valley topography with implications for aeolian sediment transport. *Phys. Geogr.* 23, 366–380.
- Wolfe, S.A., Nickling, W.G., 1993. The protective role of sparse vegetation in wind erosion. *Prog. Phys. Geogr.* 17, 50–68.
- Wolfe, S.A., Nickling, W.G., 1996. Shear stress partitioning in sparsely vegetated desert canopies. *Earth Surf. Process. Landf.* 21, 607–619.
- Wright, J., 2001. Making loess-sized quartz silt: data from laboratory simulations and implications for sediment transport pathways and the formation of 'desert' loess deposits associated with the Sahara. *Quat. Int.* 76, 7–19.
- Xu, L., Mu, G., Ren, X., Wan, D., He, J., Lin, Y., 2016. Oasis microclimate effect on the dust deposition in Cele Oasis at southern Tarim Basin, China. *Arab. J. Geosci.* 9, 1–7.
- Yaalon, D.H., Ganor, E., 1973. The influence of the dust on soils during the Quaternary. *Soil Sci.* 116, 146.
- Youssef, F., Visser, S.M., Karssenbergh, D., Erpul, G., Cornelis, W.M., Gabriels, D., Poortinga, A., 2012. The effect of vegetation patterns on wind-blown mass transport at the regional scale: a wind tunnel experiment. *Geomorphology* 159–160, 178–188.
- Zech, R., Zech, M., Marković, S., Hambach, U., Huang, Y., 2013. Humid glacials, arid interglacials? Critical thoughts on pedogenesis and paleoclimate based on multi-proxy analyses of the loess–paleosol sequence Crvenka, Northern Serbia. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 387, 165–175.
- Zeeberg, J., 1998. The European sand belt in eastern Europe—and comparison of Late Glacial dune orientation with GCM simulation results. *Boreas* 27, 127–139.
- Zeeden, C., Lehmkuhl, F., Chu, W., 2017a. Granulometry of archaeological site Sena I (southern Slovakia). PANGAEA <https://doi.org/10.1594/PANGAEA.873323> Supplement to: Chu, W., Lengyel, G., Zeeden, C., Péntek, A., Kaminská, L., Mester, Z. (2017): Early Upper Paleolithic surface collections from loess-like sediments in the northern Carpathian Basin. *Quat. Int.*, <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2017.05.017>).
- Zeeden, C., Lehmkuhl, F., Chu, W., 2017b. Granulometry of archaeological site Szécsénke-Berecz-oldal 3, transect 2 (northern Hungary). PANGAEA <https://doi.org/10.1594/PANGAEA.873319> (Supplement to: Chu, W., Lengyel, G., Zeeden, C., Péntek, A., Kaminská, L., Mester, Z. (2017): Early Upper Paleolithic surface collections from loess-like sediments in the northern Carpathian Basin. *Quat. Int.*, <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2017.05.017>).
- Zens, J., Schulte, P., Klasen, N., Krauß, L., Pirson, S., Burow, C., Brill, D., Eckmeier, E., Kels, H., Zeeden, C., Spagna, P., Lehmkuhl, F., 2018. OSL chronologies of paleoenvironmental dynamics recorded by loess-paleosol sequences from Europe: case studies from the Rhine-Meuse area and the Neckar Basin. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* (in press).
- Ziegler, P.A., Dèzes, P., 2007. Cenozoic uplift of Variscan Massifs in the Alpine foreland: timing and controlling mechanisms. *Glob. Planet. Chang.* 58, 237–269.
- Zieliński, P., Sokołowski, R.J., Woronko, B., Jankowski, M., Fedorowicz, S., Zaleski, I., Molodkov, A., Weckwerth, P., 2015. The depositional conditions of the fluvio-aeolian succession during the last climate minimum based on the examples from Poland and NW Ukraine. *Quat. Int.* 386, 30–41.

Chapitre 4 : Géochimie des lœss

Ce chapitre correspond à l'article intitulé « ***Geochemical signature of sources, recycling and weathering in the Last Glacial loess from the Rhône Valley (southeast France) and comparison with other European regions*** » par M. Bosq, P. Bertran, J.P. Degeai, A. Queffelec et O. Moine.

Article paru dans la revue *Aeolian Research* (vol. 42, 100561, doi : 10.1016/j.aeolia.2019.100561) en janvier 2020.



Contents lists available at ScienceDirect

Aeolian Research

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

Geochemical signature of sources, recycling and weathering in the Last Glacial loess from the Rhône Valley (southeast France) and comparison with other European regions



Mathieu Bosq^{a,*}, Pascal Bertran^{a,b}, Jean-Philippe Degeai^c, Alain Queffelec^a, Olivier Moine^d

^a PACEA, UMR 5199 CNRS – Université Bordeaux, Bâtiment B2, allée Geoffroy Saint Hilaire, 33615 Pessac, France

^b Inrap, 140 avenue du Maréchal Leclerc, 33130 Bègles, France

^c ASM, UMR 5140 CNRS – Université de Montpellier III, route de Mende, 34199 Montpellier, France

^d LGP, UMR 8591 CNRS – Université Paris I Panthéon-Sorbonne/Université Paris-Est-Créteil-Val-de-Marne (UPEC), place Aristide Briand, 92195 Meudon, France

ARTICLE INFO

Keywords:
Geochemistry
ICP analysis
Last Glacial
Loess
Southeast France
Weathering

ABSTRACT

Pleistocene loess of the Rhône Valley and Provence region, disconnected from the two main European aeolian systems (North European Loess Belt and Danube basin), are of interest to test the impact of source variability, grain size sorting, weathering and sediment recycling on the geochemical composition. The concentration of major, trace and rare earth elements in loess and potential sources was analysed through Inductively Coupled Plasma-Atomic Emission Spectroscopy (ICP-AES) and ICP-Mass Spectrometry (ICP-MS). Analyses show a genetic relationship between loess and the Ca-rich river sediments from the Alpine Ice Sheet (AIS). The loess of Provence show distinctive properties with a higher CaO and MgO content and a higher Europium anomaly (Eu/Eu*), suggesting sources richer in dolomite together with a contribution from mafic rocks (Alpine ophiolite complex). The homogeneous loess composition, compared to alluvial sources, reflects particle mixing during transport in the atmosphere. At the European scale, the geochemical composition of loess changes according to regions, but remains consistent within each region. Such variability is mostly related to the composition of rocks outcropping in respective catchments and especially in areas covered by ice sheets. The Chemical Proxy of Alteration (CPA) and Rb/K ratio suggest a weak chemical weathering linked to the cold and dry conditions typical of the Last Glacial. Recycling of older aeolian formations possibly caused loess enrichment in resistant minerals and quartz, especially for loess derived mostly from the abrasion of aeolian sand (Aquitaine).

1. Introduction

Loess/palaeosol sequences provide one of the most interesting record of terrestrial palaeoenvironments during the Pleistocene and, as such, have raised abundant work worldwide for decades (e.g., Antoine et al., 2013, 2009; Kukla, 1977; Marković et al., 2015; Muhs and Bettis, 2003; Porter, 2001). Thanks to thorough mixing in the atmosphere, loess is quite homogeneous and is widely distributed across continents. This led many authors to use it together with other sedimentary rocks to estimate the Upper Continental Crust (UCC) average geochemical composition (Chauvel et al., 2014; Gallet et al., 1998; McLennan, 2001; Taylor et al., 1983; Taylor and McLennan, 1985). Recent studies, however, emphasized that the geochemical composition of loess differs significantly according to the region and is more dependent on local sources than previously assumed (Muhs and Bettis, 2003; Muhs and Budahn, 2006; Rousseau et al., 2014; Schatz et al., 2015; Sun et al.,

2007; Újvári et al., 2012, 2013). Recycling of older aeolian sediments, grain-size sorting due to fluvial transport and syn-sedimentary weathering may also constitute key factors accounting for observed variations (Buggle et al., 2008; Gallet et al., 1998; Lautridou et al., 1984; Újvári et al., 2008). Therefore, a debate persists about the respective roles played by genetic factors on loess composition.

Most geochemical studies focused on the main loess regions from the northern hemisphere, including the North European Loess Belt (NELB), China and the United States of America. Because of their sparser accumulation in the landscape, perimediterranean loess remain poorly documented except for some exceptions (Calvo et al., 2016; Profe et al., 2018). Recent studies in the Po plain (Wacha et al., 2018) the Ebro (Boixadera et al., 2015) and Tagus basins (Wolf et al., 2019) in Spain suggested, however, that Pleistocene loess covered vast parts of perimediterranean areas. The Rhône Valley (SE France) also recorded significant loess deposition during the Last Glacial (Bosq et al., 2018).

* Corresponding author.

E-mail address: mathieu.bosq@gmail.com (M. Bosq).

<https://doi.org/10.1016/j.aeolia.2019.100561>

Received 11 July 2019; Received in revised form 19 November 2019; Accepted 19 November 2019

1875-9637/ © 2019 Elsevier B.V. All rights reserved.

As suggested by models (Mahowald et al., 2006), part of the dust inputs to this region may have come from remote sources such as the Sahara. Saharan sources are also thought to have largely contributed to the genesis of “Terra Rossa” and “Red Mediterranean Soils” (Andreucci et al., 2012; Muhs et al., 2010), which are widespread in the southern reaches of the valley. Because of a contrasted relief and the variety of potential sources, the Rhône Valley is ideal to unravel the role of the different contributing factors on the geochemical composition of loess and will be the focus of this study.

Here we present new geochemical analyses of loess samples from the Rhône Valley. Main objectives are as follows: (1) a detailed characterization of loess geochemistry; (2) the identification of regional and remote (Saharan) sources; (3) a comparison with loess from other European regions through recently collected samples and literature. Overall, this study provides a better understanding of the role played by source variability, weathering and sediment recycling in the loess geochemical signature.

2. Regional setting

2.1. Geological and climate setting

The Rhône River is one of the largest European Rivers (catchment area = 98,500 km², mean annual discharge = 1720 m³ s⁻¹) (Eyrolle et al., 2012; Olivier et al., 2009) and drains most of Switzerland and southeastern France towards the Mediterranean Sea (Fig. 1a). The valley is part of a large Cenozoic Rift System running throughout Western Europe from the North Sea to the Mediterranean Sea (Dèzes et al., 2004; Ziegler and Dèzes, 2007). The river catchment includes Hercynian mountain ranges mainly composed of metamorphic and plutonic rocks (French Massif Central (FMC), Vosges, Belledonne) as well as Alpine ranges (Alps, Jura), dominated by Mesozoic to Cenozoic limestones and marls. The graben was filled with Oligocene and Miocene marls, argillites and sandstones (molasses) and conglomerates (Fig. 1a). The Alpine Ice Sheet (AIS) reconstructions indicate that an ice lobe covered the Dombes plateau and crossed the Rhône River during the Middle Pleistocene (Buoncrisiani and Campy, 2011; Ehlers and Gibbard, 2004). The AIS extent during the Last Glacial Maximum (LGM) was smaller and limited to the eastern edge of the Rhône Valley (Seguinot et al., 2018). Only minor LGM ice caps covered the FMC and the Vosges (Fig. 1) (Ehlers and Gibbard, 2004).

The Rhône Valley is subject to changing climate conditions from an oceanic climate characterized by high precipitation (mean annual precipitation (MAP) ≥ 800–900 mm) in the northern lowlands to a Mediterranean climate in the south with MAP < 800 mm, hot (T_{max} ≥ 22 °C) and dry summers (Joly et al., 2010; Olivier et al., 2009). The wind regime is dominated by the “Mistral”, blowing from the north and exceeding 16 m.s⁻¹ for over 100 days per year (Jacq et al., 2005).

2.2. Aeolian context

Aeolian landforms and deposits are widespread along the lower reaches of the valley (Bosq et al., 2018). Deflation-related landforms (i.e., yardangs, pans and desert pavements) are gathered south of valley narrowings (e.g., the “Donzère pass” near Montélimar), which channel and increase wind velocity. These landforms closely resemble those observed in modern semi-arid and arid environments (Goudie, 2013) and witness important sand transport by saltation over vast areas. Sand wedges forming polygon networks also developed over Pleistocene alluvial terraces. These features are indicative of ground cracking caused by repetitive thermal contraction in a context of deep seasonal freezing, which allowed trapping of drifting sand (Andrieux et al., 2016). Yardang orientations and sand accumulation on the windward and leeward slopes of topographic highs form sand ramps testifying to a prevailing northerly palaeowind similar to the modern Mistral.

Loess deposits are spread on both sides of the valley at greater distance from the river. A detailed geomorphological study by Bosq et al. (2018) has highlighted the following characteristics of loess: (i) a coarse texture (main mode around 60 μm) rapidly decreasing with increasing distance from the river; (ii) a polymodal grain-size distribution; (iii) a strong local thickness but discontinuous spatial distribution; (iv) a high carbonate content; (v) an abundant bioturbation. Such pattern was assumed to reflect the capture of particles in saltation and short-term suspension by shrub vegetation close to the fluvial sources, in a milder climate than that of the NELB (Bosq et al., 2018). The spatial distribution of aeolian deposits strongly suggests that the Rhône River and its tributaries were the main particle sources (Bosq et al., 2018). Old alluvial terraces as well as unconsolidated molasses eroded into yardangs and pans might have constituted additional sources.

Alimen (1965) and Dubar (1979) performed pioneer mineralogical studies in the Durance Valley, one of the main Rhône River Alpine tributaries. Using heavy mineral assemblages, the authors suggested that dust came mostly from proximal alluvial deposits of the Alpine piedmont. Similarly, Mandier (1984) found Alpine heavy minerals in loess from the middle Rhône Valley. Recently, Puaud et al. (2015) identified volcanic minerals from the FMC mixed with typical Alpine minerals in loess from the Ardèche Valley. However, these studies remain scarce and are not sufficient to identify dust sources (either local, regional or more remote such as the Sahara) and their respective contribution.

3. Materials and methods

3.1. Sampling and analytical methods

We collected 28 loess samples from natural outcrops, archaeological excavations, roadcuts and abandoned pits. Prior to sampling, sections were manually cleaned and thoroughly described. All loess samples were taken below the Holocene soil. We focused only on the uppermost massive yellowish calcareous loess, 2–4 m thick, which was deposited during the Late Pleniglacial, i.e., ~Marine Isotopic Stage (MIS) 2 (Bosq et al., 2018; Ruth et al., 2007; Seelos et al., 2009) although the possibility of older deposits cannot be completely ruled out for non-dated sequences. Five samples come from reddish palaeosols interbedded within calcareous loess. Decalcified and clay-rich loess samples (n = 7) probably dating from MIS 6 (Billard and Derbyshire, 1985) were collected on the Dombes plateau using a hand auger owing to the lack of good outcrops in this area. Following the source tracing approach developed by Muhs and Budahn (2006), modern alluvium from the floodplain and silt-rich alluvial bars were sampled. A total of 15 samples were taken along the Rhône River (n = 4) and the main tributaries: Saône (n = 1), Isère (n = 2), Drôme (n = 1), Durance (n = 1), Aigues (n = 1), Cèze (n = 1), Ouvèze (n = 1), Ardèche (n = 1), Gard (n = 1) and Doux (n = 1). Finally, three samples from the Miocene molasses were also collected (Fig. 1b).

Coarser sand was separated from the fraction < 100 μm by wet sieving and removed. As shown by observation under binocular, the particles > 100 μm, which account for 1–20% of the net weight, are mostly made of ferruginous nodules, secondary carbonate concretions, calcified roots, mollusc shell fragments, earthworm calcite granules or detrital particles transported by runoff that could conceal the aeolian signature. According to Bosq et al. (2018), all loess samples have a polymodal grain-size distribution with a main mode between 50 and 75 μm (63 ± 9%) and a secondary mode around 12–18 μm (25 ± 8%). Given that the grain-size fractions of loess reflect different transport processes and/or different sources (Pye, 1995; Tsao and Pye, 1987), we divided the samples by wet sieving into a fine fraction < 32 μm and a coarse fraction from 32 to 100 μm. We chose a limit at 32 μm since it is the more adequate for the separation of the two main modes identified. For selected loess samples (n = 2) and reddish palaeosols (n = 3), the fraction < 10 μm was isolated by gravity

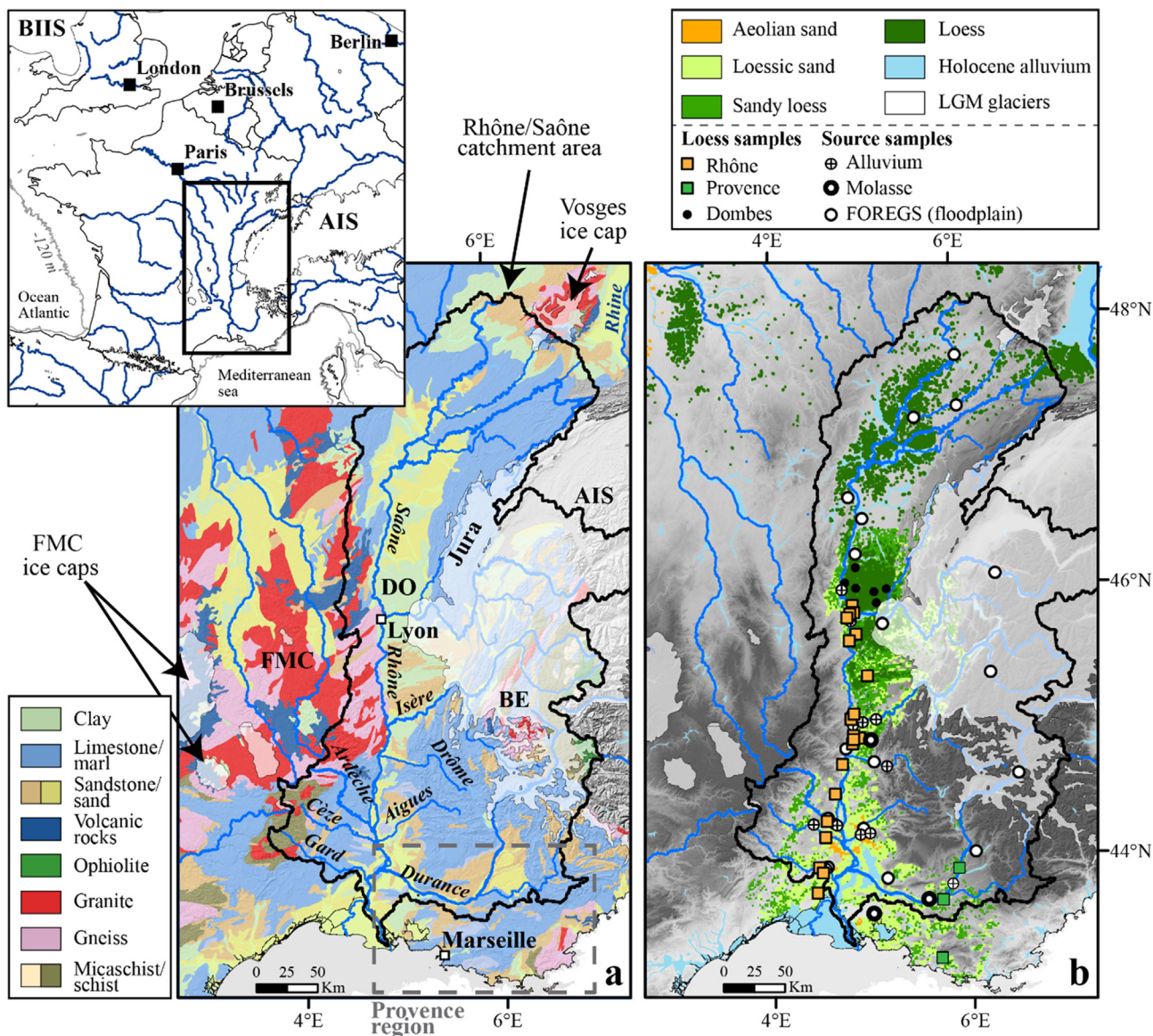


Fig. 1. (a) Simplified 1:1,000,000 lithological map of southeast France (from BRGM, <http://infoterre.brgm.fr>). The maximum extent of the LGM Alpine Ice Sheet (AIS), the French Massif Central (FMC) and Vosges ice caps is taken from Ehlers and Gibbard (2004). The red square indicates the approximate boundaries of the Provence region. BIIS = British-Irish Ice Sheet; DO = Dombes plateau; BE = Belledonne massif. (b) Distribution of aeolian deposits from Bosq et al. (2018). All the samples of loess and potential sources come from the FOREGS database (Salminen et al., 2005); data from new field surveys are indicated (see Table A1). (For interpretation of the references to colour in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

sedimentation in water using Stokes Law and checked by laser diffraction particle-sizing. For alluvial samples, the fraction < 100 µm was analyzed as a whole.

Relative concentrations (weight percentage or ppm) of major, trace and rare earth elements (REEs) for two grain-size fractions (< 32 and 32–100 µm) of loess and palaeosols (n = 66), and for one fraction (< 100 µm) of sources (n = 18), were determined respectively by Inductively Coupled Plasma-Atomic Emission Spectroscopy (ICP-AES) and ICP-Mass Spectrometry (ICP-MS) at the Service d'Analyse des Roches et des Minéraux (CRPG-SARM, Nancy, France). Sediment powders were digested with LiBO₂, dissolved with HNO₃, analysed and calibrated according to international geostandards. The Loss On Ignition (LOI) was obtained by calcination of a sample aliquot (100–1000 mg) placed in an alumina crucible in an oven at 980 °C during 12 h. Details on the chemical analyses can be found in Carignan et al. (2001) and on the CRPG-SARM website (<http://helium.crpq.cnrs-nancy.fr/SARM/index.html>). For aeolian deposits, the geochemical composition of the whole fraction < 100 µm was obtained from the

composition of the two fractions considering their respective proportions determined through grain-size analysis. Additional samples (n = 14) were analysed by Energy-Dispersive X-Ray Fluorescence (ED-XRF) using a portable spectrometer SPECTRO X-SORT (40 kV, 50 µA) according to published methodology (Bertran et al., 2016; Sitzia et al., 2019) (see Fig. A1). Beside samples from the Rhône Valley, the fraction < 100 µm of European loess were also analyzed by ICP-AES/ICP-MS (CRPG-SARM, Nancy, France) from northern France (n = 13), Aquitaine (France; n = 3), Rhine Valley (France and Germany; n = 5), Saxony (Germany; n = 2), Belgium (n = 1), southern Poland/Ukraine (n = 3) and Vojvodina/Balkan (Serbia; n = 1). All samples are collected from Upper Pleniglacial loess. All analyses are listed in Tables A1 and A2 in the Supporting information.

The coarser fraction (32–100 µm) of few selected samples (n = 4) was also analysed through Raman spectroscopy with a confocal Raman microspectrometer SENTERRA (Bruker Optics) equipped with a 532 nm excitation line. The spectra were recorded between 100 and 1555 cm⁻¹ with a resolution of 3–5 cm⁻¹ (Fig. A2) and compared to the Ruff

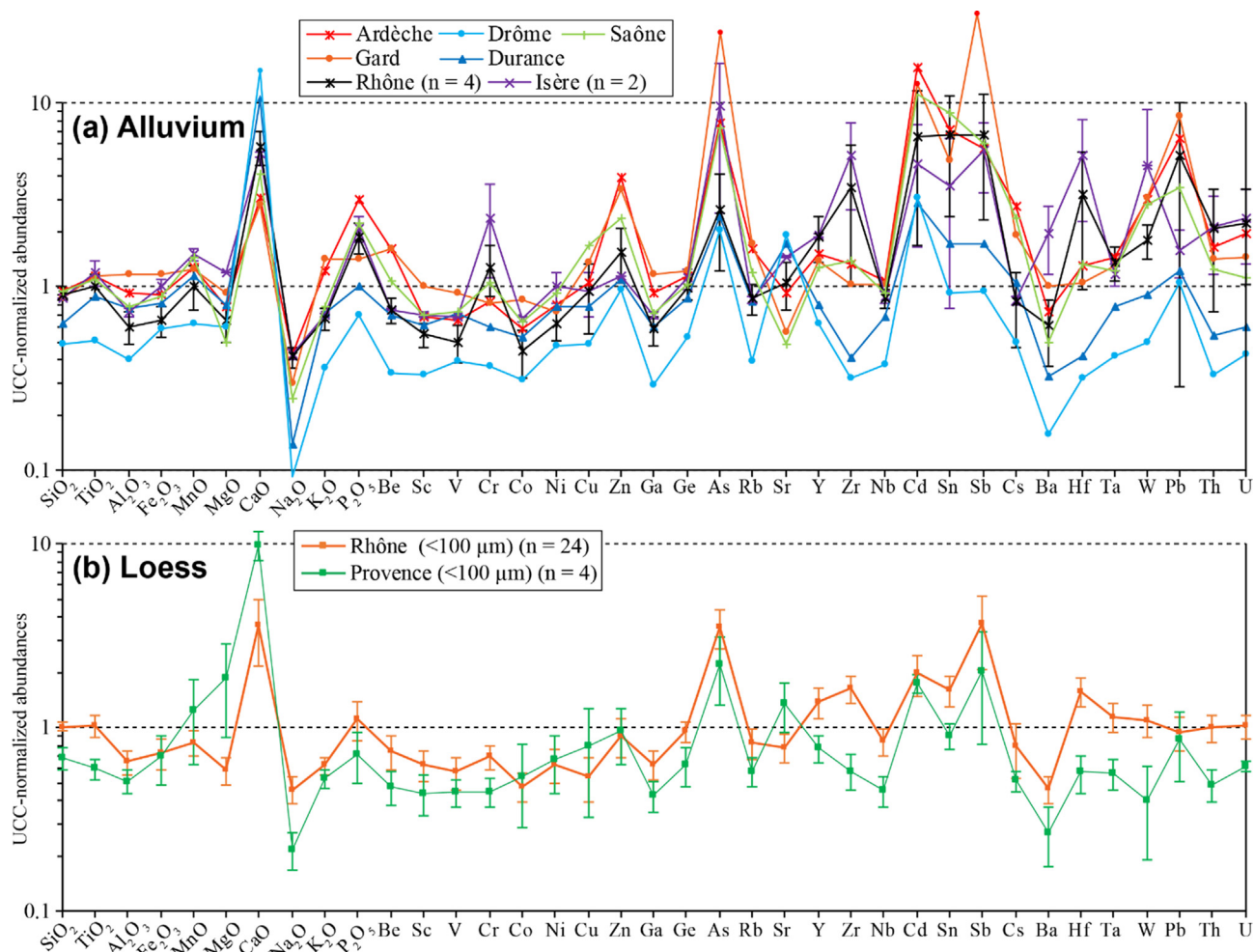


Fig. 2. UCC-normalized spider diagrams for average element abundance of alluvium samples (finer fraction < 100 μm) from the major rivers of the study area (a) and of loess samples from the Rhône and the Provence regions (b). Error bars represent the standard deviation. The UCC values are from Rudnick and Gao (2003).

database (Lafuente et al., 2016). One hundred grains per sample were counted; results are expressed as percentages.

3.2. Statistical analysis and weathering proxy

A multivariate analysis was carried out using Aitchison and Greenacre (2002) methodology for compositional data, which uses the centred log-ratios (clr)-transformed values instead of raw percentages. We used non-parametric replacement of null values according to the method proposed by Martín-Fernández et al. (2003) for values below the detection limit. All the compositional data were analysed using the CoDaPack software (Comas and Thió-Henestrosa, 2011).

Silicate weathering intensity was quantified using the Chemical Proxy of Alteration (CPA) (the molar ratio $100 \times \text{Al}_2\text{O}_3 / (\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Na}_2\text{O})$) (originally called Chemical Index of Weathering (CIW) by Cullers (2000)) as it is considered a proxy for plagioclase weathering intensity by Buggle et al. (2011). As opposed to commonly used weathering indices in loess studies such as the Chemical Index of Alteration (CIA) (Nesbitt and Young, 1982), CPA does not involve silicate-bounded Ca (CaO*) that is difficult to estimate in calcareous loess. Harnois (1988) also recommended not using K in weathering index because of K incorporation in clayey minerals (illitization) and the greater resistance of K-feldspars than of plagioclases. Buggle et al. (2011) evaluated the CPA and concluded that diagenetic effects, such as illitization and carbonate dissolution-precipitation, have no influence on the index.

3.3. Literature data

We selected and compiled part of the literature data on the European loess geochemistry, using samples from the main loess sedimentation period (~MIS 2) only. Geochemical data for floodplain sediments from the Rhône catchment (n = 17) available from the FOREGS project (Salminen et al., 2005) were also included in the analysis (Table A3). To evaluate the contribution of main rock types outcropping in mountain ranges, we compiled literature data on (i) FMC and Vosges igneous and metamorphic rocks (Altherr et al., 2000; Couzinié et al., 2017; Steinmann and Stille, 2008); (ii) oceanic crust (Manatschal et al., 2011), limestones (Bellanca et al., 1997) and shales (Rantitsch et al., 2003) from the Alps; (iii) FMC volcanic rocks (Sasco et al., 2017) and (iv) subalpine sandstones (von Eynatten, 2003).

We also used the compilation of North African dust compositional data from Scheuven et al. (2013). Twelve samples representative of the Bodélé depression (Chad), Tarfaya (Western Sahara, Morocco), Hoggar Massif (Algeria) and Niger were selected from the available data (Castillo et al., 2008; Moreno et al., 2006).

Soil geochemical data were collected from the Geochemical Mapping of Agricultural Soils (GEMAS) database (Reimann et al., 2014). We used only samples from the ploughed soil layer (Ap horizon, 0–20 cm) analysed by Wavelength Dispersive X-Ray Fluorescence spectrometry (WD-XRF), which were thought to be of better quality than those obtained using the Aqua Regia extraction protocol coupled with ICP-AES (Reimann et al., 2014).

All spatial analyses were made using ArcGIS 10.5 (ESRI). Modern river catchment limits were obtained from the HydroBASINS polygon layer of the HydroSHEDS database (Lehner and Grill, 2013; <http://www.hydrosheds.org>). The LGM catchment of the Fleuve Manche (i.e. the palaeo-English Channel) and associated river network comes from Patton et al. (2017). Geological data were taken from the harmonized geological map of Europe (INSPIRE, scale 1:1,000,000) (Laxton et al., 2010; <http://onegeology.brgm.fr/OnegeologyGlobal/>) and completed by the International Geological Map of Europe and Adjacent Areas (IGME 5000, scale 1:5,000,000) (Asch, 2003; <https://www.bgr.bund.de/>).

4. Results

4.1. Major and trace elements in loess and potential sources

The distribution of major and trace elements is shown in the UCC-normalized spidergrams (Fig. 2). The geochemical composition of alluvial deposits from main rivers shows strong variability with respect to UCC, especially for trace elements (Fig. 2b). A comparison between the geochemical signature of Alpine Rivers (Drôme, Durance, Isère) and that of FMC Rivers (Ardèche, Gard) highlights the following differences: (1) the most calcareous sediments (by about 10 times that of UCC) come from the Alps; (2) a greater abundance of K-bearing minerals, which are major hosts of Rb, Cs and Ba (Gallet et al., 1998; Heier and Billings, 1970), characterizes the sediments delivered by the FMC mainly composed of Hercynian felsic rocks (granite, gneiss); (3) in contrast, Alpine sediments are depleted in Na₂O and K₂O relatively to UCC (more than 14 times less Na₂O and 2.7 times less K₂O considering extreme values); (4) the slight positive Cr anomaly (on average about twice as much as UCC) and the relatively high Ni content of Isère sediments is due to the contribution of mafic rocks; (5) the elements typically hosted in resistant heavy minerals (Zr, Hf, Y, Th, U) are mainly found in higher concentrations in the Rhône and Isère deposits. Such differences reflect the lithological heterogeneities of catchments. In rivers draining the Hercynian FMC and Belledonne massif (western Alps), As and Sb concentrations are unusually high and likely come from sulphide-rich mineralizations such as arsenopyrite (FeAsS) and stibnite (Sb₂S₃) (Courtin-Nomade et al., 2012; Simeon, 1979).

Loess sediments are more homogeneous than alluvial deposits (Fig. 2b). The average concentration of selected major and trace elements in loess (fraction < 100 µm), sampled along the Rhône River (RL) and in the Provence region (PL) differs only slightly. For most elements, PL records a depletion relative to UCC due to carbonate dilution effect (Taylor et al., 1983). The CaO content is substantially higher in loess compared to UCC (by about 10 times). As expected, the mineralogical analysis shows that CaO comes mostly from calcite (35–39%) and dolomite (5–21%) (Fig. 3). Compared to RL we observe an enrichment in some elements such as Mn, abundant in mafic rocks (e.g., basalt) and to a lesser extent, in manganese-rich shales, commonly found in the calcareous subalpine ranges (Rantitsch et al., 2003). Other siderophile elements (Co, Ni, Cu and Zn) show a similar pattern. Several elements (Ti, Y, Zr, Hf) are slightly more abundant in RL and reflect higher content of resistant heavy minerals such as zircon and Ti-oxides.

Higher MgO content in PL is linked to a source specific to Provence. In the MgO vs. TiO₂ diagram (Fig. 4), RL and PL samples cluster in two groups. For RL, MgO covaries with TiO₂ and this highly significant relationship ($r^2 = 0.81$) suggests that MgO is mainly associated with phyllosilicates. The TiO₂/MgO ratio ranges from 0.3 to 0.65, corresponding to the average shale composition (PAAS), but is relatively lower than UCC. By contrast, PL is characterized by strong variability in MgO values and a poor MgO/TiO₂ correlation indicating that both elements are hosted by different minerals. PL values stay within the Alpine molasses compositional range (Fig. 4). Finally, Saharan dust samples are slightly richer in MgO.

Some elements are good markers of sediment provenance. In this

study, loess, palaeosols and potential sources are compared through two ternary plots (CaO-Zr-Rb and CaO-Nb-Zr, respectively; Fig. 5). Rb, which is less mobile than K, is hosted by K-feldspars, micas and clay minerals (Heier and Billings, 1970; Nesbitt et al., 1980) and represents the potassic pole, whereas carbonate sources gather near the CaO pole. High Zr content is a good indicator for loess deposits (Scheib and Lee, 2010; Scheib et al., 2014; Taylor et al., 1983) and for sediments enriched in resistant minerals. Nb is a poorly mobile element found in a variety of common minerals (e.g., Ti oxides, biotite, titanite, zircon) and is abundant in residual soils thanks to the resistance of the Nb hosting minerals to chemical weathering (Scheib et al., 2012). In the CaO-Zr-Rb diagram, most samples are lined up subparallel to the CaO-Zr axis, strongly suggesting a genetic relationship between loess (RL + PL) and Alpine alluvium (Fig. 5a). Carbonates are mostly concentrated within the coarser fraction of loess and within Alpine alluvium. Owing to weathering, decalcified loess (“Dombes loess”) plot close to the Zr pole. Zr is slightly more abundant in the coarse fraction of Dombes loess than in the fine fraction. Because of carbonate dilution, this pattern is less obvious for the non-weathered RL and PL. The fine fraction of palaeosols (< 32 and < 10 µm) shows a greater Rb content relatively to loess fractions because of a greater amount of clay minerals. As shown by the proximity between the fine fraction of loess and the Saône alluvium on the CaO-Nb-Zr diagram, a contribution of the Saône basin to aeolian dust seems likely (Fig. 5b). High Nb contents (together with Ti and Zr) are typical of Saharan dusts (Castillo et al., 2008), except for Morocco (Moreno et al., 2006), and reflect the deflation of weathered rocks. Nb shows that Saharan dusts have had little or not contributed to loess.

4.2. Loess REE compositions and potential sources

Unlike other elements, REEs have low mobility in near-surface environments and are found in a broad suite of minerals. Furthermore, the REE content of sediments is representative of the lithological composition of sources and therefore, REEs provide key information on sediment provenance (McLennan, 1989). In this study, we applied the geochemical approaches successfully used by Sun et al. (2007) and Muhs and Budahn (2006). We used chondrite-normalized (McDonough and Sun, 1995) (represented by the letter “N”) plot of La_N/Yb_N vs. Eu/Eu* where Eu anomaly is defined by $\text{Eu}/\text{Eu}^* = \text{Eu}_N/(\text{Sm}_N \times \text{Gd}_N)^{0.5}$. High Eu/Eu* values reflect higher Eu concentration because of plagioclase abundance, and are typical of oceanic crust material (Taylor and McLennan, 1985). La_N/Yb_N ratio indicates Light Rare Earth Elements (LREE) enrichment.

All rivers in the Rhône catchment area have significant or slightly negative Eu anomaly (Fig. 6). Samples from the Rhône River show greater Eu depletion than the samples from the other rivers investigated, and Eu/Eu* values are ranging from 0.32 to 0.69. The Ardèche and Gard Rivers in the FMC have the highest Eu/Eu* values (0.88 and 0.82 respectively), reflecting the contribution of basaltic rocks. The Saône River as well as FMC Rivers show the greatest LREE enrichment, which is related to the presence of granites in their respective catchment areas. RL and PL plot in between sedimentary rocks (limestones, marls, shales) and granites and gneiss. Loess samples are slightly depleted in LREE compared to UCC and PAAS. In the plot, the fine fraction (< 32 µm) of RL shows strong homogeneity with respect to LREE whereas the coarse fraction (32–100 µm) is more scattered. The geochemical signature of Alpine Rivers (Aigues, Drôme, Durance, Isère, Ouvèze) encompasses almost all loess samples. The relatively higher Eu/Eu* values of PL samples suggest that their sources may include plagioclase-rich mafic or ultramafic rocks (e.g., ophiolite complex).

4.3. Geochemistry of European loess

The biplot derived from the multivariate analysis of loess samples alone explains 59.52% of the total variance (Fig. 7). The observed poles

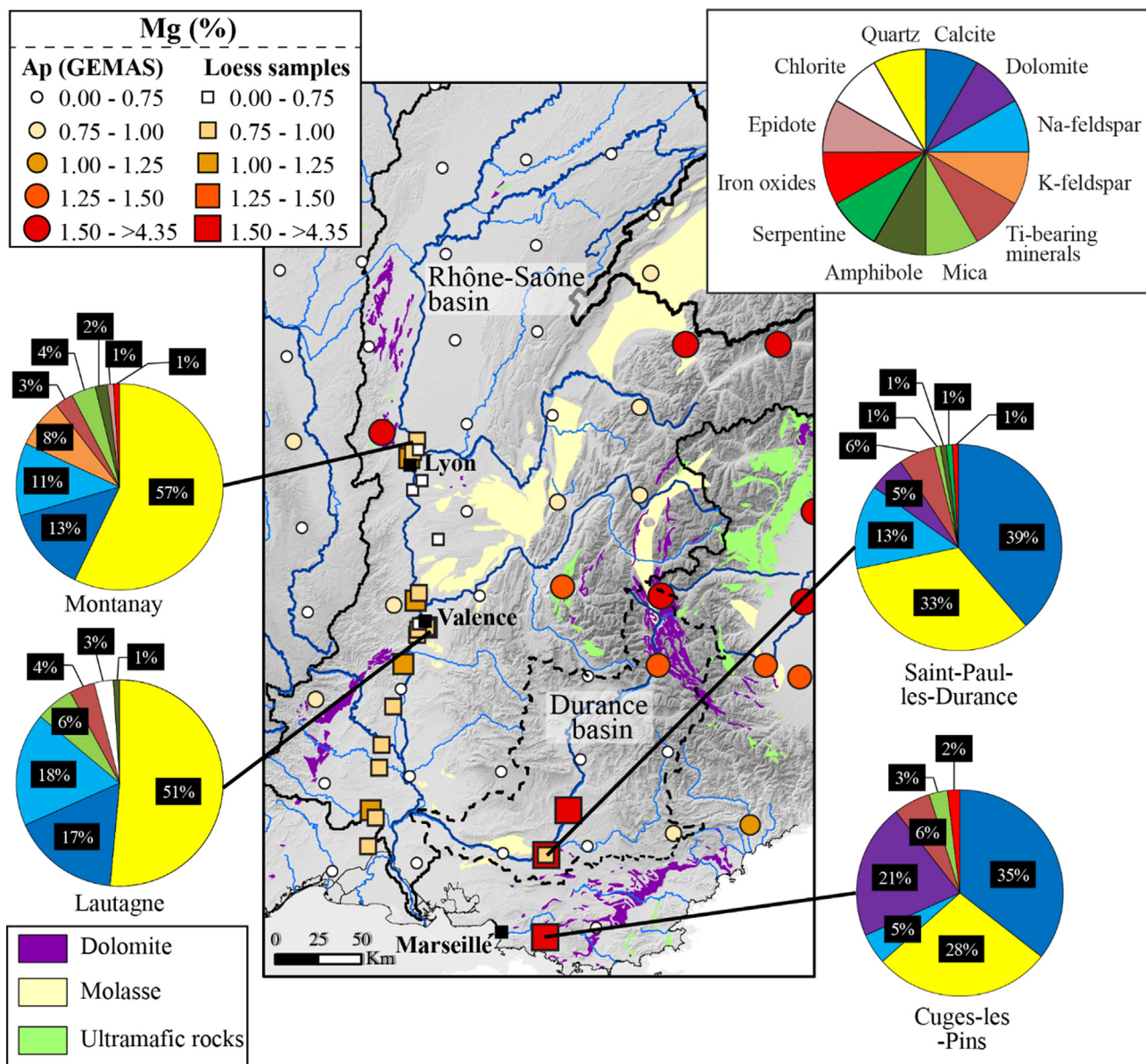


Fig. 3. Map of Mg content (expressed as a percentage) in loess samples and the ploughed soil layer, i.e., Ap horizon from GEMAS database (Reimann et al., 2014). Mineral assemblages and concentrations of the reference samples were analysed by Raman spectroscopy. The geological data were taken from the 1:1,000,000 harmonized geological map of Europe (INSPIRE) (Laxton et al. 2010) and the 1:5,000,000 International Geological Map of Europe (IGME) (Asch, 2003).

are as follow: (i) the pole of Ca-rich minerals (calcite, dolomite, anorthite) also bearing Mg and Sr; (ii) the pole of resistant minerals (e.g., quartz, zircon, Ti oxides) including immobile elements such as Ti, Nb, Zr, Y, Al, Si; (iii) the pole of Fe oxides with other siderophile elements (Cu, Ni, V, Zn); (iv) the group including Na-bearing minerals (albite), and (v) K-bearing minerals (K-feldspars, phyllosilicates) represented by K, Rb and Ba. The UCC average chemical composition plots near the barycentre of the biplot.

The horizontal axis (Axis 1; Fig. 7) is mainly determined by the carbonate content and accounts for 37.96% of the total variance. This axis opposes Ca-rich European loess to African dust (except for samples from western Morocco) and to decalcified loess from Aquitaine and northern France, which are close to the pole of resistant minerals (Fig. 7). Low Ca contents may be inherited from rocks outcropping in river catchment areas or may reflect syn- or post-sedimentary decalcification, or intense sediment recycling. Within calcareous loess, regional groups can be identified. Loess located in the Alpine forelands (Provence, Rhône, Rhine, Po, Carpathian, Moravia) are richer in CaO

than loess deposited near the Fenno-Scandinavian Ice Sheet (FIS) (Saxony/Poland). The latter plot closer to K-bearing minerals and the pole of resistant minerals, which reflects felsic Scandinavian shield sources. In contrast, the high Ni, Cu and Fe values found in Vojvodina/Balkans loess strongly suggest a contribution from sources with a mafic composition. For the Moravia, northern France and Belgium loess, the distinction is not as clear. They display an intermediate composition between peri-alpine loess and FIS-derived loess. Finally, the calcareous loess of the Rhône Valley are relatively homogeneous and their compositional field overlaps those of the Rhine and Moravia loess.

5. Discussion

5.1. Rhône loess: weathering and provenance

5.1.1. Weathering

Several elemental ratios are used to estimate the weathering intensity of loess. The CPA is particularly adapted to poorly weathered

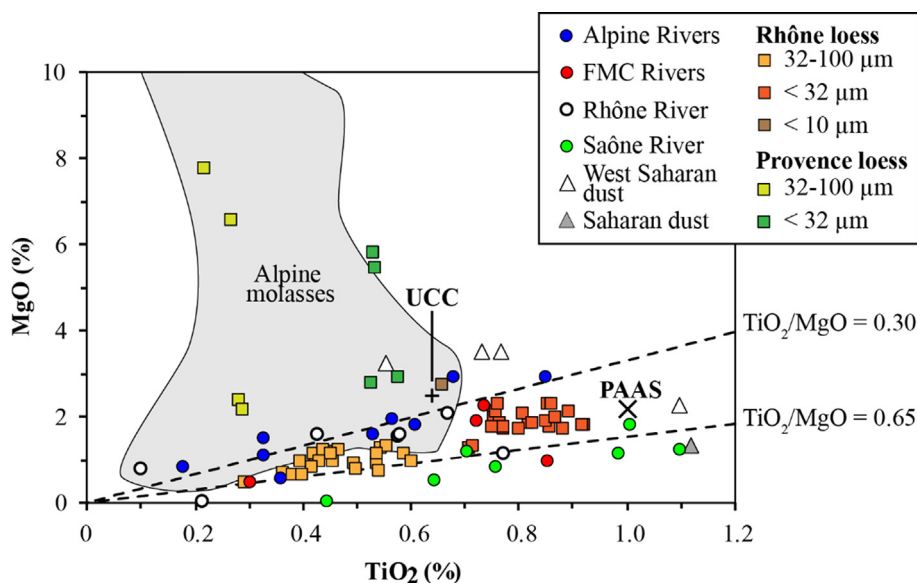


Fig. 4. MgO vs. TiO₂ plot of loess from the Rhône catchment area (Provence and Rhône) and from the potential source deposits. The UCC and PAAS values are from Rudnick and Gao (2003) and Condie (1993). Sources: sandstones from the Central Alps (“Alpine molasses”, n = 39) (von Eynatten, 2003); rivers from this study and “Floodplain sediment” in FOREGS database (Salminen et al., 2005); Saharan dusts (Castillo et al., 2008; Moreno et al., 2006).

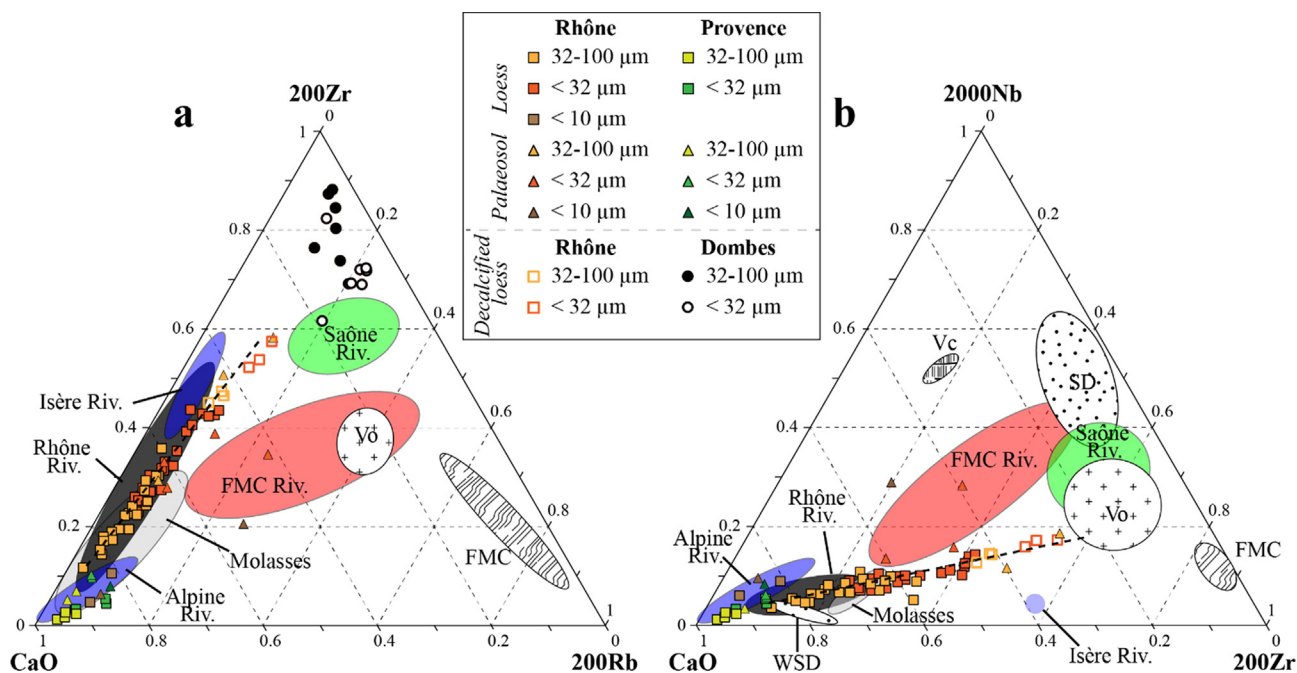


Fig. 5. CaO-Zr-Rb (a) and CaO-Nb-Zr (b) ternary plots for separate fractions of PL and RL (< 10, < 32 and 32–100 µm) and for potential alluvial sources from the Rhône-Saône catchment area in this study and FOREGS data from Salminen et al. (2005). Compositional field for potential source rocks are also shown: granite from the Vosges (Vo) (Alther et al., 2000); gneiss from the French Massif Central (FMC) (Couzinié et al., 2017); volcanic rocks (Vc) from the FMC (Sasco et al., 2017); sandstones from the Alps (von Eynatten, 2003); Saharan dusts from Tarfaya (WSD, Morocco) and other locations (SD) (Castillo et al., 2008; Moreno et al., 2006).

sediments (Buggle et al., 2011) since weathering first impacts plagioclases rather than K-feldspars (Nesbitt and Young, 1989). The mean CPA value for samples from RL is 86.8 (Fig. A3). This value is low compared to PAAS, i.e., 94 (Condie, 1993), but slightly higher than the UCC value, which is ~82.5 (Rudnick and Gao, 2003) (Fig. A3). PL have much higher CPA values, between 90.3 and 93.1, reflecting either more intense syn- or post-depositional chemical weathering of loess or intense weathering of sources (Fedó et al., 1995). Since the loess is rich in carbonates and do not display obvious dissolution features, the last hypothesis appears the most likely. The lithology of catchments in Provence, and especially of the Durance basin, includes abundant fine-grained and mature sedimentary rocks (shales, marls) that account for the high CPA values.

Beside the CPA, the K/Rb ratio is used to estimate the weathering

intensity of K-bearing minerals (Nesbitt et al., 1980; Wronkiewicz and Condie, 1990), since K is more mobile than Rb thanks to its smaller ionic radius. Indeed, larger Rb ions are preferentially retained over K on clay minerals. In the log-K vs. log-Rb diagram, RL and PL display a constant K/Rb ratio ($R^2 = 0.93$ for RL) with K and Rb concentrations slightly lower than mean UCC composition (Fig. 8). This result is typical of the first weathering stages described by Nesbitt et al. (1980). Only the Aquitaine loess, Dombes loess and decalcified loess from the Lyon area are significantly depleted in K, indicating an almost complete weathering of Al-silicates, particularly biotite into vermiculite (Nesbitt et al., 1980).

As a whole, RL and PL underwent weak to moderate weathering. In the context of the Last Glacial, this resulted from a combination of low precipitation and prevailing physical erosion processes (Újvári et al.,

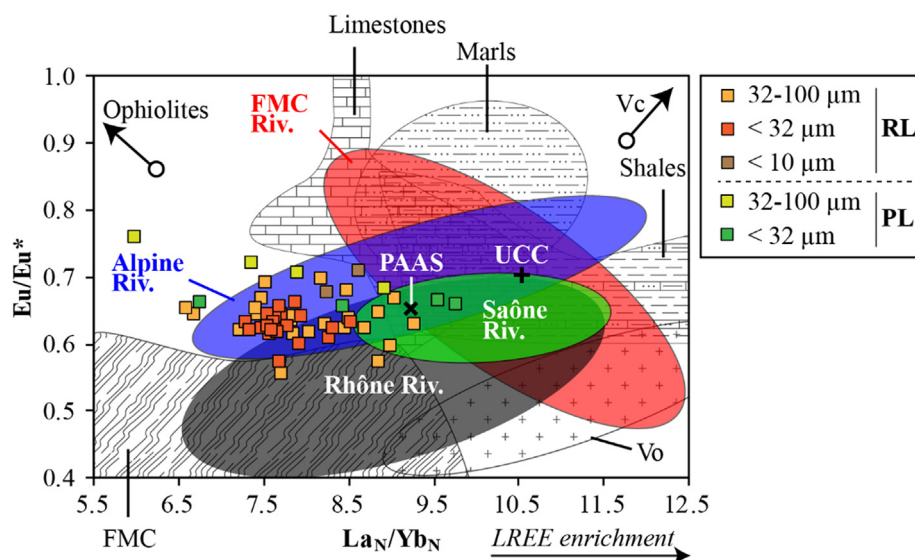


Fig. 6. Plot of La_N/Yb_N vs. Eu/Eu^* for coarse (32–100 μm), fine (< 32 μm) and ultrafine (< 10 μm) fractions of loess compared to the compositional range of alluvial deposits from Alpine Rivers (Drôme, Durance, Aigues, Isère, Ouvèze), French Massif Central Rivers (Ardèche, Cèze, Doux, Gard, Eyrieux), Rhône River and Saône River alluvial deposits from this study and FOREGS data from Salminen et al. (2005). The UCC and PAAS values are from Rudnick and Gao (2003) and Condie (1993) respectively. Bedrock data: Vosges (Vo) granitic rocks are from Altherr et al. (2000), FMC gneiss from Couzinié et al. (2017) and Steinmann and Stille (2008), limestones and marls from Bellanca et al. (1997), shales from Rantitsch et al. (2003), ophiolites from Manatschal et al. (2011) and FMC volcanic rocks (Vc) from Sasco et al. (2017).

2014). It implies a limited modification of the chemical composition and allows a direct comparison with potential sources.

5.1.2. Rhône loess: an alpine influence

The results on REEs and major and trace elements highlight a genetic relationship between loess and Ca-rich sediments from rivers draining the AIS (e.g., Durance, Drôme, Isère and Rhône). The relative richness in Si, Hf and Zr of RL indicates mineralogical sorting, especially of quartz and zircon. Zircon excess is often documented in European loess (Chauvel et al., 2014; Scheib et al., 2014; Taylor et al., 1983). It is assumed to result from the removal of poorly resistant minerals by glacial abrasion and subsequent transport in fluvial and aeolian systems (Buggle et al., 2008; Profe et al., 2016). Aeolian transport and sorting obviously play a major role, as shown by a relatively lower Ti/Zr ratio which reflect a systematic Zr enrichment of the loess compared to alluvium in the same catchment area (Fig. 9). Miocene molasses, whose geochemical composition is close to that of loess except for higher content in MgO (Figs. 4 and 5), may have acted as secondary dust sources. Since the deflation-related landforms in molasses (desert pavements, pans and yardangs) are located in the lower Rhône Valley (Bosq et al., 2018), their contribution was likely only local.

Loess homogeneity, stronger than that of alluvium, is interpreted as the result of dust mixing during aeolian transport (Gallet et al., 1998) and grain-size sorting (Fig. 2). The separate analysis of two fractions (< 32 μm and 32–100 μm) shows that their composition is relatively similar and suggests that the two main modes come from a single alluvial source. This resulted from the simultaneous capture by the riparian vegetation of sandy and silty particles in saltation and suspension from the riverbed (Bosq et al., 2018) as documented in some modern environments (Bullard and Austin, 2011; Lin et al., 2016). The distribution, geometry, grain-size gradients and geochemical composition all point to the Rhône River as the main contributing source. Ternary diagrams (Fig. 5) suggest, however, that finer inputs from the remote Saône basin further north may also have contributed to the Rhône loess.

5.1.3. Potential sources of Provence loess

Despite the low amount of studied samples ($n = 8$), the geochemical composition of PL does not overlap that of RL and shows (i) CaO enrichment, (ii) higher MgO content, and (iii) higher Eu/Eu^* ratio (from 0.66 to 0.76) (Fig. 6). High MgO values result from abundant dolomite (> 5%) and implies that (i) physical erosion prevailed over chemical weathering (Újvári et al., 2014), and (ii) transport was short since this

mineral has poor resistance to abrasion (Römer et al., 2016). The relatively high Eu anomaly possibly indicates a contribution of ultramafic rocks (ophiolite complex), even though Cr and Ni remains quite low in PL (Fig. 6). Limestones and marls have close values and can also explain the positive Eu anomaly (Fig. 6). Source tracing shows that dust came mainly from the alluvium of the Durance River. The PL can therefore be seen as an autonomous aeolian system located in the Durance catchment (Fig. 3). Surrounding reliefs probably acted as a topographical barrier and limited external dust inputs.

The sandy loess of Cuges-les-Pins, rich in dolomite (21%) (Fig. 3), which accumulated over a significant thickness (6–8 m) on the windward side of a closed depression, form another isolated aeolian system. Their coarse grain-size implies reduced transport in saltation or short-term suspension. The distribution of these sandy loess and their geochemical composition suggest that most of the sedimentary material may have come from alluvial fans derived from the dolomitic outcrops dominating the karstic depression or from lacustrine deposits that filled in the depression during humid episodes (Sivan et al., 2018).

5.1.4. Saharan dust in the Rhône Valley?

Geochemical analyses show that Sahel and Saharan dust are rich in immobile elements (Zr, Hf, Th, Nb, Ti) and are depleted in soluble elements (Na, K, Rb) (Bristow et al., 2010; Castillo et al., 2008; Moreno et al., 2006; Scheuven et al., 2013). In addition, they exhibit moderate iron oxides concentration. Multivariate analysis does not suggest any relationship with RL and PL (Fig. 7), whereas dust coming from the coastal sedimentary basins (Western Sahara, Morocco) has a geochemical composition closer to that of RL and PL. However, Moroccan dust is richer in Rb and Nb (Fig. 5) and depleted in HREE. Reconstructions of dust flux trajectories from Morocco through satellite images or through clay minerals (palygorskite) suggest significant fallouts in southern France (Bout-Roumazailles et al., 2007; Varga et al., 2013). The finest particles (~10 μm) of the red palaeosols interstratified within loess in southeast France could be, therefore, the result of dust fallouts from Western Sahara. However, the fingerprint of such inputs was not detected in the studied samples. New geochemical and mineralogical data on palaeosols and the finest fraction of loess are required to better evaluate the potential Saharan contribution.

5.2. Comparison with other European loess

The multivariate analysis of loess samples highlights significant differences between European regions, particularly with regard to the amount of carbonate and resistant mineral indicated by factor 1 (F1)

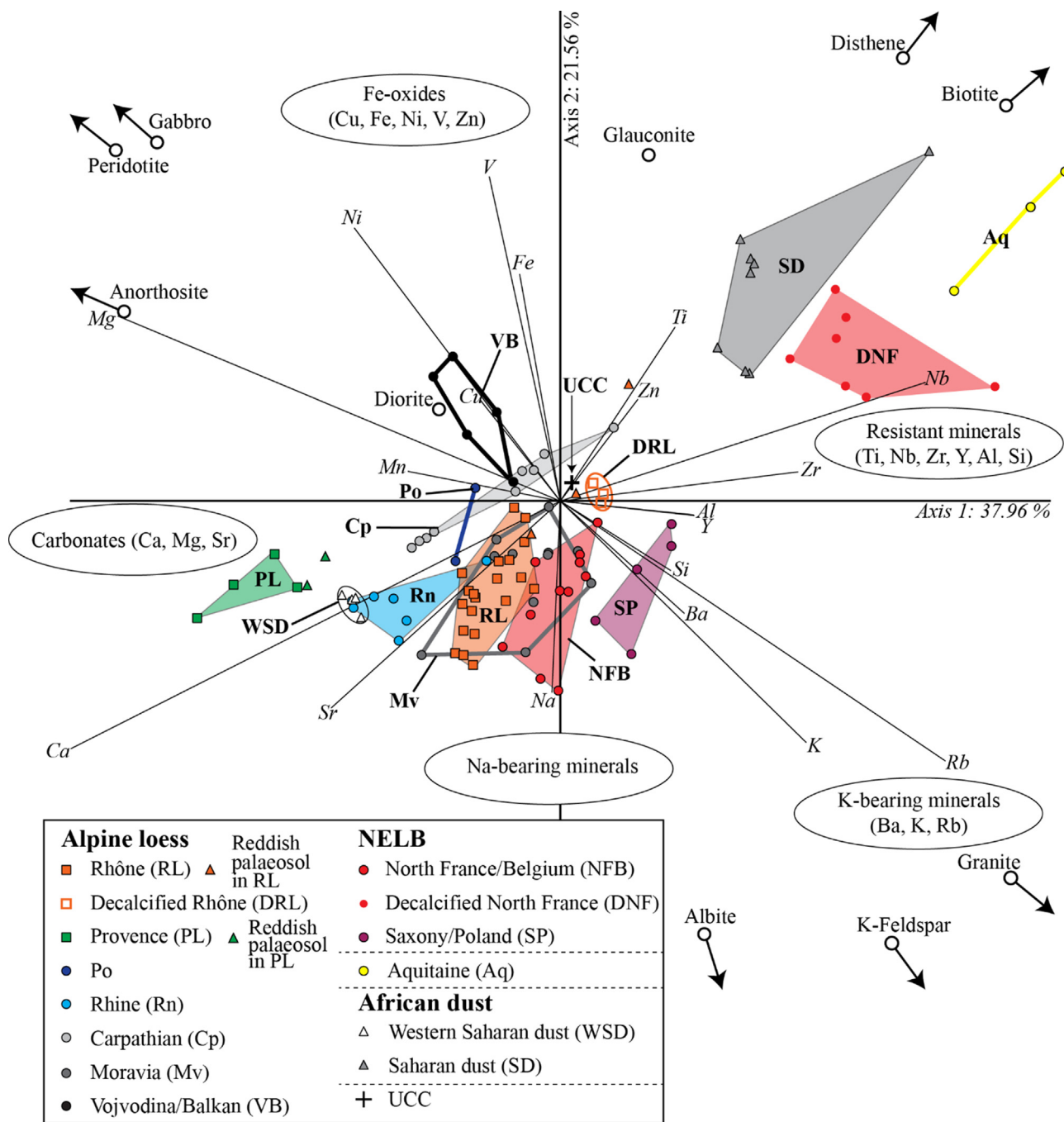


Fig. 7. Compositional biplot of major and trace elements of European loess samples (fraction < 100 μm). Data sources: Aquitaine loess (this study), Vojvodina/Balkan regions (Obrecht et al., 2016, 2015), Carpathian basin (Újvári et al., 2014, 2008), southern Moravia region (Adamová et al., 2002), Susak island in the Po Valley (Mikulčić Pavlaković et al., 2011), Rhine basin (this study; Taylor et al., 1983), North France/Belgium plateau (this study; Chauvel et al., 2014; Gallet et al., 1998), Saxony/Poland (this study) and African dust (Castillo et al., 2008; Moreno et al., 2006). Additional geochemical references (diomite DR-N, anorthosite AN-G, granite GH, microgabbro PM-S, albite AL-I, glauconite GL-O, K-feldspar FK-N, Disthene DT-N, Biotite Mica-Fe) are taken from CRPG-SARM (Nancy) published by Carignan et al. (2001) and Govindaraju (1995), while the average of 39 peridotite xenoliths samples from the French Massif Central is from Zangana et al. (1999). The UCC values are from Rudnick and Gao (2003).

values (Fig. 7). Fig. 10 shows that the highest F1 values are located along the Atlantic coast and in northern Europe along the FIS margin, whereas negative values are characteristics of the peri-alpine domain, the Mediterranean regions and Central Europe. The distribution is non-random and several physico-chemical processes can account for it.

5.2.1. Lithology of sediment sources

The high carbonate content of the loess deposited near Alpine Rivers (Rhône, Danube, Rhine and Po) is related to the predominance of

carbonate rocks (~32%) in the areas covered by the AIS during MIS 2 (Fig. 10). In contrast, the FIS extended over land composed of 31% felsic rocks, which mainly supplied K-containing minerals, quartz and zircon as observed in the loess of Poland and Saxony (Fig. 10). This suggests that the variability of the geochemical composition of European loess mostly reflects the lithology of the nearby glaciated areas. Many studies in cold environments show that current aeolian sedimentation is usually closely associated to fluvio-glacial systems (Arnalds et al., 2016; Bullard, 2013; Bullard and Mockford, 2018;

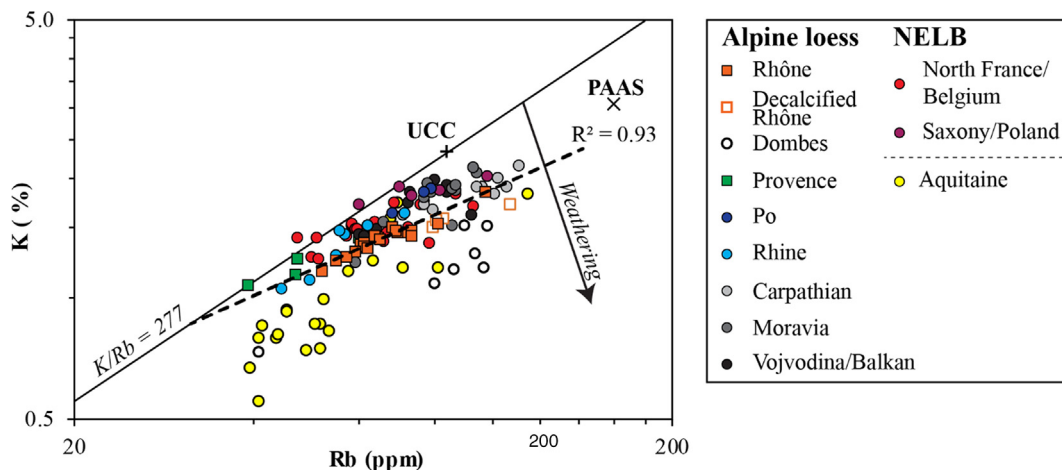


Fig. 8. Log K vs. log Rb plot for European loess deposits. The “K/Rb = 277” line represents the average UCC ratio. Weathering trends were calculated from data of the Toorong weathering profile (Nesbitt et al., 1980). Same data sources as in Fig. 7 with additional data for Aquitaine loess (Sitzia et al., 2017), Carpathian loess (Profe et al., 2018; Schatz et al., 2015), North France loess (Smykatz-Kloss, 2003).

Dijkmans and Törnqvist, 1991; Hugenholz and Wolfe, 2010). These studies highlighted the role of glacial abrasion and, to a lesser extent, of mechanical weathering due to freeze-thaw processes in the production of silt-sized particles, which are then carried towards alluvial plains by meltwater (von Eynatten et al., 2012; Wright, 2001). Unconsolidated fine-grained material is exposed on wide floodplains where it is subject to deflation (Smalley et al., 2009; Stevens et al., 2011; Wright, 2001). The coastal aeolian system of Aquitaine (SW France) is an exception. As shown by Sitzia et al. (2017), dust was provided mostly by the abrasion of coversands exposed to deflation on the emerged continental plateau.

Each loess region in Europe exhibits varying Eu anomalies, ranging from 0.52 to 0.70, which are inherited from source rocks (Fig. A3). High Eu/Eu* values for two subgroups of the Rhône and Danube basins (the Provence and Vojvodina/Balkans loess respectively) indicate a contribution of mafic sources (Muhs, 2018). For the latter subgroup, the influence of the ultramafic rocks outcropping in the Zapadna Morava River catchment is also highlighted by high Ni and Cr values (Obrecht et al., 2016).

Although sharing common geochemical and grain-size properties, the loess accumulated around the palaeo-Manche River (North France, Belgium) have substantial compositional differences with respect to the carbonate content and Eu/Eu* ratio values. Some authors already underlined such variability through mineralogical studies (Balescu, 1988; Juvigné, 1985, 1978; Lautridou et al., 1984; Leuret and Lautridou, 1991; Pirson et al., 2018). The main factor involved is a mixing between (i) dust rich in K-bearing minerals yielded by Scandinavian felsic rocks and (ii) more limited, carbonate-rich inputs from the Mesozoic sedimentary basins (Paris basin, North German basin). The latter are also rich in resistant minerals (Zr, Ti) (Fig. 9d) coming from the weathering products that mantle part of the Paris basin and the Cenozoic alluvial deposits derived from Hercynian ranges (FMC, Rhenish Shield). These particles probably underwent long fluvial transport before wind reworking. As a result, the composition of NELB samples varies according to the FIS proximity and the relative importance of more regional inputs.

5.2.2. Weathering intensity

Lautridou et al. (1984) noticed that the carbonate content of Last Glacial loess gradually increases from west to east in France and ranges from < 12% to 20%. Besides, Frechen et al. (2003) showed that mass accumulation rates (MARs) during MIS 2 increased in Europe according to a NW-SE gradient. For these authors, such gradients would be climate-induced and would reflect a moisture gradient between the Atlantic coast and the drier inner continent. However, the values of

factor F1 and the CPA do not highlight any clear difference between eastern and western loess but show a random distribution of values along the NELB (Figs. 10 and A3). In Europe, the CPA ranges between 86 and 93, except for Aquitaine loess and, to a lesser extent, English loess that have CPA values over 93 (Fig. A3). Therefore, chemical weathering and sedimentation rates cannot explain the variability in soluble elements (Na, Ca) found in loess at the continental scale.

The chemical variability of source material in each catchment, and especially the relative amount of sediments derived from felsic and mafic rocks, potentially controlled the CPA (Buggle et al., 2011). To test this hypothesis, the CPA was compared to the Sc/Th ratio, which are two immobile elements often used as indicators to distinguish felsic from mafic sources (Guo et al., 2018; Taylor and McLennan, 1985). The lack of correlation between CPA and Sc/Th (Fig. 11) clearly indicates that the nature of the sources have no impact on the CPA.

During fluvial transport, sorting occurs according to particle size, density and shape leading to significant modifications in sediment mineralogy and geochemistry (Garzanti et al., 2011, 2010). Aeolian transport most likely produces similar modifications. The Al₂O₃/SiO₂ ratio is sensitive to grain-size sorting since Si-rich tectosilicates (quartz, feldspars) are over-represented in the coarser fraction, whereas Al-rich phyllosilicates constitute a significant part of the finer fraction (Bouchez et al., 2012; Guo et al., 2018; Liang et al., 2013). To study the impact of grain-size sorting on CPA, this proxy was compared to the Al₂O₃/SiO₂ ratio. A positive correlation exists between CPA and Al₂O₃/SiO₂ for samples from the same loess region (Fig. 12). Na, mostly hosted by plagioclases (albite), is more abundant (low CPA) in the coarser fraction (low Al₂O₃/SiO₂) whereas it is depleted (high CPA) in the finer fraction. As a result, the CPA variability does not only reflect chemical weathering specific to each region but also grain-size and mineralogical sorting during fluvial and aeolian transport. As shown in Fig. 8, the amount of K-containing minerals does not vary much in the studied loess, which testifies to the weak chemical weathering in Europe during the Last Glacial.

During this period, the main rivers drained wide areas (especially the palaeo-Manche and Danube Rivers) extending from the high mountain ranges covered by glaciers to the lower plains. River sediments underwent repeated storage and remobilization phases in alluvial plains (Bouchez et al., 2012). As a result, the transfer time of sediments from source to sink was quite long, from several thousands to several hundred thousands of years (Granet et al., 2010, 2007). At such time scale, climate-warming periods during the Pleistocene probably had a major impact on chemical weathering. Despite this, weathering of alluvium-derived dust remained low to moderate and homogeneous at

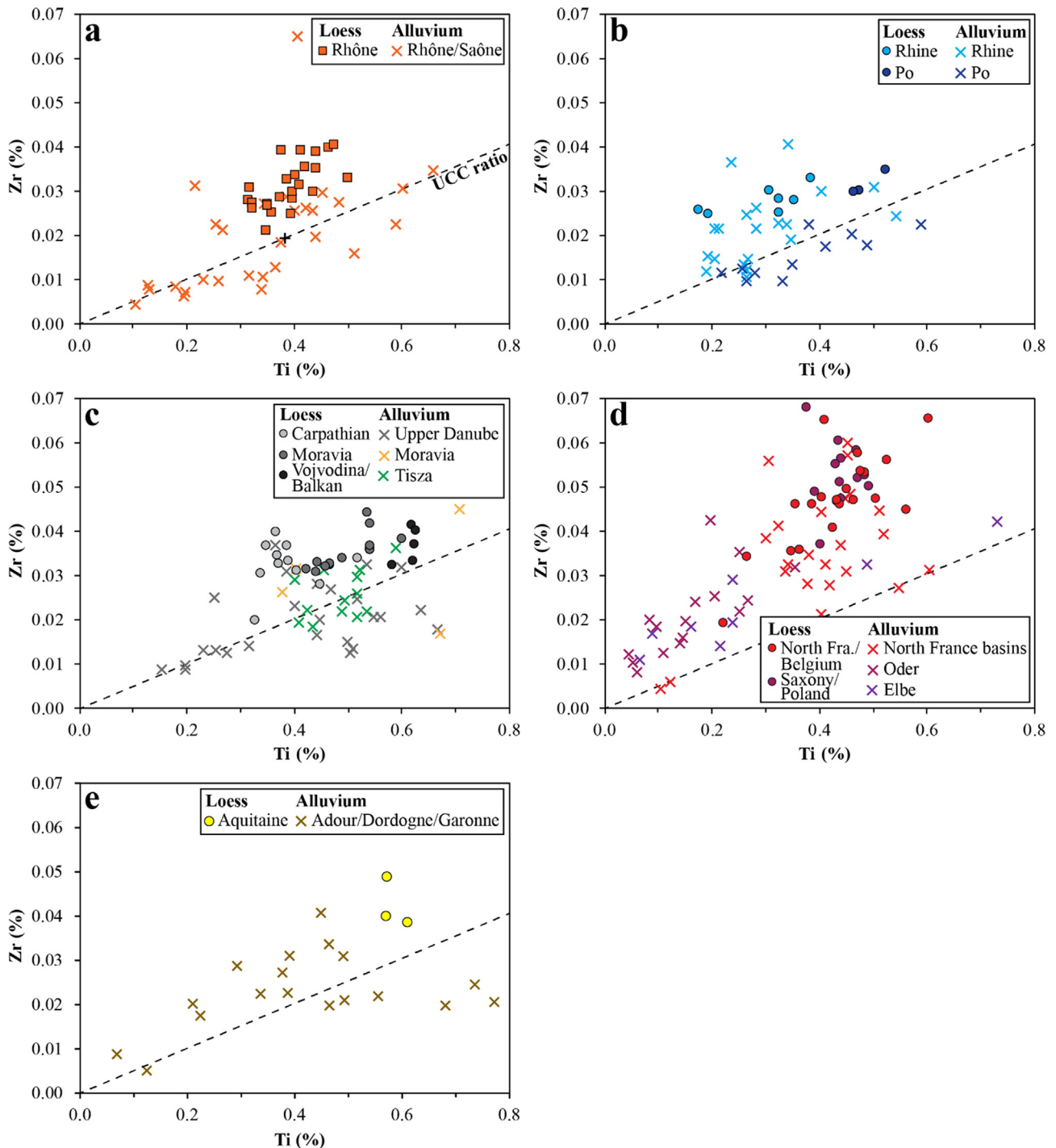


Fig. 9. Ti and Zr plot of European loess deposits from several regions (Rhône/Saône (a), Rhine/Po (b), Danube (c), North European plains (d) and Aquitaine (e)) and the compositional range of alluvial deposits from their respective catchments areas (FOREGS database, Salminen et al. (2005)). Same data sources as in Figs. 7 and 8 with additional data for Poland loess (Waroszewski et al., 2018).

the scale of each catchment, strongly suggesting that the lithology of sources was the main controlling factor. Therefore, the differences in the geochemical composition of loess are mainly related to the lithological and textural properties of source rocks, while the variability of the weathering proxies is largely controlled by grain-size sorting during transport. Low to moderate chemical weathering played a role in the slight decrease of K-bearing minerals in loess whereas the CaO content was dependent on factors such as: (i) the amount of carbonates in the sources (source effect), which is assumed to be dominant in the study area; (ii) syn-sedimentary climate-related weathering in some regions,

which was responsible for the depletion of alkaline and alkali-earth elements (Ca, Mg, Na and K) as well as for the enrichment in stable elements (Al, Ti) (Nesbitt et al., 1996, 1980; Nesbitt and Young, 1989); such weathering was favored in areas with low sedimentation rates (e.g., on the southern margin of the NELB in France); (iii) post-depositional chemical weathering of sediments older than the Last Glacial (e.g., Dombes loess) during one (or several) interglacial(s).

5.2.3. Sediment recycling

On the Na_2O/Al_2O_3 vs. K_2O/Al_2O_3 diagram proposed by Garrels and

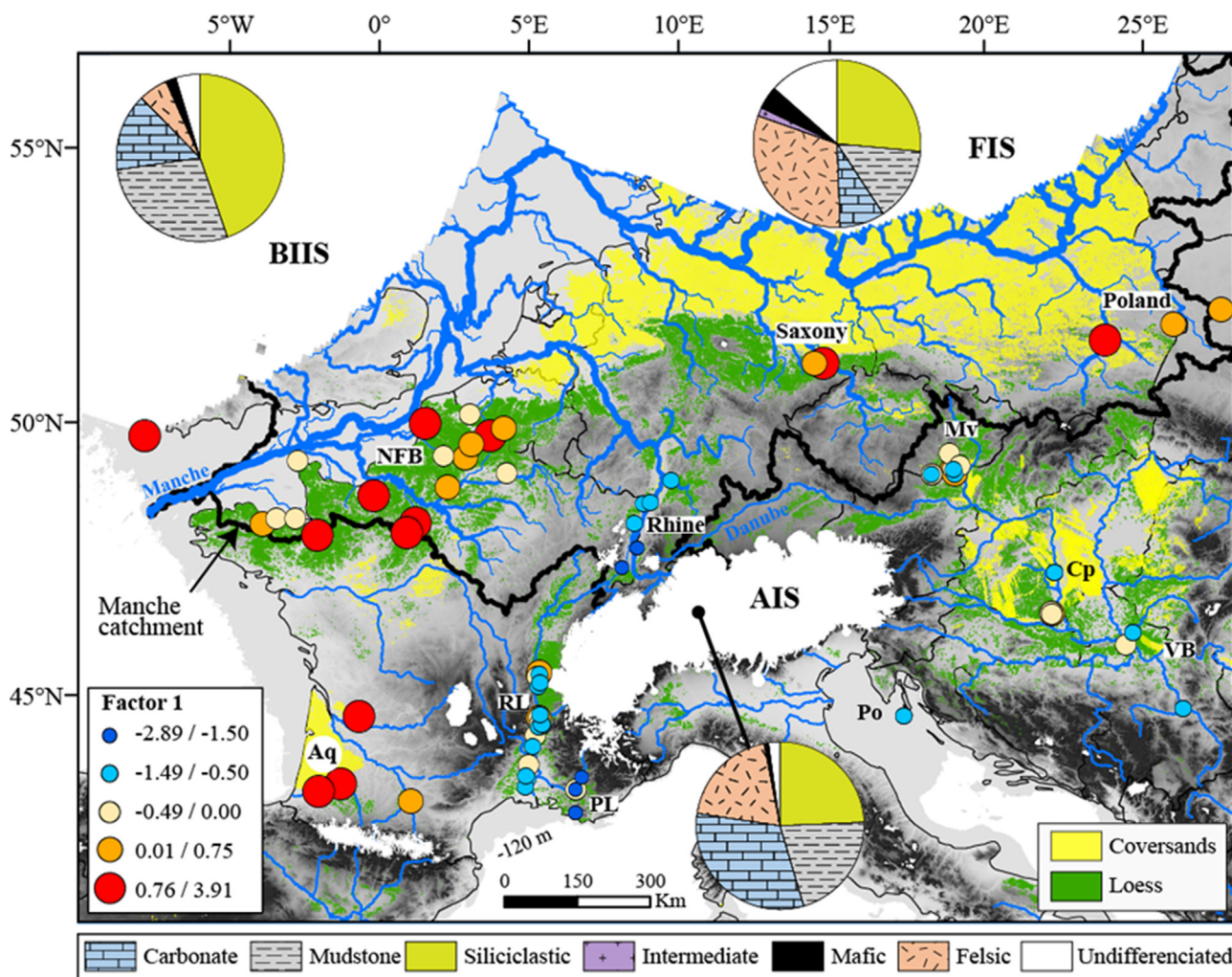


Fig. 10. Spatial distribution of F1 factor values of the European loess deposits (see Fig. 6). European aeolian deposits distribution from Bertran et al. (2016) with additional data from Bosq et al. (2018) and Lindner et al. (2017). Pie-charts refer to rock types covered by ice sheets. The geological data are as in Fig. 3. The palaeo-Fleuve Manche catchment during the LGM at 22.7 ka as well as the associated river network is from Patton et al. (2017). British-Irish Ice Sheet (BIIS), Fennoscandinavian Ice Sheet (FIS), Alpine Ice Sheet (AIS) and other LGM glaciers are from Ehlers and Gibbard (2004) and Patton et al. (2017).

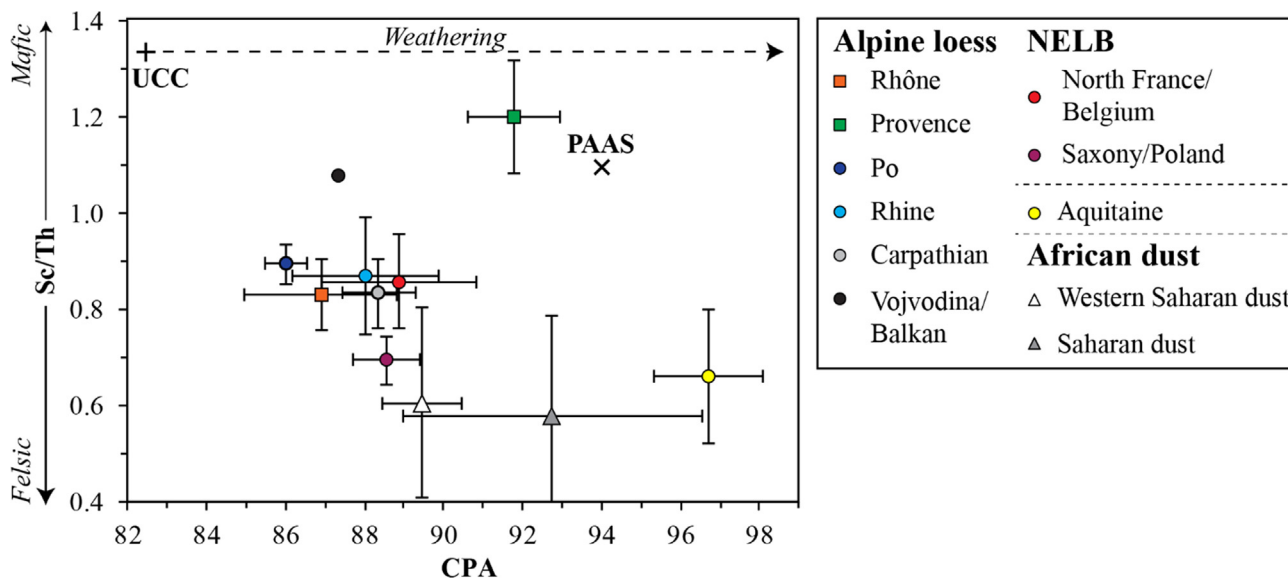


Fig. 11. Plot of CPA vs. Sc/Th ratio in loess deposits. Data are as in Fig. 7.

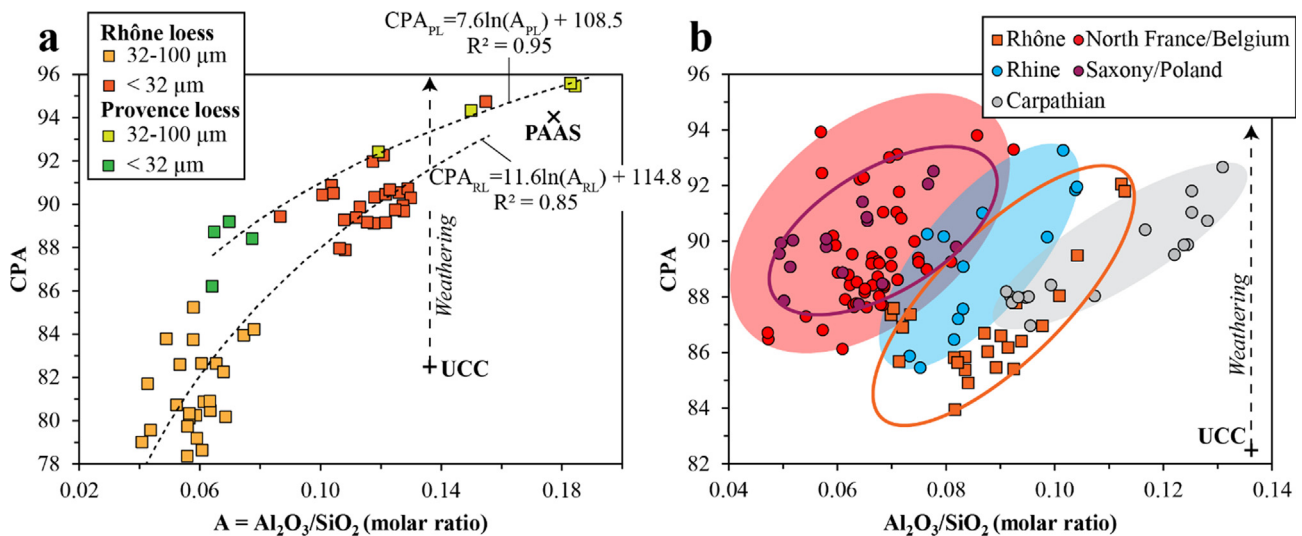


Fig. 12. Correlation between CPA and Al_2O_3/SiO_2 ratio in the loess samples from the study area (a) and Europe (b). Data sources: Carpathian loess (Böskén et al., 2017; Profe et al., 2018; Schatz et al., 2015; Újvári et al., 2014, 2008), North France/Belgium loess (this study, Chauvel et al., 2014; Gallet et al., 1998; Jamagne, 1973; Lautridou, 1985; Lautridou et al., 1984; Smykatz-Kloss, 2003), Rhine loess (this study, Kühn et al., 2013; Schatz et al., 2015; Taylor et al., 1983), Saxony/Poland loess (this study, Raczyk et al., 2015; Skurzyński et al., 2019, 2017; Waroszewski et al., 2018).

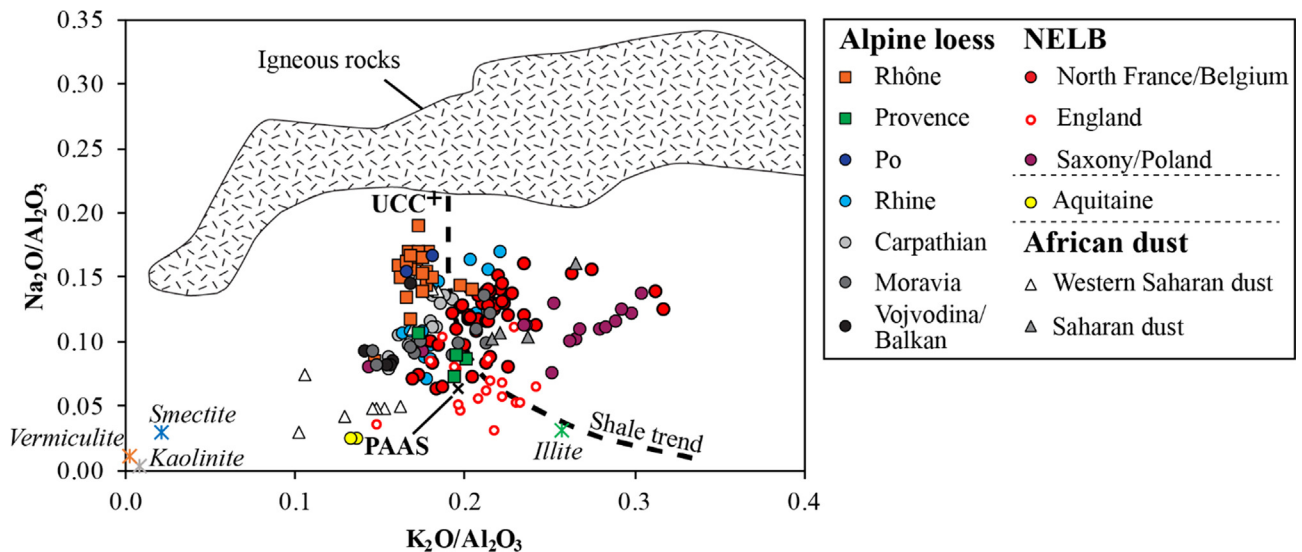


Fig. 13. Plot of Na_2O/Al_2O_3 vs. K_2O/Al_2O_3 ratios (Garrels and Mackenzie, 1971) comparing the European loess samples to igneous rocks and the shale compositional trend line. Data sources are as in Fig. 12, except for England loess (Parks and Rendell, 1992). The average composition of clay minerals is from Wilson (2013).

Mackenzie (1971), all European loess samples have Na_2O concentrations significantly lower than igneous rocks (and UCC) and plot in the field of sedimentary rocks (Fig. 13). Na_2O and K_2O do not vary much within each loess region (North France/Belgium, Provence, Rhône, Rhine, Saxony/Poland, England, Po, Balkans, Carpathians and Moravia) but show large scatter from one region to another. Loess form a swarm around the shale trend line attesting plagioclase depletion and progressive K-feldspars and illite enrichment (Fig. 13). Na loss (together with Ca) is moderate for loess whereas K remains almost constant. These observations are in agreement with Gallet et al. (1998). Ca-rich peri-alpine loess, and especially loess from the Rhône basin, have the smallest maturity. On the contrary, Aquitaine loess, Saharan dust and to a lesser extent, English loess, show major Na depletion (higher CPA) and K decrease, testifying to higher weathering rates (Fig. 13). Such specificities are mainly the result of the various origins of dust. Aquitaine loess dusts came from sand abrasion upon aeolian transport and only marginally from alluvial sources (Sitzia et al., 2017). Repeated mobilization of the same sand source by the wind during the

Pleistocene was responsible for a progressive enrichment in resistant minerals (Zr, Ti, Nb) (Fig. 9e). For English loess, Na and K anomalies do not result from recycling but most likely reflect phyllosilicate-rich sources (mudstones) that underwent glacial abrasion under the BIIS (Fig. 10).

Fluvio-aeolian recycling of silt-rich older sediments is considered by Frechen et al. (2003) as the main factor behind the extremely high loess sedimentation rates during MIS 2. In LGM fluvial systems, where riverbeds tend to widen rather than incise, lateral channel migration led to remobilization of former floodplain deposits and loess accreted alongside river banks. Such recycling is thought to have increased the amount of sediments available to deflation during successive glacial periods. Wind erosion surveys on Nebraskan loess (USA) also indicates that significant dust resuspension can occur in spite of its cohesion (Sweeney and Mason, 2013). In Europe, the LGM environments (low vegetation density, windy and dry climate) probably favored loess erosion. Recycling remains hard to estimate in this study, but is assumed not to have been a key factor. To better evaluate this factor, it

would be necessary to examine in details the geochemical evolution of loess in the same area over several glacials.

6. Conclusions

The geochemical approach developed throughout this study, based on the comparison between loess and their potential sources with respect to major, trace and rare earth elements, allows to clearly identify the sources and to better constrain the respective role of weathering. The main conclusions that can be drawn are as follow:

- (1) Rhône loess have a relatively homogeneous geochemical composition, suggesting similar sources. A genetic relationship is obvious between loess and Ca-rich river sediments from the Alpine Ice Sheet (AIS). Provence loess have distinctive properties (higher CPA values, Eu anomaly, and CaO and MgO content) pointing to sources richer in dolomite and to a contribution of mafic rocks (Alpine ophiolite complex).
- (2) As with other European loess, the weathering rate of loess is low in the Rhône basin. Variations in the weathering index are mostly related to the lithology of sources and to grain-size sorting during fluvial and aeolian particle transport. The lack of traceable weathering gradients in European loess highlights the minor role played by climate on the geochemical composition, at a time when mechanical erosion processes (glacial abrasion, freeze-thaw cycles) largely prevailed over chemical weathering.
- (3) The influence of recycling of older aeolian sources remains hard to assess. Still, such process is probably at the origin of the high loess enrichment in resistant minerals and quartz in some regions. This is especially the case for the loess resulting from coversand abrasion (Aquitaine).
- (4) Neither weathering nor sediment recycling are able to mask the geochemical signature of loess sources. Their composition is variable according to the region, reflecting the lithology of their respective catchment and particularly that of the areas affected by glacial abrasion. Greater loess homogeneity than alluvial sources resulted from particle mixing during transport in the atmosphere.
- (5) At the European scale, the RL and PL plot well within the perialpine loess group supplied by the carbonate-rich rivers draining the AIS (Rhône, Danube, Rhine, and Po). On the other hand, the NELB was mainly supplied by dust rich in K-bearing minerals coming from Scandinavian felsic rocks. Additional regional contributions of Ca-rich dust from the main sedimentary basins (Paris basin, North German basin) are also obvious in the western part of the NELB. Locally, contributions may have come from smaller glaciers (e.g., Carpathians).

The use of only trace elements or few isotopic markers would have not allowed to provide such conclusive results. This study highlights the heterogeneity of European loess, as sensed in previous studies (Gallet et al., 1998; Rousseau et al., 2014). As such and because of the enrichment in heavy minerals during aeolian transport, loess can hardly provide a good estimate of UCC elemental composition (albeit it may be the “least bad” among the continental archives, in particular for REEs estimation). It also shows that the mapping approach developed by Scheib et al. (2014) who used the distribution of Zr and Hf in soils, failed to identify many loess accumulation areas since strong Zr and Hf enrichment compared to average soil is mostly limited to NELB loess derived from the felsic Scandinavian sources.

CRedit authorship contribution statement

Mathieu Bosq: Conceptualization, Methodology, Writing - original draft, Writing - review & editing, Formal analysis, Investigation, Visualization. **Pascal Bertran:** Conceptualization, Writing - original draft, Writing - review & editing, Supervision, Project administration,

Funding acquisition. **Jean-Philippe Degeai:** Investigation, Writing - review & editing. **Alain Queffelec:** Methodology, Software, Formal analysis, Resources, Writing - review & editing. **Olivier Moine:** Resources, Investigation, Writing - review & editing.

Declaration of Competing Interest

The authors declare that they have no known competing financial interests or personal relationships that could have appeared to influence the work reported in this paper.

Acknowledgements

This research was conducted in the PACEA laboratory with the financial support of the LaScArBx (research program of the Agence Nationale de la Recherche ANR-10-LABX-52), involving the University of Bordeaux and the University of Bordeaux-Montaigne. Additional support was also provided by the Institut National de Recherches Archéologiques Préventives (Inrap). We thank all the colleagues who sent samples for geochemical analysis, i.e. P. Antoine, L. Deschodt, E. Morin, O. Franc, P. Wuscher, Q. Borderie, M. Liard, M. Rué, C. Gibert. We also thank P. Dugas for her precious help in sample preparation, M. Corbé for field assistance, A. Tellez-Arenas for providing us the digitalised INSPIRE (1: 1,000,000) geological map of Europe and H. Patton for the reconstruction of the catchment area of the LGM Fleuve Manche and associated river network. We acknowledge the archaeologists who conducted the excavations and survey of Garons Mitra V, Soyons and Saint-Péray, particularly M. Laroche, J.-M. Lurol, B. Gely, J.-M. Le Pape, F. Derym. A. Delaunay made corrections and revisions that significantly improve the English language. All the results and data used in this study are presented in this manuscript and [Supporting Information](#). We are grateful to G. Újvári and an anonymous reviewer for their constructive comments and suggestions.

Appendix A. Supplementary data

Supplementary data to this article can be found online at <https://doi.org/10.1016/j.aeolia.2019.100561>.

References

- Adamová, M., Havlíček, P., Šibrava, V., 2002. Mineralogy and geochemistry of loesses in southern Moravia. *Bull. Czech Geol. Survey* 77, 29–41.
- Aitchison, J., Greenacre, M., 2002. Biplots of compositional data. *J. R. Stat. Soc.: Ser. C (Appl. Stat.)* 51, 375–392. <https://doi.org/10.1111/1467-9876.00275>.
- Alimen, H., 1965. Pétrographie des limons de Provence. *Bulletin de l'Association Française pour l'Etude du Quaternaire* 2, 35–65.
- Altherr, R., Holl, A., Hegner, E., Langer, C., Kreuzer, H., 2000. High-potassium, calc-alkaline I-type plutonism in the European Variscides: northern Vosges (France) and northern Schwarzwald (Germany). *Lithos* 50, 51–73. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(99\)00052-3](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(99)00052-3).
- Andreucci, S., Bateman, M.D., Zucca, C., Kapur, S., Akşit, I., Dunajko, A., Pascucci, V., 2012. Evidence of Saharan dust in upper Pleistocene reworked palaeosols of North-west Sardinia, Italy: palaeoenvironmental implications: MIS 5 Saharan dust along the West Mediterranean basin. *Sedimentology* 59, 917–938. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2011.01285.x>.
- Andrieux, E., Bertran, P., Saito, K., 2016. Spatial analysis of the French Pleistocene permafrost by a GIS database. *Permafrost Periglac. Process.* 27, 17–30.
- Antoine, P., Rousseau, D.-D., Degeai, J.-P., Moine, O., Lagroix, F., Kreutzer, S., Fuchs, M., Hatté, C., Gauthier, C., Svoboda, J., Lisá, L., 2013. High-resolution record of the environmental response to climatic variations during the Last Interglacial-Glacial cycle in Central Europe: the loess-palaeosol sequence of Dolní Věstonice (Czech Republic). *Quat. Sci. Rev.* 67, 17–38. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2013.01.014>.
- Antoine, P., Rousseau, D.-D., Moine, O., Kunesch, S., Hatté, C., Lang, A., Tissoux, H., Zöller, L., 2009. Rapid and cyclic aeolian deposition during the Last Glacial in European loess: a high-resolution record from Nussloch, Germany. *Quat. Sci. Rev.* 28, 2955–2973. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2009.08.001>.
- Arnalds, O., Dagsson-Waldhauserova, P., Olafsson, H., 2016. The Icelandic volcanic aeolian environment: processes and impacts – a review. *Aeolian Res.* 20, 176–195. <https://doi.org/10.1016/j.aeolia.2016.01.004>.
- Asch, K., 2003. The 1:5 Million International Geological Map of Europe and Adjacent Areas: Development and Implementation of a GIS-enabled Concept. *Geologisches*

- Jahrbuch, Hannover, Germany.
- Balescu, S., 1988. Apports de la thermoluminescence à la stratigraphie et à la sédimentologie des loess du Nord-Ouest de l'Europe (Ph.D. Thesis). Université de Bruxelles 1, Belgium.
- Bellanca, A., Masetti, D., Neri, R., 1997. Rare earth elements in limestone/marlstone couplets from the Albian-Cenomanian Cismon section (Venetian region, northern Italy): assessing REE sensitivity to environmental changes. *Chem. Geol.* 141, 141–152. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(97\)00058-2](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(97)00058-2).
- Bertran, P., Liard, M., Sitzia, L., Tissoux, H., 2016. A map of Pleistocene aeolian deposits in Western Europe, with special emphasis on France. *J. Quat. Sci.* 31, e2909. <https://doi.org/10.1002/jqs.2909>.
- Billard, A., Derbyshire, E., 1985. Pleistocene stratigraphy and morphogenesis of La Dombes an alternative hypothesis. *Bulletin de l'Association Française pour l'Etude du Quaternaire* 22, 85–96. <https://doi.org/10.3406/quate.1985.1532>.
- Boixadera, J., Poch, R.M., Lowick, S.E., Balasch, J.C., 2015. Loess and soils in the eastern Ebro Basin. *Quat. Int.* 376, 114–133. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2014.07.046>.
- Bösken, J., Obrecht, I., Zeeden, C., Klaseen, N., Hambach, U., Sümegei, P., Lehmkühl, F., 2017. High-resolution paleoclimatic proxy data from the MIS3/2 transition recorded in northeastern Hungarian loess. *Quat. Int.* 52, 95–107. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2017.12.008>.
- Bosq, M., Bertran, P., Degeai, J.-P., Kreutzer, S., Queffelec, A., Moine, O., Morin, E., 2018. Last Glacial aeolian landforms and deposits in the Rhône Valley (SE France): spatial distribution and grain-size characterization. *Geomorphology* 318, 250–269. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2018.06.010>.
- Bouchez, J., Gaillardet, J., Lupker, M., Louvat, P., France-Lanord, C., Maurice, L., Armijos, E., Moquet, J.-S., 2012. Floodplains of large rivers: weathering reactors or simple silos? *Chem. Geol.* 332–333, 166–184. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2012.09.032>.
- Bout-Roumaizilles, V., Combourieu Nebout, N., Peyron, O., Cortijo, E., Landais, A., Masson-Delmotte, V., 2007. Connection between South Mediterranean climate and North African atmospheric circulation during the last 50,000yrBP North Atlantic cold events. *Quat. Sci. Rev.* 26, 3197–3215. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2007.07.015>.
- Bristow, C.S., Hudson-Edwards, K.A., Chappell, A., 2010. Fertilizing the Amazon and equatorial Atlantic with West African dust. *Geophys. Res. Lett.* 37. <https://doi.org/10.1029/2010GL043486>.
- Buggle, B., Glaser, B., Hambach, U., Gerasimenko, N., Marković, S., 2011. An evaluation of geochemical weathering indices in loess-paleosol studies. *Quat. Int.* 240, 12–21. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2010.07.019>.
- Buggle, B., Glaser, B., Zöller, L., Hambach, U., Marković, S., Glaser, I., Gerasimenko, N., 2008. Geochemical characterization and origin of Southeastern and Eastern European loesses (Serbia, Romania, Ukraine). *Quat. Sci. Rev.* 27, 1058–1075. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2008.01.018>.
- Bullard, J.E., 2013. Contemporary glacial inputs to the dust cycle. *Earth Surf. Proc. Land.* 38, 71–89. <https://doi.org/10.1002/esp.3315>.
- Bullard, J.E., Austin, M.J., 2011. Dust generation on a proglacial floodplain, West Greenland. *Aeolian Res.* 3, 43–54. <https://doi.org/10.1016/j.aeolia.2011.01.002>.
- Bullard, J.E., Mockford, T., 2018. Seasonal and decadal variability of dust observations in the Kangerlussuaq area, west Greenland. *Arct. Antarct. Alp. Res.* 50, S100011. <https://doi.org/10.1080/15230430.2017.1415854>.
- Buonocristiani, J.-F., Campy, M., 2011. Quaternary glaciations in the French Alps and Jura. In: Ehlers, J., Gibbard, P.L., Hughes, P.D. (Eds.), *Quaternary Glaciations – Extent and Chronology: A Closer Look*, Developments in Quaternary Science. Elsevier, Amsterdam, pp. 117–126. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53447-7.00010-6>.
- Calvo, F.R., Sánchez, J., Acosta, A., Wolf, D., Faust, D., 2016. Granulometrical, mineralogical and geochemical characterization of loess deposits in the Tajo Basin. *Quat. Int.* 407, 14–28.
- Carignan, J., Hild, P., Mevelle, G., Morel, J., Yeghicheyan, D., 2001. Routine analyses of trace elements in geological samples using flow injection and low pressure on-line liquid chromatography coupled to ICP-MS: a study of geochemical reference materials BR, DR-N, UB-N, AN-G and GH. *Geostand. Newslett.* 25, 187–198. <https://doi.org/10.1111/j.1751-908X.2001.tb00595.x>.
- Castillo, S., Moreno, T., Querol, X., Alastuey, A., Cuevas, E., Herrmann, L., Mounkaila, M., Gibbons, W., 2008. Trace element variation in size-fractionated African desert dusts. *J. Arid Environ.* 72, 1034–1045. <https://doi.org/10.1016/j.jaridenv.2007.12.007>.
- Chauvel, C., Garçon, M., Bureau, S., Besnault, A., Jahn, B., Ding, Z., 2014. Constraints from loess on the Hf-Nd isotopic composition of the upper continental crust. *Earth Planet. Sci. Lett.* 388, 48–58. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2013.11.045>.
- Comas, M., Thió-Henestrosa, S., 2011. CoDaPack 2.0: a stand-alone, multi-platform compositional software. In: Presented at the Proceedings of the 4th International Workshop on Compositional Data Analysis, pp. 10.
- Condie, K.C., 1993. Chemical composition and evolution of the upper continental crust: contrasting results from surface samples and shales. *Chem. Geol.* 104, 1–37. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(93\)90140-E](https://doi.org/10.1016/0009-2541(93)90140-E).
- Courtin-Nomade, A., Rakotoarisoa, O., Bril, H., Grybos, M., Forestier, L., Foucher, F., Kunz, M., 2012. Weathering of Sb-rich mining and smelting residues: insight in solid speciation and soil bacteria toxicity. *Geochim. Antimony* 72, 29–39. <https://doi.org/10.1016/j.chemer.2012.02.004>.
- Couziñié, S., Laurent, O., Pujol, M., Mintrone, M., Chelle-Michou, C., Moyen, J.-F., Bouilhol, P., Vezinet, A., Marko, L., 2017. Cadomian S-type granites as basement rocks of the Variscan belt (Massif Central, France): implications for the crustal evolution of the north Gondwana margin. *Lithos* 286–287, 16–34. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2017.06.001>.
- Cullers, R.L., 2000. The geochemistry of shales, siltstones and sandstones of Pennsylvanian-Permian age, Colorado, USA: implications for provenance and metamorphic studies. *Lithos* 51, 181–203. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(99\)00063-8](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(99)00063-8).
- Dèzes, P., Schmid, S.M., Ziegler, P.A., 2004. Evolution of the European Cenozoic Rift System: interaction of the Alpine and Pyrenean orogens with their foreland lithosphere. *Tectonophysics* 389, 1–33. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2004.06.011>.
- Dijkman, J.W., Törnqvist, T.E., 1991. Modern periglacial eolian deposits and landforms in the Søndre Strømfjord area, West Greenland and their palaeoenvironmental implications. *Meddelelser om Grønland. Geoscience* 25, 3–39.
- Dubar, M., 1979. I.-Les caractères sédimentologiques des terrasses fluviales et leur couverture limoneuse en Moyenne Durance. *Bulletin de l'Association Française pour l'Etude du Quaternaire* 16, 109–120.
- Ehlers, J., Gibbard, P.L., 2004. *Quaternary Glaciations – Extent and Chronology: Part I: Europe*. Elsevier, Amsterdam.
- Eyrolle, F., Radakovitch, O., Raimbault, P., Charmasson, S., Antonelli, C., Ferrand, E., Aubert, D., Raccasi, G., Jacquet, S., Gurriaran, R., 2012. Consequences of hydrological events on the delivery of suspended sediment and associated radionuclides from the Rhône River to the Mediterranean Sea. *J. Soils Sediments* 12, 1479–1495. <https://doi.org/10.1007/s11368-012-0575-0>.
- Fedo, C.M., Nesbitt, H.W., Young, G.M., 1995. Unraveling the effects of potassium metasomatism in sedimentary rocks and paleosols, with implications for paleo-weathering conditions and provenance. *Geology* 23, 921–924. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1995\)023<0921:UTEOPM>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1995)023<0921:UTEOPM>2.3.CO;2).
- Frechen, M., Oches, E.A., Kohfeld, K.E., 2003. Loess in Europe—mass accumulation rates during the Last Glacial Period. *Quat. Sci. Rev.* 22, 1835–1857. [https://doi.org/10.1016/S0277-3791\(03\)00183-5](https://doi.org/10.1016/S0277-3791(03)00183-5).
- Gallet, S., Jahn, B., Van Vliet-Lanoë, B., Dia, A., Rossello, E., 1998. Loess geochemistry and its implications for particle origin and composition of the upper continental crust. *Earth Planet. Sci. Lett.* 156, 157–172. [https://doi.org/10.1016/S0012-821X\(97\)00218-5](https://doi.org/10.1016/S0012-821X(97)00218-5).
- Garrels, R.M., Mackenzie, F.T., 1971. *Evolution of Sedimentary Rocks*. W.W. Norton & Company Inc, New York.
- Garzanti, E., Andò, S., France-Lanord, C., Censi, P., Vignola, P., Galy, V., Lupker, M., 2011. Mineralogical and chemical variability of fluvial sediments 2. Suspended-load silt (Ganga–Brahmaputra, Bangladesh). *Earth Planet. Sci. Lett.* 302, 107–120. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.11.043>.
- Garzanti, E., Andò, S., France-Lanord, C., Vezzoli, G., Censi, P., Galy, V., Najman, Y., 2010. Mineralogical and chemical variability of fluvial sediments: 1. Bedload sand (Ganga–Brahmaputra, Bangladesh). *Earth Planet. Sci. Lett.* 299, 368–381. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2010.09.017>.
- Goudie, A.S., 2013. *Arid and Semi-Arid Geomorphology*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Govindaraju, K., 1995. 1995 working values with confidence limits for twenty-six CRPG, ANRT and IWG-GIT geostandards. *Geostand. Newslett.* 19, 1–32.
- Granel, M., Chabaux, F., Stille, P., Dosseto, A., France-Lanord, C., Blaes, E., 2010. U-series disequilibrium in suspended river sediments and implication for sediment transfer time in alluvial plains: the case of the Himalayan rivers. *Geochim. Cosmochim. Acta* 74, 2851–2865. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2010.02.016>.
- Granel, M., Chabaux, F., Stille, P., France-Lanord, C., Pelt, E., 2007. Time-scales of sedimentary transfer and weathering processes from U-series nuclides: clues from the Himalayan rivers. *Earth Planet. Sci. Lett.* 261, 389–406. <https://doi.org/10.1016/j.epsl.2007.07.012>.
- Guo, Y., Yang, S., Su, N., Li, C., Yin, P., Wang, Z., 2018. Revisiting the effects of hydrodynamic sorting and sedimentary recycling on chemical weathering indices. *Geochim. Cosmochim. Acta* 227, 48–63. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2018.02.015>.
- Harnois, L., 1988. The CIW index: a new chemical index of weathering. *Sed. Geol.* 55, 319–322. [https://doi.org/10.1016/0037-0738\(88\)90137-6](https://doi.org/10.1016/0037-0738(88)90137-6).
- Heier, K.S., Billings, G.K., 1970. *Rubidium*. In: Wedepohl, K.H. (Ed.), *Handbook of Geochemistry*. Springer, Berlin, pp. 37B1–37N1.
- Hughenoltz, C.H., Wolfe, S.A., 2010. Rates and environmental controls of aeolian dust accumulation, Athabasca River Valley, Canadian Rocky Mountains. *Geomorphology* 121, 274–282. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2010.04.024>.
- Jacq, V., Albert, P., Delorme, R., 2005. Le mistral, en 1925 et aujourd'hui: Le mistral-Quelques aspects des connaissances actuelles. *La Météorologie* 30–38.
- Jamagne, M., 1973. *Contribution à l'étude pédogénétique des formations loessiques du Nord de la France* (Ph.D. Thesis). Université de Liège, Belgium.
- Joly, D., Brossard, T., Cardot, H., Cavailles, J., Hilal, M., Wavresky, P., 2010. Les types de climats en France, une construction spatiale. *Cybergeo* 501. <https://doi.org/10.4000/cybergeo.23155>.
- Juvigné, E., 1985. The use of heavy mineral suites for loess stratigraphy. *Geol. Mijnbouw* 64, 333–336.
- Juvigné, E., 1978. Les minéraux denses transparents des loess de Belgique. *Z. Geomorphol. NF* 22, 68–88.
- Kühn, P., Techmer, A., Weidenfeller, M., 2013. Lower to middle Weichselian pedogenesis and palaeoclimate in Central Europe using combined micromorphology and geochemistry: the loess-paleosol sequence of Alshelm (Mainz Basin, Germany). *Quat. Sci. Rev.* 75, 43–58.
- Kukla, G.J., 1977. Pleistocene land-sea correlations I Europe. *Earth Sci. Rev.* 13, 307–374.
- Lafuente, B., Downs, R.T., Yang, H., Stone, N., 2016. The power of databases: the RRUFF project. In: Armbruster, T., Danisi, R.M. (Eds.), *Highlights in Mineralogical Crystallography*. Walter de Gruyter GmbH, Berlin, pp. 1–29.
- Lautridou, J.P., 1985. *Le cycle périglaciaire pléistocène en Europe du Nord-Ouest* (Ph.D. Thesis). University of Caen, France.
- Lautridou, J.P., Somme, J., Jamagne, M., 1984. Sedimentological, mineralogical and geochemical characteristics of the loesses of North-West France. In: Pécsi, M. (Ed.), *Lithology and Stratigraphy of Loess and Paleosols*. Geographical Research Institute of the Hungarian Academy of Sciences, Budapest, pp. 121–132.

- Laxton, J., Serrano, J.-J., Tellez-Arenas, A., 2010. Geological applications using geospatial standards – an example from OneGeology-Europe and GeoSciML. *Int. J. Digital Earth* 3, 31–49. <https://doi.org/10.1080/17538941003636909>.
- Lebreit, P., Lauthridou, J.-P., 1991. The loess of West Europe. *GeoJournal* 24, 151–156. <https://doi.org/10.1007/BF00186010>.
- Lehner, B., Grill, G., 2013. Global river hydrography and network routing: baseline data and new approaches to study the world's large river systems. *Hydrol. Process.* 27, 2171–2186. <https://doi.org/10.1002/hyp.9740>.
- Liang, L., Sun, Y., Beets, C.J., Prins, M.A., Wu, F., Vandenbergh, J., 2013. Impacts of grain size sorting and chemical weathering on the geochemistry of Jingyuan loess in the northwestern Chinese Loess Plateau. *J. Asian Earth Sci.* 69, 177–184. <https://doi.org/10.1016/j.jseaeas.2012.12.015>.
- Lin, Y., Mu, G., Xu, L., Zhao, X., 2016. The origin of bimodal grain-size distribution for aeolian deposits. *Aeolian Res.* 20, 80–88. <https://doi.org/10.1016/j.aeolia.2015.12.001>.
- Lindner, H., Lehmkühl, F., Zeeden, C., 2017. Spatial loess distribution in the eastern Carpathian Basin: a novel approach based on geoscientific maps and data. *J. Maps* 13, 173–181. <https://doi.org/10.1080/17445647.2017.1279083>.
- Mahowald, N.M., Muhs, D.R., Levis, S., Rasch, P.J., Yoshioka, M., Zender, C.S., Luo, C., 2006. Change in atmospheric mineral aerosols in response to climate: last glacial period, preindustrial, modern, and doubled carbon dioxide climates. *J. Geophys. Res.* 111, D10202. <https://doi.org/10.1029/2005JD006653>.
- Manatschal, G., Sauter, D., Karpoff, A.M., Masini, E., Mohn, G., Lagabrielle, Y., 2011. The Chenaillet Ophiolite in the French/Italian Alps: an ancient analogue for an Oceanic Core Complex? *Lithos Alpine Ophiolites Mod. Analogues* 124, 169–184. <https://doi.org/10.1016/j.lithos.2010.10.017>.
- Mandier, P., 1984. *Le relief de la moyenne vallée du Rhône au Tertiaire et au Quaternaire*. Bulletin du laboratoire rhodanien de géomorphologie 27–36.
- Marković, S.B., Stevens, T., Kukla, G.J., Hambach, U., Fitzsimmons, K.E., Gibbard, P., Buggle, B., Zech, M., Guo, Z., Hao, Q., Wu, H., O'Hara Dhand, K., Smalley, I.J., Újvári, G., Sümegi, P., Timar-Gabor, A., Veres, D., Sirocko, F., Vasiljević, D.A., Jary, Z., Svensson, A., Jović, V., Lehmkühl, F., Kovács, J., Svirčev, Z., 2015. Danube loess stratigraphy – towards a pan-European loess stratigraphic model. *Earth Sci. Rev.* 148, 282–258. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2015.06.005>.
- Martín-Fernández, J.A., Barceló-Vidal, C., Pawlowsky-Glahn, V., 2003. Dealing with zeros and missing values in compositional data sets using nonparametric imputation. *Math. Geol.* 35, 253–278.
- McDonough, W.F., Sun, S.-S., 1995. The composition of the Earth. *Chem. Geol.* 120, 223–253. [https://doi.org/10.1016/0009-2541\(94\)00140-4](https://doi.org/10.1016/0009-2541(94)00140-4).
- McLennan, S.M., 1989. Rare earth elements in sedimentary rocks: influence of provenance and sedimentary processes. *Geochem. Mineral. Rare Earth Elem. Rev. Mineral.* 21, 169–200.
- McLennan, S.M., 2001. Relationships between the trace element composition of sedimentary rocks and upper continental crust. *Geochem. Geophys. Geosyst.* 2, 203–236. <https://doi.org/10.1029/2000GC000109>.
- Mikulčić Pavlaković, S., Crnjaković, M., Tibiljaš, D., Šoufek, M., Wacha, L., Frechen, M., Lacković, D., 2011. Mineralogical and geochemical characteristics of Quaternary sediments from the Island of Susak (Northern Adriatic, Croatia). *Quat. Int.* 234, 32–49. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2010.02.005>.
- Moreno, P., Querol, X., Castillo, S., Alastuey, A., Cuevas, E., Herrmann, L., Mounkaila, M., Elvira, J., Gibbons, W., 2006. Geochemical variations in aeolian mineral particles from the Sahara-Sahel Dust Corridor. *Chemosphere* 65, 261–270. <https://doi.org/10.1016/j.chemosphere.2006.02.052>.
- Muhs, D.R., 2018. The geochemistry of loess: Asian and North American deposits compared. *J. Asian Earth Sci.* 155, 81–115. <https://doi.org/10.1016/j.jseaeas.2017.10.032>.
- Muhs, D.R., Bettis III, E.A., 2003. Quaternary loess-paleosol sequences as examples of climate-driven sedimentary extremes. *Geol. Soc. Am.* 370, 53–74.
- Muhs, D.R., Budahn, J., Avila, A., Skipp, G., Freeman, J., Patterson, D., 2010. The role of African dust in the formation of Quaternary soils on Mallorca, Spain and implications for the genesis of Red Mediterranean soils. *Quat. Sci. Rev.* 29, 2518–2543. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2010.04.013>.
- Muhs, D.R., Budahn, J.R., 2006. Geochemical evidence for the origin of late Quaternary loess in central Alaska. *Can. J. Earth Sci.* 43, 323–337. <https://doi.org/10.1139/e05-115>.
- Nesbitt, H.W., Markovics, G., Price, R.C., 1980. Chemical processes affecting alkalis and alkaline earths during continental weathering. *Geochim. Cosmochim. Acta* 44, 1659–1666. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(80\)90218-5](https://doi.org/10.1016/0016-7037(80)90218-5).
- Nesbitt, H.W., Young, G.M., 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature* 299, 715. <https://doi.org/10.1038/299715a0>.
- Nesbitt, H.W., Young, G.M., 1989. Formation and diagenesis of weathering profiles. *J. Geol.* 97, 129–147. <https://doi.org/10.1086/629290>.
- Nesbitt, H.W., Young, G.M., McLennan, S.M., Keays, R.R., 1996. Effects of chemical weathering and sorting on the petrogenesis of siliciclastic sediments, with implications for provenance studies. *J. Geol.* 104, 525–542. <https://doi.org/10.1086/629850>.
- Obrecht, I., Zeeden, C., Hambach, U., Veres, D., Marković, S.B., Bösen, F., Svirčev, Z., Bačević, N., Gavrilov, M.B., Lehmkühl, F., 2016. Tracing the influence of Mediterranean climate on Southeastern Europe during the past 350,000 years. *Sci. Rep.* 6, 36334. <https://doi.org/10.1038/srep36334>.
- Obrecht, I., Zeeden, C., Schulte, P., Hambach, U., Eckmeier, E., Timar-Gabor, A., Lehmkühl, F., 2015. Textural and geochemical analyses of the Orlovat loess-paleosol sequence, northern Serbia. Supplement to: Obrecht, I et al. (2015): aeolian dynamics at the Orlovat loess-paleosol sequence, northern Serbia, based on detailed textural and geochemical evidence. *Aeolian Res.* 18, 69–81. <https://doi.org/10.1594/PANGAEA.848686>.
- Olivier, J.-M., Dole-Olivier, M.-J., Amoros, C., Carrel, G., Malard, F., Lamouroux, N., Bravard, J.-P., 2009. Chapter 7 – the Rhône river basin. In: Tockner, K., Uehlinger, U., Robinson, C.T. (Eds.), *Rivers of Europe*. Academic Press, London, pp. 247–295. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-369449-2.00007-2>.
- Parks, D.A., Rendell, H.M., 1992. Thermoluminescence dating and geochemistry of loessic deposits in southeast England. *J. Quat. Sci.* 7, 99–107.
- Patton, H., Hubbard, A., Andreassen, K., Auriac, A., Whitehouse, P.L., Stroeven, A.P., Shackleton, C., Winsborrow, M., Heyman, J., Hall, A.M., 2017. Deglaciation of the Eurasian ice sheet complex. *Quat. Sci. Rev.* 169, 148–172. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.05.019>.
- Pirson, S., Baele, J.-M., Balescu, S., Haesaerts, P., Juvigné, E., Meijs, E., Spagna, P., 2018. Green amphibole distribution as a stratigraphic tool in loess sequences from Belgium: a review. *Quat. Int.* 485, 183–198. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2017.06.026>.
- Porter, S.C., 2001. Chinese loess record of monsoon climate during the last glacial-interglacial cycle. *Earth Sci. Rev.* 54, 115–128. [https://doi.org/10.1016/S0012-8252\(01\)00043-5](https://doi.org/10.1016/S0012-8252(01)00043-5).
- Profe, J., Wacha, L., Frechen, M., Ohlendorf, C., Zolitschka, B., 2018. XRF scanning of discrete samples – a chemostratigraphic approach exemplified for loess-paleosol sequences from the Island of Susak, Croatia. *Quat. Int.* 494, 34–51. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2018.05.006>.
- Profe, J., Zolitschka, B., Schirmer, W., Frechen, M., Ohlendorf, C., 2016. Geochemistry unravels MIS 3/2 paleoenvironmental dynamics at the loess-paleosol sequence Schwalbenberg II, Germany. *Palaeogeogr. Palaeoclimatol. Palaeoecol.* 459, 537–551. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2016.07.022>.
- Puaud, S., Nowak, M., Pont, S., Moncel, M.-H., 2015. Minéraux volcaniques et alpins à l'abri du Maras (Ardèche, France): témoins de vents catabatiques dans la vallée du Rhône au Pléistocène supérieur. *C. R. Palevol* 14, 331–341. <https://doi.org/10.1016/j.crpv.2015.02.007>.
- Pye, K., 1995. The nature, origin and accumulation of loess. *Quat. Sci. Rev.* 14, 653–667.
- Raczky, J., Jary, Z., Korabiewski, B., 2015. Geochemical properties of the Late Pleistocene loess-sol sequence in Dankowice (Niemce-Strzelin Hills). *Landform Anal.* 29, 49–61.
- Rantitsch, G., Melcher, F., Meisel, Th., Rainer, Th., 2003. Rare earth, major and trace elements in Jurassic manganese shales of the Northern Calcareous Alps: hydrothermal versus hydrogenous origin of stratiform manganese deposits. *Mineral. Petrol.* 77, 109–127. <https://doi.org/10.1007/s00710-002-0197-0>.
- Reimann, C., Birke, M., Demetriades, A., Filzmoser, P., O'Connor, P., 2014. Part A: Chemistry of Europe's Agricultural Soils: Methodology and Interpretation of the GEMAS Data Set. *Geologisches Jahrbuch, Hannover*.
- Römer, W., Lehmkühl, F., Sirocko, F., 2016. Late Pleistocene aeolian dust provenances and wind direction changes reconstructed by heavy mineral analysis of the sediments of the Dehner dry maar (Eifel, Germany). *Global Planet. Change* 147, 25–39. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2016.10.012>.
- Rousseau, D.-D., Chauvel, C., Sima, A., Hatté, C., Lagroix, F., Antoine, P., Balkanski, Y., Fuchs, M., Mellett, C., Kageyama, M., Ramstein, G., Lang, A., 2014. European glacial dust deposits: geochemical constraints on atmospheric dust cycle modeling. *Geophys. Res. Lett.* 41, 7666–7674. <https://doi.org/10.1002/2014GL061382>.
- Rudnick, R.L., Gao, S., 2003. Composition of the continental crust. *Treatise Geochem.* 3, 659. <https://doi.org/10.1016/B0-08-043751-6/03016-4>.
- Ruth, U., Bigler, M., Röthlisberger, R., Siggaard-Andersen, M.-L., Kipfstuhl, S., Goto-Azuma, K., Hansson, M.E., Johnsen, S.J., Lu, H., Steffensen, J.P., 2007. Ice core evidence for a very tight link between North Atlantic and east Asian glacial climate. *Geophys. Res. Lett.* 34. <https://doi.org/10.1029/2006GL027876>.
- Salminen, R., Batista, M.J., Bidovec, M., Demetriades, A., De Vivo, B., De Vos, W., Duris, M., Gilucis, A., Gregorauskiene, V., Halamic, J., 2005. FOREGS Geochemical Atlas of Europe Part 1. Background Information, Methodology and Maps. Geological Survey of Finland, Espoo.
- Sasco, R., Guillou, H., Nomade, S., Scao, V., Maury, R.C., Kissel, C., Wandres, C., 2017. 40Ar/39Ar and unspiked 40K–40Ar dating of upper Pleistocene volcanic activity in the Bas-Vivarais (Ardèche, France). *J. Volcanol. Geoth. Res.* 341, 301–314. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2017.06.003>.
- Schatz, A.-K., Qi, Y., Siebel, W., Wu, J., Zöller, L., 2015. Tracking potential source areas of Central European loess: examples from Tokaj (HU), Nussloch (D) and Grub (AT). *Open Geosci.* 7, 678–720. <https://doi.org/10.1515/geo-2015-0048>.
- Scheib, A., Lee, J.R., 2010. The application of regional-scale geochemical data in defining the extent of aeolian sediments: the Late Pleistocene loess and coversand deposits of East Anglia, UK. *Quat. Newslett.* 120, 5–14.
- Scheib, A.J., Birke, M., Dinelli, E., GEMAS Project Team, 2014. Geochemical evidence of aeolian deposits in European soils: geochemical evidence of aeolian deposits in European soils. *Boreas* 43, 175–192. <https://doi.org/10.1111/bor.12029>.
- Scheib, A.J., Flight, D.M.A., Birke, M., Tarvainen, T., Locutura, J., GEMAS Project Team, 2012. The geochemistry of niobium and its distribution and relative mobility in agricultural soils of Europe. *Geochem.: Explor. Environ. Anal.* 12, 293–302. <https://doi.org/10.1144/geochem2011-096>.
- Scheuvs, D., Schütz, L., Kandler, K., Ebert, M., Weinbruch, S., 2013. Bulk composition of northern African dust and its source sediments – a compilation. *Earth Sci. Rev.* 116, 170–194. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2012.08.005>.
- Seelos, K., Sirocko, F., Dietrich, S., 2009. A continuous high-resolution dust record for the reconstruction of wind systems in central Europe (Eifel, Western Germany) over the past 133 ka. *Geophys. Res. Lett.* 36. <https://doi.org/10.1029/2009GL039716>.
- Seguinot, J., Ivy-Ochs, S., Jouvét, G., Huss, M., Funk, M., Preusser, F., 2018. Modelling last glacial cycle ice dynamics in the Alps. *Cryosphere* 12, 3265–3285. <https://doi.org/10.3929/ethz-b-000297918>.
- Simeon, Y., 1979. *Etude pétrologique, géochimique et structurale des terrains cristallins de Belledonne entre l'Arc et l'Isère (Alpes françaises)* (Ph.D. Thesis). Université scientifique et médicale de Grenoble, France.

- Sitzia, L., Bertran, P., Sima, A., Chery, P., Queffelec, A., Rousseau, D.-D., 2017. Dynamics and sources of last glacial aeolian deposition in southwest France derived from dune patterns, grain-size gradients and geochemistry, and reconstruction of efficient wind directions. *Quat. Sci. Rev.* 170, 250–268. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.06.029>.
- Sitzia, L., Gayo, E.M., Sepulveda, M., González, J.S., Ibañez, L., Queffelec, A., Pol-Holz, R.D., 2019. A perched, high-elevation wetland complex in the Atacama Desert (northern Chile) and its implications for past human settlement. *Quat. Res.* 92, 33–52. <https://doi.org/10.1017/qua.2018.144>.
- Sivan, O., Flambeaux, A., Landure, C., Taras, M., Voyez, C., 2018. Découverte d'une nouvelle séquence lacustre du pléistocène supérieur à Saint-Maximin-la-Sainte-Baume (Var, France): un important potentiel pour l'étude multi-indicateurs des changements environnementaux en Provence. *Quaternaire. Revue de l'Association Française pour l'Etude du Quaternaire* 29, 363–373. <https://doi.org/10.4000/quaternaire.10645>.
- Skurzyński, J., Jary, Z., Raczek, J., Moska, P., Korabiewski, B., Ryzner, K., Krawczyk, M., 2019. Geochemical characterization of the Late Pleistocene loess-palaeosol sequence in Tysowce (Sokal Plateau-Ridge, SE Poland). *Quat. Int.* 502, 108–118.
- Skurzyński, J., Jary, Z., Raczek, J., Moska, P., Krawczyk, M., 2017. Stratygraficzne i przestrzenne aspekty zróżnicowania składu chemicznego późnoplejstocenijskich sekwenjacji lessowo-glebowych w Polsce—przykłady profili w Tysowcach i Białym Kościele. *Acta Geogr. Lodziana* 106, 87–103.
- Smalley, I., O'Hara-Dhand, K., Wint, J., Machalett, B., Jary, Z., Jefferson, I., 2009. Rivers and loess: the significance of long river transportation in the complex event-sequence approach to loess deposit formation. *Quat. Int.* 198, 7–18. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2008.06.009>.
- Smykatz-Kloss, B., 2003. Die Lössvorkommen des Pleiser Hügellandes bei Bonn und von Neustadt, Wied sowie der Picardie: mineralogisch-geochemische und geomorphologische Charakterisierung, Verwitterungs-Beeinflussung und Herkunft der Lösser (Ph.D. Thesis). Rheinischen Friedrich-Wilhelms-Universität Bonn, Germany.
- Steinmann, M., Stille, P., 2008. Controls on transport and fractionation of the rare earth elements in stream water of a mixed basaltic–granitic catchment basin (Massif Central, France). *Chem. Geol.* 254, 1–18. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2008.04.004>.
- Stevens, T., Marković, S.B., Zech, M., Hambach, U., Sümegi, P., 2011. Dust deposition and climate in the Carpathian Basin over an independently dated last glacial–interglacial cycle. *Quat. Sci. Rev.* 30, 662–681. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2010.12.011>.
- Sun, J., Li, S.-H., Muhs, D.R., Li, B., 2007. Loess sedimentation in Tibet: provenance, processes, and link with Quaternary glaciations. *Quat. Sci. Rev.* 26, 2265–2280. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2007.05.003>.
- Sweeney, M.R., Mason, J.A., 2013. Mechanisms of dust emission from Pleistocene loess deposits, Nebraska, USA. *J. Geophys. Res. Earth Surf.* 118, 1460–1471. <https://doi.org/10.1002/jgrf.20101>.
- Taylor, S.R., McLennan, S.M., 1985. *The Continental Crust: Its Composition and Evolution*. Blackwell, Oxford.
- Taylor, S.R., McLennan, S.M., McCulloch, M.T., 1983. Geochemistry of loess, continental crustal composition and crustal model ages. *Geochim. Cosmochim. Acta* 47, 1897–1905. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(83\)90206-5](https://doi.org/10.1016/0016-7037(83)90206-5).
- Tsoar, H., Pye, K., 1987. Dust transport and the question of desert loess formation. *Sedimentology* 34, 139–153.
- Újvári, G., Varga, A., Balogh-Brunstad, Z., 2008. Origin, weathering, and geochemical composition of loess in southwestern Hungary. *Quat. Res.* 69, 421–437. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2008.02.001>.
- Újvári, G., Klötzli, U., Kiraly, F., Ntaflou, T., 2013. Towards identifying the origin of metamorphic components in Austrian loess: insights from detrital rutile chemistry, thermometry and U-Pb geochronology. *Quat. Sci. Rev.* 75, 132–142.
- Újvári, G., Varga, A., Ramos, F.C., Kovács, J., Németh, T., Stevens, T., 2012. Evaluating the use of clay mineralogy, Sr–Nd isotopes and zircon U-Pb ages in tracking dust provenance: an example from loess of the Carpathian Basin. *Chem. Geol.* 304, 83–96. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2012.02.007>.
- Újvári, G., Varga, A., Raucsik, B., Kovács, J., 2014. The Paks loess-palaeosol sequence: a record of chemical weathering and provenance for the last 800ka in the mid-Carpathian Basin. *Quat. Int.* 319, 22–37. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2012.04.004>.
- Varga, G., Kovács, J., Újvári, G., 2013. Analysis of Saharan dust intrusions into the Carpathian Basin (Central Europe) over the period of 1979–2011. *Global Planet. Change* 100, 333–342. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2012.11.007>.
- von Eynatten, H., 2003. Petrography and chemistry of sandstones from the Swiss Molasse Basin: an archive of the Oligocene to Miocene evolution of the Central Alps. *Sedimentology* 50, 703–724. <https://doi.org/10.1046/j.1365-3091.2003.00571.x>.
- von Eynatten, H., Tolosana-Delgado, R., Karius, V., 2012. Sediment generation in modern glacial settings: Grain-size and source-rock control on sediment composition. *Sedim. Geol.* 280, 80–92. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2012.03.008>.
- Wacha, L., Rolf, C., Hambach, U., Frechen, M., Galović, L., Duchoslav, M., 2018. The Last Glacial aeolian record of the Island of Susak (Croatia) as seen from a high-resolution grain-size and rock magnetic analysis. *Quat. Int.* 494, 211–224. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2017.08.016>.
- Waroszewski, J., Sprafke, T., Kabala, C., Musztyfaga, E., Łabaz, B., Woźniczka, P., 2018. Aeolian silt contribution to soils on mountain slopes (Mt. Ślęża, southwest Poland). *Quat. Res.* 89, 702–717.
- Wilson, M.J., 2013. *Rock-Forming Minerals. Sheet Silicates: Clay Minerals*. The Geological Society of London, London.
- Wolf, D., Ryborz, K., Kolb, T., Zapata, R.C., Vizcaino, J.S., Zöller, L., Faust, D., 2019. Origins and genesis of loess deposits in central Spain, as indicated by heavy mineral compositions and grain-size variability. *Sedimentology* 66, 1139–1161. <https://doi.org/10.1111/sed.12539>.
- Wright, J.S., 2001. “Desert” loess versus “glacial” loess: quartz silt formation, source areas and sediment pathways in the formation of loess deposits. *Geomorphology* 36, 231–256. [https://doi.org/10.1016/S0169-555X\(00\)00060-X](https://doi.org/10.1016/S0169-555X(00)00060-X).
- Wronkiewicz, D.J., Condie, K.C., 1990. Geochemistry and mineralogy of sediments from the Ventersdorp and Transvaal Supergroups, South Africa: cratonic evolution during the early Proterozoic. *Geochim. Cosmochim. Acta* 54, 343–354. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(90\)90323-D](https://doi.org/10.1016/0016-7037(90)90323-D).
- Zangana, N.A., Downes, H., Thirlwall, M.F., Marriner, G.F., Bea, F., 1999. Geochemical variation in peridotite xenoliths and their constituent clinopyroxenes from Ray Pic (French Massif Central): implications for the composition of the shallow lithospheric mantle. *Chem. Geol.* 153, 11–35. [https://doi.org/10.1016/S0009-2541\(98\)00150-8](https://doi.org/10.1016/S0009-2541(98)00150-8).
- Ziegler, P.A., Dèzes, P., 2007. Cenozoic uplift of Variscan Massifs in the Alpine foreland: timing and controlling mechanisms. *Global Planet. Change* 58, 237–269. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2006.12.001>.

Chapitre 5 : Chronologie des dépôts éoliens

Ce chapitre correspond à l'article intitulé « *Chronostratigraphy of two late Pleistocene loess-palaeosol sequences in the Rhône Valley (southeast France)* » par M. Bosq S. Kreuzer, P. Bertran, J-P. Degeai, P. Dugas, A. Kadereit, P. Lanos, O. Moine, N. Pfaffner, A. Queffelec et D. Sauer.

Article soumis dans la revue *Quaternary Science Reviews* en mars 2020 et accepté en juillet 2020.

Chronostratigraphy of two late Pleistocene loess-palaeosol sequences in the Rhône Valley (southeast France)

Mathieu Bosq^{1,*}, Sebastian Kreutzer^{2,3}, Pascal Bertran^{1,4}, Jean-Philippe Degeai⁵, Pauline Dugas^{1,6}, Annette Kadereit⁷, Philippe Lanos^{2,8}, Olivier Moine⁹, Nora Pfaffner¹⁰, Alain Queffelec¹, Daniela Sauer¹⁰

¹ PACEA, UMR 5199 CNRS - Université Bordeaux, Bâtiment B2, allée Geoffroy Saint Hilaire, 33615 Pessac, France

² IRAMAT-CRP2A, UMR 5060 CNRS - Université Bordeaux Montaigne, Maison de l'Archéologie, 33607 Pessac, France

³ Geography & Earth Sciences, Aberystwyth University, Aberystwyth, SY23 3DB, Wales, United Kingdom

⁴ Inrap, 140 avenue du Maréchal Leclerc, 33130 Bègles, France

⁵ ASM, UMR 5140 CNRS - Université de Montpellier III, route de Mende, 34199 Montpellier, France

⁶ Adera, PACEA-Transfert Sédimentologie & Matériaux. 162 avenue du Docteur Schweitzer 33600 Pessac

⁷ Heidelberg Luminescence Laboratory, Institute of Geography, University of Heidelberg, Germany

⁸ Géosciences Rennes – Université de Rennes I, 35042 Rennes, France

⁹ LGP, UMR 8591 CNRS - Université Paris I Panthéon-Sorbonne/Université Paris-Est-Créteil-Val-de-Marne (UPEC), place Aristide Briand, 92195 Meudon, France

¹⁰ Institute of Geography, University of Göttingen, Germany

ABSTRACT

A sedimentological and chronostratigraphical investigation was carried out on two loess sections located in the Mediterranean area in southeast France along the Rhône River (Lautagne) and the lower reach of a tributary of the Rhône River (Collias). High-resolution sampling (5 cm to 20 cm) for magnetic susceptibility, grain size distribution (including non-parametric end-member modelling), colour reflectance and geochemistry was performed. The chronology was based on luminescence dating of quartz grains and radiocarbon dating of small gastropod shells, coupled with hierarchical Bayesian modelling. The Collias section (~8 m thick) records the whole last climatic cycle. It comprises a thick red basal pedocomplex S1 developed during the Last Interglacial and the Early Glacial, similar to that observed elsewhere in southern and southeastern Europe. Loess deposition occurred during the Lower (L1L2) and the Upper Pleniglacial (L1L1). It was interrupted by soil formation during the Middle Pleniglacial, of which a brown Bwk horizon has been preserved (L1S1). By contrast, the ~5 m thick Lautagne section provides a detailed record of the Upper Pleniglacial. Weakly developed hydromorphic soils are correlated with the Greenland Interstadials GI-4 to GI-2, while the main period of coarse loess sedimentation corresponds to the Greenland Stadials GS-5 to GS-2. At a regional scale, the time of loess deposition ranges between 38.5 ka and 12 ka, with a peak at ~28–24 ka, overlapping with the maximal advance of the Alpine Ice Sheet (AIS). This strongly suggests that regional glacier dynamics was the main driver of loess sedimentation.

Keywords: loess; southeast France; chronology; geochemistry; grain-size distribution; Last Glacial.

1. Introduction

Loess deposits are widespread across the European continent and constitute key terrestrial archives for reconstructing the palaeoenvironments of the last climatic cycle. During the Last Glacial, drastic reduction of the vegetation cover, increase in wind intensity and decrease in precipitation favoured the global emission of dust (Hopcroft et al., 2015; Lunt and Valdes, 2002; Mahowald et al., 2006; Schaffernicht et al., 2020). Loess accumulated at the periphery of the Eurasian Ice-Sheet (EIS) and on the banks of major rivers draining mountain ice caps. Past advances of luminescence-dating methods, such as optically simulated luminescence (OSL, Huntley et al., 1985) on quartz, and infrared stimulated luminescence (IRSL, Hütt et al., 1988) or post-IR IRSL (pIRIR, Thomsen et al., 2008) on feldspar and polymineral grains, have enabled the establishment of a robust chronological framework of the phases of loess accumulation and soil formation (e.g., Frechen and Schirmer, 2011; Fuchs et al., 2013; Guérin et al., 2017; Kreutzer et al., 2012; Lomax et al., 2014; Moska et al., 2019, 2015; Sauer et al., 2016; Thiel et al., 2011; Zens et al., 2018; Zöller et al., 2013). Simultaneous improvements of radiocarbon dating by Accelerator Mass Spectrometry (AMS) made it possible to analyse small charcoal pieces and carbonate biomineralisations (e.g., small terrestrial gastropod shells, earthworm calcite granules) and also greatly contributed to support and refine previous loess chronology in some regions (e.g., Moine et al., 2017; Újvári et al., 2016b). Overall, the progress in dating accuracy over the past decades highlighted the impact of millennial climate variations such as Dansgaard-Oeschger (D-O) cycles upon loess sedimentation in Europe.

Yet, because of its patchy distribution and variable thickness, perimediterranean loess remains poorly documented except for some publications (Calvo et al., 2016; Profe et al., 2016; Wacha et al., 2018; Costantini et al., 2018). Recent studies in the Po plain in Italy (Cremaschi, 1990; Cremaschi et al., 2015; Zerboni et al., 2015) and Croatia (Wacha et al., 2018), as well as in the Ebro (Boixadera et al., 2015) and Tagus basins (Wolf et al., 2019, 2018) in Spain suggested, however, that Pleistocene loess covers considerable areas in perimediterranean regions. Last Glacial loess is also widespread in the Rhône Valley, southeast France (Bosq et al., 2018, 2020 and references therein). These deposits have specific characteristics when compared to loess from the North-European Loess Belt (NELB), including a coarser texture (main grain-size mode around 60 μm), polymodal grain-size distribution, locally great thickness but discontinuous spatial distribution, high carbonate content and abundant synsedimentary bioturbation. Such pattern is assumed to reflect the capture of particles in saltation and short-term suspension by shrub vegetation close to the fluvial sources, in a milder climate than that of the North European plains. Geochemical analyses show that loess deposits derived from the rivers (Rhône, Rhine, Danube and Po) draining the Alpine Ice Sheet (AIS) have a similar, Ca-rich composition (cf. Bosq et al., 2020). They are referred here as to “perialpine loess”.

This paper has the following objectives: (1) high-resolution multi-proxy analysis of two sections (Collias and Lautagne) representative of the loess-palaeosol sequences of the Rhône Valley, southeast France, (2) development of an accurate chronological framework using a hierarchical Bayesian model based on OSL and AMS ^{14}C ages of the section of Lautagne, and

(3) comparison of the chronology of loess deposition with AIS fluctuations and the North Greenland Ice Core Project (NGRIP) ice record.

2. Materials and methods

2.1. Study sites, description and sampling

The sequence Collias (43.953°N; 4.466°E; 100 m a.s.l.) is located on the left bank of the Gardon River, upstream of its confluence with the Rhône (**Fig. 1A, 1B**). In this area, loess deposits reaching locally 10 m thickness were recognised in the 1950s and 1960s (Bonifay, 1962; Mazenot, 1956; Tricart, 1952). Loess overlies Lower Miocene molasse (noted mlv on the 1:50,000 geological map, <http://infoterre.brgm.fr/>) and extends from the foot of a Lower Cretaceous (n4-5U) limestone massif to the alluvial plain of the Alzon river (**Fig. 1C**). A previous study has demonstrated that the geochemical composition of alluvium from the Gardon River (as well as all the rivers from the French Massif Central) differs from that of loess of the Rhône Valley, including the Collias samples (Bosq et al., 2020). The geochemical data also revealed that the dust was mainly supplied by the bed of the Rhône River (at that time a braided river, carrying the sediment loaded meltwater of the Alpine (and Jura) glaciers). Bonifay (1962) distinguished two loess generations and assigned them to the Last Glacial ("Series I") and the Penultimate Glacial ("Series II"). According to the same author, the two generations are separated by an erosional discontinuity attributed to the Last Interglacial. The studied section is a sub-vertical outcrop created during the construction of a forest road. A Mediterranean climate with low rainfall (Mean Annual Precipitation, MAP = 763 mm), hot summers ($T_{\max} \geq 22^{\circ}\text{C}$) and relatively high annual temperatures (Mean Annual Temperature, MAT = 15.2 °C) characterises the area (meteorological data for the period 1981–2010; <https://donneespubliques.meteofrance.fr/>).

The sequence Lautagne (44.904°N; 4.897°E; 177 m a.s.l.) is located south of Valence on the left bank of the Rhône (**Fig. 1D**), on a river terrace (Fw) attributed to the Middle Pleistocene (Mandier, 1988), showing a well-developed rubified palaeosol. Two test pits were dug during archaeological excavations led by the *Institut national de recherches archéologiques préventives* (Inrap) (see **Fig. A1** in **Appendix A**). The fluvial gravel is buried by loess, reaching a thickness of up to 5 m (profile A) and gradually decreasing towards the edges of the plateau (profile B). Lautagne is located at the transition between a semi-continental climate to the north and a Mediterranean climate to the south, with a MAP = 923 mm and a MAT = 13.3 °C.

Excavation and manual cleaning of the sections created successive vertical panels (1 m to 2 m high and > 1 m wide) separated by steps, making description and sampling easier. The lithofacies codes were taken from Miall (1996), and the soil horizons were classified according to the FAO Guidelines for Soil Description (FAO, 2006) and the World Reference Base for Soil Resources (IUSS Working Group WRB, 2015). Samples were collected for magnetic susceptibility, grain-size distribution and colourimetry at 5 cm depth-resolution, and for geochemistry at 20 cm depth-resolution. In total, 164 (Collias) and 98 (Lautagne) samples were collected and analysed (**Figs. 2** and **3**). In addition, eight blocks of sediment (15 cm x 10

Chapitre 5 : Chronologie des dépôts éoliens

cm x 7 cm) were extracted from each section for thin section preparation according to the method described by [Guilloré \(1980\)](#). The micromorphological description of the samples was carried out according to the recommendations of [Stoops \(2003\)](#).

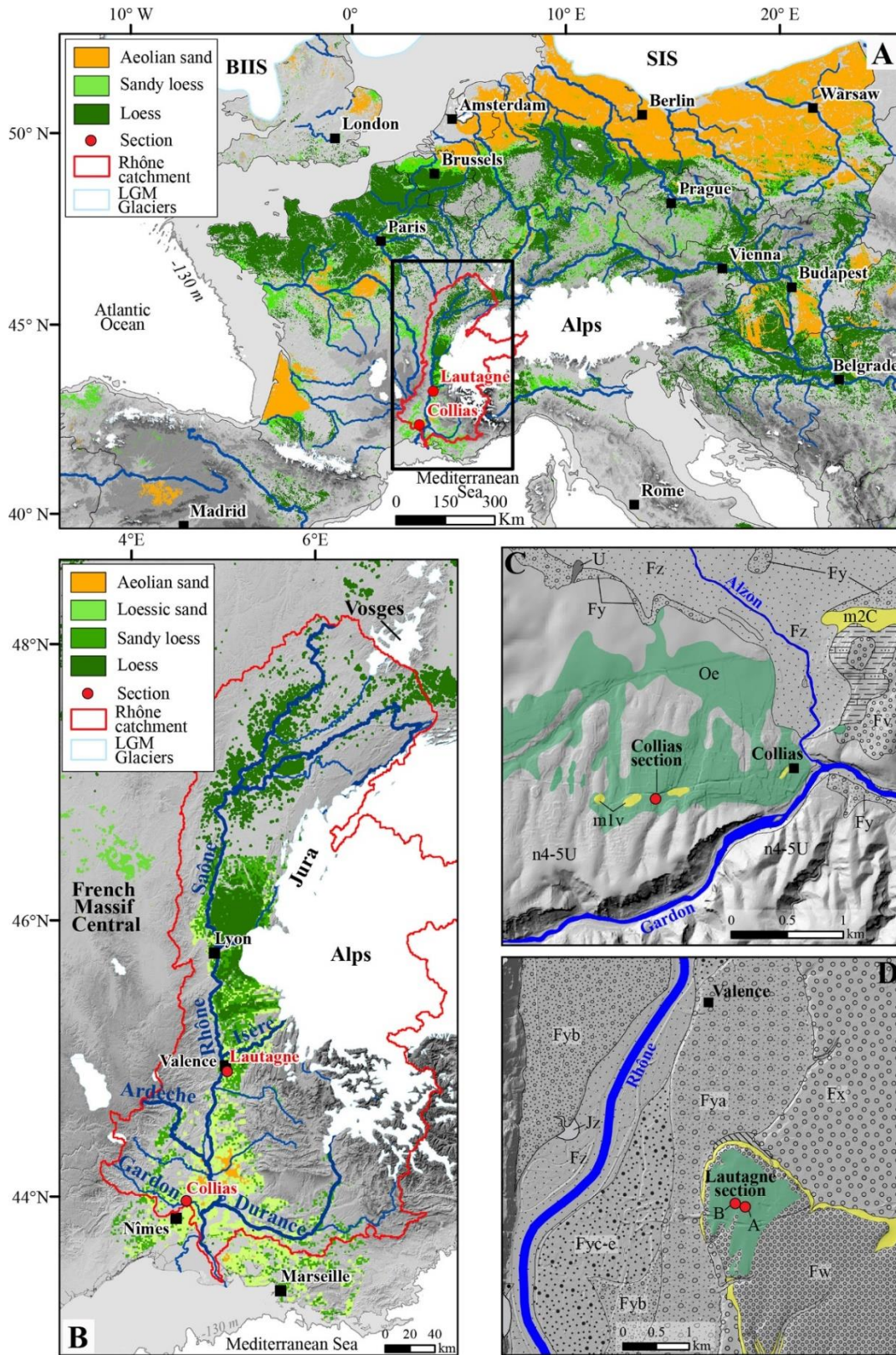


Fig. 1: A) Map of aeolian deposits in Western Europe from [Bertran et al. \(2016\)](#) with additional data from [Bosq et al. \(2018\)](#) and [Lindner et al. \(2017\)](#), showing the location of the sections studied in the Rhône Valley and within the Rhône catchment (red line). The British-Irish Ice Sheet (BIIS) and Scandinavian Ice Sheet (SIS) are from [Hughes et al. \(2016\)](#). The Alpine Ice Sheet (AIS) and other LGM glaciers are from [Ehlers and Gibbard \(2004\)](#). Sea-level drop to 130 m below sea level during the LGM is assumed ([Lambeck et al., 2014](#)). Palaeocoastlines are from [Zickel et al. \(2016\)](#). The map is based on a Digital Elevation Model (DEM) (ETOPO1; [Amante and Eakins, 2009](#)), ETRS89-LAEA projected geographic coordinate system. B) Spatial distribution of aeolian deposits in the study area ([Bosq et al. 2018](#)). C, D) Close-up maps of the Collias (C) and Lautagne (D) areas, based on a DEM with 5 m resolution from RGE ALTI® (<http://professionnels.ign.fr>). The geological formations were redrawn from the 1:50,000 geological map (<http://infoterre.brgm.fr>). Abbreviations: Fz=Holocene floodplain, Fy, Fyc-e, Fyb, Fya, Fw, Fv=Pleistocene terraces, Jz=alluvial fans, m1v/m2C=Miocene molasses (yellow), n4-5U=Cretaceous limestone, Oe=loess (green), U=travertine.

2.2. Bulk magnetic susceptibility

Measurements of the specific-mass magnetic susceptibility (χ) of each sample were performed in the laboratory using a Bartington MS2B at room temperature. The results are expressed in $10^{-6} \text{ m}^3/\text{kg}$. The dry, bulk sedimentary material was homogenised and compressed in a 10 ml plastic cylinder. χ values reflect the concentration of minerals with ferrimagnetic properties (mainly magnetite and maghemite). Nevertheless, this proxy can be biased by the grain-size distribution of magnetic grains. Indeed, ferrimagnetic grains of the superparamagnetic grain-size (SP, $<0.03 \mu\text{m}$) have a significantly higher χ than single-domain (SD, $>0.03 \mu\text{m}$) or multi-domain (MD, $>\sim 10 \mu\text{m}$) particles ([Thompson and Oldfield, 1986](#)). The use of the frequency dependent magnetic susceptibility (χ_{FD}) partially resolves these limitations ([Obrecht et al., 2019](#)). This parameter is the relative difference between the mass magnetic susceptibility values measured at low frequency (0.46 kHz) and high frequency (4.65 kHz) (χ_{LF} and χ_{HF} respectively). χ_{FD} (expressed in %) was calculated as follows:

$$\chi_{\text{FD}} = \frac{(\chi_{\text{LF}} - \chi_{\text{HF}})}{\chi_{\text{LF}}} \times 100$$

χ_{FD} is a measure of the relative contribution of SP ferrimagnetic particles approaching the SP-SD threshold that are formed exclusively *in-situ* (e.g., [Dearing et al., 1996](#); [Maher and Taylor, 1988](#)). Therefore, χ_{FD} is considered to be a very efficient proxy for determining the weathering intensity ([Bugge et al., 2014](#); [Dearing et al., 1996](#)).

2.3. Grain-size distribution and end-member modelling

The samples for grain-size distribution analysis were processed using a Horiba LA-950 laser particle size analyser. After passing the samples through a 2 mm sieve to remove the coarser fraction (secondary carbonate concretions, shells, gravels and roots), the sample pre-treatment included suspension in sodium hexametaphosphate (5 g/l) and hydrogen peroxide (35%) at room temperature for 12 h. As recommended by [Schulte et al. \(2016\)](#), the carbonates were not removed. Then, the suspension was subjected to 60 s ultrasonification to achieve optimal dispersion. The Mie solution to Maxwell's equation provided the basis for calculating the particle size distribution ([ISO, 2009](#); [Jones, 2003](#)), using a refractive index of 1.333 for water and $1.55i - 0.01i$ for the particles (see Appendix of [Sitzia et al., 2017](#) for details on the procedure). The upper limit of clay measured by laser granulometry was set at $8 \mu\text{m}$ after

calibration by the sieve-pipette method as described in [Bosq et al. \(2018\)](#). Finally, the *Grain Size Index* (GSI) defined by [Antoine et al., 2009a](#) was calculated. The GSI is the ratio between coarse silt (52–26 μm) and fine silt plus clay (< 26 μm).

Grain-size distribution can provide key information on the provenance, mechanisms and/or distance of transport, and the depositional environment of sediments (e.g., [Bagnold and Barndorff-Nielsen, 1980](#); [Újvári et al., 2016a](#); [Vandenberghe, 2013](#)). Two approaches have been developed to decompose grain-size distributions and to quantify dominant subpopulations in aeolian sediments: (i) parametric curve fitting using a mixture of log-normal ([Bosq et al., 2018](#); [Qin et al., 2005](#)) or Weibull distribution functions ([Sun et al., 2002](#)) and (ii) non-parametric end-member modelling analysis (EMMA) ([Dietze et al., 2012](#); [Vriend and Prins, 2005](#); [Weltje, 1997](#); [Weltje and Prins, 2007](#); [Dietze and Dietze, 2019](#)). In this study, the EMMA approach was applied using the MATLAB® GUI software of AnalySize developed by [Paterson and Heslop \(2015\)](#). The main advantage of this method is that it describes an entire grain-size dataset as a mixture of distinct unimodal or polymodal subpopulations ([Dietze et al., 2012](#); [Weltje, 1997](#); [Weltje and Prins, 2007](#)). The analysis was arbitrarily restricted to the grain-size class [$>1 \mu\text{m}$ to $<678 \mu\text{m}$] to eliminate a large number of zeros that cause numerical instabilities in the treatment. The determination coefficient R^2 was calculated to identify the minimum number of end-members (EMs) (q) necessary for correct statistical interpretation. Following this principle of parsimony, an EM model with $q=3$ was chosen as a significant improvement of R^2 was obtained by going from 2 to 3 EMs while the improvement was reduced from 3 to 4 EMs (see **Fig. A2**). This model explains 97.8% of the total variance of the full grain-size dataset. Then, the distribution of each EM was split into different populations by the parametric curve fitting method using the R ([R Core Team, 2019](#)) package ‘mixdist’ ([Macdonald and Du, 2015](#)) to identify the different modes. A log-normal distribution was used.

2.4. Spectrocolourimetry

The colour of moist sediments was determined in the field using the Munsell soil colour chart ([Munsell, 2000](#)). The colour of the dry, crushed and homogenised samples was then measured in the laboratory using an Avantes AvaSepc-2048 fibre-optic spectrometer. The instrument was equipped with an optic fibre probe (1 mm diameter) that was placed at a short distance (2 mm) from the smooth surface of the sample. An AvaLight-Hal was used as the light source, and the equipment was calibrated with a white reference sample (Halon D65). Three measurements per sample were performed, and the average was then calculated. The spectral information obtained was converted into the CIELAB (L^* , a^* , b^*) system ([CIE, 1976](#)) using Avasoft 7.5 software. The variable L^* indicates the lightness on a scale from 0 (black) to 100 (white) while the variables a^* and b^* express the colour in chromatic coordinates on the red-green (positive a^* - negative a^*) and blue-yellow (positive b^* - negative b^*) scales.

Colour differences between yellowish loess and reddish-brown palaeosols are mainly a consequence of goethite and hematite concentrations ([Ji et al., 2001](#)). The chromaticity values a^* is closely related to the relative abundance of pedogenic hematite (e.g., [Lukić et al., 2014](#)).

2.5. Geochemical analysis

The sediment was passed through a 100 μm sieve to remove coarse sand grains, ferruginous nodules, carbonate concretions and other debris such as calcified roots, mollusc shells and earthworm calcite granules, which may disturb the results of the geochemical analysis. The fine fraction <100 μm was ground and pressed into pellets for X-ray fluorescence (ED-XRF) using a portable Bruker Tracer 5i. Two measurements were taken under vacuum on all samples, one at 15 kV and 100 μA for 300 s without a filter to quantify light elements (Na, Mg, Al, Si, P, K, Ti, V, Cr, Mn, Fe) and the other at 50 kV and 35 μA for 120 s with the Cu75, Ti25, Al200 filter for heavy elements (Ni, Zn, Ga, As, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Ba, La, Ce, Nd, Hf, Pb, Th) and Ca. The instrument was calibrated by use of the CloudCal v3.0 application (Drake, 2018; <https://github.com/leedrake5/CloudCal>), using the algorithm proposed by Lucas-Tooth and Price (1961). The calibration was performed using the geochemical composition of 43 loess and alluvial samples determined by Inductively Coupled Plasma-Atomic Emission Spectroscopy (ICP-AES) and ICP-Mass Spectrometry (ICP-MS) at the Service d'Analyse des Roches et des Minéraux (CRPG-SARM, Nancy, France) according to a previously published methodology (Bosq et al., 2020). Only the elements for which the determination coefficient R^2 between the analytical results of the ED-XRF and the ICP-AES/ICP-MS was greater than 0.7 were considered (cf. Figs. A3 and A4).

A wide variety of geochemical indices based on major and trace elements has been developed to study dust provenance, grain-size sorting and weathering intensity in European loess (cf. Bosq et al., 2020). For the purposes of this study, we focused on the following element ratios and indices: Ti/Al, Si/Al, CPA, Rb/K, Fe/Al, and Ca/Al. Al is considered here as the invariant element. Ti, mainly in the form of oxides (anatase, brookite, rutile), forms inclusions in mafic minerals, especially biotite, which is concentrated in the fine fraction (Young and Nesbitt, 1998). The Ti/Al ratio is used here as an indicator of the homogeneity of the sedimentary source (Sheldon and Tabor, 2009). The Si/Al ratio is sensitive to grain-size sorting since Si-rich tectosilicates (quartz, feldspars) are over-represented in the coarser fractions, whereas Al-rich phyllosilicates constitute a large part of the finer fractions (Bouchez et al., 2012; Guo et al., 2018; Liang et al., 2013). Weathering indices are based on the selective removal of soluble and mobile elements (particularly alkali and alkaline earth elements) during pedogenesis (Bugge et al., 2011; Nesbitt and Young, 1982). The weathering intensity of silicates was quantified using the *Chemical Proxy of Alteration* (CPA) (in molar proportion):

$$CPA = 100 \times \frac{Al_2O_3}{(Al_2O_3 + Na_2O)}$$

CPA (originally called Chemical Index of Weathering (CIW') by Cullers, 2000) was considered a proxy for plagioclase weathering intensity by Bugge et al. (2011). The CPA is particularly adapted to poorly weathered sediments since weathering first impacts plagioclases rather than K-feldspars (Nesbitt and Young, 1989). Besides the CPA, the K/Rb ratio was used to estimate the weathering intensity of K-bearing minerals (Nesbitt et al., 1980; Wronkiewicz and Condie, 1990), since K is more mobile than Rb due to its smaller ionic radius. Rb is hosted by K-feldspars, micas and clay minerals (Heier and Billings, 1970;

Nesbitt et al., 1980). As Ca is essentially hosted by calcite, the Ca/Al ratio allows to evaluate the depth distribution of calcite along the sequence, in particular the secondary precipitation of calcite of pedogenic origin at certain profile depths, provided that the contents of plagioclases and primary calcium carbonate are roughly constant across the profile. The Fe/Al ratio is used to distinguish the B horizons of soils that are relatively enriched in Fe, due to the formation of immobile iron oxides such as magnetite (Fe_3O_4), hematite (Fe_2O_3) and goethite ($\text{FeO}(\text{OH})$) (Reimann et al., 2014).

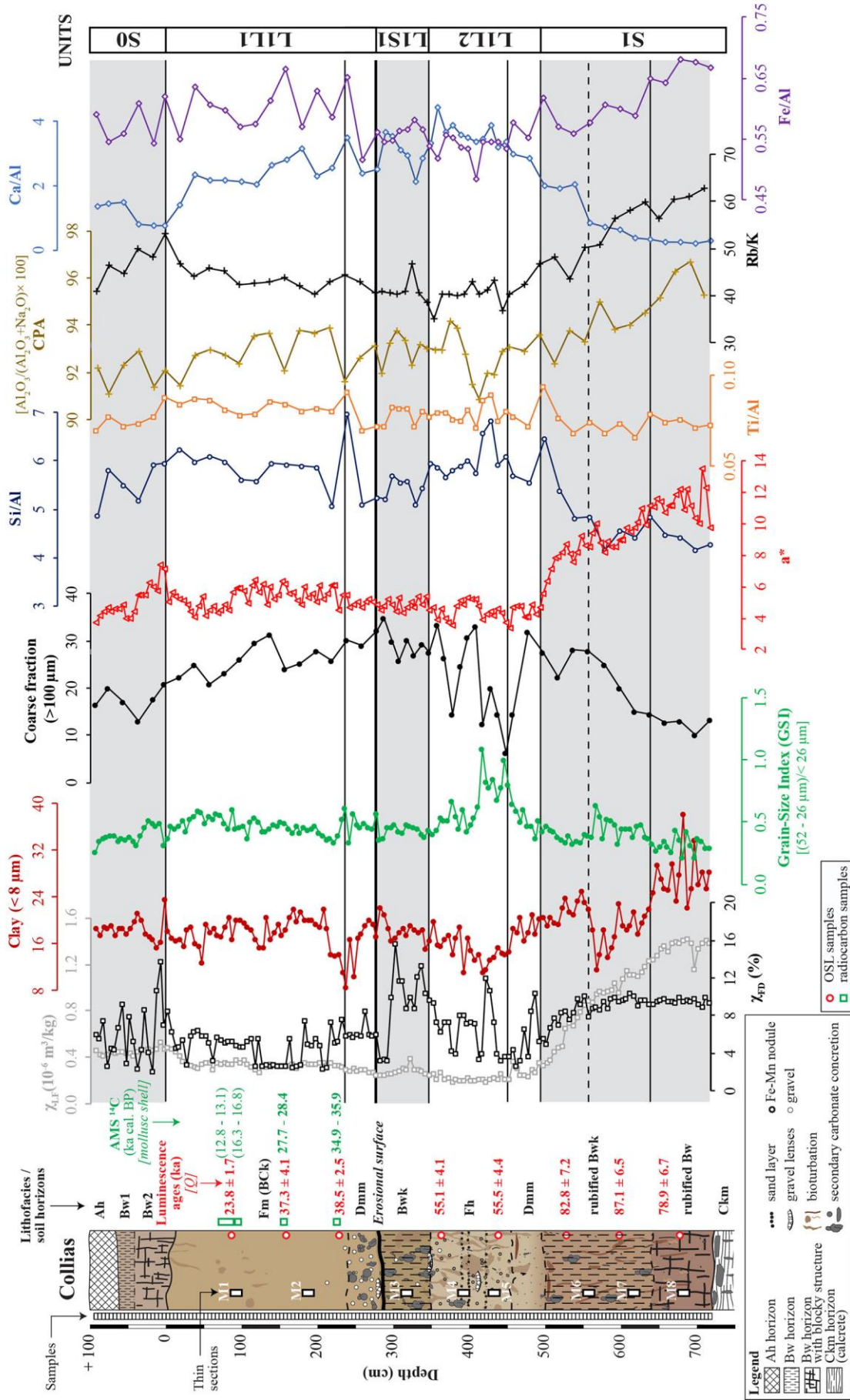


Fig. 2: Detailed stratigraphy of the Collias section with the locations of the samples for sedimentological and micromorphological analysis. Curves: low-frequency mass-specific magnetic susceptibility (χ_{LF}) expressed in 10^{-6} m³/kg, frequency dependant magnetic susceptibility (χ_{FD}) expressed in %, grain-size parameters (clay, GSI, coarse fraction), colour reflectance (a^*), geochemical ratios (Si/Al, Ti/Al, CPA, Rb/K, Ca/Al, Fe/Al). Details on luminescence dating results (red) are provided in **Table 1** and on radiocarbon dating results (green) in **Table 2**. The grey bars indicate soil formation.

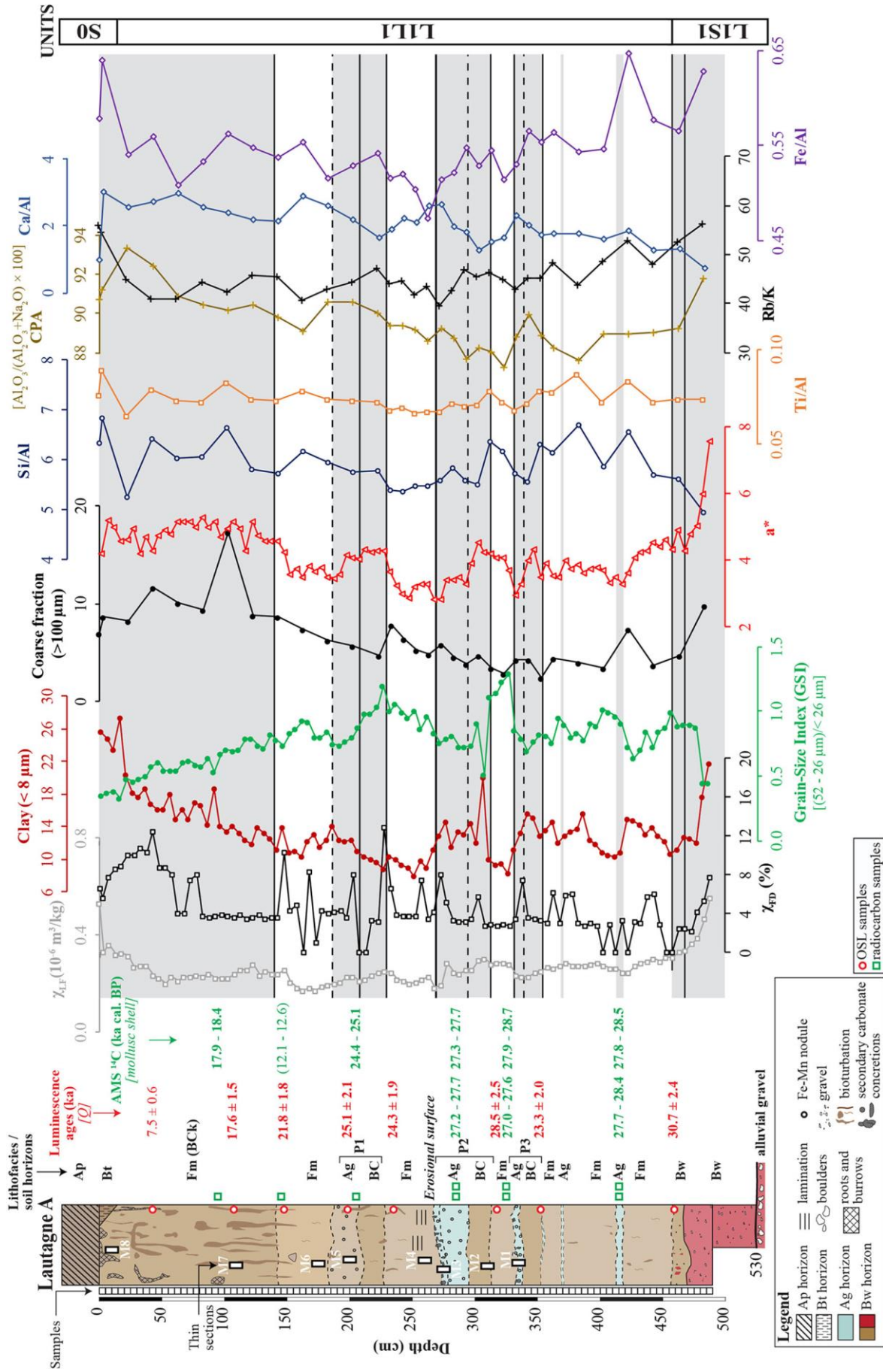


Fig. 3: Detailed stratigraphy of the Lautagne section (Lautagne A) with the location of the samples for sedimentological and micromorphological analysis. Curves: low-frequency mass-specific magnetic susceptibility (χ_{LF}) expressed in $10^{-6} \text{ m}^3/\text{kg}$, frequency dependant magnetic susceptibility (χ_{FD}) expressed in %, grain-size parameters (clay, coarse fraction), colour reflectance (a^*), geochemical ratios (Si/Al, Ti/Al, CPA, Rb/K, Ca/Al, Fe/Al). Details on luminescence dating results (red) are provided in **Table 1** and on radiocarbon dating results (green) in **Table 2**. The grey bars indicate soil formation.

2.6. Chronological data

2.6.1 Luminescence dating

The two sites Lautagne and Collias were subjected to luminescence dating at the IRAMAT-CRP2A (Université de Bordeaux-Montaigne) between 2016 and 2019. In both cases, the samples were extracted under daylight using steel cylinders. In total, we prepared 18 samples (10 from Lautagne, including 8 from section A and 2 from section B, and 8 samples from Collias) to extract the fine-grain (4–11 μm) (Lautagne) and coarse-grain (90–200 μm) (Collias) quartz fractions (see **Table 1**). Additionally, we extracted coarse-grain quartz separates for Lautagne and the K-feldspar fraction of 2 samples from Collias for cross-checks. The sample preparation was supported by the luminescence laboratories of the Justus-Liebig University Giessen (Germany) and the University of Bayreuth (Germany), following routine luminescence dating preparation methods (Preusser et al., 2008). The quartz samples were subjected to OSL measurements, applying the single-aliquot regenerative (SAR) dose protocol (Murray and Wintle, 2000). Equivalent doses (D_e) were measured on Freiberg Instruments *lexsyg research* luminescence readers (Richter et al., 2013), and the data analysis was performed with the R (R Core Team, 2019) package ‘Luminescence’ (Kreutzer et al., 2012b, 2020). We applied the average dose model (G. Guérin et al., 2017) to samples from Lautagne and the ‘baSAR’ approach (Combès et al., 2015; Mercier et al., 2016) to samples from Collias to calculate the average dose and the central dose respectively, and their corresponding standard errors. Dose-rate measurements relied on *in situ* gamma-dose rate measurements at Lautagne (cf. Løvborg and Kirkegaard, 1974; Mercier and Falguères, 2007) and high-resolution gamma-ray spectrometry procedure at the IRAMAT-CRP2A, cf. Guibert and Schvoerer, 1991). In addition, we measured U, Th, K concentrations for all samples from both sites. The online calculator DRAC (Durcan et al., 2015) in version 1.2 provided the final luminescence ages. We show full details of the luminescence dating, including further references, in **Appendix B**.

2.6.2. AMS radiocarbon dating

Last Glacial loess-palaeosol sequences (LPS) in southeast France lack organic remains that can be easily dated by the radiocarbon method. To overcome this problem, recent studies have been undertaken, which have shown that calcitic biomineralisations such as terrestrial gastropod shells or earthworm granules can be used to obtain a precise chronology (e.g., Moine et al., 2017; Újvári et al., 2016b). The advantage of this approach is that these carbonates are relatively abundant in loess. In the past, mollusc shells have often been avoided for dating because large taxa incorporate carbon from the substrate, which causes apparent radiocarbon-age increases up to several thousand years (Evin et al., 1980; Goodfriend and Stipp, 1983). However, several studies have shown that this effect is much more limited and generally negligible for small (<10 mm) gastropods (Brennan and Quade, 1997; Pigati et al., 2010).

Ten litres of bulk sediment have been wet sieved on a 425- μm mesh. Then, gastropod shells and earthworm calcite granules were cleaned by ultrasonic treatment and were analysed in the following laboratories: (i) the AMS facilities of the Hertelendi Laboratory of Environmental

Studies, Institute for Nuclear Research at Debrecen (Hungary) (Molnár et al., 2013); (ii) the Radiocarbon dating centre at Lyon (France) within the framework of the ARTEMIS programme and (iii) the Centre for Isotope Research at Groningen (Netherlands) (Dee et al., 2020). Conventional radiocarbon ages were calibrated to calendar ages with the *IntCal13* calibration curve (Reimer et al., 2013), using the software *Calib* in version 7.0.4 (Stuiver and Reimer, 1993). Calibrated ages are reported as age ranges at the 2 sigma (σ) confidence level (95.4%).

Table 1
Final dose rates, equivalent (D_e) and luminescence age values of the Collias and Lautagne A sections. Standard errors are quoted as 1σ , rounded to one digit. Final ages used for this study are quoted in bold numbers. For more details, see the **Appendix B**.

Sample name	Laboratory code	Material	Depth (m)	External dose rate (water corr. Internal dose rate)				\dot{D}_{asm} (Gy ka ⁻¹)	\dot{D}_{ext} (Gy ka ⁻¹)	\dot{D}_{int} (Gy ka ⁻¹)	\dot{D}_{env} (Gy ka ⁻¹)	\dot{D}_e (Gy)	Age (ka)	Posterior calib. date ka b2k (HPD, 95%)
				\dot{D}_a (Gy ka ⁻¹)	\dot{D}_p (Gy ka ⁻¹)	\dot{D}_r (Gy ka ⁻¹)	\dot{D}_a (Gy ka ⁻¹)							
Collias BAY	BDX21322	Q	0.90	0.0 ± 0.0	1.1 ± 0.1	0.8 ± 0.0	0.0 ± 0.0	0.3 ± 0.0	2.2 ± 0.1	0.0 ± 0.0	2.2 ± 0.1	51.4 ± 2.6	23.8 ± 1.7	-
Collias BAY	BDX21323	Q	1.60	0.0 ± 0.0	1.0 ± 0.1	0.8 ± 0.0	0.0 ± 0.0	0.2 ± 0.0	1.9 ± 0.1	0.0 ± 0.0	1.9 ± 0.1	71.6 ± 7.0	37.3 ± 4.1	-
Collias BAY	BDX21324	Q	2.30	0.0 ± 0.0	1.0 ± 0.1	0.8 ± 0.0	0.0 ± 0.0	0.2 ± 0.0	1.9 ± 0.1	0.0 ± 0.0	1.9 ± 0.1	72.0 ± 3.1	38.5 ± 2.5	-
Collias BAY	BDX21325	Q	3.65	0.0 ± 0.0	0.9 ± 0.0	0.7 ± 0.0	0.0 ± 0.0	0.1 ± 0.0	1.7 ± 0.1	0.0 ± 0.0	1.7 ± 0.1	94.7 ± 5.3	55.1 ± 4.1	-
Collias BAY	BDX21326	Q	4.4	0.0 ± 0.0	1.0 ± 0.1	0.8 ± 0.0	0.0 ± 0.0	0.1 ± 0.0	1.9 ± 0.1	0.0 ± 0.0	1.9 ± 0.1	106.8 ± 6.7	55.5 ± 4.4	-
Collias BAY	BDX21327	Q	5.30	0.0 ± 0.0	1.1 ± 0.1	0.9 ± 0.0	0.0 ± 0.0	0.1 ± 0.0	2.0 ± 0.1	0.0 ± 0.0	2.0 ± 0.1	169.1 ± 12.1	82.8 ± 7.2	-
Collias BAY	BDX21328	Q	6.00	0.0 ± 0.0	1.3 ± 0.1	1.0 ± 0.0	0.0 ± 0.0	0.1 ± 0.0	2.4 ± 0.1	0.0 ± 0.0	2.4 ± 0.1	212.4 ± 12.0	87.1 ± 6.5	-
Collias BAY	BDX21329	Q	6.80	0.0 ± 0.0	1.4 ± 0.1	1.1 ± 0.1	0.0 ± 0.0	0.1 ± 0.0	2.6 ± 0.1	0.0 ± 0.0	2.6 ± 0.1	202.5 ± 14.1	78.9 ± 6.7	-
Lautagne A FGQ	BDX18944	FGQ	0.73	0.3 ± 0.1	1.1 ± 0.1	0.7 ± 0.0	0.0 ± 0.0	0.2 ± 0.0	2.3 ± 0.1	0.0 ± 0.0	2.3 ± 0.1	17.3 ± 0.4	7.5 ± 0.6	-
Lautagne A FGQ	BDX18945	FGQ	1.07	0.3 ± 0.1	1.2 ± 0.1	0.7 ± 0.0	0.0 ± 0.0	0.2 ± 0.0	2.4 ± 0.1	0.0 ± 0.0	2.4 ± 0.1	42.5 ± 2.0	17.6 ± 1.5	16.0 - 20.8
Lautagne A FGQ	BDX18946	FGQ	1.47	0.3 ± 0.1	1.2 ± 0.1	0.8 ± 0.0	0.0 ± 0.0	0.2 ± 0.0	2.5 ± 0.1	0.0 ± 0.0	2.5 ± 0.1	53.8 ± 2.0	21.8 ± 1.8	18.8 - 24.4
Lautagne A FGQ	BDX18947	FGQ	1.98	0.3 ± 0.1	1.2 ± 0.1	0.8 ± 0.0	0.0 ± 0.0	0.2 ± 0.0	2.5 ± 0.1	0.0 ± 0.0	2.5 ± 0.1	63.0 ± 2.5	25.1 ± 2.1	20.9 - 27.2
Lautagne A FGQ	BDX18948	FGQ	2.35	0.4 ± 0.1	1.3 ± 0.1	0.8 ± 0.0	0.0 ± 0.0	0.2 ± 0.0	2.7 ± 0.1	0.0 ± 0.0	2.7 ± 0.1	64.8 ± 1.8	24.3 ± 1.9	22.3 - 27.9
Lautagne A FGQ	BDX18949	FGQ	3.18	0.4 ± 0.1	1.4 ± 0.1	0.9 ± 0.0	0.0 ± 0.0	0.1 ± 0.0	2.8 ± 0.1	0.0 ± 0.0	2.8 ± 0.1	80.8 ± 4.0	28.5 ± 2.5	24.7 - 31.4
Lautagne A FGQ	BDX18950	FGQ	3.53	0.3 ± 0.1	1.3 ± 0.1	0.9 ± 0.0	0.0 ± 0.0	0.1 ± 0.0	2.7 ± 0.1	0.0 ± 0.0	2.7 ± 0.1	63.5 ± 2.6	23.3 ± 2.0	21.3 - 28.7
Lautagne A FGQ	BDX18953	FGQ	4.60	0.4 ± 0.1	1.5 ± 0.1	1.1 ± 0.1	0.0 ± 0.0	0.1 ± 0.0	3.0 ± 0.1	0.0 ± 0.0	3.0 ± 0.1	93.4 ± 2.4	30.7 ± 2.4	27.9 - 34.3

Q: coarse grain quartz; \dot{D}_e values quotes as mean ± standard error of the mean.

BAY: coarse grain quartz (90-200 μm); \dot{D}_e represent the 'baSAR' central dose and the standard error of the central dose.

FGQ: fine grain quartz (4-11 μm); \dot{D}_e values quoted as mean ± standard error determined with the average dose model.

The final age calculations include the following systematic errors: \dot{D}_a : 1%; \dot{D}_p : 1%; \dot{D}_r : 5%; \dot{D}_e : 3% (in situ measurements); \dot{D}_p : 3% (γ-ray spectrometry); β-source calibration: 3%.

Chapitre 5 : Chronologie des dépôts éoliens

Table 2

AMS radiocarbon ages of samples from the sections Collias and Lautagne A (calibration by use of *IntCal13* according to Reimer et al., 2013)

Final ages used for this study are quoted in bold numbers.

Sample name	Laboratory code	Depth (m)	Material (<i>species</i>)	¹⁴ C age a BP (1σ)	Unmodeled ¹⁴ C	Posterior calib.
					a cal. BP (2σ)	date (a b2k) HPD (95%)
					Min - Max	From - To
Collias - 70/90	DeA-21816	0.800	shell (<i>P. muscorum</i>)	11078 ± 49	12805 - 13067	-
Collias - 90/100	DeA-21817	0.950	shell (<i>P. muscorum</i>)	13683 ± 61	16268 - 16785	-
Collias - 150/160	DeA-21818	1.550	shell (<i>P. muscorum</i>)	23996 ± 123	27754 - 28369	-
Collias - 220/230	DeA-21819	2.250	shell (<i>P. muscorum</i>)	31515 ± 214	34894 - 35917	-
Lautagne A - 50/60	Ly-51291	0.550	earthw. calcite granules	8560 ± 35	9489 - 9554	-
Lautagne A - 90/100	DeA-18280	0.950	shell (<i>P. muscorum</i>)	14893 ± 64	17876 - 18355	17955 - 18347
Lautagne A - 95/100	GrA-68030	0.975	earthw. calcite granules	19250 ± 90	22918 - 23486	-
Lautagne A - 140/150	Ly-51292	1.450	earthw. calcite granules	9490 ± 40	10591 - 11069	-
Lautagne A - 140/150	DeA-18281	1.450	shell (<i>P. muscorum</i>)	10486 ± 48	12138 - 12575	-
Lautagne A - 190/200	Ly-51293	1.950	earthw. calcite granules	12530 ± 50	14420 - 15111	-
Lautagne A - 200/210	DeA-18282	2.050	shell (<i>P. muscorum</i>)	20527 ± 108	24358 - 25112	24410 - 25159
Lautagne A - 240/250	DeA-19359	2.450	earthw. calcite granules	18134 ± 73	21765 - 22253	-
Lautagne A - 240/250	DeA-19423	2.450	earthw. calcite granules	19929 ± 81	23722 - 24234	-
Lautagne A - 250/260	Ly-51294	2.550	earthw. calcite granules	17200 ± 70	20534 - 20969	-
Lautagne A - 270/275	GrA-68028	2.725	earthw. calcite granules	14790 ± 70	17791 - 18216	-
Lautagne A - 280/290	Ly-51295	2.850	earthw. calcite granules	14970 ± 60	17982 - 18372	-
Lautagne A - 280/290	GifA 18096.1	2.850	shell (<i>P. muscorum</i>)	23260 ± 120	27302 - 27724	27334 - 27712
Lautagne A - 280/290	GifA 18096.2	2.850	shell (<i>P. muscorum</i>)	23140 ± 130	27184 - 27667	27269 - 27678
Lautagne A - 320/330	GifA 18097.1	3.250	shell (<i>P. muscorum</i>)	23040 ± 150	27068 - 27624	27228 - 27746
Lautagne A - 320/330	GifA 18097.2	3.250	shell (<i>P. muscorum</i>)	24280 ± 150	27941 - 28670	27857 - 28563
Lautagne A - 335/340	GrA-68027	3.375	earthw. calcite granules	22040 ± 110	25989 - 26551	-
Lautagne A - 380/390	DeA-19360	3.850	earthw. calcite granules	19656 ± 80	23420 - 23949	-
Lautagne A - 410/420	GifA 18098.1	4.150	shell (<i>P. muscorum</i>)	24110 ± 160	27800 - 28535	27905 - 28559
Lautagne A - 410/420	GifA 18098.2	4.150	shell (<i>P. muscorum</i>)	23940 ± 160	27695 - 28381	27824 - 28484
Lautagne A - 415/420	GrA-68026	4.175	earthw. calcite granules	22400 ± 110	26329 - 27095	-
Lautagne A - 440/450	DeA-19361	4.450	earthw. calcite granules	21077 ± 90	25181 - 25659	-
Lautagne A - 440/450	DeA-19424	4.450	earthw. calcite granules	19561 ± 75	23287 - 23853	-

2.6.3. Bayesian age modelling

In order to obtain a robust chronology of the best-dated sequence (Lautagne A), a Bayesian age model was built using the software *ChronoModel* (version 2.0.18) (Lanos and Dufresne, 2019; Lanos and Philippe, 2017, 2015). This software allows the calculation of *a posteriori* ages by considering the stratigraphic constraints between the samples. After removal of outliers, an age model was built for the period 35–15 ka cal. b2k (before the year 2000). We used the default configuration of Monte-Carlo Markov Chain (MCMC) parameters proposed by the software (3 chains, 1,000 burn iterations, and 500 batch iterations with a maximum of 20 batches, and 100,000 acquisition iterations with a thinning interval of 10). This approach may result in slightly underestimated age uncertainties because *ChronoModel* does not yet

allow to specify shared systematic uncertainties. However, given the large uncertainties of the OSL ages, this potential problem does not affect the overall interpretation of our results.

In total, 15 ^{14}C and OSL dates were used for establishing the chronology of the section Lautagne A (see **Fig. A5**). The highest posterior density (HPD, 95%) of the ^{14}C and OSL ages was calculated according to the method detailed by [Banks et al. \(2019\)](#). The posterior age probability distributions for each sample are compiled in **Tables 1** and **2**.

3. Results

3.1. Lithofacies and soil horizons

Homogeneous loess (Fm)

This lithofacies consists of massive, homogeneous calcareous yellowish brown (10YR 5/4 to 2.5Y 6/4) coarse silt and fine sand (**Fig. 4A**). Bioturbation features (root channels, burrows) and secondary carbonate concretions (rhizoconcretions, pseudomycelium) are abundant (**Figs. 4, 5E, 5F, 6E** and **6F**). At Lautagne, a platy microstructure due to former segregation ice lenses (e.g., [Van Vliet-Lanoë, 1985](#)) is visible between 1.9 m and 3.2 m depth (**Fig. 6G**).

This lithofacies is dominant in both sections and interpreted as being of aeolian origin. Due to abundant secondary calcium carbonate, these loess units are designated as Ck or BCk horizons according to [FAO \(2006\)](#).

Bedded calcareous sandy loess (Fh)

This facies consists of regularly alternating sandy and light yellowish-brown silty (2.5Y 6/4) beds with lenses of small subangular limestone fragments (**Fig. 5B**). The lenses are ca 1 cm thick and generally up to 1 m wide (**Fig. 4B**). This lithofacies is interpreted as loess mixed with local coarser material, redistributed by overland flow.

Massive loess colluvium (Dmm)

Massive brown coarse silty deposits, containing scattered gravels, and characterised by poor sorting, greater porosity and few charcoal fragments, are interpreted as colluviated loess (**Figs. 2, 4B** and **5A**).

Ploughed topsoil horizon (Ap)

The topsoil horizon at Lautagne contains bricks, pottery and charcoal fragments and results from the reworking of loess caused by agricultural practices during the Holocene.

Buried topsoil horizons with redox features (Ag)

Five units in the section Lautagne A consist of thin (10–20 cm), slightly bleached (2.5Y 6/4 to 2.5Y 5/6), calcareous silt with scattered small Fe-Mn nodules. Their boundaries are sharp and show deformations due to stretching downslope (**Fig. 4E**). These horizons are characterised by (i) bleaching resulting from hydromorphic processes (iron reduction and removal from the

horizon); (ii) a slightly finer texture compared to the underlying loess; (iii) weak staining by organic matter and (iv) abundant carbonate concretions.

These units, which often overlie BC horizons, are interpreted as topsoil Ag horizons, indicating seasonal waterlogging (FAO, 2006) that have been deformed by slope dynamics after burial, probably in a periglacial context, possibly by solifluction.

Brown Bwk and BC horizons

These horizons are characterised by moderate weathering as indicated by (i) a higher proportion of clay; (ii) a brown colour (10YR 5/6 to 10YR 6/6) related to the formation of iron oxides; (iii) partial dissolution of carbonates associated with carbonate precipitation in the underlying horizon. The Bwk horizon underwent strong secondary accumulation of calcite forming large rhizoliths, which justifies the addition of the suffix -k. Poorly developed (incipient) horizons showing a range of features otherwise typical of Bw horizons are here referred to as BC horizons.

Rubified Bw and Bwk horizons

Yellowish red (5YR 4/6) to reddish brown (7.5YR 4/6), compact calcareous clayey silt units, exhibiting a massive or prismatic to blocky structure, are interpreted as rubified Bw horizons. Bioturbation (by burrows and roots) is abundant, and black Fe-Mn hypocoatings cover many ped faces (**Fig. 6D**). There is no microscopic evidence of clay illuviation (e.g., clay coatings, clay papules) (**Fig. 5C**). Decalcification of the groundmass is complete, while some channels are filled by slightly calcareous loessic sediment. Secondary carbonate impregnations are also visible.

Calcrete (Ckm horizon)

At Collias, the redistribution of CaCO₃ led to the formation of an indurated laminar crust and vertical rhizoconcretions more than 10 cm long at the bottom of the profile, designated as Ckm horizon (**Fig. 4A, 4C**).

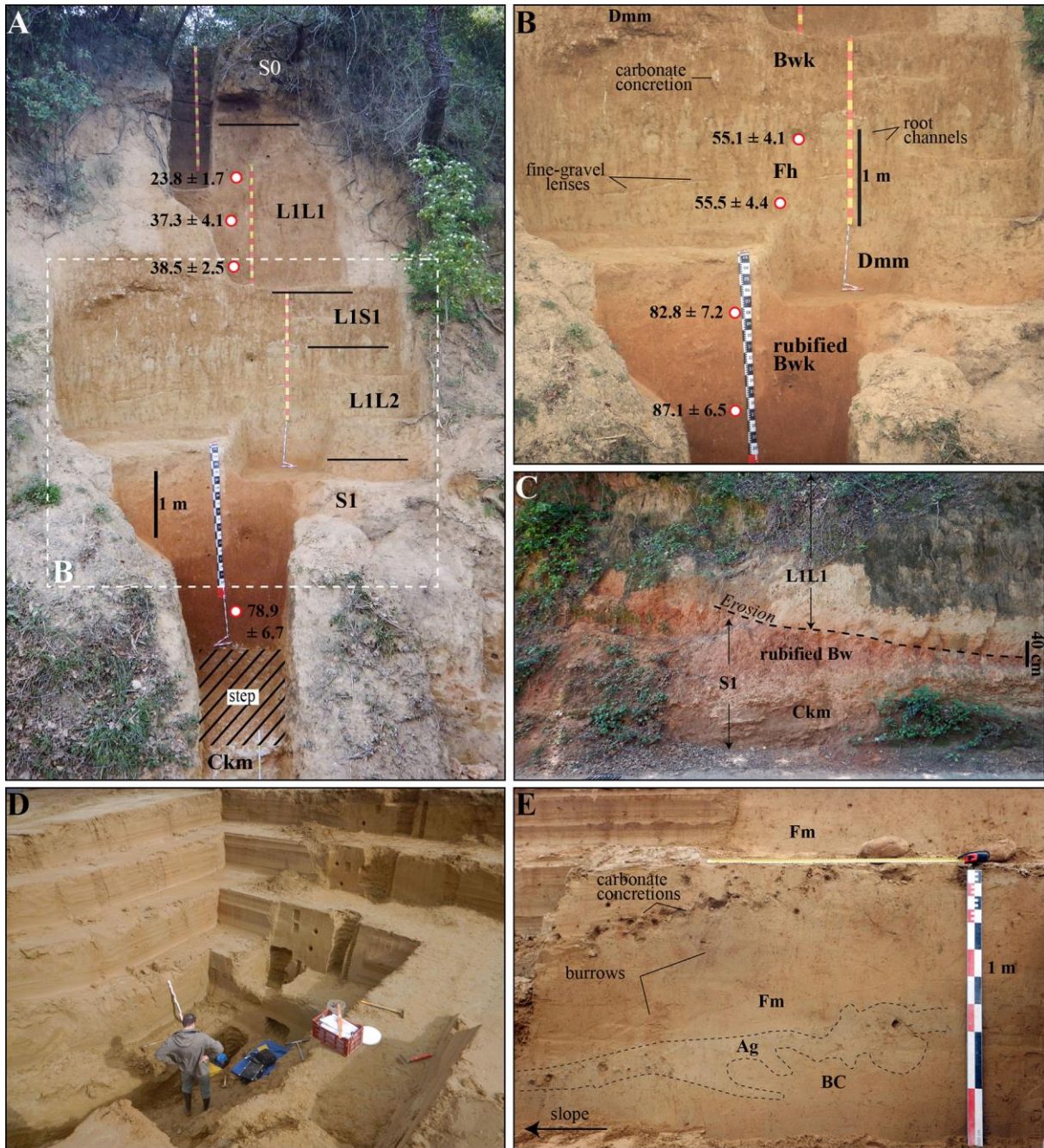


Fig. 4: A, B) Photographs of the main lithofacies of Collias with luminescence ages. C) Close-up view of the erosional surface above the rubified pedocomplex (S1) exposed in a roadcut approximately 100 m from the Collias section; D) Overview of the Lautagne section (Lautagne-A) during archaeological excavations; E) Detail of the deformed incipient palaeosol (P2) of Lautagne (Lautagne-B). All the photographs were taken by M. Bosq.

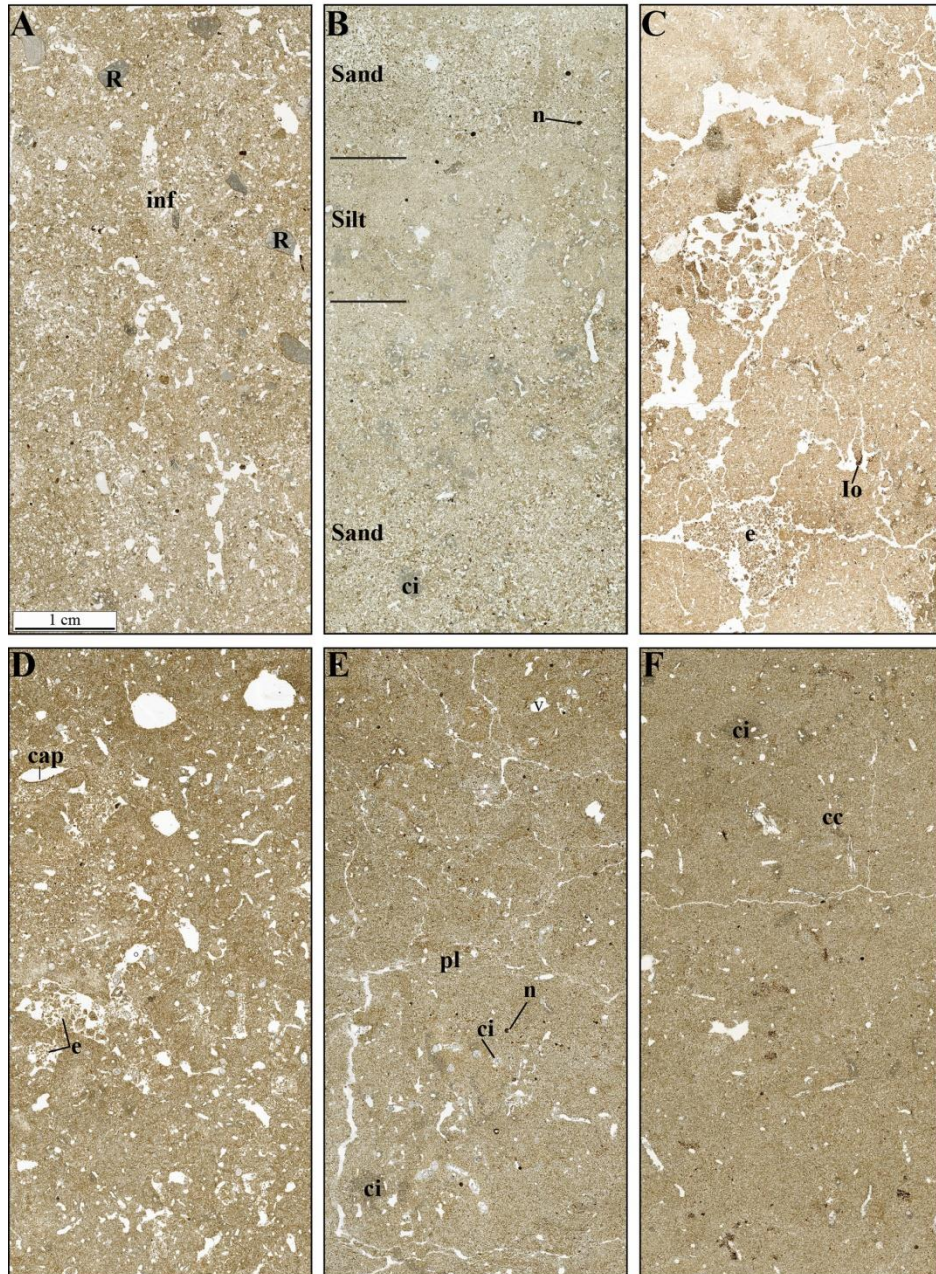


Fig. 5: Photographs of selected thin sections (6.5 x 3.0 cm) of the Collias (A, B and C) and Lautagne (D, E and F) sections. A) Brown Bwk horizon around 320 cm depth - channel microstructure with scattered rock fragments showing thin, clayey silt coatings (M3). B) Calcareous sandy loess (L1L2) around 400 cm depth - 3 to 5 cm thick beds of sand and silt, massive to channel microstructure with abundant secondary calcite impregnations; few scattered Fe/Mn nodules (M4). C) Rubified Bw horizon around 680 cm depth - subangular blocky macroaggregates (one to several centimetres in diameter) with completely decalcified reddish groundmass, diffuse Fe/Mn nodules and coatings. At the base of the thin section, loose discontinuous infillings with disintegrated excrements of enchytraeids or collembolas (M8). D) L1L1 loess near the top of the sequence - channel to vughy microstructure with complex packing voids and large abundant loose infillings of voids by disintegrated excrements (M8). E) Homogenous loess (L1L1) around 260 cm depth - poorly developed subangular blocky structure with carbonate impregnations. In places platy microstructure, partly destroyed by bioturbation (M4). F) Ag horizon around 280 cm depth - massive microstructure with weakly impregnated orthic Fe-hydroxyde nodules (M3). Abbreviations: cc=carbonate coating, ci=carbonate impregnation, cap=clayey silt capping, e=organo-mineral excrements, inf=infilling, Io=amorphous Fe-Mn hydroxides, n=Fe-Mn nodule, pl=platy microstructure R=rock fragment.

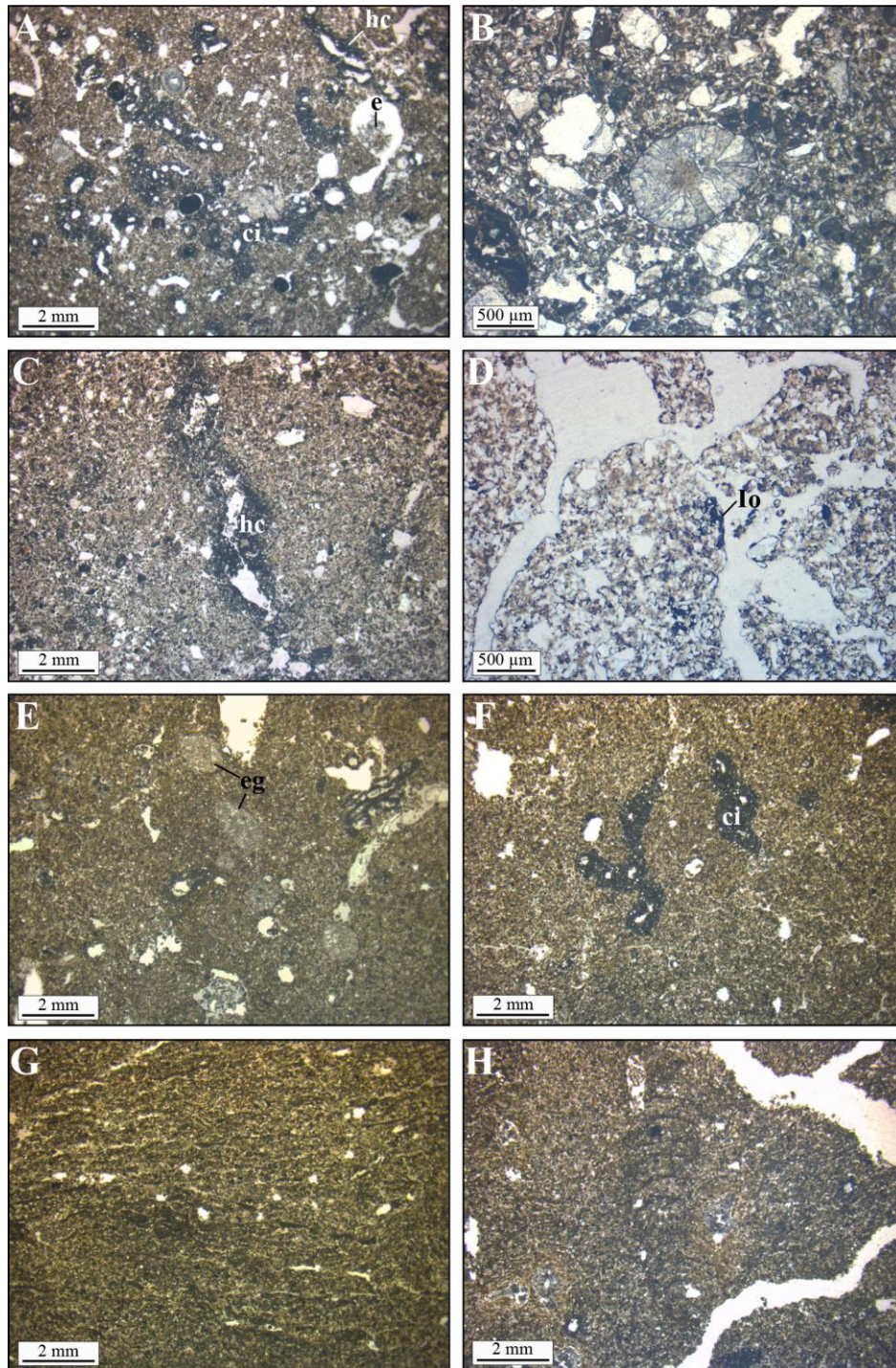


Fig. 6: Microfacies details of selected samples from Collias (A, B, C and D) and Lautagne A (E, F, G and H) sections (see **Figs. 2** and **3**) (plane-polarized (PPL)). A) L1L1 loess around 90 cm depth - dense incomplete micritic infillings and hypocoatings, and loose infilling of channels by porous organio-mineral microaggregates (M1). B) Brown Bwk horizon around 320 cm depth - earthworm granule showing radially arranged sparite crystals (M3). C) Calcareous sandy loess (L1L2) around 400 cm depth - calcite hypocoating around channel (M4). D) Rubified Bw horizon around 680 cm depth - Fe-Mn hypocoatings and quasioatings (M8). E) L1L1 loess around 110 cm depth - earthworm granules (M7). F) Homogenous loess (L1L1) around 170 cm depth - calcitic impregnation (M6). G) Homogenous loess (L1L1) around 260 cm depth - platy microstructure (M4). H) Ag horizon around 280 cm depth - crescent fabric in silty groundmass, resulting from bioturbation by soil mesofauna (M3). Abbreviations: ci=carbonate impregnation, e=organo-mineral excrements, eg=earthworm granule, Hc=calcite hypocoating, Io=amorphous Fe-Mn hydroxides.

3.2. Stratigraphy

The section Collias comprises five main stratigraphic units, from bottom to top (**Figs. 2 and 4**):

- Calcrete (Ckm horizon) overlain by rubified Bw and Bwk horizons, forming a pedocomplex referred to as S1;
- Bedded calcareous sandy loess (L1L2), 2.5 m thick, with bioturbation and diffuse lower boundary;
- Brown Bwk horizon (L1S1), 0.5-0.6 m thick, whose upper boundary is an erosional surface;
- Colluvium (0.2 m) overlain by 2.8 m thick primary loess (L1L1);
- Holocene brown Cambisol (S0), about 1 m thick, predominantly composed of material that has been reworked and translocated in the course of agricultural land use and terracing of the above land (presently used as olive plantation).

The loess sequence at Lautagne (**Fig. 3**) covers Pleistocene gravels that were reached locally at a depth of 5.3 m during the archaeological excavation. Three main units (I-III) were distinguished:

- Reddish colluviated loess, up to 0.5 m thick (L1S1);
- Sandy, calcareous loess, 4.7 m thick (L1L1), including three incipient palaeosols (P3, P2 and P1), each consisting of an Ag-BC profile;
- Holocene Luvisol (S0), locally preserved from erosion due to agriculture within Gallo-Roman pits, and with a ploughed topsoil (Ap horizon).

3.3. Analytical data: magnetic susceptibility, colourimetry, grain-size and geochemistry

An overview of the main physical and chemical properties of the two sequences is provided in **Figures 2 and 3**.

Both sections are characterised by large GSI fluctuations with maximum values in the bedded loess at Collias (between 4.15 m and 4.50 m depth) and in the homogeneous (primary) loess at Lautagne A (at 3.15-3.30 m depth). The proportion of the coarse fraction ($>100 \mu\text{m}$) ranges from 6.3% to 34.8% at Collias and reflects slope inputs mixed with aeolian dust and/or pedogenic carbonate concretions.

The variations in low-frequency magnetic susceptibility (χ_{LF}) coincide with lithofacies changes in both sequences. The highest values ($\chi_{\text{LF}} \geq 0.4 \cdot 10^{-6} \text{ m}^3/\text{kg}$) are found in palaeosol horizons while the lowest values are typical of primary loess (L1L1) and bedded loess (L1L2), except for the Bwk horizon L1S1 at Collias that has relatively low χ_{LF} values (between 0.25 and $0.39 \times 10^{-6} \text{ m}^3/\text{kg}$). L1S1 has also χ_{FD} values above 10%, indicating *in situ* neoformation of superparamagnetic ($<0.03 \mu\text{m}$) pedogenic particles. The lack of correlation between χ_{LF} and χ_{FD} values suggests that larger ferrimagnetic minerals (MD and SD) have little or no contribution to increased magnetic susceptibility.

A correlation exists between magnetic susceptibility and other proxies such as clay content and chromaticity a^* . The highest values of chromaticity a^* range between 5.6 and 13.5 and are associated with clay contents higher than 25%, especially in the pedocomplex S1 at Collias. At Lautagne A, the BC horizons are characterised by relatively high a^* values (≥ 4), and an increase in clay content. In contrast, a^* values and clay contents decrease in homogeneous loess (on average 8-14% clay at Lautagne A and 9-19% clay at Collias).

In both sequences, the element ratio Ti/Al is almost constant, with values between 0.07 and 0.09, indicating stable and homogeneous sediment sources. The Si/Al ratio covariates with CSI and increases significantly in loess while it decreases in palaeosol horizons, which reflects enrichment in aluminosilicates (clay minerals) in the latter. Plagioclase and K-feldspar weathering, represented by CPA and Rb/K, respectively, is more intense in B and BC horizons than in underlying loess. The weathering indices record maximum values in S1 with a CPA of about 96 and a Rb/K ratio of 63. Ag horizons exhibit higher concentrations of K-bearing minerals than BC horizons, which is related to the presence of illite in the fine fraction.

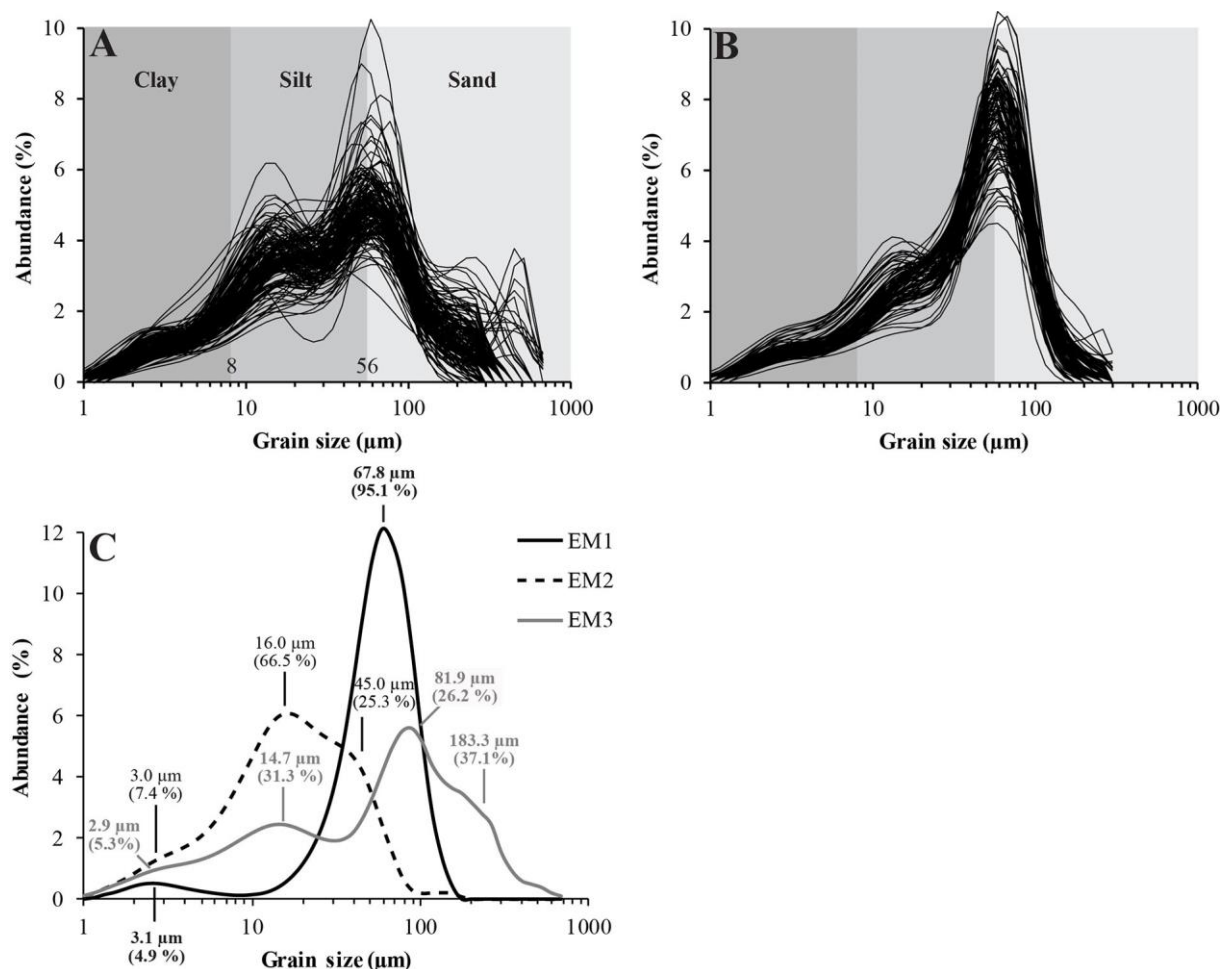


Fig. 7: Grain-size distribution of the samples from Collias (A) and Lautagne A (B). The upper limits of the grain-size classes used here are: 8 μm for clay and 56 μm for silt. C) End-member modelling results of the grain-size dataset of both sections. The main modes of the three end-members were determined by parametric curve-fitting using the R package ‘mixdist’ (Macdonald and Du, 2015).

3.4. Variation in Grain-size distribution and end-member modelling

The grain-size distribution of all samples is polymodal, with the main mode around 60–70 μm (**Figs. 7A, 7B**). The EM modelling algorithm is able to distinguish three components (EM-1, EM-2 and EM-3) that explain well the observed variability in grain-size distribution ($R^2 > 0.9$ for 95% of the samples analysed, i.e. 248 out of a total of 261).

EM-1 is characterised by a unimodal distribution with the main mode at 68 μm (**Fig. 7C**). This subpopulation explains 49.2% of the variance at Lautagne and 19.3% at Collias respectively. EM1 is interpreted as coarse particles that were transported by wind, through saltation and short-term suspension at very low altitude during storm events ([Tsoar and Pye, 1987](#); [Vandenberghe, 2013](#)).

EM-2 has a roughly bimodal distribution with one mode in the medium silt fraction (45 μm) and another in fine silt (16 μm). It represents 40.3% of the variance at Collias and 33.0% at Lautagne A. The coarse mode (45 μm), common in loess deposits, involves short-term transport over greater distances than EM-1 ([Li et al., 2018](#); [Muhs and Bettis III, 2003](#); [Pye, 1995](#)). Recent observations in China showed that dust of the same grain-size mode ($\sim 40 \mu\text{m}$) is collected 10 m above the ground during spring and early summer ([Sun et al., 2003](#)). The finest mode (16 μm) corresponds to dust transported through long-term suspension in the atmosphere at high altitude (tens to hundreds of metres above the ground ([Sun et al., 2003](#)). Observations in the Célé oasis (China) showed that these two components (45 μm and 16 μm) could derive from a single local source ([Lin et al., 2016](#)).

EM-3 is poorly sorted and has a polymodal distribution with the main mode of 183 μm and three minor modes (82 μm , 15 μm and 3 μm) (**Fig. 7C**). EM-3 explains 40.4% of the variance at Collias and 17.8% at Lautagne A. The presence of medium to coarse sand and poor sorting indicate mixing of materials from different sources (in surface horizons especially by agricultural practices) and the addition of autochthonous materials into the aeolian sediments by slope processes. EM-3 has probably a polygenic origin (aeolian and colluvial).

Fine grains ($\sim 3.0 \mu\text{m}$ mode) are represented by a tail in the grain-size distribution curves of all three subpopulations (**Fig. 7C**). This tail is sometimes considered as an artefact ([Nottebaum et al., 2015](#)), and is reported in most European and Asian loess deposits ([Vandenberghe, 2013](#)). The fine particles could indicate long-term suspension transport in the atmosphere (“continuous background dust”) ([Sun et al., 2002](#)). Alternative hypotheses include: (i) fine particles transported by wind as aggregates ([Újvári et al., 2016a](#)); (ii) clay adhesion on coarser grains ([Qiang et al., 2010](#)) or (iii) pedogenic processes ([Bronger and Heinkele, 1990](#); [Sun et al., 2000](#)).

Both sequences show the same overall pattern of EM distribution (**Fig. 8**), i.e. glacial loess deposits are dominated by the coarse component (mainly EM-1), whereas interglacial and interstadial palaeosol horizons are dominated by the fine component (EM-2). Topsoils and bedded loess that have undergone reworking are characterised by a higher EM-3 score.

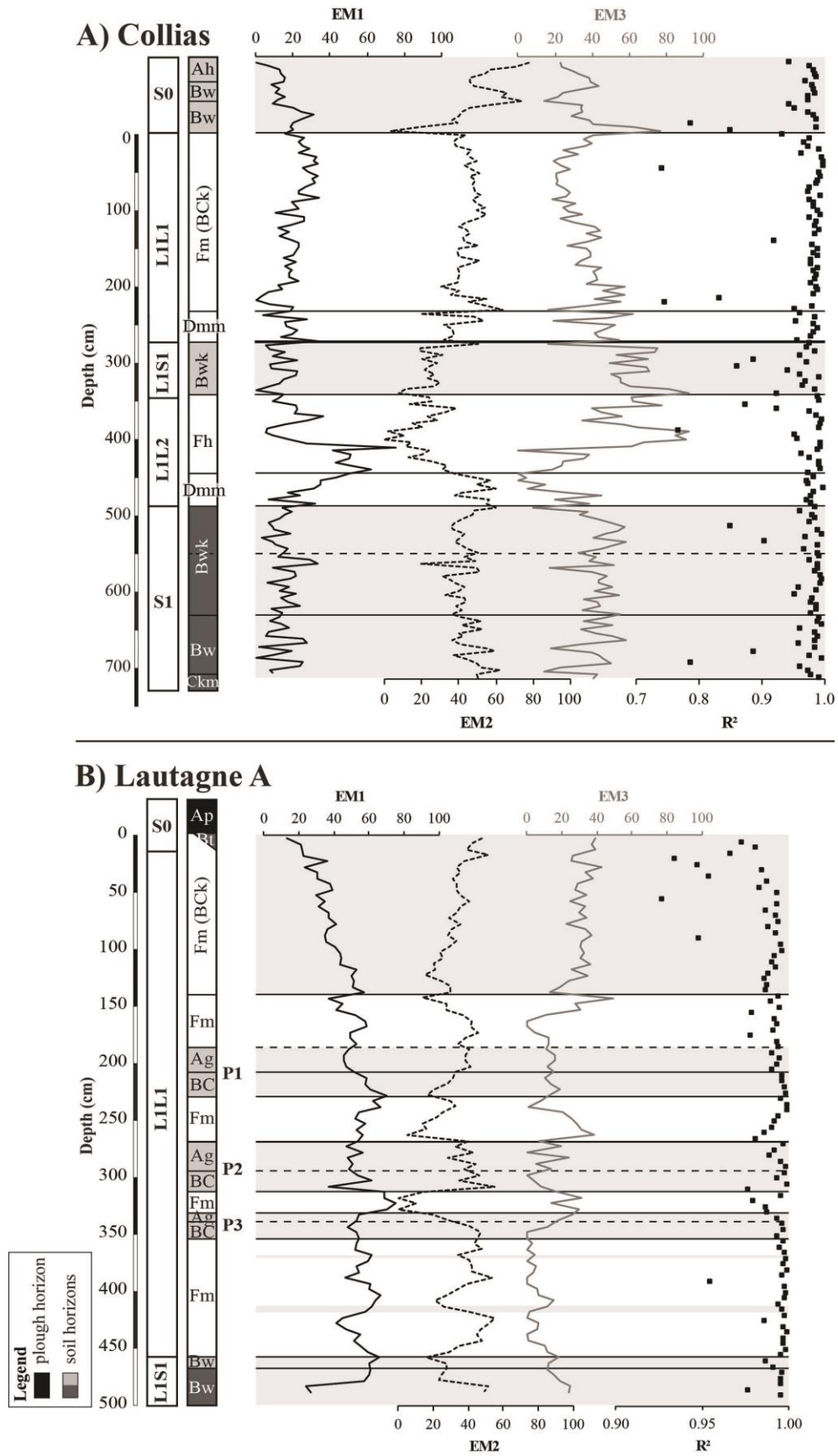


Fig. 8: Contribution of the three end-members and coefficient of determination (R^2) for each sample from the sections Collias (A) and Lautagne A (B).

3.5. Chronological data

3.5.1. Luminescence ages

Table 1 lists the luminescence ages in the two sections. Additional information is provided in **Appendix B**.

3.5.2. Luminescence characteristics and equivalent doses

All investigated quartz samples showed overall acceptable brightness and reproducibility (**Appendix B**). However, compared to the samples from Collias, the quartz fine grain (ca 10^6 grains per aliquot) samples from Lautagne appeared rather dim, and additional tests on the coarse grain fraction (ca 10^2 grains per aliquot) were not continued due to the low signal intensity.

Collias and Lautagne, showed broad D_e distributions but without any obvious pattern. In the case of the samples from Collias this scatter may reflect poor bleaching, dose rate heterogeneities and/or real sediment mixing. The presumed short transport distance from the Rhône Valley may not have yielded a full luminescence signal depletion. More likely, however, post-depositional mixing in conjunction with multiple short-distance erosion and deposition events occurred. Slope-wash and/or creep processes are evidenced by sand-sized and even fine- to medium-gravel sized particles, particularly in the L1L2 unit and the colluvial layer at the bottom of L1L1 at Collias (**Fig. 2**). Intense syn- and post-sedimentary bioturbation is also likely to have been involved.

For the samples from Lautagne (**Fig. B6**), the scatter is rather large for fine grain quartz samples with ca 10^6 grains per aliquot and the expected averaging effects. However, the inter-aliquot scatter is dominated by the individual errors. Thus, these aliquots represent a common central dose.

3.5.3. Dose rate results

Th and K concentrations are comparable for the sites Collias and Lautagne (**Appendix B**). In both sites, the Th and K concentrations show a trend towards higher values in the lower Bw horizons (potential Th adsorption on clay particles). We found radioactive disequilibria in the U-decay chain at both sites. However, the onset of these disequilibria could not be determined, leading us to calculate an average value of the U concentration (see **Appendix B**).

3.5.4. Luminescence ages results

The OSL ages obtained for the loess deposits at Collias range from ~100 ka to ~25 ka. Age inversions overlap within uncertainties and are not considered significant. While the general pattern is similar for ages calculated as mean \pm standard error of the mean (**Fig. B11**, displayed in blue) and those using the ‘baSAR’ modelling approach (**Fig. B11**, displayed in red), the Bayesian approach leads to significantly older ages in the lower part of the section. Nevertheless, given the luminescence ages and D_e values close to commonly accepted

saturation values for quartz luminescence measured in the UV wavelength region, an age underestimation cannot be excluded, and the values must be interpreted cautiously.

The OSL ages obtained for the loess of the Lautagne A sequence range from 31.1 ± 2.4 ka to 7.5 ± 0.6 ka, and the ages are stratigraphically consistent within uncertainties (**Fig. B12**). **Figure 3** shows that the OSL estimates are consistent with the radiocarbon ages obtained from gastropod shells (see section 3.4.2). Only samples BDX18944 (7.5 ± 0.6 ka) and DeA-18281 (12.1–12.6 ka cal. BP) appear significantly underestimated and were not considered in the Bayesian age model. We assume that this young age reflects the admixture of recent soil material through bioturbation.

3.5.5. Radiocarbon ages

A total of 27 radiocarbon dates were determined from unit L1L1, including 23 at Lautagne A and 4 at Collias (**Table 2**).

At Lautagne A, the ages from *Pupilla muscorum* shells appear to be consistent with the stratigraphy and the OSL ages (**Fig. 9B**), while those from earthworm calcite granules show major stratigraphic inversions and younger ages (**Table 2**). The inconsistency of the latter can be explained by the following factors:

(i) lack of precise identification of the earthworm species that secreted these granules. [Canti and Pearce \(2003\)](#) show that some species (e.g., *Apporrectodea icteria*) deposit their granules at some depth, unlike other species (*Lumbricus terrestris* or *L. rubellus*) which preferentially release them on the soil surface. According to these authors, granules larger than 0.4 mm (i.e., the sieve mesh used in this study) can be produced only by a few earthworm species (mostly the genus *Lumbricus*). However, this statement needs to be confirmed as this study was based on current populations in the UK that are known to have smaller body sizes than those in more southerly latitudes, which acted as refuge areas during glacial period ([Mathieu and Davies, 2014](#));

(ii) post-depositional movements resulting in granule redistribution along the soil profile. Earthworms commonly transport surface material (coarse sand, leaves, twigs) to the basal chamber of their burrows that can be located at up to 2 m depth ([Canti, 2007](#)). Syn-sedimentary bioturbation by roots may have been also involved.

Consequently, the ages from earthworm granules were excluded from the analysis to build the age-depth model of the sequence. However, only two dates (Ly-21291 and Ly-51292) among the 14 dates obtained from earthworm granules from the primary loess units yielded post-glacial ages. Thus, although the granules were not in a correct stratigraphic location, they provide reliable information on the age of loess deposition as a whole. Therefore, the ages obtained from Lautagne A (**Table 2**) and other loess sections (**Table 3**) were kept to calculate the age distribution of the Rhône Valley loess (see section 4.5.).

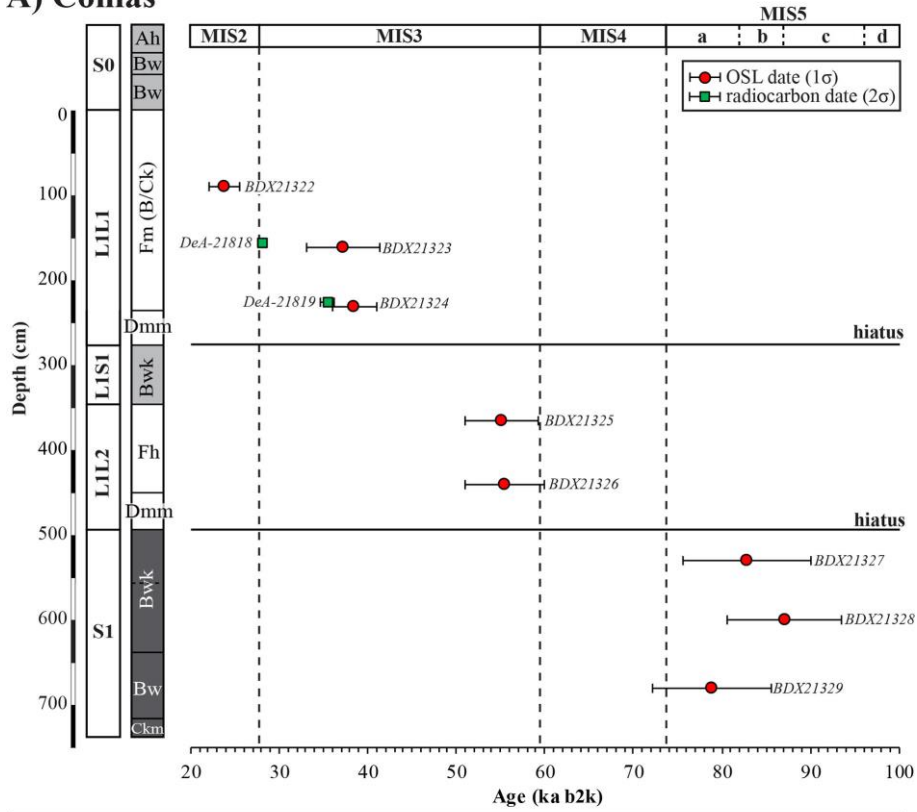
3.5.6. Collias

The sediment from the upper part of the S1 pedocomplex yielded ages (1σ) between ca 87.1 ± 6.5 ka and 82.8 ± 7.2 ka (Fig. 9A), suggesting that it was deposited during the Early Glacial. The lower loess (L1L2) was deposited between 82.8 ± 7.2 ka and 55.1 ± 4.4 ka, i.e. during the Lower Pleniglacial (~MIS 4-very beginning of MIS 3), and the upper loess (L1L1) between 38.5 ka and <23.8 ka, during the Upper Pleniglacial (late MIS 3-MIS 2). The Bwk horizon (L1S1) corresponds to the Middle Pleniglacial (~MIS 3). Discrepancies between ^{14}C and OSL ages at the top of L1L1 prevent an accurate estimation of the end of loess sedimentation.

3.5.7. *Lautagne A*

According to a posteriori ages, the L1L1 loess of Lautagne A (4.60 m to 0.95 m depth) accumulated between ~31–18 ka b2k (Fig. 9B), during the Greenland Stadials GS-5.2 to GS-2.1 (Rasmussen et al., 2014). This period was interspersed with the Greenland Interstadials GI-5.1 to GI-2.1, favourable for the genesis of palaeosols. As suggested by the age-depth model provided by ChronoModel, the incipient Ag-BC palaeosols within the L1L1 loess likely correlate with the interstadials. The 95.4% confidence interval of the a posteriori ages (27.6 – 27.2 ka b2k and 27.7 – 27.3 ka b2k) obtained for the most developed palaeosol P2 overlaps with the interstadial GI-3. With less certainty, P1 may be correlated to GI-2 and P3 to GI-4.

A) Collias



B) Lautagne A

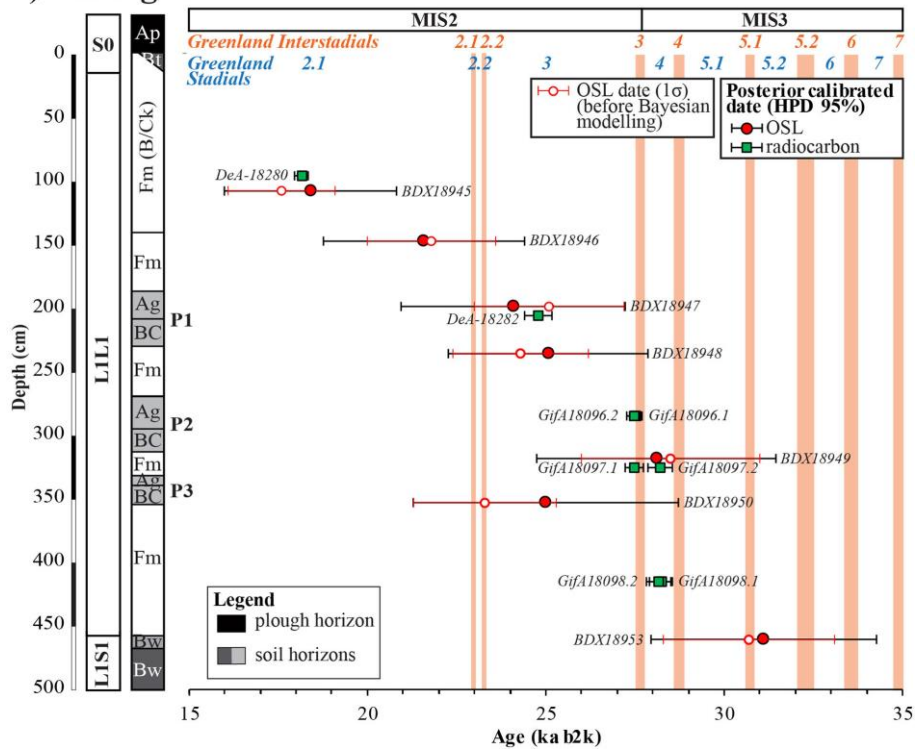


Fig. 9: Chronological data. A) Distribution of the OSL and radiocarbon ages of the section Collias obtained in this study. B) Posterior distribution (95%) of the ages for each sample derived from the Bayesian age model of the Lautagne section using *ChronoModel*. The OSL ages are generally consistent with the ^{14}C ages, although they have large error bars. Greenland interstadials from the NGRIP record on the GICC05 age model (Rasmussen et al., 2014) are indicated in orange.

4. Discussion

4.1. Eemian Interglacial and Early Glacial pedocomplex (S1)

The basal pedocomplex S1 at Collias is characterised by intense reddening, high clay content, chemical weathering, decalcification and precipitation of secondary carbonates in the underlying horizon, forming an indurated Ckm horizon (**Fig. 2**). Fe-Mn hypocoatings on the ped faces suggest occasional waterlogging (**Figs. 5C and 6D**). These characteristics are typical of red Mediterranean soils and testify a forest environment with strong seasonal moisture contrast leading to reddening (Durn et al., 2018; Fedoroff and Courty, 2013; Yaalon, 1997).

Considering the uncertainties associated with the OSL ages (82.8 ± 7.2 ka and 87.1 ± 6.5 ka), the material, in which the upper Bwk horizon of the pedocomplex formed, is attributed to the Early Glacial (MIS 5a-d). The underlying Bw and Ckm horizons can thus be correlated with the Last Interglacial (Eemian, MIS 5e) (**Figs. 2 and 9A**).

4.2. Lower Pleniglacial colluvium and bedded calcareous sandy loess (L1L2)

The Lower Pleniglacial started with the emplacement of loessic colluvium, comprising scattered gravel and reddish lenses containing charcoal fragments (**Fig. 3**). The colluvium reflects reworking of the red Interglacial/Early Glacial Bw horizons exposed along the slope.

Then, increased aridity and wind intensity led to the deposition of coarse-grained calcareous loess that has been redistributed and sorted by slopewash during rainstorm and/or snowmelt (**Figs. 3 and 8A**). The coarse texture indicates abundant sand transport from the sources, probably from the bed of the Rhône River (Bosq et al., 2020) since the particle size of the aeolian deposits becomes coarser towards this river (**Fig. 1B**). The presence of lenses of calcareous rock debris (**Fig. 4A, 4B**) indicates active frost weathering of limestone outcrops. Slope wash during rainstorms or snowmelt during summer are thought to be the main factor involved in the deposition of these lenses.

The OSL ages around 55 ka (BDX21325: 55.5 ± 4.4 ka and BDX21326: 55.1 ± 4.1 ka) suggest that loess deposition took place during late MIS 4 and/or the very beginning of MIS 3 (**Fig. 9A**). These periods are characterised by an increase in dust concentration in the Northern Hemisphere records, including the Greenland ice record (NGRIP; Ruth et al., 2003) and the Eifel Laminated Sediment Archive (ELSA) lake record in Germany (Seelos et al., 2009; Sirocko et al., 2016).

4.3. Middle Pleniglacial brown Bwk horizon (L1S1)

The brown Bwk horizon shows slight dissolution of carbonates, increased clay content and an increase in the concentration of pedogenic ultrafine magnetic grains. The lack of significant variation of weathering indices (CPA, Rb/K) indicates moderate silicate weathering (**Fig. 2**). Large rhizoliths formed below due to carbonate leaching and reprecipitation. The carbonate rhizoliths within the brown horizon must result from an interplay between pedogenesis and moderate loess accumulation rates. Thereby, the loess input led to an upward movement of

the soil surface and addition of primary carbonates, whereas pedogenesis involved leaching of these fresh inputs and accumulation of secondary carbonates within the lower part of the brown horizon (**Fig. 4B**). Thus, this brown Bwk horizon implies a decrease (possibly multiphased) in loess sedimentation and a moister climate favourable to the development of vegetation. The soil has been truncated by erosion and covered by colluvial material.

According to our chronological data, the soil to which the truncated Bwk horizon belonged formed between 55.1 ± 4.1 ka and 38.5 ± 2.5 ka (**Fig. 9A**), i.e. within a long interval during MIS 3.

4.4. Upper Pleniglacial loess (L1L1)

4.4.1. Loess deposits

The L1L1 loess reaches more than 2 m thickness at Collias and 4 m at Lautagne A (**Fig. 4**). Similar homogeneous yellowish, up to 5 m thick loess deposits were observed in many outcrops along the Rhône Valley (**Bosq et al., 2018**). They share common characteristics with the loess of the southern part of the Carpathian basin (e.g., **Antoine et al., 2009b; Bokhorst et al., 2011; Marković et al., 2009; Novothny et al., 2011**), including (i) coarse texture, (ii) lack of well-developed palaeosols; (iii) absence of structures of periglacial origin (ice-wedge pseudomorphs, soil wedges) except for platy microstructure; (iv) absence of laminated deposits of niveo-aeolian origin such as those commonly observed in NW Europe (**Antoine et al., 2016; Lehmkuhl et al., 2016; Zens et al., 2018**) and (v) abundant syn-sedimentary bioturbation.

The EM-1 subpopulation, which is predominant in the samples from Lautagne A (**Fig. 8B**), indicates a relatively limited transport distance, in the order of a few kilometres to tens of kilometres. This fraction originates from the Rhône riverbed, where the particles derived from the AIS were subjected to deflation. Riparian vegetation was probably involved in the trapping of wind-transported particles (e.g., **Bosq et al., 2018**).

The GSI peaks are interpreted as reflecting periods of increasing wind carrying capacity (**Antoine et al., 2009a; Schirmer, 2016; Vandenberghe et al., 1985**). According to the chronological data of Lautagne (**Fig. 9B**), the highest GSI values occurred during GS-3 and GS-4, whereas they slowly decreased during GS-2.1 (**Fig. 3**).

4.4.2. Incipient palaeosols

Weakly developed palaeosols (P1 to P3) are visible within the L1L1 loess at Lautagne A (**Fig. 3**). The Ag horizons are finer-grained than primary loess. They exhibit hydromorphic features and low organic matter content. The abundant carbonate concretions are interpreted as resulting from secondary carbonate precipitation during the accumulation of overlying loess, favoured by the fine-grained texture. The BC horizons have higher clay content, slight carbonate depletion and a slightly darker and reddish colour. Their genesis indicates short periods of decrease or cessation of loess sedimentation due to milder climate. The hydromorphic features in the topsoils can be explained by two hypotheses, which are not mutually exclusive:

(1) The soils developed during a period of climatic improvement associated with increased precipitation and snow accumulation. Waterlogging in the topsoil resulted from snow cover and subsequent snowmelt above still frozen ground that did not allow for meltwater infiltration. Permafrost was absent in the southern part of France during the coldest periods of the Pleistocene (Andrieux et al., 2016) and waterlogging occurred only during limited periods each year.

(2) Reducing conditions in the topsoil horizon occurred upon burial, as a consequence of soil organic matter degradation by soil microorganisms. Unlike the humic horizons described in the loess sections of continental Eastern Europe (e.g., Veres et al., 2018), soil-forming conditions in less continental regions led to the formation of poorly condensed organic matter with low "black carbon" content (Eckmeier et al., 2007; Schmidt and Noack, 2000), which was less resistant to degradation.

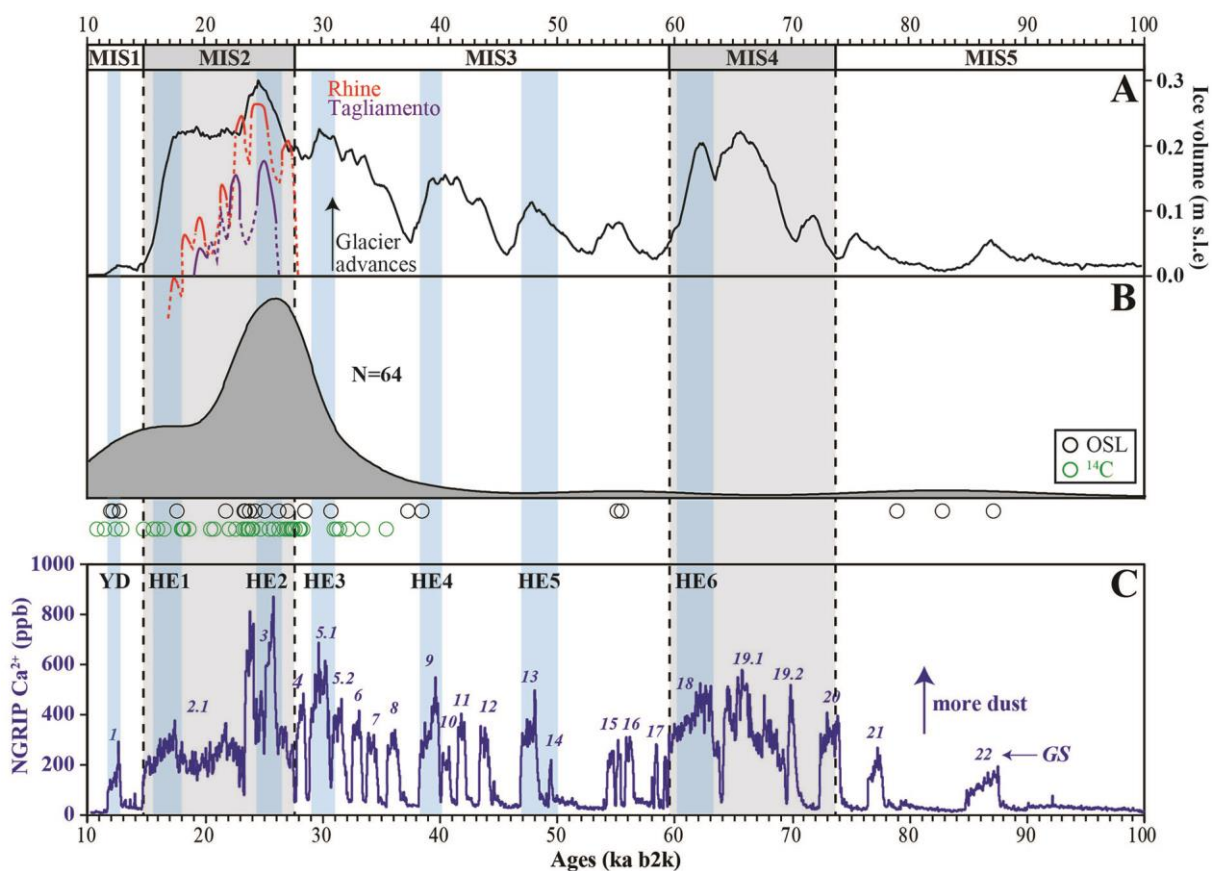


Fig. 10: A) Total AIS ice volume through the Last Glacial cycle (100–10 ka) from a recent simulation using the Parallel Ice Sheet Model (PISM) with climate forcing derived from WorldClim and the ERA-Interim reanalysis (Seguinot et al., 2018). Modelled ice volume is expressed in meters sea level equivalent (m s.l.e.). Fluctuations of the Rhine (red) (Preusser et al., 2011) and Tagliamento (purple) (Monegato et al., 2007) glaciers. B) Kernel Density Estimation (KDE) of ages for the OSL- and radiocarbon-dated loess from the Rhône Valley (this study, Ollivier, 2006; Bazile, 2007; Magnin, 2014; Varennes et al., 2015; Laroche et al., 2020; Thirault et al., 2020). C) NGRIP Ca²⁺ curve over the last 100 ka according to the revised Greenland Ice Core Chronology proposed by Rasmussen et al. (2014). The chronological intervals for the Younger Dryas (YD) period and Heinrich Events (HEs) are depicted in blue. They are taken from Sanchez Goñi and Harrison (2010). The chronological limit of each MIS is also taken from Sanchez Goñi and Harrison (2010).

4.5. Regional chronology

In addition to the ages obtained in this study, we compiled the ages available for the loess deposits in southeast France from the literature to assess the chronology of the main regional sedimentation phases. Overall, 21 OSL dates on quartz and 43 ¹⁴C dates on gastropod shells, earthworm granules and charcoal were selected (**Tables 1 to 4**). The age distribution was calculated using the Kernel Density Estimation (KDE) (Vermeesch, 2012), which helps to identify how ages cluster. The clusters provide a chronological estimate of the main periods of dust accumulation, assuming that sampling was equally distributed throughout the loess sequences. Although the analysis must be considered preliminary because of the limited number of available dates (N=64), the comparison of the KDE graph with the modelled AIS volume (expressed in metres of sea level equivalent) (Seguinot et al., 2018) together with the Rhine (Preusser et al., 2011) and the Tagliamento (Monegato et al., 2007) glacial systems for which robust chronological constraints are available on the one hand, and the dust concentration recorded in the NGRIP ice core (Ca²⁺ in ppb) on the other hand, lead to the following conclusions (**Fig. 10**):

- (1) For the period before ca 40 ka, only a few dates (N=5) are available, which suggests weak dust accumulation. Surprisingly, no age falls with certainty into MIS 4, a cold period that was marked by substantial AIS development. The reason behind remains unclear (weak deposition, subsequent erosion, loess recycling?).
- (2) For the Upper Pleniglacial, the age distribution shows an approximate synchronicity between loess deposition and AIS fluctuations. The peak of loess ages at 28–24 ka, i.e. GS-3, coincides with the maximum AIS volume (26–23 ka, Ivy-Ochs et al., 2018; Luetscher et al., 2015; Monegato et al., 2017; Preusser et al., 2011; Seguinot et al., 2018) and the highest CSI values. This period includes Heinrich Event 2 (HE-2, Sanchez Goñi and Harrison, 2010), which was responsible for cold and arid conditions on the European continent (Duprat-Oualid et al., 2017; Fletcher et al., 2010).
- (3) During the late Last Glacial Maximum (late LGM) (ca 23–19 ka, Clark et al., 2009), the AIS entered a recessional phase and lost 80% of its volume at 17.5 ka (Ivy-Ochs et al., 2008; Monegato et al., 2017). Following the deglaciation during GS-2, a significant glacial re-advance (not visible in the simulation) occurred during the Gschnitz stadial at 17–16 ka, in response to the HE-1 cooling (Ivy-Ochs et al., 2006, 2008; Ivy-Ochs, 2015). Accordingly, the age density decreases sharply during GS-2, while aeolian accumulation may have resumed somewhat during HE-1. Overall, GSI values gradually declined over this period.
- (4) The aeolian activity persisted until the Younger Dryas cooling (GS-1) at 12.9–11.7 ka.

These preliminary results suggest that the peak of dust accumulation in the Rhône Valley was concomitant with the maximal AIS extension. The link between these two phenomena could reside in the modulation of the amount of glacially abraded fine particles by the advances and retreats of the ice sheet. These particles, which were transported by the Rhône River and its tributaries, and then remobilised by deflation, formed the main source of dust as shown by Bosq et al. (2020).

Chapitre 5 : Chronologie des dépôts éoliens

Therefore, glacier dynamics was probably the primary factor influencing loess deposition, whereas millennial climate fluctuations (HEs), including periods of enhanced dryness and associated changes in vegetation acted as a modulator of the primary signal.

Table 3

AMS radiocarbon ages of loess samples from other locations in the Rhône Valley (calibration by use of *IntCal13* according to Reimer et al., 2013).

Sample name	Laboratory code	Material	¹⁴ C age a BP (1σ)	¹⁴ C a cal. BP (2σ) Min - Max	Reference
Lautagne B - 105/100	GrA-68025	earthw.calcite granules	13250 ± 60	15722 - 16134	this study
Lautagne B - 165/160	GrA-68024	earthw.calcite granules	17000 ± 90	20221 - 20763	this study
Lautagne B - 260/255	GrA-68023	earthw.calcite granules	15340 ± 70	18440 - 18775	this study
Mauves Sud 1	Ly-14666	earthw.calcite granules	26870 ± 250	30651 - 31287	this study
Mauves Sud 2	Ly-14667	earthw.calcite granules	29370 ± 350	32698 - 34171	this study
Saint-Paul-les-Durance 3	Ly-14670	earthw.calcite granules	22880 ± 160	26776 - 27536	this study
Saint-Paul-les-Durance 4	Ly-14671	earthw.calcite granules	13030 ± 60	15324 - 15827	this study
Collias 5	Ly-14668	earthw.calcite granules	27540 ± 270	30976 - 31918	this study
Saint-Désirat 2	Ly-14669	earthw.calcite granules	21500 ± 140	25542 - 26043	this study
Saint-Péray 3	Ly-15407	earthw.calcite granules	19490 ± 100	23112 - 23784	this study
Sathonay 1	Ly-15408	shell (<i>S. oblonga</i>)	20020 ± 100	23809 - 24360	this study
Sathonay 2	Ly-15409	shell (<i>S. oblonga</i>)	22630 ± 140	26543 - 27316	this study
Soyons 1	Ly-15410	shell (<i>S. oblonga</i>)	18660 ± 90	22344 - 22769	this study
Soyons 2	Ly-15411	shell (<i>S. oblonga</i>)	27220 ± 230	30876 - 31456	this study
Bouzil	Ly-390/AA-23353	charcoal	23570 ± 200	27390 - 28031	Bazile, 2007
Mirabeau 11	Poz-17284	charcoal	11420 ± 140	13040 - 13547	Ollivier, 2006
Géménos-Aubagne	AA-16474	charcoal	32230 ± 490	35023 - 37596	Magnin, 2014

Table 4

OSL ages of loess samples from other locations.

Sample name	Laboratory code	Material	Age ka (1σ)	Reference
Les Croisières - UPS30	GdTL-1878	Quartz (125-200 μm)	12.0 ± 0.5	Varennes et al. (2015)
Les Croisières - UPS9	GdTL-1877	Quartz (125-200 μm)	12.2 ± 0.8	Varennes et al. (2015)
Garons ZAC Mitra V - PR116	GdTL-2839	Quartz (45-63 μm)	27.0 ± 1.5	Laroche et al. (2020)
Favary - PR1109	GdTL-2190	Quartz (45-63 μm)	12.7 ± 0.7	Thirault et al. (2020)
Lautagne B - OSL8 180cm	BDX18951	Quartz (4-11 μm)	26.3 ± 2.2	This study
Lautagne B - OSL9 240cm	BDX18952	Quartz (4-11 μm)	23.4 ± 1.8	This study

5. Conclusions

The high-resolution multi-proxy sedimentological and chronostratigraphical analysis of two loess sections in the Rhône Valley allow to draw the following conclusions:

- (1) A ~8 m thick loess record of the Last Climate Cycle is preserved at Collias. Loess deposition occurred during the Lower and Upper Pleniglacial (L1L2 and L1L1). The loess overlies a thick red pedocomplex (S1) developed during the Last Interglacial and the Early Glacial, similar to those observed elsewhere in southern and southeastern Europe (e.g., Durn et al., 2018; Fedoroff and Courty, 2013). A brown Bwk horizon

(L1S1) developed during the Middle Pleniglacial. In the Lautagne section, the ~ 5 m thick loess deposits provide a detailed record of the Upper Pleniglacial.

- (2) The chronological data (AMS ^{14}C and OSL) show that the main phase of loess deposition (L1L1) corresponds to the stadials GS-5 to GS-2. The loess is coarse, calcareous and is interspersed with three incipient palaeosols at Lautagne A. These palaeosols are correlated with the Greenland Interstadials GI-4 to GI-2.
- (3) At a regional scale, the numerical ages obtained on the upper loess (L1L1) range between ca 38.5 ka and 12 ka with a main peak at 28–24 ka, which coincides with the maximal AIS advance.

At a European scale, the aeolian systems composed of coversands and loess formed disconnected geographical units, each characterised by specific regional environmental conditions (i.e., regionally varying temperature, precipitation, and vegetation). It thus seems plausible that the phases of aeolian accumulation were not strictly synchronous across Europe, because the controlling factors (i.e., sediment availability, soil moisture, permafrost) varied considerably, both in time and space. This hypothesis remains, however, to be studied in more detail.

Acknowledgements

This research was conducted in the PACEA laboratory with the financial support of the LaScArBx (research program of the Agence Nationale de la Recherche ANR-10-LABX-52), involving the University of Bordeaux and the University of Bordeaux-Montaigne. The preparation of the samples from Lautagne was greatly supported by the luminescence team from the Justus-Liebig University of Giessen (head: Prof Dr Markus Fuchs), namely Veit van Dienenhoven and Urs Tilmann Wolpert, who helped out in times of need. The preparation of the samples from Collias was made possible by the luminescence team from the University of Bayreuth (head: Dr Christoph Schmidt) who gave us access to their sieving equipment. The remaining sample preparation in Bordeaux was supported by Julie Faure and Pierre Bidaud. Additional support was also provided by the Institut national de recherches archéologiques Préventives (Inrap). C. Ronco and E. Morin who provided us an access to the archaeological excavations of Lautagne are warmly acknowledged. We also acknowledge the archaeologists who conducted the excavations and survey of Garons Mitra V, Soyons and Saint-Péray, particularly M. Laroche, J.-M. Lurol, B. Gely, J.-M. Le Pape, F. Derym. We would like to thank M. Rué, C. Recq, A. Ajas and J.-L. Brochier for providing us with their OSL dating results. We warmly thank Lee Drake for his invaluable help in calibration of the ED-XRF portable Bruker Tracer 5i. Finally, the two reviewers, F. Lehmkuhl and D.-D Rousseau are acknowledged for their valuable comments.

References

- [dataset] Amante, C., Eakins, B.W., 2009. ETOPO1 Global Relief Model converted to PanMap layer format. NOAA-National Geophysical Data Center. <https://doi.org/10.1594/PANGAEA.769615>
- Andrieux, E., Bertran, P., Saito, K., 2016. Spatial analysis of the French Pleistocene permafrost by a GIS database. *Permafrost and Periglacial Processes* 27, 17–30.

- Antoine, P., Rousseau, D.-D., Moine, O., Kunesch, S., Hatté, C., Lang, A., Tissoux, H., Zöller, L., 2009a. Rapid and cyclic aeolian deposition during the Last Glacial in European loess: a high-resolution record from Nussloch, Germany. *Quaternary Science Reviews* 28, 2955–2973. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2009.08.001>
- Antoine, P., Rousseau, D.-D., Fuchs, M., Hatté, C., Gauthier, C., Marković, S.B., Jovanović, M., Gaudenyi, T., Moine, O., Rossignol, J., 2009b. High-resolution record of the last climatic cycle in the southern Carpathian Basin (Surduk, Vojvodina, Serbia). *Quaternary International* 198, 19–36. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2008.12.008>
- Antoine, P., Coutard, S., Guerin, G., Deschodt, L., Goval, E., Loch, J.-L., Paris, C., 2016. Upper Pleistocene loess-palaeosol records from Northern France in the European context: Environmental background and dating of the Middle Palaeolithic. *Quaternary International* 411, 4–24. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.11.036>
- Bagnold, R.A., Barndorff-Nielsen, O., 1980. The pattern of natural size distributions. *Sedimentology* 27, 199–207. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.1980.tb01170.x>
- Banks, W.E., Bertran, P., Ducasse, S., Klaric, L., Lanos, P., Renard, C., Mesa, M., 2019. An application of hierarchical Bayesian modeling to better constrain the chronologies of Upper Paleolithic archaeological cultures in France between ca. 32,000–21,000 calibrated years before present. *Quaternary Science Reviews* 220, 188–214. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2019.07.025>
- Bazile, F., 2007. Le Gravettien de la France méditerranéenne. *PALEO. Revue d'archéologie préhistorique* 19, 89–103.
- Bertran, P., Liard, M., Sitzia, L., Tissoux, H., 2016. A map of Pleistocene aeolian deposits in Western Europe, with special emphasis on France. *Journal of Quaternary Science* 31, e2909. <https://doi.org/10.1002/jqs.2909>
- Boixadera, J., Poch, R.M., Lowick, S.E., Balasch, J.C., 2015. Loess and soils in the eastern Ebro Basin. *Quaternary International* 376, 114–133. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2014.07.046>
- Bokhorst, M.P., Beets, C.J., Marković, S.B., Gerasimenko, N.P., Matviishina, Z.N., Frechen, M., 2009. Pedo-chemical climate proxies in Late Pleistocene Serbian–Ukrainian loess sequences. *Quaternary International* 198, 113–123. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2008.09.003>
- Bonifay, E., 1962. Les Terrains quaternaires dans le Sud-Est de la France. Delmas, Bordeaux.
- Bosq, M., Bertran, P., Degeai, J.-P., Kreutzer, S., Queffelec, A., Moine, O., Morin, E., 2018. Last Glacial aeolian landforms and deposits in the Rhône Valley (SE France): Spatial distribution and grain-size characterization. *Geomorphology* 318, 250–269. <https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2018.06.010>
- Bosq, M., Bertran, P., Degeai, J.-P., Queffelec, A., Moine, O., 2020. Geochemical signature of sources, recycling and weathering in the Last Glacial loess from the Rhône Valley (southeast France) and comparison with other European regions. *Aeolian Research* 42, 100561. <https://doi.org/10.1016/j.aeolia.2019.100561>
- Bouchez, J., Gaillardet, J., Lupker, M., Louvat, P., France-Lanord, C., Maurice, L., Armijos, E., Moquet, J.-S., 2012. Floodplains of large rivers: Weathering reactors or simple silos? *Chemical Geology* 332–333, 166–184. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2012.09.032>
- Brennan, R., Quade, J., 1997. Reliable late-Pleistocene stratigraphic ages and shorter groundwater travel times from 14 C in fossil snails from the southern Great Basin. *Quaternary Research* 47, 329–336. <https://doi.org/10.1006/qres.1997.1895>
- Bronger, A., Heinkele, Th., 1990. Mineralogical and clay mineralogical aspects of loess research. *Quaternary International* 7–8, 37–51. [https://doi.org/10.1016/1040-6182\(90\)90037-5](https://doi.org/10.1016/1040-6182(90)90037-5)

- Buggle, B., Glaser, B., Hambach, U., Gerasimenko, N., Marković, S., 2011. An evaluation of geochemical weathering indices in loess–paleosol studies. *Quaternary International* 240, 12–21. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2010.07.019>
- Buggle, B., Hambach, U., Müller, K., Zöller, L., Marković, S.B., Glaser, B., 2014. Iron mineralogical proxies and Quaternary climate change in SE-European loess–paleosol sequences. *Catena* 117, 4–22. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2013.06.012>
- Calvo, F.R., Sánchez, J., Acosta, A., Wolf, D., Faust, D., 2016. Granulometrical, mineralogical and geochemical characterization of loess deposits in the Tajo Basin. *Quaternary International* 407, 14–28.
- Canti, M.G., 2007. Deposition and taphonomy of earthworm granules in relation to their interpretative potential in Quaternary stratigraphy. *Journal of Quaternary Science* 22, 111–118. <https://doi.org/10.1002/jqs.1017>
- Canti, M.G., Pearce, T.G., 2003. Morphology and dynamics of calcium carbonate granules produced by different earthworm species. *Pedobiologia* 47, 511–521. <https://doi.org/10.1078/0031-4056-00221>
- CIE, 1976. Colorimetry: Official Recommendations of the International Commission on Illumination. Bureau central de la CIE, Paris.
- Clark, P.U., Dyke, A.S., Shakun, J.D., Carlson, A.E., Clark, J., Wohlfarth, B., Mitrovica, J.X., Hostetler, S.W., McCabe, A.M., 2009. The Last Glacial Maximum. *Science* 325, 710–714. <https://doi.org/10.1126/science.1172873>
- Combès, B., Philippe, A., Lanos, P., Mercier, N., Tribolo, C., Guerin, G., Guibert, P., Lahaye, C., 2015. A Bayesian central equivalent dose model for optically stimulated luminescence dating. *Quaternary geochronology* 28, 62–70. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2015.04.001>
- Costantini, E.A.C., Carnicelli, S., Sauer, D., Priori, S., Andretta, A., Kadereit, A., Lorenzetta, R., 2018. Loess in Italy: Genesis, characteristics and occurrence. *Catena* 168, 14–33. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2018.02.002>
- Cremonesi, M., 1990. The loess in Northern and Central Italy: a loess basin between the Alps and the Mediterranean Region, CNR Centro di Studio per la Stratigrafia e la Petrografia delle Alpi Centrali, Milano.
- Cremonesi, M., Zerboni, A., Nicosia, C., Negrino, F., Rodnight, H., Spötl, C., 2015. Age, soil-forming processes, and archaeology of the loess deposits at the Apennine margin of the Po plain (northern Italy): New insights from the Ghiardo area. *Quaternary International* 376, 173–188. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2014.07.044>
- Cullers, R.L., 2000. The geochemistry of shales, siltstones and sandstones of Pennsylvanian–Permian age, Colorado, USA: implications for provenance and metamorphic studies. *Lithos* 51, 181–203. [https://doi.org/10.1016/S0024-4937\(99\)00063-8](https://doi.org/10.1016/S0024-4937(99)00063-8)
- Dearing, J., Livingstone, I., Zhou, L.-P., 1996. A late Quaternary magnetic record of Tunisian loess and its climatic significance. *Geophysical Research Letters* 23, 189–192. <https://doi.org/10.1029/95GL03132>
- Dee, M.W., Palstra, S.W.L., Aerts-Bijma, A.T., Bleeker, M.O., de Bruijn, S., Ghebru, F., Jansen, H.G., Kuitens, M., Paul, D., Richie, R.R., 2020. Radiocarbon dating at Groningen: New and updated chemical pretreatment procedures. *Radiocarbon* 62, 63–74. <https://doi.org/10.1017/RDC.2019.101>
- Dietze, E., Hartmann, K., Diekmann, B., Ijmker, J., Lehmkuhl, F., Opitz, S., Stauch, G., Wünnemann, B., Borchers, A., 2012. An end-member algorithm for deciphering modern detrital processes from lake sediments of Lake Donggi Cona, NE Tibetan Plateau, China. *Sedimentary Geology* 243, 169–180. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2011.09.014>

- Dietze, E., Dietze, M., 2019. Grain-size distribution unmixing using the R package EMMAgeo, *E&G Quaternary Science Journal* 68, 29–46. <https://doi.org/10.5194/egqsj-68-29-2019>
- Drake, L., 2018. CloudCal v3.0. GitHub. <https://github.com/leedrake5/CloudCal>. doi:10.5281/zenodo.2596154
- Duprat-Oualid, F., Rius, D., Bégeot, C., Magny, M., Millet, L., Wulf, S., Appelt, O., 2017. Vegetation response to abrupt climate changes in Western Europe from 45 to 14.7 k cal a BP: the Bergsee lacustrine record (Black Forest, Germany). *Journal of Quaternary Science* 32, 1008–1021. <https://doi.org/10.1002/jqs.2972>
- Durcan, J.A., King, G.E., Duller, G.A., 2015. DRAC: Dose Rate and Age Calculator for trapped charge dating. *Quaternary Geochronology* 28, 54–61. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2015.03.012>
- Durn, G., Wacha, L., Bartolin, M., Rolf, C., Frechen, M., Tsukamoto, S., Tadej, N., Husnjak, S., Li, Y., Rubinić, V., 2018. Provenance and formation of the red palaeosol and lithified terra rossa-like infillings on the Island of Susak: A high-resolution and chronological approach. *Quaternary international* 494, 105–129. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2017.11.040>
- Eckmeier, E., Gerlach, R., Gehrt, E., Schmidt, M.W., 2007. Pedogenesis of chernozems in Central Europe—a review. *Geoderma* 139, 288–299. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2007.01.009>
- Ehlers, J., Gibbard, P.L., 2004. Quaternary glaciations—extent and chronology: part I: Europe. Elsevier, Amsterdam.
- Evin, J., Marechal, J., Pachiardi, C., Puissegur, J., 1980. Conditions involved in dating terrestrial shells. *Radiocarbon* 22, 545–555. <https://doi.org/10.1017/S0033822200009875>
- FAO, 2006. Guideline for soil description, fourth ed. FAO, Rome, Italy.
- Fedoroff, N., Courty, M.-A., 2013. Revisiting the genesis of red Mediterranean soils. *Turkish Journal of Earth Sciences* 22, 359–375. <https://doi.org/10.3906/yer-1205-10>
- Fletcher, W.J., Goni, M.F.S., Allen, J.R., Cheddadi, R., Combourieu-Nebout, N., Huntley, B., Lawson, I., Londeix, L., Magri, D., Margari, V., 2010. Millennial-scale variability during the last glacial in vegetation records from Europe. *Quaternary Science Reviews* 29, 2839–2864. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2009.11.015>
- Frechen, M., Schirmer, W., 2011. Luminescence chronology of the Schwalbenberg II loess in the Middle Rhine valley. *Eiszeitalter und Gegenwart* 60, 78–89. <https://doi.org/10.3285/eg.60.1.05>
- Fuchs, M., Kreutzer, S., Rousseau, D.-D., Antoine, P., Hatté, C., Lagroix, F., Moine, O., Gauthier, C., Svoboda, J., Lisá, L., 2013. The loess sequence of Dolní Vestonice, Czech Republic: A new OSL-based chronology of the Last Climatic Cycle. *Boreas* 42, 664–677. <https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2012.00299.x>
- Goodfriend, G.A., Stipp, J.J., 1983. Limestone and the problem of radiocarbon dating of land-snail shell carbonate. *Geology* 11, 575–577. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1983\)11<575:LATPOR>2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1983)11<575:LATPOR>2.0.CO;2)
- Guérin, Gilles, Antoine, P., Schmidt, E., Goval, E., Hérisson, D., Jamet, G., Reyss, J.-L., Shao, Q., Philippe, A., Vibet, M.-A., 2017. Chronology of the Upper Pleistocene loess sequence of Havrincourt (France) and associated Palaeolithic occupations: A Bayesian approach from pedostratigraphy, OSL, radiocarbon, TL and ESR/U-series data. *Quaternary Geochronology* 42, 15–30. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2017.07.001>
- Guérin, Guillaume, Christophe, C., Philippe, A., Murray, A.S., Thomsen, K.J., Tribolo, C., Urbanova, P., Jain, M., Guibert, P., Mercier, N., 2017. Absorbed dose, equivalent dose, measured dose rates, and implications for OSL age estimates: Introducing the

- Average Dose Model. *Quaternary Geochronology* 41, 163–173.
<https://doi.org/10.1016/j.quageo.2017.04.002>
- Guibert, P., Schvoerer, M., 1991. TL dating: low background gamma spectrometry as a tool for the determination of the annual dose. *International Journal of Radiation Applications and Instrumentation. Part D. Nuclear Tracks and Radiation Measurements* 18, 231–238. [https://doi.org/10.1016/1359-0189\(91\)90117-Z](https://doi.org/10.1016/1359-0189(91)90117-Z)
- Guilloré, P., 1980. Méthode de fabrication mécanique et en série des lames minces, Institut National Agronomique, Paris-Grignon.
- Guo, Y., Yang, S., Su, N., Li, C., Yin, P., Wang, Z., 2018. Revisiting the effects of hydrodynamic sorting and sedimentary recycling on chemical weathering indices. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 227, 48–63.
<https://doi.org/10.1016/j.gca.2018.02.015>
- Heier, K.S., Billings, G.K., 1970. Rubidium, in: Wedepohl K.H. (Eds.), *Handbook of Geochemistry*. Springer, Berlin, pp. 37B1–37N1.
- Hopcroft, P.O., Valdes, P.J., Woodward, S., Joshi, M.M., 2015. Last glacial maximum radiative forcing from mineral dust aerosols in an Earth system model: LGM dust in an earth system model. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 120, 8186–8205. <https://doi.org/10.1002/2015JD023742>
- Hughes, A.L., Gyllencreutz, R., Lohne, Ø.S., Mangerud, J., Svendsen, J.I., 2016. The last Eurasian ice sheets—a chronological database and time-slice reconstruction, DATED-1. *Boreas* 45, 1–45.
- Huntley, D.J., Godfrey-Smith, D.I., Thewalt, M.L., 1985. Optical dating of sediments. *Nature* 313, 105–107. <https://doi.org/10.1038/313105a0>
- ISO, 2009. ISO 13320 - Particle size analysis - Laser diffraction methods.
- IUSS Working Group WRB, 2015. World reference base for soil resources 2014, update 2015: International soil classification system for naming soils and creating legends for soil maps. FAO, Rome.
- Ivy-Ochs, S., 2015. Glacier variations in the European Alps at the end of the last glaciation. *Cuadernos de investigación geográfica* 41, 295–315. <https://doi.org/10.18172/cig.2750>
- 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. <https://doi.org/10.1002/jqs.955>
- 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. <https://doi.org/10.1002/jqs.1202>
- Ivy-Ochs, S., Lucchesi, S., Baggio, P., Fioraso, G., Gianotti, F., Monegato, G., Graf, A.A., Akçar, N., Christl, M., Carraro, F., 2018. New geomorphological and chronological constraints for glacial deposits in the Rivoli-Avigliana end-moraine system and the lower Susa Valley (Western Alps, NW Italy). *Journal of Quaternary Science* 33, 550–562. <https://doi.org/10.1002/jqs.3034>
- Ji, J., Balsam, W., Chen, J., 2001. Mineralogic and climatic interpretations of the Luochuan loess section (China) based on diffuse reflectance spectrophotometry. *Quaternary Research* 56, 23–30. <https://doi.org/10.1006/qres.2001.2238>
- Jones, R.M., 2003. Particle size analysis by laser diffraction: ISO 13320, standard operating procedures, and Mie theory. *American Laboratory* 35, 44–47.
- Kreutzer, S., Fuchs, M., Meszner, S., Faust, D., 2012a. OSL chronostratigraphy of a loess-palaeosol sequence in Saxony/Germany using quartz of different grain sizes. *Quaternary Geochronology* 10, 102–109.
<https://doi.org/10.1016/j.quageo.2012.01.004>

- Kreutzer, S., Schmidt, C., Fuchs, M.C., Dietze, M., Fischer, M., Fuchs, M., 2012b. Introducing an R package for luminescence dating analysis. *Ancient TL* 30, 1–8.
- Kreutzer, S., Burow, C., Dietze, M., Fuchs, M.C., Schmidt, C., Fischer, M., Friedrich, J., Mercier, N., Smedley, R.K., Christophe, C., Zink, A., Durcan, J., King, G.E., Philippe, A., Guerin, G., Riedesel, S., Autzen, M., Guibert, P., Fuchs, M., 2020. Luminescence: Comprehensive Luminescence Dating Data Analysis. CRAN version 0.9.5. URL: <https://CRAN.R-project.org/package=Luminescence>.
- Lambeck, K., Rouby, H., Purcell, A., Sun, Y., Sambridge, M., 2014. Sea level and global ice volumes from the Last Glacial Maximum to the Holocene. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 111, 15296–15303. <https://doi.org/10.1073/pnas.1411762111>
- Lanos, P., Dufresne, P., 2019. ChronoModel version 2.0: Software for Chronological Modelling of Archaeological Data Using Bayesian Statistics. Centre National de la Recherche Scientifique.
- Lanos, P., Philippe, A., 2017. Event date model: a robust Bayesian tool for chronology building. *Communications for Statistical Applications and Methods* 25, 131–157. <https://doi.org/10.29220/CSAM.2018.25.2.131>
- Lanos, P., Philippe, A., 2015. Hierarchical Bayesian modeling for combining dates in archaeological context. *Journal de la Société Française de Statistique, Société Française de Statistique et Société Mathématique de France* 158, 72–88.
- Laroche, M., Parisot, N., Recq, C., Orgeval, M., Remicourt, M., Renaud, A., Grange, G., Charbouillot, S., Battetier, J., Marquebielle, B., Rué, M., Lafont, V., Chateauneuf, F., Curé, A.-M., Magnin, F., 2020. L'occupation fonbuxienne de Mitra 5 à Garons (Gard) (archaeological survey report). Paléotime, Villard-de-Lans.
- Lehmkuhl, F., Zens, J., Krauß, L., Schulte, P., Kels, H., 2016. Loess-paleosol sequences at the northern European loess belt in Germany: Distribution, geomorphology and stratigraphy. *Quaternary Science Reviews* 153, 11–30. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.10.008>
- Li, Y., Song, Y., Fitzsimmons, K.E., Chang, H., Orozbaev, R., Li, X., 2018. Eolian dust dispersal patterns since the last glacial period in eastern Central Asia: insights from a loess-paleosol sequence in the Ili Basin. *Climate of the Past* 14, 271. <https://doi.org/10.5194/cp-14-271-2018>
- Liang, L., Sun, Y., Beets, C.J., Prins, M.A., Wu, F., Vandenberghe, J., 2013. Impacts of grain size sorting and chemical weathering on the geochemistry of Jingyuan loess in the northwestern Chinese Loess Plateau. *Journal of Asian Earth Sciences, New Global Perspectives on Paleontology, Stratigraphy, Paleoceanography, Paleoclimatology, and Tectonics in the East Asia and Western Pacific* 69, 177–184. <https://doi.org/10.1016/j.jseaes.2012.12.015>
- Lin, Y., Mu, G., Xu, L., Zhao, X., 2016. The origin of bimodal grain-size distribution for aeolian deposits. *Aeolian Research* 20, 80–88. <https://doi.org/10.1016/j.aeolia.2015.12.001>
- Lindner, H., Lehmkuhl, F., Zeeden, C., 2017. Spatial loess distribution in the eastern Carpathian Basin: a novel approach based on geoscientific maps and data. *Journal of Maps* 13, 173–181. <https://doi.org/10.1080/17445647.2017.1279083>
- Lomax, J., Fuchs, M., Preusser, F., Fiebig, M., 2014. Luminescence based loess chronostratigraphy of the Upper Palaeolithic site Krems-Wachtberg, Austria. *Quaternary international* 351, 88–97. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2012.10.037>
- Løvborg, L., Kirkegaard, P., 1974. Response of 3 "× 3 "NaI (Tl) detectors to terrestrial gamma radiation. *Nuclear Instruments and Methods* 121, 239–251. [https://doi.org/10.1016/0029-554X\(74\)90072-X](https://doi.org/10.1016/0029-554X(74)90072-X)

- Lucas-Tooth, H.J., Price, B.J., 1961. A mathematical method for investigation of inter-element effects in X-ray fluorescent analysis. *Metallurgia* 64, 149–161.
- 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, 1–6. <https://doi.org/10.1038/ncomms7344>
- Lukić, T., Basarin, B., Buggle, B., Marković, S.B., Tomović, V.M., Raljić, J.P., Hrnjak, I., Timar-Gabor, A., Hambach, U., Gavrilov, M.B., 2014. A joined rock magnetic and colorimetric perspective on the Late Pleistocene climate of Orlovat loess site (Northern Serbia). *Quaternary International* 334, 179–188. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2014.03.042>
- Lunt, D.J., Valdes, P.J., 2002. Dust deposition and provenance at the Last Glacial Maximum and present day. *Geophysical research letters* 29, 42-1-42–4. <https://doi.org/10.1029/2002GL015656>
- Macdonald, P., Du, J., 2015. Package ‘mixdist’: Finite Mixture Distribution Models. CRAN version 0.9.5. URL: <https://CRAN.R-project.org/package=Luminescence>.
- Magnin, F., 2014. Middle Pleniglacial to Holocene molluscan assemblages in the Marseille-Aubagne basin (Provence, France). *Quaternaire. Revue de l’Association française pour l’étude du Quaternaire* 25, 113–125. <https://doi.org/10.4000/quaternaire.7006>
- Maher, B.A., Taylor, R.M., 1988. Formation of ultrafine-grained magnetite in soils. *Nature* 336, 368–370. <https://doi.org/10.1038/336368a0>
- Mahowald, N.M., Muhs, D.R., Levis, S., Rasch, P.J., Yoshioka, M., Zender, C.S., Luo, C., 2006. Change in atmospheric mineral aerosols in response to climate: Last glacial period, preindustrial, modern, and doubled carbon dioxide climates. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 111, D10202. <https://doi.org/10.1029/2005JD006653>
- Mandier, P., 1988. Les problèmes chronologiques posés par les phases de la récession würmienne dans la moyenne vallée du Rhône. *Quaternaire. Revue de l’Association française pour l’étude du Quaternaire* 25, 123–128.
- Marković, S.B., Hambach, U., Catto, N., Jovanović, M., Buggle, B., Machalett, B., Zöller, L., Glaser, B., Frechen, M., 2009. Middle and late Pleistocene loess sequences at Batajnica, Vojvodina, Serbia. *Quaternary International* 198, 255–266. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2008.12.004>
- Mathieu, J., Davies, T.J., 2014. Glaciation as an historical filter of below-ground biodiversity. *Journal of Biogeography* 41, 1204–1214. <https://doi.org/10.1111/jbi.12284>
- Mazenot, G., 1956. Recherches sur les faunes malacologiques du loess récent würmien et de divers limons terrestres holocènes dans le sud-est de la France. *Bulletin mensuel de la Société linnéenne de Lyon* 25, 9–24.
- Mercier, N., Falguères, C., 2007. Field gamma dose-rate measurement with a NaI (TI) detector: re-evaluation of the “threshold” technique. *Ancient TL* 25, 1–4.
- Mercier, N., Kreutzer, S., Christophe, C., Guérin, G., Guibert, P., Lahaye, C., Lanos, P., Philippe, A., Tribolo, C., 2016. Bayesian statistics in luminescence dating: The ‘baSAR’-model and its implementation in the R package ‘Luminescence’. *Ancient TL* 34, 14–21.
- Meszner, S., Kreutzer, S., Fuchs, M., Faust, D., 2013. Late Pleistocene landscape dynamics in Saxony, Germany: Paleoenvironmental reconstruction using loess-paleosol sequences. *Quaternary International* 296, 94–107. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2012.12.040>
- Miall, A., 1996. *The Geology of Fluvial Deposits, Sedimentary Facies, Basin Analysis and Petroleum Geology*. Springer, Berlin.

- Moine, O., Antoine, P., Hatté, C., Landais, A., Mathieu, J., Prud'homme, C., Rousseau, D.-D., 2017. The impact of Last Glacial climate variability in west-European loess revealed by radiocarbon dating of fossil earthworm granules. *Proceedings of the National Academy of Sciences* 114, 6209–6214. <https://doi.org/10.1073/pnas.1614751114>
- Molnár, M., Rinyu, L., Veres, M., Seiler, M., Wacker, L., Synal, H.-A., 2013. EnvironMICADAS: A mini 14 C AMS with enhanced gas ion source interface in the Hertelendi Laboratory of Environmental Studies (HEKAL), Hungary. *Radiocarbon* 55, 338–344. <https://doi.org/10.1017/S0033822200057453>
- Monegato, G., Ravazzi, C., Donegana, M., Pini, R., Calderoni, G., Wick, L., 2007. Evidence of a two-fold glacial advance during the last glacial maximum in the Tagliamento end moraine system (eastern Alps). *Quaternary Research* 68, 284–302. <https://doi.org/10.1016/j.yqres.2007.07.002>
- Monegato, G., Scardia, G., Hajdas, I., Rizzini, F., Piccin, A., 2017. The Alpine LGM in the boreal ice-sheets game. *Scientific reports* 7, 1–8. <https://doi.org/10.1038/s41598-017-02148-7>
- Moska, P., Jary, Z., Adamiec, G., Bluszcz, A., 2019. Chronostratigraphy of a loess-palaeosol sequence in Biały Kościół, Poland using OSL and radiocarbon dating. *Quaternary international* 502, 4–17. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2018.05.024>
- Moska, P., Jary, Z., Adamiec, G., Bluszcz, A., 2015. OSL chronostratigraphy of a loess-palaeosol sequence in Złota using quartz and polymineral fine grains. *Radiation Measurements* 81, 23–31. <https://doi.org/10.1016/j.radmeas.2015.04.012>
- Muhs, D.R., Bettis III, E.A., 2003. Quaternary loess-paleosol sequences as examples of climate-driven sedimentary extremes. *Special Papers-Geological Society of America* 370, 53–74.
- Munsell, A.H., 2000. Munsell soil color charts. GretagMacbeth, Shanghai.
- Murray, A.S., Wintle, A.G., 2000. Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. *Radiation measurements* 32, 57–73. [https://doi.org/10.1016/S1350-4487\(99\)00253-X](https://doi.org/10.1016/S1350-4487(99)00253-X)
- Nesbitt, H.W., Markovics, G., Price, R.C., 1980. Chemical processes affecting alkalis and alkaline earths during continental weathering. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 44, 1659–1666. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(80\)90218-5](https://doi.org/10.1016/0016-7037(80)90218-5)
- Nesbitt, H.W., Young, G.M., 1989. Formation and Diagenesis of Weathering Profiles. *The Journal of Geology* 97, 129–147. <https://doi.org/10.1086/629290>
- Nesbitt, H.W., Young, G.M., 1982. Early Proterozoic climates and plate motions inferred from major element chemistry of lutites. *Nature* 299, 715. <https://doi.org/10.1038/299715a0>
- Nottebaum, V., Stauch, G., Hartmann, K., Zhang, J., Lehmkuhl, F., 2015. Unmixed loess grain size populations along the northern Qilian Shan (China): relationships between geomorphologic, sedimentologic and climatic controls. *Quaternary International* 372, 151–166. [https://doi.org/10.1016/S1350-4487\(99\)00253-X](https://doi.org/10.1016/S1350-4487(99)00253-X)
- Novothny, Á., Frechen, M., Horváth, E., Wacha, L., Rolf, C., 2011. Investigating the penultimate and last glacial cycles of the Süttő loess section (Hungary) using luminescence dating, high-resolution grain size, and magnetic susceptibility data. *Quaternary International* 234, 75–85. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2010.08.002>
- Obreht, I., Zeeden, C., Hambach, U., Veres, D., Marković, S.B., Lehmkuhl, F., 2019. A critical reevaluation of palaeoclimate proxy records from loess in the Carpathian Basin. *Earth-science reviews* 190, 498–520. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2019.01.020>

- Ollivier, V., 2006. Continuités, instabilités et ruptures morphogéniques en Provence depuis la dernière glaciation. Travertinisation, détritisme et incisions sur le piémont sud du Grand Luberon (Vaucluse, France). Relations avec les changements climatiques et l'anthropisation (Unpublished Ph.D. dissertation). University of Provence, Aix-Marseille I.
- Paterson, G.A., Heslop, D., 2015. New methods for unmixing sediment grain size data. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems* 16, 4494–4506. <https://doi.org/10.1002/2015GC006070>
- Pigati, J.S., Rech, J.A., Nekola, J.C., 2010. Radiocarbon dating of small terrestrial gastropod shells in North America. *Quaternary Geochronology* 5, 519–532. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2010.01.001>
- Preusser, F., Degering, D., Fuchs, M., Hilgers, A., Kadereit, A., Klasen, N., Krbetschek, M., Richter, D., Spencer, J.Q., 2008. Luminescence dating: basics, methods and applications. *E&G Quaternary Science Journal* 57, 95–149.
- Preusser, F., Graf, H.R., Keller, O., Krayss, E., Schlüchter, C., 2011. Quaternary glaciation history of northern Switzerland. *E&G Quaternary Science Journal* 60, 282–305. <https://doi.org/10.3285/eg.60.2-3.06>
- Profe, J., Zolitschka, B., Schirmer, W., Frechen, M., Ohlendorf, C., 2016. Geochemistry unravels MIS 3/2 paleoenvironmental dynamics at the loess–paleosol sequence Schwalbenberg II, Germany. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 459, 537–551. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2016.07.022>
- Pye, K., 1995. The nature, origin and accumulation of loess. *Quaternary Science Reviews* 14, 653–667. [https://doi.org/10.1016/0277-3791\(95\)00047-X](https://doi.org/10.1016/0277-3791(95)00047-X).
- Qiang, M., Lang, L., Wang, Z., 2010. Do fine-grained components of loess indicate westerlies: insights from observations of dust storm deposits at Lenghu (Qaidam Basin, China). *Journal of Arid Environments* 74, 1232–1239. <https://doi.org/10.1016/j.jaridenv.2010.06.002>
- Qin, X., Cai, B., Liu, T., 2005. Loess record of the aerodynamic environment in the east Asia monsoon area since 60,000 years before present. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth* 110, B01204. <https://doi.org/10.1029/2004JB003131>.
- R Core Team, 2019. R: a language and environment for statistical computing, version 3.0. 2. Vienna, Austria: R Foundation for Statistical Computing; 2013.
- 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., 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. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2014.09.007>
- Reimann, C., Birke, M., Demetriades, A., Filzmoser, P., O'Connor, P., 2014. Part A: Chemistry of Europe's Agricultural Soils: Methodology and Interpretation of the GEMAS Data Set. *Geologisches Jahrbuch, Hannover*.
- Reimer, P.J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Ramsey, C.B., Buck, C.E., Cheng, H., Edwards, R.L., Friedrich, M., 2013. IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0–50,000 years cal BP. *Radiocarbon* 55, 1869–1887. https://doi.org/10.2458/azu_js_rc.55.16947
- Richter, D., Richter, A., Dornich, K., 2013. Lexsyg—A new system for luminescence research. *Geochronometria* 40, 220–228. <https://doi.org/10.2478/s13386-013-0110-0>
- Ruth, U., Wagenbach, D., Steffensen, J.P., 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: Atmospheres* 108. <https://doi.org/10.1029/2002JD002376>
- Sanchez Goñi, M.F., Harrison, S.P., 2010. Millennial-scale climate variability and vegetation changes during the Last Glacial: Concepts and terminology. *Quaternary Science Reviews* 29, 2823–2827. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2009.11.014>
- Sauer, D., Kadereit, A., Kühn, P., Kösel, M., Miller, C.E., Shinonaga, T., Kreuzer, S., Herrmann, L., Fleck, W., Starkovich, B.M., Stahr, K., 2016. The loess-palaeosol sequence of Datthausen, SW Germany: Characteristics, chronology, and implications for the use of the Lohne Soil as a marker soil. *Catena* 146, 10–29. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2016.06.024>
- Schaffernicht, E.J., Ludwig, P., Shao, Y., 2020. Linkage between dust cycle and loess of the Last Glacial Maximum in Europe. *Atmospheric Chemistry and Physics* 20, 4969–4986. <https://doi.org/10.5194/acp-20-4969-2020>
- Schirmer, W., 2016. Late Pleistocene loess of the lower Rhine. *Quaternary international* 411, 44–61. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2016.01.034>
- Schmidt, M.W., Noack, A.G., 2000. Black carbon in soils and sediments: analysis, distribution, implications, and current challenges. *Global biogeochemical cycles* 14, 777–793. <https://doi.org/10.1029/1999GB001208>
- Schulte, P., Lehmkuhl, F., Steininger, F., Loibl, D., Lockot, G., Protze, J., Fischer, P., Stauch, G., 2016. Influence of HCl pretreatment and organo-mineral complexes on laser diffraction measurement of loess–paleosol sequences. *Catena* 137, 392–405. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2015.10.015>
- Seelos, K., Sirocko, F., Dietrich, S., 2009. A continuous high-resolution dust record for the reconstruction of wind systems in central Europe (Eifel, Western Germany) over the past 133 ka. *Geophysical Research Letters* 36, L20712. <https://doi.org/10.1029/2009GL039716>
- Seguinot, J., Ivy-Ochs, S., Jouvét, G., Huss, M., Funk, M., Preusser, F., 2018. Modelling last glacial cycle ice dynamics in the Alps. *The Cryosphere* 12, 3265–3285. <https://doi.org/10.3929/ethz-b-000297918>
- Sheldon, N.D., Tabor, N.J., 2009. Quantitative paleoenvironmental and paleoclimatic reconstruction using paleosols. *Earth-Science Reviews* 95, 1–52. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2009.03.004>
- Sirocko, F., Knapp, H., Dreher, F., Förster, M.W., Albert, J., Brunck, H., Veres, D., Dietrich, S., Zech, M., Hambach, U., Röhner, M., Rudert, S., Schwibus, K., Adams, C., Sigl, P., 2016. The ELSA-Vegetation-Stack: Reconstruction of Landscape Evolution Zones (LEZ) from laminated Eifel maar sediments of the last 60,000 years. *Global and Planetary Change* 142, 108–135. <https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2016.03.005>
- Sitzia, L., Bertran, P., Sima, A., Chery, P., Queffelec, A., Rousseau, D.-D., 2017. Dynamics and sources of last glacial aeolian deposition in southwest France derived from dune patterns, grain-size gradients and geochemistry, and reconstruction of efficient wind directions. *Quaternary Science Reviews* 170, 250–268. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2017.06.029>
- Stoops, G., 2003. Guidelines for analysis and description of soil and regolith thin sections. Soil Science Society of America Inc.
- Stuiver, M., Reimer, P.J., 1993. Extended 14 C data base and revised CALIB 3.0 14 C age calibration program. *Radiocarbon* 35, 215–230. <https://doi.org/10.1017/S0033822200013904>
- Sun, D., Bloemendal, J., Rea, D.K., Vandenberghe, J., Jiang, F., An, Z., Su, R., 2002. Grain-size distribution function of polymodal sediments in hydraulic and aeolian

- environments, and numerical partitioning of the sedimentary components. *Sedimentary Geology* 152, 263–277.
- Sun, D., Chen, F., Bloemendal, J., Su, R., 2003. Seasonal variability of modern dust over the Loess Plateau of China. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres* 108. <https://doi.org/10.1029/2003JD003382>
- Sun, Y., Lu, H., An, Z., 2000. Grain size distribution of quartz isolated from Chinese loess/paleosol. *Chinese Science Bulletin* 45, 2296–2298. <https://doi.org/10.1007/BF02886372>
- Thiel, C., Buylaert, J.-P., Murray, A.S., Terhorst, B., Tsukamoto, S., Frechen, M., Sprafke, T., 2011. Investigating the chronostratigraphy of prominent palaeosols in Lower Austria using post-IR IRSL dating. *E&G quaternary science journal* 60, 137–152. <https://doi.org/info:doi:10.3285/eg.60.1.10>
- Thirault, E., Ancel, M.J., Ayasse, A., Baradat, A., Deparnay, X., Moreau, C., Rué, M., et al., 2020. Favary, Rousset (Bouches-du-Rhône) (archaeological survey report). Paléotime, Villard-de-Lans.
- Thompson, R., Oldfield, F., 1986. *Environmental magnetism*. Allen and Unwin, London.
- Tricart, J., 1952. Paléoclimats quaternaires et morphologie climatique dans le Midi méditerranéen. *Quaternary Science Journal* 2, 172–188.
- Tsoar, H., Pye, K., 1987. Dust transport and the question of desert loess formation. *Sedimentology* 34, 139–153.
- Újvári, G., Kok, J.F., Varga, G., Kovács, J., 2016a. The physics of wind-blown loess: Implications for grain size proxy interpretations in Quaternary paleoclimate studies. *Earth-Science Reviews* 154, 247–278. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2016.01.006>
- Újvári, G., Molnár, M., Páll-Gergely, B., 2016b. Charcoal and mollusc shell ¹⁴C-dating of the Dunaszekcső loess record, Hungary. *Quaternary Geochronology* 35, 43–53. <https://doi.org/10.1016/j.quageo.2016.05.005>
- Van Vliet-Lanoë, B., 1985. Frost effects in soils, in: Boardman, J. (Ed.), *Soils and Quaternary Landscape Evolution*. John Wiley & Sons, New York, pp. 117–158.
- Vandenberghe, J., 2013. Grain size of fine-grained windblown sediment: A powerful proxy for process identification. *Earth-Science Reviews* 121, 18–30. <https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2013.03.001>
- Vandenberghe, J., Múcher, H.J., Roebroeks, W., Gemke, D., 1985. Lithostratigraphy and palaeoenvironment of the Pleistocene deposits at Maastricht-Belvédère, southern Limburg, the Netherlands. *Analecta* 18, 12.
- Varennes, G., Ajas, A., Brochier, J.L., Delhon, C., Durand, F., Nicolle, B., Parisot, N., Picavet, R., Roux, L., Vital, J., 2015. Les Croisières, Guilhaud-Granges, Ardèche (archaeological survey report). Paléotime, Villard-de-Lans.
- Veres, D., Tecsá, V., Gerasimenko, N., Zeeden, C., Hambach, U., Timar-Gabor, A., 2018. Short-term soil formation events in last glacial east European loess, evidence from multi-method luminescence dating. *Quaternary Science Reviews* 200, 34–51. <https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2018.09.037>
- Vermeesch, P., 2012. On the visualisation of detrital age distributions. *Chemical Geology* 312, 190–194. <https://doi.org/10.1016/j.chemgeo.2012.04.021>
- Vriend, M., Prins, M.A., 2005. Calibration of modelled mixing patterns in loess grain-size distributions: an example from the north-eastern margin of the Tibetan Plateau, China. *Sedimentology* 52, 1361–1374. <https://doi.org/10.1111/j.1365-3091.2005.00743.x>
- Wacha, L., Rolf, C., Hambach, U., Frechen, M., Galović, L., Duchoslav, M., 2018. The Last Glacial aeolian record of the Island of Susak (Croatia) as seen from a high-resolution grain-size and rock magnetic analysis. *Quaternary International* 494, 211–224. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2017.08.016>

- Weltje, G.J., 1997. End-member modeling of compositional data: Numerical-statistical algorithms for solving the explicit mixing problem. *Mathematical Geology* 29, 503–549.
- Weltje, G.J., Prins, M.A., 2007. Genetically meaningful decomposition of grain-size distributions. *Sedimentary Geology* 202, 409–424. <https://doi.org/10.1016/j.sedgeo.2007.03.007>
- Wolf, D., Kolb, T., Alcaraz-Castaño, M., Heinrich, S., Baumgart, P., Calvo, R., Sánchez, J., Ryborz, K., Schäfer, I., Bliedtner, M., 2018. Climate deteriorations and Neanderthal demise in interior Iberia. *Scientific reports* 8, 1–10. <https://doi.org/10.1038/s41598-018-25343-6>
- Wolf, D., Ryborz, K., Kolb, T., Zapata, R.C., Vizcaino, J.S., Zöller, L., Faust, D., 2019. Origins and genesis of loess deposits in central Spain, as indicated by heavy mineral compositions and grain-size variability. *Sedimentology* 66, 1139–1161. <https://doi.org/10.1111/sed.12539>
- Wronkiewicz, D.J., Condie, K.C., 1990. Geochemistry and mineralogy of sediments from the Ventersdorp and Transvaal Supergroups, South Africa: Cratonic evolution during the early Proterozoic. *Geochimica et Cosmochimica Acta* 54, 343–354. [https://doi.org/10.1016/0016-7037\(90\)90323-D](https://doi.org/10.1016/0016-7037(90)90323-D)
- Yaalon, D.H., 1997. Soils in the Mediterranean region: what makes them different? *Catena* 28, 157–169.
- Young, G.M., Nesbitt, H.W., 1998. Processes controlling the distribution of Ti and Al in weathering profiles, siliciclastic sediments and sedimentary rocks. *Journal of Sedimentary research* 68, 448–455. <https://doi.org/10.2110/jsr.68.448>
- Zens, J., Schulte, P., Klasen, N., Krauß, L., Pirson, S., Burow, C., Brill, D., Eckmeier, E., Kels, H., Zeeden, C., Spagna, P., Lehmkuhl, F., 2018. OSL chronologies of paleoenvironmental dynamics recorded by loess-paleosol sequences from Europe: Case studies from the Rhine-Meuse area and the Neckar Basin. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 509, 105–125. <https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2017.07.019>
- Zerboni, A., Trombino, L., Frigerio, C., Livio, F., Berlusconi, A., Michetti, A.M., Rodnight, H., Spötl, C., 2015. The loess-paleosol sequence at Monte Netto: a record of climate change in the Upper Pleistocene of the central Po Plain, northern Italy. *J Soils Sediments* 15, 1329–1350. <https://doi.org/10.1007/s11368-014-0932-2>
- [dataset] Zickel, M., Becker, D., Verheul, J., Yener, Y., Willmes, C., 2016. Paleocoastlines GIS dataset. CRC806-Database. <https://doi.org/10.5880/SFB806.20>
- Zöller, L., Richter, D., Masuth, S., Wunner, L., Fischer, M., Antl-Weiser, W., 2013. Luminescence chronology of the Grub-Kranawetberg site, Austria. *E&G Quaternary Science Journal* 62, 127–135.

Chapitre 6 : Conclusions générales et perspectives



Transport de poussières à Kangerlussuag au sud-ouest du Groenland, le 1^{er} juillet 2014 (Crédit photo : Tom Matthews)

Cette thèse avait pour objectif principal d'étendre nos connaissances sur les environnements caractérisant la dernière période glaciaire dans le sud-est de la France, à travers l'analyse des dépôts éoliens et des formes de reliefs associées. Cette approche s'est déclinée en deux volets, le premier consistant en (1) la réalisation d'une cartographie texturale des dépôts éoliens à l'aide d'un SIG et de la base de données européenne des sols LUCAS ; (2) la caractérisation et la localisation des différents lithofaciès rencontrés ; (3) l'étude détaillée de la distribution granulométrique des dépôts et la mise en évidence de gradients granulométriques (**Chapitre 3**). Le second volet s'est focalisé sur l'étude des lœss et de leurs sources alluviales potentielles. Il a été réalisé en combinant plusieurs méthodes d'analyses géochimiques classiques (pXRF, ICP-AES, ICP-MS et minéralogie Raman) pour déterminer leur composition élémentaire et minéralogique. Une analyse statistique multivariée élargie à des lœss provenant d'autres régions européennes a également été réalisée pour comparer leur composition. Cette approche a été complétée par l'utilisation de divers indices géochimiques servant à estimer l'influence de la provenance des poussières (Sc/Th, Eu/Eu*), de l'intensité de l'altération post-dépositionnelle (CPA, Rb/K), du tri granulométrique lors du transport ($\text{SiO}_2/\text{Al}_2\text{O}_3$) et du recyclage sédimentaire (Zr/Ti , $\text{Na}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$ vs. $\text{K}_2\text{O}/\text{Al}_2\text{O}_3$) sur leur variabilité (**Chapitre 4**). Ensuite, la chronologie des dépôts éoliens a été documentée à l'aide d'une étude détaillée de deux archives sédimentaires. Dans ce but, une approche multi-proxies à haute résolution a été élaborée (granulométrie, susceptibilité magnétique, colorimétrie, géochimie, micromorphologie) et appuyée par des datations absolues (^{14}C , OSL) inédites (**Chapitre 5**).

Notre étude s'est concentrée sur trois problématiques principales :

- ❖ La distribution spatiale des dépôts éoliens et les facteurs contrôlant le transport et l'accumulation des particules fines et grossières.
- ❖ L'origine des lœss, incluant notamment l'identification des facteurs pouvant influencer sur leur composition géochimique.
- ❖ La reconnaissance des principales phases de la dynamique éolienne régionale et leurs corrélations avec la chronologie glaciaire alpine et la chronologie des fluctuations climatiques globales.

Notre travail a fourni plusieurs éléments de réponse à ces problématiques et démontré le fort potentiel des lœss pour reconstituer les environnements continentaux. Néanmoins, il met également en avant des voies de recherches, actuelles ou nouvelles, qui méritent d'être abordées, approfondies et/ou validées.

I. ORGANISATION SPATIALE DU SYSTÈME ÉOLIEN ET ORIGINE DES LOESS

I.1. Une paléogéographie complexe

La cartographie des dépôts éoliens (sables, sables loessiques, loess sableux, loess) dérivés de la base de données texturale des sols LUCAS donne un meilleur aperçu de leur répartition spatiale dans le sud-est de la France que les cartes géologiques déjà disponibles. Les observations de terrain, les données de la littérature, combinées avec l'analyse d'un MNT à 5 m de résolution ont révélé plusieurs formes de reliefs liées à la déflation, en particulier les yardangs, des pans et des pavages de déflation. À l'échelle régionale, la distribution spatiale des dépôts et des formes de reliefs éoliennes n'est pas aléatoire. Dans le **Chapitre 3**, deux zones ont ainsi été distinguées : (i) une zone septentrionale située à l'amont d'une succession de défilés autour de 44,5°N de latitude et (ii) une zone méridionale correspondant au Bas Rhône, caractérisée par un élargissement de la vallée sous la forme d'un triangle ouvert vers la mer Méditerranée.

Dans la partie septentrionale, les dépôts éoliens correspondent majoritairement à des loess grossiers (parfois décalcifiés comme dans les Dombes) recouvrant les plateaux et les pentes des principales vallées. Les formes d'érosion éolienne et les dépôts sableux sont absents.

La basse vallée du Rhône constitue une zone de transit de sables où les formes de reliefs liées à la déflation et au transport de sables en saltation ont été favorisées par des vents unidirectionnels et de forte intensité. Une telle configuration est expliquée par une série de rétrécissements à partir du sud de Valence qui se terminent en aval par le défilé de Donzère, et ont entraîné la canalisation et l'accélération des masses d'airs provenant du nord. Les mesures effectuées sur les yardangs ont indiqué que la direction des vents prédominants pendant le Pléistocène était semblable à celle du Mistral actuel. En conséquence, dans l'axe rhodanien, la déflation a prédominé tandis que des décélérations du vent causées par des obstacles topographiques ont permis l'accumulation de sables sur les versants sous forme de rampes sableuses. À la périphérie du Rhône, des zones d'accumulation de dépôts éoliens se sont développées : la taille des grains décroît rapidement vers l'est et l'ouest. Les dépôts de loess grossiers sont discontinus et localement épais mais deviennent de plus en plus fins et de faible épaisseur en s'éloignant du Rhône pour laisser place uniquement à des sols enrichis en particules éoliennes. À partir de plusieurs arguments développés en détail dans le **Chapitre 3**, nous avons émis l'hypothèse que la persistance d'un couvert végétal durant les épisodes froids favorables aux flux de poussières a probablement constitué un piège efficace pour capter les particules sableuses transportées en saltation et les limons grossiers en suspension à court terme depuis les sources d'émission.

Parallèlement au rôle de la végétation, la topographie a largement contrôlé l'organisation des dépôts éoliens. Cette organisation est caractérisée par : (i) des vents unidirectionnels puissants canalisés par le relief ; (ii) un axe fluvial majeur capable de délivrer une quantité significative de particules sableuses et limoneuses à la déflation et (iii) une séparation entre une zone soumise à la déflation avec de nombreuses formes de reliefs éoliennes et une zone d'accumulation caractérisée par des sables éoliens et des loess. Cette configuration n'est pas unique en Europe, les mêmes caractéristiques se retrouvant dans d'autres déserts froids

pléistocènes tels que celui des Carpates (Sebe *et al.*, 2011 ; Sebe *et al.*, 2015) ou de la vallée de l'Ebre (Gutiérrez-Elorza *et al.*, 2002 ; Gutiérrez *et al.*, 2013). Des similarités (yardangs, dépressions endoréiques, dunes) existent également avec des déserts chauds actuels, comme celui du Qaidam en Chine (Li *et al.*, 2016 ; Hu *et al.*, 2017) ou de la région de Dakhla en Egypte (Brookes, 2001) (**Fig. 6.1**). Ces exemples montrent que la basse vallée du Rhône durant le Dernier Glaciaire est typique d'un reg périglaciaire formé dans des environnements semi-arides à arides. Il est intéressant de noter que malgré l'abondance des galets éolisés, des pans et des yardangs témoignant de l'efficacité du transport de sables, les accumulations sableuses restent limitées en comparaison des exemples cités précédemment. Ce budget sédimentaire négatif montre que l'axe rhodanien de Donzère jusqu'à la mer Méditerranée a constitué une zone de transit entre les sources sédimentaires et les zones d'accumulations. Le plateau continental actuellement submergé depuis la transgression holocène pourrait correspondre à une région d'accumulation nette et avoir été recouvert par des champs de dunes.

I.2. Le rôle fondamental de la calotte alpine dans la formation des lœss périalpains

La composition géochimique des échantillons de lœss prélevés le long du Rhône présente une remarquable homogénéité, ce qui peut s'expliquer par des sources d'alimentation communes. D'après nos résultats (cf. **Chapitre 4**), une relation génétique existe entre les rivières drainant les Alpes (Isère, Drôme, Rhône) et les lœss, les uns comme les autres étant en effet fortement enrichis en carbonates. Les lœss se distinguent par des concentrations plus élevées en minéraux résistants (notamment le zircon) pouvant être lié au tri granulométrique durant le transport ou au recyclage sédimentaire. La répartition spatiale des dépôts éoliens et l'étude géochimique convergent pour indiquer le contrôle majeur exercé par le fleuve Rhône sur la distribution des sables et des lœss, suggérant que les barres alluviales et les limons des plaines d'inondation étaient la principale source de particules. Seuls les lœss de la Durance et de Provence se distinguent par leurs propriétés (valeurs du *Chemical Proxy of Alteration* (CPA), Eu/Eu* plus hautes et concentration en Mg et Ca plus élevées) des lœss rhodaniens, qui indiquent des sources plus riches en dolomie et en roches mafiques.

À l'échelle européenne, la composition géochimique du lœss varie de région en région tout en restant relativement uniforme au sein d'une même région. Une telle variabilité s'explique par la corrélation entre la composition des roches affectées par l'abrasion glaciaire et les lœss dans les bassins versants respectifs. Par exemple, les lœss de la ceinture lœssique nord-européenne étaient principalement alimentés par des alluvions de rivières riches en minéraux potassiques, qui proviennent des roches felsiques scandinaves. Au contraire, les lœss périalpains sont enrichis en carbonates en raison du drainage de roches carbonatées par les rivières alpines. Nos résultats montrent aussi que le taux d'altération des lœss est relativement faible dans le bassin du Rhône et les autres régions lœssiques européennes. Les variations des indices d'altération entre les différentes régions sont principalement liées à la lithologie des sources et au tri granulométrique lors du transport fluviatile et éolien des particules. L'absence de gradient d'altération traçable dans les lœss européens met en évidence le rôle mineur joué par le climat sur la composition géochimique, contrairement à l'hypothèse d'un gradient climatique ouest/est supposé par Frechen (2003). Les valeurs faibles de l'indice du CPA s'expliquent par les conditions climatiques rigoureuses du Pléniglaciaire où les

processus d'érosion physique (abrasion glaciaire, cycle de gel-dégel) prennent le pas sur l'altération chimique. L'influence du recyclage sédimentaire d'anciens dépôts éoliens ou de stocks alluviaux (par les rivières ou directement par le vent) sur la composition géochimique des loëss reste difficile à évaluer. Néanmoins, ce processus pourrait être à l'origine du fort enrichissement en minéraux résistants et en quartz des loëss de certaines régions. Afin de mieux estimer l'impact de ce facteur, un examen détaillé de l'évolution géochimique au sein d'un dépôt de loëss d'une région donnée et couvrant plusieurs glaciations est nécessaire.

I.3. Perspectives

Ce travail qui s'inscrit dans la lignée des travaux effectués dans le bassin aquitain (Sitzia, 2014), renouvelle nos connaissances sur les formations éoliennes pléistocènes françaises. Néanmoins, d'autres systèmes tels que ceux de la vallée de la Garonne, du Languedoc-Roussillon ou de la vallée de la Loire restent à étudier pour avoir une vision plus globale du fonctionnement des processus éoliens à l'échelle nationale.

Ce travail s'inscrit également dans le renouvellement de la cartographie des dépôts éoliens à l'échelle européenne (Haase *et al.*, 2007 ; Scheib *et al.*, 2014 ; Bertran *et al.*, 2016) ou régionale (Jipa, 2014 ; Lindner *et al.*, 2017 ; Lehmkuhl *et al.*, 2018a,b) . La cartographie des dépôts éoliens est inégale selon les régions : elle est par exemple extrêmement lacunaire dans le sud de l'Europe (Portugal, Espagne, Italie, *etc.*). Cependant, une carte nationale devrait voir le jour dans les années à venir en Italie (Zerboni *et al.*, 2018). La construction de cartes sur SIG à partir de rasters obtenus par krigeage comportant des données sur la texture des sols (Bertran *et al.*, 2016) ou sur leur géochimie (Scheib *et al.*, 2014) paraît prometteuse. Ces approches présentent de nombreux avantages par rapport à la cartographie conventionnelle qui se heurte à plusieurs difficultés : (i) un manque de prospection par les géologues spécialistes du quaternaire dans certaines zones ; (ii) une identification difficile de l'origine des dépôts et (iii) la difficulté de prendre en compte des dépôts de faible épaisseur. Néanmoins, ces nouvelles approches ne sont pas non plus dénuées de défauts et échouent à identifier certaines accumulations éoliennes pourtant clairement identifiées dans la littérature en raison de l'hétérogénéité des dépôts éoliens mis en exergue dans les **Chapitres 3** et **4**. Il est donc difficile d'étendre cette approche à l'échelle du continent sans avoir étudié en détail chaque région ou chaque bassin versant contenant des dépôts éoliens. C'est l'un des objectifs de ce travail pour le sud-est de la France (**Chapitre 3**). Une analyse critique montre cependant que l'étendue des dépôts cartographiés semble légèrement surestimée tandis que la faible résolution (500 m) ne permet pas de distinguer des épandages de loëss de faible taille ou de les individualiser. De manière générale, plusieurs axes de développement sont envisageables pour améliorer ce type d'approche cartographique : (i) des vérifications sur le terrain afin de valider la présence de dépôts éoliens suggérés par la nouvelle carte ou bien de les retirer ; (ii) l'affinement de notre connaissance de la composition et de la distribution granulométrique des dépôts éoliens, notamment de leurs horizons superficiels ; (iii) le recoupement des données granulométriques et géochimiques ; et enfin (iv) la réalisation des modélisations prenant en compte les épaisseurs des dépôts, soit en acquérant de nouvelles données sur le terrain, soit en exploitant des données existantes (descriptions dans la littérature des coupes éoliennes, utilisation des données de forages et sondages géotechniques, de prospections géophysiques, *etc.*) (cf. Sitzia *et al.*, 2017). L'amélioration future de la résolution des cartes texturales et

géochimiques européennes des sols permettra de résoudre en partie certaines limites. De plus, il serait intéressant de proposer une cartographie des sources potentielles des dépôts éoliens pour mieux comprendre leur organisation spatiale.

Pour mieux comprendre les potentielles différences entre les lœss péri-méditerranéens, d'Europe centrale et les lœss nord-européens, des analyses malacologiques détaillées des principales coupes devront être réalisées afin de tester l'hypothèse de la présence d'un couvert végétal durant les épisodes froids du Pléistocène et de son rôle sur l'accumulation de lœss. En complément de la malacologie et dans la mesure où les pollens ne sont généralement pas préservés dans les lœss, l'étude de la composition isotopique de biomarqueurs lipidiques, en particulier les n-alcanes à longues chaînes facilement extractibles, pourrait être un proxy intéressant (Schatz *et al.*, 2011 ; Zech *et al.*, 2013). Il permet en effet de distinguer avec succès la contribution respective des graminées/herbes (C_{31} et C_{33}) et des arbres/arbustes (C_{27} et C_{29}).

Une question soulevée dans ce travail à laquelle nous n'avons malheureusement pas pu répondre de manière satisfaisante concerne l'apport de poussières sahariennes dans notre zone d'étude. Des observations météorologiques et la reconstitution des trajectoires des flux de particules à l'aide d'images satellitaires ont montré que plusieurs centaines de tonnes de poussières par an sont transportées dans l'atmosphère depuis des sources du nord du Sahara vers l'Europe (Stuut *et al.*, 2009 ; Varga *et al.*, 2013). Dans le sud de la France, des épisodes d'apports de poussières sahariennes ont lieu plusieurs fois chaque année et déposent des particules généralement inférieures à 10-20 μm (Bücher & Lucas, 1984 ; Coudé-Gaussen, 1991). Selon des calculs, les poussières sahariennes représenteraient jusqu'à 20-30% de la composante fine (argiles et limons fins) des paléosols interglaciaires des séquences de lœss-paléosols du bassin des Carpates (Varga *et al.*, 2016). Ainsi, une part non négligeable des particules fines des paléosols rouges présents dans les lœss du sud-est de la France pourrait provenir du Sahara. L'identification d'une faible quantité de particules fines n'est pas aisée et nécessite l'emploi de traceurs spécifiques. L'utilisation d'un minéral argileux (la palygorskite) classiquement employé pour détecter des apports sahariens (Bout-Roumazeilles *et al.*, 2007) est questionnable en raison de son altération rapide en montmorillonite et/ou chlorite sous des climats plus tempérés qu'en Afrique du Nord (Újvári *et al.*, 2012). Une solution à ce problème pourrait être l'analyse combinée de la signature isotopique du Nd et de l'Hf dans la fraction fine (<10 μm) des sédiments (Újvári *et al.*, 2018).

L'analyse et la comparaison de la composition chimique élémentaire (éléments majeurs, traces et terres rares) des lœss et des sources potentielles s'est révélée être une méthode efficace dans la mesure où ni l'altération, ni le recyclage sédimentaire ne sont en capacité de masquer leur signature géochimique d'origine. Pour aller plus loin, il pourrait être intéressant de combiner cette approche avec l'analyse de la composition isotopique du néodyme (ϵNd) des lœss et des sources potentielles. Ce proxy s'est révélé être efficace pour déterminer la provenance de sédiments dans des rivières européennes avec des valeurs comprises entre -23,3 et -6,7 (Toucanne *et al.*, 2015). Les variations du ϵNd dans les alluvions des rivières européennes sont contrôlées par la lithologie et l'âge des roches mères (Goldstein *et al.*, 1984 ; Goldstein & Jacobsen, 1987 ; Peucker-Ehrenbrink *et al.*, 2010).

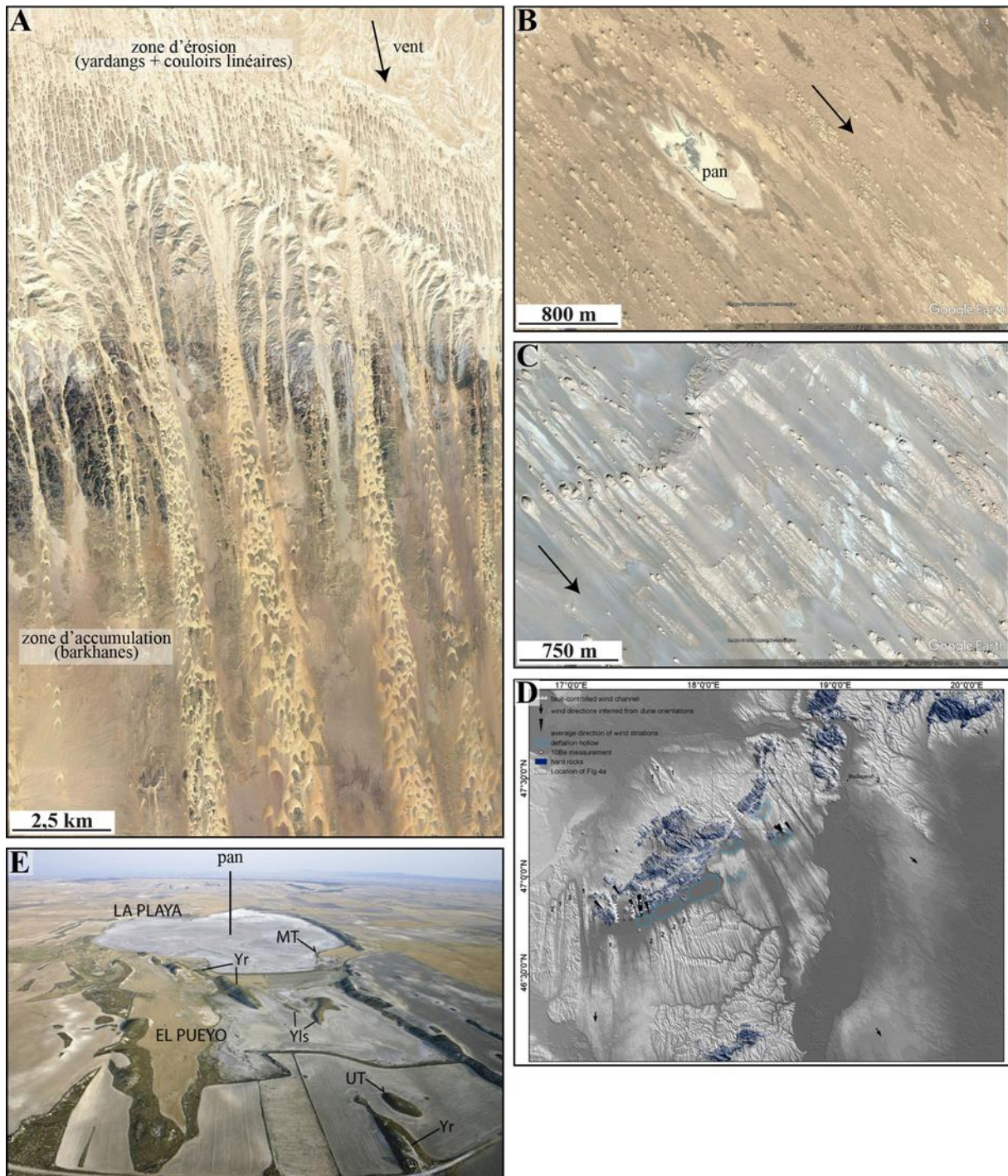


Figure 6.1 : Exemples de regs actuels (A, B, C) et pléistocènes (D, E). A) Couloirs linéaires et crêtes (yardangs) unidirectionnelles visibles sur le plateau en amont et accumulations sableuses sous la forme de train de dunes (de type barkhane) dans la région de Dakhla (Egypte, 25.764°N ; 30.347°E). B) Yardangs et pans, bassin de Qaidam (Chine, 37.939°N ; 94.290°E). C) Yardangs, bassin de Qaidam, Chine (37.776°N ; 94.555°E). D) Formes de reliefs liées à l'abrasion éolienne (en bleu foncé, les obstacles topographiques) dans le bassin de Pannonie, Hongrie (Sebe *et al.*, 2011). E) Vue aérienne oblique dans les lacs salés de la Playa et d'El Pueyo dans le bassin de l'Èbre en Espagne (Gutiérrez *et al.*, 2013). UT : terrasse supérieure ; MT : terrasse moyenne ; Yr: Yardangs développés sur un encaissant de gypse ; Yls: Yardangs sculptés dans les sédiments lacustres.

II. LE SYSTÈME ÉOLIEN DE LA VALLÉE DU RHÔNE : BILAN CHRONOSTRATIGRAPHIQUE

II.1. Chronologie des dépôts éoliens

Notre étude s'est focalisée essentiellement sur la datation de deux séquences de lœss-paléosols afin d'établir un cadre chronostratigraphique détaillé du dernier cycle glaciaire (**Chapitre 5**).

La première séquence située à Collias est un enregistrement faiblement dilaté d'un peu plus de 8 m d'épaisseur couvrant une relativement longue période. La séquence comprend à la base un épais pédocomplexe rouge (S1) développé durant une période comprise entre la fin du dernier interglaciaire (Eémien, SIM 5e) et le début du glaciaire (MIS5d-a), avec des dates comprises entre 87,1 ka et 82,8 ka (sans prendre en compte les incertitudes). Ce pédocomplexe S1 présente des caractéristiques (rubéfaction intense, concentrations en argiles élevées, forte décarbonatation et accumulation des carbonates en profondeur sous la forme de calcrète) communes aux sols rouges méditerranéens (Yaalon, 1997 ; Fedoroff & Courty, 2013 ; Durn *et al.*, 2018). Au-dessus de S1, des dépôts lœssiques se sont accumulés durant le Pléniglaciaire inférieur (L1L2) autour de 60-55 ka et le Pléniglaciaire supérieur (L1L1) entre ~38,5 ka et 24 ka. La dynamique éolienne a été interrompue par la formation d'un sol contemporain du Pléniglaciaire moyen (SIM 3), qui a ensuite été tronqué lors d'un épisode d'érosion ultérieur. Dans son ensemble, la séquence comprend probablement de nombreux épisodes de remaniement des dépôts et d'apports de versants.

Au contraire, la séquence de Lautagne correspond à un enregistrement sédimentaire à haute résolution contemporain du Pléniglaciaire supérieur. Cette coupe est constituée de plus de 4 m de lœss (L1L1) dans lesquels des sols peu développés (P1 à P3) à caractère hydromorphe (profils de type Ag/BC) sont interstratifiés. Pour mieux contraindre la chronologie des dépôts, un modèle d'âge bayésien hiérarchique a été réalisé. Selon ce modèle, les paléosols sont corrélés à des améliorations climatiques correspondant aux interstadias GI-4, GI-3 et GI-2, responsables d'un ralentissement de la sédimentation éolienne tandis que les accumulations lœssiques sont synchrones des stadias compris entre le GS-5.2 et GS-2.1.

La courbe de densité de probabilité des âges par la méthode d'estimation par noyau (KDE) établie à partir des dates issues de ces deux séquences a été complétée à l'échelle régionale par des données chronologiques provenant d'autres coupes de lœss du sud-est de la France. La comparaison avec les données publiées récemment sur les fluctuations du volume des glaciers alpins montre une corrélation évidente entre ces deux phénomènes (cf. **Chapitre 5**). La période principale d'accumulation de lœss est comprise dans un intervalle chronologique compris entre 28 et 24 ka. Cette période coïncide avec le maximum d'avancée de la calotte alpine. La dynamique glaciaire, intimement liée aux changements de circulations atmosphériques nord-atlantiques (Luetscher *et al.*, 2015 ; Monegato *et al.*, 2017), influe donc sur la dynamique éolienne régionale et la sédimentation lœssique.

Concernant les accumulations sableuses, les dates pour estimer leur mise en place sont très rares. Dans le cadre de ce travail, seulement deux âges OSL, compris entre 17 ka et 16 ka, ont été obtenus sur une dune. Ils sont cohérents avec les données radiocarbone antérieures obtenues dans le vallon de Vautubière et indiquent le développement de dunes à face

d'avalanche au cours du SIM 4 ou au début du SIM 3 et durant le SIM 2 (cf. **Chapitre 1**). Ce résultat contraste avec d'autres systèmes éoliens européens tels que la ceinture sableuse nord-européenne et le Bassin aquitain (Sables des Landes) dans lesquels la présence de dunes paraboliques est attestée uniquement durant le Dryas Récent et le début de l'Holocène (Kasse, 2002 ; Koster, 2005 ; Sitzia *et al.*, 2015). Le développement d'édifices dunaires de type parabolique est lié à la colonisation par la végétation de ces territoires durant ces périodes. En Europe méridionale, plusieurs exemples de formation d'édifices dunaires antérieurs au Dryas récent sont connus tels qu'en Espagne avec des âges compris entre 29 et 19 ka (Bernat Rebollal & Pérez-González, 2008), le long des côtes portugaises autour de 20 ka (Costas *et al.*, 2016) ou sur une île au large de la Croatie entre 25 et 23 ka (Wacha *et al.*, 2019). De même, des dunes ont été reconnues autour de 17 et 15 ka en Europe Centrale (Buró *et al.*, 2016). La genèse de systèmes dunaires durant le SIM 2 dans ces régions pourrait indiquer un couvert végétal plus dense et un climat plus humide que dans le nord de l'Europe (Strandberg *et al.*, 2011). Néanmoins, la morphologie des dunes d'Europe méridionale n'est pas connue ; il pourrait s'agir de barkhanes ou de rides barkanoïdes impliquant un contexte dépourvu de végétation. La différence chronologique nord/sud s'expliquerait alors par d'autres facteurs de contrôle non identifiés (disponibilité des sources, présence d'un pergélisol, *etc.*).

Enfin, des observations de terrain sur des coupes de lœss (e.g., Bourdier, 1961 ; Bonifay, 1962, 1965), la maturité des formes de reliefs éoliens (yardangs, pans) ainsi que les taux de dénudation des terrasses par abrasion éolienne (Molliex *et al.*, 2013) suggèrent que la déflation et les accumulations éoliennes se sont également produites lors de périodes antérieures au Dernier Glaciaire, probablement durant les phases glaciaires du Pléistocène moyen. En effet, selon plusieurs auteurs, la formation de yardangs ou de pans est un processus lent qui prend de plusieurs milliers à des centaines de milliers d'années (e.g., Halimov & Fezer, 1989 ; Laity & Bridges, 2013).

En conclusion, le système éolien de la zone étudiée s'est développé sur une longue période de temps, probablement au cours de plusieurs phases glaciaires du Pléistocène. Néanmoins, les accumulations lœssiques sont majoritairement contemporaines du SIM 2, plus précisément du GS-3 qui correspond au DGM global proposé par Hughes & Gibbard (2015).

II.2. Perspectives

Par manque de temps et de moyens financiers (pour les datations), nos efforts se sont concentrés essentiellement sur l'étude de deux séquences qui se sont révélées complémentaires (**Chapitre 5**). De nouvelles investigations seront nécessaires pour affiner le cadre chronostratigraphique régional mais aussi afin d'éclaircir certains points qui semblent importants à considérer dans le cadre de futures recherches :

- 1) À l'échelle régionale et continentale, plusieurs auteurs ont suggéré, malgré les incertitudes chronologiques, l'existence d'un lien entre les principales phases d'accumulation des lœss et les HEs (Rousseau *et al.*, 2011 ; Stevens *et al.*, 2011). Ces changements climatiques abrupts sont particulièrement bien marqués sur le continent avec des conditions froides et arides responsables du déclin du couvert végétal (Fletcher *et al.*, 2010 ; Duprat-Oualid *et al.*, 2017). Des travaux récents dans le bassin

versant du Tage en Espagne ont montré une relation évidente entre les HEs et la sédimentation lœssique (Wolf *et al.*, 2018). Ces résultats pourraient suggérer une réponse très marquée de l'Europe méridionale aux fluctuations climatiques, en particulier aux HEs.

- 2) Cette dernière réflexion nous amène à nous demander si les principales phases de dépôts éoliens sont synchrones à l'échelle du continent européen. Une synchronie n'apparaît pas *a priori* comme l'hypothèse la plus vraisemblable, dans la mesure où les facteurs de contrôle peuvent varier de manière significative entre les différentes régions (e.g., Carpates, Pô, Èbre, Rhin, Rhône, nord de l'Europe, Aquitaine, *etc.*) du fait de la différence de latitude, des gradients climatiques, de la circulation des masses d'air, de la distance des sources, de la topographie régionale et des environnements de dépôts. De telles différences ont probablement eu un impact sur la sédimentation lœssique dans la mesure où celle-ci est contrôlée par les facteurs suivants : (i) la quantité de particules limoneuses produite par les sources, (ii) leur disponibilité à la déflation (rôle de la végétation et de l'humidité du sol) et (iii) la capacité de transport par le vent (Kocurek & Lancaster, 1999). Par exemple, la présence d'un pergélisol a pour effet de restreindre la déflation en réduisant le drainage du sol. Il a souvent été cité pour expliquer les différences chronologiques entre les sables de couverture (« coversands ») atlantiques et nord-européens (cf. Kasse, 1997 ; Sitzia *et al.*, 2015). L'impact de la végétation, modulé par la variabilité climatique millénaire sur la production de poussières, a également été abordé par Sima *et al.* (2009).
- 3) Les évolutions de la configuration paléogéographique durant les phases d'avancée et de retrait des calottes européennes qui ont modifié profondément les réseaux hydrographiques européens (Toucanne *et al.*, 2015 ; Patton *et al.*, 2017) pourraient également fortement influencer la dynamique éolienne. De plus, les changements paléogéographiques associés aux fluctuations de la calotte eurasiatique et à celles des glaciers alpins ne sont pas synchrones. Les variations du volume de glace sont probablement moins importantes dans les régions périalpines en raison de sa plus faible superficie et des contraintes topographiques empêchant une extension importante au contraire des plaines nord-européennes (Hughes *et al.*, 2016 ; Monegato *et al.*, 2017 ; Seguinot *et al.*, 2018).

Pour aller plus loin et afin de préciser le rôle des HEs et l'impact des facteurs locaux et des bouleversements paléogéographiques sur la sédimentation éolienne, ainsi que de tester l'hypothèse de décalages chronologiques entre les systèmes éoliens européens, plusieurs stratégies sont envisageables.

Dans un premier temps, il s'agira d'établir un modèle âge-profondeur sur un certain nombre de séquences de lœss européennes issues de la littérature à l'aide de logiciels couramment utilisés : BCHRON (Haslett & Parnell, 2008) ou BACON (Blaauw & Christen, 2011). Les taux d'accumulation massique (MARs) calculés à partir de ces modèles seront comparés entre eux à l'échelle européenne pour estimer correctement la rythmicité des accumulations de poussières, dans une démarche proche de celle proposée par certains auteurs (e.g., Frechen, 2003). La principale difficulté rencontrée concerne la rareté des séquences lœssiques à haute résolution contemporaines du dernier cycle glaciaire et suffisamment bien calées dans le temps par des méthodes de datation absolue. Ces enregistrements sédimentaires sont

relativement nombreux dans certaines régions (Europe centrale, nord de l'Europe, Rhin) mais très lacunaires dans d'autres (nord de la France, Rhône, Europe du sud). Par ailleurs, la chronostratigraphie de ces séquences a généralement été établie en utilisant des méthodes de datation par luminescence (TL, OSL, IRSL), qui, bien qu'elles fournissent de bonnes estimations d'âge pour les dépôts du Pléistocène supérieur, manquent cruellement de précision lorsqu'il s'agit d'étudier les changements environnementaux millénaires (cycles D-O, HEs). Il est donc important en amont d'obtenir de nouvelles dates radiocarbone pour améliorer la résolution chronologique. Les avancées récentes dans la datation radiocarbone (^{14}C) par spectrométrie de masse par accélérateur (AMS) utilisant de très petites quantités de carbonates, notamment des biominéralisations telles que les coquilles de gastéropodes (ou bien les granules calcitiques de vers de terre) contenues dans les lœss, offrent l'opportunité d'établir des chronostratigraphies très précises (e.g., Újvári *et al.*, 2016 ; Moine *et al.*, 2017) et ainsi, de mieux comprendre les variations temporelles des flux de poussières au cours des 40 derniers millénaires, notamment en région péri-méditerranéenne ou dans le nord de la France.

Dans un second temps, les différents taux d'accumulation calculés à partir des modèles d'âge-profondeur des principales séquences de lœss-paléosols pourront être comparés. Puis, ils seront corrélés à d'autres enregistrements paléoclimatiques (spéléothèmes, carottes de glace, marines et lacustres) afin de mettre en évidence des différences régionales et d'aborder la question de l'impact des fluctuations millénaires. Des récents travaux sur des carottes marines au débouché de la Manche (MD95-2002) et du Danube en mer Noire (MD04-2790) fournissent de nouveaux enregistrements à haute résolution des épisodes de décharge au sein de ces deux méga-bassins versants (paléo-Manche et paléo-Danube) qui sont directement associés aux fluctuations des volumes de glaces de l'EIS et de l'AIS durant la fin de la dernière période glaciaire (Toucanne *et al.*, 2015 ; Martinez-Lamas *et al.*, 2020). La comparaison entre ces épisodes de décharges et les phases d'accumulation de lœss pourrait apporter des pistes de réflexion sur l'impact des changements paléogéographiques sur la formation des lœss dans les deux régions considérées.

Dans un dernier temps, à partir d'une compilation et d'une sélection rigoureuse des dates par luminescence dans chacune des régions lœssiques identifiées, les courbes de densité de probabilité pourraient être calculées dans le but de tester le synchronisme des dépôts de poussières en Europe lors du Dernier Glaciaire. Néanmoins, ce travail est chronophage et assez difficile à mettre en œuvre en raison de la variabilité des méthodes et des protocoles de datations selon les laboratoires. Pour aller plus loin, il faudrait extraire manuellement des informations essentielles (comme le débit de dose, la concentration de radionucléides, la dose équivalente, *etc.*) et recalculer les âges en utilisant le même outil de calcul (e.g., le « DRAC calculator » ; Durcan *et al.*, 2015). Malheureusement, l'ensemble des informations nécessaires fait souvent défaut dans les publications.

BIBLIOGRAPHIE

(Hors Chapitres 3, 4 et 5 et annexes)

ALIMEN H., 1965 - Pétrographie des limons de Provence. *Bulletin de l'Association Française pour l'Etude du Quaternaire*, **2** (1), 35–65.

ALIMEN M.-H., 1967 - The Quaternary of France. In K. Rankama (ed.), *The Quaternary*. Wiley Interscience, New-York, 89-238.

ALLEN J.R.M., BRANDT U., BRAUER A., HUBBERTEN H.-W., HUNTLEY B., KELLER J., KRAML M., MACKENSEN A., MINGRAM J., NEGENDANK J.F.W., NOWACZYK N.R., OBERHÄNSLI H., WATTS W.A., WULF S. & ZOLITSCHKA B., 1999 - Rapid environmental changes in southern Europe during the last glacial period. *Nature*, **400** (6746), 740-743.

AMBERT P., 1973 - *Géomorphologie de l'Etang de Berre et de ses bordures*. Thèse de doctorat, Université d'Aix-Marseille 2, Aix-en-Provence, 460 p.

AMBERT P., 1974 - Les dépressions nivéo-éoliennes de Basse Provence. *Comptes Rendus Hebdomadaires des Séances de l'Académie des Sciences. Série D, Sciences Naturelles*, **279** (7-8), 727–729.

AMBERT P., 1980 - Les formations quaternaires de l'étang de Berre. *Bulletin de l'Association Française pour l'Etude du Quaternaire*, **1** (1980), 321–323.

AMBERT P., 1981 - L'âge de l'érosion éolienne en Languedoc et en Provence. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Série II*, **293** (10), 783–786.

AMBERT P., 2013 - Formes et formations périglaciaires du Pléistocène supérieur dans le Midi méditerranéen français: l'exemple de l'étang de Berre. *Quaternaire*, **24** (3), 293–301.

AMBERT P. & CLAUZON G., 1992 - Morphogenèse éolienne en ambiance périglaciaire: les dépressions fermées du pourtour du Golfe du Lion (France méditerranéenne). *Zeitschrift für Geomorphologie*, **84**, 55–71.

AMPEL L., BIGLER C., WOHLFARTH B., RISBERG J., LOTTER A.F. & VERES D., 2010 - Modest summer temperature variability during DO Cycles in Western Europe. *Quaternary Science Reviews*, **29** (11), 1322-1327.

ANDRIEUX E., BATEMAN M.D. & BERTRAN P., 2018 - The chronology of late Pleistocene thermal contraction cracking derived from sand wedge OSL dating in central and southern France. *Global and Planetary Change*, **162**, 84-100.

ANDRIEUX E., BERTRAN P., ANTOINE P., DESCHODT L., LENOBLE A., COUTARD S., AJAS A., BORDERIE Q., COUTARD J.-P., DIDIERJEAN F., DOUSTEYSSIER B., FERRIER C., GARDÈRE P., GÉ T., LIARD M., LOCHT J., NATON H., RUE M., SITZIA L., VLIET-LANOE B.V. & VERNET G., 2016a -

Database of pleistocene periglacial features in France: description of the online version. *Quaternaire*, **27** (4), 329-339.

ANDRIEUX E., BERTRAN P. & SAITO K., 2016b - Spatial analysis of the French Pleistocene permafrost by a GIS database. *Permafrost and Periglacial Processes*, **27** (1), 17–30.

ANTOINE P., ROUSSEAU D.-D., MOINE O., KUNESCH S., HATTÉ C., LANG A., TISSOUX H. & ZÖLLER L., 2009 - Rapid and cyclic aeolian deposition during the Last Glacial in European loess: a high-resolution record from Nussloch, Germany. *Quaternary Science Reviews*, **28** (25-26), 2955-2973.

ARNAL H., 1966 - Contribution à l'étude des terrasses rhodaniennes; les surfaces situées au NW de Villeneuve-Les-Avignon (Gard). *Bulletin de la Société Géologique de France*, **S7-VIII** (5), 676-684.

ARNAL H., 1971a - Phénomènes périglaciaires dans la basse vallée du Rhône. Formations quaternaires du rebord sud et alluvions du fond de l'étang de Pujaut. *Bulletin de l'Association Française pour l'Étude du Quaternaire*, **8** (3), 145–149.

ARNAL H., 1971b - Les sols polygonaux étirés et sols striés d'âge würmien de Landun (Gard). *Bulletin de l'Association Française pour l'Étude du Quaternaire*, **8** (3), 151–160.

ARNAL H., 1974 - Les multiples terrasses rhodaniennes de la partie nord de la Costière nimoise ; leurs prolongements vers Montpellier et leurs sols. *Bulletin de la Société d'Etude des sciences naturelles de Nîmes*, **54**, 35–50.

ARNAL H., BARRIERE J., BAZILE F. & TONI C., 1974 - La Vistrenque, vallée du Rhône au quaternaire moyen. Essai de datation. *Bulletin de la Société d'Etude des sciences naturelles de Nîmes*, **54**, 61–66.

ARPE K., LEROY S.A.G. & MIKOLAJEWICZ U., 2011 - A comparison of climate simulations for the Last Glacial Maximum with three different versions of the ECHAM Model and implications for summer-green tree refugia. *Climate of the Past*, **7** (1), 91-114.

BALLABIO C., PANAGOS P. & MONATANARELLA L., 2016 - Mapping topsoil physical properties at European Scale using the LUCAS database. *Geoderma*, **261**, 110-123.

BALLAIS J.-L. & RISER J., 1996 - La terrasse du Plan de Dieu: un épandage de piémont. *Etudes vauclusiennes*, **55**, 17–23.

BANKS W.E., BERTRAN P., DUCASSE S., KLARIC L., LANOS P., RENARD C. & MESA M., 2019 - An application of hierarchical Bayesian modeling to better constrain the chronologies of Upper Paleolithic archaeological cultures in France between ca. 32,000–21,000 calibrated years before present. *Quaternary Science Reviews*, **220**, 188-214.

BARRETT S.J., DRESCHER-SCHNEIDER R., STARNBERGER R. & SPÖTL C., 2018 - Evaluation of the regional vegetation and climate in the eastern Alps (Austria) during

MIS 3–4 based on pollen analysis of the classical Baumkirchen paleolake sequence. *Quaternary Research*, **90** (1), 153-163.

BAZILE F., 2007 - Le Gravettien de la France méditerranéenne. *PALEO. Revue d'Archéologie Préhistorique*, **19**, 89–103.

BEAUDOUIN C., JOUET G., SUC J.-P., BERNÉ S. & ESCARGUEL G., 2007 - Vegetation dynamics in southern France during the last 30kyBP in the light of marine palynology. *Quaternary Science Reviews*, **26** (7-8), 1037-1054.

BEECHING A., BROCHIER J.-L., CORDIER F., BAUDAIS D., HÉNON P., JALLET F., TREFFORT J.-M. & RAYNAUD K., 2010 - Montélimar–Le Gournier: historique des recherches et présentation d'un «grand site» de plaine. In A. Beeching, É. Thirault & J. Vital (eds.), *Économie et société à la fin de la Préhistoire: actualité de la recherche, Actes des 7e Rencontres méridionales de Préhistoire récente. Acte des 7e Rencontres méridionales de Préhistoire récente tenues à Bron (Rhône)*. Maison de l'Orient et de la Méditerranée, Lyon, 187–205.

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.

BENZ C., 2003 - *Der würmeiszeitliche Rheingletscher-Maximalstand: digitale rekonstruktion, modellierung und analyse mit einem Geographischen Informations System*. Thèse de doctorat, Universität Zürich, Zurich, 180p.

BERNAT REBOLLAL M. & PÉREZ-GONZÁLEZ A., 2008 - Inland aeolian deposits of the Iberian Peninsula: sand dunes and clay dunes of the Duero basin and the Manchega plain. Palaeoclimatic considerations. *Geomorphology*, **102** (2), 207-220.

BERTRAN P., SITZIA L., BANKS W.E., BATEMAN M.D., DEMARS P.-Y., HERNANDEZ M., LENOIR M., MERCIER N. & PRODEO F., 2013 - The Landes de Gascogne (Southwest France): periglacial desert and cultural frontier during the Palaeolithic. *Journal of Archaeological Science*, **40** (5), 2274-2285.

BERTRAN P., LIARD M., SITZIA L. & TISSOUX H., 2016 - A map of Pleistocene aeolian deposits in Western Europe, with special emphasis on France. *Journal of Quaternary Science*, **31** (8), 844-856.

BERTRAN P., ANDRIEUX E., ANTOINE P., DESCHODT L., FONT M. & SICILIA D., 2017 - Pleistocene involutions and patterned ground in France: examples and analysis using a GIS database. *Permafrost and periglacial processes*, **28** (4), 710-725.

BETHEMONT J. & BRAVARD J.-P., 2016 - *Pour saluer le Rhône*. Editions Libel, Lyon, 400 p.

BLAAUW M. & CHRISTEN J.A., 2011 - Flexible paleoclimate age-depth models Using an autoregressive gamma process. *Bayesian Analysis*, **6** (3), 457-474.

BOCQUET-APPEL J.-P. & DEMARS P.-Y., 2000 - Population kinetics in the Upper Palaeolithic in Western Europe. *Journal of Archaeological Science*, **27** (7), 551-570.

BOCQUET-APPEL J.-P., DEMARS P.-Y., NOIRET L. & DOBROWSKY D., 2005 - Estimates of upper Palaeolithic meta-population size in Europe from archaeological data. *Journal of Archaeological Science*, **32** (11), 1656-1668.

BOIXADERA J., POCH R.M., LOWICK S.E. & BALASCH J.C., 2015 - Loess and soils in the eastern Ebro basin. *Quaternary International*, **376**, 114-133.

BONIFAY E., 1952 - Les limons loessiques de la région de Marseille (Bouches-du-Rhône). *Bulletin de la Société Géologique de France*, **6** (7-9), 461-466.

BONIFAY E., 1962 - *Les Terrains quaternaires dans le Sud-Est de la France*. Delmas, Bordeaux, 194 p.

BONIFAY E., 1965 - Stratigraphie des loess anciens et récents dans le sud-est de la France. *Bulletin de l'Association Française pour l'Etude du Quaternaire*, **2** (1), 21-34.

BONIFAY E., 1968 - Aperçu sur le Quaternaire de Grenoble à Marseille. *Quaternaire*, **5** (1), 3-18.

BONNEAU L., TOUCANNE S., BAYON G., JORRY S.J., EMMANUEL L. & SILVA JACINTO R., 2017 - Glacial erosion dynamics in a small mountainous watershed (southern french alps): a source-to-sink approach. *Earth and Planetary Science Letters*, **458**, 366-379.

BONNET A., 1963 - Nouvel essai de corrélation des terrasses rhodaniennes. *Bulletin de la Société Géologique de France*, **S7-V** (4), 543-554.

BONNET A. & BORNAND M., 1970 - Pédologie et Quaternaire dans la vallée du Rhône. *Quaternaire*, **7** (2), 105-116.

BORDES F., 1958 - Loess et chronologie Paléolithique. *L'Anthropologie*, **62**, 160-166.

BÖRKER J., HARTMANN J., AMANN T. & ROMERO-MUJALLI G., 2018 - Terrestrial sediments of the Earth: development of a global unconsolidated sediments map database (GUM). *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **19** (4), 997-1024.

BÖSE M., LÜTHGENS C., LEE J.R. & ROSE J., 2012 - Quaternary glaciations of northern Europe. *Quaternary Science Reviews*, **44**, 1-25.

BOUCHET M., AURAND J.-L., BARBERAN S., BOVAGNE M., BRUXELLES L., CHANDEVAU F., CHARDENON N., FOREST V., GAILLARD C., GEORGES K., GRIMAUD J., MANEN C., MOURRE V., NEGRONI S., NORET C., PELLÉ R., PISKORZ M., RATSIMBA A. & ROCHETTE M., 2015 - *Piechegu ouest 1*. Rapport final d'opération, INRAP Méditerranée, Nîmes, 286 p.

BOURDIER F., 1940 - Les dépôts quaternaires et le problème du loess dans la vallée de la Durance méridionale. *Comptes Rendus Hebdomadaires des Séances de l'Académie des Sciences*, **210**, 405-408.

BOURDIER F., 1961 - *Le bassin du Rhône au Quaternaire. Géologie et préhistoire*. Centre National de la Recherche Scientifique, Paris, 364 p.

BOUTEYRE G. & ALLEMANN M., 1964 - Sur quelques phénomènes périglaciaires en Costières du Gard: un réseau polygonal de fentes en coin. *Bulletin de la Société d'Etudes des Sciences Naturelles de Nîmes*, **50**, 3–15.

BOUT-ROUMAZEILLES V., COMBOURIEU NEBOUT N., PEYRON O., CORTIJO E., LANDAIS A. & MASSON-DELMOTTE V., 2007 - Connection between South Mediterranean climate and North African atmospheric circulation during the last 50,000yrBP North Atlantic cold events. *Quaternary Science Reviews*, **26** (25), 3197-3215.

BROOKES I.A., 2001 - Aeolian erosional lineations in the Libyan desert, Dakhla region, Egypt. *Geomorphology*, **39** (3), 189-209.

BÜCHER A. & LUCAS C., 1984 - Sédimentation éolienne intercontinentale, poussières sahariennes et géologie. *Bulletin des centres de recherches exploration-Production Elf-Aquitaine*, **8** (1), 151-165.

BUGGLE B., GLASER B., ZÖLLER L., HAMBACH U., MARKOVIĆ S., GLASER I. & GERASIMENKO N., 2008 - Geochemical characterization and origin of Southeastern and Eastern European loesses (Serbia, Romania, Ukraine). *Quaternary Science Reviews*, **27** (9), 1058-1075.

BULLARD J.E., 2013 - Contemporary glacial inputs to the dust cycle. *Earth Surface Processes and Landforms*, **38** (1), 71-89.

BULLARD J.E. & AUSTIN M.J., 2011 - Dust generation on a proglacial floodplain, West Greenland. *Aeolian Research*, **3** (1), 43-54.

BULLARD J.E., BADDOCK M., BRADWELL T., CRUSIUS J., DARLINGTON E., GAIERO D., GASSO S., GISLADOTTIR G., HODGKINS R. & MCCULLOCH R., 2016 - High-latitude dust in the Earth system. *Reviews of Geophysics*, **54** (2), 447-485.

BUONCRISTIANI J.-F. & CAMPY M., 2011 - Quaternary glaciations in the french Alps and Jura. In J. Elhers, P. L. Gibbard et P. D. Hughes (eds.), *Quaternary Glaciations — Extent and Chronology: A Closer Look, Developments in Quaternary Science*. Elsevier, Amsterdam, 117-126.

BURKE A., KAGEYAMA M., LATOMBE G., FASEL M., VRAC M., RAMSTEIN G. & JAMES P.M.A., 2017 - Risky business: the impact of climate and climate variability on human population dynamics in Western Europe during the Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews*, **164**, 217-229.

BURKE A., RIEL-SALVATORE J. & BARTON C.M., 2018 - Human response to habitat suitability during the Last Glacial Maximum in Western Europe. *Journal of Quaternary Science*, **33** (3), 335-345.

BURÓ B., SIPOS G., LÓKI J., ANDRÁSI B., FÉLEGYHÁZI E. & NÉGYESI G., 2016 - Assessing late Pleistocene and Holocene phases of aeolian activity on the Nyírség alluvial fan, Hungary. *Quaternary International*, **425**, 183-195.

CAILLEUX A. & ROUSSET C., 1968 - Présence de réseaux polygonaux de fentes en coin en Basse-Provence occidentale et leur signification paléoclimatique. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris*, **266**, 669–671.

CALVET P., 1996 - *Morphogenèse d'une montagne méditerranéenne, les pyrénées orientales*. Thèse de doctorat d'Etat, BRGM, Orléans, 1170 p.

CALVO F.R., SÁNCHEZ J., ACOSTA A., WOLF D. & FAUST D., 2016 - Granulometrical, mineralogical and geochemical characterization of loess deposits in the Tajo Basin. *Quaternary International*, **407**, 14-28.

CAMPY M., 1992 - Palaeogeographical relationships between Alpine and Jura glaciers during the two last Pleistocene glaciations. *Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology*, **93** (1-2), 1–12

CAROZZA J.-M., LLUBES M., DANU M., FAURE E., CAROZZA L., DAVID M. & MANEN C., 2016 - Geomorphological evolution of Mediterranean enclosed depressions in the Late Glacial and Holocene: the example of Canohès (Roussillon, SE France). *Geomorphology*, **273**, 78-92.

CAZALIS DE FONDOUCE P., 1879 - Érosion de cailloux quaternaires dus à l'action du vent et du sable. *Association Française pour l'Avancement des Sciences*, **8**, 646-650.

CHARDON M., 1975 - L'évolution morphologique des régions à l'Ouest du Rhône entre l'Ardoise et Aramon. Le réseau hydrographique et son évolution au Quaternaire. Versants et cuvettes de la dépression de Pujaut. *Revue de géographie alpine*, **63** (3), 313-328.

CHEDDADI R., VENDRAMIN G.G., LITT T., FRANCOIS L., KAGEYAMA M., LORENTZ S., LAURENT J.-M., BEAULIEU J.-L. DE, SADORI L., JOST A. & LUNT D., 2006 - Imprints of glacial refugia in the modern genetic diversity of *Pinus sylvestris*. *Global Ecology and Biogeography*, **15** (3), 271-282.

CHRISTIANSEN H.H., 2004 - Windpolished boulders and bedrock in the Scottish Highlands: evidence and implications of Late Devensian wind activity. *Boreas*, **33** (1), 82-94.

CHRISTIANSEN H.H. & SVENSSON H., 1998 - Windpolished boulders as indicators of a Late Weichselian wind regime in Denmark in relation to neighbouring areas. *Permafrost and Periglacial Processes*, **9** (1), 1-21.

CLARK P.U., DYKE A.S., SHAKUN J.D., CARLSON A.E., CLARK J., WOHLFARTH B., MITROVICA J.X., HOSTETLER S.W. & MCCABE A.M., 2009 - The Last Glacial Maximum. *Science*, **325** (5941), 710-714.

CLAUZON G., 1982 - Le canyon messinien du Rhône; une preuve decisive du " desiccated deep-basin model" (Hsue, Cita and Ryan, 1973). *Bulletin de la Société géologique de France*, **7** (3), 597–610.

CLAUZON G., SUC J.-P., GAUTIER F., BERGER A. & LOUTRE M.-F., 1996 - Alternate interpretation of the Messinian salinity crisis: controversy resolved? *Geology*, **24** (4), 363–366.

COLOMB E. & ROUX M.R., 1978 - La Crau, données nouvelles et interprétations. *Géologie Méditerranéenne*, **5** (3), 303-323.

COLOMB E. & ROUX M.R., 1986 - La Crau, histoire Plio-Pléistocène. *Méditerranée*, **58** (3), 31-42.

COSTANTINI E.A.C., CARNICELLI S., SAUER D., PRIORI S., ANDREETTA A., KADEREIT A. & LORENZETTI R., 2018 - Loess in Italy: genesis, characteristics and occurrence. *CATENA*, **168**, 14-33.

COSTAS S., NAUGHTON F., GOBLE R. & RENSSSEN H., 2016 - Windiness spells in SW Europe since the Last Glacial Maximum. *Earth and Planetary Science Letters*, **436**, 82-92.

COUDÉ-GAUSSSEN G., 1990 - The loess and loess-like deposits along the sides of the western Mediterranean Sea: genetic and palaeoclimatic significance. *Quaternary International*, **5**, 1–8.

COUDÉ-GAUSSSEN G., 1991 - *Les Poussières Sahariennes. Cycle Sédimentaire et Place Dans les Environnements et Paléoenvironnements Désertiques*. John Libbey Eurotext, Londres, 485 p.

COURRIÈRE J. & MARCELIN P., 1928 - Sur la présence du Loess en Costière. *Bulletin de la Société d'Etude des Sciences Naturelles de Nîmes*, **48**, 137-151.

CREMASCHI M., ZERBONI A., NICOSIA C., NEGRINO F., RODNIGHT H. & SPÖTL C., 2015 - Age, soil-forming processes, and archaeology of the loess deposits at the Apennine margin of the Po plain (Northern Italy): new insights from the Ghiardo Area. *Quaternary International*, **376**, 173-188.

CURT T., ADRA W. & BORGNIET L., 2009 - Fire-driven oak regeneration in French Mediterranean ecosystems. *Forest Ecology and Management*, **258** (9), 2127-2135.

DAMIANI L., MASSE J.P., PHILIP J., TRONCHETTI G., TRIAT J.M., TRUC G., VOGT J. & BAZILE F., 1980 - *Carte géologique de la France à 1/50 000 (n°913), Pont-Saint-Espirit. Notice explicative*. Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Orléans, 43 p.

DANSGAARD W., JOHNSEN S.J., CLAUSEN H.B., DAHL-JENSEN D., GUNDESTRUP N.S., HAMMER C.U., HVIDBERG C.S., STEFFENSEN J.P.,

SVEINBJÖRNSDOTTIR A.E. & JOUZEL J., 1993 - Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature*, **364** (6434), 218-220.

DAVID M. & CAROZZA J.-M., 2013 - Les dépressions fermées du Languedoc central et du Roussillon: inventaire, caractérisation géomorphométrique et essai de typologie. *Géomorphologie: relief, processus, environnement*, **19** (4), 407-424.

DEBARD E., 1987 - L'apport allochtone éolien dans les remplissages karstiques quaternaires du Bas-Vivarais (S.E. France). *Bulletin de l'Association Française pour l'Etude du Quaternaire*, **24** (4), 183-193.

DEFAUT B., 2001 - Carte de la végétation de la France. *Matériaux entomocénétiques*, **6**, 113-121.

DÈZES P., SCHMID S.M. & ZIEGLER P.A., 2004 - Evolution of the European Cenozoic rift system: interaction of the Alpine and Pyrenean orogens with their foreland lithosphere. *Tectonophysics*, **389** (1-2), 1-33.

DUBAR M., 1979 - Les caractères sédimentologiques des terrasses fluviatiles et leur couverture limoneuse en Moyenne Durance. *Bulletin de l'Association Française pour l'Etude du Quaternaire*, **16** (3), 109-120.

DUBAR M., 2008 - Découverte d'un fragment osseux de Néanderthalien en 1982 à Forcalquier. *Patrimoine du Pays de Forcalquier*, **11**, 18-19.

DUPRAT-OUALID F., RIUS D., BÉGEOT C., MAGNY M., MILLET L., WULF S. & APPELT O., 2017 - Vegetation response to abrupt climate changes in Western Europe from 45 to 14.7 k cal a BP: the Bergsee lacustrine record (Black Forest, Germany). *Journal of Quaternary Science*, **32** (7), 1008-1021.

DURCAN J.A., KING G.E. & DULLER G.A., 2015 - DRAC: Dose Rate and Age Calculator for trapped charge dating. *Quaternary Geochronology*, **28**, 54-61.

DURN G., WACHA L., BARTOLIN M., ROLF C., FRECHEN M., TSUKAMOTO S., TADEJ N., HUSNJAK S., LI Y. & RUBINIĆ V., 2018 - Provenance and formation of the red palaeosol and lithified terra rossa-like infillings on the Island of Susak: A high-resolution and chronological approach. *Quaternary international*, **494**, 105-129.

EHLERS J. & GIBBARD P.L., 2004 - *Quaternary glaciations-extent and chronology: part I: Europe*. Elsevier, Amsterdam, 475p.

EYROLLE F., RADAKOVITCH O., RAIMBAULT P., CHARMASSON S., ANTONELLI C., FERRAND E., AUBERT D., RACCASI G., JACQUET S. & GURRIARAN R., 2012 - Consequences of hydrological events on the delivery of suspended sediment and associated radionuclides from the Rhône river to the Mediterranean sea. *Journal of Soils and Sediments*, **12** (9), 1479-1495.

FEDERICI P.R., GRANGER D.E., RIBOLINI A., SPAGNOLO M., PAPPALARDO M. & CYR A.J., 2012 - Last Glacial Maximum and the Gschnitz stadial in the Maritime Alps according to 10 Be cosmogenic dating. *Boreas*, **41** (2), 277-291.

FEDOROFF N. & COURTY M.-A., 2013 - Revisiting the genesis of red Mediterranean soils. *Turkish Journal of Earth Sciences*, **22** (3), 359-375.

FEURDEAN A., PERȘOIU A., TANȚĂU I., STEVENS T., MAGYARI E.K., ONAC B.P., MARKOVIĆ S., ANDRIČ M., CONNOR S. & FĂRCAȘ S., 2014 - Climate variability and associated vegetation response throughout Central and Eastern Europe (CEE) between 60 and 8 ka. *Quaternary Science Reviews*, **106**, 206–224.

FLETCHER W.J., GONI M.F.S., ALLEN J.R., CHEDDADI R., COMBOURIEU-NEBOUT N., HUNTLEY B., LAWSON I., LONDEIX L., MAGRI D. & MARGARI V., 2010 - Millennial-scale variability during the last glacial in vegetation records from Europe. *Quaternary Science Reviews*, **29** (21-22), 2839-2864.

FRANC O., MOINE O., FÜLLING A., AUGUSTE P., PASTY J.-F., GADIOLET P., GAERTNER V. & ROBERT V., 2017 - Les séquences alluvio-loessique du Würm moyen/supérieur de Quincieux et de Lyon (Rhône-Alpes, France): premières interprétations paléoenvironnementales et corrélations. *Quaternaire*, **28** (4), 423-454.

FRECHEN M., 2003 - Loess in Europe—Mass accumulation rates during the Last Glacial Period. *Quaternary Science Reviews*, **22** (18-19), 1835-1857.

FRENCH H.M., 2017 - *The Periglacial Environment*. John Wiley & Sons, Hoboken, 557 p.

GABERT J., 1965 - Phénomènes périglaciaires du Quaternaire supérieur et néotectonique dans la région de l'Étang de Berre (basse Provence occidentale). *90ème Congrès des Sociétés Savantes*, tome II, 75–88.

GABERT J., 1969 - Les terrasses quaternaires et la néotectonique dans la région de Châteauneuf-du-Pape. *Méditerranée*, **10** (4), 371-382.

GABERT P., 1966 - Observations sur les dépôts quaternaires des collines entre Coudoux et Lançon, au Nord de l'étang de Berre. *Compte Rendu de la Société Géologique Française*, **2**, 60-61.

GABERT-DELAY J., 1967 - L'importance des déformations quaternaires et du modelé cryonival würmien dans les paysages du bas Rhône et de la basse Durance. *Méditerranée*, **8** (2), 87–107.

GARCIA-CASTELLANOS D., ESTRADA F., JIMÉNEZ-MUNT I., GORINI C., FERNÁNDEZ M., VERGÉS J. & DE VICENTE R., 2009 - Catastrophic flood of the Mediterranean after the Messinian salinity crisis. *Nature*, **462** (7274), 778-781.

GOLDSTEIN S.J. & JACOBSEN S.B., 1987 - The Nd and Sr isotopic systematics of river-water dissolved material: implications for the sources of Nd and Sr in seawater. *Chemical Geology: Isotope Geoscience section*, **66** (3), 245-272.

GOLDSTEIN S.L., O'NIONS R.K. & HAMILTON P.J., 1984 - A Sm-Nd isotopic study of atmospheric dusts and particulates from major river systems. *Earth and Planetary Science letters*, **70**, 221-236.

GONZÁLEZ-SAMPÉRIZ P., VALERO-GARCÉS B.L., CARRIÓN J.S., PEÑAMONNÉ J.L., GARCÍA-RUIZ J.M. & MARTÍ-BONO C., 2005 - Glacial and Lateglacial vegetation in Northeastern Spain: new data and a review. *Quaternary International*, **140-141**, 4-20.

GOTTIS M., 1968 - Les dépressions fermées du Languedoc: hypothèses sur leur mode de formation. *Actes de la Société Linéenne de Bordeaux*, **105**, 1-5.

GOUDIE A.S., 2013 - *Arid and semi-arid geomorphology*. Cambridge University Press, Cambridge, 461 p.

GOVERNET C., 1959 - Evolution géologique des relations Bas-Rhône-Basse Durance pendant les temps pliocènes et quaternaires. *Annales de la Faculté des Sciences de Marseille*, **29**, 273-279.

GUTIÉRREZ F., VALERO-GARCÉS B., DESIR G., GONZÁLEZ-SAMPÉRIZ P., GUTIÉRREZ M., LINARES R., ZARROCA M., MORENO A., GUERRERO J., ROQUÉ C., ARNOLD L.J. & DEMURO M., 2013 - Late Holocene evolution of playa lakes in the central Ebro depression based on geophysical surveys and morpho-stratigraphic analysis of lacustrine terraces. *Geomorphology*, **196**, 177-197.

GUTIÉRREZ-ELORZA M., DESIR G. & GUTIÉRREZ-SANTOLALLA F., 2002 - Yardangs in the semiarid central sector of the Ebro Depression (NE Spain). *Geomorphology*, **44** (1), 155-170.

HAASE D., FINK J., HAASE G., RUSKE R., PÉCSI M., RICHTER H., ALTERMANN M. & JÄGER K.-D., 2007 - Loess in Europe. Its Spatial Distribution Based on a European Loess Map, Scale 1:2,500,000. *Quaternary Science Reviews*, **26** (9-10), 1301-1312.

HALIMOV M. & FEZER F., 1989 - 8 yardang types in Central-Asia. *Zeitschrift für Geomorphologie*, **33** (2), 205-217.

HASLETT J. & PARNELL A., 2008 - A simple monotone process with application to radiocarbon-dated depth chronologies. *Journal of the Royal Statistical Society: Series C (Applied Statistics)*, **57** (4), 399-418.

HEINRICH H., 1988 - Origin and consequences of cyclic ice rafting in the Northeast Atlantic Ocean during the past 130,000 Years. *Quaternary Research*, **29** (2), 142-152.

HOPCROFT P.O., VALDES P.J., WOODWARD S. & JOSHI M.M., 2015 - Last Glacial Maximum radiative forcing from mineral dust aerosols in an Earth system model. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **120** (16), 8186-8205.

HSÜ K.J., RYAN W.B.F. & CITA M.B., 1973 - Late Miocene desiccation of the Mediterranean. *Nature*, **242** (5395), 240-244.

HU C., CHEN N., KAPP P., CHEN J., XIAO A. & ZHAO Y., 2017 - Yardangs geometries in the Qaidam basin and their controlling factors. *Geomorphology*, **299**, 142-151.

HUGHES A.L., GYLLENCREUTZ R., LOHNE Ø.S., MANGERUD J. & SVENDSEN J.I., 2016 - The last Eurasian ice sheets—a chronological database and time-slice reconstruction, DATED-1. *Boreas*, **45** (1), 1–45.

HUGHES P.D. & GIBBARD P.L., 2015 - A Stratigraphical basis for the Last Glacial Maximum (LGM). *Quaternary International*, **383**, 174-185.

HUNEAU F., BLAVOUX B., AESCHBACH-HERTIG W. & KIPFER R., 2001 - Paleogroundwaters of the Valreas Miocene aquifer (Southeastern France) as archives of the LGM/Holocene transition in the Western Mediterranean region. *Proceedings of the International Conference on the Study of Environmental Changes Using Isotope Techniques*, **13**, 84-90.

ISARIN R.F.B., RENSSSEN H. & KOSTER E.A., 1997 - Surface wind climate during the Younger Dryas in Europe as inferred from aeolian records and model simulations. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **134** (1-4), 127–148.

IVY-OCHS S., 2015 - Glacier variations in the European Alps at the end of the last glaciation. *Cuadernos de Investigación Geográfica/Geographical Research Letters*, (41), 295-315.

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** (2), 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** (6-7), 559-573.

IVY-OCHS S., LUCCHESI S., BAGGIO P., FIORASO G., GIANOTTI F., MONEGATO G., GRAF A.A., AKÇAR N., CHRISTL M. & CARRARO F., 2018 - New geomorphological and chronological constraints for glacial deposits in the Rivoli-Avigliana end-moraine system and the lower Susa Valley (Western Alps, NW Italy). *Journal of Quaternary Science*, **33** (5), 550-562.

IVY-OCHS S., SCHÄFER J., KUBIK P.W., SYNAL H.-A. & SCHLÜCHTER C., 2004 - Timing of deglaciation on the Northern Alpine foreland (Switzerland). *Eclogae Geologicae Helvetiae*, **97** (1), 47-55.

JACQ V., ALBERT P. & DELORME R., 2005 - Le mistral, en 1925 et aujourd'hui: Le mistral-Quelques aspects des connaissances actuelles. *La Météorologie*, **50**, 30-38.

JIANG Q., SMITH R.B. & DOYLE J., 2003 - The nature of the mistral: Observations and modelling of two MAP events. *Quarterly Journal of the Royal Meteorological Society*, **129** (588), 857-875.

- JIPA D.C., 2014** - The conceptual sedimentary model of the Lower Danube loess basin: sedimentogenetic implications. *Quaternary International*, **351**, 14-24.
- JOLY D., BROSSARD T., CARDOT H., CAVAILHES J., HILAL M. & WAVRESKY P., 2010** - Les types de climats en France, une construction spatiale. *Cybergeo : European Journal of Geography* [en ligne], Cartographie, Imagerie, SIG, document 501.
- JORDA M. & DELIBRIAS G., 1981** - Données nouvelles sur le Pléistocène supérieur des Alpes françaises du Sud. Le Würm récent du Bassin de la Bléone (Alpes de Haute Provence). *Quaternaire*, **18** (3), 173-182.
- JORDA M., ROSIQUE T. & ÉVIN J., 2000** - Données nouvelles sur l'âge du dernier maximum glaciaire dans les Alpes méridionales françaises. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science*, **331** (3), 187-193.
- KASSE C., 1997** - Cold-climate aeolian sand-sheet formation in North-Western Europe (c. 14-12.4ka); a response to permafrost degradation and increased aridity. *Permafrost and Periglacial Processes*, **8** (3), 295-311.
- KASSE C., 2002** - Sandy aeolian deposits and environments and their relation to climate during the Last Glacial Maximum and Lateglacial in Northwest and Central Europe. *Progress in Physical Geography*, **26** (4), 507-532.
- KELLER O. & KRAYSS E., 2005** - Der Rhein-Linth-Gletscher im letzten Hochglazial. *Vierteljahrsschrift der Naturforschenden Gesellschaft in Zürich*, **150** (3-4), 69-85.
- KLARIC L., 2013** - Faciès lithiques et chronologie du Gravettien du sud du Bassin parisien et de sa marge sud-occidentale. In P. Bodu, L. Chehmana, L. klaric, L. Mevel & S. Soriano (eds.), *Le Paléolithique supérieur ancien de l'Europe du Nord-Ouest. Réflexions et synthèses à partir d'un projet collectif de recherche sur le Centre et le Sud du Bassin parisien*. Mémoire LVI de la Société préhistorique française, Paris, 61-88.
- KOCUREK G. & LANCASTER N., 1999** - Aeolian system sediment state: theory and Mojave Desert Kelso dune field example. *Sedimentology*, **46** (3), 505-515.
- KOHFELD K.E. & HARRISON S.P., 2001** - DIRTMAP: The Geological Record of Dust. *Earth-Science Reviews*, **54** (1), 81-114.
- KOSTER E.A., 2005** - Recent advances in luminescence dating of Late Pleistocene (cold-climate) aeolian sand and loess deposits in Western Europe. *Permafrost and Periglacial Processes*, **16** (1), 131-143.
- KREUTZER S., VALLADAS H., TEXIER P.J., MOINEAU V., MOLOGNI C. & MERCIER N., soumis** - Re-investigated: the mousterian loess sequence 'La Combette' (France) and its chronological framework. *Comptes Rendus Palevol*.
- KUKLA G.J., 1977** - Pleistocene land—sea correlations I. Europe. *Earth-Science Reviews*, **13** (4), 307-374.

LACQUEMENT F., PROGNON F., PROGNON C., COURBOULEIX S., QUESNEL F., KARNAY G. & THOMAS E., 2010 - *Etat des lieux de la connaissance cartographique du régolithe*. Rapport final, Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Orléans, 50 p.

LAITY J.E., 2009 - Landforms, Landscapes, and Processes of Aeolian Erosion. In A. J. Parsons et A. D. Abrahams (eds.), *Geomorphology of Desert Environments*. Springer, Berlin, 597-627.

LAITY J.E. & BRIDGES N.T., 2009 - Ventifacts on Earth and Mars: analytical, field, and laboratory studies supporting sand abrasion and windward feature development. *Geomorphology*, **105** (3), 202-217.

LAITY J.E. & BRIDGES N.T., 2013 - Abraded systems. In J. Schroder, N. Lancaster, D. J. Sherman et Baas (eds.), *Treatise on Geomorphology*. Academic Press, San Diego, 269-286.

LAMBECK K., ROUBY H., PURCELL A., SUN Y. & SAMBRIDGE M., 2014 - Sea level and global ice volumes from the Last Glacial Maximum to the Holocene. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, **111** (43), 15296-15303.

LAMBERT F., DELMONTE B., PETIT J.R., BIGLER M., KAUFMANN P.R., HUTTERLI M.A., STOCKER T.F., RUTH U., STEFFENSEN J.P. & MAGGI V., 2008 - Dust-climate couplings over the past 800,000 years from the EPICA dome C ice core. *Nature*, **452** (7187), 616-619.

LANOS P. & DUFRESNE P., 2019 - ChronoModel version 2.0.

LAROCHE M., PARISOT N., RECQ C., ORGEVAL M., REMICOURT M., RENAUD A., GRANGE G., CHARBOUILLOT S., BATTENTIER J., MARQUEBIELLE B., RUÉ M., LAFONT V., CHATEAUNEUF F., CURÉ A.-M. & MAGNIN F., 2020 - *L'occupation fonbuxienne de Mitra 5 à Garons (Gard)*. Rapport final d'opération archéologique préventive, Paléotime, Villard-de-Lans.

LASKAR J., ROBUTEL P., JOUTEL F., GASTINEAU M., CORREIA A.C.M. & LEVRARD B., 2004 - A long-term numerical solution for the insolation quantities of the Earth. *Astronomy & Astrophysics*, **428** (1), 261-285.

LAXTON N.F., BURN C.R. & SMITH C.A.S., 1996 - Productivity of loessal grasslands in the Kluane Lake region, Yukon territory, and the Beringian « production paradox ». *Arctic*, **49** (2), 129-140.

LE PAPE J.-M., BOSQ M., DELVIGNE V., GÉLY B., GUILLERMIN P. & VALLADAS H., 2020 - Des os de mammouth laineux dans un jardin à Saint-Péray. *Ardèche Archéologie*, **23**, 11-17.

LEHMKUHL F., BÖSKEN J., HOŠEK J., SPRAFKE T., MARKOVIĆ S.B., OBREHT I., HAMBACH U., SÜMEGI P., THIEMANN A., STEFFENS S., LINDNER H., VERES D. & ZEEEDEN C., 2018a - Loess distribution and related Quaternary sediments in the Carpathian Basin. *Journal of Maps*, **14** (2), 661-670.

- LEHMKUHL F., PÖTTER S., PAULIGK A. & BÖSKEN J., 2018b** - Loess and other Quaternary sediments in Germany. *Journal of Maps*, **14** (2), 330-340.
- LI J., DONG Z., QIAN G., ZHANG Z., LUO W., LU J. & WANG M., 2016** - Yardangs in the Qaidam basin, Northwestern China: distribution and morphology. *Aeolian Research*, **20**, 89-99.
- LI Y., SHI W., AYDIN A., BEROYA-EITNER M.A. & GAO G., 2020** - Loess genesis and worldwide distribution. *Earth-Science Reviews*, **201**, 102947.
- LINDNER H., LEHMKUHL F. & ZEEEDEN C., 2017** - Spatial loess distribution in the eastern Carpathian basin: a novel approach based on geoscientific maps and data. *Journal of Maps*, **13** (2), 173-181.
- 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** (4), 1453-1471.
- LOPEZ SAEZ J.A. & TEXIER P.J., 1998** - Paléoenvironnement durant le Pléistocène Supérieur en Vaucluse: analyse palynologique des couches inférieures de l'abri de la Combette (Bonnieux, Vaucluse, France). *Trabajos de prehistoria*, **55** (2), 151.
- 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** (1), 1-6.
- LUNT D.J. & VALDES P.J., 2002** - Dust deposition and provenance at the Last Glacial Maximum and present day. *Geophysical research letters*, **29** (22), 42-1-42-4.
- MAGNIN F., 1992** - Variations de température en Provence pendant le Pléistocène supérieur (stades isotopiques 2 et 3) estimées d'après l'analyse d'associations de gastéropodes terrestres. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre*, **315** (2), 231-237.
- MAGNIN F., 2014** - Middle Pleniglacial to Holocene molluscan assemblages in the Marseille-Aubagne basin (Provence, France). *Quaternaire*, **25** (2), 113-125.
- MAHER B.A., PROSPERO J.M., MACKIE D., GAIERO D., HESSE P.P. & BALKANSKI Y., 2010** - Global connections between aeolian dust, climate and ocean biogeochemistry at the present day and at the Last Glacial Maximum. *Earth-Science Reviews*, **99** (1), 61-97.
- MAHOWALD N.M., MUHS D.R., LEVIS S., RASCH P.J., YOSHIOKA M., ZENDER C.S. & LUO C., 2006** - Change in atmospheric mineral aerosols in response to climate: last glacial period, preindustrial, modern, and doubled carbon dioxide climates. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **111**, D10202.

MAIER A., LEHMKUHL F., LUDWIG P., MELLES M., SCHMIDT I., SHAO Y., ZEEDEEN C. & ZIMMERMANN A., 2016 - Demographic estimates of hunter-gatherers during the Last Glacial Maximum in Europe against the background of palaeoenvironmental data. *Quaternary International*, **425**, 49-61.

MANDIER P., 1974 - Les passages du Rhône dans la dépression de Saint-Péray. *Géocarrefour*, **49** (2), 139-154.

MANDIER P., 1984 - Le relief de la moyenne vallée du Rhône au Tertiaire et au Quaternaire. *Bulletin du Laboratoire Rhodanien de Géomorphologie*, **15-16**, 27-36.

MANDIER P., 1988 - Les problèmes chronologiques posés par les phases de la récession würmienne dans la moyenne vallée du Rhône. *Quaternaire*, **25** (2), 123-128.

MANDIER P., EVIN J., ARGANT J. & PETIOT R., 2003 - Chronostratigraphie des accumulations würmiennes dans la moyenne vallée du Rhône. L'apport des dates radiocarbone. *Quaternaire*, **14** (2), 113-127.

MARCELIN P., 1926 - Contribution à l'étude géographique de la garrigue nîmoise. *Les Études Rhodaniennes*, **2** (1), 35-180.

MARCELIN P., 1950 - Phénomène du vent et du froid au Quaternaire Supérieur dans la région Nimoise. *Bulletin de la Société Languedocienne de Géographie*, **21**, 85-122.

MARTINEZ-LAMAS R., TOUCANNE S., DEBRET M., RIBOULOT V., DELOFFRE J., BOISSIER A., CHERON S., PITEL M., BAYON G., GIOSAN L. & SOULET G., 2020 - Linking Danube river activity to Alpine ice-sheet fluctuations during the Last Glacial (ca. 33-17ka BP): insights into the continental signature of Heinrich stadials. *Quaternary Science Reviews*, **229**, 106136.

MASSON-DELMOTTE V., STENNI B., POL K., BRACONNOT P., CATTANI O., FALOURD S., KAGEYAMA M., JOUZEL J., LANDAIS A., MINSTER B., BARNOLA J.M., CHAPPELLAZ J., KRINNER G., JOHNSEN S., RÖTHLISBERGER R., HANSEN J., MIKOLAJEWICZ U. & OTTO-BLIESNER B., 2010 - EPICA Dome C record of glacial and interglacial intensities. *Quaternary Science Reviews*, **29** (1), 113-128.

MAZENOT G., 1956 - Recherches sur les faunes malacologiques du loess récent würmien et de divers limons terrestres holocènes dans le sud-est de la France. *Bulletin Mensuel de la Société Linnéenne de Lyon*, **25** (1), 9-24.

MAZENOT G., 1957 - Nouvelles recherches pétrographiques et malacologiques sur le loess et limons de Basse-Provence. *Bulletin mensuel de la Société linnéenne de Lyon*, **26** (10), 271-281.

MAZENOT G., 1965 - Existe-t-il à tout prix, en France, une faune de loess? *Bulletin de l'Association Française pour l'Etude du Quaternaire*, **2** (1), 78-84.

MCKENNA-NEUMAN C. & GILBERT R., 1986 - Aeolian processes and landforms in glaciofluvial environments of southeastern Baffin Islands, NWT, Canada. *In* W.G. Nickling

(ed.), *Aeolian geomorphology : proceedings of the 17th Annual Binghamton Geomorphology Symposium*. Allen and Unwin, London, 213-235.

MÉDAIL F. & DIADEMA K., 2009 - Glacial refugia influence plant diversity patterns in the Mediterranean basin. *Journal of Biogeography*, **36** (7), 1333-1345.

MÉROC L., 1953 - Le Paléolithique inférieur et moyen et l'érosion éolienne dans le bassin de l'Aude et le Roussillon. *Rivista di Studi Liguri*, **19**, 5-21.

MOCOCHAIN L., CLAUZON G. & BIGOT J.-Y., 2006 - The Ardèche endokarstic responses to the eustatic variations resulting from the Messinian salinity crisis. *Bulletin de la Societe Geologique de France*, **177** (1), 27-36.

MOINE O., ANTOINE P., HATTÉ C., LANDAIS A., MATHIEU J., PRUD'HOMME C. & ROUSSEAU D.-D., 2017 - The impact of Last Glacial climate variability in West-European loess revealed by radiocarbon dating of fossil earthworm granules. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, **114** (24), 6209-6214.

MOLLIEX S., SIAME L.L., BOURLÈS D.L., BELLIER O., BRAUCHER R. & CLAUZON G., 2013 - Quaternary evolution of a large alluvial fan in a periglacial setting (Crau Plain, SE France) constrained by terrestrial cosmogenic nuclide (¹⁰Be). *Geomorphology*, **195**, 45-52.

MONEGATO G., RAVAZZI C., DONEGANA M., PINI R., CALDERONI G. & WICK L., 2007 - Evidence of a two-fold glacial advance during the Last Glacial Maximum in the Tagliamento end moraine system (Eastern Alps). *Quaternary Research*, **68** (2), 284-302.

MONEGATO G., SCARDIA G., HAJDAS I., RIZZINI F. & PICCIN A., 2017 - The Alpine LGM in the boreal ice-sheets game. *Scientific reports*, **7** (1), 1-8.

MONJUVENT G., 1979 - *Le Drac, morphologie, stratigraphie et chronologie quaternaires d'un bassin alpin*. Thèse de doctorat, Université Paris-Diderot - Paris VII, Paris, 421 p.

MONJUVENT G., 1984 - Quaternaire. In S. Debrand-Passard (ed.), *Synthèse géologique du sud-est de la France, stratigraphie et paléogéographie*. Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Orléans, 521-599.

MONJUVENT G., 1994 - II. L'environnement géomorphologique. *Gallia préhistoire*, **36** (1), 150-163.

MONJUVENT G., MASSE J.P., PHILIP J., BALLESTIO R., ALABOUVETTE B., BLAVOUX B., GRANIER J. & DUPIAS G., 1991 - *Carte géologique de la France à 1/50 000 (n°940), Avignon. Notice explicative*. Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Orléans, 91 p.

MORENO A., CACHO I., CANALS M., PRINS M.A., SÁNCHEZ-GOÑI M.-F., GRIMALT J.O. & WELTJE G.J., 2002 - Saharan dust transport and high-latitude glacial climatic variability: the Alboran sea record. *Quaternary Research*, **58** (3), 318-328.

MORENO A., SVENSSON A., BROOKS S.J., CONNOR S., ENGELS S., FLETCHER W., GENTY D., HEIRI O., LABUHN I., PERŞOIU A., PEYRON O., SADORI L., VALERO-GARCÉS B., WULF S. & ZANCHETTA G., 2014 - A compilation of western European terrestrial records 60-8 Ka BP: towards an understanding of latitudinal climatic gradients. *Quaternary Science Reviews*, **106**, 167-185.

MUHS D.R., 2013 - The geologic records of dust in the Quaternary. *Aeolian Research*, **9**, 3-48.

MUHS D.R. & BETTIS III E.A., 2003 - Quaternary loess-paleosol sequences as examples of climate-driven sedimentary extremes. *Special Papers-Geological Society of America*, **370**, 53-74.

MUHS D.R. & BUDAHN J.R., 2006 - Geochemical evidence for the origin of late Quaternary loess in central Alaska. *Canadian Journal of Earth Sciences*, **43** (3), 323-337.

MUHS D.R., CATTLE S.R., CROUVI O., ROUSSEAU D.-D., SUN J. & ZÁRATE M.A., 2014 - Loess records. In P. Knippertz et J.-B. W. Stuut (eds.), *Mineral Dust: A Key Player in the Earth System*. Springer Netherlands, Dordrecht, 411-441.

MURTON J., 2013 - Ice wedges and ice-wedge casts. In S. A. Elias et C. J. Mock (eds.), *Encyclopedia of Quaternary Science*. Elsevier, Amsterdam, 2154-2169.

NURY D. & ROUX R.-M., 1969 - Présence de figures de cryoturbation et de cailloutis quaternaires à l'Ouest de Martigues (Bouches-du-Rhône). *Bulletin de l'Association Française pour l'Étude du Quaternaire*, **6** (2), 139-143.

OLIVIER J.-M., DOLE-OLIVIER M.-J., AMOROS C., CARREL G., MALARD F., LAMOUREUX N. & BRAVARD J.-P., 2009 - Chapter 7 - The Rhône River Basin. In K. Tockner, U. Uehlinger et C. T. Robinson (eds.), *Rivers of Europe*. Academic Press, London, 247-295.

OLLIVIER V., 2006 - *Continuités, instabilités et ruptures morphogéniques en Provence depuis la dernière glaciation. Travertinisation, détritisme et incisions sur le piémont sud du Grand Luberon (Vaucluse, France). Relations avec les changements climatiques et l'anthropisation*. Thèse de doctorat, Université de Provence - Aix-Marseille I, Aix-en-Provence, 368 p.

OLLIVIER V., MAGNIN F., GUENDON J.L. & MIRAMONT C., 2014 - Regards sur les dynamiques paysagères du Pléistocène Supérieur du Luberon et de Basse Provence (SIM 3 et SIM 2, France). *Quaternaire*, **25** (2), 91-111.

ONORATINI G., CHAREYRE J., COMBIER J., DAL-PRA G. & THINON M., 1999 - Nouvelles données sur la culture gravettienne en Vivarais. In D. Sacchi (ed.), *Les faciès leptolithiques du Nord-Ouest méditerranéen: milieux naturels et culturels, Actes du XXIVe Congrès préhistorique de France*. Carcassonne, 151-163.

PATTON H., HUBBARD A., ANDREASSEN K., AURIAC A., WHITEHOUSE P.L., STROEVEN A.P., SHACKLETON C., WINSBORROW M., HEYMAN J. & HALL

A.M., 2017 - Deglaciation of the Eurasian ice sheet complex. *Quaternary Science Reviews*, **169**, 148-172.

PAYA P., 1939 - Découverte d'un «*Elephas trogontherii*» ou «*Elephas intermedius*» entre Charmes et Saint-Georges-les-Bains (Ardèche). *Bulletin de la Société Préhistorique de France*, **36** (4), 203-212.

PELLEGRINI C., MASELLI V., GAMBERI F., ASIOLI A., BOHACS K.M., DREXLER T.M. & TRINCARDI F., 2017 - How to make a 350-m-thick lowstand systems tract in 17,000 Years: the Late Pleistocene Po river (Italy) lowstand wedge. *Geology*, **45** (4), 327-330.

PENCK A. & BRÜCKNER E., 1901/1909 - *Die alpen im Eiszeitalter*. Tauchnitz, Leipzig, Germany, 1149 p.

PEUCKER-EHRENBRINK B., MILLER M.W., ARSOUZE T. & JEANDEL C., 2010 - Continental bedrock and riverine fluxes of strontium and neodymium isotopes to the oceans. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **11** (3).

POSTH C., RENAUD G., MITTNIK A., DRUCKER D.G., ROUGIER H., CUPILLARD C., VALENTIN F., THEVENET C., FURTWÄNGLER A., WISSING C., FRANCKEN M., MALINA M., BOLUS M., LARI M., GIGLI E., CAPECCHI G., CREVECOEUR I., BEAUVAL C., FLAS D., GERMONPRÉ M., VAN DER PLICHT J., COTTIAUX R., GÉLY B., RONCHITELLI A., WEHRBERGER K., GRIGORESCU D., SVOBODA J., SEMAL P., CARAMELLI D., BOCHERENS H., HARVATI K., CONARD N.J., HAAK W., POWELL A. & KRAUSE J., 2016 - Pleistocene mitochondrial genomes suggest a single major dispersal of non-africans and a late glacial population turnover in Europe. *Current Biology*, **26** (6), 827-833.

PREUSSER F., BLEI A., GRAF H. & SCHLÜCHTER C., 2007 - Luminescence dating of Würmian (Weichselian) proglacial sediments from Switzerland: methodological aspects and stratigraphical conclusions. *Boreas*, **36** (2), 130-142.

PREUSSER F., GRAF H.R., KELLER O., KRAYSS E. & SCHLÜCHTER C., 2011 - Quaternary glaciation history of northern Switzerland. *E&G Quaternary Science Journal*, **60**, 282-305.

PROGNON F., LACQUEMENT F., RICORDEL-PROGNON C., QUESNEL F., NEHLIG P., COURBOULEIX S., QUINQUIS J.-P., MARTIN P., RAMBOURG D. & LEBRET P., 2011 - Regolith map of France. *Quaternaire*, **22** (vol. 22/4), 357-362.

PUAUD S., NOWAK M., PONT S. & MONCEL M.-H., 2015 - Minéraux volcaniques et alpins à l'abri du Maras (Ardèche, France) : témoins de vents catabatiques dans la vallée du Rhône au Pléistocène supérieur. *Comptes Rendus Palevol*, **14** (4), 331-341.

PYE K., 1995 - The nature, origin and accumulation of loess. *Quaternary Science Reviews*, **14** (7), 653-667.

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., 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.

REBER R., AKÇAR N., IVY-OCHS S., TIKHOMIROV D., BURKHALTER R., ZAHNO C., LÜTHOLD A., KUBIK P.W., VOCKENHUBER C. & SCHLÜCHTER C., 2014 - Timing of retreat of the Reuss glacier (Switzerland) at the end of the Last Glacial Maximum. *Swiss Journal of Geosciences*, **107** (2), 293-307.

REIMANN C., BIRKE M., DEMETRIADES A., FILZMOSE P. & O'CONNOR P., 2014 - *Chemistry of Europe's Agricultural Soils, Part A: Methodology and Interpretation of the GEMAS Data Set*. Schweizerbart Science Publishers, Stuttgart, 523 p.

REIMER P.J., BARD E., BAYLISS A., BECK J.W., BLACKWELL P.G., RAMSEY C.B., BUCK C.E., CHENG H., EDWARDS R.L., FRIEDRICH M., GROOTES P., GUILDERSON T.P., HAFLIDASON H., HAJDAS I., HATTÉ C., HEATON T.J., HOFFMAN D.L., HOGG A.G., HUGMEN 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** (4), 1869-1887.

RENSEN H., KASSE C., VANDENBERGHE J. & LORENZ S.J., 2007 - Weichselian Late Pleniglacial surface winds over Northwest and Central Europe: a model–data comparison. *Journal of Quaternary Science*, **22** (3), 281-293.

ROUSSEAU D.-D., ANTOINE P., GERASIMENKO N., SIMA A., FUCHS M., HATTÉ C., MOINE O. & ZÖLLER L., 2011 - North Atlantic abrupt climatic events of the last glacial period recorded in Ukrainian loess deposits. *Climate of the Past*, **7**, 221-234.

RUTH U., BIGLER M., RÖTHLISBERGER R., SIGGAARD-ANDERSEN M.-L., KIPFSTUHL S., GOTO-AZUMA K., HANSSON M.E., JOHNSEN S.J., LU H. & STEFFENSEN J.P., 2007 - Ice core evidence for a very tight link between North Atlantic and East Asian glacial climate. *Geophysical Research Letters*, **34** (3), L03706.

SAITO K., SUEYOSHI T., MARCHENKO S., ROMANOVSKY V., OTTO-BLIESNER B., WALSH J., BIGELOW N., HENDRICKS A. & YOSHIKAWA K., 2013 - LGM permafrost distribution: how well can the latest PMIP multi-model ensembles perform reconstruction? *Climate of the Past*, **9** (4), 1697-1714.

SALMINEN R., BATISTA M.J., BIDOVEC M., DEMETRIADES A., DE VIVO B., DE VOS W., DURIS M., GILUCIS A., GREGORAUSKIENE V. & HALAMIC J., 2005 - FOREGS Geochemical Atlas of Europe Part 1. *Background Information, Methodology and Maps*. Geological Survey of Finland, Espoo, 690 p.

SALTEL M., REBEIX R., THOMAS B., FRANCESCHI M., LAVIELLE B. & BERTRAN P., 2019 - Paleoclimate variations and impact on groundwater recharge in multi-layer aquifer systems using a multi-tracer approach (Northern Aquitaine Basin, France). *Hydrogeology Journal*, **27** (4), 1439-1457.

SANCHEZ GOÑI M.F. & HARRISON S.P., 2010 - Millennial-scale climate variability and vegetation changes during the Last Glacial: Concepts and terminology. *Quaternary Science Reviews*, **29** (21-22), 2823-2827.

SANCHEZ GOÑI M.F., TURON J.-L., EYNAUD F. & GENDREAU S., 2000 - European climatic response to millennial-scale changes in the atmosphere–ocean system during the Last Glacial period. *Quaternary Research*, **54** (3), 394-403.

SCHATZ A.-K., ZECH M., BUGGLE B., GULYÁS S., HAMBACH U., MARKOVIĆ S.B., SÜMEGI P. & SCHOLTEN T., 2011 - The Late Quaternary loess record of Tokaj, Hungary: reconstructing palaeoenvironment, vegetation and climate using stable C and N isotopes and biomarkers. *Quaternary International*, **240** (1-2), 52-61.

SCHEIB A.J., BIRKE M. & DINELLI E., 2014 - Geochemical evidence of aeolian deposits in European soils. *Boreas*, **43** (1), 175-192.

SCHLÜCHTER C., 2004 - The Swiss glacial record—a schematic summary. In J. Ehlers & P.L. Gibbard (eds.), *Quaternary Glaciations—Extent and Chronology. Part I: Europe*, Elsevier, Amsterdam, 413-418.

SCHLUMMER M., HOFFMANN T., DIKAU R., EICKMEIER M., FISCHER P., GERLACH R., HOLZKÄMPER J., KALIS A.J., KRETSCHMER I., LAUER F., MAIER A., MEESENBURG J., MEURERS-BALKE J., MÜNCH U., PÄTZOLD S., STEININGER F., STOBBE A. & ZIMMERMANN A., 2014 - From point to area: upscaling approaches for Late Quaternary archaeological and environmental data. *Earth-Science Reviews*, **131**, 22-48.

SEBE K., CSILLAG G., RUSZKICZAY-RÜDIGER Z., FODOR L., THAMÓ-BOZSÓ E., MÜLLER P. & BRAUCHER R., 2011 - Wind erosion under cold climate: a Pleistocene periglacial mega-yardang system in Central Europe (Western Pannonian basin, Hungary). *Geomorphology*, **134** (3-4), 470-482.

SEBE K., ROETZEL R., FIEBIG M. & LÜTHGENS C., 2015 - Pleistocene wind system in Eastern Austria and its impact on landscape evolution. *Catena*, **134**, 59-74.

SEELOS K., SIROCKO F. & DIETRICH S., 2009 - A continuous high-resolution dust record for the reconstruction of wind systems in Central Europe (Eifel, Western Germany) over the Past 133 Ka. *Geophysical Research Letters*, **36** (20), L20712.

SEGUINOT J., IVY-OCHS S., JOUVET G., HUSS M., FUNK M. & PREUSSER F., 2018 - Modelling Last Glacial cycle ice dynamics in the Alps. *The Cryosphere*, **12** (10), 3265-3285.

SIAME L., BELLIER O., BRAUCHER R., SÉBRIER M., CUSHING M., BOURLÈS D., HAMELIN B., BAROUX E., VOOGD B. DE, RAISBECK G. & YIOU F., 2004 - Local erosion rates versus active tectonics: cosmic ray exposure modelling in provence (South-East France). *Earth and Planetary Science Letters*, **220** (3), 345-364.

SIMA A., KAGEYAMA M., ROUSSEAU D.-D., RAMSTEIN G., BALKANSKI Y., ANTOINE P. & HATTÉ C., 2013 - Modeling dust emission response to North Atlantic millennial-scale climate variations from the perspective of East European MIS 3 loess deposits. *Climate of the Past*, **9** (4), 1385-1402.

SIMA A., ROUSSEAU D.-D., KAGEYAMA M., RAMSTEIN G., SCHULZ M., BALKANSKI Y., ANTOINE P., DULAC F. & HATTÉ C., 2009 - Imprint of North-Atlantic abrupt climate changes on Western European loess deposits as viewed in a dust emission model. *Quaternary Science Reviews*, **28** (25-26), 2851-2866.

SITZIA L., 2014 - *Chronostratigraphie et distribution spatiale des dépôts éoliens quaternaires du Bassin aquitain*. Thèse de doctorat, Université de Bordeaux I, Bordeaux, 342 p.

SITZIA L., BERTRAN P., BAHAIN J.-J., BATEMAN M.D., HERNANDEZ M., GARON H., LAFONTAINE G. DE, MERCIER N., LEROYER C., QUEFFELEC A. & VOINCHET P., 2015 - The Quaternary coversands of Southwest France. *Quaternary Science Reviews*, **124**, 84-105.

SITZIA L., BERTRAN P., SIMA A., CHERY P., QUEFFELEC A. & ROUSSEAU D.-D., 2017 - Dynamics and sources of last glacial aeolian deposition in southwest France derived from dune patterns, grain-size gradients and geochemistry, and reconstruction of efficient wind directions. *Quaternary Science Reviews*, **170**, 250-268.

SMALLEY I., O'HARA-DHAND K., WINT J., MACHALETT B., JARY Z. & JEFFERSON I., 2009 - Rivers and loess: The significance of long river transportation in the complex event-sequence approach to loess deposit formation. *Quaternary International*, **198** (1), 7-18.

SMALLEY I.J., 1966 - The properties of glacial loess and the formation of loess deposits. *Journal of Sedimentary Research*, **36** (3), 669-676.

SPÖTL C., REIMER P.J. & GÖHLICH U.B., 2018 - Mammoths inside the Alps during the Last Glacial Period: radiocarbon constraints from Austria and Palaeoenvironmental implications. *Quaternary Science Reviews*, **190**, 11-19.

STEVENS T., MARKOVIĆ S.B., ZECH M., HAMBACH U. & SÜMEGI P., 2011 - Dust deposition and climate in the Carpathian Basin over an independently dated last glacial–interglacial cycle. *Quaternary Science Reviews*, **30** (5), 662-681.

STOKES C.R., TARASOV L. & DYKE A.S., 2012 - Dynamics of the North American ice sheet complex during its inception and build-up to the Last Glacial Maximum. *Quaternary Science Reviews*, **50**, 86-104.

- STRANDBERG G., BRANDEFELT J., KJELLSTROM E. & SMITH B., 2011** - High-resolution regional simulation of Last Glacial Maximum climate in Europe. *Tellus A: Dynamic Meteorology and Oceanography*, **63** (1), 107-125.
- STUIVER M. & REIMER P.J., 1993** - Extended 14 C data base and revised CALIB 3.0 14 C age calibration program. *Radiocarbon*, **35** (1), 215-230.
- STUUT J.-B., SMALLEY I. & O'HARA-DHAND K., 2009** - Aeolian dust in Europe: African sources and European deposits. *Quaternary International*, **198** (1), 234–245.
- SUEN T.-Y., 1934** - *Le loess de la vallée du Rhône*. Thèse de doctorat, Faculté des Lettres de l'Université de Lyon, Lyon, 163 p.
- SVENSSON A., ANDERSEN K.K., BIGLER M., CLAUSEN H.B., DAHL-JENSEN D., DAVIES S.M., JOHNSEN S.J., MUSCHELER R., RASMUSSEN S.O., RÖTHLISBERGER R., PEDER STEFFENSEN J. & VINTHER B.O.M., 2006** - The Greenland ice core chronology 2005, 15–42ka. Part 2: comparison to other records. *Quaternary Science Reviews*, **25** (23), 3258-3267.
- SVENSSON A., BISCAYE P.E. & GROUSSET F.E., 2000** - Characterization of Late Glacial continental dust in the Greenland ice core project ice core. *Journal of Geophysical Research: Atmospheres*, **105** (D4), 4637-4656.
- TALLAVAARA M., LUOTO M., KORHONEN N., JÄRVINEN H. & SEPPÄ H., 2015** - Human population dynamics in Europe over the Last Glacial Maximum. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, **112** (27), 8232-8237.
- TEXIER P.-J., BRUGAL J.-P., DESCLAUX E., LEMORINI C., LOPEZ SAEZ J.A., THERY I. & WILSON L., 2003** - La Combette (Bonnieux, Vaucluse, France): a Mousterian sequence in the Luberon mountain chain, between the plains of the Durance and Calavon rivers. *Preistoria Alpina*, **39** (7), 77-90.
- THIRAULT ET AL., 2020** - *RFO de la fouille préventive du site de Favary à Rousset (Bouches-du-Rhône)*. Rapport final d'opération archéologique préventive, Paléotime, Villard-de-Lans.
- TÓTH G., JONES A., MONTANARELLA L., EUROPEAN COMMISSION, JOINT RESEARCH CENTRE & INSTITUTE FOR ENVIRONMENT AND SUSTAINABILITY, 2013** - *LUCAS Topsoil Survey: Methodology, Data and Results*. Publications Office of the European Union, Luxembourg, 154 p.
- TOUCANNE S., SOULET G., FRESLON N., JACINTO R.S., DENNIELOU B., ZARAGOSI S., EYNAUD F., BOURILLET J.-F. & BAYON G., 2015** - Millennial-scale fluctuations of the European Ice Sheet at the end of the last glacial, and their potential impact on global climate. *Quaternary Science Reviews*, **123**, 113-133.
- TRICART J., 1952** - Paléoclimats quaternaires et morphologie climatique dans le Midi méditerranéen. *Quaternary Science Journal*, **2** (1), 172-188.

TZEDAKIS P.C., EMERSON B.C. & HEWITT G.M., 2013 - Cryptic or mystic? Glacial tree refugia in Northern Europe. *Trends in Ecology & Evolution*, **28** (12), 696-704.

TZEDAKIS P.C., LAWSON I.T., FROGLEY M.R., HEWITT G.M. & PREECE R.C., 2002 - Buffered Tree population changes in a Quaternary refugium: evolutionary implications. *Science*, **297** (5589), 2044-2047.

ÚJVÁRI G., MOLNÁR M. & PÁLL-GERGELY B., 2016 - Charcoal and mollusc shell ¹⁴C-dating of the Dunaszekcső loess record, Hungary. *Quaternary Geochronology*, **35**, 43-53.

ÚJVÁRI G., VARGA A., RAMOS F.C., KOVÁCS J., NÉMETH T. & STEVENS T., 2012 - Evaluating the use of clay mineralogy, Sr–Nd isotopes and zircon U–Pb ages in tracking dust provenance: An example from loess of the Carpathian Basin. *Chemical Geology*, **304**, 83-96.

ÚJVÁRI G., WEGNER W., KLÖTZLI U., HORSCHINEGG M. & HIPPLER D., 2018 - Sr-Nd-Hf Isotopic Analysis of < 10 mg Dust Samples: Implications for Ice Core Dust Source Fingerprinting. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, **19** (1), 60-72.

VARENNE G., AJAS A., BROCHIER J.L., DELHON C., DURAND F., NICOLLE B., PARISOT N., PICAUVET R., ROUX L. & VITAL J., 2015 - *Les Croisières, Guilhaumand-Granges, Ardèche*. Rapport final d'opération, Paléotime, Villard-de-Lans, 502 p.

VARGA G., CSERHÁTI C., KOVÁCS J. & SZALAI Z., 2016 - Saharan dust deposition in the Carpathian basin and its possible effects on interglacial soil formation. *Aeolian Research*, **22**, 1-12.

VARGA G., KOVÁCS J. & ÚJVÁRI G., 2013 - Analysis of Saharan dust intrusions into the Carpathian Basin (Central Europe) over the period of 1979–2011. *Global and Planetary Change*, **100**, 333-342.

VÁRKONYI P.L. & LAITY J.E., 2012 - Formation of surface features on ventifacts: modeling the role of sand grains rebounding within cavities. *Geomorphology*, **139-140**, 220-229.

WACHA L., MONTANARI A., LOMAX J., FIEBIG M., LÜTHGENS C., KORBAR T. & KOEBERL C., 2019 - Last Glacial Maximum giant sand dunes on the island of Vis, Croatia. *Geological Society of America*, **542**, 459-470.

WACHA L., ROLF C., HAMBACH U., FRECHEN M., GALOVIĆ L. & DUCHOSLAV M., 2018 - The Last Glacial aeolian record of the Island of Susak (Croatia) as seen from a high-resolution grain–size and rock magnetic analysis. *Quaternary International*, **494**, 211-224.

WAGNER G.A., WALTHER R. & LANG A., 2002 - Thermoluminescence and ESR dating of the Palaeolithic site La Combette (Vaucluse). In Texier, P.-J., Brugal, J.P., Lemorini, C., Lopez-Saez, J.A., Thery, I., Valladas, H., Wilson, L. (Eds.), *L'abri de la Combette site*

paléolithique moyen à Bonnieux (Vaucluse). Rapport final d'opération archéologique programmée, 108-111.

WOHLFARTH B., VERES D., AMPEL L., LACOURSE T., BLAAUW M., PREUSSER F., ANDRIEU-PONEL V., KÉRAVIS D., LALLIER-VERGÈS E., BJÖRCK S., DAVIES S.M., BEAULIEU J.-L. DE, RISBERG J., HORMES A., KASPER H.U., POSSNERT G., REILLE M., THOUVENY N. & ZANDER A., 2008 - Rapid ecosystem response to abrupt climate changes during the Last Glacial period in Western Europe, 40–16 Ka. *Geology*, **36** (5), 407-410.

WOLF D., KOLB T., ALCARAZ-CASTAÑO M., HEINRICH S., BAUMGART P., CALVO R., SÁNCHEZ J., RYBORZ K., SCHÄFER I. & BLIEDTNER M., 2018 - Climate deteriorations and Neanderthal demise in interior Iberia. *Scientific reports*, **8** (1), 1-10.

WOLF D., RYBORZ K., KOLB T., ZAPATA R.C., VIZCAINO J.S., ZÖLLER L. & FAUST D., 2019 - Origins and genesis of loess deposits in Central Spain, as indicated by heavy mineral compositions and grain-size variability. *Sedimentology*, **66** (3), 1139-1161.

WRIGHT J.S., 2001a - Making loess-sized quartz silt: data from laboratory simulations and implications for sediment transport pathways and the formation of ‘desert’ loess deposits associated with the Sahara. *Quaternary International*, **76**, 7–19.

WRIGHT J.S., 2001b - “Desert” loess versus “glacial” loess: quartz silt formation, source areas and sediment pathways in the formation of loess deposits. *Geomorphology*, **36** (3), 231-256.

YAALON D.H., 1997 - Soils in the Mediterranean region: what makes them different? *Catena*, **28** (3-4), 157-169.

ZECH R., ZECH M., MARKOVIĆ S., HAMBACH U. & HUANG Y., 2013 - Humid glacials, arid interglacials? Critical thoughts on pedogenesis and paleoclimate based on multi-proxy analyses of the loess–paleosol sequence Crvenka, Northern Serbia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **387**, 165-175.

ZEEBERG J., 1998 - The European sand belt in eastern Europe-and comparison of Late Glacial dune orientation with GCM simulation results. *Boreas*, **27** (2), 127–139.

ZERBONI A., TROMBINO L., FRIGERIO C., LIVIO F., BERLUSCONI A., MICHETTI A.M., RODNIGHT H. & SPÖTL C., 2015 - The loess-paleosol sequence at Monte Netto: a record of climate change in the Upper Pleistocene of the Central Po plain, Northern Italy. *Journal of Soils and Sediments*, **15** (6), 1329-1350.

ZERBONI A., AMIT R., BARONI C., COLTORTI M., FERRARIO M.F., FIORASO G., FORNO M.G., FRIGERIO C., GIANOTTI F., IRACE A., DI LIVIO F., MARIANI G.S., MICHETTI A.M., MONEGATO G.V., MOZZI P., OROMBELLI G., PEREGO A., PORAT N., RELLINI I., TROMBINO L. & CREMASCHI M., 2018 - Towards a map of the Upper Pleistocene loess in the Po plain loess basin. **31** (1), 253-256.

ZIEGLER P.A. & DÈZES P., 2007 - Cenozoic uplift of Variscan massifs in the Alpine foreland: timing and controlling mechanisms. *Global and Planetary Change*, **58** (1-4), 237-269.

LISTE DES FIGURES

(Hors Chapitres 3, 4 et 5 et annexes)

Figure 1.1 : A) Carte de la partie méridionale du rift ouest-européen et son système de failles cénozoïques montrant le graben de Bresse et du Haut-Rhin (URG) et en blanc la limite du bassin versant du Rhône. B) Carte des formations quaternaires au 1/1 000 000e d'après la « carte du régolithe de France » (Lacquement *et al.*, 2010 ; Prognon *et al.*, 2011). Il est important de signaler que les formations géologiques cartographiées mais dont l'âge est indéterminé ont été exclues. En blanc partiellement transparent, l'extension maximale des glaciers würmiens dans le Massif Central et les Alpes selon Ehlers & Gibbard (2004)..... **15**

Figure 1.2 : A) Typologie climatique du sud-est de la France à partir d'une modélisation couvrant la période 1970-2000 (modifié d'après Joly *et al.*, 2010). La ligne blanche correspond à la limite du bassin versant du Rhône. B) Carte des étages de végétation de France constitués de végétations axériques (ensemble de végétations n'ayant pas d'adaptation morphologique ou physiologique à la sécheresse), xériques (végétation montrant des adaptations nettes à la sécheresse) et subxériques (transition entre ces deux premiers étages) (modifié d'après Defaut, 2001).. **17**

Figure 1.3: Cartographie des lœss de la vallée du Rhône. A) Répartition des lœss selon Suen (1934). Les tâches noires (1) correspondent aux lœss sensu stricto tandis que les pointillés noirs correspondent aux « éboulis et limons ». B) Carte des dépôts éoliens et processus périglaciaires publiée par Tricart (1952). C) Carte de la répartition des dépôts éoliens et du maximum d'extension des glaciers en France (Alimen, 1967)..... **19**

Figure 1.4 : A) Localisation des affleurements de lœss signalés dans la littérature (Mazenot, 1956 ; Bonifay, 1962 ; Dubar, 1979) et découverts lors de fouilles archéologiques (<http://dolia.inrap.fr> et divers rapports de prestataires privés). B) Coupe en aval de Saint-Paulles-Durance le long du canal EDF de Jouques relevée par Bonifay (1968). C) Coupe synthétique des lœss de l'ancienne carrière de Beausemblant située dans le Bas-Dauphiné (Bourdier, 1961). La hauteur approximative de la coupe est de 13 m. **21**

Figure 1.5 : Diagramme ternaire des résultats granulométriques obtenus sur les échantillons de lœss de la vallée de la Durance et comparaison avec d'autres lœss méditerranéens (redessiné d'après Coudé-Gaussen, 1990). **22**

Figure 1.6 : Illustration des faciès sédimentaires de sables éoliens. A) Sables éoliens à litage entrecroisé intercalés dans des colluvions, coupe sud du vallon de la Vautubière (43,570°N, 5,209°E ; Ambert, 1973, 2013). B) Coupe synthétique des formations éoliennes du vallon de Vautubière (Ambert, 2013). C) Sables à litage oblique et pendage élevé typique des dunes éoliennes à face d'avalanche bien développée, carrière des Deux Pins (43,584°N, 5,188°E ; Gabert, 1965). D) Détail de la dune à la base de laquelle des restes d'*Equus caballus germanicus* ont été découverts dans la carrière des Deux Pins (Gabert, 1965)..... **24**

Figure 1.7 : A) Répartition spatiale des formes de relief et des dépôts éoliens dans le Moyen- et Bas-Rhône. Les figurés géomorphologiques représentés sur la carte sont issus de la littérature et de nouvelles prospections de terrain durant ce travail de thèse : sables éoliens (Marcelin, 1926 ; Gabert-Delay, 1967 ; Damiani *et al.*, 1980 ; Monjuvent *et al.*, 1991 ; Ballais & Riser, 1996 ; Beeching *et al.*, 2010 ; Ambert, 2013 ; ce travail) et galets éolisés (Mandier, 1984 ; Ambert, 2013). B) Cuvettes de déflation et principales formations éoliennes au pourtour de l'étang de Berre (Ambert, 2013). C) Dépressions et couloirs linéaires dans la

région d'Istres en fonction du substratum (Ambert, 1973). D) Pavage de déflation sur la terrasse alluviale pléistocène (Fv) près de Tavel (Ardèche, 44.031°N, 4.710°E). E) Exemple de galets rhodaniens éolisés. 26

Figure 1.8 : A) Répartition spatiale des indices périglaciaires dans le Moyen- et Bas-Rhône. Toutes les données sont issues de la littérature : polygones et coins de sables (Bouteyre & Allemann, 1964 ; Cailleux & Rousset, 1968 ; Arnal, 1971a,b ; Andrieux *et al.*, 2016a), sols striés (Arnal, 1971b), cryoturbations (Bouteyre & Allemann, 1964 ; Nury & Roux, 1969). B) Photographie aérienne de réseaux de grands polygones formés par la fissuration des sols lors de la contraction thermique dans le secteur de Montélimar (Drôme, 44.530°N, 4.783°E) Les polygones se sont développés sur une terrasse fluviatile silto-graveleuse attribuée au Pléistocène inférieur (Fu) (images Google Earth/IGN). C) Grands polygones visibles au sommet des alluvions Plio-Pléistocènes à proximité de Saint-Rémy-de-Provence (Bouches-du-Rhône, 43.830°N, 4.877°E). D) Coin à remplissage sablo-limoneux massif à Meynes (Gard, 43.883°N, 4.562°E) (modifié d'après Bouteyre & Allemann, 1964). E) Involutions dans des cailloutis pléistocènes à l'ouest de Martigues (Bouches-du-Rhône, 43.409°N, 5.043°E) (redessiné d'après Nury & Roux, 1969). 28

Figure 1.9 : Synthèse chronologique des phases d'activité éolienne (loess) et des phases de stabilisation (paléosols) enregistrées dans le bassin versant du Rhône. A) Courbe de $\delta^{18}\text{O}$ de la glace au Groenland (Rasmussen *et al.*, 2014). GIS = Greenland Interstadials correspondant aux interstades des cycles de Dansgaard-Oeschger, notés de 1 à 17 (bandes grises). GS = Greenland Stadials (en italique). B) Chronologie des loess obtenus par datations radiocarbone et par luminescence. Sources des dates par luminescence : Abri de la Combette (Thermoluminescence (TL) : Lopez Saez & Texier, 1998) ; infrared stimulated luminescence (IRSL) sur la fraction fine (4-11 μm) des feldspaths : Wagner *et al.*, 2002) ; les Croisières à Guilhaud-Granges près de Valence (optically simulated luminescence (OSL) sur la fraction grossière (125-200 μm) des quartz : Varennes *et al.*, 2015) ; Favary (Rousset) (OSL sur quartz (45-63 μm) : (Thirault *et al.*, 2020) ; Garons ZAC Mitra V (OSL sur quartz (45-63 μm) : Laroche *et al.*, 2020). Source des dates radiocarbone : Pont de Mirabeau (^{14}C AMS sur charbon : Ollivier, 2006 et Ollivier *et al.*, 2014) ; Bouzil (^{14}C et ^{14}C AMS sur charbon : Bazile, 2007) ; Saint-Péray (^{14}C AMS sur granules calcitiques de ver de terre et sur un ossement : Le Pape *et al.*, 2020) ; Géménos-Aubagne (^{14}C AMS sur charbon : Ollivier *et al.*, 2014). C) Chronologie des paléosols (^{14}C et ^{14}C AMS) localisés en région de Provence. Géménos-Aubagne (Magnin, 2014) ; vallon de Vautubière (Ambert, 1974, 2013) ; Jouques (Ambert, 1980, 2013 ; Magnin, 1992) ; Forcalquier (Dubar, 2008) ; Terre Rouge (Luberon) (Ollivier, 2006 ; Ollivier *et al.*, 2014) ; Bléone-Baquin (Jorda & Delibrias, 1981) ; Puy-Saint-Pierre (Dubar, 1979). D) Datation des paléosols II et III de la séquence alluvio-loessique de Quincieux-Les Forgettes située au nord de Lyon dans la vallée de la Saône (Franc *et al.*, 2017). Les datations par luminescence (n = 8) ont été réalisées sur quartz fin (4-11 μm) et grossier (90-200 μm) tandis que 3 dates ^{14}C AMS ont été effectuées sur la malacofaune (*Succinella oblonga* et *Trochulus hispidus*) et sur un os de faune. E) Chronologie des phases culturelles archéologiques du Gravettien ancien au Magdalénien ancien reconstruites à partir de l'examen critique de 114 dates radiocarbone issues des principaux sites archéologiques français (Banks *et al.*, 2019). La modélisation chronologique repose sur un modèle hiérarchique bayésien effectué à l'aide du logiciel récemment développé « ChronoModel » (Lanos & Dufresne, 2019). Les datations radiocarbone conventionnelles ont été converties en

âge calendaire à l'aide de la courbe de calibration IntCal 13 et sont exprimées en cal BP (Reimer *et al.*, 2013). SIM : Stade Isotopique Marin selon Sanchez Goñi & Harrison (2010)..

..... 30

Figure 1.10 : A) Répartition des sites archéologiques de plein air dans les loess. B) Concentration de sites archéologiques dans la vallée morte de Toulaud (dépression de Saint-Péray). C) Dépression de Saint-Péray vue depuis le village de Toulaud (44,897°N, 4.816°E). D) Restes de mammouths dans des loess à Saint-Péray (44.919°N, 4.838°E). Datations radiocarbone sur sédiments et ossements d'après Le Pape *et al.* (2020). E) Accumulation de loess dans le site paléolithique moyen de l'abri de la Combette à Bonnieux (Vaucluse, 43.807°N, 5.337°E)..... 34

Figure 1.11 : A) Schéma simplifié de la production de poussières dans les environnements glaciaires (modifié d'après Muhs & Bettis III, 2003). Images satellitaires (MODIS) où l'on a pu observer des émissions de poussières (« dust plume ») au-dessus de l'océan en Islande (B) prise le 7 mai 2010 et en Alaska (C) le 4 décembre 2012 (modifié d'après Bullard *et al.*, 2016)..... 36

Figure 1.12 : Cartographie de l'extension maximale de la calotte alpine durant le Dernier Maximum Glaciaire local. Localisation des principaux glaciers cités dans le texte (modifié d'après Ehlers & Gibbard, 2004 ; Ivy-Ochs *et al.*, 2018).. 37

Figure 1.13 : A) Courbes (a) représentant les principales phases d'avancée (rectangle jaune) et de recul (rectangle bleu) de trois glaciers alpins (Garda, Rhin, Tagliamento) par rapport à la distance exprimée en km depuis l'exutoire de leurs bassins versants respectifs (Monegato *et al.*, 2007, 2017 ; Preusser *et al.*, 2011). (b) Taux d'accumulation sédimentaire au niveau du front du delta en mer Adriatique (Pellegrini *et al.*, 2017). (c, d) Volume de glace modélisé avec leur marge d'erreur de l'EIS (Hughes *et al.*, 2016) et de la NAIS (Stokes *et al.*, 2012). (e, f) Fluctuations des valeurs du $\delta^{18}\text{O}$ enregistrées dans les carottes de glaces de NGRIP (Svensson *et al.*, 2006) et dans le spéléothème 7H dans les Alpes centrales (Luetscher *et al.*, 2015). (g) courbes de la précession (en vert), de l'obliquité (en bleu) et de l'insolation en juin à la latitude 45°N (en rouge) (Laskar *et al.*, 2004). La compilation des courbes a été publiée dans Monegato *et al.* (2017). B) Schéma synthétique distinguant deux phases d'avancée maximale des calottes de l'hémisphère nord au cours du DGM, l'une précoce autour de 26-24 ka (« early LGM ») et l'autre plus tardive autour de 23-17ka (« late LGM ») (d'après Monegato *et al.*, 2017).. 39

Figure 1.14 : Enregistrements paléoclimatologiques et paléoenvironnementaux en Europe continentale durant le SIM 3 et SIM 2 le long d'un transect N/S. A) Projection de l'axe 1 horizontal obtenu à partir d'une analyse en composante principale (ACP) de données polliniques du lac de Bergsee (Allemagne). Les résultats de l'axe 1 révèlent une séparation entre deux groupes de végétations opposées : les valeurs négatives sont corrélées avec les taxons d'herbacées tandis que les valeurs positives correspondent à des taxons d'arbres/arbustes (modifié d'après Duprat-Oualid *et al.*, 2017). B) Variation des concentrations (exprimées en %) de pollens d'arbres (en vert) et reconstructions des paléotempératures (exprimées en °C) de juillet (en rouge) à partir des assemblages fossiles de diatomées dans la carotte lacustre des Échets à proximité de Lyon (modifié d'après Wohlfarth *et al.*, 2008 et Ampel *et al.*, 2010). C) Projection de l'axe 1 d'une ACP réalisée à partir de pollens issus du lac de Monticchio en Italie (Allen *et al.*, 1999). D) Fluctuation de la composition isotopique en $\delta^{18}\text{O}$ enregistrée dans les carottes de glace du Groenland (NGRIP)

(Rasmussen *et al.*, 2014). Les rectangles gris correspondent aux interstadias tandis que les stadias sont notés de GS-1 à 17. Intervalles chronologiques (barres noires) correspondants aux HEs d'après Sanchez Goñi & Harrison (2010) et Banks *et al.* (2019). Les pointillés correspondent aux différences entre les deux publications concernant HE-2 et HE-3. 42

Figure 2.1 : Illustration de la stratégie adoptée pour découvrir de nouveaux affleurements en utilisant les clichés Google Earth et Google Maps. A,B) Repérage d'une route (départementale D22) passant à proximité d'un épandage de loess (notés Oe). La délimitation des loess (polygone vert) a été extraite et importée en .kmz sur Google Earth à partir de la carte géologique harmonisée au 1/50 000^e du BRGM (Bd Charm-50 ; <http://infoterre.brgm.fr>). C) Utilisation de Google Maps pour observer la zone repérée sur Google Earth qui aboutit à la découverte d'un potentiel affleurement apparaissant clairement sur la photographie dans le rectangle blanc. Il s'agit d'une ancienne carrière de loess située non loin du village de Baix (Ardèche, 44.710°N, 4.723°E). 50

Figure 2.2 : A, B) Localisation de l'ensemble des ouvrages souterrains (cercles blanc) de la banque du Sous-Sol (BSS) présents sur le plateau des Dombes et superposés sur un modèle numérique de terrain (MNT) RGE ALTI® à 5 m de résolution. Les chiffres indiquent les épaisseurs des limons éoliens. Les rides observées sur le MNT correspondent à des moraines tandis que la légère inclinaison du plateau vers le nord-ouest semble favorable aux accumulations de loess à proximité de la Saône comme le montre le transect NO-SE (C) (indiqué en blanc sur les deux premières cartes). D) Paysage typique des crêtes des Dombes: limons éoliens décalcifiés brunâtres affleurant dans un champ agricole. E) Prélèvement à la tarière d'un échantillon sous l'horizon B à environ 1 m de profondeur (crédit photo : Odile Franc). 52

Figure 2.3 : Loess primaires et datations AMS¹⁴C (cf. Chapitre 5). A) Coupe de la carrière de Baix (Ardèche, 44.710°N, 4.723°E) (Crédit photo : Nora Pfaffner). B) Donnât (Gard, 44.172°N, 4.532°E). C) Mauves (Ardèche, 45.042°N, 4.824°E). D) Loess et colluvions de la carrière de Saint-Paul-les-Durance (Bouches-du-Rhône, 43.688°N, 5.721°E) 53

Figure 2.4 : Loess primaires et secondaires et datations AMS¹⁴C (cf. Chapitre 5). A) Sondage réalisé lors d'un diagnostic près de Soyons (Ardèche, 44.887°N, 4.842°E). B) Loess colluvionnés recouvrant une terrasse alluviale de la Durance près de Pertuis (Vaucluse, 43.682°N, 5.523°E). C) Coupe de loess remaniés sur le site archéologique Garons Mitra V (Gard, 43.756°N, 4.438°E). D) Alternance de sables loessiques et loess sableux dans le poljé de Cuges-les-Pins (Bouches-du-Rhône, 43.262°N, 5.694°E). E) Loess ruisselés avec de nombreux vestiges anthropiques (briques, céramiques et charbons) près de Neuville-sur-Saône (Rhône, 45.883°N, 4.845°E). F) Loess brunâtres remaniés et décalcifiés à Barbentane (Bouches-du-Rhône, 43.884°N, 4.756°E). 54

Figure 2.5 : A) Photographie de la loessothèque du LGP à Meudon (Crédit photo : Olivier Moine). B) Prélèvement d'un échantillon par l'insertion d'un tube métallique pour la datation OSL d'une petite dune située dans la carrière abandonnée « Les Sablèves » à proximité de l'étang de Pujaut (Gard, 43.970°N, 4.749°E). C) Prélèvement d'échantillons en colonne continue sur la coupe de Collias (Gard, 43.953°N, 4.466°E). D) Sac de sédiments de 10L qui, après traitement permettent le prélèvement de coquilles de gastéropodes pour la datation radiocarbone et la malacologie. En contrebas, la station de lavage, tamisage et séchage des échantillons au bord de la rivière Gardon. E) Exemple de malacofaune extraite d'un échantillon de loess à Sathonay-Camp (près de Lyon, Rhône, 45.832°N, 4.865°E). Les espèces

majoritairement visibles sont des *Trochulus* sp. et des *Pupilla* sp. F) Gastéropodes terrestres (en majorité *Succinella oblonga* et *Clausilia* sp.) prélevés dans les loëss de Soyons (Ardèche, 44.887°N, 4.842°E). **58**

Figure 6.1 : Exemples de regs actuels (A, B, C) et pléistocènes (E, F). A) Couloirs linéaires et crêtes (yardangs) unidirectionnelles visibles sur le plateau en amont et accumulations sableuses sous la forme de train de dunes (de type barkhane) dans la région de Dakhla (Égypte, 25.764°N ; 30.347°E). B) Yardangs et pans, bassin de Qaidam (Chine, 37.939°N ; 94.290°E). C) Yardangs, bassin de Qaidam, Chine (37.776°N ; 94.555°E). D) Formes de reliefs liées à l'abrasion éolienne (en bleu foncé, les obstacles topographiques) dans le bassin de Pannonie, Hongrie (Sebe *et al.*, 2011). E) Vue aérienne oblique dans les lacs salés de la Playa et d'El Pueyo dans le bassin de l'Èbre en Espagne (Gutiérrez *et al.*, 2013). UT : terrasse supérieure ; MT : terrasse moyenne ; Yr: Yardangs développés sur un encaissant de gypse ; Yls: Yardangs sculptés dans les sédiments lacustres. **156**

Annexes

Annexe 1

Il s'agit de fichiers supplémentaires associés à l'article intitulé « *Last Glacial aeolian landforms and deposits in the Rhône Valley (SE France): spatial distribution and grain-size characterisation* » (cf. **Chapitre 3**). Seul le « *supplementary material 1* » est présenté dans le cadre de ce travail, tandis que nous invitons le lecteur à télécharger sur ScienceDirect le « *supplementary material 2* » correspondant aux détails de la datation par luminescence (<https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2018.06.010>).

Supplementary figures

Figure A1: Modern annual precipitation and temperature recorded by meteorological stations (A: Lyon-Bron, B: Marseille-Marignane) between 1961 and 1990 (<http://www.infoclimat.fr>).

Figure A2: Lin's concordance correlation coefficient (CCC) values between the laser diffractometer and sieve-pipette methods.

Figure A3: Available conventional maps of aeolian deposits in the study area compared to the new LUCAS-derived map.

Supplementary table

Table A1: Location of loess and sand cross-sections in the Rhône Valley.

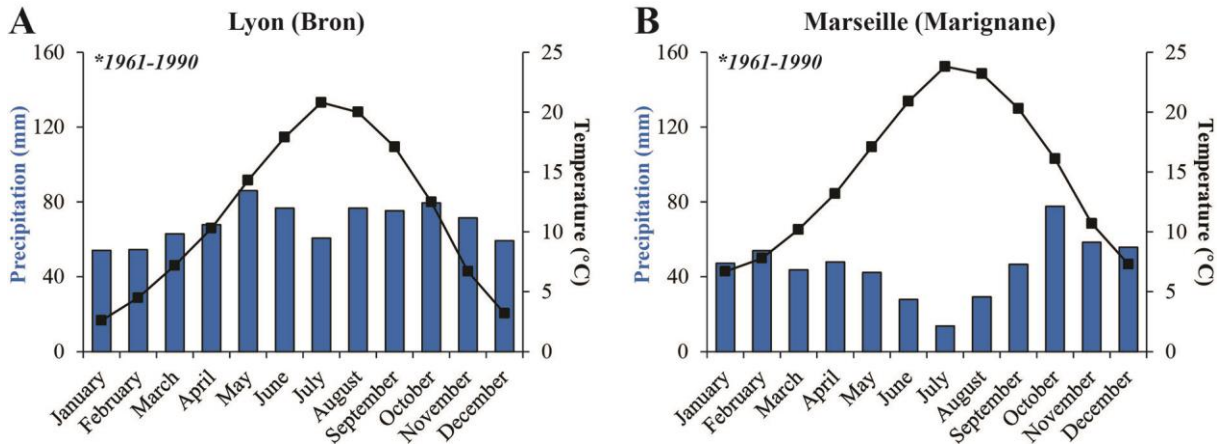


Figure A1: Modern annual precipitation and temperature recorded by meteorological stations (A: Lyon-Bron, B: Marseille-Marignane) between 1961 and 1990 (<http://www.infoclimat.fr>).

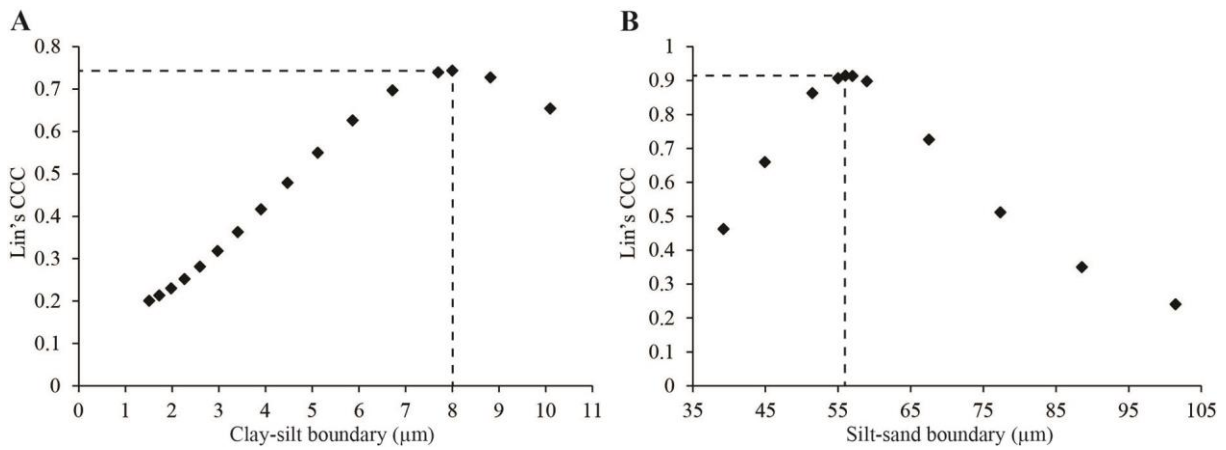


Figure A2: Lin's concordance correlation coefficient (CCC) values between the laser diffractometer and sieve-pipette methods.

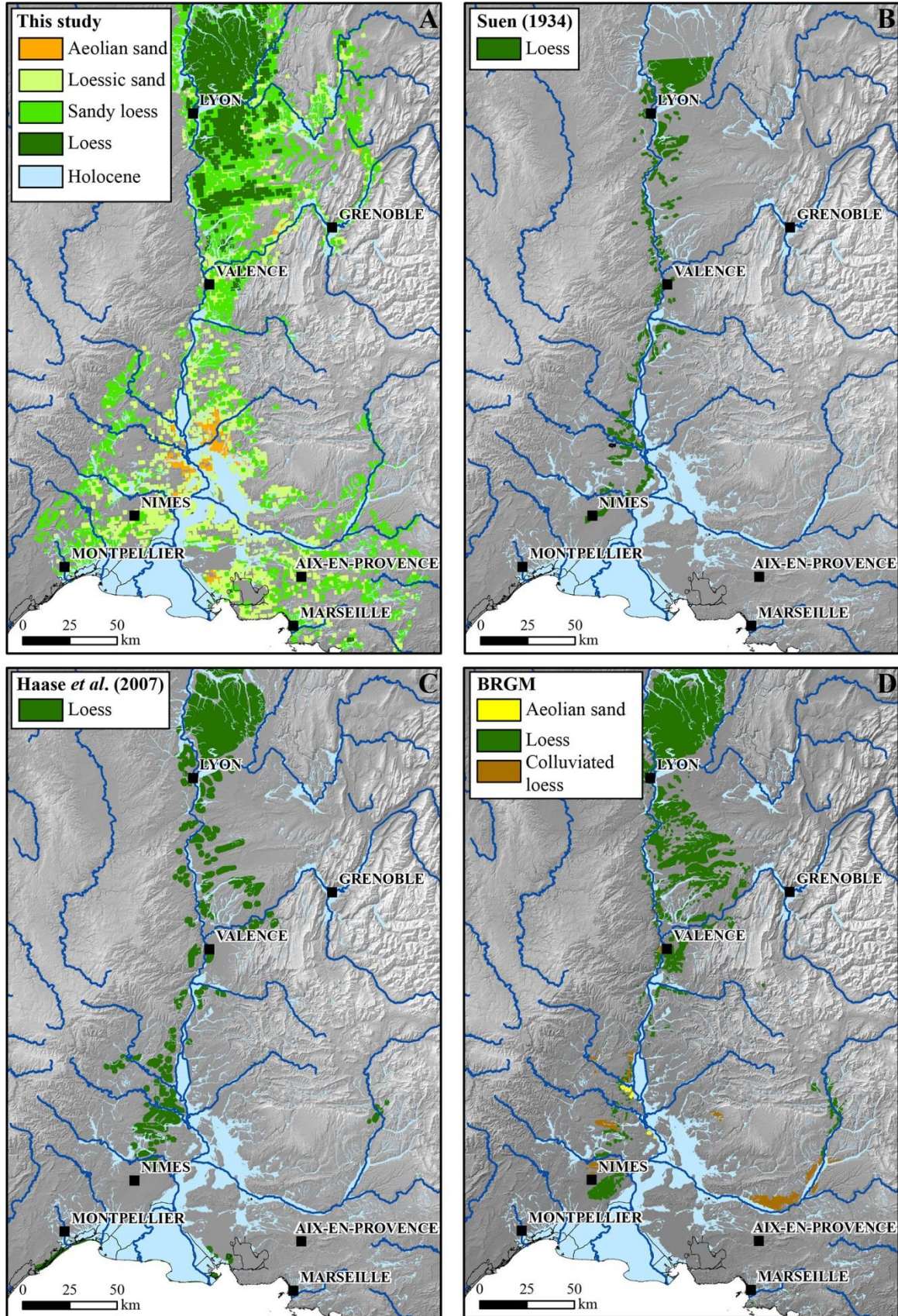


Figure A3: Available conventional maps of aeolian deposits in the study area compared to the new LUCAS-derived map.

Annexe 1

Table A1

Location of loess and sand cross-sections in the Rhône Valley.

Latitude (°)	Longitude (°)	Altitude (m a.s.l)	Site	Nature	References	Remarks
43.5550	5.1521	75	Calissanne	Aeolian sand	Ambert (2013)	
43.6172	5.0469	68	Canebières	Aeolian sand	Ambert (2013)	
43.3382	5.2401	51	Cap Ragnon	Aeolian sand	Ambert (2013)	
43.3417	5.1788	105	Carry-le-Rouet	Aeolian sand	Ambert (2013)	
43.3823	5.2503	24	Gipièrre	Aeolian sand	Ambert (2013)	
43.3928	5.1272	80	La Mède	Aeolian sand	Ambert (2013)	
43.4726	5.2342	48	Le Baou	Aeolian sand	Ambert (2013)	
43.5303	5.0726	130	Le Canet	Aeolian sand	Ambert (2013)	
43.3750	5.1926	53	Le Pas de la Foué	Aeolian sand	Ambert (2013)	
43.3631	5.2025	111	Le Régoni	Aeolian sand	Ambert (2013)	
43.5837	5.1878	83	Les Deux Pins	Aeolian sand	Ambert (2013)	
43.3953	5.2896	25	Les Fortunés	Aeolian sand	Ambert (2013)	
43.3738	5.2234	27	Les Pielettes	Aeolian sand	Ambert (2013)	
43.5399	5.2242	63	Marijo	Aeolian sand	Ambert (2013)	
43.5812	5.1978	83	Nautubièrre	Aeolian sand	Ambert (2013)	
43.3702	5.0237	53	Ponteau	Aeolian sand	Ambert (2013)	
43.5924	5.1864	84	Sénéguier	Aeolian sand	Ambert (2013)	
43.5762	5.2079	82	Vautubièrre 1	Aeolian sand	Ambert (2013)	
43.5703	5.2095	48	Vautubièrre 2	Aeolian sand	Ambert (2013)	
44.2002	4.9663	34	Le Plan	Aeolian sand	Ballais and Riser (1995)	
44.5455	4.7334	170	Gournier 1	Sand dune	Beeching et al. (2006)	
44.5430	4.7329	143	Gournier 2	Sand dune	Beeching et al. (2006)	
44.5382	4.7335	57	Gournier 3	Sand dune	Beeching et al. (2006)	
44.5413	4.7372	6	Gournier 4	Sand dune	Beeching et al. (2006)	
43.2783	5.5661	138	Aubagne 1	Rissian loess	Bonifay (1962)	
43.2825	5.6007	110	Aubagne 2	Würmian loess	Bonifay (1962)	
43.7581	4.5235	3	Bellegarde	Würmian loess	Bonifay (1962)	
43.4519	5.4294	230	Bouc-Bel-Air	Würmian loess	Bonifay (1962)	
43.7327	5.3711	158	Cadenet	Würmian loess	Bonifay (1962)	
43.2165	5.5501	44	Cassis	Würmian loess	Bonifay (1962)	
43.7234	5.2499	132	Charleval 1	Rissian loess	Bonifay (1962)	
43.7212	5.2165	127	Charleval 2	Würmian loess	Bonifay (1962)	
43.5136	5.3493	107	Clos Marie-Louise	Würmian loess	Bonifay (1962)	
43.9314	4.4279	162	Collias 1	Rissian loess	Bonifay (1962)	
43.9354	4.4684	127	Collias 2	Würmian loess	Bonifay (1962)	
43.2647	5.7007	173	Cuges	Würmian loess	Bonifay (1962)	
43.6543	5.6310	312	Jouques	Würmian loess	Bonifay (1962)	
43.9312	5.8699	367	La Brillanne	Würmian loess	Bonifay (1962)	
43.8876	4.4600	107	Lédénon	Würmian loess	Bonifay (1962)	
43.1949	5.6554	95	Les Baumelles	Würmian loess	Bonifay (1962)	
43.0646	5.7884	0	Les Embiez	Würmian loess	Bonifay (1962)	
43.7282	4.8121	105	Maussane	Würmian loess	Bonifay (1962)	
43.7573	5.1990	203	Mérindal	Würmian loess	Bonifay (1962)	
43.6418	5.5650	210	Meyragues	Rissian loess	Bonifay (1962)	
43.6927	5.7201	242	Mirabeau 1	Würmian loess	Bonifay (1962)	
43.6855	5.6905	367	Mirabeau 2	Rissian loess	Bonifay (1962)	
43.6916	5.4930	196	Pertuis	Würmian loess	Bonifay (1962)	
43.6170	5.7997	538	Rians	Würmian loess	Bonifay (1962)	
43.1634	5.8048	76	Sainte-Anne 1	Rissian loess	Bonifay (1962)	
43.1676	5.8402	325	Sainte-Anne 2	Würmian loess	Bonifay (1962)	
43.6840	5.3970	171	Saint-Estève-Janson	Würmian loess	Bonifay (1962)	
43.6576	5.4763	189	Vaumartin	Würmian loess	Bonifay (1962)	
43.7024	5.4410	175	Villelaure	Würmian loess	Bonifay (1962)	
43.8866	5.8429	369	Volx	Würmian loess	Bonifay (1962)	
44.2690	4.6078	62	Saint-Pancrace 1	Sand dune	Damiani et al. (1980)	
44.2763	4.6229	49	Saint-Pancrace 2	Sand dune	Damiani et al. (1980)	
43.9638	5.9404	421	Buttes du Canal	Loess	Dubar (1979)	
43.7925	5.8305	289	Château-Rousset	Loess	Dubar (1979)	
43.8486	5.8799	327	Combe du Bars	Loess	Dubar (1979)	
43.9589	5.8964	409	Giropey	Loess	Dubar (1979)	
43.8864	6.0503	668	Grand Logisson	Loess	Dubar (1979)	
43.9256	6.1463	523	Henrius	Loess	Dubar (1979)	
43.8371	5.9041	486	Petit-Villard	Loess	Dubar (1979)	
43.9187	5.8866	376	Pont du père	Loess	Dubar (1979)	
43.9586	5.9401	434	Pourcelles-gravière	Loess	Dubar (1979)	
43.9556	5.9312	392	Pourcelles-village	Loess	Dubar (1979)	
43.9015	5.8606	564	St-Saturnin	Loess	Dubar (1979)	
43.8921	5.8725	356	Villeneuve-Canal	Loess	Dubar (1979)	
43.8222	5.8646	402	Chambrands	Loess	Dubar (1983)	
43.9352	5.9474	559	La Beaume	Loess	Dubar (1983)	
43.9119	5.8862	343	La Brillanne	Loess	Dubar (1983)	
43.9589	5.8964	409	La Fortune (amont)	Loess	Dubar (1983)	
43.7988	5.8297	292	Manosque	Loess	Dubar (1983)	
43.6034	5.0106	217	Carrière du Couvent	Aeolian sand	Gabert-Delay (1967)	
43.7339	5.1289	165	Pas de l'Ancier	Aeolian sand	Gabert-Delay (1967)	
43.6081	5.0137	61	Toupiquières	Aeolian sand	Gabert-Delay (1967)	
44.9226	4.8622	61	Guilherand-Granges, Les Croisières	Loess	http://dolia.inrap.fr	
43.7762	4.3645	114	LGV secteur 18	Loess	http://dolia.inrap.fr	
43.7787	4.3915	128	LGV secteur 19	Loess	http://dolia.inrap.fr	
43.7892	4.4163	82	LGV secteur 20	Colluviated loess	http://dolia.inrap.fr	
43.8212	4.4967	83	LGV secteur 23 bis	Loess	http://dolia.inrap.fr	
43.8271	4.4785	82	LGV secteur 23-24	Loess	http://dolia.inrap.fr	
43.6259	3.9925	181	LGV secteur 6	Colluviated loess	http://dolia.inrap.fr	
44.7557	4.8331	54	Loriol-sur-Drôme, le Clos Chauvin	Loess	http://dolia.inrap.fr	
43.8078	4.3692	74	Mas de Vignoles VI	Loess	http://dolia.inrap.fr	
44.5374	4.7325	264	Montélimar, Daurelle-Autajon	Loess	http://dolia.inrap.fr	
44.5388	4.7314	60	Montélimar, Gournier-Daurelle	Decarbonated loess	http://dolia.inrap.fr	
44.3549	5.1195	78	Nyons, Les Tuilières-Chausan	Loess	http://dolia.inrap.fr	
44.5272	4.7416	289	Portes de Provence, Gournier	Loess	http://dolia.inrap.fr	
44.2993	4.5664	789	Quartier de la Blanchisserie	Loess	http://dolia.inrap.fr	
43.4735	5.5901	36	Rousset, Quartier Favary	Loess	http://dolia.inrap.fr	
43.4587	5.8662	16	Saint-Maximin-la-Sainte-Baume, Clos de Roque	Loess	http://dolia.inrap.fr	

Annexe 1

Table A.1 (continued)

Latitude (°)	Longitude (°)	Altitude (m a.s.l)	Site	Nature	References	Remarks
44.9235	4.8354	27	Saint-Péray, Chemin de la Pinatte	Loess	http://dolia.inrap.fr	
43.6832	4.2731	35	ZAC de la Condamine VII	Colluviated loess	http://dolia.inrap.fr	
43.7545	4.4361	71	ZAC Mitra III	Colluviated loess	http://dolia.inrap.fr	
43.7564	4.4377	201	ZAC Mitra V	Loess	http://dolia.inrap.fr	
43.6141	5.0273	29	Grans 1	Aeolian sand	L'Homer et al. (1975)	
43.9149	4.3311	197	Mas des Charlots	Sand dune	Marcellin (1926)	
45.3465	4.8740	285	Anjou	Colluviated loess	Mazenot (1956)	
43.2908	5.5862	112	Aubagne	Würmian loess	Mazenot (1956)	
43.6982	4.9485	110	Aureille	Colluviated loess	Mazenot (1956)	
43.8844	4.7556	30	Barbentane	Colluviated loess	Mazenot (1956)	
44.0361	4.8785	30	Bédarrides	Colluviated loess	Mazenot (1956)	
43.7602	4.4841	45	Bellegarde	Würmian loess	Mazenot (1956)	
43.7767	4.2896	30	Bernis	Würmian loess	Mazenot (1956)	
44.3595	4.6402	60	Bourg-Saint-Andéol	Würmian loess	Mazenot (1956)	
43.2273	5.5624	90	Cassis	Würmian loess	Mazenot (1956)	
44.0782	5.9971	480	Château-Arnoux	Würmian loess	Mazenot (1956)	
43.9331	4.4835	190	Collias	Colluviated loess	Mazenot (1956)	
43.9532	4.4636	100	Collias (centre)	Würmian loess	Mazenot (1956)	
43.9540	4.4693	80	Collias (est)	Würmian loess	Mazenot (1956)	
43.9524	4.4599	100	Collias (ouest)	Würmian loess	Mazenot (1956)	
44.6418	4.8139	260	Condillac	Colluviated loess	Mazenot (1956)	
44.2119	5.0926	272	Crestet	Colluviated loess	Mazenot (1956)	
44.1520	4.6825	42	Crusclan	Colluviated loess	Mazenot (1956)	
43.2615	5.6937	175	Cuges-les-Pins	Würmian loess	Mazenot (1956)	
43.9855	5.9110	380	Ganagobie	Würmian loess	Mazenot (1956)	
44.0668	4.5757	170	Gaujac	Würmian loess	Mazenot (1956)	
44.7493	4.8768	160	Grane	Würmian loess	Mazenot (1956)	
43.6903	5.6722	270	Jouques (amont)	Würmian loess	Mazenot (1956)	
43.6700	5.6489	240	Jouques (aval)	Würmian loess	Mazenot (1956)	
43.9182	5.8875	360	La Brillanne	Würmian loess	Mazenot (1956)	
44.8081	4.7815	100	La Voulte sur Rhone	Würmian loess	Mazenot (1956)	
44.0904	4.5454	150	Le Pin	Würmian loess	Mazenot (1956)	
44.5482	4.6608	140	Le Teil	Würmian loess	Mazenot (1956)	
43.9111	4.5045	130	Lédénon (sud-ouest)	Würmian loess	Mazenot (1956)	
43.8987	4.5140	91	Lédénon (sud-sud-est)	Würmian loess	Mazenot (1956)	
43.9634	4.7464	80	Les Angles	Colluviated loess	Mazenot (1956)	
43.7224	4.8546	110	Maussane	Würmian loess	Mazenot (1956)	
45.0424	4.8265	160	Mauves (nord)	Würmian loess	Mazenot (1956)	
45.0372	4.8237	190	Mauves (sud)	Würmian loess	Mazenot (1956)	
43.6412	5.5401	255	Meyragues (est)	Würmian loess	Mazenot (1956)	
43.6436	5.5024	203	Meyragues (ouest)	Würmian loess	Mazenot (1956)	
44.3417	5.1169	280	Mirabel	Würmian loess	Mazenot (1956)	
44.7060	4.8400	195	Mirmande	Würmian loess	Mazenot (1956)	
44.0667	5.9789	475	Montfort	Würmian loess	Mazenot (1956)	
43.8614	4.4125	70	Nîmes 1	Würmian loess	Mazenot (1956)	
43.8168	4.3319	40	Nîmes 2	Würmian loess	Mazenot (1956)	
43.8147	4.3325	35	Nîmes 3	Würmian loess	Mazenot (1956)	
44.8626	4.8988	130	Portes-Les-Valence	Würmian loess	Mazenot (1956)	
43.9473	4.5382	35	Remoulins	Würmian loess	Mazenot (1956)	
45.2535	4.7854	165	Saint-Désirat	Würmian loess	Mazenot (1956)	
44.8600	4.8244	165	Saint-Georges-Les-Bains	Würmian loess	Mazenot (1956)	
44.1813	4.5926	70	Saint-Gervais	Würmian loess	Mazenot (1956)	
44.2939	4.5655	60	Saint-Julien-de-Peyrolas	Würmian loess	Mazenot (1956)	
44.2254	4.5442	200	Saint-Laurent-de-Carnols	Würmian loess	Mazenot (1956)	
44.3279	4.6232	110	Saint-Marcel-d'Ardèche	Würmian loess	Mazenot (1956)	
44.3018	4.5752	50	Saint-Martin-d'Ardèche	Würmian loess	Mazenot (1956)	
44.1976	4.5387	100	Saint-Michel-d'Euzet	Würmian loess	Mazenot (1956)	
44.2423	4.5586	220	Saint-Paulet-de-Caisson	Würmian loess	Mazenot (1956)	
44.9249	4.8317	155	Saint-Péray	Würmian loess	Mazenot (1956)	
45.3809	4.7448	195	Saint-Pierre-De-Bœuf	Würmian loess	Mazenot (1956)	
45.3814	4.7466	190	Saint-Pierre-De-Bœuf 2	Colluviated loess	Mazenot (1956)	
44.0978	4.5544	105	Saint-Pons-La-Calm	Würmian loess	Mazenot (1956)	
43.7835	4.7974	55	Saint-Rémy-de-Provence	Colluviated loess	Mazenot (1956)	
45.1857	4.7936	175	Sarras	Würmian loess	Mazenot (1956)	
44.6006	4.7723	152	Savasse (est)	Würmian loess	Mazenot (1956)	
44.6004	4.7712	153	Savasse (ouest)	Würmian loess	Mazenot (1956)	
45.3110	4.7682	165	Serrières	Würmian loess	Mazenot (1956)	
43.0707	5.7906	12	Six-Fours-La-Plage	Würmian loess	Mazenot (1956)	
44.2954	4.8355	100	Suze-La-Rousse	Colluviated loess	Mazenot (1956)	
43.8343	4.7194	10	Tarascon	Colluviated loess	Mazenot (1956)	
45.0672	4.8116	130	Tournon	Würmian loess	Mazenot (1956)	
45.4739	4.7759	185	Tupin	Würmian loess	Mazenot (1956)	
44.3975	5.0806	430	Venterol	Würmian loess	Mazenot (1956)	
43.9842	4.8052	50	Villeneuve-les-Avignon	Colluviated loess	Mazenot (1956)	
44.4782	4.6542	270	Viviers	Würmian loess	Mazenot (1956)	
44.1217	6.0044	458	Volonne	Würmian loess	Mazenot (1956)	
43.8763	5.8442	350	Volx	Würmian loess	Mazenot (1956)	
44.0098	4.8007	209	Four	Aeolian sand	Monjuvent et al. (1991)	
44.0544	4.7477	63	Roquemaure	Aeolian sand	Monjuvent et al. (1991)	
44.0340	4.7827	131	Sauveterre 1	Aeolian sand	Monjuvent et al. (1991)	
44.0340	4.7884	114	Sauveterre 2	Aeolian sand	Monjuvent et al. (1991)	
43.9380	4.7042	113	Sorbier-de-Madame 1	Aeolian sand	Monjuvent et al. (1991)	
43.9355	4.7109	194	Sorbier-de-Madame 2	Aeolian sand	Monjuvent et al. (1991)	
43.9492	4.9859	83	Thouzon	Aeolian sand	Monjuvent et al. (1991)	
43.9704	4.7494	85	Les Sablèyes	Aeolian sand	This study	
43.7339	5.1289	105	Pas des Lanciers	Aeolian sand	This study	
44.9039	4.8964	179	Lautagne	Primary loess	This study	Archaeological excavation (INRAP)
43.7564	4.4377	71	Garons	Primary loess	This study	Archaeological excavation (Paléotime)
44.9193	4.8385	225	Saint-Péray 2	Primary loess	This study	Archaeological excavation (Soyons museum)
44.8947	4.8943	150	TD1	Primary loess	This study	Hand auger
44.7099	4.7227	150	Baix	Primary loess	This study	
44.4943	4.6413	114	Bouzil	Primary loess	This study	
44.1579	4.5268	157	Carmes	Primary loess	This study	

Annexe 1

Table A.1 (continued)

Latitude (°)	Longitude (°)	Altitude (m a.s.l)	Site	Nature	References	Remarks
43.9542	4.4568	102	Collias 1	Primary loess	This study	
43.9527	4.4610	101	Collias 2	Primary loess	This study	
43.9544	4.4738	79	Collias 3	Primary loess	This study	
43.9536	4.4664	98	Collias 4	Primary loess	This study	
43.9545	4.4740	101	Collias 5	Primary loess	This study	
43.9534	4.4656	78	Collias 6	Primary loess	This study	
44.1715	4.5315	122	Donnat	Primary loess	This study	
45.6746	4.8857	220	Feyzin 1	Primary loess	This study	Hand auger
45.6736	4.8750	223	Feyzin 2	Primary loess	This study	Hand auger
43.9196	5.8885	367	La Brillanne	Primary loess	This study	
44.0893	4.5452	154	Le Pin	Primary loess	This study	
43.9106	4.5042	130	Lédénon 1	Primary loess	This study	
43.9102	4.5154	103	Lédénon 2	Primary loess	This study	
44.2196	4.6032	139	Les Bonis	Primary loess	This study	
45.0414	4.8247	172	Mauves 1	Primary loess	This study	
45.0413	4.8235	172	Mauves 2	Primary loess	This study	
45.0415	4.8238	175	Mauves 3	Primary loess	This study	
44.2705	4.5636	180	Mezerac	Primary loess	This study	
45.8785	4.8615	289	Montanay	Primary loess	This study	
45.8831	4.8448	231	Neuville	Primary loess	This study	
45.3612	4.9986	285	Pact 1	Primary loess	This study	
45.3611	4.9984	283	Pact 2	Primary loess	This study	
45.9242	4.7536	173	Quincieux	Primary loess	This study	
44.2236	4.6135	126	Saint-Alexandre	Primary loess	This study	
45.2530	4.7850	162	Saint-Désirat	Primary loess	This study	
44.8601	4.8250	171	Saint-Georges-les-Bains 1	Primary loess	This study	
44.8600	4.8244	170	Saint-Georges-les-Bains 2	Primary loess	This study	
44.3277	4.6240	132	Saint-Marcel-d'Ardeche 1	Primary loess	This study	
44.3020	4.5787	64	Saint-Martin-d'Ardeche 1	Primary loess	This study	
43.6876	5.7205	270	Saint-Paul-les-Durance	Primary loess	This study	
44.9252	4.8318	155	Saint-Péray 1	Primary loess	This study	
45.1679	4.8052	170	Sarras	Primary loess	This study	
45.8318	4.8651	206	Sathonay	Primary loess	This study	
44.6004	4.7709	153	Savasse	Primary loess	This study	
44.9010	4.8420	252	Toulaud 1	Primary loess	This study	
45.4729	4.7759	160	Tupin 1	Primary loess	This study	
43.2616	5.6937	168	Cuges-les-Pins	Loessic sand	This study	
46.0463	4.7775	218	Dombes-TA1	Secondary loess	This study	Hand auger
46.0180	4.8299	264	Dombes-TA2	Secondary loess	This study	Hand auger
46.0078	4.9016	289	Dombes-TA3	Secondary loess	This study	Hand auger
45.9877	5.0414	282	Dombes-TA4	Secondary loess	This study	Hand auger
45.9766	5.0917	282	Dombes-TA5	Secondary loess	This study	Hand auger
45.9753	5.1356	288	Dombes-TA6	Secondary loess	This study	Hand auger
45.9958	5.2236	319	Dombes-TA7	Secondary loess	This study	Hand auger
46.1779	4.8958	253	Dombes-TB1	Secondary loess	This study	Hand auger
46.1626	4.8999	246	Dombes-TB2	Secondary loess	This study	Hand auger
46.0688	4.9172	261	Dombes-TB3	Secondary loess	This study	Hand auger
45.9638	4.9353	292	Dombes-TB6	Secondary loess	This study	Hand auger
45.9045	5.1083	281	Dombes-TC5	Secondary loess	This study	Hand auger
44.8137	5.0337	301	TD10	Secondary loess	This study	Hand auger
44.8831	4.8943	141	TD2	Secondary loess	This study	Hand auger
44.8926	4.9229	177	TD3	Secondary loess	This study	Hand auger
44.8664	4.9018	163	TD4	Secondary loess	This study	Hand auger
44.8716	4.9317	131	TD5	Secondary loess	This study	Hand auger
44.8457	4.9394	141	TD6	Secondary loess	This study	Hand auger
44.8371	4.9624	159	TD7	Secondary loess	This study	Hand auger
44.8071	5.0132	250	TD8	Secondary loess	This study	Hand auger
44.7946	5.0193	269	TD9	Secondary loess	This study	Hand auger
44.2960	4.5574	71	Aiguèze	Secondary loess	This study	
43.8843	4.7572	33	Barbentane	Secondary loess	This study	
45.8878	4.8409	235	Chemin de Bressan	Secondary loess	This study	
44.0906	4.5864	103	Connaux	Secondary loess	This study	
44.7351	4.9221	164	Grane 1	Secondary loess	This study	
44.7492	4.8838	147	Grane 2	Secondary loess	This study	
45.0253	5.1704	265	Jaillans	Secondary loess	This study	
43.6821	5.5232	212	Pertuis	Secondary loess	This study	
44.6975	5.1844	273	Saillans	Secondary loess	This study	
44.1980	4.5388	86	Saint-Michel-d'Euzet	Secondary loess	This study	
44.0115	4.4671	181	Saint-Siffret	Secondary loess	This study	
45.3096	4.7676	183	Serrières	Secondary loess	This study	
44.2951	4.8354	92	Suze-la-Rousse	Secondary loess	This study	

Annexe 2

Il s'agit de données supplémentaires associées à l'article intitulé « *Geochemical signature of sources, recycling and weathering in the Last Glacial loess from the Rhône Valley (southeast France) and comparison with other European regions* » (cf. **Chapitre 4**). Les figures et les tableaux de données sont téléchargeables sur Elsevier (<https://doi.org/10.1016/j.aeolia.2019.100561>).

Supplementary figures

Figure A1: ED-XRF calibration.

Figure A2: Example of spectra obtained by RAMAN microspectrometer SENTERRA.

Figure A3: Box plot of CPA index (A) and Eu/Eu* (B) of loess deposits grouped by regions.

Supplementary tables

Table A1: New major (wt %) and trace element (ppm) data obtained by ICP analysis on the loess, palaeosols and potential sources samples.

Table A2: New major (wt %) and trace element (ppm) data obtained by ED-XRF analysis on the Dombes loess.

Table A3: Selected data from FOREGS database.

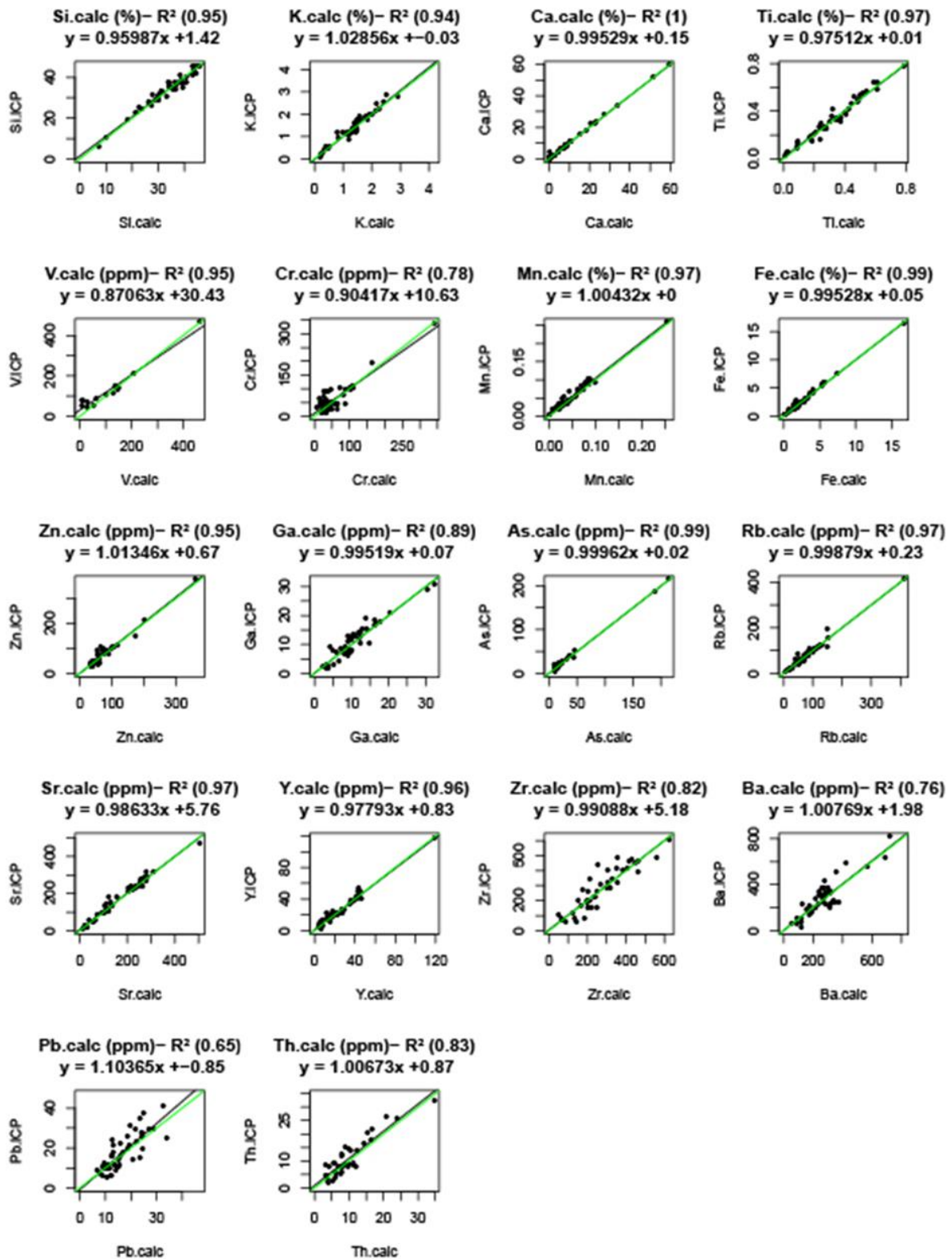


Figure A1: Energy-Dispersive X-Ray Fluorescence (ED-XRF) data were obtained on pressed pellets made of 97% of ground sediment and 3% of specific XRF wax, with acquisition parameters set to 40 kV, 50 μ A and 300 s of counting time. Elements lighter than Si are not detected with this device. Quantitative results are provided for 18 elements (Si, K, Ca, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Zn, Ga, As, Rb, Sr, Y, Zr, Ba, Pb, Th) following an empirical calibration based on the Lucas-Tooth and Price (1961) method, using the ICP-AES/ICP-MS composition of 46 samples of loess and surficial sediments measured at the SARM-CRPG (Carignan *et al.*, 2001). Only elements with a coefficient of determination (R^2) equal or greater than 0.7 between ED-XRF and ICP-AES/ICP-MS values were considered.

Annexe 2

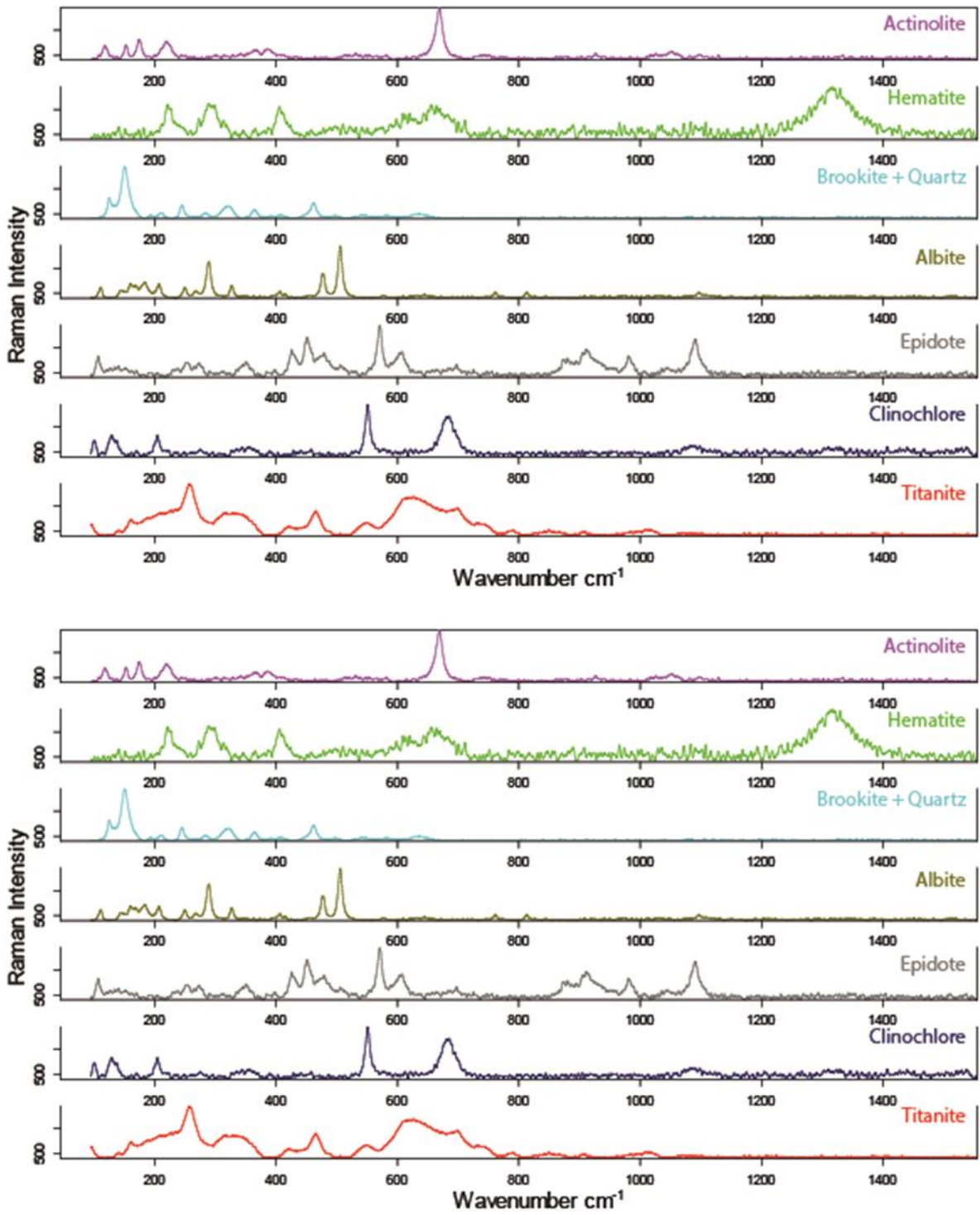


Figure A2: Example of spectra obtained by RAMAN microspectrometer SENTERRA.

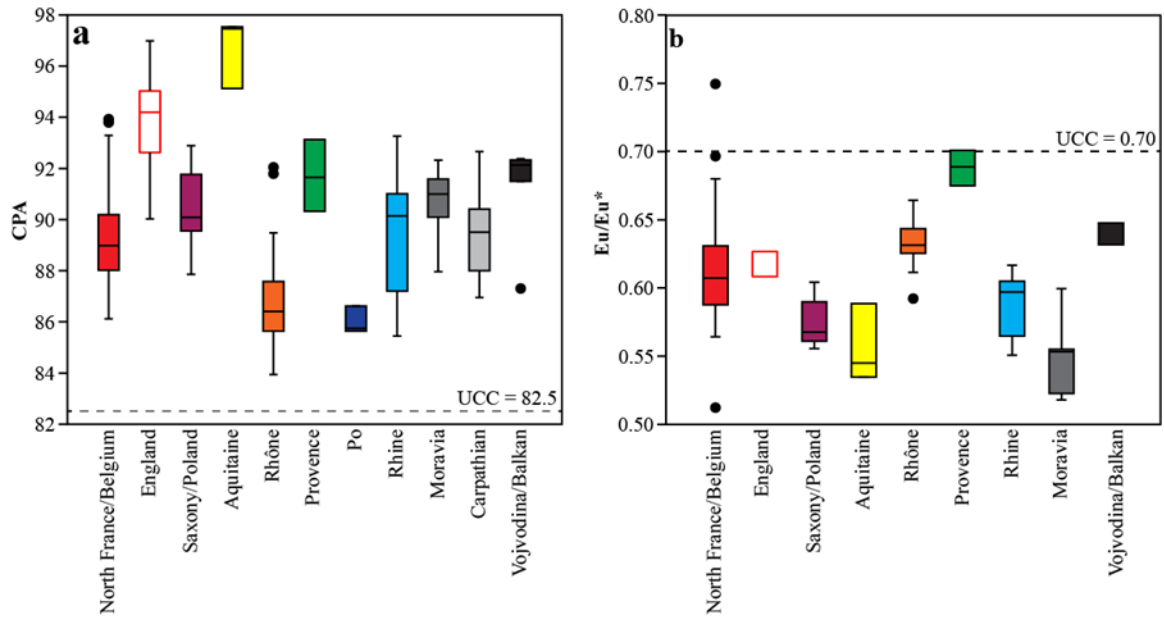


Figure A3: Box plot of CPA index (a) and Eu/Eu* (b) of loess deposits grouped by regions.

References (annexe 2)

Carignan, J., Hild, P., Mevelle, G., Morel, J., Yeghicheyan, D., 2001. Routine Analyses of Trace Elements in Geological Samples using Flow Injection and Low Pressure On-Line Liquid Chromatography Coupled to ICP-MS: A Study of Geochemical Reference Materials BR, DR-N, UB-N, AN-G and GH. *Geostandards Newsletter* 25, 187–198.

Lucas-Tooth, H.J., Price, B.J., 1961. A mathematical method for investigation of inter-element effects in X-ray fluorescent analysis. *Metallurgia* 64, 149–161.

Table A2
New major (wt %) and trace element (ppm) data obtained by ED-XRF analysis on the Dombes loess.

Longitude	Latitude	Site	Area	Type	Code	Fraction (μm)	SiO ₂	TiO ₂	Fe ₂ O ₃	MnO	CaO	K ₂ O	V	Cr	Zn	Ga	As	Rb	Sr	Y	Zr	Ba	Pb	Th
4,78	46,05	Dombes	Saône	Decalcified loess	TA1-b	<32	76,22	0,85	5,82	0,04	2,26	2,03	68,50	39,90	79,90	14,20	25,3	117,00	171,40	41,60	368,80	498,00	13,50	13,90
4,90	46,01	Dombes	Saône	Decalcified loess	TA3-b	<32	78,08	0,79	2,52	0,02	0,62	0,78	-	11,00	42,00	15,00	20,1	39,70	136,00	51,40	329,00	-	-	9,30
5,09	45,98	Dombes	Saône	Decalcified loess	TA5-b	<32	88,82	0,81	3,27	0,03	0,60	1,36	35,80	42,60	58,50	9,00	12,5	90,00	135,50	40,60	308,50	433,00	13,70	12,20
5,22	46,00	Dombes	Saône	Decalcified loess	TA7-b	<32	85,53	0,83	4,65	0,02	0,54	1,54	51,00	58,30	67,10	10,90	14,9	100,50	136,50	37,20	329,90	514,00	13,20	9,10
4,90	46,16	Dombes	Saône	Decalcified loess	TB2-b	<32	81,76	0,82	5,92	0,03	0,65	1,64	71,90	47,90	84,60	13,50	21,7	118,10	156,30	42,80	382,50	541,00	12,80	15,00
5,11	45,90	Dombes	Saône	Decalcified loess	TC5-b	<32	80,63	0,81	6,52	0,04	0,79	1,78	89,10	47,30	73,00	14,30	21,2	110,50	154,00	43,70	333,90	437,00	7,30	13,90
4,89	44,89	Dombes	Saône	Decalcified loess	TD1-b	<32	71,39	0,82	8,44	0,16	1,10	2,06	113,70	78,90	131,30	19,20	30,5	115,80	159,80	45,70	384,90	90,50	18,20	19,40
4,78	46,05	Dombes	Saône	Decalcified loess	TA1-c	32-100	91,50	0,45	1,79	0,03	1,45	1,44	-	20,30	-	6,90	10,7	60,90	118,70	14,70	431,30	354,00	4,90	2,60
4,90	46,01	Dombes	Saône	Decalcified loess	TA3-c	32-100	94,49	0,41	1,48	0,03	0,53	1,03	-	-	-	4,70	9,1	42,20	106,80	15,10	472,70	401,00	8,20	2,70
5,09	45,98	Dombes	Saône	Decalcified loess	TA5-c	32-100	92,93	0,45	2,13	0,03	0,49	1,15	-	6,70	-	7,50	9,7	43,60	107,90	15,20	278,40	283,10	8,40	2,50
5,22	46,00	Dombes	Saône	Decalcified loess	TA7-c	32-100	94,22	0,33	1,77	0,01	0,43	1,07	-	-	-	7,60	-	44,60	90,20	14,40	361,00	299,00	8,40	-
4,90	46,16	Dombes	Saône	Decalcified loess	TB2-c	32-100	95,05	0,33	1,30	0,01	0,43	0,95	-	-	-	7	-	43	91,4	15,6	144,6	278	11,1	2,3
5,11	45,90	Dombes	Saône	Decalcified loess	TC5-c	32-100	94,64	0,33	1,49	0,03	0,44	0,96	-	-	-	4	-	47,4	91,4	12,6	519,5	455	5,1	2,6
4,89	44,89	Dombes	Saône	Decalcified loess	TD1-c	32-100	87,13	0,55	2,56	0,09	0,69	1,59	-	-	-	18,8	-	59,4	121,3	19,1	263,7	171,5	11,2	-
4,78	46,05	Dombes	Saône	Decalcified loess	TA1-d	<100	81,32	0,71	4,48	0,04	1,99	1,83	45,62	33,35	53,22	11,76	20,42	98,27	153,80	32,62	389,67	449,91	10,63	10,13
4,90	46,01	Dombes	Saône	Decalcified loess	TA3-d	<100	84,45	0,64	2,11	0,02	0,58	0,88	-	6,73	25,71	11,00	15,83	40,67	124,67	37,32	384,74	155,54	3,18	6,74
5,09	45,98	Dombes	Saône	Decalcified loess	TA5-d	<100	89,70	0,73	3,03	0,03	0,58	1,31	28,18	34,95	46,04	8,68	11,90	80,12	129,62	35,19	302,09	401,08	12,57	10,13
5,22	46,00	Dombes	Saône	Decalcified loess	TA7-d	<100	87,78	0,70	3,90	0,02	0,51	1,42	37,80	43,21	49,73	10,05	11,04	86,03	124,52	31,30	337,95	458,35	11,96	6,74
4,90	46,16	Dombes	Saône	Decalcified loess	TB2-d	<100	85,58	0,68	4,59	0,02	0,58	1,44	51,26	47,67	60,31	11,63	15,47	96,54	137,67	34,99	314,19	465,49	12,31	11,35
5,11	45,90	Dombes	Saône	Decalcified loess	TC5-d	<100	84,38	0,68	5,18	0,04	0,70	1,56	65,28	35,73	53,49	11,44	15,53	93,63	137,27	35,39	383,51	441,81	6,71	10,88
4,89	44,89	Dombes	Saône	Decalcified loess	TD1-d	<100	78,70	0,70	5,71	0,13	0,91	1,84	60,94	51,01	70,37	15,44	21,64	89,63	141,93	33,36	328,66	128,09	14,95	10,40

Table A3

Selected data from FOREGS database.

Longitude	Latitude	Site	Area	Type	Code	Fraction (μm)	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	P ₂ O ₅	Total	LOI
5,05	44,72	Drôme	Rhône-Saône	Floodplain	N30E03F1	Bulk	30,19	0,18	3,05	2,67	0,06	0,87	62,21	0,15	0,52	0,12	100	Undossed
4,92	44,23	Aigues	Rhône-Saône	Floodplain	N30E03F2	Bulk	43,50	0,21	3,81	3,47	0,06	0,68	47,03	0,41	0,72	0,11	100	Undossed
4,56	44,31	Ardeche	Rhône-Saône	Floodplain	N30E03F3	Bulk	81,04	0,30	9,47	1,92	0,03	0,51	2,02	1,22	3,47	0,03	100	Undossed
5,16	43,86	Durance (Coulon)	Rhône-Saône	Floodplain	N30E03F4	Bulk	77,29	0,36	4,45	2,42	0,02	0,57	13,75	0,11	1,03	0,01	100	Undossed
4,55	43,95	Gard	Rhône-Saône	Floodplain	N30E03F5	Bulk	74,52	0,85	11,72	3,65	0,06	1,00	4,29	0,77	3,11	0,03	100	Undossed
6,54	44,61	Durance	Rhône-Saône	Floodplain	N30E04F2	Bulk	56,18	0,53	10,99	4,17	0,13	1,62	22,93	1,00	2,27	0,17	100	Undossed
6,07	44,04	Durance (Bléone)	Rhône-Saône	Floodplain	N30E04F3	Bulk	43,32	0,33	5,99	3,25	0,10	1,11	44,10	0,28	1,34	0,18	100	Undossed
4,90	46,26	Saône (Veyle)	Rhône-Saône	Floodplain	N31E03F2	Bulk	84,83	0,44	8,12	2,28	0,08	0,05	1,80	0,66	1,54	0,19	100	Undossed
4,76	44,82	Eyrieux	Rhône-Saône	Floodplain	N31E03F3	Bulk	71,44	0,62	15,60	3,03	0,04	1,06	1,03	2,23	4,80	0,15	100	Undossed
5,17	45,74	Rhône	Rhône-Saône	Floodplain	N31E03F4	Bulk	73,35	0,21	4,04	1,16	0,05	0,06	19,28	0,47	1,33	0,05	100	Undossed
4,98	46,52	Saône (Seille)	Rhône-Saône	Floodplain	N31E03F5	Bulk	67,09	0,98	19,46	6,94	0,21	1,14	1,69	0,23	2,13	0,11	100	Undossed
6,38	46,09	Rhône (Arve)	Rhône-Saône	Floodplain	N31E04F2	Bulk	65,10	0,42	9,73	2,91	0,06	1,60	16,80	1,14	2,16	0,08	100	Undossed
6,29	45,36	Isère (Arc)	Rhône-Saône	Floodplain	N31E04F3	Bulk	59,45	0,61	14,46	4,89	0,16	1,84	14,47	1,38	2,59	0,15	100	Undossed
6,04	47,71	Saône	Rhône-Saône	Floodplain	N32E03F1	Bulk	70,13	1,00	16,71	5,50	0,11	1,81	0,58	0,34	3,73	0,09	100	Undossed
4,84	46,68	Saône (Grosne)	Rhône-Saône	Floodplain	N32E03F3	Bulk	67,80	1,10	18,61	5,87	0,23	1,24	1,05	0,79	3,19	0,11	100	Undossed
5,57	47,26	Saône (Ognon)	Rhône-Saône	Floodplain	N32E03F5	Bulk	77,37	0,64	12,59	3,93	0,11	0,54	0,75	0,97	3,06	0,04	100	Undossed
6,04	47,34	Saône (Ognon)	Rhône-Saône	Floodplain	N32E04F2CH	Bulk	75,24	0,75	14,11	4,10	0,06	0,87	0,75	0,98	3,05	0,08	100	Undossed

Table A3 (continued)

Site	Code	Li	Be	V	Cr	Co	Ni	Cu	Zn	Ga	As	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Cd
Drôme	N30E03F1	9,04	0,23	7,00	24,00	3,00	15,00	12,00	46,00	4,00	5,00	18,00	665,00	11,40	44,00	3,00	0,56	0,17
Aigues	N30E03F2	9,52	0,20	17,00	33,00	5,00	23,00	20,00	63,00	5,00	7,00	22,00	542,00	14,90	78,00	4,00	0,66	0,16
Ardeche	N30E03F3	19,51	0,77	27,00	34,00	4,00	19,00	9,00	53,00	10,00	7,00	119,00	139,00	12,90	85,00	8,00	0,36	0,25
Durance (Coulon)	N30E03F4	16,90	0,32	23,00	45,00	3,00	11,00	13,00	28,00	5,00	5,00	34,00	271,00	14,90	313,00	7,00	0,28	0,16
Gard	N30E03F5	23,02	1,08	53,00	49,00	7,00	20,00	22,00	140,00	11,00	37,00	111,00	110,00	18,90	159,00	14,00	0,46	0,35
Durance	N30E04F2	42,24	1,04	62,00	74,00	7,00	36,00	29,00	85,00	12,00	7,00	86,00	486,00	21,80	109,00	9,00	0,62	0,27
Durance (Bléone)	N30E04F3	24,74	0,45	35,00	51,00	6,00	25,00	18,00	86,00	6,00	4,00	38,00	605,00	16,70	72,00	5,00	0,77	0,12
Saône (Veyle)	N31E03F2	28,80	0,78	35,00	58,00	5,00	16,00	14,00	107,00	8,00	7,00	59,00	69,00	20,20	213,00	9,00	0,47	0,24
Eyrieux	N31E03F3	39,60	1,34	44,00	42,00	6,00	18,00	18,00	187,00	19,00	4,00	188,00	173,00	26,90	185,00	18,00	0,56	0,50
Rhône	N31E03F4	9,32	0,28	8,00	59,00	6,00	10,00	12,00	47,00	4,00	2,00	38,00	200,00	12,00	88,00	4,00	0,27	0,18
Saône (Seille)	N31E03F5	88,85	1,77	127,00	102,00	14,00	49,00	20,00	103,00	19,00	20,00	122,00	89,00	44,80	225,00	18,00	0,96	0,44
Rhône (Arve)	N31E04F2	31,74	0,93	49,00	61,00	6,00	23,00	16,00	57,00	11,00	8,00	76,00	367,00	25,50	226,00	11,00	1,15	0,19
Isère (Arc)	N31E04F3	47,40	1,12	92,00	74,00	11,00	43,00	27,00	92,00	15,00	40,00	97,00	475,00	19,50	127,00	11,00	1,25	0,26
Saône	N32E03F1	103,10	4,24	87,00	83,00	13,00	36,00	21,00	78,00	16,00	38,00	159,00	110,00	33,00	307,00	18,00	1,32	0,19
Saône (Grosne)	N32E03F3	92,24	5,30	94,00	81,00	14,00	33,00	19,00	108,00	20,00	34,00	177,00	113,00	39,30	345,00	24,00	1,18	0,62
Saône (Ognon)	N32E03F5	58,84	1,84	79,00	58,00	9,00	23,00	14,00	60,00	11,00	26,00	136,00	108,00	28,50	286,00	12,00	1,20	0,29
Saône (Ognon)	N32E04F2CH	44,73	2,49	83,00	68,00	10,00	28,00	18,00	86,00	13,00	27,00	134,00	111,00	25,70	295,00	14,00	1,12	0,36

Table A3 (continued)

Site	Code	Sn	Sb	Cs	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb
Drôme	N30E03F1	2,00	0,40	2,00	93,00	10,27	18,10	2,20	9,10	1,90	0,47	2,05	0,30	1,56	0,32	0,84	0,11	0,69
Aigues	N30E03F2	2,10	0,63	1,00	430,00	13,33	24,90	2,90	12,40	2,70	0,63	2,86	0,45	2,07	0,41	1,10	0,17	0,96
Ardèche	N30E03F3	4,70	1,02	8,00	542,00	16,81	32,80	3,60	14,40	2,80	0,79	2,65	0,41	2,30	0,45	1,25	0,20	1,21
Durance (Coulon)	N30E03F4	1,50	0,89	3,00	114,00	15,90	33,80	3,50	13,60	2,50	0,48	2,48	0,38	2,25	0,47	1,38	0,21	1,42
Gard	N30E03F5	2,80	7,52	8,00	508,00	22,14	45,30	5,20	21,20	3,90	0,98	3,44	0,57	3,14	0,60	1,92	0,30	1,84
Durance	N30E04F2	2,30	1,03	3,00	261,00	23,36	46,20	5,00	19,80	4,00	0,80	3,36	0,55	2,92	0,59	1,80	0,27	1,55
Durance (Bléone)	N30E04F3	3,40	0,62	1,00	205,00	13,89	25,30	3,00	12,70	2,40	0,62	2,53	0,39	2,13	0,43	1,28	0,18	1,04
Saône (Veylle)	N31E03F2	3,10	1,23	5,00	278,00	22,94	46,20	4,90	19,60	3,60	0,77	3,36	0,50	2,90	0,63	1,79	0,27	1,69
Eyrieux	N31E03F3	8,80	2,16	9,00	744,00	38,61	78,30	8,60	34,10	6,50	1,13	5,42	0,89	4,79	0,89	2,56	0,35	2,17
Rhône	N31E03F4	1,00	1,97	1,00	186,00	12,04	22,90	2,60	10,40	2,00	0,44	1,91	0,30	1,59	0,34	0,99	0,13	0,83
Saône (Seille)	N31E03F5	2,90	1,56	12,00	342,00	46,70	84,00	10,00	39,60	7,80	1,52	6,50	1,00	6,11	1,22	3,00	0,50	3,00
Rhône (Arve)	N31E04F2	3,60	0,70	1,00	258,00	30,25	58,40	6,30	25,30	4,70	0,73	4,28	0,70	3,91	0,82	2,44	0,39	2,40
Isère (Arc)	N31E04F3	3,70	3,99	5,00	460,00	29,34	60,50	6,70	26,20	4,90	1,12	3,97	0,60	3,19	0,60	1,86	0,27	1,68
Saône	N32E03F1	3,00	2,01	32,00	667,00	34,50	72,10	8,00	32,20	6,40	1,24	6,04	0,89	5,50	1,01	3,00	0,45	2,69
Saône (Grosne)	N32E03F3	8,30	2,14	28,00	611,00	60,70	123,00	14,00	51,10	9,90	1,81	7,67	1,26	6,79	1,26	3,46	0,55	3,61
Saône (Ognon)	N32E03F5	2,40	2,10	15,00	638,00	32,30	68,20	7,20	27,60	5,50	1,18	5,18	0,70	4,50	0,92	2,30	0,33	2,00
Saône (Ognon)	N32E04F2CH	1,40	2,23	19,00	607,00	31,50	62,90	6,50	27,10	5,20	1,11	4,88	0,80	4,58	0,83	2,47	0,37	2,16

Table A3 (continued)

Site	Code	Lu	Hf	Ta	W	Tl	Pb	Th	U
Drôme	N30E03F1	0,12	1,05	0,21	0,62	0,15	10,00	2,00	0,50
Aigues	N30E03F2	0,18	2,26	0,34	0,61	0,12	10,00	3,00	0,50
Ardèche	N30E03F3	0,19	2,78	0,98	2,27	0,71	35,00	7,00	2,00
Durance (Coulon)	N30E03F4	0,25	7,79	0,54	0,91	0,11	9,00	6,00	1,00
Gard	N30E03F5	0,26	4,54	1,50	3,51	0,99	75,00	12,00	2,00
Durance	N30E04F2	0,24	2,94	0,80	1,45	0,39	22,00	8,00	1,00
Durance (Bléone)	N30E04F3	0,16	1,91	0,36	0,71	0,17	14,00	4,00	0,50
Saône (Veylle)	N31E03F2	0,26	5,33	0,81	1,35	0,32	18,00	7,00	1,00
Eyrieux	N31E03F3	0,31	5,33	1,79	1,90	0,97	49,00	17,00	5,00
Rhône	N31E03F4	0,12	0,93	0,31	0,72	0,24	14,00	4,00	0,50
Saône (Seille)	N31E03F5	0,49	4,27	1,37	2,71	0,56	26,00	15,00	2,00
Rhône (Arve)	N31E04F2	0,35	5,73	1,17	2,08	0,34	16,00	12,00	4,00
Isère (Arc)	N31E04F3	0,23	3,33	0,93	2,12	0,48	38,00	10,00	2,00
Saône	N32E03F1	0,44	4,92	1,08	4,40	0,87	31,00	17,00	5,00
Saône (Grosne)	N32E03F3	0,55	7,69	2,12	5,83	1,23	57,00	28,00	7,00
Saône (Ognon)	N32E03F5	0,30	5,06	0,95	3,31	0,75	29,00	13,00	3,00
Saône (Ognon)	N32E04F2CH	0,34	6,41	1,10	3,32	0,48	32,00	14,00	4,00

Annexe 3

Il s'agit des annexes A et B associées à l'article intitulé « *Chronostratigraphy of two late Pleistocene loess-palaeosol sequences in the Rhône Valley (southeast France)* » (cf. **Chapitre 5**).

APPENDIX A:

Supplementary figures

Figure A1: A) WNW-ESE topographic cross-section of the left bank of the Rhône River valley highlighting the fluvial terraces according to the 1:50,000 geological map (<http://infoterre.brgm.fr/>) and the location of Lautagne profiles (A and B) (topography according to *Google Earth Pro* 2018). B) Stratigraphic correlations between the two profiles Lautagne A and B (palaeosols P1, P2 and P3 are shown in grey colour).

Figure A2: (A) Correlation coefficient (R^2) and (B) angular deviation goodness-of-fit statistics for various numbers of end members provided by grain size modelling. The red crosses represent outlying specimens (i.e., specimens that lie outside of the 95% coverage interval).

Figure A3: ED-XRF calibration of light elements.

Figure A4: ED-XRF calibration of heavy elements.

Figure A5: Age model of Lautagne A section used for Bayesian modelling in the software ChronoModel. Seven OSL dates (red boxes) and eight ^{14}C (green boxes) dates were used. Stratigraphic relationships between events are indicated with black lines.

APPENDIX B: Details luminescence dating (S. Kreutzer)

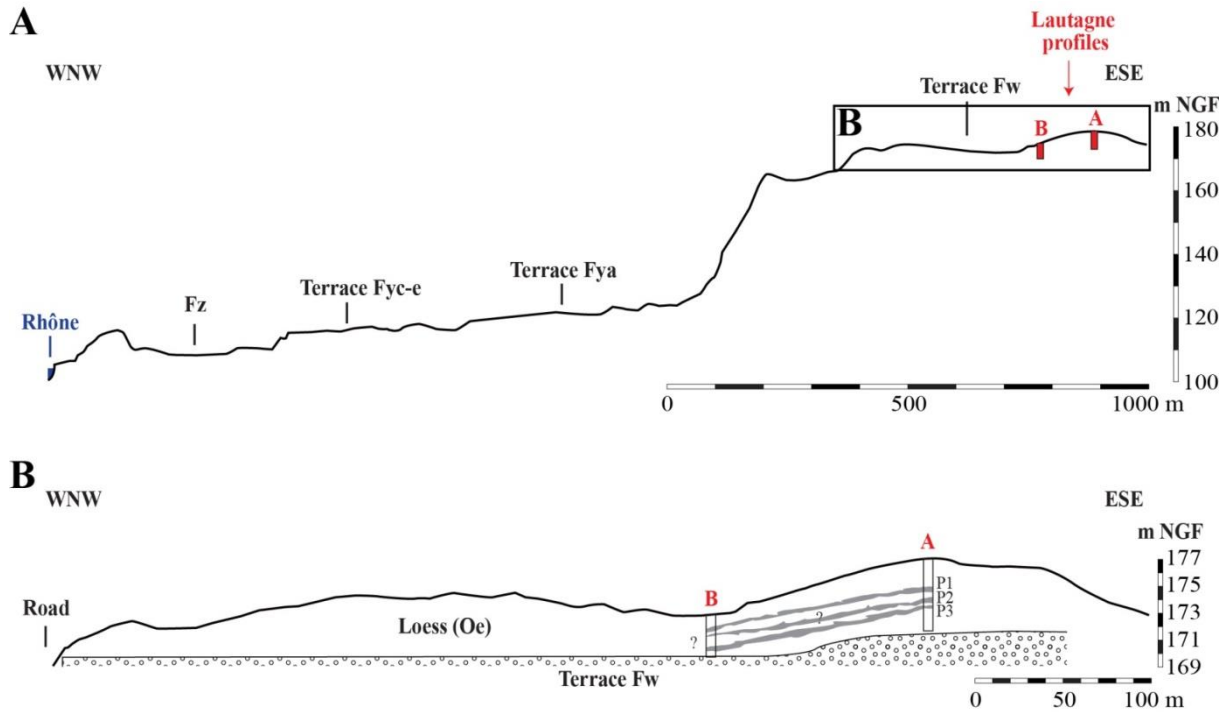


Figure A1: A) WNW-ESE topographic cross-section of the left bank of the Rhône River valley highlighting the fluvial terraces according to the 1:50,000 geological map (<http://infoterre.brgm.fr/>) and the location of Lautagne profiles (A and B) (topography according to *Google Earth Pro* 2018). B) Stratigraphic correlations between the two profiles Lautagne A and B (palaeosols P1, P2 and P3 are shown in grey colour).

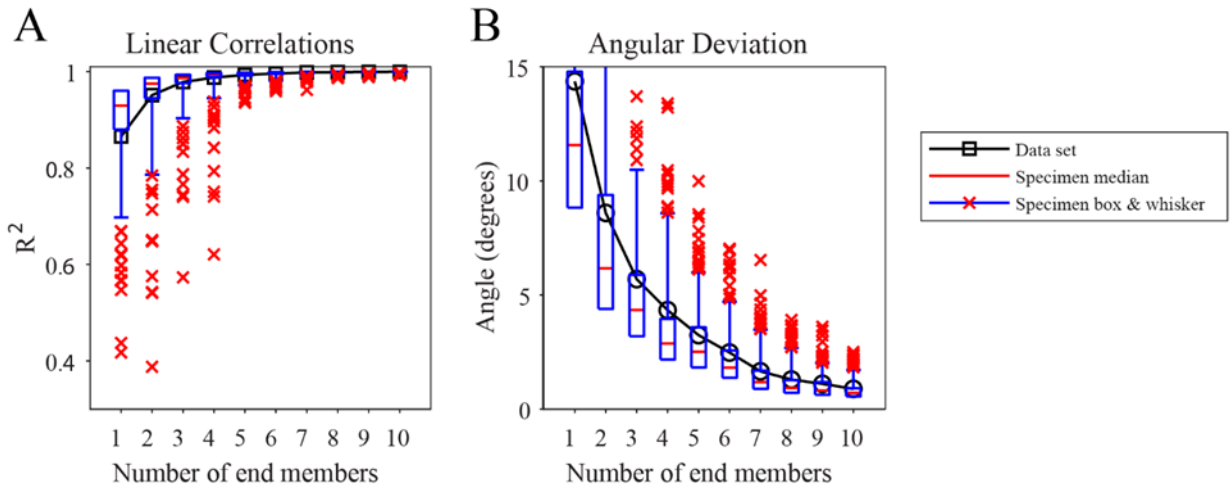


Figure A2: (A) Correlation coefficient (R^2) and (B) angular deviation goodness-of-fit statistics for various numbers of end members provided by grain size modelling. The red crosses represent outlying specimens (i.e., specimens that lie outside of the 95% coverage interval).

Annexe 3

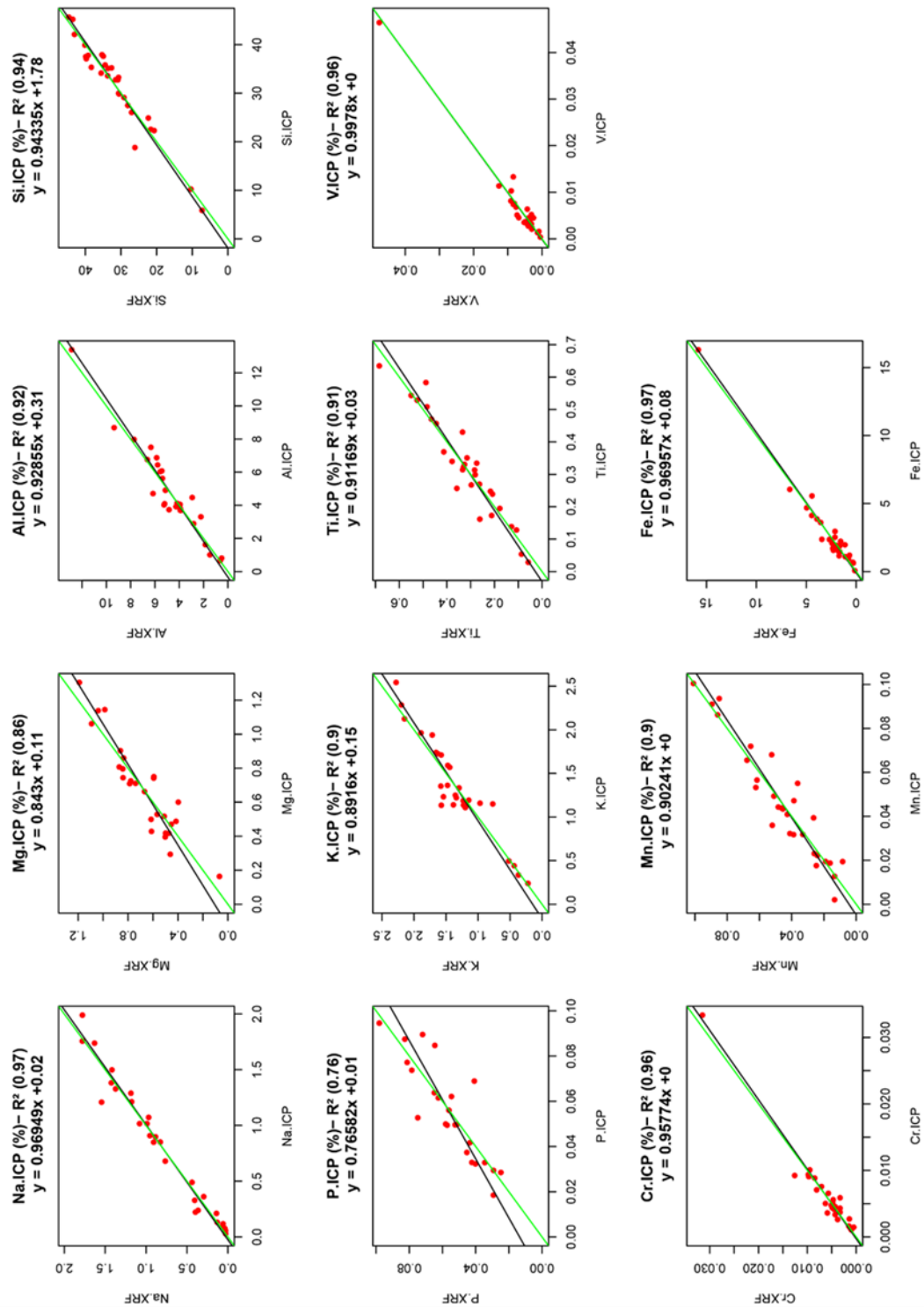


Figure A3: Energy-Dispersive X-Ray Fluorescence (ED-XRF) data were obtained on pressed pellets made of 97% of ground sediment and 3% of specific XRF wax, with acquisition parameters set to 15 kV, 100 μ A and 300 s of counting time. Quantitative results are provided for 11 light elements (Na, Mg, Al, Si, P, K, Ti, V, Cr, Mn, Fe) following an empirical calibration based on the Lucas-Tooth and Price (1961) method, using the ICP-AES/ICP-MS composition of 30 samples of loess and surficial sediments measured at the SARM-CRPG (Carignan *et al.*, 2001). Only elements with a coefficient of determination (R^2) equal or greater than 0.7 between ED-XRF and ICP-AES/ICP-MS values were considered. Calibration was performed using the CloudCal v3.0 application (Drake, 2018; <https://github.com/leedrake5/CloudCal>).

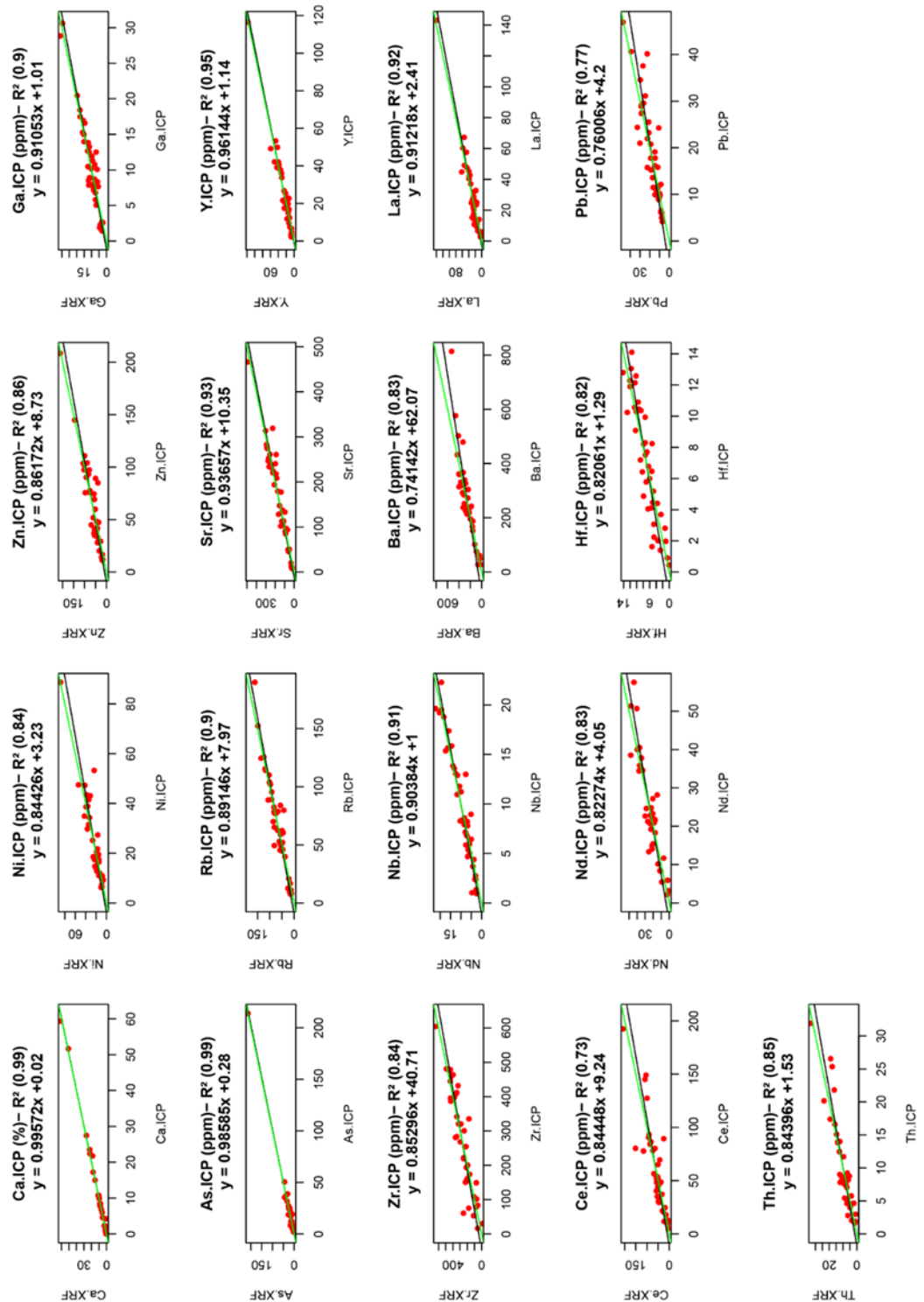


Figure A4: Energy-Dispersive X-Ray Fluorescence (ED-XRF) data were obtained on pressed pellets made of 97% of ground sediment and 3% of specific XRF wax, with acquisition parameters set to 50 kV, 35 μ A and 120 s of counting time with a filter composed of 75 μ m Cu, 25 μ m Ti and 200 μ m Al. Quantitative results are provided for 16 heavy elements (Ni, Zn, Ga, As, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Ba, La, Ce, Nd, Hf, Pb, Th) and Ca following an empirical calibration based on the Lucas-Tooth and Price (1961) method, using the ICP-AES/ICP-MS composition of 43 samples of loess and surficial sediments measured at the SARM-CRPG (Carignan *et al.*, 2001). Only elements with a coefficient of determination (R^2) equal or greater than 0.7 between ED-XRF and ICP-AES/ICP-MS values were considered. Calibration was performed using the CloudCal v3.0 application (Drake, 2018; <https://github.com/leedrake5/CloudCal>).

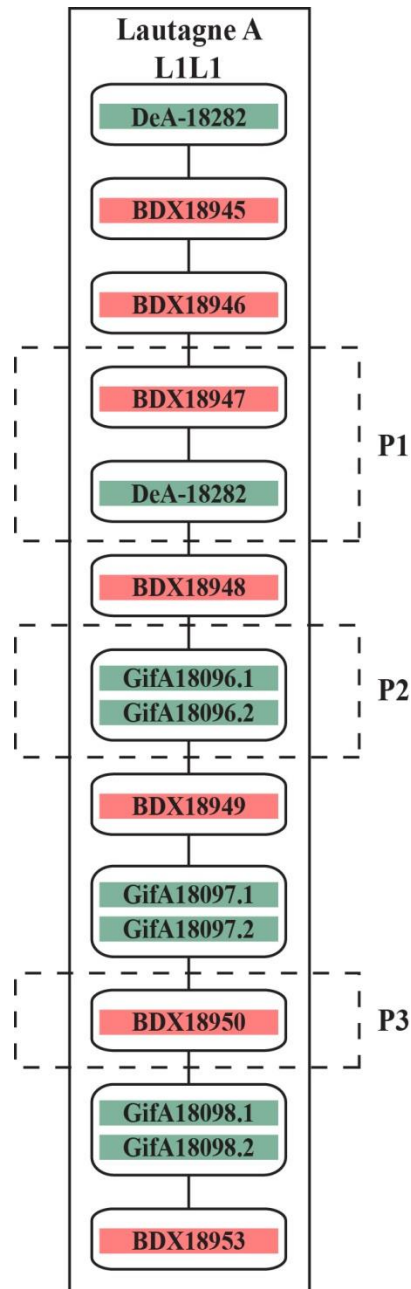


Figure A5: Age model of Lautagne A section used for Bayesian modelling in the software ChronoModel. Seven OSL dates (red boxes) and eight ^{14}C (green boxes) dates were used. Stratigraphic relationships between events are indicated with black lines.

References (annexe 3)

Carignan, J., Hild, P., Mevelle, G., Morel, J., & Yeghicheyan, D., 2001. Routine Analyses of Trace Elements in Geological Samples using Flow Injection and Low Pressure On-Line Liquid Chromatography Coupled to ICP-MS: A Study of Geochemical Reference Materials BR, DR-N, UB-N, AN-G and GH. *Geostandards Newsletter* 25(2–3), 187–198.

Drake, B.L. 2018. CloudCal v3.0. GitHub. <https://github.com/leedrake5/CloudCal>. doi:10.5281/zenodo.2596154

Lucas-Tooth, H.J., Price, B.J., 1961. A mathematical method for investigation of inter-element effects in X-ray fluorescent analysis. *Metallurgia* 64, 149–161.

Appendix B: Chronostratigraphy of two late Pleistocene loess-palaeosol sequences in the Rhône Valley (southeast France)

Mathieu Bosq^{1,*}, Sebastian Kreutzer^{2,3}, Pascal Bertran^{1,4}, Jean-Philippe Degeai⁵, Pauline Dugas⁶, Annette Kadereit⁷, Philippe Lanos^{2,8}, Olivier Moine⁹, Nora Pfaffner¹⁰, Alain Queffelec¹, Daniela Sauer¹⁰

- 1** PACEA, UMR 5199 CNRS - Université Bordeaux, Bâtiment B2, allée Geoffroy Saint Hilaire, 33615 Pessac, France
2 IRAMAT-CRP2A, UMR 5060 CNRS - Université Bordeaux Montaigne, Maison de l'Archéologie, 33607 Pessac, France
3 Geography & Earth Sciences, Aberystwyth University, Aberystwyth, SY23 3DB, Wales, United Kingdom
4 Inrap, 140 avenue du Maréchal Leclerc, 33130 Bègles, France
5 ASM, UMR 5140 CNRS - Université de Montpellier III, route de Mende, 34199 Montpellier, France
6 Adera, PACEA-Transfert Sédimentologie & Matériaux. 162 avenue du Docteur Schweitzer 33600 Pessac, France
7 Heidelberg Luminescence Laboratory, Institute of Geography, University of Heidelberg, Germany
8 Géosciences Rennes – Université de Rennes I, 35042 Rennes, France
9 LGP, UMR 8591 CNRS - Université Paris I Panthéon-Sorbonne/Université Paris-Est-Créteil-Val-de-Marne (UPEC), place Aristide Briand, 92195 Meudon, France
10 Institute of Geography, University of Göttingen, Göttingen, Germany

*Corresponding author: Mathieu Bosq (mathieu.bosq@gmail.com)

Contents

1	Details luminescence dating	2
1.1	Material and methods	2
1.1.1	Sampling and preparation	2
1.1.2	Measurement equipment	2
1.1.3	Source calibration fine-grain quartz (Lautagne)	3
1.1.4	Quartz measurements protocol	3
1.1.5	Feldspar measurements	4
1.1.6	Data analysis	4
1.1.7	Dose-rate determination	7
1.2	Results	9
1.2.1	Luminescence measurements and D_e determination	9
1.2.2	Dose rate results	15
1.2.3	Luminescence ages and interpretation	18

Note: We prepared the following text intending to be comprehensible without switching back and forth between this document and the main text. The text in the main text represents an extract of what is detailed here, and partly phrases are identical in both documents. This situation happens for phrases first drafted in the Appendix and then being recycled for the main text without deleting the original text here. However, this was intentional; otherwise the text here would have become a stump, left behind intelligible.

1 Details luminescence dating

1.1 Material and methods

1.1.1 Sampling and preparation

Samples were collected during daylight using steel-cylinders (diameter ca 4 cm, length ca 20 cm). Sample preparation was carried out in three different luminescence dating laboratories: (1) Justus-Liebig University Giessen, Germany (samples from Lautagne), (2) the University of Bayreuth, Germany (samples from Collias), and (3) IRAMAT-CRP2A, Université Bordeaux Montaigne, France (etching, other post-treatment). The sample preparation followed standard luminescence sample preparation procedures to extract (1) fine grain (4–11 μm) quartz, (2) coarse grain (90–200 μm) quartz, and (3) coarse grain K-feldspar bearing separates (e.g., [Preusser et al., 2008](#)). The grain-size fraction was extracted by wet-sieving and gravimetric separation using Atterberg cylinders (fine grain fraction). Further treatments involved HCl (10%) and H₂O₂ (30%) to remove organics and carbonates, respectively. The fine grain quartz fraction was extracted using H₂SiF₆ (30%). The coarse grain fraction was further treated with lithium heteropolytungstate (LST) and sodium heteropolytungstate (NST) heavy liquids with densities of 2.72 g cm⁻³ for separating heavy minerals, and 2.58 g cm⁻³ for separating quartz and feldspar. To further purify the quartz enriched fraction and to remove the zone affected by α -particles the samples were further treated with HF (40%, 1 h) and afterwards rinsed in HCl (10%; overnight) and distilled water. The coarse grain feldspar fraction was not further etched.

To account for potentially poor bleaching characteristics, additionally we prepared the coarse-grain quartz fraction for two samples from the site Lautagne. However, due to the very dim luminescence characteristic of the quartz grains from Lautagne, only ca 10% of the aliquots produced a sufficient amount of light above the machine background. Therefore we continued only with the quartz fine grain fraction.

For luminescence measurements, the aliquots were mounted on stainless steel cups using silicon oil as adhesive. Cups were prepared as multiple grain aliquots with ca 10⁶ grains for the fine grain fraction (1 mg/cup) and ca 800 grains for the coarse grain fraction.

1.1.2 Measurement equipment

The samples from Lautagne and Collias were measured over two years on two Freiberg Instruments *lexsyg research* readers ([Richter et al., 2013](#)) equipped with a ⁹⁰Sr/⁹⁰Y β -source delivering ca 6.6 Gy min⁻¹ (calibrated for quartz on stainless steel cups using Risø calibration quartz Batch 90; [Hansen et al. 2015](#); fine-grain calibration see below).

For optically stimulated luminescence (OSL) measurements, the systems were equipped either with LEDs (blue, IR) or laser diodes (blue, IR) (sample related settings see Table B1). We consistently used the laser diodes for the fine grain samples from Lautagne and the LEDs for the coarse grain samples from Collias and Lautagne. IR stimulation was applied to test for potential feldspar contamination. The OSL signal was detected

through a Hoya U340 (2.5 mm) glass filter in conjunction with a Delta BP 365/50 EX interference filter in front of a Hamamatsu H7360-02 photomultiplier tube (PMT).

The system used for the infrared-radiofluorescence (IR-RF) test measurements, is similar to the system used by [Frouin et al. \(2017\)](#). Key components : Freiberg Instruments *lexsyg research* reader with a $^{90}\text{Sr}/^{90}\text{Y}$ β -source (ring-source design, [Richter et al. 2012](#)), Hamamatsu H7421-50 photomultiplier tube, Chroma D850/40 interference filter, and inbuilt solar simulator.

1.1.3 Source calibration fine-grain quartz (Lautagne)

The inbuilt β -source used for the irradiation fine grain quartz samples from Lautagne was calibrated using a coastal dune quartz sample (BDX16651) from the Médoc area (south-west France) ([Kreutzer et al., 2018a](#)). The sample was first gently crushed, and the grain-size fraction of 4–11 μm was extracted by applying the Stokes' law. Before irradiation, the material was heated to 700 °C in air and additionally tested for feldspar contamination using IRSL. Two batches of the sample were shipped for irradiation to the Gif-sur-Yvette laboratory and irradiated with a γ -dose of 2.5 Gy (rel. SE: 3 %) and 5 Gy (rel. SE: 3 %). The irradiation was carried out using a homemade irradiator equipped with a ^{137}Cs γ -source ([Valladas, 1978](#)). The source is a ring consisting of six single circularly arranged ^{137}Cs sources with the sample placed in the centre.

All two batches were measured, and the source-dose rate was deduced from the slope of the regression line of the measured vs the given dose. The so obtained source-dose rate ($0.107 \pm 0.005 \text{ Gy s}^{-1}$ at calibration date) of the quartz fine-grain fraction is ca $5.5 \pm 5.2 \%$ lower than the corresponding source dose rate of the coarse (100–200 μm) grain quartz fraction on the same reader. This grain size-related deviation in the source-dose rate is lower than results reported by [Armitage and Bailey \(2005\)](#) (ca 12 % deviation between the two grain-size fractions). However, our results are consistent within uncertainties.

1.1.4 Quartz measurements protocol

For measuring the quartz samples, we applied the single aliquot regenerative (SAR) dose protocol by [Murray and Wintle \(2000\)](#). The measurement parameters (preheat and cutheat temperatures) were deduced from preheat-plateau test (natural samples) and preheat dose-recovery tests (artificially irradiated samples) carried out on (1) three coarse grain quartz samples from Collias (BDX21322, BDX21326, BDX21329) and (2) two fine-grain quartz samples from Lautagne (BDX18948, BDX18953). The results of these tests are shown in Figs. B1, B2. For the samples from Collias we applied a preheat cutheat combination of 260 °C and 200 °C, and for 200 °C and 160 °C for the samples from Lautagne. The used protocol settings are summarised in Table B1. We measured up to 40 aliquots per sample for Collias and up to 20 aliquots for Lautagne.

For all measurements, we applied a channel resolution of 10 channels/s. Integration limits were set to channels 1–2 (signal) and channels 300–399 (background). Before every subsequent measurement step, the temperature was cooled down to 60 °C (preheat, cutheat, OSL). For potential feldspar contamination of the quartz, the fraction was tested using IRSL stimulation at the end of each SAR cycle. The dose given before the IRSL stimulation was similar to the one used for the repeated OSL regeneration dose point, and both signals were compared. Aliquots were rejected if the IRSL/OSL signal ratio was $> 5 \%$. Further rejection criteria: Recycling ratio: max. $\pm 10 \%$ (Lautagne: 20 %), max. recuperation rate: 10 %. For the fitting of the dose-response curve, we used an exponential + linear function.

Annexe 3

Table B1: SAR protocol settings applied for measuring the quartz fraction of the samples from Collias and Lautagne.

#	Sequence step Collias	Lautagne	Detection
1	Irradiation (regeneration dose)		-
2	Preheat to 220 °C for 10 s	Preheat to 260 °C for 10 s	-
3	blue-OSL@125 °C for 40 s at 50 mW cm ⁻² temp. stabilisation 5 s		$L_{n,x}$
4	Irradiation (test dose)		-
5	Cutheat to 200 °C	Cutheat to 160 °C s	-
6	blue-OSL@125 °C for 40 s at 50 mW cm ⁻² temp. stabilisation 5 s		$T_{n,x}$
7	Hotbleach@280 °C	-	-

Heating rates were set to 5 K/s (preheat and OSL)

The stimulation wavelengths were set to 458 Δ 5 nm (Collias) and 445 Δ 3 nm (Lautagne).

1.1.5 Feldspar measurements

For two samples from the profile Collias (BDX21322 and BDX21329) we measured the coarse grain K-feldspar fraction using infrared radiofluorescence (Trautmann et al., 1998, 1999) in conjunction with the RF₇₀ protocol suggested by Frouin et al. (2017).

1.1.6 Data analysis

Luminescence data analysis was carried out using the **R** (R Core Team, 2019) package ‘Luminescence’ (Kreutzer et al., 2012, 2019). Other used **R** package are cited at their appropriate location below. For dose rate and age calculation, the software *DRAC* (Durcan et al., 2015) in version 1.2 was used; for applied settings cf. Table B2. For calculating the central dose (\mathcal{D}) for the samples from Collias we used the approach by Combès et al. (2015) implemented in the R package ‘Luminescence’ by Mercier et al. (2016) (analyse.baSAR()). The average dose (samples Lautagne) followed the approach by Guérin et al. (2017) (function calc.AverageDose() in the R package ‘Luminescence’).

Table B2: *DRAC* settings applied for the luminescence age calculation. For details on the meaning of the parameters, we refer to the online reference manual of *DRAC*. For all settings and data see the *DRAC* input table provided as supplement.

Parameter	DRAC input	APPLIED?	Reference
Dose rate conversion factors	Guerinetal2011	to all	Guérin et al. (2011)
Calc. extern. Rb from K conc.?	Y	Collias & Lautagne	Mejdahl (1987)
Calc. internal. Rb from K conc.?	Y	Collias (feldspar)	Mejdahl (1987)
Internal U (ppm) (quartz)	0.08 0.02	Collias & Lautagne	Vandenberghe et al. (2008)
Internal Th (ppm) (quartz)	0.18 0.03	Collias & Lautagne	Vandenberghe et al. (2008)
Internal K (%) (feldspar)	12.5 0.5	Collias (feldspar)	Huntley and Baril (1997)
β-etch depth attenuation factor	Bell1979	Collias (quartz)	Bell (1979)
β-grain size attenuation	Guerinetal2012-Q	Collias & Lautagne	Guérin et al. (2012)
β-grain size attenuation	Guerinetal2012-F	Collias (feldspar)	Guérin et al. (2012)
α-grain size attenuation	Brennanetal1991	to all	Brennan et al. (1991)
α-efficiency quartz fine grain	0.035 0.01	Lautagne	Lai et al. (2008)
α-efficiency feldspar IR-RF	0.07 0.02	Collias (feldspar)	Kreutzer et al. (2018b)
Cosmic-dose rate	43.95 4.78 100	Collias	Prescott and Hutton (1994)
Cosmic-dose rate	44.9 4.9 178	Lautagne	Prescott and Hutton (1994)

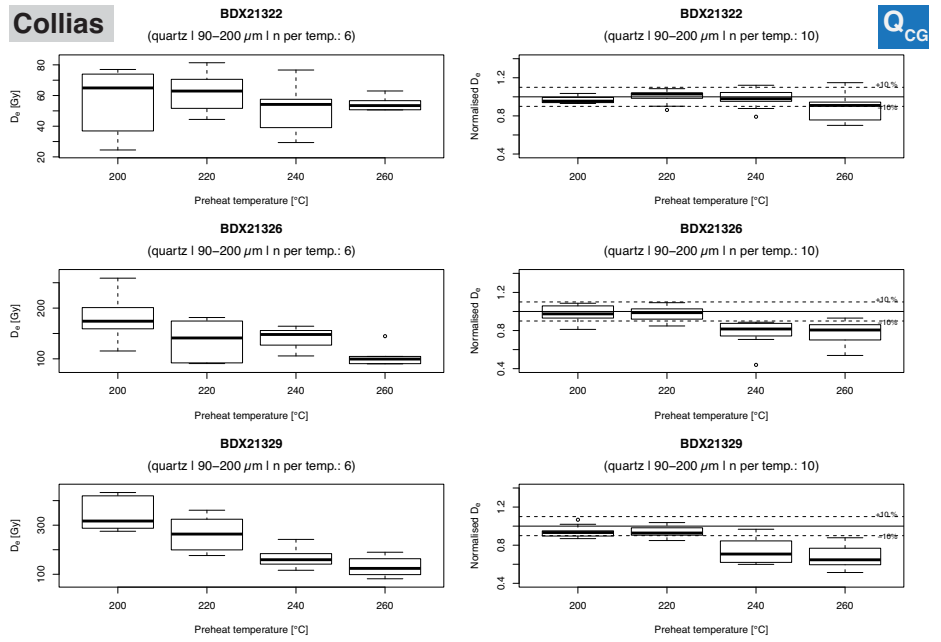


Figure B1: Boxplot of preheat dose-recovery test (left) and dose-recovery test (right) results for three coarse grain quartz samples from Collias. For each sample measured we measured six (left figure, preheat-plateau test) or ten (right figure, dose-recovery test) aliquots. For all experiments the cutheat temperature was kept at 200 °C. The given dose (dose-recovery experiments were set to the expected D_e for each sample. For the final D_e measurements we selected a preheat temperature of 220 °C.

Lautagne

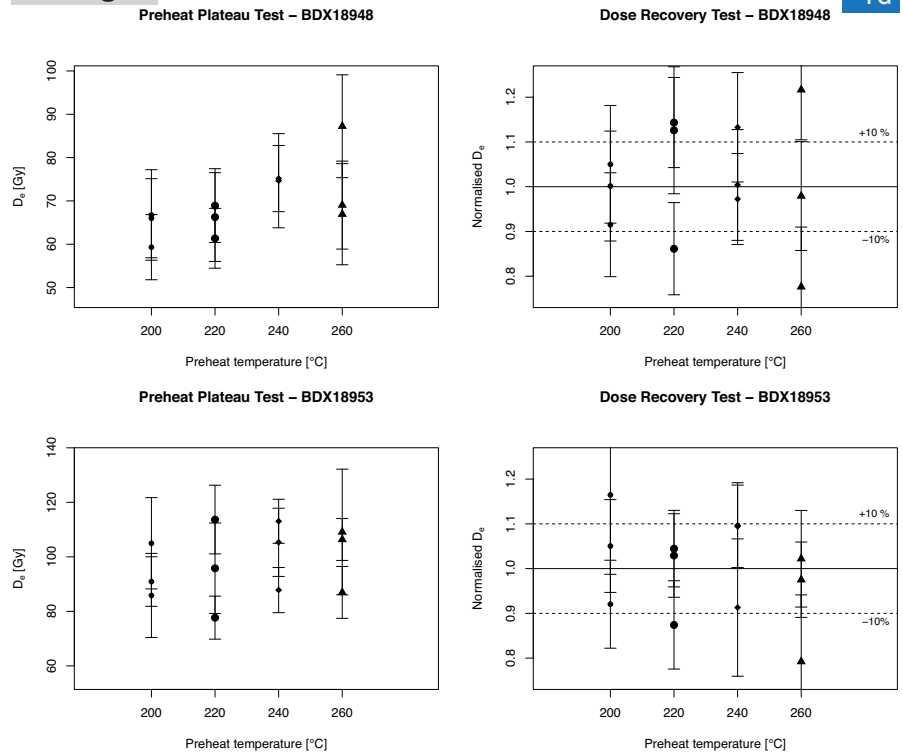


Figure B2: Preheat plateau tests (left) and dose-recovery tests (right) for two fine grain quartz samples from the upper (BDX18984) and the lower (BDX18948) part the profile Lautagne. Three aliquots were measured for each preheat temperature. The cutheat temperature was kept at 160 °C. Within uncertainties the different preheat temperatures are similarly suitable. For the final D_e measurements we selected a preheat temperature of 200 °C.

1.1.7 Dose-rate determination

Nuclide concentration To estimate the U, Th and K nuclide concentrations high-resolution γ -ray spectrometry measurements were carried out at the IRAMAT-CRP2A (Guibert and Schvoerer, 1991) on ca 80 g to 90 g of the dried fraction sampled along with each luminescence sample. Data analysis was performed using a self-written *MS ExcelTM* sheet.

In situ γ -ray spectrometry For the site Lautagne we, additionally to the high-resolution γ -ray spectrometry in the laboratory *in situ*, employed *in situ* γ -dose rate measurements using a portable γ -ray spectrometer (Canberra Inspector 1000, 1.5'' x 1.5'', LaBr probe). Final γ -dose rates were derived applying the threshold approach (principle described in Løvborg and Kirkegaard 1974; Mercier and Falguères 2007; Guérin and Mercier 2011).

Water content To estimate the water content range needed to calculate the luminescence ages, we adopted an approach reported in Sauer et al. (2016) (their supplementary 2, Sec. 2.1 and attached XLS-files). Based on the granulometric composition Sauer et al. (2016) calculated a meaningful water content range based on the pore volume distribution given in Blume et al. (2010) for sands, silts and clays. The data given by Blume et al. (2010) distinguishes between coarse, medium and fine pores. Sauer et al. (2016) considered fine pores as constantly water saturated, while the coarse pores are, only occasionally filled by rainwater, assumed empty. Hence, the uncertainty in the water content is determined by the medium pores alone, considering the pore volume for the silt fraction (Fig. B3; cf. Table B3). For sample BDX212329 we used a slightly higher water content of 20 % to account for the slightly higher clay concentration.

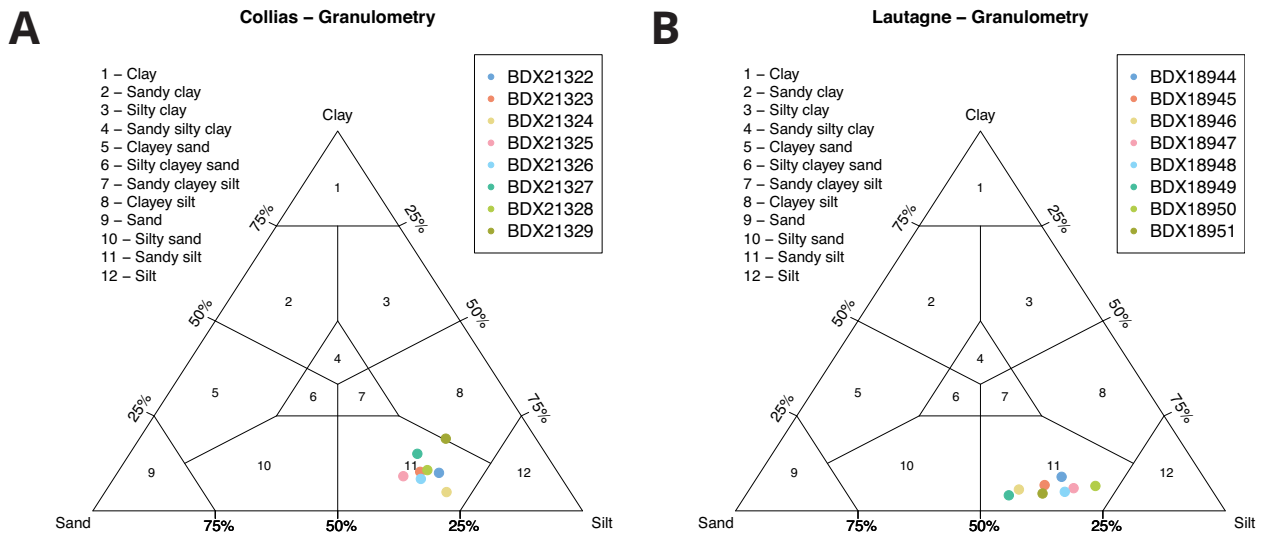


Figure B3: Ternary diagram showing granulometric classes of the samples according to Shepard (1954) for samples from Collias (A) and Lautagne (B). For Lautagne grain size data are only available for the first eight samples. The figure was produced using the R package ‘rysgran’ (Gilbert et al., 2014). The grain size data were used to estimate realistic water content values for the samples using pore volume data. The grain size data were measured at the PACEA (Université de Bordeaux) using a Horiba LA-950 laser particle size analyser. For Lautagne no grain-size data are available for the samples BDX18952 and BDX18953. For these samples, we assumed similar granulometry as for the other samples. For further and more detailed information on the grain size, please see the main text.

1.2 Results

1.2.1 Luminescence measurements and D_e determination

All investigated quartz samples show suitable luminescence characteristics in terms of brightness and reproducibility (see Fig. B4 for typical OSL curves from Collias and Lautagne). Nevertheless, samples from Lautagne appeared to be rather dim. Luminescence measurements on the coarse-grain fraction even failed (data not shown) due to the very low luminescence intensity of the samples. Furthermore, samples from both sites show a rather larger inter-aliquot scatter (Figs. B5, B6) already observed previously by (Bosq et al., 2018, their supplement) for two quartz samples taken from a quarry close to Avignon. A pattern that might render itself typical for the samples from the Rhône valley.

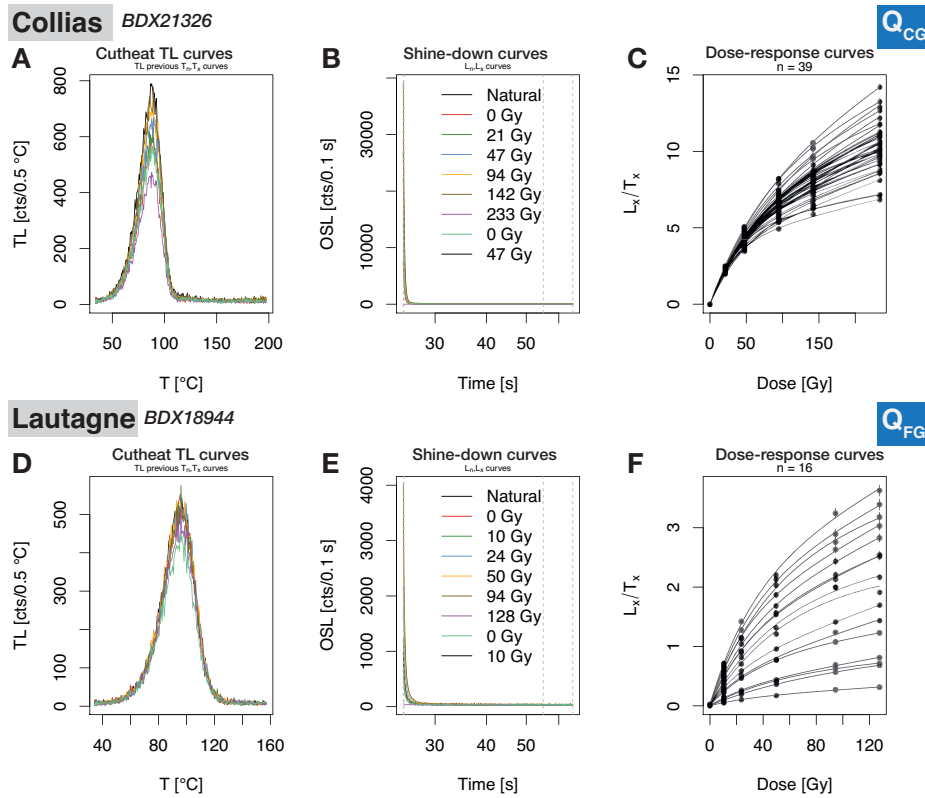


Figure B4: Typical luminescence curves obtained during the SAR measurements for samples BDX21326 (quartz coarse grain, Collias, A–C) and BDX18944 (quartz fine grain, Lautagne, D–E). Shown are cutheat TL curves (A, D), blue OSL shine-down curves (B,E), and dose-response curves (C, F). Vertical dashed lines (middle plot) show the chosen integration limits for signal and background, respectively.

Collias The distribution plots for Collias and Lautagne (Figs. B5, B6) show no obvious pattern but a large dispersion. In the case of the samples from Collias this scatter may reflect poor bleaching, dose rate heterogeneities and/or real sediment mixing. At Collias, the additionally measured feldspar aliquots (BDX21322 and BDX21329) exhibit D_e values significantly higher than obtained for the quartz fraction (Fig. B7). Required

bleaching times are longer for feldspar measured with IR-RF (ca 3 h for a full reset; Frouin et al., 2017) than for quartz OSL (e.g., ca 100 s even on a cloudy day Lindvall et al., 2017). Thus the presumed short transport distance in the Rhône valley may not have yielded a full signal depletion for the feldspar fraction and also the quartz fraction may be affected. More likely, however, appears a post-depositional mixing in conjunction with multiple short-distance erosion and deposition cycles. Such slope-wash and/or sediment-creep processes are evidenced by sand-sized and even fine- to medium-gravel sized particles in the sediment-soil sequence at Collias (e.g., between 250 cm and 500 cm; Fig. 2). Furthermore, originating from the palaeo-soil-horizons former root channels reach deeply into the underlying units. This affects especially the units from 300 cm downwards. In the upper part of the lowermost Bt horizon (650–720 cm) up to 40 % by area are made up of dominantly light-coloured silty root infillings within the clayey-loamy solum. Without separation of these two components, numeric dating will inevitably lead to age underestimation. Next to these post-depositional pedogenic and bioturbation processes, the above addressed pre-depositional sedimentary processes most likely led to age overestimation.

The true origin of the scatter at Collias cannot be deciphered, but it appears to be of different origin than for the samples from Lautagne (see below). The Abanico plots (Fig. B5) indicate a substantial overdispersion in each sample. Moreover, the D_e values range from ca 50 Gy (BDX21322) to ca 172 Gy (BDX21328), and the samples BDX21327–BDX21329 reach a dose region where signal saturation of the fast-component dominated OSL signal in UV wavelength region (detection) have been reported (e.g., Roberts, 2008), and doubts have been raised on the overall reliability of the SAR protocol for those samples (e.g. Duller, 2007). Heydari and Guérin (2018) investigated different statistical models regarding the variability and reproducibility in a laboratory controlled experiment for a given dose close to saturation and concluded that the approach proposed by Combès et al. (2015) allows a correct recovery of a known central dose even for largely dispersed samples. While the distribution displayed in Fig. B5 refer to a data analysis using the conventional approach, all samples were re-analysed using the function `analyse_baSAR()` (cf. Mercier et al., 2016) to calculate the central dose \mathcal{D} (example curves: Fig. B8). Further parameter settings: `distribution = "normal"`, `fit.method = "EXP+LIN"`, `n.MCMC = 10000`.

Lautagne For the samples from Lautagne (Fig. B6), the scatter is rather large for fine-grain quartz samples with ca 10^6 grains per aliquot and the expected averaging effects. However, the inter-aliquot scatter is dominated by the individual errors (nearly all points lay within the grey 2σ polygon, Fig. B6). In other words, these aliquots represent a common central dose. For the samples from Lautagne, we decided to apply the average-dose model (Guérin et al., 2017) to determine the best central dose and its standard error. The intrinsic overdispersion value σ_m (parameter `sigma_m` in the function `calc.AverageDose()`) deduced from the dose-recovery experiments was set to 0.1. Results are listed in Table B4.

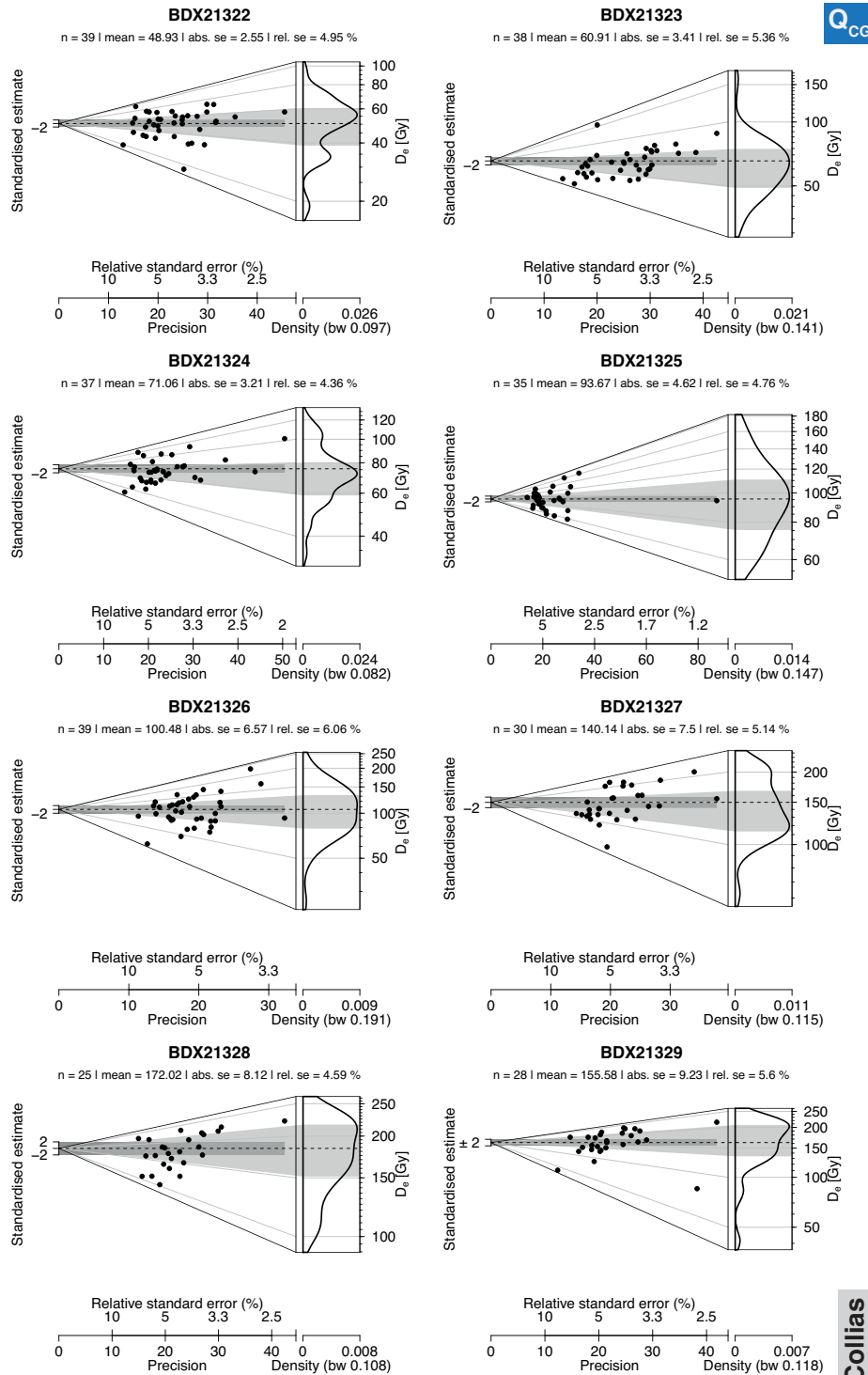
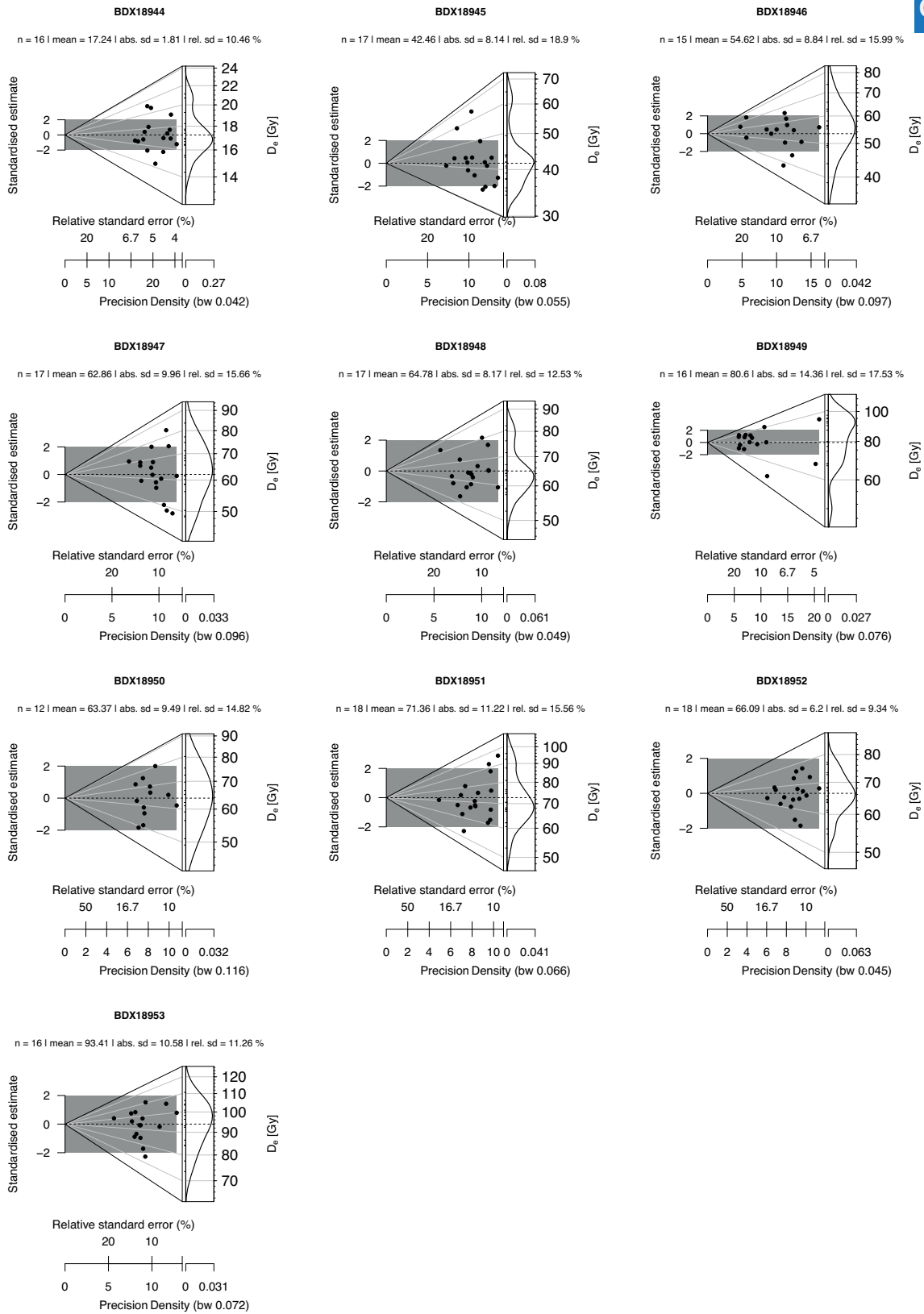


Figure B5: Dose distribution plots (here Abanico plots, Dietze et al. 2016) for all coarse grain quartz samples from Collias. All samples show a rather large dispersion.

Annexe 3



Lautagne

Figure B6: Dose distribution plots (here Abanico plots, Dietze et al. 2016) for all fine grain quartz samples from Lautagne. All samples show a large dispersion. However, due to the significant individual standard errors, almost all aliquots fall within the 2σ range of the central dose of each sample.

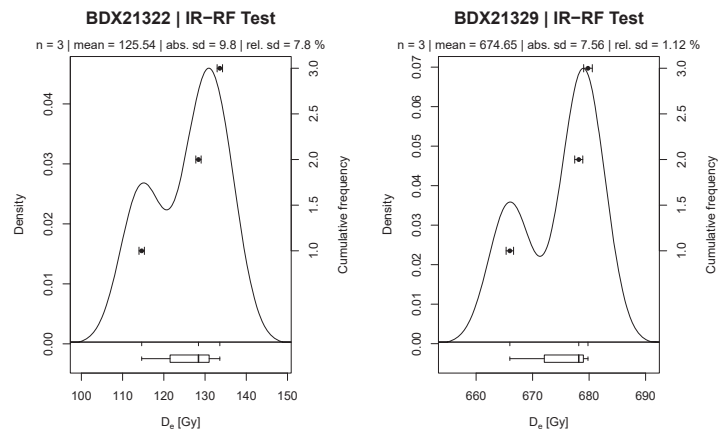


Figure B7: D_e distribution plots for the feldspar samples BDX21322 (left) and BDX21329 (right) measured using the IR-RF. Both samples show consistent D_e values reflected by the narrow distributions (the individual statistical standard errors are even lower, and likely too small). However, in both cases the resulting ages overestimate the corresponding quartz ages, probably due to an insufficient signal resetting during the presumed short distance sediment transport.

Annexe 3

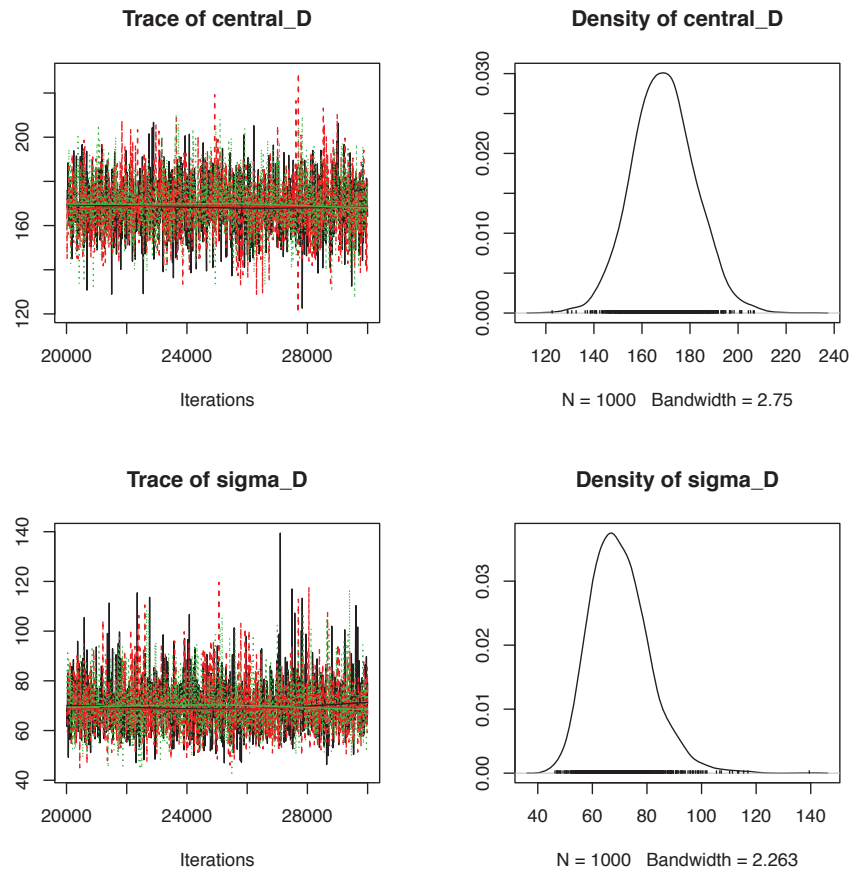


Figure B8: Example trace and density plots for sample BDX21327 generated from the output of the function `analyse_baSAR()` while calculating the central equivalent dose. The lower plots ('sigma_D') show the dispersion of the individual doses around the central dose. Colours code Monte-Carlo Markov Chains (MCMC).

1.2.2 Dose rate results

High-resolution γ -ray spectrometry results (Table B3) reveal Th and K concentrations comparable for the sites Collias and Lautagne. The concentration values ranges from Th: ca 7.7–14.2 ppm (Collias) and 7.8–11.0 ppm (Lautagne) and K: ca 0.9–1.4 % (Collias) and 1.0–1.3 % (Lautagne). In both sites, the Th and K concentrations show a trend towards higher values in the lower part of the profile where the Bt/Bw horizons are more extensively developed (potential Th aggregation on clay particles). For both sites, we observed radioactive disequilibria in the U-decay chain. Figure B9 compares normalised equivalent ^{238}U concentration values deduced from pre- and post-Ra nuclides. In Collias the lowermost three samples are in secular equilibrium, while all other samples show higher U-concentrations when determined from post-Ra nuclides. The γ -ray spectrometry measurements from Lautagne render a similar picture, except that at Lautagne all samples show a radioactive disequilibrium.

It appears that those disequilibria are higher at the top of the profile than at the bottom of the profile indicating a (near) surface water circulation dominated process. Figures B10A and B display theoretical equivalent U-values derived from each measured nuclide. The figure exhibit two peculiarities for a scenario of Ra excess. In the figure from Collias (Fig. B10A) the Ra excess occurred rather recent (< 10 ka) and a secular equilibrium with daughter nuclides did not (yet) take place (the alternative interpretation would be ^{210}Pb leaching due to rainfall). Fig B10B (Lautagne) shows a similar picture but for a secular equilibrium with the daughter nuclides of ^{226}Ra . Results of the variance test (data are not shown) as suggested by Guibert et al. (2009) further support the hypothesis of a Ra excess in both profiles. For Collias and Lautagne, the geochemical alteration induced variance is in both cases significantly higher for post-Ra equivalent U-concentrations. Nevertheless, the onset and duration of the disequilibria cannot be determined beyond doubt. Thus, for calculating the dose-rate values used for the age calculation (Table B4) we calculated a mean U concentration derived from, both, from nuclides from the upper part of the U decay chain and the lower part (cf Table B3).

For the samples from Lautagne, the γ -dose rate was obtained via *in situ* measurements and not from the mean U concentration. In summary, the environmental dose rate ($\dot{D}_{env.}$) varies for both profiles between ca 1.7 Gy ka $^{-1}$ to 3 Gy ka $^{-1}$.

Annexe 3

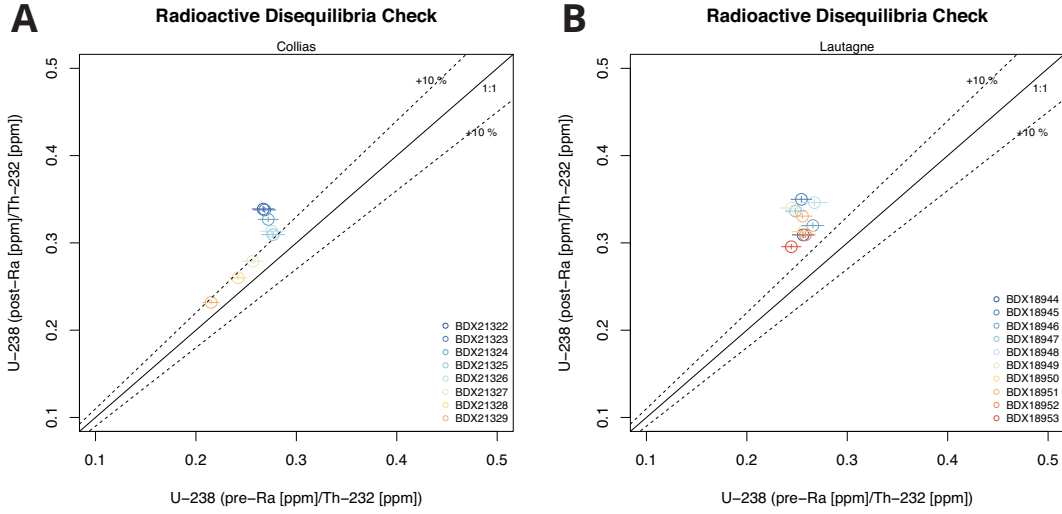


Figure B9: Normalised ^{238}U plots to check for potential radioactive disequilibria after Guibert et al. (2009) in the samples from Collias (A) and Lautagne (B). Except for the three lowermost samples, all samples of the site Collias show a radioactive disequilibrium in terms of higher post-Ra derived ^{238}U concentrations. The samples from the site Lautagne render a very similar picture with all samples showing a radioactive disequilibrium.

Table B3: High-resolution γ -ray spectrometry results and applied water content

ID	High-resolution γ -ray spectrometry					$U_{app.}$ [ppm]	$W_{mea.}$ [%]	$W_{app.}$ [%]
	Th [ppm]	K [ppm]	U (pre- ^{226}Ra) [ppm]	U (post- ^{226}Ra) [ppm]	U (^{210}Pb) [ppm]			
<i>Collias</i>								
BDX21322	9.129 ± 0.079	1.008 ± 0.014	2.437 ± 0.100	3.093 ± 0.028	2.685 ± 0.162	2.765 ± 0.051	4.09	17 ± 5
BDX21323	8.457 ± 0.075	0.936 ± 0.013	2.271 ± 0.094	2.857 ± 0.026	2.433 ± 0.151	2.564 ± 0.049	3.72	17 ± 5
BDX21324	8.150 ± 0.066	0.942 ± 0.012	2.217 ± 0.081	2.664 ± 0.022	2.392 ± 0.133	2.441 ± 0.042	3.65	17 ± 5
BDX21325	7.647 ± 0.069	0.870 ± 0.013	2.116 ± 0.088	2.367 ± 0.023	2.069 ± 0.138	2.242 ± 0.046	2.41	17 ± 5
BDX21326	8.643 ± 0.075	0.990 ± 0.013	2.381 ± 0.094	2.708 ± 0.025	2.375 ± 0.149	2.545 ± 0.049	5.38	17 ± 5
BDX21327	9.643 ± 0.083	1.072 ± 0.015	2.474 ± 0.099	2.690 ± 0.026	2.172 ± 0.151	2.582 ± 0.051	10.98	17 ± 5
BDX21328	12.250 ± 0.094	1.349 ± 0.016	2.963 ± 0.106	3.186 ± 0.027	2.895 ± 0.162	3.075 ± 0.055	9.40	17 ± 5
BDX21329	14.209 ± 0.109	1.360 ± 0.017	3.056 ± 0.117	3.294 ± 0.029	2.720 ± 0.170	3.175 ± 0.060	10.86	20 ± 5
<i>Lautagne</i>								
BDX18944	7.820 ± 0.071	0.978 ± 0.014	2.002 ± 0.084	2.418 ± 0.024	2.437 ± 0.160	2.210 ± 0.044	11.45	17 ± 5
BDX18945	8.230 ± 0.071	1.051 ± 0.014	2.093 ± 0.085	2.880 ± 0.026	2.545 ± 0.160	2.487 ± 0.044	8.76	17 ± 5
BDX18946	8.516 ± 0.077	1.086 ± 0.015	2.263 ± 0.093	2.724 ± 0.027	2.762 ± 0.178	2.494 ± 0.048	8.30	17 ± 5
BDX18947	8.577 ± 0.073	1.083 ± 0.014	2.130 ± 0.085	2.886 ± 0.026	2.918 ± 0.195	2.508 ± 0.044	12.12	17 ± 5
BDX18948	9.309 ± 0.099	1.164 ± 0.020	2.488 ± 0.126	3.222 ± 0.036	3.136 ± 0.238	2.855 ± 0.066	11.42	17 ± 5
BDX18949	9.854 ± 0.095	1.316 ± 0.020	2.408 ± 0.115	3.350 ± 0.034	3.380 ± 0.266	2.879 ± 0.060	10.18	17 ± 5
BDX18950	9.459 ± 0.093	1.187 ± 0.019	2.427 ± 0.113	2.960 ± 0.032	2.971 ± 0.213	2.694 ± 0.059	13.32	17 ± 5
BDX18951	9.631 ± 0.080	1.155 ± 0.015	2.460 ± 0.093	3.185 ± 0.028	3.35 ± 0.192	2.823 ± 0.049	15.41	17 ± 5
BDX18952	10.58 ± 0.089	1.220 ± 0.016	2.732 ± 0.104	3.271 ± 0.030	3.539 ± 0.234	3.002 ± 0.054	18.64	17 ± 5
BDX18953	10.941 ± 0.093	1.332 ± 0.018	2.672 ± 0.106	3.234 ± 0.030	3.553 ± 0.231	2.953 ± 0.055	17.59	17 ± 5

$W_{mea.}$: Measured *in situ* water content | $W_{app.}$: water content value used for dose rate calculation

For both samples the water content was measured on arrival in the laboratory, however, for Collias this was a couple of months after the sampling in the field.

Annexe 3

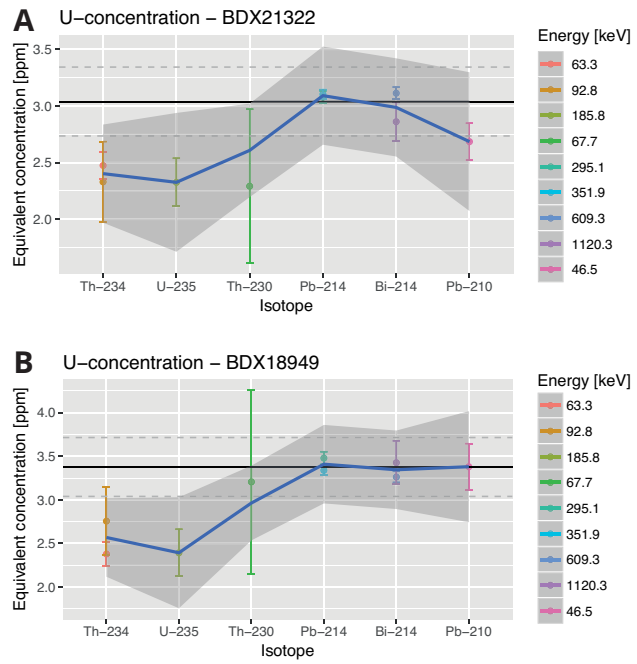


Figure B10: Nuclide concentration plots for one sample from Collias (A) and Lautagne (B) exemplifying the encountered radioactive disequilibria. In both cases, the equivalent U concentration obtained from pre-Ra nuclides results in lower values than equivalent U concentrations obtained from post-Ra nuclides. The presumed leaching of ^{210}Pb is not relevant in the considered time frame.

1.2.3 Luminescence ages and interpretation

The final luminescence ages are displayed in Figs. B11 and B12 for Collias and Lautagne, and numerical results are listed in Table B4. Full details for all scenarios are provided as additional supplement (*DRAC* CSV-file). In both figures, age based on extrem dose-rate scenarios considering equivalent U values derived from pre-Ra and post-Ra nuclides are visualised using a diamond.

Collias In Collias, all samples were taken from a single profile wall. All ages increase with depth (Fig. B11 displays samples order by their stratigraphy), but appear to reach a plateau in the lower part of the profile (BDX21327–BDX21329). The outer age margins are ca 25 ka (top) and 100 ka (bottom). Age inversions overlap within uncertainties and are not considered significant. While this pattern is similar for ages calculated as mean \pm standard error of the mean (displayed in blue) and using the ‘baSAR’ modelling approach (displayed in red), the Bayesian approach leads to considerable older ages in the lower part of the profile. Nevertheless, given the luminescence age and D_e values close to commonly accepted saturation values for quartz luminescence measured in the UV wavelength region, an age underestimation cannot be excluded and ages must be interpreted cautiously. Unfortunately, the IR-RF age results (samples BDX21322 and BDX21329; K-feldspar fraction) appear to suffer from insufficient signal bleaching. BDX21322 exhibits an age roughly two times as old as the age from the quartz fraction. In Fig. 11 the age result of sample BDX21329 is even off-scale and not shown in the plot.

Additionally, the cause of the aforementioned broad D_e distributions either due to poor bleaching during the periods of geomorphic activity in the first place, and/or secondary sediment mixing during the periods of geomorphic stability and pedogenesis, remain unresolved. Thus the OSL ages (see below) for Collias provide an important first estimate for the site, but should not be over-interpreted

Lautagne At Lautagne, samples were taken from two different profiles in close vicinity and ages are displayed in two different age-depth plots (Figs. B12A–B). Ages range from ca 7.5 ka (top) to 31 ka (bottom) and increase slightly with depth. It appears that samples BDX18949 and BDX18950 show an age inversion, which is repeated in a similar stratigraphic (not similar depth) in the second profile (Fig. B12). Therefore, it is likely that both age inversions refer to a similar transportation process at the site of Lautagne.

Annexe 3

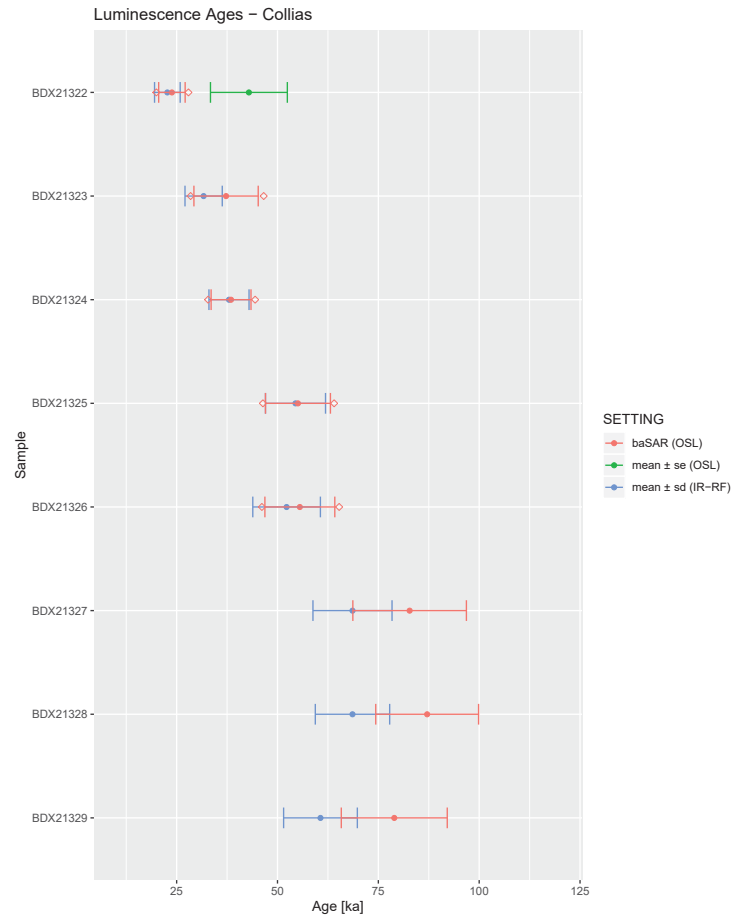


Figure B11: The graph shows quartz and feldspar luminescence ages stratigraphically ordered for the profile Collias. Red symbols show luminescence ages for which the central dose was obtained using model ‘baSAR’. Other ages plotted as quoted in the legend. The IR-RF age of sample BDX21329 is off the scale (> 125 ka; cf. Table B4). The red diamonds indicate minima and maxima ages for the two dose-rate scenarios taking into account the equivalent U concentration obtained from pre-Ra and post-Ra. Samples BDX21327–BDX21329 did not show a radioactive disequilibrium. Error bars show a 2σ interval.

Annexe 3

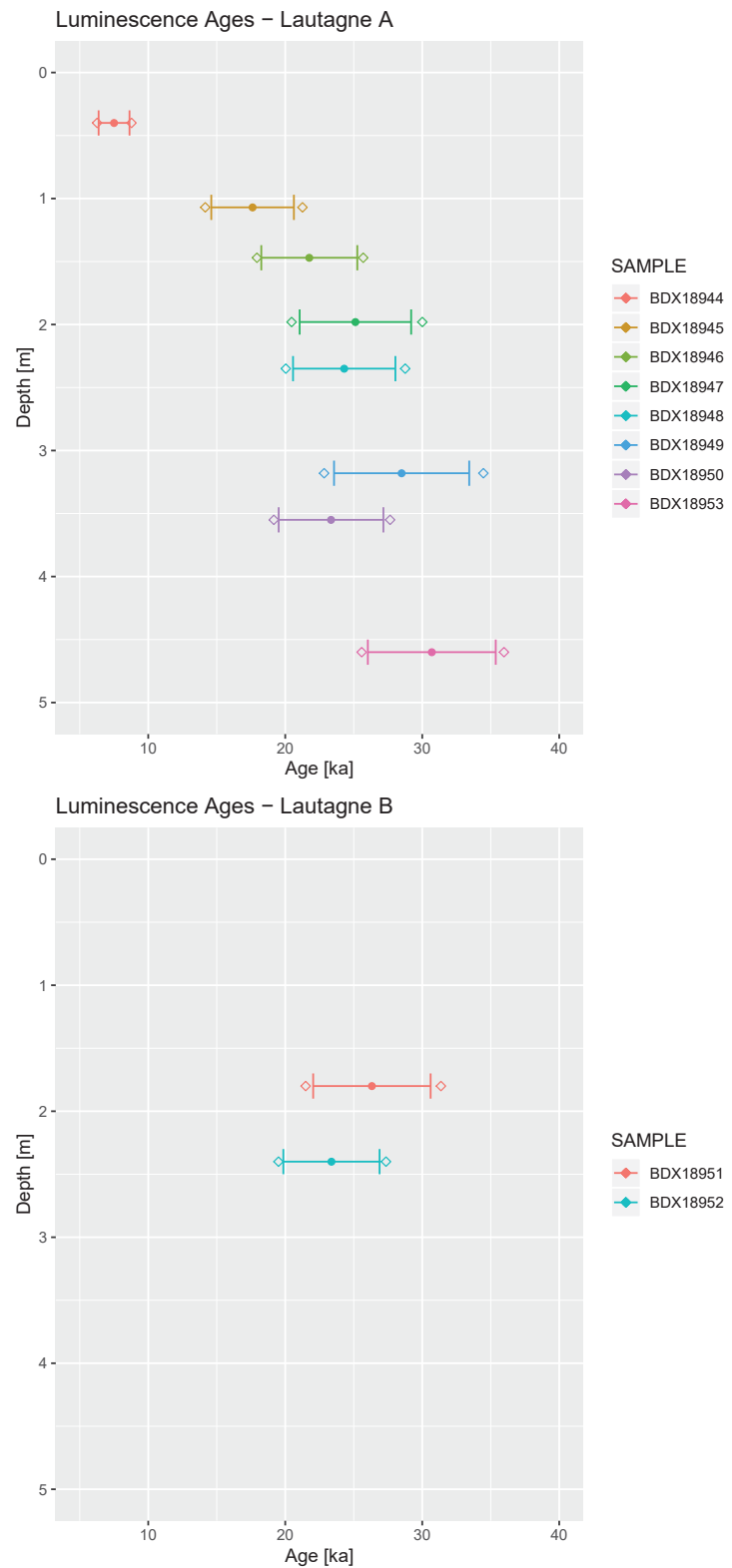


Figure B12: Age-depth plots of the fine grain quartz ages of the site Lautagne. Shown are mean ages and standard errors of the mean using the average dose model (2σ). The samples originate from two separate at the site Lautagne and are thus presented in two separate plots (A, top) and (B, bottom). The diamonds indicate the limits for the extreme dose-rate scenarios (equivalent U determined from pre-Ra and post-Ra).

Table B4: Final dose rates, equivalent (D_e) and age values. Standard errors are quoted as 1σ , rounded to one digit. Final ages taken for this study are quoted in **bold** numbers. For full details see the supplementary DRAC CSV-file.

Setting	Sample	M.	D_α [Gy.ka ⁻¹]	External dose rate D_β [Gy.ka ⁻¹]	(water corr.) D_γ [Gy.ka ⁻¹]	Internal dose rate D_α [Gy.ka ⁻¹]	D_β [Gy.ka ⁻¹]	D_γ [Gy.ka ⁻¹]	$D_{cosm.}$ [Gy.ka ⁻¹]	$D_{ext.}$ [Gy.ka ⁻¹]	$D_{int.}$ [Gy.ka ⁻¹]	$D_{enu.}$ [Gy.ka ⁻¹]	D_e [Gy]	Age [ka]
Collias-Q	BDX21322	Q	0.0±0.0	1.1±0.1	0.8±0.0	0.0±0.0	0.3±0.0	2.2±0.1	0.0±0.0	0.0±0.0	0.0±0.0	2.2±0.1	48.9±2.5	22.7±1.6
Collias.BAY	BDX21322	Q	0.0±0.0	1.1±0.1	0.8±0.0	0.0±0.0	0.3±0.0	2.2±0.1	0.0±0.0	0.0±0.0	0.0±0.0	2.2±0.1	51.4±2.6	23.8±1.7
Collias.IRRF	BDX21322	F	0.1±0.0	1.1±0.1	0.8±0.0	0.0±0.0	0.6±0.2	2.3±0.1	0.6±0.2	0.6±0.2	0.6±0.2	2.9±0.2	125.5±9.8	42.9±4.9
Collias-Q	BDX21323	Q	0.0±0.0	1.0±0.1	0.8±0.0	0.0±0.0	0.2±0.0	1.9±0.1	0.0±0.0	0.0±0.0	0.0±0.0	1.9±0.1	60.9±3.4	31.7±2.4
Collias.BAY	BDX21323	Q	0.0±0.0	1.0±0.1	0.8±0.0	0.0±0.0	0.2±0.0	1.9±0.1	0.0±0.0	0.0±0.0	0.0±0.0	1.9±0.1	71.6±7.0	37.3±4.1
Collias-Q	BDX21324	Q	0.0±0.0	1.0±0.1	0.8±0.0	0.0±0.0	0.2±0.0	1.9±0.1	0.0±0.0	0.0±0.0	0.0±0.0	1.9±0.1	71.1±3.2	38.0±2.5
Collias.BAY	BDX21324	Q	0.0±0.0	1.0±0.1	0.8±0.0	0.0±0.0	0.2±0.0	1.9±0.1	0.0±0.0	0.0±0.0	0.0±0.0	1.9±0.1	72.0±3.1	38.5±2.5
Collias-Q	BDX21325	Q	0.0±0.0	0.9±0.0	0.7±0.0	0.0±0.0	0.1±0.0	1.7±0.1	0.0±0.0	0.0±0.0	0.0±0.0	1.7±0.1	93.7±4.6	54.5±3.8
Collias.BAY	BDX21325	Q	0.0±0.0	0.9±0.0	0.7±0.0	0.0±0.0	0.1±0.0	1.7±0.1	0.0±0.0	0.0±0.0	0.0±0.0	1.7±0.1	94.7±5.3	55.1±4.1
Collias-Q	BDX21326	Q	0.0±0.0	1.0±0.1	0.8±0.0	0.0±0.0	0.1±0.0	1.9±0.1	0.0±0.0	0.0±0.0	0.0±0.0	1.9±0.1	100.5±6.6	52.3±4.3
Collias.BAY	BDX21326	Q	0.0±0.0	1.0±0.1	0.8±0.0	0.0±0.0	0.1±0.0	1.9±0.1	0.0±0.0	0.0±0.0	0.0±0.0	1.9±0.1	106.8±6.7	55.5±4.4
Collias-Q	BDX21327	Q	0.0±0.0	1.1±0.1	0.9±0.0	0.0±0.0	0.1±0.0	2.0±0.1	0.0±0.0	0.0±0.0	0.0±0.0	2.0±0.1	140.1±7.5	68.6±5.0
Collias.BAY	BDX21327	Q	0.0±0.0	1.1±0.1	0.9±0.0	0.0±0.0	0.1±0.0	2.0±0.1	0.0±0.0	0.0±0.0	0.0±0.0	2.0±0.1	169.1±12.1	82.8±7.2
Collias-Q	BDX21328	Q	0.0±0.0	1.3±0.1	1.1±0.1	0.0±0.0	0.1±0.0	2.5±0.1	0.0±0.0	0.0±0.0	0.0±0.0	2.5±0.1	172.0±8.1	68.6±4.7
Collias.BAY	BDX21328	Q	0.0±0.0	1.3±0.1	1.0±0.1	0.0±0.0	0.1±0.0	2.4±0.1	0.0±0.0	0.0±0.0	0.0±0.0	2.4±0.1	212.4±12.0	87.1±6.5
Collias-Q	BDX21329	Q	0.0±0.0	1.4±0.1	1.1±0.1	0.0±0.0	0.0±0.0	2.6±0.1	0.0±0.0	0.0±0.0	0.0±0.0	2.6±0.1	155.6±9.2	60.7±4.7
Collias.BAY	BDX21329	Q	0.0±0.0	1.4±0.1	1.1±0.1	0.0±0.0	0.1±0.0	2.6±0.1	0.0±0.0	0.0±0.0	0.0±0.0	2.6±0.1	202.5±14.1	78.9±6.7
Collias.IRRF	BDX21329	F	0.1±0.0	1.4±0.1	1.1±0.1	0.0±0.0	0.6±0.2	2.8±0.1	0.6±0.2	0.6±0.2	0.6±0.2	3.4±0.2	674.6±7.6	199.4±15.3
Lautagne.FGQ	BDX18944	Q	0.3±0.1	1.1±0.1	0.7±0.0	0.0±0.0	0.2±0.0	2.3±0.1	0.0±0.0	0.0±0.0	0.0±0.0	2.3±0.1	17.3±0.4	7.5±0.6
Lautagne.FGQ	BDX18945	Q	0.3±0.1	1.2±0.1	0.7±0.0	0.0±0.0	0.2±0.0	2.4±0.1	0.2±0.0	0.2±0.0	0.2±0.0	2.4±0.1	42.5±2.0	17.6±1.5
Lautagne.FGQ	BDX18946	Q	0.3±0.1	1.2±0.1	0.8±0.0	0.0±0.0	0.2±0.0	2.5±0.1	0.0±0.0	0.0±0.0	0.0±0.0	2.5±0.1	53.8±2.0	21.8±1.8
Lautagne.FGQ	BDX18947	Q	0.3±0.1	1.2±0.1	0.8±0.0	0.0±0.0	0.2±0.0	2.5±0.1	0.0±0.0	0.0±0.0	0.0±0.0	2.5±0.1	63.0±2.5	25.1±2.1
Lautagne.FGQ	BDX18948	Q	0.4±0.1	1.3±0.1	0.9±0.0	0.0±0.0	0.2±0.0	2.7±0.1	0.0±0.0	0.0±0.0	0.0±0.0	2.7±0.1	64.8±1.8	24.3±1.9
Lautagne.FGQ	BDX18949	Q	0.4±0.1	1.4±0.1	0.8±0.0	0.0±0.0	0.1±0.0	2.8±0.1	0.0±0.0	0.0±0.0	0.0±0.0	2.8±0.1	80.8±4.0	28.5±2.5
Lautagne.FGQ	BDX18950	Q	0.3±0.1	1.3±0.1	0.9±0.0	0.0±0.0	0.1±0.0	2.7±0.1	0.0±0.0	0.0±0.0	0.0±0.0	2.7±0.1	63.5±2.6	23.3±2.0
Lautagne.FGQ	BDX18951	Q	0.4±0.1	1.3±0.1	0.9±0.0	0.0±0.0	0.2±0.0	2.7±0.1	0.0±0.0	0.0±0.0	0.0±0.0	2.7±0.1	71.7±2.8	26.3±2.2
Lautagne.FGQ	BDX18952	Q	0.4±0.1	1.4±0.1	0.9±0.0	0.0±0.0	0.2±0.0	2.8±0.1	0.0±0.0	0.0±0.0	0.0±0.0	2.8±0.1	66.6±1.4	23.4±1.8
Lautagne.FGQ	BDX18953	Q	0.4±0.1	1.5±0.1	1.1±0.1	0.0±0.0	0.1±0.0	3.0±0.1	0.0±0.0	0.0±0.0	0.0±0.0	3.0±0.1	93.4±2.4	30.7±2.4

Q: coarse grain quartz; D_e values quoted as mean ± standard error of the mean. BAY: coarse grain quartz; D_e represent the 'baSAR' central dose and the standard error of the central dose.

IRRF: coarse grain feldspar measured with infrared radiofluorescence; D_e values quoted as mean ± standard deviation.

FGQ: fine grain quartz; D_e values quoted as mean ± standard error determined with the average dose model.

The final age calculations include the following systematic errors: D_α : 1%, D_β : 1%, D_γ : 5% (in situ measurements), D_γ : 3% (γ -ray spectrometry), β -source calibration: 3%.

Acknowledgements

The sample preparation of the samples from Lautagne was greatly supported by the luminescence team from the Justus-Liebig University of Giessen (head: Prof Dr Markus Fuchs), namely Veit van Diedenhoven and Urs Tilmann Wolpert, who helped out in times of need. The sample preparation of the samples from Collias was made possible by the luminescence team from the University of Bayreuth (head: Dr Christoph Schmidt) who gave us access to their sieving equipment. The remaining sample preparation in Bordeaux was supported by Julie Faure and Pierre Bidaud.

References

- Armitage, S.J., Bailey, R.M., 2005. The measured dependence of laboratory beta dose rates on sample grain size. *Radiation Measurements* 39, 123–127. doi:[10.1016/j.radmeas.2004.06.008](https://doi.org/10.1016/j.radmeas.2004.06.008).
- Bell, W.T., 1979. Attenuation Factors for the Absorbed Radiation Dose in Quartz Inclusions for Thermoluminescence Dating. *Ancient TL* 8, 2–13. URL: http://ancienttl.org/ATL_L3-3.pdf.
- Blume, H.P., Brümmer, G.W., Horn, R., Kandeler, E., Kögel-Knabner, I., Kretzschmar, R., Stahr, K., Wilke, B.M., 2010. *Lehrbuch der Bodenkunde (Scheffer/Schachtschabel)*, volume 16.
- Bosq, M., Bertran, P., Degeai, J.P., Kreutzer, S., Queffelec, A., Moine, O., Morin, E., 2018. Last Glacial aeolian landforms and deposits in the Rhône Valley (SE France): Spatial distribution and grain-size characterization. *Geomorphology* 318, 1–20. doi:[10.1016/j.geomorph.2018.06.010](https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2018.06.010).
- Brennan, B.J., Lyons, R.G., Phillips, S.W., 1991. Attenuation of alpha particle track dose for spherical grains. *International Journal of Radiation Applications and Instrumentation. Part D. Nuclear Tracks and Radiation Measurements* 18 (1-2), 249–253. doi:[10.1016/j.radmeas.2006.05.011](https://doi.org/10.1016/j.radmeas.2006.05.011).
- Combès, B., Philippe, A., Lanos, P., Mercier, N., Tribolo, C., Guérin, G., Guibert, P., Lahaye, C., 2015. A Bayesian central equivalent dose model for optically stimulated luminescence dating. *Quaternary Geochronology* 28, 62–70. doi:[10.1016/j.quageo.2015.04.001](https://doi.org/10.1016/j.quageo.2015.04.001).
- Dietze, M., Kreutzer, S., Burow, C., Fuchs, M.C., Fischer, M., Schmidt, C., 2016. The abanico plot: visualising chronometric data with individual standard errors. *Quaternary Geochronology* 31, 12–18. doi:[10.1016/j.quageo.2015.09.003](https://doi.org/10.1016/j.quageo.2015.09.003).
- Duller, G.A.T., 2007. Assessing the error on equivalent dose estimates derived from single aliquot regenerative dose measurements. *Ancient TL* 25 (1), 15–24. URL: http://ancienttl.org/ATL_25-1_2007/ATL_25-1_Duller_p15-24.pdf.
- Durcan, J.A., King, G.E., Duller, G.A.T., 2015. DRAC: Dose Rate and Age Calculator for trapped charge dating. *Quaternary Geochronology* 28, 54–61. doi:[10.1016/j.quageo.2015.03.012](https://doi.org/10.1016/j.quageo.2015.03.012).
- Frouin, M., Huot, S., Kreutzer, S., Lahaye, C., Lamothe, M., Philippe, A., Mercier, N., 2017. An improved radiofluorescence single-aliquot regenerative dose protocol for K-feldspars. *Quaternary Geochronology* 38, 13–24. doi:[10.1016/j.quageo.2016.11.004](https://doi.org/10.1016/j.quageo.2016.11.004).
- Gilbert, E.R., de Camargo, M.G., Sandrini-Neto, L., 2014. *rysgran*: Grain size analysis, textural classifications and distribution of unconsolidated sediments. CRAN version 2.1.0. URL: <https://CRAN.R-project.org/package=rysgran>.
- Guérin, G., Christophe, C., Philippe, A., Murray, A.S., Thomsen, K.J., Tribolo, C., Urbanova, P., Jain, M., Guibert, P., Mercier, N., Kreutzer, S., Lahaye, C., 2017. Absorbed dose, equivalent dose, measured dose rates, and implications for OSL age estimates: Introducing the Average Dose Model. *Quaternary Geochronology* 41, 1–32. doi:[10.1016/j.quageo.2017.04.002](https://doi.org/10.1016/j.quageo.2017.04.002).
- Guérin, G., Mercier, N., 2011. Determining gamma dose rates by field gamma spectroscopy in sedimentary media: Results of Monte Carlo simulations. *Radiation Measurements* 46 (2), 190–195. doi:[10.1016/j.radmeas.2010.10.003](https://doi.org/10.1016/j.radmeas.2010.10.003).
- Guérin, G., Mercier, N., Adamiec, G., 2011. Dose-rate conversion factors: update. *Ancient TL* 29 (1), 5–9. URL: http://ancienttl.org/ATL_16-2_1998/ATL_16-2_Adamiec_p37-50.pdf.

Annexe 3

- Guérin, G., Mercier, N., Nathan, R., Adamiec, G., Lefrais, Y., 2012. On the use of the infinite matrix assumption and associated concepts: A critical review. *Radiation Measurements* 47 (9), 778–785. doi:[10.1016/j.radmeas.2012.04.004](https://doi.org/10.1016/j.radmeas.2012.04.004).
- Guibert, P., Lahaye, C., Bechtel, F., 2009. The importance of U-series disequilibrium of sediments in luminescence dating: A case study at the Roc de Marsal Cave (Dordogne, France). *Radiation Measurements* 44 (3), 223–231. doi:[10.1016/j.radmeas.2009.03.024](https://doi.org/10.1016/j.radmeas.2009.03.024).
- Guibert, P., Schvoerer, M., 1991. TL dating: Low background gamma spectrometry as a tool for the determination of the annual dose. *International Journal of Radiation Applications and Instrumentation. Part D. Nuclear Tracks and Radiation Measurements* 18 (1-2), 231–238. doi:[10.1016/1359-0189\(91\)90117-Z](https://doi.org/10.1016/1359-0189(91)90117-Z).
- Hansen, V., Murray, A., Buylaert, J.P., Yeo, E.Y., Thomsen, K., 2015. A new irradiated quartz for beta source calibration. *Radiation Measurements* 81, 123–127. doi:[10.1016/j.radmeas.2015.02.017](https://doi.org/10.1016/j.radmeas.2015.02.017).
- Heydari, M., Guérin, G., 2018. OSL signal saturation and dose rate variability: Investigating the behaviour of different statistical models. *Radiation Measurements* 120, 96–103. doi:[10.1016/j.radmeas.2018.05.005](https://doi.org/10.1016/j.radmeas.2018.05.005).
- Huntley, D.J., Baril, M.R., 1997. The K content of the K-feldspars being measured in optical dating or in the thermoluminescence dating. *Ancient TL* 15 (1), 11–13. URL: http://ancienttl.org/ATL_15-1_1997/ATL_15-1_Huntley_p11-13.pdf.
- Kreutzer, S., Dietze, M., Burow, C., Fuchs, M.C., Schmidt, C., Fischer, M., Friedrich, J., 2019. Luminescence: Comprehensive Luminescence Dating Data Analysis. CRAN version 0.9.5. URL: <https://CRAN.R-project.org/package=Luminescence>.
- Kreutzer, S., Duval, M., Bartz, M., Bertran, P., Bosq, M., Eynaud, F., Verdin, F., Mercier, N., 2018a. Deciphering long-term coastal dynamics using IR-RF and ESR dating: A case study from Médoc, south-West France. *Quaternary Geochronology* 48, 108–120. doi:[10.1016/j.quageo.2018.09.005](https://doi.org/10.1016/j.quageo.2018.09.005).
- Kreutzer, S., Martin, L., Dubernet, S., Mercier, N., 2018b. The IR-RF alpha-Efficiency of K-feldspar. *Radiation Measurements* 120, 148–156. doi:[10.1016/j.radmeas.2018.04.019](https://doi.org/10.1016/j.radmeas.2018.04.019).
- Kreutzer, S., Schmidt, C., Fuchs, M.C., Dietze, M., Fischer, M., Fuchs, M., 2012. Introducing an R package for luminescence dating analysis. *Ancient TL* 30 (1), 1–8. URL: http://ancienttl.org/ATL_30-1_2012/ATL_30-1_Kreutzer_p1-8.pdf.
- Lai, Z., Zöller, L., Fuchs, M., Brückner, H., 2008. Alpha efficiency determination for OSL of quartz extracted from Chinese loess. *Radiation Measurements* 43 (2-6), 767–770. doi:[10.1016/j.radmeas.2008.01.022](https://doi.org/10.1016/j.radmeas.2008.01.022).
- Lindvall, A., Stjern, R., Alexanderson, H., 2017. Bleaching of quartz OSL signals under natural and laboratory light conditions. *Ancient TL* 35 (2), 12–20. URL: http://www.ancienttl.org/ATL_35-2_2017/ATL_35-2_Lindvall_p12-20.pdf.
- Løvborg, L., Kirkegaard, P., 1974. Response of 3" × 3" NaI(Tl) detectors to terrestrial gamma radiation. *Nuclear Instruments and Methods* 121 (2), 239–251. doi:[10.1016/0029-554X\(74\)90072-X](https://doi.org/10.1016/0029-554X(74)90072-X).
- Mejdahl, V., 1987. Internal radioactivity in quartz and feldspar grains. *Ancient TL* 5 (2), 10–17.
- Mercier, N., Falguères, C., 2007. Field gamma dose-rate measurement with a NaI(Tl) detector: re-evaluation of the ‘threshold’ technique. *Ancient TL* 25 (1), 1–4. URL: http://ancienttl.org/ATL_25-1_2007/ATL_25-1_Mercier_p1-4.pdf.
- Mercier, N., Kreutzer, S., Christophe, C., Guérin, G., Guibert, P., Lahaye, C., Lanos, P., Philippe, A., Tribolo, C., 2016. Bayesian statistics in luminescence dating: The ‘baSAR’-model and its implementation in the R package ‘Luminescence’. *Ancient TL* 34 (2), 14–21. URL: http://ancienttl.org/ATL_34-2_2016/ATL_34-2_Mercier_p14-21.pdf.

Annexe 3

- Murray, A.S., Wintle, A.G., 2000. Luminescence dating of quartz using an improved single-aliquot regenerative-dose protocol. *Radiation Measurements* 32 (1), 57–73. doi:[10.1016/S1350-4487\(99\)00253-X](https://doi.org/10.1016/S1350-4487(99)00253-X).
- Prescott, J.R., Hutton, J.T., 1994. Cosmic ray contributions to dose rates for luminescence and ESR dating: Large depths and long-term time variations. *Radiation Measurements* 23 (2-3), 497–500. doi:[10.1016/1350-4487\(94\)90086-8](https://doi.org/10.1016/1350-4487(94)90086-8).
- Preusser, F., Degering, D., Fuchs, M., Hilgers, A., Kadereit, A., Klasen, N., Krbetschek, M.R., Richter, D., Spencer, J.Q.G., 2008. Luminescence dating: basics, methods and applications. *Eiszeitalter und Gegenwart (Quaternary Science Journal)* 57 (1-2), 95–149. doi:[10.3285/eg.57.1-2.5](https://doi.org/10.3285/eg.57.1-2.5).
- R Core Team, 2019. R: A Language and Environment for Statistical Computing. Vienna, Austria. URL: <https://r-project.org>.
- Richter, D., Pintaske, R., Dornich, K., Krbetschek, M.R., 2012. A novel beta source design for uniform irradiation in dosimetric applications. *Ancient TL* 30 (2), 57–63. URL: http://ancienttl.org/ATL_30-2_2012/ATL_30-2_Richter_p57-64.pdf.
- Richter, D., Richter, A., Dornich, K., 2013. lexsyg — a new system for luminescence research. *Geochronometria* 40 (4), 220–228. doi:[10.2478/s13386-013-0110-0](https://doi.org/10.2478/s13386-013-0110-0).
- Roberts, H.M., 2008. The development and application of luminescence dating to loess deposits: a perspective on the past, present and future. *Boreas* 37 (4), 483–507. doi:[10.1111/j.1502-3885.2008.00057.x](https://doi.org/10.1111/j.1502-3885.2008.00057.x).
- Sauer, D., Kadereit, A., Kühn, P., Kösel, M., Miller, C.E., Shinonaga, T., Kreutzer, S., Herrmann, L., Fleck, W., Starkovich, B.M., Stahr, K., 2016. The loess-palaeosol sequence of Datthausen, SW Germany: Characteristics, chronology, and implications for the use of the Lohne Soil as a marker soil. *Catena* 146, 10–29. doi:[10.1016/j.catena.2016.06.024](https://doi.org/10.1016/j.catena.2016.06.024).
- Shepard, F.P., 1954. Nomenclature Based on Sand-silt-clay Ratios. *Journal of Sedimentary Petrology* 24 (3), 151–158.
- Trautmann, T., Krbetschek, M.R., Dietrich, A., Stolz, W., 1998. Investigations of feldspar radioluminescence: potential for a new dating technique. *Radiation Measurements* 29 (3-4), 421–425. doi:[10.1016/S1350-4487\(98\)00012-2](https://doi.org/10.1016/S1350-4487(98)00012-2).
- Trautmann, T., Krbetschek, M.R., Dietrich, A., Stolz, W., 1999. Feldspar radioluminescence: a new dating method and its physical background. *Journal of Luminescence* 85 (1-3), 45–58. doi:[10.1016/S0022-2313\(99\)00152-0](https://doi.org/10.1016/S0022-2313(99)00152-0).
- Valladas, G., 1978. A gamma ray irradiator. *PACT 3 - Revue du Réseau Européen de Sciences et Techniques appliquées au Patrimoine Culturel*, 439–442.
- Vandenbergh, D., De Corte, F., Buylaert, J.P., Kučera, J., Van den haute, P., 2008. On the internal radioactivity in quartz. *Radiation Measurements* 43 (2-6), 771–775. doi:[10.1016/j.radmeas.2008.01.016](https://doi.org/10.1016/j.radmeas.2008.01.016).

