amU
Aix Marseille Université

NNT : 0000AIXM0000

THÈSE DE DOCTORAT

Soutenue à Aix-Marseille Université
le 17 mars 2025 par

Naïs SIRDEYS

Où sont les sites ?
Processus géomorphologiques, taphonomies, risques archéologiques et naturels depuis la dernière glaciation en Méditerranée

Discipline
Sciences de l'Environnement

Spécialité
Géosciences

Écoles doctorales

ED 251 – Sciences de l'Environnement
ED 355 – Espaces, Cultures, Sociétés

Laboratoire/Partenaires de recherche

CEREGE, UM34
LAMPEA, UMR 7269

Composition du jury

Jean-Jacques BAHAIN Professeur, MNHN, HNHP	Rapporteur
Dominik FAUST Professeur émérite, Université de Dresde	Rapporteur
Fernando DIAZ DEL OLMO Professeur émérite, Université de Séville	Examinateur
Nick MARRINER Directeur de Recherche CNRS, ThéMA	Examinateur
Hélène TISSOUX Chercheure géologue, BRGM	Examinatrice
Edwige PONS-BRANCHU Professeure, UVSQ, LSCE	Présidente du jury
Olivier BELLIER Professeur, AMU, CEREGE	Directeur de thèse
Jean-Pierre BRACCO Professeur, AMU, LAMPEA	Co-directeur de thèse
Vincent OLLIVIER Ingénieur de Recherche, CNRS, LAMPEA	Co-encadrant de thèse, membre invité
Cyril MONTOYA Conservateur régional du SRA-PACA, Minist. de la Culture	Membre invité

cerege

LAMPEA UMR 7269

Affidavit

Je soussignée, Naïs SIRDEYS, déclare par la présente que le travail présenté dans ce manuscrit est mon propre travail, réalisé sous la direction scientifique de Olivier BELLIER, Jean-Pierre BRACCO et Vincent OLLIVIER, dans le respect des principes d'honnêteté, d'intégrité et de responsabilité inhérents à la mission de recherche. Les travaux de recherche et la rédaction de ce manuscrit ont été réalisés dans le respect à la fois de la charte nationale de déontologie des métiers de la recherche et de la charte d'Aix-Marseille Université relative à la lutte contre le plagiat.

Ce travail n'a pas été précédemment soumis en France ou à l'étranger dans une version identique ou similaire à un organisme examinateur.

Fait à Aix-en-Provence, le 17 janvier 2025

Naïs SIRDEYS



Cette œuvre est mise à disposition selon les termes de la Licence Creative Commons Attribution - Pas d'Utilisation Commerciale - Pas de Modification 4.0 International.

Affidavit

I, undersigned, Naïs SIRDEYS, hereby declare that the work presented in this manuscript is my own work, carried out under the scientific supervision of Olivier BELLIER, Jean-Pierre BRACCO and Vincent OLLIVIER, in accordance with the principles of honesty, integrity and responsibility inherent to the research mission. The research work and the writing of this manuscript have been carried out in compliance with both the French national charter for Research Integrity and the Aix-Marseille University charter on the fight against plagiarism.

This work has not been submitted previously either in this country or in another country in the same or in a similar version to any other examination body.

Place Aix-en-Provence, date 17 janvier 2025

Naïs SIRDEYS



Cette œuvre est mise à disposition selon les termes de la Licence Creative Commons Attribution - Pas d'Utilisation Commerciale - Pas de Modification 4.0 International.

Liste de publications et/ou brevets et participation aux conférences

1) Liste des publications réalisées dans le cadre du projet de thèse :

1. **Sirdeys, N.,** Ollivier, V., Bellier, O., Wackenheim, Q, Julie Dabkowski, Limondin-Lozouet, N., Antoine, P., Bracco, J-P, 2023. Integrated approach of sedimentary processes on paleosol and calcareous tufas in two Late Quaternary sequences in Mediterranean contexts (Southern France), Quaternaire, vol. 34/4. DOI : https://doi.org/10.4000/quaternaire.18641
2. **Sirdeys, N.,** Ollivier, V., Bellier, O., & Bracco, J. P, 2023. Utilisation d'un marqueur d'origine volcanique dans le sud du Grand Luberon pour retracer les systèmes de drainage et l'érosion des versants et vallons au Quaternaire. *Courrier scientifique du Parc naturel régional du Luberon et de la Réserve de biosphère Unesco Luberon-Lure,* n° 17 - 2023, p. 26 à 45.
3. F., Magnin, S., Martin, S., V., Ollivier & **N, Sirdeys,** 2024. What do Lateglacial and Holocene land snail communities tell us about the palaeoenvironments of Mediterranean France?. Boreas. https://doi.org/10.1111/bor.12681

2) Participation aux conférences et écoles d'été au cours de la période de thèse :

1. **Sirdeys N.,** Ollivier V., Bellier O., Bracco J-P., 2021, Localisation, présence/absence de sites archéologiques du Paléolithique en Méditerranée : Implications des processus géomorphologiques, taphonomiques et des risques naturels, 28ème Congrès des Doctorants en "Sciences de l'Environnement" (ED 251), 14-15 avril 2021, CEREGE.
2. **Sirdeys N**., Ollivier V., Bracco J-P., Bellier O., 2021, Où sont les sites ? Processus géomorphologiques, taphonomie, potentiels archéologiques et risques naturels en Méditerranée depuis la dernière glaciation, 29e Congrès Préhistorique de France : Hiatus, lacunes et absences : identifier et interpréter les vides archéologiques 31 mai-4 juin 2021 Toulouse (France).
3. **Sirdeys N.,** Ollivier, V., Bellier, O., Bracco, J.P., 2022 - Combining geomorphological, geochemical and sedimentological approach in the characterization of MIS 3 warming phases impact on the southern France morphosedimentary evolution: Towards a better understanding of the upper palaeolithic open air site distribution? International congress Quaternaire 13, Paleoclimate changes, landscape evolution and human societies: from sedimentary basins to industrial landscapes, 14-18 March 2022, Strasbourg, France.

4. **Sirdeys N.,** Ollivier V., Bellier O., Bracco J-P., 2023, Characterizing stratigraphic markers of Late Quaternary mediterranean landscapes (southeastern France): an integrated approach revealing detailed sedimentary processes and potential archeological taphonomies, XXI INQUA Congress, July 14th -20th 2023, Roma, Sapienza University.
5. **Sirdeys N.,** Bellier O., Ollivier V., 2023, Travertines between karsts and tectonics: a support for the analysis of fault activity and seismic hazard in southeastern France?, XXI INQUA Congress, July 14th -20th 2023, Roma, Sapienza University.

Résumé

D'importantes variabilités existent dans la répartition et la quantité de sites archéologiques de nombreuses périodes en Méditerranée. Les rythmes de sédimentation reconstitués sur les 50 000 dernières années dans cette région laissent suggérer un impact important des processus morphosédimentaires sur la préservation et/ou destruction de ces sites. Toutefois, ces tendances morphogéniques associées aux variations bioclimatiques restent à préciser sur une résolution suffisamment haute pour envisager d'identifier dans le détail ce qui relève des interactions Homme-milieux ou des conditions taphonomiques dans la spatialisation, la présence ou l'absence des sites. À partir d'une analyse géomorphologique multiscalaire (du bassin versant à l'échelle élémentaire) intégrant les corpus de données archéologiques et paléoenvironnementales et empruntant des pistes exploratoires en sédimentologie et géochimie, les résultats obtenus visent à mieux décrypter la part des processus complexes entrant en jeu dans la compréhension et la caractérisation des risques archéologiques sur le terrain. Ce niveau détaillé de lecture permettra aussi de mettre en évidence certains événements rapides (climat, crues, séismes, glissements de terrain…) ayant pu jouer sur la taphonomie des sites, les modes d'occupation humaine (risques naturels) et la façon dont les sociétés ont pu les surmonter ou s'adapter aux changements environnementaux.

Mots clés : géomorphologie, archéologie, risques, taphonomie, Méditerranée

Abstract

Significant variabilities exist in the distribution and the quantity of archaeological sites from many periods in the Mediterranean. The reconstructed sedimentation rates over the last 50,000 past years in this region suggest a significant impact on morphosedimentary processes leading to the preservation and / or destruction of these sites. However, these morphogenic trends associated with bioclimatic variations remain to be specified at a higher resolution to precisely identify what relates to human-environment interactions or taphonomic conditions in the spatialization, presence or absence of sites. Based on a multiscale geomorphological analysis (from the watershed to the elementary scale), this study integrates archaeological and paleoenvironmental data. Exploratory pathways using sedimentology and geochemistry are also included have been developed during this project. The results aim first, to better discriminate the complex processes involved and second, to increase the understanding and the characterization of archaeological risks in the field. This detailed level of reading also highlights rapid events (climate, floods, earthquakes, landslides, etc.) that may have affected the taphonomy of sites, human occupation patterns (natural risks) and the way in which societies have been able to overcome or adapt to environmental changes.

Keywords: Geomorphology, archeology, risks, taphonomy, Mediterranean

Remerciements

Le moment est venu de consacrer quelques mots à tous celles et ceux qui ont rendu cette aventure possible ! De nombreuses personnes ont nourri ce travail qui a débuté, il y a de cela un peu plus de quatre années. Toutes méritent mes plus sincères remerciements. C'est donc, en tâchant de n'oublier personne, que je déroule ces quelques lignes.

Tout d'abord, je souhaiterais remercier mes directeurs de thèse, Vincent Ollivier, Olivier Bellier et Jean-Pierre Bracco qui ont pleinement assumé la difficile tâche d'un encadrement solide, avec beaucoup de professionnalisme et de confiance.
Vincent, je tiens à te remercier infiniment pour ce beau voyage que tu m'as proposé il y a plus de cinq ans. Ton investissement, ta passion et ton humanité ont été des sources d'inspiration et de soutien tout au long de ce parcours. Ta patience, ton enthousiasme sans failles pour notre discipline, et ton optimisme m'ont beaucoup aidée. Je te remercie pour ta confiance, ton soutien, pour ces terrains partagés, pour ces conversations enrichissantes et interminables, et pour les opportunités et rencontres que tu m'as offertes.

Je tiens à témoigner toute ma reconnaissance à Olivier, dont la présence n'a jamais fait défaut, même avec des responsabilités dignes de celles d'un ministre ! Ce soutien inébranlable et à toute épreuve m'a permis d'avancer de manière confiante tout au long de ce voyage. Je te suis profondément reconnaissante et te remercie pour ton engagement à toute épreuve.
Enfin, un grand merci à Jean-Pierre pour les judicieux conseils, les relectures attentives, les réponses éclairées aux questions archéologiques ainsi que pour les encouragements et l'optimisme persistant tout au long de ce projet. Une profonde reconnaissance pour l'ensemble de ce soutien tout au long de cette aventure. Merci.

Je souhaite aussi remercier les rapporteurs, Jean-Jaques Bahain et Dominik Faust, pour avoir accepté d'évaluer ce travail, ainsi que Edwige Pons-Branchu, Nick Marriner, Hélène Tissoux et Fernando Diaz del Olmo pour avoir accepté d'intégrer le jury.

Je tiens également à remercier le personnel de l'école doctorale 251, et notamment, Isabelle Hammad, pour son écoute et sa disponibilité.

Je tiens à exprimer une grande reconnaissance envers mes laboratoires d'accueil, le **CEREGE** et le **LAMPEA**, ainsi qu'à leurs équipes de direction, techniques et de recherche, qui ont toujours eu à cœur de soutenir leurs doctorants en leur offrant des espaces de travail de qualité et en cultivant des moments de partage et de convivialité. Je remercie particulièrement la plateforme de biochimie du LAMPEA, Gwenaëlle et Guy, pour leur soutien constant et leur accompagnement dans ma prise en main des outils. Gwenaëlle,

ton enthousiasme et ton énergie communicative ont été une vraie source d'inspiration. Mes remerciements s'adressent également aux plateformes OSL et Chimie du CEREGE, qui m'ont accueillie durant mes analyses. Un grand merci à Magali, au labo comme sur le terrain, pour les connaissances acquises en OSL, ainsi qu'à Bernard et Adrien pour leur aide.
Une reconnaissance toute particulière est à adresser aux collègues doctorants, postdoctorants, masterants avec lesquels j'ai pu partager les locaux, mais aussi des discussions, des rires, des inquiétudes et surtout de bons souvenirs ! Je ne pourrais tous vous citer, mais je sais que vous vous reconnaitrez. Un grand merci à vous !

Maintenant, un mot particulier à toutes ces personnes qui partage ce goût des connaissances, de la transmission et une passion pour les sciences environnementales. Pour leurs invitations à de multiples occasions sur les terrains de la région, je remercie Stéphane Legal (Parc Naturel Régional du Luberon) pour la découverte du site de Fontienne, et son soutien sur le territoire du Luberon.
Je tiens à remercier Olivier Sivan (INRAP) pour ses conseils précieux tout au long de cette thèse, qu'il s'agisse du terrain, du Comité de thèse ou de projections de carrière. Merci pour ces dialogues sereins et fructueux. J'en profite également pour remercier Thibaut Devièse (CEREGE), second membre de mon Comité de thèse, pour ses conseils toujours pertinents, son écoute attentive et son accessibilité, qui m'ont permis de progresser dans ma recherche avec confiance.
Je remercie également Frédéric Magnin (IMBE), pour les quelques missions de terrain partagées aux abords de Manosque et les échanges portant sur les séquences travertineuses de la région, où je retiendrais la gentillesse et surtout la truelle qui m'a été d'un grand secours sur le terrain !
Un remerciement à Brigitte Talon (IMBE) pour sa disponibilité et sa réactivité pour m'éclairer sur la nature parfois peu discernable de nos charbons.

Je remercie aussi les équipiers du LGP, Quentin Wackenheim, Julie Dabkowski et Nicole Limondin-Lozouet, pour ces missions partagées devant ces belles séquences de tufs de Pont de Joux et du Jonquier, ainsi que pour leurs connaissances sur les paléoenvironnements et la malacologie.

À toute l'équipe Cosquer, dirigée par Cyril Montoya, ces quelques moments passés en entrainement, sous l'eau et en grotte, voire en tournage, m'ont nourri d'une vision de la recherche aux savoir-faire multiples, stimulante, où l'aventure humaine partagée avec des personnes passionnées s'effectue aussi dans des endroits aussi insolites que merveilleux.

Dans un tout autre contexte et même projet, je tiens à remercier l'équipe OMEAA de Lyon, où l'accueil chaleureux et les échanges m'ont particulièrement aidée au cours de cette thèse.

Une pensée particulière et un grand remerciement pour Bahia et Myrco Ollivier et l'aide précieuse qu'ils m'ont apportée à plusieurs reprises sur le terrain et au laboratoire. Leur

bonne humeur, et leurs dessins sur les tableaux ont nettement amélioré l'ambiance et la décoration ! Merci pour ces moments partagés qui ont rendu cette aventure encore plus agréable.

Un seul "merci" ne serait pas suffisant pour le soutien inconditionnel reçu de la part de ma famille, de mes amis et de mes proches. Vous y avez cru (plus que moi parfois) depuis le début et ces encouragements ont tellement compté ! Merci infiniment pour tout votre amour et votre soutien, je suis chanceuse de vous avoir.

Pour conclure, je rends hommage à la Provence et à ses paysages, une terre qui ne cesse de m'émerveiller.

Table des matières

Affidavit **3**
Affidavit **4**
Liste de publications et/ou brevets et participation aux conférences **5**
Résumé **7**
Abstract **8**
Remerciements **9**
Table des matières **9**
Table des figures **17**
Table des tableaux **33**
Introduction générale **39**
1. Des hommes et des paysages en Méditerranée 41
2. Cadre et financements 42
2.1. Environnements méthodologiques et collaborations scientifiques 42
2.2. Financements, soutiens logistiques et scientifiques 44
3. Conclusion 46
Chapitre 1 : Contexte scientifique et définitions **49**
1. Où sont les sites ? 49
1.1. Du constat au positionnement épistémologique 49
2. Cadre géographique de la zone d'étude : la Provence 51
2.1. Naissance des chaînons de la Provence Occidentale : un héritage géologique et tectonique de plusieurs centaines de millions d'années 52
2.2. Le Quaternaire provençal : un paysage en perpétuelle évolution 54
2.3. Climat et végétation méditerranéenne 56
Chapitre 2 : Méthodologies **61**
1. Introduction 61
2. Du choix des sites aux campagnes de terrain 62
2.1. Un bilan archéologique et géomorphologique 62
2.2. Une étude ciblée autour de marqueurs sédimentaires clés 64
2.3. De la prospection à l'échantillonnage systématique 65
3. Des stratégies analytiques chronologiques, sédimentologiques et physico-chimiques 70
3.1. Des datations 70
3.2. Des analyses sédimentologiques et physico-chimiques 72
4. Une réflexion sur le traitement et la mise en relation des données issues de la plateforme PlaSédO 82
5. Les données paléoenvironnementales 83
5.1. Malacologie (Q. Wackenheim, N. Limondin-Lozouet, F. Magnin) 83
5.2. Anthracologie (en collaboration avec B. Talon) 84
6. Les bases de données complémentaires 84
6.1. Les bases de données géoréférencées 84
6.2. Les données climatiques et paléoenvironnementales 85

7. Conclusion 86
Chapitre 3 : La caractérisation des marqueurs de phases tempérées du Pléistocène en Provence 91
1. Introduction 91
1.1. Les occupations en Provence au cours du Pléistocène 91
1.2. Les formations héritées des interstades du Pléistocène ciblées dans cette étude 95
1.3. Les paléosols méditerranéens : un héritage des périodes tempérées et fenêtres sur les conditions stables du passé 100
2. Les sites d'étude 106
3. La méthodologie 108
3.1. Les méthodes d'acquisition utilisées sur les dépôts pléistocènes 108
3.2. Utilisation et traitement des données issues des propriétés sédimentologiques utilisées 108
3.2.1. Construction et utilisation des indices géochimiques 109
3.2.2. L'inter-comparaison entre les différents massifs montagneux étudiés 112
4. Les résultats des coupes stratigraphiques et séquences pédologiques 116
4.1. Le ravin du Mirail et sa séquence de référence pour le Pléistocène : MIR-11 116
4.1.3. Synthèse des données pour la séquence de référence de MIR-11 144
4.2. Les formations du Pléistocène Moyen 146
4.3. Les formations du Pléistocène Supérieur 159
4.4. Les séquences non-datées 204
4.5. Inter-comparaison des sites 217
4.6. Conclusion et apports des résultats 224
5. Discussion 226
5.1. Synthèse et discussion des résultats 226
5.2. Discussion des résultats à échelle régionale au regard des données paléoenvironnementales et des occupations dans le S-E de la France et en domaine méditerranéen 241
6. Conclusions de ce chapitre 259
Chapitre 4 : La caractérisation des marqueurs holocènes : Les tufs calcaires 263
1. Introduction 263
1.1. Les occupations en Provence entre le Tardiglaciaire et l'Holocène récent 263
1.2. Les archives paléoenvironnementales supports de cette étude : les formations de tufs 265
1.3. Les tufs : une archive à privilégier dans l'étude des relations sociétés-environnement et climat 270
2. Les sites d'études 274
3. La méthodologie 276
4. Les résultats 280
4.1. La séquence de la Thomassine (Manosque, Grand Luberon méridional et oriental) 280
4.2. Le ravin du Mirail 296

4.3. La coupe MIR-1 (Mirail-Riou) « la Stèle » (Luberon) 300
4.4. La coupe MIR-5 « Le Verger » (Mirail-Riou) (Luberon) 307
4.5. La coupe MIR-8 (Mirail) (Luberon) 314
4.6. Comparaisons inter-coupes des propriétés géochimiques dans le ravin du Mirail : 320
4.7. La séquence de Pont de Joux (Auriol, vallée de l'Huveaune) 336
4.8. La séquence du Jonquier (Salernes, vallée de la Bresque) 348
5. Discussion 365
5.1. Synthèse et discussion des résultats 365
5.2. Discussion des résultats à échelle régionale au regard des données paléoenvironnementales et des occupations dans le S-E de la France et en domaine Méditerranéen au Tardiglaciaire et à l'Holocène 381
Conclusions de ce chapitre 404
Chapitre 5 : Synthèse et applications : Où sont les sites ? 409
1. Où sont les sites ? 409
1.1. Paléolithique Supérieur : quelle conservation possible pour les sites de plein air associés ? 409
1.2. Au Tardiglaciaire et à la fin de l'Holocène ancien 410
1.3. La 1ère moitié de l'Holocène moyen (Néolithique ancien et moyen) 410
1.4. La 2ème moitié de l'Holocène moyen (Néolithique final) 412
1.5. A l'Holocène récent (Antiquité et période médiévale) 413
1.6. Synthèse sur les marqueurs utilisés 414
2. Projections climatiques : vers une meilleure gestion des risques pour le patrimoine archéologique 415
2.1. Rapports du GIEC et scénarios futurs : la Méditerranée comme "hotspot" de vulnérabilité face au changement climatique 415
2.2. Conséquences pour le patrimoine : quelques exemples régionaux 418
2.3. Intégration de la grille de lecture à la lecture de terrain pour une meilleure détection et gestion des aléas sur le patrimoine et l'environnement 421
Conclusion et Perspectives 425
Bibliographie 437
ANNEXES 473
Annexes I – Tests en laboratoire 473
Annexe I.1. Tests de fiabilité de la détection des éléments traces au pXRF 473
Annexe I.2. Tests de granulométrie 475
Annexes II – Résultats bruts des séquences de paléosols 477
Annexes III – Données micromorphologiques 482
Annexes III – Résultats bruts des séquences de tufs calcaires 485
Annexes IV – Données supplémentaires 491
Annexe IV.1. Gain et perte d'éléments 491
Annexe IV.2. Marseilleveyre (Calanques) 493
Annexe IV.3. La séquence Holocène de la Jaïncel 494

Table des figures

Figure 1. Carte géologique du S-E de la France (extraite de Thomas *et al.,* 2017 et modifiée de Molliex *et al.,* 2011). 52

Figure 2. Localisations des sites d'étude de la thèse 63

Figure 3. Quelques exemples de coupes cryoclastiques à horizons pédologiques étudiées au cours de cette thèse : A/ Coupe de Terre-Rouge, Cucuron, Luberon (43.799183°N - 5.467100°E) (Ollivier, 2006) ; B/ Coupe du ravin du Devens, Méthamis, Monts de Vaucluse (44.007032°N - 5.241091°E) (inédite) (Cf. Chapitre 3). 66

Figure 4. Quelques exemples de séquences de tufs calcaires Holocènes étudiées au cours de cette thèse : A/ Coupe de Pont de Joux, Auriol (rive droite de la vallée de l'Huveaune, 43.367°N - 5.616°E) B/ Relevé stratigraphique et échantillonnage de la coupe (Sirdeys *et al.,*2023c) ; C/Relevé stratigraphique de la coupe de la Stèle MIR-1, Peypin d'Aigues (Ravin du Mirail, Luberon, 43.753°N - 5.542°E.) (Ollivier, 2006) ; D/ Photo montage de la coupe MIR-1 (Ollivier, 2006) (*Cf*. **Chapitre 4**). 68

Figure 5. Exemples de sondages et fouilles archéologiques qui ont alimenté la thèse : A/ Tranchée archéologique sur le site de fouille archéologique programmée St-Pierre 2 (Thorame-Basse, Alpes de Haute Provence) (A. Lattard, CCJ) ; B/ Vue de la vallée glaciaire depuis le site de St-Pierre 2 ; C/ Site de la Combette (Lourmarin, Vaucluse) (Texier *et al.,* 2003) ; D/ Site des Abris 2 (Beaulieu, Gard) ; E/ Voie romaine sur le site d'archéologie préventive de Camp Sarlier (Aubagne, Bouches-du-Rhône; INRAP) ; F/ Exemple d'un tumulus Néolithique sur le site de Camp Sarlier. 69

Figure 6. Plateforme de Sédimentologie Opérationnelle (PlaSédO) du LAMPEA (UMR7269) 70

Figure 7. A/ Prélèvement OSL dans la sablière de Fontienne (43.997653°N - 5.786215°E) (M. RIZZA à droite, V. OLLIVIER à gauche) ; B/Vue de l'extrémité d'un tube de prélèvement OSL au sein de l'horizon pédologique du ravin des Avaranches, Fontienne (43.993566°N - 5.785555°E) ; C/ Dosimètre en prise de mesure, Gravière de St-Antonin sur Bayon (43.520912°N - 5.575329°E). 71

Figure 8. A/ Référentiel sphérique CIELab : L* (blanc/noir), b* (bleu/jaune) et a* (vert/rouge). B/ Photographie du spectrocolorimètre portable Konica Minolta CM-700d utilisé au cours de cette thèse (Source image appareil : https://www5.konicaminolta.eu) 73

Figure 9.Tableau périodique des éléments présentant les imites de détection de l'appareil. (Source image : https://www.olympus-ims.com) 74

Figure 10. Calcimètre digital FOGII (source image : https://agronomie.sdec-france.com/calcimetre-sol.html) 75

Figure 11. Prélèvements des blocs pour confection de lames-minces dans la séquence pédologique MIR-11 (Mirail, Luberon) ; B/ Lames minces. 77

Figure 12. Exemple de lame-mince entière et d'observations au microscope (HRX-01) pour étude micromorphologique : A/ Lame-mince MM3.1 de l'horizon pédologique

(Btwb1) de la séquence MIR-11 ; B et C/ Observations au microscope numérique HRX-01 : grain de quartz pris dans une matrice argilo-limoneuse en lumière plane polarisée (PPL pour « Plane-Polarized Light » en anglais) (B) en lumière polarisée croisée (XPL pour « Cross-polarized Light ») (C). 78

Figure 13. Nombre de publications utilisant la granulométrie basée sur l'analyse d'images de particules déterminé à partir d'une recherche effectuée en octobre 2023 dans la base de données bibliographique Web of Science, en utilisant les mots-clés 'Grain size image sizing'. Cette recherche a été restreinte aux catégories 'Environmental sciences', 'Geoscience Multidisciplinary' et 'Geography Physical', pour les 20 dernières années.79

Figure 14. Analysette 28 Fritsch et schéma de la couverture granulométrique couverte, et schéma du système (source : Krawczykowski, 2018, modifiée). A/ Vue externe de l'Analysette 28 avec ses deux modules de mesures (voie humide et sèche) reliée à un ordinateur qui permet la visualisation des images et le premier aperçu des données ; B/Vue interne du module de mesure par voie sèche mettant en scène la caméra, le caisson d'observation, la source lumineuse et la barre d'alimentation sur laquelle transitent les échantillons avant de tomber en chute libre devant la caméra et la source lumineuse dans le caisson. 80

Figure 15. Classification granulométrique utilisée (Blott et Pye, 2001 ; Udden 1914 ; Wentworth ; 1922). 80

Figure 16. Interface du logiciel d'image-sizing Fritsch© : A/ Le graphe représente la distribution des grains mesurés en fonction de leur circularité (axe des ordonnées) et de leurs diamètres équivalents à la surface (« Area Equivalent Diameter » en µm, axe des abscisses) ; B/ Exemple d'une photographie d'un grain de quartz à l'Analysette 28 en voie humide. Les caractéristiques morphométriques du grain sont reportées sur la droite.82

Figure 17 – Schéma bilan des méthodologies employées au cours de cette thèse. 87

Figure 18. Succession simplifiée des chronocultures du Paléolithique supérieur (Bracco & Montoya, 2015) 92

Figure 19. Composition schématique d'un profil de sol moderne (à gauche) et d'un paléosol (à droite) d'après la Taxonomie des sols des États-Unis (1999) extraite de Orr & Roberts (2024). 97

Figure 20. Schéma simplifié des interrelations entre les sols et les différents forçages reliés au développement à leurs formation (Baize, 2020). 98

Figure 21. A/Industrie lithique (majoritairement Levallois) du Niveau 1 du site de Bérigoule (Murs); B/Coupe du site de Bérigoule faisant apparaître les deux horizons pédologiques riches en industries lithiques ; C/ Exemples de l'industrie lithique (potentiellement Levallois) du site de la Baume (Malaucène) ; D/ Coupe du site de la Baume avec le paléosol (crédit photo : P-J Texier). 104

Figure 22. Synthèse régionale des paléosols et esquisses de paléosols datées en Provence 105

Figure 23. Sites d'étude des horizons de sols : 1) Coupe de la Baume, Malaucène (Dutour *et al.,* 2002) ; 2) Site de Bérigoule, Murs (Brugal, Jaubert, and Texier 1989 ; Richter *et al.,* 2007) ; 3) Coupe du ravin du Devens, Méthamis (*inédit*); 4) Ravin du Mirail, Peypin

d'Aigues (Ollivier, 2006 ; Ollivier *et al.,* 2014) ; 5) Ravin du Loup, Cabrières d'Aigues (Ollivier, 2006) ; 6) Terre-Rouge, Cucuron (Ollivier, 2006 ; Ollivier *et al.,* 2014); 7) Coupe de Valvéranne, Manosque (*inédite*); 8) Coupe de la Jaïncel, Ongle (*inédite*) ; 9) Coupe des Avaranches, Fontienne (*inédite*) ; 10) Coupe de Jouques, Pont-de-Mirabeau (Magnin, 1993); 11) Gravière du Bayon, St-Antonin sur Bayon (Jorda et Provansal, 1992) ; 12) Carrière du Destet, Mouriès (Bruneton, ;Moreno, 2022) ; 13) Calanque de Marseilleveyre, (Bonifay, 1957 ; Collina-Girard dans Charles *et al.,* 2021).107

Figure 24. Synthèse de la grille de lecture appliquée pour la caractérisation des paléosols et basée sur les propriétés sédimentologiques analysées dans le cadre de ce travail (coloration, granulométrie, matière organique, indices élémentaires normalisés). L'ordre proposé pour la grille de lecture (*cf.* les numéros et la succession indiquée par les flèches) repose sur la priorisation des paramètres les plus fondamentaux dans l'évolution pédogénétique et paléoenvironnementale de ces sols développés majoritairement sur substrats riches en calcaires. 113

Figure 25. Exemple d'application de la méthode d'estimation de l'indice goethite/hématite à partir des données spectrocolorimétriques obtenues sur un échantillon de la séquence MIR-11 illustrant la courbe de réflectance (en noire) et la dérivée première de la courbe de réflectance (en bleue) en fonction des longueurs d'ondes. Les droites verticales en pointillé correspondent aux longueurs d'ondes associées à la goethite (λ = 445 et 525 nm) et à l'hématite (λ = 555, 560 et 575 nm). 114

Figure 26. A : Localisation du ravin du Mirail et des sites étudiés dans le bassin versant de l'Eze. 117

Figure 27. Modèle numérique de terrain du piémont sud du Luberon présentant la zone d'étude sur le piémont sud du Grand Luberon, le Mirail et les zones de prélèvements lithologiques (source fond de carte : BD Alti ®). L'ensemble des séquences étudiées dans le cadre de ce travail de thèse sont également reportées à l'exception de la séquence tuffeuse MIR-1 localisée plus à l'aval du cours d'eau (*Cf*. Figure 26.B). 119

Figure 28. A) Aperçu de la coupe à l'endroit des prélèvements ; B) Relevé stratigraphique avec la localisation de l'ensemble des prélèvements ; C) Report des scans des lames-minces micromorphologiques en fonction de leurs positions stratigraphiques et D) Blocs micromorphologiques prélevés pour confection des lames-minces. 122

Figure 29. Photomicrographies de sections minces sélectionnées des horizons analysés de MIR-11 (Mirail, Luberon) : Milieu de l'horizon **Btwb1** (**lame-mince MM4.1**) A) (PPL) : Remplissage d'argile rougeâtre (Inf) dans les vides ; B) (XPL) ; C) (PPL) : grain de calcaire altéré (aL) avec charbon (Char) et grain de quartz (Q) ; présence d'oxydations ferrugineuses diffuses (Fe) ; D) (XPL). Base de **l'horizon Btwb1** (**lame-mince MM4.2**) : E) (PPL) : grain de calcaire très altéré avec limites diffuses/floues (?); F) (XPL) ; G) (PPL) : grain de quartz très altéré (aQ) et couche d'argile poussiéreuse rougeâtre (cc) ; H) (XPL). 128

Figure 30. Photomicrographies de coupes minces sélectionnées dans les horizons analysés de MIR-11 (Mirail, Luberon) : Sommet de l'horizon **Btwb1** (lame-mince **MM3.1**) : A) (PPL) : remplissage d'argile poussiéreuse autour d'un nodule noir inconnu (graine ?) (n) avec des traces de résidus végétaux et un grain de calcaire

subanguleux altéré (aL) ; B) (XPL), C) (PPL) : nodule ferrugineux disorthique (n) ; D) (PPL) couche d'oxydation orthique (oc) autour de vides planaires (pv) et des vacuoles (v) dans l'horizon **Btwb1** (**lame-mince MM3.1**) ;E) Milieu de l'horizon **Btwb1** (**lame-mince MM3.2**) : E) grain de calcaire subangulaire avec couche d'oxydation (oc) (PPL) ; F) (XPL) ; G) (PPL) grains de quartz subangulaires (Q) et de calcaires arrondis (L) ; H) (XPL). 129

Figure 31. Photomicrographies de coupes minces sélectionnées dans les horizons analysés de MIR-11 (Mirail, Luberon) : A/ Sommet de l'horizon **Btwb1** (**lame-mince MM1.1**) avec un charbon de bois fragmenté (Ch) avec une couche d'argile poussiéreuse jaunâtre (cc) après la formation d'un vide planaire (pv) et B) le même, en lumière polaire croisée (XPL). C/ Milieu de l'horizon **Btwb1** (**lame-mince MM1.2**) présentant des microstructures vacuolaires (v) enveloppés dans des argiles jaunâtres avec grains de quartz de taille sableuse (Q) et des nodules ferrugineux orange (Fe) ; D/ (XPL). E/ Milieu de l'horizon **Btwb1** (**lame-mince MM2.1**, PPL) : grain de quartz altéré (aQ) entouré d'une argile sableuse poussiéreuse à revêtement argileux (cc) ; F/ (XPL). G/Base de l'horizon **Btwb1** (**lame-mince MM2.2**, PPL) : grain de calcaire arrondi et altéré avec des vides planaires (pv) et des chambres (c) ; présence de tissus végétaux récents (vt) et d'éléments redoximorphiques noirs (Fe) ; H/ (XPL). 130

Figure 32. Résultats des analyses sédimentologiques et physico-chimiques de la section MIR-11 étudiée : stratigraphie, spectrocolorimétrie (couleurs des sédiments), perte au feu (teneurs en matière organique), granulométrie, analyses élémentaires pour les éléments majeurs (pXRF) et calcimétrie (teneurs en carbonates). 131

Figure 33. Résultats géochimiques des éléments traces (pXRF) obtenus sur la séquence MIR-11 dans le ravin du Mirail (Peypin d'Aigues, Luberon). Les fonds colorés correspondent aux phases de sédimentations distinctes : les phases cryoclastiques (en gris), les phases pédologiques (en orangé) et l'anomalie observée au sein du sol dans les niveaux S10 et S11 (en violet) (Sirdeys *et al.,* 2023b). 133

Figure 34. Résultats des analyses géochimiques des lithologies du ravin du Mirail. 135

Figure 35. Vue des différentes lithologies environnantes : A) Zone de contact entre les marno-calcaires hauteriviens et les roches volcaniques ; B) Brèche à ciment argileux contenant des éléments basaltiques ; C) Bloc de roche volcanique prélevé et analysé aux rayons-X ; D) Vue des marnes et E) des calcaires valanginiens (Crétacé inférieur) dans l'environnement proche de MIR-11. 136

Figure 36. A) Principales unités géologiques et dépôts quartenaires dans l'environnement de MIR-11. Les numéros correspondent aux prélèvements lithologiques (1. Hauterivien ; 2.Berriasien ; 3.Calcaires Valanginiens ; 4.Marnes Valanginiennes) ; B)Diagrammes des compositions élémentaires des lithologies environnantes de la séquence MIR-11 (Hauterivien, Berriasien, Valanginien) et de la péridotite prélevée à l'affleurement. Notons l'absence/non-détection de magnésium (Mg) dans les lithologies environnantes contrairement à la teneur élevée de Mg (proche de 10 %) pour les péridotites. 138

Figure 37. A/ Biplot de l'analyse en composantes principales (ACP) des échantillons de la séquence MIR-11. Les variables sédimentologiques sont représentées par des vecteurs (flèches rouges). Les niveaux stratigraphiques (cercles et flèches bleus) sont

également indiqués. Les vecteurs perpendiculaires ne sont pas corrélés. Les vecteurs présentant de petits angles entre eux sont fortement corrélés et enfin, les vecteurs opposés sont anti-corrélés. Les vecteurs les plus longs représentent une plus grande variabilité des données. Les données incomplètes ont été retirées de l'analyse. Ceci inclut la teneur en Mg. B/ Corrélogramme des coefficients de corrélation entre les variables pour la formation de MIR-11. Ils répondent au test de corrélation de Pearson et renvoient les coefficients de corrélation entre deux variables. Ils mettent en évidence les dépendances linéaires positives (bleu) ou négatives (rouge) entre deux variables quantitatives. 140

Figure 38. A) Relation entre la teneur en phosphate (P en ppm) et la matière organique (MO, en %) dans le profil MIR-11. B) Même représentation mais pour le rapport P/Al et et la MO. Les étiquettes indiquent la position dans le profil en cm. 143

Figure 39. Diagrammes sédimentologiques et géochimiques des principaux paramètres mesurés pour la coupe de MIR-11. Les couleurs de fond utilisées attribuées représentent les principaux niveaux détritiques (en gris), pédogénéisés (en beige) et le niveau « anomalique » détritique repéré (en violet). 145

Figure 40. Vue du versant sud de la montagne de la Sainte-Victoire et des modelés hérités de la morphogénèse quaternaire avec en premier plan le glacis des oiseaux et en second plan, à gauche, la colline de l'Oppidum de Saint-Antonin sur Bayon. 146

Figure 41. A) Carte de la morphogénèse quaternaire dans la vallée du Bayon (modifiée de Jorda et Provansal, 1992) ; B) Localisation de la gravière sur le piémont sud de la Sainte-Victoire (étoile rouge) (fond : GoogleEarth). ; C) Vue zoomée de la gravière et photographies des deux coupes générées, précisant la zone de prélèvement. 147

Figure 42. Coupe de la gravière de Saint-Antonin sur Bayon (St-Antonin sur Bayon, Sainte-Victoire) : A) Relevé stratigraphique de la coupe ; B) Vue d'une partie de la coupe indiquant la zone de prélèvements sédimentologiques (C). 149

Figure 43. Résultats sédimentologiques issues de la coupe du Bayon (St-Antonin-sur-Bayon, Sainte-Victoire). 151

Figure 44. A) Localisation de la Calanque de Marseilleveyre et B) des sites échantillonnés aux abords de la calanque de Marseilleveyre (fonds de cartes : Google Earth) ; C) Relevé stratigraphique composite des principaux ensembles sédimentaires de la Calanque de Marseilleveyre (J. Collina-Girard, Extraite de Charles *et al.,* 2021) ; D) Brèches et éboulis de pentes ; E) Argiles rouges composant les horizons pédologiques étudiés ; F) Placage de sables éoliens ; G) Eboulis de pentes litées avec lentilles de sables. Les photos représentent les formations qui ont fait l'objet de prélèvements pour analyses sédimentologiques et datations OSL. 152

Figure 45. Vue synthétique des remplissages quaternaires de la Calanque de Marseilleveyre. 153

Figure 46. Coupe des canons de Marseilleveyre (Marseille, Massif des Calanques) : A) Relevé stratigraphique ; B) Vue de la coupe correspondante. 156

Figure 47. Vue longitudinale des dépôts quaternaires de la coupe des Canons, en bordure littorale à proximité de la calanque de Marseilleveyre ; B) Prélèvement OSL au sein du paléosol ; C) Relevé stratigraphique de la coupe des canons de Marseilleveyre à l'endroit des prélèvements. Les rectangles rouges correspondent aux prélèvements

sédimentologiques et le cercle blanc correspond au prélèvement pour la datation OSL. 156

Figure 48. A) Localisation des perforations par lithophages sur les concrétionnements/croûtes calcaires au-dessus du paléosol échantillonné ; B) Vue des perforations par des lithophages sur les encroûtements calcaires. 157

Figure 49. Diagramme des résultats sédimentologiques obtenus sur la coupe des Canons de Marseilleveyre (Marseille, Calanques). 158

Figure 50. A) Profil principal de Bérigoule, orientation est-ouest : à sa base, la couche E (non illustrée) se compose de débris de pente stériles et d'argile, le niveau D (niveau II, moustérien) susjacent est un niveau pédogénéisé constituée d'argile brun-rouge scellé par la couche C, en contact érosif principalement constituée de débris de pente stériles. Sur ces dépôts s'est développé un second horizon pédologique constitué de limons-argileux brun-rouge (niveau B ou I, moustérien) également scellé par des débris de pentes dépourvus d'artéfacts archéologques (par J. Jaubert et J.P. Brugal, dans Richter *et al.,* 2007). B) Résultats des datations thermoluminescence réalisées sur les silex provenant des niveaux moustériens I (80 ± 6 ka) et II (75 ± 8 ka) (Richter *et al.,* 2007). 159

Figure 51. A) Vue zoomée de la gravière et photographies la localisation des coupes étudiées (fond : GoogleEarth) ; B) Schéma en coupe N-S de la position altitudinale des coupes les unes par rapport aux autres en rouge et vues actuelles des coupes (*de haut en bas*) : site archéologique de Bérigoule aujourd'hui muré correspondant à la Figure 50, la coupe Bérigoule I et la coupe Bérigoule II échantillonnées dans la cadre de cette étude.160

Figure 52. Coupe Bérigoule I (Murs, Monts de Vaucluse) : A) Relevé stratigraphique ; B) Vue de la coupe correspondante. 162

Figure 53. Diagramme des résultats sédimentologiques obtenus sur la séquence de Bérigoule I (Murs, Monts de Vaucluse). 164

Figure 54. Coupe Bérigoule II (Murs, Monts de Vaucluse) : A) Relevé stratigraphique ; B) Vue de la coupe correspondante ; C) Vue (*à gauche*) et relevé stratigraphique (*à droite*) de la coupe Bérigoule II à l'endroit des prélèvements. Les rectangles rouges correspondent aux prélèvements sédimentologiques. 166

Figure 55. Diagramme des résultats sédimentologiques obtenus pour la séquence de Bérigoule II (Murs, Monts de Vaucluse). 167

Figure 56. Coupe échantillonnée du Destet (Mouries, Alpilles) : A) Relevé stratigraphique ; B) Vue de la coupe correspondante ; C) Vue et D) relevé stratigraphique de la séquence échantillonnée du Destet. Les rectangles rouges : prélèvements sédimentologiques ; les étoiles noires : datations ^{14}C non-calibrées et inédites. 170

Figure 57. Diagramme des résultats sédimentologiques des échantillons de la séquence du Destet (Mouriès, Alpilles). 172

Figure 58. Vue panoramique du glacis de la carrière de Malaucène dans le vallon des Argiliers (ou coupe de la Baume) avec les localisations des zones de prélèvements. La Baume I sur le front avant gauche de l'affleurement et La Baume II en arrière du front d'exploitation de la gravière, à droite, dans un ancien sondage. 173

Figure 59. Industrie lithique moustérienne (dessin J.-G. Marcillaud) (Buisson-Catil & Texier, 1996). 173

Figure 60. Partie latérale NEE du cône échantillonné et constituant la coupe de la Baume I (Malaucène, Mont-Ventoux) : A) Relevé stratigraphique ; B) Vue de la coupe correspondante (Sampling zone : Zone de prélèvements sédimentologiques, les étoiles noires correspondent aux datations ^{14}C effectuées dans le cadre de cette étude). 176

Figure 61. Diagramme des résultats sédimentologiques de la séquence étudiée de la Baume I (Malaucène, Mont-Ventoux). 178

Figure 62. Coupe de la Baume II (Malaucène, Mont-Ventoux) : A) Relevé stratigraphique ; B) Vue de la coupe correspondante ; C) Vue (*à gauche*) et relevé stratigraphique (*à droite*) de la coupe de la Baume II à l'endroit des prélèvements. Les rectangles rouges correspondent aux prélèvements sédimentologiques effectués dans le cadre cette étude.180

Figure 63. Diagramme des résultats sédimentologiques de la séquence étudiée de la Baume II (Malaucène, Mont-Ventoux).181

Figure 64. Coupe du ravin des Avaranches (Fontienne, environ de la Montagne de Lure) A) Relevé stratigraphique. Les étoiles noires correspondent aux âges ^{14}C et le cercle jaune correspond à la datation OSL ; B) Vue de la coupe correspondante (Fig. C : Zone de prélèvements sédimentologiques). 185

Figure 65. Diagramme des résultats sédimentologiques de la séquence étudiée des Avaranches (Fontienne, Montagne de Lure). L'échantillon localisé à la base est un fragment de roches calcaires constituant le matériel parent encaissant de la séquence. 187

Figure 66. Coupe de Terre-Rouge I (Cucuron, Luberon) : A) Relevé stratigraphique (Ollivier, 2006) ; B) Vue de la coupe correspondante qui indique la zone de prélèvements (C) ; C) Vue zoomée de la zone de prélèvements (*à gauche*) et relevé stratigraphique (*à droite*) de la coupe de Terre Rouge I à l'endroit des prélèvements. Les rectangles rouges correspondent aux prélèvements sédimentologiques effectués dans le cadre cette étude, et les étoiles noires correspondent aux datations ^{14}C effectuées par Ollivier, 2006. 190

Figure 67. Diagramme des résultats sédimentologiques de la séquence étudiée de Terre-Rouge I (Cucuron, Luberon). 192

Figure 68. A) Coupe composite du ravin de Terre-Rouge (Cucuron, Luberon) (Ollivier, 2006) ; B) Vue (*à gauche*) et relevé stratigraphique (*à droite*) de la coupe de Terre Rouge I à l'endroit des prélèvements. Les rectangles rouges correspondent aux prélèvements sédimentologiques effectués dans le cadre cette étude et l'étoile noire correspond à la datation ^{14}C effectuée par Ollivier, 2006. 193

Figure 69. Diagramme des résultats sédimentologiques de la séquence étudiée de Terre-Rouge II (Cucuron, Luberon). 194

Figure 70. Coupe de MIR-12 (Peypin d'Aigues, Luberon) : A) Relevé stratigraphique de la coupe ; B) Vue d'une partie de la coupe indiquant la zone de prélèvements (C). 197

Figure 71. Diagramme des résultats sédimentologiques obtenus pour la séquence MIR-12 (Luberon). 199

Figure 72. Localisation de la coupe de Jouques dans la vallée de la Durance (Fond de carte : Google Earth). 200
Figure 73. A) Vue de la coupe de Jouques et des zones de prélèvements ; B) Horizon de sol prélevé ; C) Sables éoliens (« lœssiques ») au-dessus ; D) Relevé stratigraphique avec positionnements des datations ^{14}C (étoiles noires) et des échantillons sédimentologiques prélevés (rectangles rouges). 201
Figure 74. Coupe de Jouques (Vallée de la Durance) extraite de Magnin, 1993. 202
Figure 75. Diagramme des résultats sédimentologiques obtenus pour la séquence de Jouques (Vallée de la Durance). 203
Figure 76. Coupe stratigraphique de la coupe du Loup à Cabrières d'Aigues (LOUP-1, extraite de Ollivier, 2006). 206
Figure 77. Diagramme des résultats sédimentologiques pour les échantillons de la séquence du Loup (Cabrières d'Aigues, Luberon). 206
Figure 78. Coupe du ravin du Devens (Méthamis, Monts de Vaucluse) : A) Vue globale de la coupe avec la localisation de la zone de prélèvement ; B) Relevé stratigraphique de la coupe ; C) (*en haut*) Vue de la zone de prélèvement contenant l'horizon de sol étudié, (*en bas*) relevé stratigraphique à l'endroit des prélèvements. Les rectangles rouges correspondent aux prélèvements sédimentologiques effectués dans le cadre cette étude.209
Figure 79. Diagramme des résultats sédimentologiques de la coupe du Devens (Méthamis, Monts de Vaucluse). 211
Figure 80. (*A gauche*) Log de la tranchée paléosismique modifiée d'après Sébrier *et al.* 1997 et Baize *et al.* 2002 ; (*à droite*) Photographie du relevé de la tranchée de Valvéranne en décembre 1992 (crédit : Ghafiri A.). La photographie est présentée à une échelle similaire au log de la tranchée. Le fond de la tranchée est masqué par le bord de la route au premier plan. Description de la série de tranchées : de bas en haut avec (1 à 3) dépôts fluviatiles et torrentiels recouverts par des colluvions : 1 : horizon argileux verdâtre ; 2 : niveau grossier hétérométrique regroupant les horizons 2a et 2c, dans lequel s'intercalent des lentilles sableuses (2b) ; 2d : niveau silto-argileux à couches tourbeuses, passant latéralement à un horizon grossier hétérométrique ; 3a : horizon grossier surmonté de deux niveaux argileux (3b et 3c) ; 4a : formation graveleuse passant à silteuse (4b). Datations au radiocarbone : • Datation ^{14}C de fragments de bois échantillonnés dans la formation alluviale inférieure (2c) : 26 800 ± 610 ans BP ; • Datation ^{14}C de concrétions carbonatées prélevées dans la partie supérieure des colluvions (4a) : 9123 ± 190 ans BP. L'âge des colluvions supérieures est attribué au Néolithique, comme l'attestent les marqueurs archéologiques retrouvés (pierres brûlées et tessons). 212
Figure 81. Coupe de Valvéranne (Manosque, Luberon oriental) : A) Relevé stratigraphique ; B) Vue de la coupe correspondante qui indique la zone de prélèvements (C). 215
Figure 82. Diagramme des résultats sédimentologiques obtenus sur les échantillons prélevés sur la coupe de Valvéranne (Manosque, Luberon oriental). 216
Figure 83. Ratios géochimiques normalisés obtenus sur les paléosols dans le cadre de cette étude. 219

Figure 84. Teneurs organiques estimées par perte au feu dans les horizons mesurés. 221
Figure 85. Indexe granulométrique obtenu sur les horizons pédologiques dans le cadre de cette étude. 222
Figure 86. Synthèse de la couverture chronologique des esquisses de sol datés et étudiés dans le cadre de ce travail de thèse pour la période A) du Pléistocène Moyen sur la base des datations OSL obtenues et B) la période du Pléistocène Supérieur sur la base des datations ^{14}C ; C) Carte de localisation des sites intégrés à cette étude. 228
Figure 87. Temps caractéristiques des processus pédogénétiques spécifiques (PPS) (modifiée d'après Targulian & Krasilnikov, 2007 dans Gillot, 2014). 230
Figure 88. Contexte associé aux chronologies abordées par les enregistrements de sols de St-Antonin (11) et de Marseilleveyre (13) ; Courbes d'insolations estivale (A), hivernale (B) et différence entre les deux (C) (Berger *et al.,* 2010) ; D) Courbe issue de données combinées des enregistrements de $\delta^{18}O$ benthiques provenant de 57 sites répartis dans le monde ("LR04 stack") (Lisiecki & Raymo, 2005) ; E) Niveau marin global (Spratt & Lisiecki, 2016) ; F) Température de surfaces de l'ouest de la Méditerranée (Matrat *et al.,* 2004) ; Ensemble de données isotopiques de $\delta^{18}O$ (G) et de $\delta^{13}C$ (H) obtenues sur les spéléothèmes de la grotte Crovassa Azzura (Sardaigne, Italie) (Columbu *et al.,* 2019) ; Données isotopiques de $\delta^{18}O$ (I) et de $\delta^{13}C$ (J) obtenues sur les spéléothèmes de la grotte de Ejulve (Espagne) (Mérez-Mejias *et al.,* 2017) ; K) $\delta^{18}O$ grotte de Spannagel, Alpes autrichiennes (Spötl *et al.,* 2008) ; L) Données isotopiques de $\delta^{13}C$ obtenues sur les spéléothèmes de la Grotte de Sofular (Held *et al.,* 2023) ; M) Sapropels (Ziegler *et al.,* 2010) ; N) Pollens arboricoles (%) obtenus à partir des forages de Tenaghi-Philippon, Grèce (Koutsodendris *et al.,* 2023) et O) Traces d'occupations dans le site archéologique de Baume Bonne, Quinson, France (ex., Bottier, 1956 ; Gagnepain, 2004). 243
Figure 89. Contexte associé aux chronologies abordées par les enregistrements de sols datés du Pléistocène supérieur : Courbes d'insolations estivale (A), hivernale (B) et différence entre les deux (C) (Berger *et al.,* 2010) ; D) NGRIP (Rasmussen *et al.,* 2014) ; Données isotopiques de $\delta^{13}C$ et $\delta^{18}O$ obtenues sur les spéléothèmes de : E) la Grotte de Sofular (Fleitmann *et al.,* 2009) et de F) Villars (Genty *et al.,* 2003) ; H) Courbe morphogénique du piémont sud du Luberon (Ollivier, 2006) ; I) Sapropel 3 (Ziegler *et al.,* 2010) ; J) Enregistrements du paléolac de St-Maximin (Sivan *et al.,* 2018) ; K) Récurrence glaciaire de la Moyenne Durance (Rosique, 2004) ; L) Détournement de la Durance entre 74-35 ka (Molliex *et al.,* 2013) ; M) Autres paléosols régionaux : Bléone (ex., Jorda & Delibrias, 1981), Vautubière (Ambert *et al.,* 1974), Forcalquier (Dubar, 2008), Aubagne-Gémenos (Magnin *et al.,* 2014) ; N) Biomes déduits de l'assemblage pollinique du LagoGrande di Monticcchio (Allen *et al.,* 1999) ; O) Pollens arboricoles (%) obtenus à partir des forages de Tenaghi-Philippon, Grèce (Koutsodendris *et al.,* 2023) ; P) Traces d'occupations dans le site archéologique des grottes Cosquer, Mandrin et de l'abris de la Combette. Les limites des stades isotopiques marins sont celles de Lisiecki & Raymo (2005) et de Sanchez-Goñi & Harrison (2010). 247
Figure 90. Cartes de la Provence extraites de Thomas *et al.* (2017) présentant les caractéristiques actuelles suivantes : A) la topographie (les points noirs

correspondent à aux emplacements des stations météorologiques de Météo France utilisées pour calibrer les données climatiques maillées à une résolution de 1 km dans WorldClim ; Fick et Hijmans, 2017) ; B) les températures moyennes annuelles (MAT, en °C). C) les précipitations annuelles moyennes (MAP, en mm) ; D) l'amplitude entre les températures minimales et maximales moyennes annuelles (°C). Les cartes B, C et D ont été obtenues d'après les données de WorldClim. 250

Figure 91. Principaux sites Paléolithiques en Provence (extraite de Bracco, 2022) La paléogéographie indiquée est celle du dernier maximum glaciaire, avec un niveau de la mer à -120 m et une extension importante du glacier alpin. 1. Saint-Antoine, 2. L'Adaouste, 3. Le Mourre de la Barque, 4. Grotte de Rigabe, 5. Cuges, 6. Carry-le-Rouet, 7. Les Riaux, 8. Les Peyrards, 9. Saint-Marcel, 10. Grotte des Cèdres, 11. Puit de Sormiou, 12. La Marcouline, 13. Grotte Cosquer, 14. Grotte des Trémies, 15. Les Raynaudes, 16. L'Abri Martin, 17. Pié Lombard, 18. Terra Amata, 19. Grotte de l'Observatoire, 20. Grotte du Vallonet, 21. Grottes et abris des Balzi Rossi, 22. Baume des Peyrards, 23. La Combette, 24. Bérigoule, 25. La Font Pourquière, 26. Roquefure, 27. Soubeyras, 28. Chinchon, 29. Saint-Pierre, 30. Les Vaugreniers, 31. Les Prés de Laure, 32. Grotte du Lazaret, 33. La Baume Bonne. © cartographie Floriane Peudon, LAMPEA. 254

Figure 92. Schéma fonctionnel du fonctionnement du système complexe impliquant des facteurs de contrôles et les paramètres bio-physico-chimiques entrant en jeu dans l'évolution des dépôts tufacés (Wackenheim, 2019, à partir d'une synthèse de la littérature : (Ford & Pedley 1996 ; Pedley et al. 1996 ; Andrews et al. 1997 ; Hoffmann 2005 ; Pentecost 2005 ; Andrews 2006 ; Pedley 2009 ; Dabkowski 2011 ; Capezzuoli et al. 2014 ; Dabkowski 2014.) 267

Figure 93. Vues du site d'étude. A / Vue Nord de la zone d'étude et emplacement du profil topographique (A-B ; cf. C /) ; B/ Vue frontale de l'étendue de la formation cascadante de la réserve de Saint-Maurin (La Palud-sur-Verdon), des sites archéologiques et des zones de concrétionnements actuelle ; D) Baume murale de la réserve de St-Maurin et E) Balcon de tufs progradant en aplomb de la départementale D952 (Réserve de Saint-Maurin, La Palud-sur-Verdon). 272

Figure 94. Vue panoramique du château troglodyte de Villecroze (Var). 273

Figure 95. Sites d'études : 1. La séquence de la Thomassine (Manosque, Alpes de Haute Provence) ; Les séquences du Mirail (Peypin d'Aigues, Vaucluse) : 2. MIR-8 ; 3. MIR-5 et 4. MIR-1 ; 5. La séquence du Jonquier (Salernes, Var) et 6. La séquence de Pont de Joux (Auriol, Bouches-du-Rhône). 275

Figure 96. A : Localisation de la coupe de la Thomassine dans l'emprise du bassin versant du ravin de Drouille ; B : Géologie dans les environs de la séquence de la Thomassine. 280

Figure 97. Vue panoramique de la coupe de la Thomassine (Manosque, Luberon). 282

Figure 98. Relevé stratigraphique des niveaux sédimentaires de la coupe de la Thomassine (Manosque, Luberon) 283

Figure 99. Résultats géochimiques obtenus sur la séquene de tufs calcaires échantillonnée sur le domaine de la Thomassine (Manosque, Luberon) 286

Figure 100. Résultats géochimiques des éléments traces obtenus sur la séquence de tufs calcaires échantillonnée à la Thomassine (Manosque, Luberon) 287
Figure 101. Compositions géochimiques des échantillons prélevés dans la lithologie environnante de la coupe de la Thomassine composée de grès calcaires oligocènes. 288
Figure 102. A/ Biplot de l'analyse en composantes principales (ACP) des échantillons de la séquence de la Thomassine. Les variables sédimentologiques sont représentées par des vecteurs (flèches rouges). Les niveaux stratigraphiques (cercles et flèches bleus) sont également indiqués. Les vecteurs perpendiculaires ne sont pas corrélés. Les vecteurs présentant de petits angles entre eux sont fortement corrélés et enfin, les vecteurs opposés sont anti-corrélés. Les vecteurs les plus longs représentent une plus grande variabilité des données. Les données incomplètes ont été retirées de l'analyse. Ceci inclut la teneur en Mg. B/ Corrélogramme des coefficients de corrélation entre les variables pour la formation de la Thomassine. Ils répondent au test de corrélation de Pearson et renvoient les coefficients de corrélation entre deux variables. Ils mettent en évidence les dépendances linéaires positives (bleu) ou négatives (rouge) entre deux variables quantitatives. 289
Figure 103. Diagrammes sédimentologiques et géochimiques des principaux paramètres mesurés pour la coupe de la Thomassine. Les malacozones définies par Magnin *et al.* (2024) sont également reportées. 294
Figure 104. Modèle numérique de terrain du piémont sud du Luberon présentant la zone d'étude, le Mirail et les zones de prélèvements lithologiques (source fond de carte : BD Alti ®)296
Figure 105.A. Localisation du ravin du Mirail dans le bassin versant de l'Eze 296
Figure 106. Cycle de sédimentation carbonatée d'après Ollivier (2006) : A) Phase de stabilité où la sédimentation est majoritairement caractérisée par le développement de craies travertineuses, la pente du chenal d'écoulement est faible ; B) Déstabilisation du milieu (incision ou érosion), augmentation de l'inclinaison de la pente du talweg générant une incision du talweg et une accumulation de nature détritiques (ex. nappes caillouteuses) ; C) Phase d'accumulation où le système régularise la pente du talweg par le comblement de faciès de tufs construits favorisés par un écoulement plus hydrodynamique en raison de l'inclinaison du chenal d'écoulement ; D) L'accumulation des faciès construits continue sur les bordures après le comblement du cœur du chenal d'écoulement dont la pente redevient faiblement inclinée ; E) Après comblement, la pente du chenal est de nouveau faible laissant place au retour d'une sédimentation de décantation (similaires aux conditions initiales) et caractérisée par le retour du développement de faciès crayeux ; F) Situation classique : le rectangle rouge représente les coupes vestiges classique sur lesquelles s'effectuent les prélèvements et les interprétations. 299
Figure 107. Relevé stratigraphique de la coupe MIR-1 (Ollivier, 2006). 301
Figure 108. Coupe stratigraphique des différents niveaux et localisations des prélèvements (Ollivier, 2006 modifiée) 302

Figure 109. Résultats géochimiques obtenus sur la séquence de tufs calcaires échantillonnée sur la séquence MIR-1 dans le ravin du Mirail (Peypin d'Aigues, Luberon) 304
Figure 110. Résultats géochimiques des éléments traces obtenus sur la séquence de tufs calcaires échantillonnée sur la séquence MIR-1 dans le ravin du Mirail (Peypin d'Aigues, Luberon) 305
Figure 111. Relevé stratigraphique de la coupe MIR-5 (Ollivier, 2006; modifiée). 309
Figure 112. Résultats sédimentologiques et physico-géochimiques obtenus sur la séquence de tufs calcaires échantillonnée sur la séquence MIR-5 dans le ravin du Mirail (Peypin d'Aigues, Luberon). Le relevé stratigrahpique et la mesure de la fraction insoluble mesurée ont été effectuées par V. Ollivier (Ollivier, 2006) 311
Figure 113. Résultats géochimiques des éléments traces obtenus sur la séquence de tufs calcaires échantillonnée sur la séquence MIR-5 dans le ravin du Mirail (Peypin d'Aigues, Luberon) 312
Figure 114. Relevé stratigraphique de la coupe MIR-8 (Ollivier, 2006; modifiée). 316
Figure 115. Résultats géochimiques obtenus sur la séquence de tufs calcaires échantillonnée sur la séquence MIR-8 dans le ravin du Mirail (Peypin d'Aigues, Luberon) 318
Figure 116. Résultats géochimiques des éléments traces obtenus sur la séquence de tufs calcaires échantillonnée sur la séquence MIR-8 dans le ravin du Mirail (Peypin d'Aigues, Luberon) 319
Figure 117. Analyse en composantes principales appliquée sur l'ensemble des échantillons du vallon du Mirail (Luberon). 322
Figure 118. Corrélogramme présentant les corrélations des principaux paramètres communs aux coupes du vallon du Mirail (Luberon) : MIR-1, MIR-5 et MIR-8. Le sens de la corrélation est précisé par les couleurs des cercles : les bleus indiquent si la corrélation est positive ou négative. La taille des cercles met en décrit la significativité de la corrélation et permet ainsi de tester la fiabilité des corrélations entre les paramètres. 323
Figure 119. Diagrammes sédimentologiques et géochimiques des principaux paramètres mesurés.de la coupe MIR-1. Les malacozones définies par Magnin *et al.* (2024) sont également reportées. 327
Figure 120. Diagrammes sédimentologiques et géochimiques des principaux paramètres mesurés de la coupe MIR-5. Les malacozones définies par Magnin *et al.* (2024) sont également reportées. 331
Figure 121. Diagrammes sédimentologiques et géochimiques des principaux paramètres mesurés de la coupe MIR-8. Les malacozones définies par Magnin *et al.* (2024) sont également reportées. 335
Figure 122. Relevé stratigraphique de la coupe de Pont de Joux et localisations des échantillons sédimentaires, malacologiques et géochimiques. 338
Figure 123. Résultats physico-géochimiques et sédimentologiques obtenus pour la séquence de Pont de Joux 340
Figure 124. Résultats géochimiques concernant les teneurs en éléments traces de la coupe de Pont de Joux 341

Figure 125. Analyse en composantes principale (sans éléments faiblement représentés) et B. Ccorrélogramme correspondant pour la séquence de Pont de Joux . 343
Figure 126. Diagrammes sédimentologiques et physico-géochimiques des principaux paramètres mesurés dans la coupe du Jonquier. Les malacozones définies par Wackenheim (2023) sont également reportées. 347
Figure 127. A : Localisation du Site du Jonquier et de son bassin versant. B : Principales lithologies et formations de tufs autour de la formation du Jonquier. 349
Figure 128. Séquence de tufs du Jonquier (Salernes, Var). (A) Relevé stratigraphique, échantillonnage et date radiocarbone (modifiée de Wackenheim, 2023) ; (B) Corrélations stratigraphiques avec le relevé stratigraphique de Degaugue & Guendon (1992) (Wackenheim, 2023) et (C)le relevé de Farizier (1980) et dates radiocarbones associées. 351
Figure 129. Résultats physico-géochimiques et sédimentologiques obtenus sur la séquence du Jonquier (relevé stratigraphique : Q. Wackenheim). 354
Figure 130. Résultats géochimiques concernant les teneurs en éléments traces de la coupe du Jonquier (relevé stratigraphique : Q. Wackenheim). 355
Figure 131. A/ Compositions élémentaires des lithologies environnantes ; B/ Aperçu des bauxites (gauche) et des dolomies du Jurassique supérieur (droite) prélevés aux abords de la coupe du Jonquier. 356
Figure 132. A. ACP (sans les éléments faiblement représentés dont As, Bi, Cr, Mg, Mo, Nb, Ni, Pb, Se, Th, V) et B. Corrélogramme pour la séquence du Jonquier 358
Figure 133. Diagrammes sédimentologiques et physico-géochimiques des principaux paramètres mesurés dans la coupe du Jonquier. Les malacozones définies par Wackenheim (2023) sont également reportées (relevé stratigraphique : Q. Wackenheim). 360
Figure 134. Synthèse chronologique des archives sédimentaires étudiées dans le cadre de ce travail. 366
Figure 135. 1 à 6) Synthèse de la couverture chronologique couverte par les coupes étudiées dans cette thèse comparée à d'autres données modifiée de la figure synthèse pour la Provence de la thèse de Q. Wackenheim (2023) : A) NGRIP (Rasmussen *et al.,* 2014) ; B) Variations isotopiques de l'oxygène du spéléothème de la grotte de Corchia (Regattieri *et al.,* 2014) ; C) Variations estimées du $\delta^{18}O$ dans les eaux du Lac d'Allos (Cartier *et al.,* 2022) ; D) Activité des crues dans les Alpes du Sud (Wirth, 2013) ; E) Nombres de régions montrant une activité intense d'inondation synchronisée en Méditerranée (Benito *et al.,* 2015) ; F) Estimation du niveau de l'aquifère du Marais des Baux, Alpilles (Bruneton *et al.,* 2002) ; G) Modèle morphogénique du Piémont Sud du Luberon (Ollivier, 2006) ; H) Courbe composite des carbonates brutes mesurés dans les tufs du Piémont Sud du Luberon (Ollivier, 2006) ; I) Optimum de la travertinisation dans le S-E de la France (Vaudour, 1994) ; J) Synthèse des données polliniques du S-E de la France décrivant la chênaie décidue et K) la forêt humide (Berger *et al.,* 2019, a) ; L et M) Degrés d'ouverture/fermeture des milieux d'après les malacocénoses du Dolmen de l'Ubac (L), du Piémont du Luberon (M), (Martin *et al.,* 2006) ; N) Modélisation démographique du S-E de la France (Berger *et al.,* 2019). 382

Figure 136. Répartition des vestiges archéologiques obtenus à partir de la base de données PATRIARCHE dans le bassin versant de l'Eze pour les périodes suivantes : le Tardiglaciaire, l'Holocène ancien et moyen (A) et l'Holocène récent (B). Les sites étudiés dans le cadre de ce travail (MIR-1, MIR-5, MIR-8 et MIR-11) sont représentés par les étoiles noires. 384

Figure 137. Exemples de l'intensification de la fréquence des cycles de carbonatation, d'épisodes détritiques et des indices archéologiques directs à l'Holocène moyen observées dans les analyses sédimentologiques des niveaux de la coupe du Jonquier et la séquence MIR-5. 391

Figure 138. Carte bassin versant de l'Huveaune Pont de Joux Répartition des vestiges archéologiques obtenus à partir de la base de données PATRIARCHE dans le bas-bassin versant de l'Huveaune durant l'Holocène. Le site étudié dans le cadre de ce travail (Pont de Joux) est représenté par l'étoile noire. 394

Figure 139. Répartition des vestiges archéologiques obtenus à partir de la base de données PATRIARCHE dans le bassin à proximité de la Thomassine du Mésolithique à la fin de l'âge du Bronze. Le site étudié dans le cadre de ce travail (coupe du Jonquier) est représenté par l'étoile noire. 394

Figure 140. Répartition des vestiges archéologiques obtenus à partir de la base de données PATRIARCHE dans le bas-bassin versant de la Bresque du Paléolithique à la fin de l'âge du Bronze. Le site étudié dans le cadre de ce travail (coupe du Jonquier) est représenté par l'étoile noire. 395

Figure 141. Localisation (étoile rouge) et relevé stratigraphique de la coupe MIR-2 dans le vallon du Mirail illustrant les puissantes accumulations de tufs construits récentes (Ollivier, 2006) 398

Figure 142. A) Niveau de tufs construits à blocs décimétriques calcaires contenant un nombre important de vestiges (ossements, fragments de silex taillés) et B) Fragment de céramique néolithique finale piégée dans un niveau de tufs indurés. Les deux photographies ont été prises sur la coupe MIR-6, dans le ravin du Mirail, Luberon (décrite dans la thèse de V. Ollivier, 2006) (N. Sirdeys). 413

Figure 143. Observations et projections (à des niveaux de réchauffement global de 1,5° et 4°C) : direction des changements des facteurs climatiques et niveaux de confiance pour les sous-régions terrestres méditerranéennes (extrait de Ali *et al.,* 2022, 6e Rapport du GIEC, Chapitre transversal 4 : Région Méditerranéenne). 415

Figure 144. Principaux risques en Méditerranée et leur localisation selon les scénarios du GIEC d'ici 2100. Les sites du patrimoine mondial sont exposés à des risques d'inondation et d'érosion liés à la montée du niveau de la mer, et les deltas méditerranéens sont des points vulnérables au changement climatique. La population exposée est cartographiée (en rouge). Des mesures d'adaptation peuvent atténuer ces risques (d'après : Reimann *et al.,* 2018a ; 2018b ; Wolff *et al.,* 2018 et extraite de Ali *et al.,* 2022). 416

Figure 145. A) Carte des précipitations cumulées sur 2 jours du 30 novembre au 2 décembre 2019 (source : MétéoFrance) ; B) Glissement de terrain sur la voie (GPS : 43°46'31.72"N, 5°31'12.31"E) et C) inondations du parking de la salle des fêtes (La Motte d'Aigues, Luberon ; crédit photo : V. Ollivier, décembre 2019). 417

Figure 146. A) Localisation du ravin de l'Aurigon au S-O de la Sainte-Victoire (modifiée de Ballais, 1997); B) Vue panoramique du ravin incisant les argilites (Crétacé supérieur) et vestiges de l'aqueduc romain (N.Sirdeys). 419

Figure 147. A) Localisation de la coupe MIR-9 (encadrée) sur la carte du vallon du Mirail (Ollivier, 2006) ; B) Relevé stratigraphique de la coupe MIR-9 (Ollivier, 2006) ; C) Vue panoramique des terrasses d'abandons près de la coupe MIR-9, le four à chaux est à droite et la prise d'image est faite en direction de l'aval (Mirail, Luberon) (N. Sirdeys). 420

Table des tableaux

Tableau 1. Principales caractéristiques pédologiques et conditions paléoenvironnementales et paléoclimatiques associées pour les sols méditerranéens (extrait et modifié à partir de la synthèse des sols pléistocènes italiens de Scarciglia *et al.,* 2023) 101

Tableau 2. Liste des sites échantillonnés pour l'étude des horizons pédologiques et références bibliographiques associées 107

Tableau 3. Analyses effectuées sur les coupes étudiées dans le cadre de cette thèse (en bleu) et corpus de données utilisés mentionnés par leurs auteurs. (BdR : Bouches-du Rhône)114

Tableau 4. Dates radiocarbones de la coupe des Avaranches calibrées à partir de la courbe IntCal20 (Reimer *et al.* 2020) à l'aide du logiciel CALIB 8.20 (Stuiver *et al.,*2005) et présentées en cal. Before Present (B.P.) à 2 σ d'intervalles. L'intervalle marqué d'un « * » est suspect car est en-dehors des limites de calibration. Nous considèrerons cet âge comme supérieur à 48979 cal. BP. 121

Tableau 5. Caractéristiques micromorphologiques des lames-minces prélevées sur la séquence MIR-11 (Mirail, Luberon). [a] : Abbréviations des tailles : c.g. : gravier grossier; m.g. : gravier moyen ; f.g. : gravier fin; c.s. : sable grossier ; m.s. : sable moyen ; f.s. : sable fin ; s.s. : limons ; [b] : % du total de la lame-mince ; [c] : Abondance des unités de structure : * = ≤ 1 %; ** = 1 – 2 %; *** = 2 – 5 %; **** = 5 – 10 %; ***** = ≥ 10 %. 127

Toutes les mesures effectuées sur la séquence MIR-11 sont classées dans les **Annexes II.1**. à **II.3**) et représentées sur la Figure 32. La description suivante présente les principales variations observées le long de la stratigraphie pour chaque analyse. 131

Tableau 6. Datations OSL obtenues en collaboration avec M. Rizza pour les échantillons de Saint-Antonin sur Bayon. 150

Tableau 7. Datations OSL obtenues en collaboration avec M. Rizza pour les échantillons de Marseilleveyre 155

Tableau 8. Dates radiocarbones de la coupe du Destet calibrées à partir de la courbe IntCal20 (Reimer *et al.* 2020) à l'aide du logiciel CALIB 8.20 (Stuiver *et al.,*2005) et présentées en cal. Before Present (B.P.) à 2 σ d'intervalles. 169

Tableau 9. Dates radiocarbones de la coupe de la Baume I calibrées à partir de la courbe IntCal20 (Reimer *et al.* 2020) à l'aide du logiciel CALIB 8.20 (Stuiver *et al.,*2005) et présentées en cal. Before Present (B.P.) à 2 σ d'intervalles. 175

Tableau 10. Dates radiocarbones de la coupe des Avaranches calibrées à partir de la courbe IntCal20 (Reimer *et al.* 2020) à l'aide du logiciel CALIB 8.20 (Stuiver *et al.,*2005) et présentées en cal. Before Present (B.P.) à 2 σ d'intervalles. 184

Tableau 11. Datations OSL obtenues en collaboration avec M. Rizza pour les échantillons de la coupe des Avaranches (Fontienne, Montagne de Lure) 184

Tableau 12. Dates radiocarbones de la coupe de Terre-Rouge I calibrées à partir de la courbe IntCal20 (Reimer *et al.* 2020) à l'aide du logiciel CALIB 8.20 (Stuiver *et al.,*2005) et présentées en cal. Before Present (B.P.) à 2 σ d'intervalles. 189
Tableau 13. Dates radiocarbones de la coupe de Terre-Rouge II calibrées à partir de la courbe IntCal20 (Reimer *et al.* 2020) à l'aide du logiciel CALIB 8.20 (Stuiver *et al.,*2005) et présentées en cal. Before Present (B.P.) à 2 σ d'intervalles. 192
Tableau 14. Dates radiocarbones de la coupe de MIR-12 calibrées à partir de la courbe IntCal20 (Reimer *et al.* 2020) à l'aide du logiciel CALIB 8.20 (Stuiver *et al.,*2005) et présentées en cal. Before Present (B.P.) à 2 σ d'intervalles. 196
Tableau 15. Dates radiocarbones de la coupe des Avaranches calibrées à partir de la courbe IntCal20 (Reimer *et al.* 2020) à l'aide du logiciel CALIB 8.20 (Stuiver *et al.,*2005) et présentées en cal. Before Present (B.P.) à 2 σ d'intervalles. 202
Tableau 16. Synthèse des caractéristiques des paléosols associés au début du SIM 3 et interprétations associées. 236
Tableau 17. Synthèse des caractéristiques pour les paléosols associés au complexe interstadiaire d'Hengelo (SIM 3). 238
Tableau 18. Synthèse des caractéristiques pour les paléosols associés au complexe interstadiaire de Denekamp (fin du SIM 3). 239
Tableau 19. Synthèse des caractéristiques reliées aux paleosols non-datés. 240
Tableau 20. Définition des différents faciès et environnements associés (sur la base de la synthèse de Ollivier, 2006). 269
Tableau 21. Liste des sites échantillonnés pour l'étude des formations de tufs calcaires et références bibliographiques associées 275
Tableau 23. Analyses effectuées sur les coupes étudiées dans le cadre de cette thèse (en bleu) et corpus de données utilisés mentionnés par leurs auteurs. 279
Tableau 24. Dates radiocarbones de la coupe de St-Antonin calibrées à partir de la courbe IntCal20 (Reimer *et al.* 2020) à l'aide du logiciel CALIB 8,20 (Stuiver *et al.,*2005) et présentées en cal. Before Present (B.P.) à 2 σ d'intervalles. 282
Tableau 24. Indices géochimiques obtenus à partir des mesures sur les lithologies 293
Tableau 26. Dates radiocarbones de la coupe MIR-1 calibrées à partir de la courbe IntCal20 (Reimer *et al.* 2020) à l'aide du logiciel CALIB 8,20 (Stuiver *et al.,*2005) et présentées en cal. Before Present (B.P.) à 2 σ d'intervalles. 301
Tableau 27. Dates radiocarbones de la coupe MIR-5 calibrées à partir de la courbe IntCal20 (Reimer *et al.* 2020) à l'aide du logiciel CALIB 8,20 (Stuiver *et al.,*2005) et présentées en cal. Before Present (B.P.) à 2 σ d'intervalles. 308
Tableau 28. Dates radiocarbones de la coupe MIR-8 calibrées à partir de la courbe IntCal20 (Reimer *et al.* 2020) à l'aide du logiciel CALIB 8,20 (Stuiver *et al.,*2005) et présentées en cal. Before Present (B.P.) à 2 σ d'intervalles. 314
Tableau 29. Indices géochimiques appliqués sur les lithologies locales du bassin versant du Mirail 324
Tableau 30. Dates radiocarbones de la coupe de Pont de Joux calibrées à partir de la courbe IntCal20 (Reimer *et al.* 2020) à l'aide du logiciel CALIB 8,20 (Stuiver *et al.,*2005) et présentées en cal. Before Present (B.P.) à 2 σ d'intervalles (modifié de Wackenheim, 2023). 337

Tableau 31. Dates radiocarbones de la coupe du Jonquier calibrées à partir de la courbe IntCal20 (Reimer *et al.* 2020) à l'aide du logiciel CALIB 8,20 (Stuiver *et al.,*2005) et présentées en cal. Before Present (B.P.) à 2 σ d'intervalles (modifié de Wackenheim, 2023).350
Tableau 32. Indices géochimiques appliqués sur les lithologies de référence357
Tableau 33. Synthèse chronologique des principales tendances enregistrées au Tardiglaciaire par les indicateurs utilisés. 367
Tableau 34. Synthèse chronologique des principales tendances enregistrées à la fin de l'Holocène ancien par les indicateurs utilisés. 368
Tableau 35. Synthèse chronologique des principales tendances enregistrées à l'Holocène moyen (1ère partie) par les indicateurs utilisés. 369
Tableau 35. Synthèse chronologique des principales tendances enregistrées à l'Holocène moyen (2ème partie) par les indicateurs utilisés. 375
Tableau 36. Synthèse chronologique des principales tendances enregistrées à l'Holocène récent (Antiquité tardive et période médiévale) par les indicateurs utilisés. 377
Annexe II.1. Données brutes de pXRF éléments majeurs de la séquences MIR-11 477

« Or, maintenant que je ne compte plus sur rien, maintenant que je me suis dit qu'il serait insensé de conserver quelque espoir, la suite de cette aventure est pour moi une chose de curiosité, voilà tout. […] Alors il descendit ; le sourire du doute sur les lèvres, en murmurant ce dernier mot de la sagesse humaine : Peut-être !»

- **A. Dumas**, *Le Comte de Monte-Cristo*, *Chap. XXIV*, *L'éblouissement,* 1844-1846.

Introduction générale



Introduction générale

1. Des hommes et des paysages en Méditerranée

L'étude des interactions entre les sociétés et leur environnement est essentielle pour comprendre l'évolution des paysages et anticiper les défis futurs, notamment dans le contexte du changement climatique. Aujourd'hui, la compréhension de ces interactions, en particulier en Méditerranée, est au cœur des réflexions scientifiques. Ce sujet s'inscrit dans un débat de longue date, réactualisé aujourd'hui par celui controversé, portant sur la définition d'une nouvelle subdivision sur l'échelle des temps géologique : l'Anthropocène (Le Gall, *et al.,* 2017 ; Chakrabarty ; 2018 ; Gibbard *et al.,* 2022) soulignant la place centrale de la réflexion liée à l'influence majeure des activités humaines sur les écosystèmes terrestres, et inversement.

Cette approche appliquée aux milieux méditerranéens est d'autant plus pertinente que cette région est un véritable laboratoire pour l'analyse des dynamiques sociétés-environnements. Caractérisé par des systèmes géomorphologiques complexes, un climat contrasté par des périodes de sécheresse et de fortes précipitations, combiné à une orographie généreuse, le bassin méditerranéen présente une diversité d'archives sédimentaires continentales (formations détritiques, alluviales, éoliennes, etc.) précieuses pour documenter l'histoire de la zone. Fortement et depuis longtemps anthropisés, les environnements méditerranéens ont été le théâtre de changements culturels importants enregistrant des vestiges associés aux transitions chronoculturelles clés de l'histoire de l'humanité (extinction des Néanderthaliens, l'arrivée d'H. Sapiens en Europe occidentale, Porraz *et al*., 2010 ; Slimak, 2023, Sümer *et al*., 2025 ; la Révolution néolithique, Guilaine & Manen, 2005).

Les changements environnementaux rapides ont influencé le développement des sociétés méditerranéennes depuis des millénaires (Berger et Guilaine, 2009). Inversement, les activités anthropiques et les modes d'occupation humaine ont impacté l'évolution des paysages, notamment en termes de végétation, d'érosion et de bilans sédimentaires (Provansal, 1995). Ces constats, observables dans les vestiges archéologiques et les séquences sédimentaires, soulignent l'importance d'une approche diachronique pour ne pas tomber dans un raisonnement déterministe et/ou catastrophiste (Morhange *et al.,* 2014).

Paradoxalement, certains contextes archéologiques sont absents dans des environnements *a priori* favorables. Par exemple, les sites paléolithiques supérieurs de plein air sont sous-documentés dans le sud-est de la France. De même, dans le sud Luberon, les plus anciens sites connus datent du Néolithique final, malgré la présence de zones humides attractives dès le Tardiglaciaire (Ollivier, 2006). Ces absences ou

dégradations de sites, loin d'être anecdotiques, soulèvent la question cruciale du risque naturel sur les vestiges archéologiques, définis ici comme la rencontre d'un aléa (la présence/absence d'un site ou d'un vestige) et d'une vulnérabilité dans d'aménagements/travaux réalisés ou les modalités locales de l'érosion.

Face à ces enjeux, une approche méthodologique spécifique est nécessaire. L'étude des risques archéologiques en Méditerranée requiert une approche multiscalaire, intégrant les spécificités régionales et locales, et interdisciplinaires, combinant géomorphologie, archéologie et histoire environnementale. Il est crucial d'appréhender les systèmes géomorphologiques complexes, de comprendre les processus, et de définir les ordres d'amplitude, de fréquence et de rapidité des événements et aléas pour saisir leurs conséquences taphonomiques.

En ce sens, cette thèse se propose d'adopter cette approche pour analyser les processus morphogéniques et leurs impacts sur les sites archéologiques méditerranéens, en se concentrant sur le S-E de la France. Ce travail s'inscrit dans plusieurs collaborations scientifiques et programmes de recherche régionaux, visant à mieux comprendre la dynamique des paysages et les risques archéologiques dans une perspective diachronique. Ce cadre d'étude offre un terrain privilégié pour l'analyse des interactions homme-milieu et la mise en œuvre d'une approche multiscalaire et interdisciplinaire.

2. Cadre et financements

2.1. Environnements méthodologiques et collaborations scientifiques

Les données chronologiques ont été obtenues à partir de près d'une trentaine de nouvelles datations ^{14}C sur charbons dans le cadre de ce travail. Les datations ont été effectuées dans les laboratoires suivants :

- Poznan Radiocarbon Laboratory, Adam Mickiewicz University, Poznan, Pologne (Resp. M. Tomasz GOSLAR)
- SUERC Radiocarbon Laboratory, Glasgow, Ecosse (Resp. F. M. STUART)

11 nouvelles datations OSL (luminescence optiquement stimulée) ont été obtenues sur la plateforme OSL du CEREGE (Centre Européen de Recherches et d'Enseignement en Géosciences) (Resp. Dr. Magali RIZZA, Maîtresse de Conférence, Aix-Marseille Université).

Près de dix nouveaux relevés stratigraphiques sur coupes naturelles ont été reportés à partir d'observations de terrain.

Les analyses sédimentologiques et physico-géochimiques semi-quantitatives réalisées sur l'ensemble des échantillons prélevés ont été réalisées majoritairement sur la Plateforme BOOST Biochimie-Microscopie-Sédimentologie en Archéométrie (Label Plateforme Aix-Marseille) sur le plateau technique de Sédimentologie Opérationnelle et de Géoarchéologie (PLASEDO) du LAMPEA (Laboratoire Méditerranéen de Préhistoire Europe Afrique, UMR 7269) au sein de la

Maison Méditerranéenne des Sciences de l'Homme, sur laquelle je suis intervenue en tant que soutien scientifique et technique sous la direction de Dr. V. OLLIVIER, responsable du plateau technique.

Les données archéologiques utilisées dans le cadre de ce travail proviennent essentiellement de la base de données PATRIARCHE qui recense les entités de la carte archéologique de France (Ministère de la Culture). La collaboration permettant l'accès à ces données a pu être établie sur la base d'une convention entre le CEREGE et la DRAC PACA (SRA).

Les données m'ont donc été transmises par le biais de Pascale BARTHES (SRA, Chargée de l'inventaire archéologique Bouches-du-Rhône et Var) et de Pascal MARROU (Chargé de l'inventaire archéologique Alpes-de-Haute-Provence, Hautes-Alpes, Alpes-Maritimes et Vaucluse, SRA) sous la supervision de X. DELESTRE (conservateur régional de l'archéologie, SRA).

Afin de compléter l'étude avec des exemples concrets issus de recherches régionales en cours, j'ai eu l'occasion de participer à plusieurs fouilles et missions d'archéologie programmées et préventives pour les volets géomorphologie et géoarchéologie qui ont contribué à alimenter ce travail :

Opérations archéologiques préventives :

- Suivi du carottage SC-SMax2 à Saint-Maximin-la-Sainte-Baume (PCR)
- Suivi de la fouille préventive (INRAP) de Clos de Roque à St-Maximin-la-Sainte-Baume
- Sondage de diagnostic archéologique à Pont de Garnière, Roquevaire (INRAP) (déc. 2021) : expertise géomorphologique/géoarchéologique, relevés stratigraphiques et prélèvements sédimentologiques.
- Fouille préventive au Camp de Sarlier, Aubagne (INRAP) (2021) : prélèvements sédimentologiques (sédiments, concrétions carbonatées), collaboration et expertise géomorphologique sur le bassin versant de l'Huveaune.
- Fouille préventive à l'Abbaye de Sénanque, Gordes (2021) : prélèvements sédimentologiques pour caractériser l'activité torrentielle en relation avec le bâti et l'évolution de l'abbaye.

Opérations archéologiques programmées (volets géoarchéologie et géomorphologie)

- Fouille dans la réserve de Saint-Maurin, La Palud-sur-Verdon (Resp. M. Dadure, SDA, 04)
- Aven Janna, Saint-Privat-de-Champclos – Gard (2022) : expertise géoarchéologique du contexte et des remplissages de l'aven (Dir. M. Le Roy)
- Locri, Italie (2022) : collaboration sur analyse et interprétations du traçage des dynamiques sédimentaires dans le bassin versant du site.
- Mission WATERTRACE, Syracuse, Italie (2021) : relevé de failles le long de l'aqueduc de Syracuse, carottages et géoarchéologie
- Site de Saint-Pierre 2, Thorame-Basse (04) (2020, 2021,2022) : caractérisation du contexte géomorphologique à partir de l'étude d'un sondage.

Ce travail a donc pu être alimenté par de nombreuses collaborations avec différents acteurs de l'archéologie (INRAP, SRA, SDA 04, instituts de recherches).

Les données paléoécologiques

Les analyses malacologiques ont été en partie été effectuées par Dr. F. MAGNIN (Chargé de Recherches CNRS, Institut Méditerranéen de Biodiversité et d'Écologie marine et continentale - IMBE) sur trois des six coupes de tufs postglaciaires étudiées ainsi que sur les sols rouges des glacis du Pléistocène supérieur (respectivement, MIR-1, MIR-5, la Thomassine et MIR-11). La seconde partie des données issues des deux coupes de tufs calcaires holocènes ont été effectuées par Dr. Q. WACKENHEIM (Laboratoire Géographie Physique UMR 8591 et Trajectoires, UMR 8591) (la coupe du Jonquier et de Pont de Joux).

Les nouvelles analyses anthracologiques effectuées sur les charbons prélevés dans les sols rouges du Pléistocène supérieur ont été obtenus grâce à Dr. Brigitte TALON (Maîtresse de Conférence, Aix Marseille Université).

2.2. Financements, soutiens logistiques et scientifiques

Ce travail de recherches a bénéficié de nombreux soutiens financiers qui ont permis l'élaboration d'une quantité importante de missions de terrain, d'analyses (datations 14C et OSL, analyses sédimentologiques et physico-chimiques).

Des programmes de recherches ou missions plus ou moins éloignées de ce travail de recherches m'ont donné l'opportunité d'approfondir mes connaissances scientifiques, régionales et extrarégionales dans ces thématiques, mais aussi de rencontrer d'autres acteurs du monde de l'environnement et de l'archéologie, et de bénéficier de conditions matérielles qui m'ont grandement aidé dans mon cheminement professionnel et personnel, tout au long de la thèse.

Le Collège Doctoral d'AMU dirigé par Pr. M. TALBY qui m'a permis d'obtenir une bourse doctorale inter-école doctorale (ED 215 "Sciences de l'Environnement" et ED 355 "Espaces, Cultures et Sociétés") délivrée en octobre 2020 et favorisant la création de projets interdisciplinaires et facilitant ainsi les échanges entre les unités de recherches en offrant un cadre basé dans deux structures.

Ainsi, ce travail s'est établi au sein de deux laboratoires d'accueil, dont le **CEREGE** (Centre de Recherche et d'Enseignement en Géosciences de l'Environnement, CNRS UMR 7330, AMU, INRAE, IRD et Collège de France), initialement dirigé par Pr. O. BELLIER au début de la thèse et actuellement par Dr. L. BENEDETTI (Directrice de Recherche, CNRS), et le **LAMPEA** (Laboratoire Méditerranéen de Préhistoire Europe Afrique, AMU, CNRS UMR 7269) actuellement dirigé par Dr. E. HERRSCHER (Directrice de Recherche, CNRS).

Ces deux unités de recherches m'ont permis d'obtenir un soutien matériel, logistique et des compétences scientifiques à la hauteur des enjeux de la thèse, à travers les multiples échanges avec le personnel de recherche et les universitaires au cours de collaborations.

Ce travail a bénéficié d'un soutien important du **Parc Naturel Régional de Luberon-Lure**, notamment lors de missions de terrain par l'intermédiaire de la Réserve géologique

du Parc Naturel Régional du Luberon dirigé par Dr. S. LEGAL qui m'ont permis de découvrir de nouveaux sites et de les intégrer à cette étude, mais aussi de bénéficier d'autorisations de prélèvements d'échantillons sédimentaires dans les limites du Parc.

Le **Conseil Général des Bouches-du-Rhône** et le **Conseil scientifique du Parc de Calanques** qui nous ont également permis d'échantillonner sur différents sites protégés du département des Bouches-du-Rhône, dont le Grand site de la Sainte-Victoire et le Parc Naturel des Calanques grâce aux conseils de M. O. FERREIRA (Chargé de mission Connaissance au service de la Gestion du Parc national des Calanques).

Des programmes de recherche portant sur certaines des thématiques de ma thèse ont également contribué à ce travail, parfois en fournissant un soutien financier, mais surtout en enrichissant les réflexions, dont notamment :

Le programme de recherche financé par ECCOREV-ITEM "LOST" pour "Localisation des Sites et Taphonomie : risques archéologiques et naturels en Méditerranée " et le **programme de recherche "Mediterranat" pour "Méditerranée, Risques Archéologiques et Naturels »** dirigé par Dr. V. OLLIVIER et Pr. O. BELLIER et financé par le programme AMORCE de l'institut d'archéologie ARKAÏA (AMU) qui ont grandement contribué à financer les analyses, les datations ainsi que l'achat de matériels.

Le Programme commun de recherche (PCR) « La Provence au Pléistocène Supérieur (PPSup) » (Resp. Dr. G. PORRAZ, Dr. V. OLLIVIER, Dr I. THERY, Dr. A. TOMASSO) (2021-2024).

Le PCR **« Occupations humaines sur le plateau de Méjannes-le-Clap et les gorges de la Cèze à la transition Néolithique final – début de l'âge du Bronze ».** (Resp. Dr. M. LEROY) (2020-2023) dont les terrains ont permis de contribuer à apporter un regard extrarégional à ce travail.

Le programme CNRS-INSU Tellus, DystraPaRnat « Dynamique de la sédimentation travertineuse, Paléoenvironnements et Risques naturels en Méditerranée » (Resp. Dr. V. OLLIVIER, Pr. O. BELLIER) (2022-2023).

Le PCR « Le paléo-lac de Saint-Maximin : Sociétés humaines et paléoenvironnements dans la plaine de Saint-Maximin (Var) du Paléolithique à l'âge du Fer » dirigé par C. LANDURE (SRA PACA), A. FLAMBEAUX (INRAP), Dr. O. SIVAN (INRAP) (2020-2021).

Le PCR « La grotte COSQUER à Marseille : Un projet pour une opération archéologique urgente » dirigé par Dr. C. MONTOYA (conservateur Général du patrimoine au Ministère de la Culture, Service régional de l'archéologie de la DRAC-PACA, Aix-e,-Provence).

Programme ECCOREV-ITEM MEDICAT « Mediterranean and caucasian travertines : from past climatic changes to natural hazard prevention » : Axe "Morphogénèse, risques naturels et variabilité climatique", resp. Dr. V. OLLIVIER et Pr. O. BELLIE) (2023-2024).

La composante ALLSH d'AMU (Faculté des arts, lettre, langues, sciences humaines) qui, en me délivrant un contrat de chargée de mission en enseignement durant trois années consécutives m'a donné l'opportunité de délivrer 64h/an d'enseignement au MIO

(Institut Méditerranéen d'Océanologie, UMR CNRS, IRD) dans le cadre de la Licence Sciences et Vie de la Terre, parcours Mer, sous l'encadrement de Pr. T. MOUTIN (AMU), Dr. T. WAGENER (Maître de Conférence, AMU) et Dr. V. LAGADEC (Ingénieure, AMU).

J'ai également pu bénéficier d'un enrichissement de mes savoir-faire dans le domaine de la sédimentologie au sein de la **Plateforme technique OMEAA (Observation et Mesure des Environnements Actuels et Anciens) coportée par les laboratoires Archéorient (UMR 5133) et Environnement, Ville, Société (EVS, UMR 5600), rattachés respectivement à l'Institut des Sciences Humaines et Sociales (INSHS) et l'Institut Écologie et Environnement (INEE) du CNRS, Lyon.** Ceci s'est effectué dans le cadre d'un contrat d'ingénieur de recherches CNRS de 5 mois pour le projet d'ANR Nile's Earth "Etude et conservation de l'architecture de l'ancienne vallée du Nil" (resp. Dr. T. JOFFOY, Dr. N. LICITRA) co-encadrée par Dr. N. BLOND (MsC, ENS Lyon), Dr. N. LICITRA (Chargée d'étude, CRAterre-ENSAG), A. BARRA (IE, CNRS). Cette collaboration m'a permis d'exporter mes compétences dans le cadre d'un travail alliant géoarchéologie et archéométrie sur des échantillons de sédiments naturels et archéologiques et de me fournir des apports scientifiques qui ont aussi inspiré certaines réflexions de ce travail.

3. Présentation du travail doctoral

La multidisciplinarité de ce travail est matérialisée ici par l'ensemble des organismes, institutions et acteurs qui ont pu contribuer au bon déroulement de ce projet en répondant à hauteur des enjeux inhérents à cette recherche. Inversement, la diversité des acteurs impliqués tout au long de ce projet témoigne de l'importance de cette thématique et de l'intérêt qu'elle suscite, tant dans le S-E de la France que dans l'ensemble de l'espace méditerranéen. Les dynamiques paysagères, les fluctuations climatiques et les occupations humaines suscitent encore de nombreux questionnements complexes et interconnectés, que nous allons tenter de démêler dans ce travail.

La structure de cette thèse est organisée comme suit :

Dans un premier chapitre (**Chapitre 1**), le contexte scientifique de l'étude sera présenté en précisant les caractéristiques géographiques, géologiques, géomorphologiques et archéologiques de la zone d'étude

Le **Chapitre 2** définit les méthodes employées dans l'étude des séquences sédimentaires et la grille de lecture associée.

Le troisième chapitre (**Chapitre 3**) porte sur la présentation des résultats se rapportant à la sédimentation en Provence au Pléistocène supérieur à travers l'analyse ciblée de paléosols localisés à la base des glacis cryoclastiques qui sont utilisés ici comme des marqueurs importants des phases de réchauffement qui ont ponctué le dernier Pléniglaciaire.

Le **Chapitre 4** aborde le volet de l'étude de la sédimentation postglaciaire et holocène à travers l'analyse approfondie des six séquences de tufs localisées dans la région.

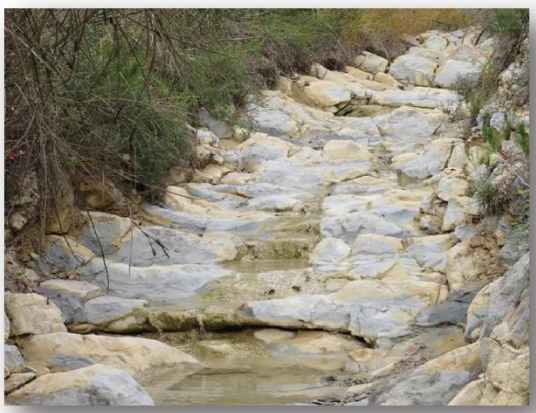
Enfin, le **Chapitre 5** établit une synthèse des apports obtenus au cours de ce travail pour répondre à la question « Où sont les sites ? » et discute des futures perspectives.

Chapitre 1

Contexte scientifique et définitions



Vue du glacis des oiseaux, versant sud de la Sainte-Victoire, Le Tholonnet (2021)



Marno-calcaires,
ravin du Mirail, Luberon (2021)



Séquence de tufs de Pont de Joux,
Vallée de l'Huveaune(2020)

« Surtout pas d'appareils photographiques, caméras et ainsi de suite: les beaux paysages ne se captent pas dans des boites, ils s'installent dans les sentiments. »

- **J. Giono**, *La chasse au bonheur*, 1991

Chapitre 1 : Contexte scientifique et définitions

Ce premier chapitre décrit le contexte scientifique, le cadre d'étude et les définitions des concepts utilisés au cours de cette thèse.

1. Où sont les sites ?

1.1. Du constat au positionnement épistémologique

De grandes disparités chronologiques et spatiales caractérisent la répartition des sites archéologiques de plein air en Provence.

Ces disparités peuvent résulter de facteurs culturels (Guilaine & Manen, 2007 ; Lachenal *et al.,* 2018 ; Guilaine, 2018 ; Perrin *et al.,* 2018), environnementaux (Roberts *et al.,* 2019) ou taphonomiques (Bintliff, 2002 ; Brädtmöller *et al.,* 2012 ; Schmidt *et al.,* 2012 ; Banks *et al.,* 2013 ; Bicho *et al.,* 2017 ; Guilaine, 2018 ; Weninger *et al.,* 2006 ; 2014) souvent étroitement liés.

Ainsi, la question centrale de la thèse « Où sont les sites ? » peut être abordée sous de nombreux aspects réunissant des disciplines bien distinctes (archéologie, paléoécologie, géomorphologie, etc.). Si ce travail intègre le plus de paramètres disponibles, l'angle utilisé est surtout axé sur l'utilisation d'archives sédimentaires offrant une fenêtre de lecture sur les dynamiques sédimentaires passées pour :

1) **Identifier et caractériser les marqueurs** avec le développement d'une méthode d'analyse des propriétés physico-chimiques des sédiments ;

2) **Comprendre et interpréter leurs significations en termes de dynamiques sédimentaires locales et à échelle du bassin versant** (*Que peut-on lire ? Jusqu'à quelle échelle ? De quoi est-ce représentatif ?) ;*

3) **Comprendre les modalités de mise en place et contextes de formations de ces marqueurs sédimentaires** associées à des phases tempérées *(Avant-après ? Quels forçages responsables ?) ;*

4) **Proposer des corrélations entre les dynamiques sédimentaires et les potentiels archéologiques et les taphonomies**. (*Quelques indices sur la conservation/disparition de sites archéologiques ?).*

L'étude ne se limite pas aux sites archéologiques connus. Pourquoi ? Car ce qui nous intéresse ici, c'est d'analyser les archives sédimentaires des séquences, d'identifier les processus, les moteurs et mécanismes responsables de la morphogénèse et de mettre en évidence des indices d'anthropisation. Décryptés et recontextualisés à l'aide d'autres corpus de données disponibles (données paléoenvironnementales, archéologiques, chronologiques, etc.), ces signaux permettent de déterminer leur échelle de lecture diachronique et d'interpréter si les phénomènes observés reflètent des variations environnementales locales et brèves dans le temps (ex., d'ordre météorologique tel que les orages ou les crues) ou au contraire, des phénomènes plus longs et de plus grande envergure (d'ordre régional, voire climatique).

Comment avons-nous choisi les marqueurs utilisés ?

Le socle de ce travail s'appuie en grande partie sur les travaux menés en Provence (Ollivier, 2006 ; Ollivier *et al.*, 2014 ; Thomas *et al.*, 2021) dont le modèle de reconstitution des principales tendances morphogéniques du Piémont Sud du Luberon sur les 50 derniers milliers d'années, tel que décrit par V. Ollivier, en 2006, constitue le modèle le plus complet. Ce piémont méridional présente une grande diversité d'archives sédimentaires, notamment des coupes de sédiments détritiques et de tufs calcaires, dont les nombreuses datations ont permis d'établir un cadre de recherches robuste dans lequel inscrire notre étude. Parmi les grandes entités sédimentaires décryptées et héritées des fluctuations climatiques et climato-anthropiques, les paléosols localisés à la base de glacis cryoclastiques du Pléistocène supérieur et les séquences de tufs calcaires tardiglaciaires et holocènes ont été intégrés à l'étude (*Cf.* **Chapitre 2**). Ces marqueurs de stabilité environnementale, souvent en opposition aux dynamiques détritiques à forte énergie, offrent une fenêtre de lecture sur une sédimentation à plus forte valeur conservative. Ainsi, la sélection des sites a été grandement facilitée et effectuée de manière détaillée en se focalisant sur les coupes déjà étudiées offrant le plus de visibilité pour l'étude des dynamiques sédimentaires et de leurs impacts sur les sites archéologiques potentiels. Le cadre d'étude se place à la fois au sein du massif du Grand Luberon, mais s'étend également à d'autres massifs de la Provence (*Cf.* **Chapitre 2, 3** et **4**).

En quoi cette approche reste-elle pertinente pour l'étude des sites archéologiques ?

L'analyse fine des archives sédimentaires permet leur caractérisation et contribue à identifier les agents environnementaux responsables des fluctuations observées, jusqu'à l'échelle élémentaire. La reconstruction des conditions paléoenvironnementales est possible, à une échelle variable selon le type d'archive et les temporalités des processus en jeu. Ces interprétations éclairent les processus ayant impacté les environnements et les sociétés.

Toutefois, lorsque l'emprise anthropique sur l'environnement est fortement marquée — ce qui peut être déduit de la présence d'indices directs d'occupation à proximité des sites étudiés, ou encore par la récurrence d'artéfacts piégés dans la coupe ou son environnement proche — l'anthropisation peut devenir un véritable agent environnemental, voire un forçage, influant sur le fonctionnement des géosystèmes (érosion, bilans sédimentaires). Il devient alors possible de détecter des indices anthropiques indirects, souvent observables dans les vestiges archéologiques ainsi que dans les séquences sédimentaires affectées par l'activité humaine.

2. Cadre géographique de la zone d'étude : la Provence

La Provence, située dans le S-E de la France, est une région historique et culturelle connue pour sa diversité géographique et son riche patrimoine naturel et architectural. Bordée par la mer Méditerranée au sud, elle s'étend jusqu'aux Alpes italiennes à l'Est et jusqu'au Rhône à l'Ouest. La diversité des paysages qu'elle comprend est fortement reliée à son histoire géologique complexe de laquelle résultent des chaînons massifs montagneux orientés est-ouest culminant à plus de 1000 m d'altitude (**Figure 1**) (*Cf.* **Section 2.1**). La plupart des massifs calcaires appartiennent au domaine de la Basse Provence dite « calcaire », domaine principalement constitué de séries triasiques (grès évaporites), mais surtout de calcaires, de marnes et d'argiles du Jurassique et du Crétacé. Ce domaine s'oppose à la Haute Provence, séparée par le Verdon et la Durance (Philip 2012), correspondant peu ou prou à la Provence dite « cristalline », localisée à l'Est, où sont localisés les massifs varisques des Maures, de l'Esterel et le Tanneron) (Crevola *et al.,* 1991).

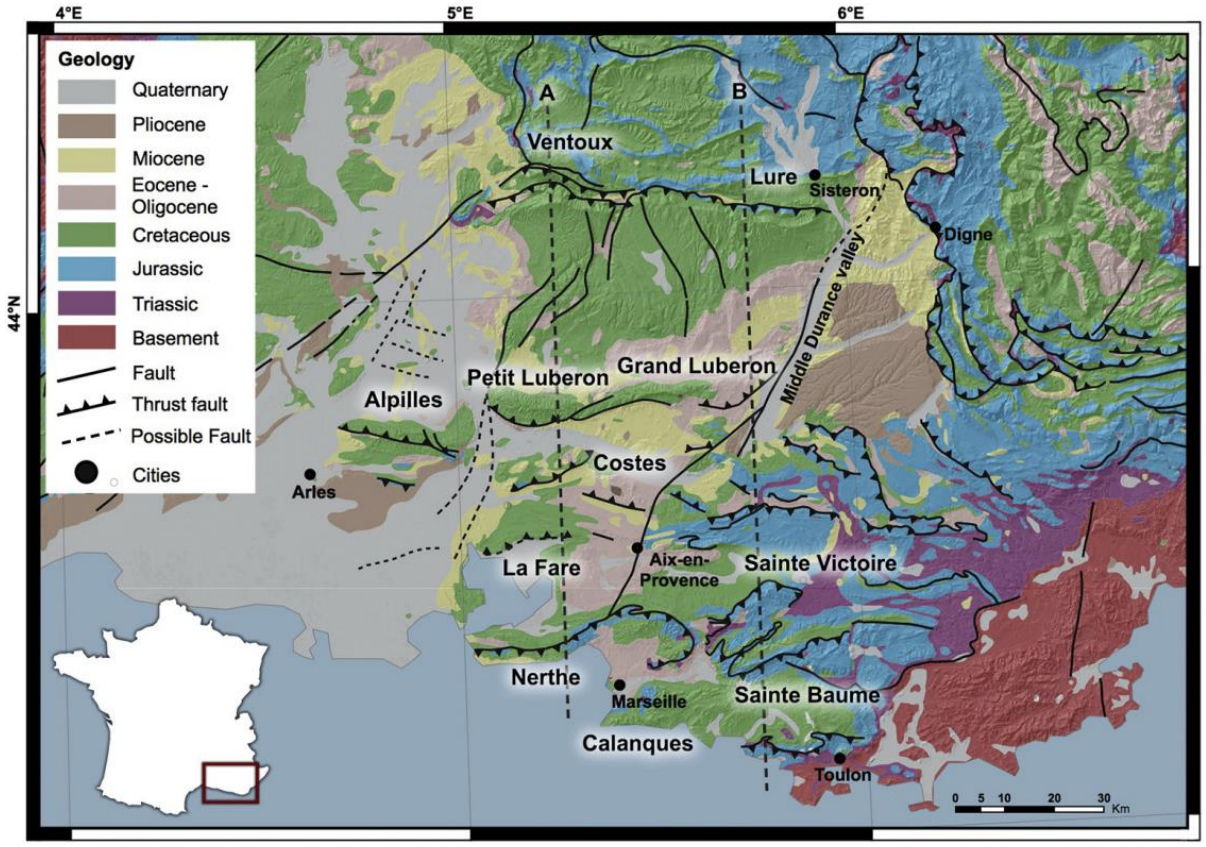


Figure 1. Carte géologique du S-E de la France (extraite de Thomas *et al.,* 2017 et modifiée de Molliex *et al.,* 2011).

2.1. Naissance des chaînons de la Provence occidentale : un héritage géologique et tectonique de plusieurs centaines de millions d'années

Les chaînons provençaux, emblématiques de la région méditerranéenne, tels que le Luberon, les monts du Vaucluse, la montagne Sainte-Victoire, les Alpilles, ou encore la Sainte-Baume sont hérités d'une histoire géologique complexe.

Au Paléozoïque (de -540 à -250 Ma), la Provence fait partie d'un vaste domaine océanique associé à la formation de la Pangée. La formation des massifs anciens (Massif des Maures, Esterel) est associée à l'orogenèse hercynienne (ou « varisque »). Cette période fournit les bases géologiques sur lesquelles les dépôts mésozoïques viendront s'accumuler. **Au cours du Mésozoïque (de -250 à -66 Ma)**, la région provençale est submergée par une mer chaude et peu profonde, située en bordure de la plaque européenne. Cette longue période est marquée par l'accumulation de dépôts sédimentaires qui formeront les couches rocheuses constitutives des chaînons actuels associés au Trias, au Jurassique et au Crétacé. ***Au Trias*** (-250 à -200 Ma), la Provence enregistre une succession d'environnements variés, allant de la formation de lagunes évaporitiques à des zones marines peu profondes faisant suite à des phases de transgressions marines. Les dépôts triasiques, composés d'alternances entre grès et

gypses en reflètent les principales variations. Ensuite, **au Jurassique** (-200 à -145 Ma), la Provence est dominée par une sédimentation marine riche en dépôts carbonatés fossilisant de nombreux organismes (céphalopodes, échinodermes, etc.). Ces dépôts correspondent, par exemple, aux faciès du Bajocien que l'on retrouve notamment dans la série sédimentaire des Calcaires Roux à Chailles, en partie occidentale de la Sainte-Baume (Floquet, 2021). Au **Crétacé inférieur (-145 à -66 Ma),** les fameux faciès urgoniens si caractéristiques des massifs calcaires de la région, en raison d'une accumulation aux épaisseurs impressionnantes, composent la base des chaînons provençaux (Luberon, Sainte-Victoire, Sainte-Baume, Alpilles, Calanques). À la fin du Crétacé inférieur, le bombement durancien résultant d'une phase tectonique extensive due à la rotation du bloc Pyrénéo-Corso-Sarde et à l'ouverture du Golfe de Gascogne, fait émerger la Provence engendrant une érosion et une altération des roches menant à la formation d'altérites (*Cf*. les gisements de bauxite des Alpilles, les ocres de Rustrel dans le Vaucluse). Le **Crétacé supérieur (-100 à -66 Ma)**, et notamment dans les derniers millions d'années (entre -72 et -66 Ma, Maastrichtien), une phase de tectonique active générant des plissements pyrénéo-provençaux forme de premiers reliefs rapidement érodés et produisant les sédiments brèchiques bégudo-rognaciens que l'on retrouve dans les cuvettes synclinales formant des bassins laguno-lacustres (ex., comme le bassin de l'Arc). C'est au **Cénozoïque** (de -66 Ma à aujourd'hui) que la compression tectonique entraine la naissance des chaînons que l'on connait aujourd'hui. Suite à la collision entre la plaque africaine et la plaque eurasiatique, l'océan Téthys se referme et entraîne une compression tectonique à l'origine de plissements orientés E-O en deux phases, la première attribuée à l'Éocène supérieur (entre -40 et -34 Ma) et la seconde, au Miocène (il y a environs -10 Ma), respectivement appelées l'orogénèse « pyrénéo-provençale » et l'orogénèse « alpine ». Ces deux phases voient apparaître l'ensemble plissé de l'anticlinal de Manville et des synclinaux des Baux et de Maussane pour le massif des Alpilles, les plis qui ont abouti au chevauchement de la haute chaîne de Sainte-Victoire, les prémices du massif de la Sainte-Baume, l'anticlinal du Luberon, déjeté vers le sud par sa faille chevauchante, ou encore le chaînon Ventoux-Lure. **Au Miocène (-23 à -5 Ma)**, la Méditerranée se retire temporairement au cours de la crise de salinité messinienne (-5,9 à -5,3 Ma), créant des conditions arides qui laissent des cicatrices sur le paysage provençal avec notamment l'incision des cours d'eau affluents de la Méditerranée (ex. Rhône, Durance ou Var) (Clauzon, 1979, 1982 ; Hippolyte *et al.,* 2011), le développement de réseaux karstiques très profonds (Mocochain *et al.,* 2006 ; 2011) et des remblaiements sédimentaires rapides et foudroyants générés par une remise en eau rapide de la Méditerranée (Clauzon , 1996).

Localisée en zone intraplaque tectonique, l'activité tectonique et sismique résultante et actuelle est très modérée. Certains événements se sont exprimés au cours du Pléistocène moyen et supérieur, comme par exemple à Malaucène, au nord du Mont-Ventoux, où la découverte d'une déformation a été mise en évidence dans des dépôts colluviaux du dernier pléniglaciaire (Dutour *et al.,* 2002). D'autres exemples de cette activité, beaucoup plus récents, attribuent des séismes pouvant atteindre 6,5 de magnitude pour les séismes les plus forts (ex., les séismes de 1708 à Manosque sur la faille de la moyenne Durance, Poursoulis & Levret-Albaret ,2014 ; ou encore le séisme de 1909 à Lambesc sur la faille de la Trévaresse, Chardon & Bellier, 2003).

2.2. Le Quaternaire provençal : un paysage en perpétuelle évolution

Sur ces reliefs ainsi formés se sont exercés de nombreux processus à l'origine des variations paysagères passées et actuelles.

Comme référence régionale sur les derniers 50 000 ans, le modèle morphogénique du Luberon apporte un aperçu des principales variations enregistrées sur son piémont méridional servant de base à l'étude (Ollivier, 2006).

Ainsi, il y a environ 50 000 ans, les vallons du piémont sud du Grand Luberon sont colmatés par de puissants glacis d'accumulation dépassant fréquemment les 30 mètres d'épaisseur et remaniant un abondant matériel torrentiel caillouteux contenant des gélifracts. À leur base, plusieurs « sols rouges » et leur contenu paléontologique indiquent le caractère plus tempéré des épisodes interstadiaires du Stade isotopique 3 en domaine méditerranéen (Ollivier, 2006 ; Ollivier *et al.,* 2014). Entre le dernier maximum glaciaire et le Tardiglaciaire (18 000 -17 000 ans avant aujourd'hui), période charnière au niveau bioclimatique, une incision majeure intervient, surprenante par son ampleur et sa rapidité. Dès 15 500 ans avant aujourd'hui, la tendance s'inverse et l'on assiste à une reprise de l'accumulation sédimentaire dans les fonds de vallons. Au sein de cette nouvelle dynamique, de puissantes formations travertineuses (carbonates externes construits d'origine physicochimique et biochimique) se développent au débouché d'exsurgences karstiques et signent un réchauffement climatique engagé (Ollivier *et al.,* 2006). Par la suite, et dans l'ensemble des formations détritiques et carbonatées, deux incisions principales se produisent vers 9 000 et 6 000 avant aujourd'hui et en alternance avec des phases de remblaiements. Les fluctuations morphogénétiques de cette première partie du Postglaciaire s'accordent, et semblent principalement inféodées aux variations des paramètres bioclimatiques. Dès le Néolithique final, dans un contexte d'augmentation des occupations humaines, les séquences sédimentaires enregistrent une série de ruptures (incisions) de plus haute fréquence et de plus faible amplitude que précédemment. Ces perturbations sont accompagnées de changements de faciès dans les systèmes carbonatés et d'ouvertures fortes du milieu végétal déterminées par les analyses paléoécologiques (Martin & Magnin in Ollivier, 2006 ; Ollivier *et al.,* 2006). Le caractère particulièrement sensible des ensembles travertineux aux modifications d'origine climato-anthropique du biotope est ainsi souligné (Ollivier *et al*., 2006).

Entre le XI et le XIIIe siècle apr. J.-C., on note une interruption de l'accumulation des travertins et le démantèlement des formations (*lato sensu*). Dans le même intervalle s'instaure une dynamique majeure d'incision linéaire des talwegs bien connue dans le sud de la France (Ollivier, 2006). Postérieurement au XVIIe siècle, au cours du Petit Âge Glaciaire, débute une dernière période de remblaiement détritique plus modeste. À terme, celle-ci est interrompue par une ultime phase d'incision toujours active aujourd'hui. L'action conjuguée des oscillations climatiques et des modes d'occupation des sociétés humaines sur le milieu « naturel » apparaît comme le principal moteur d'une morphogenèse mouvementée au cours de la deuxième partie du Postglaciaire.

Plus récemment, les travaux de thèse du Dr. F. Thomas (2018) ont contribué à préciser les phases d'incision et de remblaiement à l'échelle du site de Vinon-sur-Verdon, comme détaillé dans son article (Thomas *et al.*, 2021). Sur la base de datations radiocarbone (^{14}C) et OSL réalisées sur les sédiments de la tranchée T3, ses travaux mettent en évidence plusieurs phases de dépôt significatives : une phase de dépôt fluvio-glaciaire importante autour de 18 000-19 000 ans cal. BP (unité U1), suivie d'une phase de remblaiement du chenal U9 vers 10 000 ans cal. BP, et enfin, des épisodes de dépôts plus récents vers 2 000 et 400 ans cal. BP. L'étude identifie également des surfaces d'érosion majeures, notamment EB1 (antérieure à 18 000 ans) et EB2 (antérieure à 10 000 ans), qui témoignent d'épisodes d'incision ayant précédé ces phases de remblaiement. La synthèse de ces observations locales, comparée aux cycles régionaux établis par Ollivier *et al.* (2014), permet de mieux contextualiser l'évolution géomorphologique du site de Vinon-sur-Verdon dans un cadre plus large. Il faut cependant noter que l'interprétation de ces cycles est réalisée dans le but d'évaluer l'activité tectonique et l'aléa sismique du secteur, soulignant l'importance de comprendre l'interaction entre les processus tectoniques et les processus de surface dans cette région de faible déformation.

2.3. Climat et végétation méditerranéenne

La Provence appartient au domaine méditerranéen et est donc soumise à un climat méditerranéen subhumide (Emberger 1955).

D'après METEOFRANCE, « *Le climat méditerranéen est caractérisé par des hivers doux et des étés chauds, un ensoleillement important et des vents violents fréquents. On observe peu de jours de pluie, irrégulièrement répartis sur l'année. À des hivers et étés secs succèdent des printemps et automnes très arrosés, souvent sous forme d'orages (40 % du total annuel en 3 mois). Ces précipitations peuvent apporter en quelques heures 4 fois plus d'eau que la moyenne mensuelle en un lieu donné, notamment à proximité du relief (épisode méditerranéen). Les régions concernées par le climat méditerranéen sont situées en Corse et dans le Sud-Est entre mer et montagnes.* »

Ce climat ne s'est installé dans la région du Sud de la France qu'à partir de 3 300 et 1 000 BP et à travers l'expression de la mise en place d'une sécheresse estivale sur la base des données palynologiques enregistrées (Jalut *et al.,* 2001).
Dans le détail, deux sous-ensembles climatiques sont à distinguer en relation avec l'expression d'un gradient latitudinal (METEOFRANCE, période 1961-2018 https://meteofrance.com/climathd, Gibelin *et al.,* 2014 ; Thomas *et al.,* 2017). En effet, la Provence occidentale présente un gradient altitudinal et climatique plutôt large, avec des températures annuelles moyennes variant de 5°C, au niveau des chaînons du Ventoux-Lure, à 16°C pour les zones côtières. Les précipitations annuelles moyennes sont inversement corrélées, allant de 500-600 mm près de la Méditerranée, à 1400 mm sur le Ventoux et la montagne de Lure. Le chaînon du Luberon, situé à la frontière entre ces influences, subit à la fois une influence plus fraîche (alpine) au nord et plus méridionale au sud expliquant une répartition de la végétation différente d'un versant à l'autre.

En effet, comme sur la majorité des massifs, la répartition des espèces répond à des gradients bioclimatiques en fonction de l'altitude et de l'exposition (versant nord, sud, crête).

Ainsi, l'altitude du Grand Luberon (et des autres massifs provençaux) est suffisante pour produire un échelonnement bioclimatique allant du niveau meso-méditerranéen au niveau supra-méditerranéen (Dumas, 2013). Ainsi, sur le versant nord, plus frais et humide, la forêt de chênes pubescents est plus mature et riche. Le versant sud est plus méditerranéen avec une végétation dominée par des forêts de pins d'Alep (*Pinus halepensis Miller*), des taillis de chêne vert (*Quercus ilex L.*) et des taillis de chêne pubescent (*Quercus pubescens Willd.*). Les crêtes sommitales, entre 600 m et 1125 m d'altitude, ventée et pâturée, sont recouvertes de prairies sèches et de buissons riches en espèces méditerranéennes montagnardes.

Dans l'ouest du Luberon, à proximité de Manosque, la végétation comprend des taillis de chêne vert, de chêne pubescent, des forêts de pins d'Alep, mais aussi des maquis et des garrigues avec du genêt d'Espagne (*Spartium junceum L.*). Des peuplements de pins sylvestres (*Pinus sylvestris L.*) colonisent son versant nord (Magnin *et al.,* 2024).

La montagne de Lure présente une flore unique, mélangeant espèces alpines et Méditerranéennes, reflétant sa position géographique orientale à proximité des Alpes (Guende *et al.,* 2012). On y trouve des espèces rares ou protégées, illustrant des processus évolutifs spécifiques. La présence d'hybrides comme *Sorbus legrei* souligne cette originalité.

Le Mont Ventoux, situé plus à l'est du chaînon, est lui aussi à la confluence des influences biogéographiques alpines et méditerranéennes. Il présente un étagement altitudinal marqué où la végétation méditerranéenne domine en basse altitude (Chêne vert, puis Noyer) tandis que la végétation de type montagnarde domine plus au nord (présence de Hêtraies et Sapinières). L'altitude et le niveau hydrique conditionnent la répartition des espèces avec la présence d'espèces méditerranéennes plus fortes à l'est. À l'instar de nombreux massifs provençaux, la physionomie de la végétation actuelle résulte de l'impact des activités humaines passées (défrichements, pastoralisme) et actuelles (changements climatiques) et se matérialise au Ventoux avec une expansion des forêts, un dépérissement des sapins, et une dominance des milieux ouverts (Martin-Gousset *et al.,* 2019).

Les chaînons localisés plus au sud reflètent une végétation plus méditerranéenne, par exemple, à la Sainte-Victoire, où les forêts de Chêne vert et de Chêne pubescent, longtemps exploitées et défrichées, ont laissé place à des garrigues à Chêne kermès et à Romarin. Sous l'impulsion indirecte de l'Homme, l'espèce pionnière qu'est le Pin d'Alep, a également colonisé ces espaces ouverts. D'autre part, la dénivellation importante permet un étagement de la végétation sur l'ubac de Sainte Victoire. À la base se trouvent les espèces méditerranéennes dominées par le Chêne vert et le Pin d'Alep. Plus haut, les Genévriers et le Chêne pubescent sont plus abondants et le Pin sylvestre apparaît. Enfin la crête, plus froide et exposée au vent, moins favorable à l'établissement de la forêt, est occupée par une végétation basse à Genêt de Lobel (Ladier & Boisseau, 1993).

Du côté des Alpilles, trois grandes unités de végétation peuvent être distinguées avec la présence de garrigues variées (chêne kermès, romarin, etc., à environ 60 %), de pinèdes (25 %), de près de 4 % de peuplements mixtes associant résineux et feuillus et enfin la présence de 11 % de chênaies vertes, essentiellement localisées à l'extrémité est du massif (Abbes *et al.,* 1997). Le point commun à tous ces milieux est l'impact significatif de l'homme et des feux sur la structure de la végétation et les essences, et ce, dès le Néolithique (Vernet 1997 ; Tassin 2012).

Ajoutons également que la Provence est fortement exposée au mistral, vent froid et sec en provenance du N/N-O pouvant dépasser les 200 km/h au sommet du Mont-Ventoux, dont les impacts, s'exprimant déjà au pléniglaciaire, ont été, au fil du temps, enregistrés par les dépôts éoliens dans le bas-Rhône, dans la vallée de la Durance ou encore dans le Roussillon (Ambert, 2013 ; Bosq, 2020).

Chapitre 2

Méthodologie



« César *-*

Où en étais-je ? Continuons, attention :

« Quand tu vas commencer à mesurer le fond de la mer, fais bien attention de ne pas trop te pencher, et de ne pas tomber par dessus bord et là où ça sera trop profond, laisse un peu mesurer les autres. ». Je le connais, moi, M. Marius ; quand il avait quatre ans, un jour que je l'avais mené à la pêche sur la barquette de Panisse, il se penche pour regarder sa ligne et pouf un homme à la mer ! C'est vrai qu'à ce moment-là, il avait la tête plus lourde que le derrière, et que depuis ça s'est arrangé. »

- **M. Pagnol**, *Fanny*, 1932.

Chapitre 2 : Méthodologie

1. Introduction

Les réflexions menant à questionner les impacts des processus morphogéniques sur la présence, l'absence et la répartition des sites archéologiques reposent sur l'utilisation des méthodes géomorphologiques, le développement d'une chaîne opératoire d'analyses sédimentologiques complémentaires et sur l'intégration d'un corpus de données complémentaires à l'interface entre la paléoécologie, l'archéologie, mais incluant également des données paléoclimatiques et géologiques.

Ce chapitre décrit les différentes techniques utilisées dans le cadre de cette thèse pour caractériser les marqueurs sédimentaires choisis afin de répondre à la problématique. Décomposé **en trois sections distinctes**, il détaille les étapes de notre approche analytique débutant par le processus de sélection des marqueurs sédimentaires clés, le choix des séquences étudiées, les campagnes de terrain jusqu'aux modes de prélèvement et l'intégration des données paléoenvironnementales et de données issues des bases de données complémentaires (géologiques, paléoclimatiques).

La première partie permet de souligner l'approche théorique développée pour répondre au mieux à la problématique de cette thèse en mettant l'accent sur le procédé de sélection des marqueurs étudiés jusqu'à la phase de terrain et la mise en place de l'échantillonnage en vue des analyses en laboratoire

La seconde partie du chapitre porte sur les stratégies analytiques mises en œuvre afin de caractériser les échantillons en étudiant leurs faciès, leurs compositions, leurs couleurs et leurs textures. Les modes d'échantillonnage sont détaillés, tant pour les horizons pédologiques que pour les tufs calcaires, ainsi que les différentes méthodes utilisées incluant les datations (datations radiocarbones et datations par Luminescence Optiquement Stimulée - OSL), les analyses géochimiques semi-quantitatives à fluorescence X portable (pXRF), la calcimétrie digitale, la granulométrie par analyse d'images, la spectrocolorimétrie, la perte au feu sur les horizons de sols, la micromorphologie et enfin l'extraction et l'analyse de la fraction insoluble des tufs calcaires. Une attention particulière est portée sur les analyses granulométriques par « image-sizing » avec une définition expérimentale des limitations et du développement méthodologique opéré pour l'acquisition des données *via* cette méthode novatrice pour l'étude des sédiments continentaux.

La troisième partie détaille l'intégration de données paléoenvironnementales malacologiques et anthracologiques résultant de collaborations multiples (Q. Wackenheim, N. Limondin-Lozouet ; LGP et F. Magnin ; IMBE, pour la malacologie, ainsi que B. Talon ; IMBE, pour l'anthracologie).

Enfin, en dernière partie de ce chapitre, les bases de données complémentaires (géologiques, morphogéniques, archéologiques et paléoécologiques) qui alimentent nos interprétations et nos analyses sont également listées.

Chacune de ces techniques offre des contributions uniques à notre étude en formant un dispositif cohérent et complémentaire, enrichissant notre compréhension des processus sédimentaires en jeu et permettant d'appréhender de manière approfondie la complexité des formations étudiées et des signaux obtenus.

2. Du choix des sites aux campagnes de terrain

2.1. Un bilan archéologique et géomorphologique

Le processus initial a consisté en la réalisation d'un bilan archéologique et géomorphologique à échelle régionale, mené selon une méthodologie rigoureuse et systématique. Cette approche a permis d'acquérir une compréhension approfondie du contexte environnemental et culturel de la zone d'étude localisée dans le S-E de la France.

Une **revue bibliographique et cartographique exhaustive** des **données archéologiques** disponibles a été effectuée en se basant sur des articles et des informations provenant de la base de données PATRIARCHE, dans le cadre d'une convention établie avec le Service Régional d'Archéologie (SRA) de la Direction Régionale des Affaires Culturelles de Provence-Alpes-Côte d'Azur (DRAC PACA). Ces données ont été consolidées au sein d'un Système d'Information Géographique (SIG), permettant ainsi de mettre en lumière les périodes caractérisées par des lacunes archéologiques.

De plus, une **compilation des enregistrements sédimentaires documentés** dans la littérature et couvrant les périodes pertinentes a été réalisée dans le but de saisir les tendances morphosédimentaires associées à ces époques et d'évaluer leurs éventuels impacts sur les sites archéologiques potentiels, à différentes échelles. Il est important de noter que cette étude ne vise pas à intégrer une multitude d'études géoarchéologiques sur l'ensemble de la région, mais plutôt à sélectionner des coupes contenant des marqueurs clés et représentatifs pour l'étude et l'analyse des dynamiques sédimentaires pendant les périodes d'intérêts ciblées.

Ce travail s'appuie en grande partie sur le modèle de reconstitution des principales tendances morphogéniques du Piémont Sud du Luberon sur les 50 derniers milliers d'années, tel que décrit par V. Ollivier en 2006 (Ollivier, 2006). Le piémont méridional de ce massif présente une grande diversité d'archives sédimentaires, notamment des coupes de sédiments détritiques et des tufs calcaires, dont les datations sont particulièrement fiables. Ce travail de synthèse fournit un cadre de recherche déjà bien établi dans lequel notre étude s'inscrit. Ce modèle a permis l'identification des marqueurs sédimentaires correspondant aux critères choisis, c'est-à-dire des indicateurs d'environnements à fort potentiels conservatifs (*Cf.* **Section 2.2**), à proximité ou à distance des zones archéologiques. Ainsi, la sélection des sites a été grandement facilitée et effectuée de manière détaillée en se focalisant sur les coupes offrant le plus de visibilité pour l'étude des dynamiques sédimentaires et de leurs impacts sur les sites archéologiques potentiels.

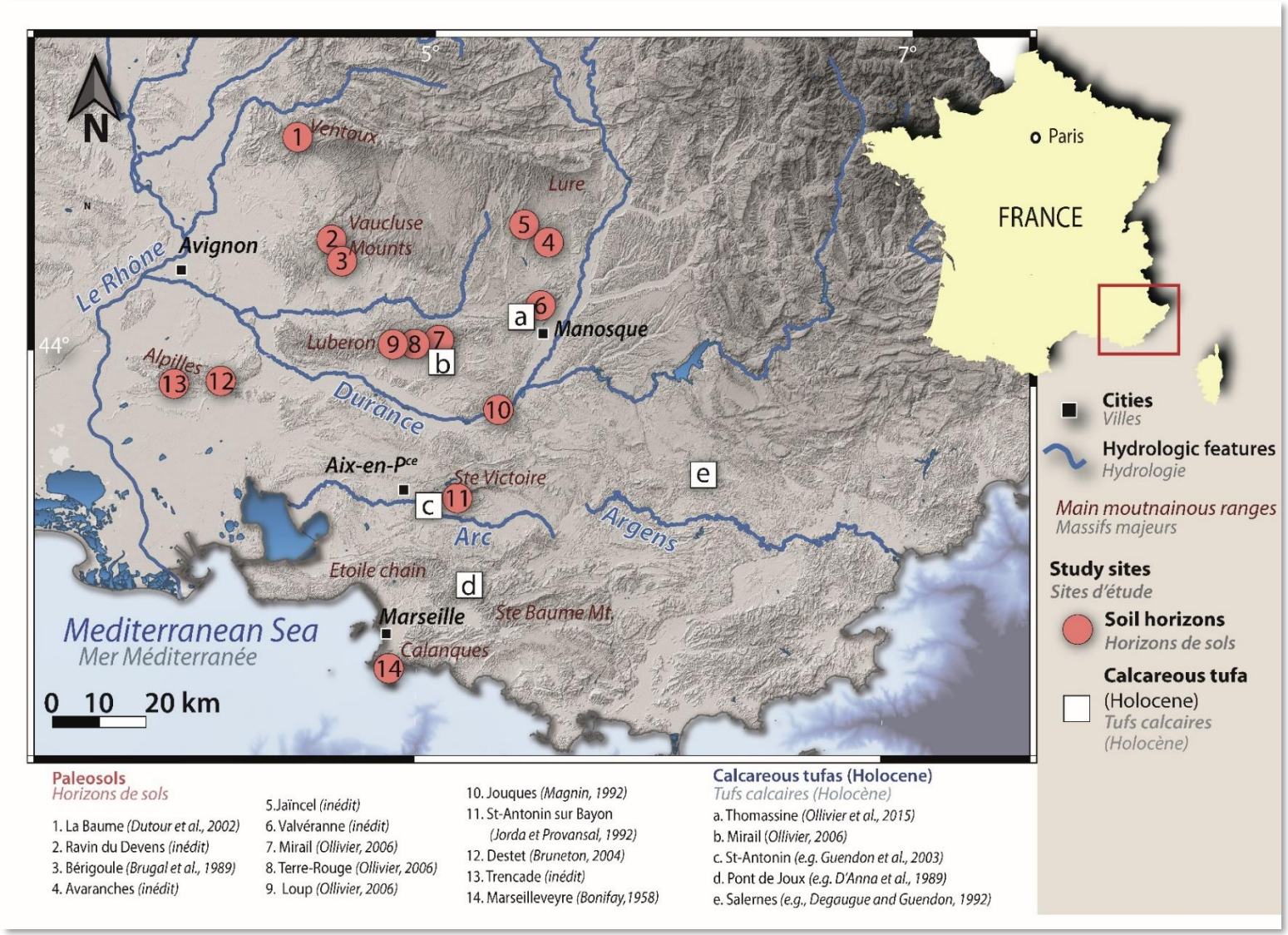


Figure 2. Localisations des sites d'étude de la thèse

En élargissant notre approche à un niveau plus régional et en intégrant des données issues de la littérature, d'autres secteurs situés dans les piémonts des principaux massifs de la Provence Occidentale (*ex.* : les Alpilles, le Mont-Ventoux et la Sainte-Victoire) ont été pris en compte. Cette démarche englobe une diversité de contextes géographiques, géologiques et archéologiques différents pour offrir une vision plus complète des dynamiques sédimentaires et de leurs rôles sur les sites archéologiques. Au total, les sites étudiés s'étendent sur un gradient Nord/Sud de plus d'une centaine de kilomètres (**Figure 2**).

2.2. Une étude ciblée autour de marqueurs sédimentaires clés

Sur la base de nombreux travaux reconstituant les grandes tendances morphogéniques régionales (Ollivier, 2006 ; Ambert, 2013 ; Ollivier *et al.,* 2014), notre approche a ciblé des marqueurs sédimentaires correspondant à des phases de dynamiques sédimentaires stables. Ces archives sont riches en données paléoenvironnementales, voire archéologiques, pour des périodes chronologiques charnières (hiatus et transitions archéologiques clés). Ce choix a permis de sélectionner deux principaux marqueurs sédimentaires qui constituent les supports analytiques de cette étude : les horizons pédologiques du dernier Pléniglaciaire et les séquences de tufs calcaires tardiglaciaires et holocènes.

La période du dernier Pléniglaciaire comporte des phases climatiquement tempérées (interstadiaires) aux processus et dynamiques sédimentaires plus stables. Celles-ci se traduisent par le développement d'horizons pédologiques (Dubar, 1979 ; Jorda & Delibrias, 1981 ; Ollivier *et al.,* 2014 ; Magnin *et al.,* 2014). Aujourd'hui, ces séquences pédogénéisées, dont il ne reste que quelques horizons pédologiques, sont souvent localisées sous de puissants dépôts cryoclastiques (glacis à gélifracts, dépôts lœssiques) (Ollivier *et al.,* 2014 ; Bosq, 2020). Ces glacis correspondent à des dynamiques sédimentaires plus énergétiques et plus importantes (en termes de puissances d'accumulations) dont la mise en place a contribué à l'érosion des sommets de ces pédoséquences.

Dès le Postglaciaire, regroupant le Tardiglaciaire et l'Holocène au sens de Borel *et al.* (1984), les séquences de tufs calcaires se développent un peu partout dans la région et constituent des zones attractives pour les sociétés. De nombreuses études témoignent du lien entre ces formations (leurs développement et évolution) et l'anthropisation de la région dès le Mésolithique (Vaudour, 1994 ; D'Anna et Courtin, 1986). Non seulement ces séquences couvrent des périodes de hiatus archéologiques clés (*ex.*, Mésolithique ; Sénépart, 2014 ; Brochier & Livache, 2004), transition Néolithique final-Âge du Bronze, Lachenal *et al.,* 2018), mais elles fournissent également des archives paléoenvironnementales (*ex.* : malacologie, palynologie) qualitatives pour ces périodes qui, couplées à une analyse sédimentaire et hydrologique des faciès, permettent une reconstitution précise des contextes environnementaux et renforcent notre compréhension des systèmes et processus sédimentaires à l'échelle du bassin versant. Les analyses effectuées apportent de nouveaux éléments comportant la présence de

signatures spécifiques relatives au détritisme dans le bassin versant, mais aussi, sous un aspect plus exploratoire, peuvent aider à déterminer l'origine des eaux qui ont alimenté ces formations travertineuses (*ex., r*emontée d'eaux profondes ayant transité dans des failles) (Sirdeys *et al.,* 2023a).

2.3. De la prospection à l'échantillonnage systématique

À la suite de ces recherches préliminaires, des prospections ont été effectuées entre 2020 et 2023 sur des séquences référencées dans la littérature, regroupant à la fois des corpus de données chronologiques, géomorphologiques, archéologiques, paléoenvironnementales déjà exploitables ou à acquérir. Les séquences, pour la plupart déjà référencées, ont été localisées, identifiées et prospectées, puis échantillonnées de manière systématique pour analyses en laboratoire. Ce travail expose ainsi un corpus de données dense acquis à partir de 16 séquences cryoclastiques à horizons pédologiques et 6 séquences de tufs calcaires (**Figure 2**).

Pour les séquences cryoclastiques à horizons pédologiques pléistocènes, des relevés stratigraphiques ont été effectués lorsqu'ils n'étaient pas déjà disponibles. L'échantillonnage s'est effectué par prélèvement à la truelle d'environ 200 à 500 g de sédiments provenant du ou des horizons pédologiques conservés et des niveaux sus et sous-jacents à la pédoséquence (**Figure 3**). Ce mode de prélèvement permet ainsi une comparaison et une mise en évidence de l'évolution de la séquence jusqu'à la formation des niveaux pédogénéisés et, ainsi, de caractériser leurs propriétés et leurs mises en place. En parallèle, des prélèvements de charbons et de sédiments ont été effectués pour la détermination par datations ^{14}C AMS de l'âge des séquences et l'identification anthracologique (B. Talon, IMBE) (*Cf.* ce-chapitre, **section 0**).

Lors des prélèvements, une attention particulière a été accordée à la séquence pédologique la mieux conservée et la plus développée du corpus : la séquence MIR-11 (Ravin du Mirail, Luberon) en vue d'établir une étude complète de la pédoséquence et d'obtenir une caractérisation fine d'un paléosol. Afin de pouvoir définir les successions sédimento-stratigraphiques précises de cet ensemble d'horizons pédologiques bien conservé, cette séquence a bénéficié d'un pas de prélèvements resserrés permettant un aperçu des propriétés sédimentologiques et physico-chimiques (pXRF, calcimétrie, spectrocolorimétrie, granulométrie) à une meilleure résolution. Des prélèvements pour la création des lames-minces à des fins d'observations micromorphologiques (textures, microstructures et propriétés pédologiques) à haute définition ont également été obtenus (*Cf.* **Chapitre 3**).

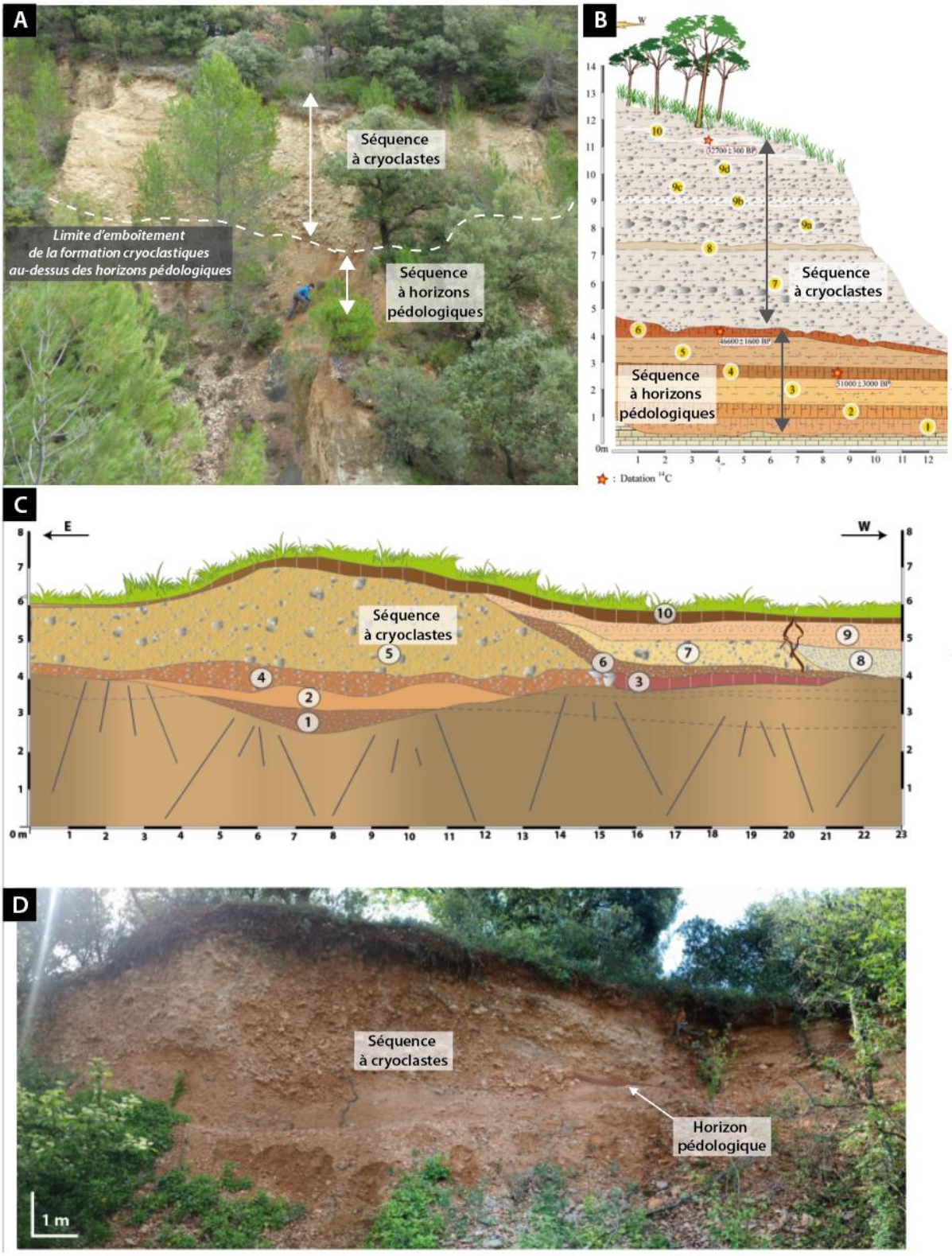


Figure 3. Quelques exemples de coupes cryoclastiques à horizons pédologiques étudiées au cours de cette thèse : A/ Coupe de Terre-Rouge, Cucuron, Luberon (43.799183°N - 5.467100°E) (Ollivier, 2006) ; B/ Coupe du ravin du Devens, Méthamis, Monts de Vaucluse (44.007032°N - 5.241091°E) (inédite) (Cf. Chapitre 3).

Pour les séquences de tufs calcaires, un échantillonnage par sachet de 200 à 500 g de l'ensemble des niveaux des séquences étudiées a été effectué afin de mettre en évidence les variations au sein des différents faciès à travers le spectre de nos analyses. Cet échantillonnage serré correspond également au mode de prélèvement utilisé pour l'obtention des données paléoécologiques (données malacologiques en collaboration avec Q. Wackenheim, N. Limondin-Lozouet ; LGP et F. Magnin ; IMBE) (**Figure 4**). Les données sédimentaires et physico-chimiques ont ainsi permis d'obtenir des éléments de compréhension des modes de mise en place des dynamiques sédimentaires de ces formations dans plusieurs contextes. Ces contextes comprennent des milieux anthropisés et non anthropisés (*ex*. contextes anthropisés *vs.* non anthropisés, zones de piémonts à petits hydrosystèmes *vs.* vallées fluviatiles). Les données paléoenvironnementales ont également contribué à l'apport d'éléments nouveaux en référence aux contextes dans lesquels ces formations se sont développées (*Cf.* **Chapitre 4**).

En addition des prospections et visites des sites issues des secteurs sélectionnés, nous avons participé à divers chantiers de sondages et de fouilles archéologiques programmés et préventifs dans la région (chantiers INRAP, Service Régional d'Archéologie) (**Figure 5** ; *Cf.* **Chapitre 1, section 2.2**). Ces participations ont permis d'alimenter les réflexions concernant les relations Homme-environnement, la conservation des sites, l'impact des dynamiques sédimentaires en milieux anthropisés.

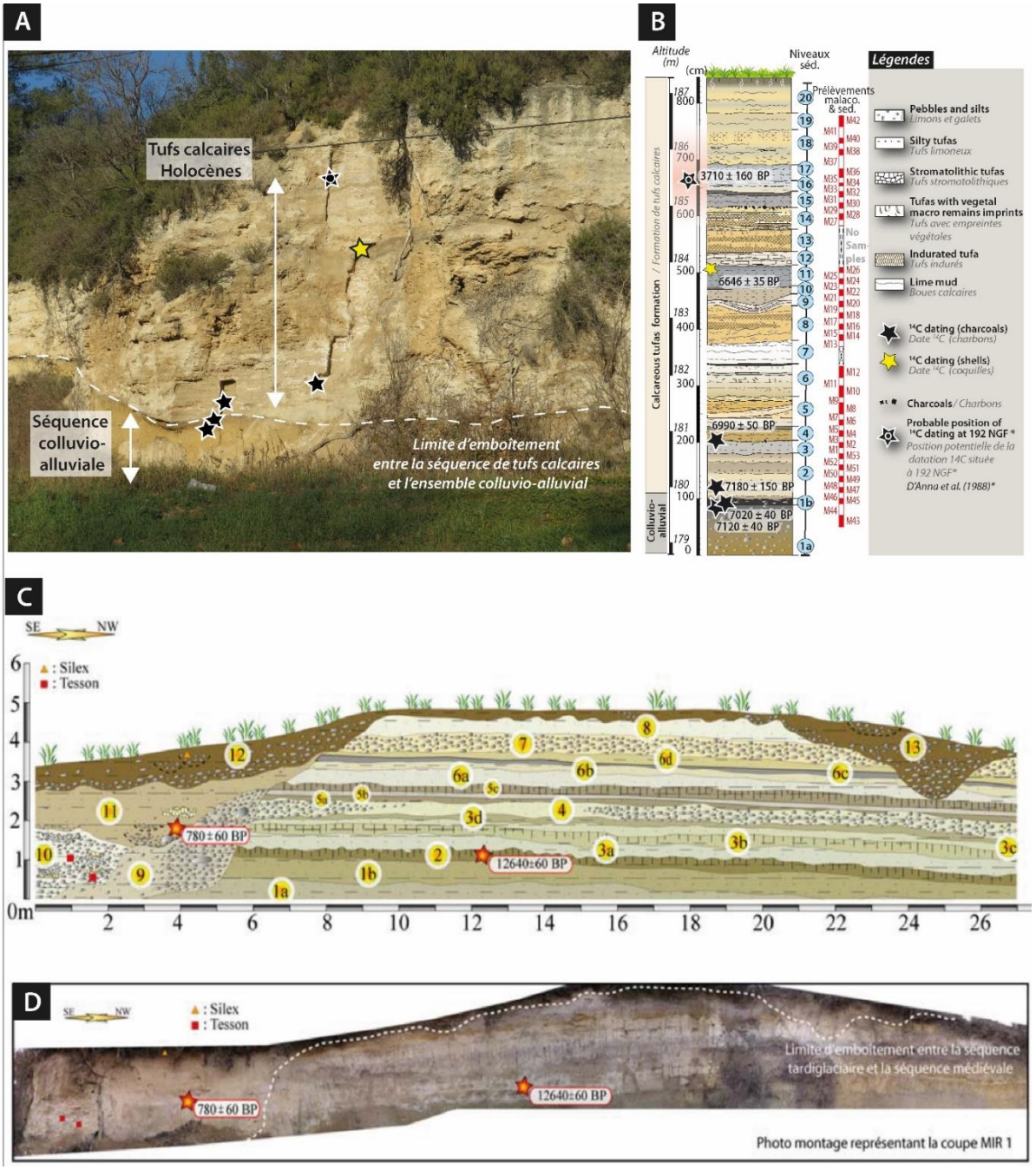


Figure 4. Quelques exemples de séquences de tufs calcaires Holocènes étudiées au cours de cette thèse : A/ Coupe de Pont de Joux, Auriol (rive droite de la vallée de l'Huveaune, 43.367°N - 5.616°E) B/ Relevé stratigraphique et échantillonnage de la coupe (Sirdeys *et al.,*2023c) ; C/Relevé stratigraphique de la coupe de la Stèle MIR-1, Peypin d'Aigues (Ravin du Mirail, Luberon, 43.753°N - 5.542°E.) (Ollivier, 2006) ; D/ Photo montage de la coupe MIR-1 (Ollivier, 2006) (*Cf*. **Chapitre 4**).

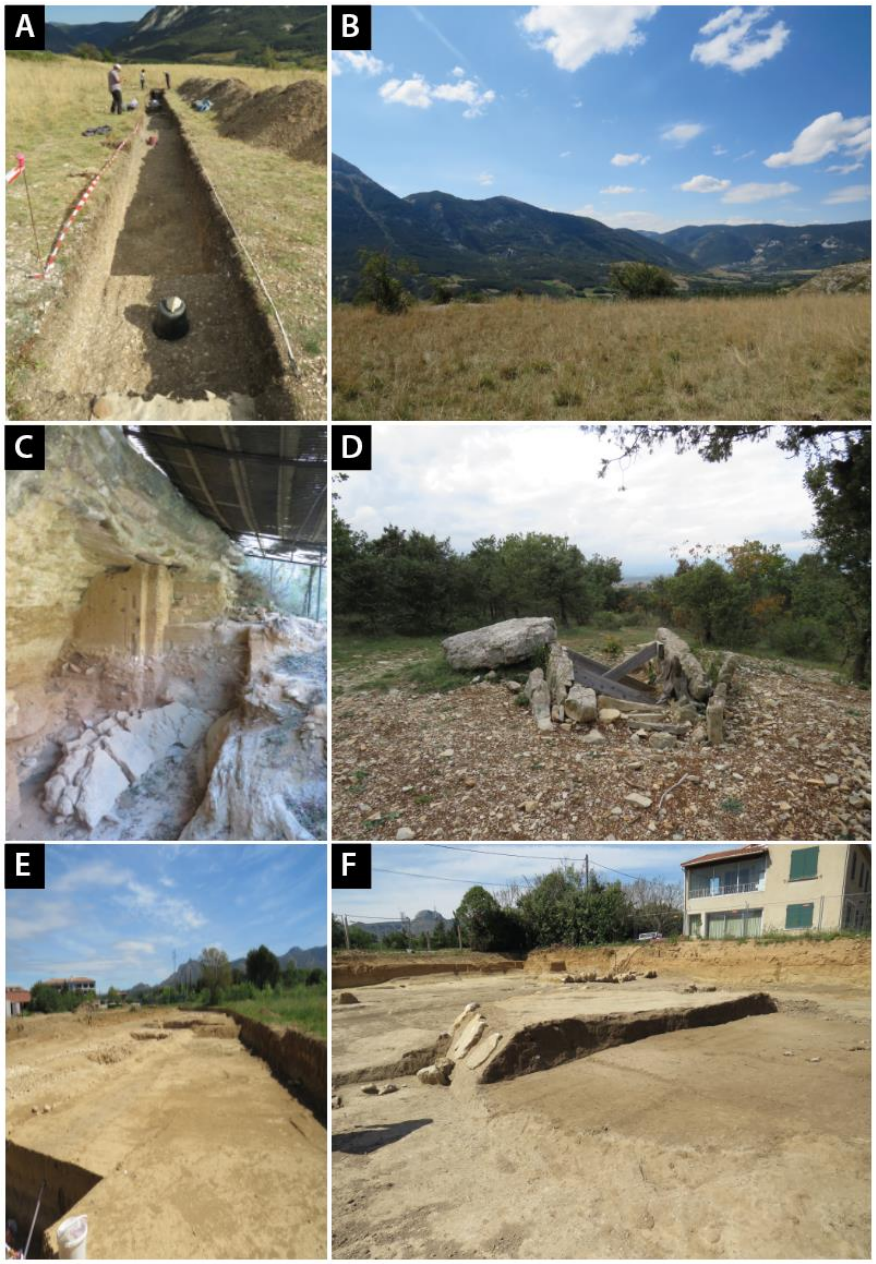


Figure 5. Exemples de sondages et fouilles archéologiques qui ont alimenté la thèse : A/ Tranchée archéologique sur le site de fouille archéologique programmée St-Pierre 2 (Thorame-Basse, Alpes de Haute Provence) (A. Lattard, CCJ) ; B/ Vue de la vallée glaciaire depuis le site de St-Pierre 2 ; C/ Site de la Combette (Lourmarin, Vaucluse) (Texier *et al.,* 2003) ; D/ Site des Abris 2 (Beaulieu, Gard) ; E/ Voie romaine sur le site d'archéologie préventive de Camp Sarlier (Aubagne, Bouches-du-Rhône; INRAP) ; F/ Exemple d'un tumulus Néolithique sur le site de Camp Sarlier.

3. Des stratégies analytiques chronologiques, sédimentologiques et physico-chimiques

Au cours de la phase d'acquisition des données, la majorité des analyses ont été menées sur la Plateforme de Sédimentologie Opérationnelle (PlaSédO, resp. V. OLLIVIER) du LAMPEA (UMR 7269) sur laquelle j'opère en soutien scientifique et technique depuis 2020 (**Figure 6**).

D'autres analyses (OSL, ICP-EOS) ont été effectuées au CEREGE, sur la Plateforme d'OSL (resp. M. RIZZA) et la Plateforme d'analyses chimiques élémentaires LA-ICP-MS (resp. B. ANGELETTI).



Figure 6. Plateforme de Sédimentologie Opérationnelle (PlaSédO) du LAMPEA (UMR7269)

3.1. Des datations

3.1.1. Les datations radiocarbones

Cette étude compile des datations radiocarbones réalisées pour cette étude, d'une part, et des datations antérieures, d'autre part, afin de corréler l'évolution des marqueurs sédimentaires étudiés avec leurs contextes chronologiques. Les nouveaux âges ont été mesurés sur des charbons de bois au laboratoire Poznan par datation radiocarbone ^{14}C par spectrométrie de masse par accélérateur (*AMS*). Les anciennes et nouvelles dates sont calibrées à l'aide du logiciel CALIB 8.1.0 (Stuiver & Reimer, 1993) à deux σ avec la courbe d'étalonnage IntCal20 (Reimer *et al.,* 2020).

3.1.2. Les datations par Luminescence Optiquement Stimulée (OSL) (en collaboration avec M. RIZZA)

Dans les cas où les coupes ne présentaient pas de charbons datables par la méthode du radiocarbone, des échantillonnages ont été réalisés pour datation OSL. Cette méthode de datation est pertinente pour dater des sédiments quaternaires (Lian & Roberts, 2006 ; Galbraith & Roberts, 2012 ; Moska *et al.,* 2019). Ces derniers ont été prélevés en insérant des tubes en aluminium opaques (Ø ≈ 6 cm ; l ≈ 15 cm) dans les coupes préalablement nettoyées sur plusieurs dizaines de centimètres (*Cf.* **Figure 7**). Un spectromètre gamma portable a également été utilisée pour faire la dosimétrie à l'emplacement des prélèvements afin de fournir une valeur de la dose environnementale de référence. En laboratoire, une fraction de sédiments a été prélevée pour déterminer le débit de dose. Le protocole analytique pour les mesures OSL est détaillé dans le **Chapitre 3** et les résultats présentés dans l'***Annexe II.6***. Les mesures en laboratoire ont été effectuées par M. RIZZA sur la plateforme d'OSL du CEREGE.

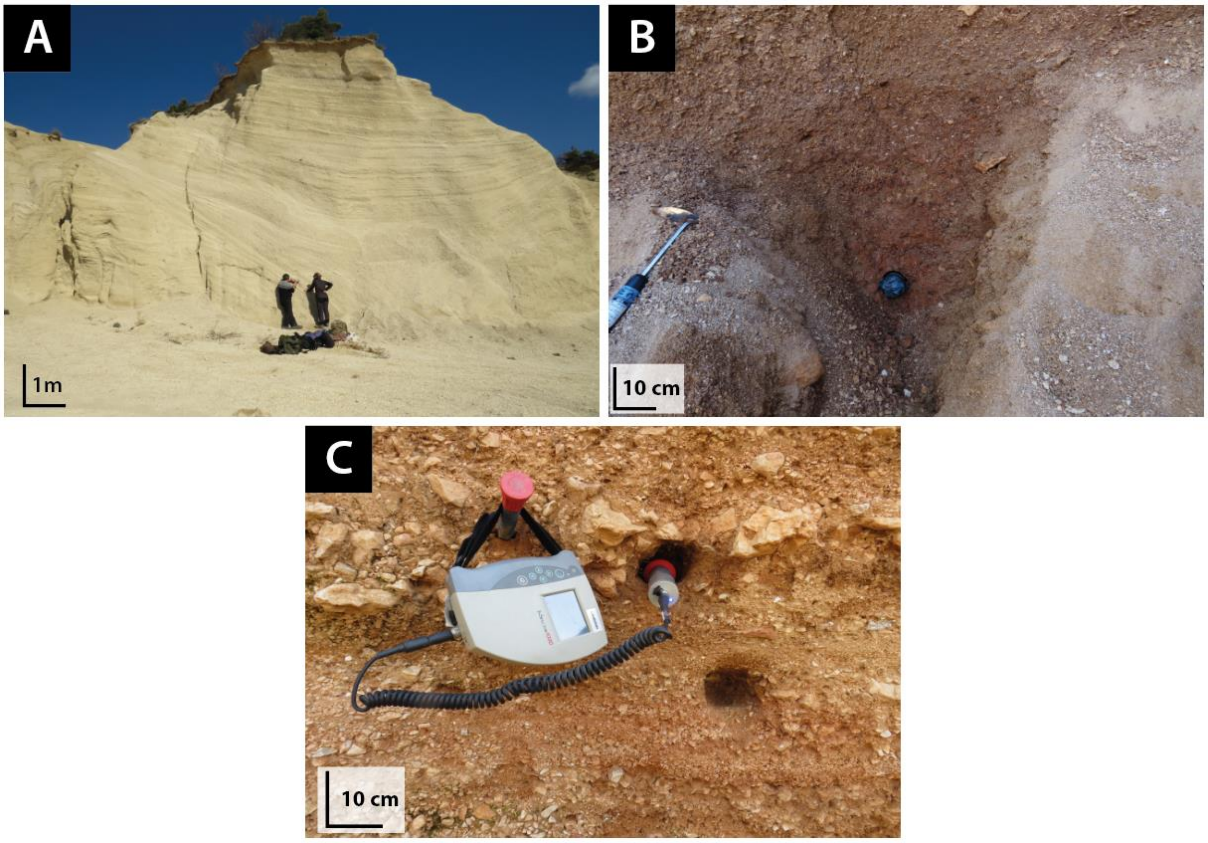


Figure 7. A/ Prélèvement OSL dans la sablière de Fontienne (43.997653°N - 5.786215°E) (M. RIZZA à droite, V. OLLIVIER à gauche) ; B/Vue de l'extrémité d'un tube de prélèvement OSL au sein de l'horizon pédologique du ravin des Avaranches, Fontienne (43.993566°N - 5.785555°E) ; C/ Spectromètre gamma portable en prise de mesure dosimétrique, Gravière de St-Antonin sur Bayon (43.520912°N - 5.575329°E).

3.2. Des analyses sédimentologiques et physico-chimiques

3.2.1. La spectrocolorimétrie : une première lecture de la nature et de la composition des échantillons

La détermination et la quantification de la couleur des sédiments sont des propriétés essentielles pour questionner et obtenir de premières indications sur leurs natures et composants minéralogiques (*ex.,* Debret *et al.,* 2011), déterminer l'origine des sédiments (*ex.,* Legout *et al.,* 2013), leurs teneurs en carbonates (*ex.,* Mix *et al.,* 2001) ou encore les propriétés des sols (Sánchez-Marañón, *et al.,* 1997 ; Miralles *et al.,* 2007 ; Mourrier *et al.,* 2010).

Parmi les méthodes les plus utilisées, la spectrophotométrie de réflectance diffuse consiste à mesurer la lumière réfléchie par la surface d'un matériau soumis à une source lumineuse (ici, le flash du spectrophotomètre). L'appareil collecte ensuite ces informations, les intègre dans une sphère d'intégration et les normalise par rapport à la source lumineuse induite. Les données brutes de réflectances sont converties en tristimulus (X, Y, Z) en se basant sur la relation linéaire qui lie les données d'analyses spectrales du rayonnement coloré et la perception de la couleur définie par la Commission Internationale de l'Éclairage (CIE) en 1931. En 1976, la CIE corrige les écarts entre les couleurs définies en les couleurs perçues par la vision humaine en proposant deux nouveaux espaces chromatiques convertissant les trois paramètres XYZ de l'espace CIE XYZ en espaces chromatiques non linéaires (ou uniformes) : 1) CIE L*u*v*, pour caractériser la lumière des écrans et 2) le CIE L*a*b*, utilisé pour la caractérisation des couleurs de surfaces. Ce sont ces derniers que nous mesurons sur nos échantillons de sédiments. Les paramètres L*, a* et b* représentent, respectivement, la clarté en prenant des valeurs allant de 0 (noir) à 100 (blanc), la valeur sur l'axe vert-rouge, la valeur sur l'axe bleu-jaune (**Figure 8**).

Le spectrophotomètre retourne également le signal brut de la réflectance mesuré pour chaque longueur d'onde. C'est la signature spectrale de la surface de l'échantillon. Celle-ci a un intérêt particulier pour l'analyse de la composition des échantillons, car elle peut être utilisée pour détecter certaines propriétés, telles que les teneurs en hématite, goethite, carbonates, etc. (ex., Mix *et al.,* 2001 ; Torrent *et al.,* 1983 ; Azzali *et al.,* 2011 ; Debret *et al.,* 2012). Ces propriétés sont discutées dans le cadre de cette thèse en se basant sur la méthode de lecture de la dérivation première de la signature spectrale afin de détecter de potentielles teneurs en hématite et goethite, témoins de conditions climatiques spécifiques (Balsam *et al.,* 2007), dans la lecture des analyses pédologiques (*Cf.* **Chapitre 3**).

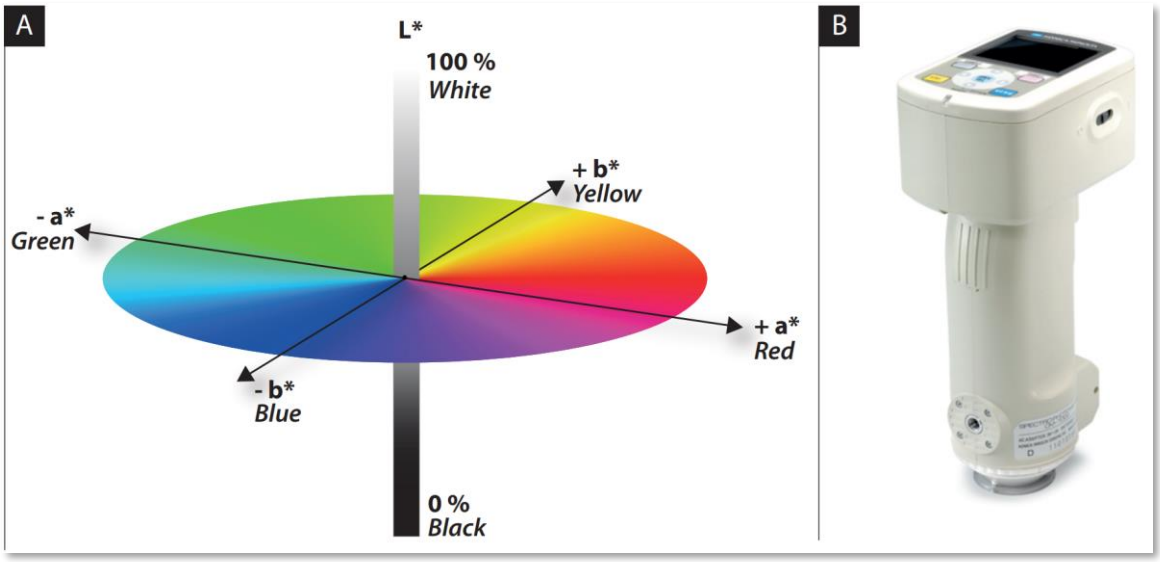


Figure 8. A/ Référentiel sphérique CIELab : L* (blanc/noir), b* (bleu/jaune) et a* (vert/rouge). B/ Photographie du spectrocolorimètre portable Konica Minolta CM-700d utilisé au cours de cette thèse (Source image appareil : https://www5.konicaminolta.eu)

Pour l'étude de nos échantillons, le spectrocolorimètre Konica Minolta CM-700d a été utilisé, permettant l'acquisition de la couleur des échantillons sur une surface de 8 mm de diamètre. L'appareil est calibré avant chaque série de mesures en effectuant une mesure à blanc et en mesurant le zéro à l'aide du boîtier de calibrage standard CM-A182. Afin de permettre l'intercomparaison entre les données obtenues, les échantillons sont préalablement séchés pendant 24h dans une étuve à 50°C.

3.2.2. Les analyses géochimiques à fluorescence X portable (pXRF)

Afin d'obtenir la composition élémentaire des échantillons de sédiments, des analyses ont été réalisées à l'aide d'un appareil portable de fluorescence X (pXRF) qui détecte la fluorescence par rayons X (ED-XRF).

Très largement utilisée dans l'étude des sols (Kuharic *et al.,* 1993 ; Piorek, 1994 ;Weindorf *et al.,* 2012 ; 2015 ; Wang *et al.,* 2013 ; Stockmann *et al.,* 2016), l'exploration minière (Konstantinov & Strujkov, 1995 ; Potts & West, 2008 ; Lemière, 2018), l'écotoxicologie (Drake *et al.,* 2003 ; Kovács *et al.,* 2006 ; Druzbicka & Craw, 2013) ou encore l'archéologie (Frahm & Doonan, 2013 ; Holmqvist, E., 2017 ; Mauran *et al.,* 2019), cette méthodologie peu coûteuse et non destructive permet d'obtenir la composition élémentaire des matériaux (naturels ou anthropiques) de manière précise lorsque les gammes d'éléments sont comprises entre les limites de détection des appareils.

Dans le cadre de ce travail, le XRF portable Olympus de la série Vanta C a été utilisé avec étalonnage géochimique en mode « sol » à 2 faisceaux afin d'obtenir la composition élémentaire des unités sédimentaires ciblées (**Figure 9A**). Cet appareil permet la détection des éléments Mg (si la teneur est au-dessus de 3000 ppm), Al, Si, Ca, S, P, Ti, V, Cr, Mn, Fe, Co, Ni, Cu, W, Zn, Hg, As, Pb, Bi, Se, Th, U, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Ag, Cd, Sn, et Sb (**Figure 9B**). Le logiciel géochimique Olympus Vanta C combiné au pXRF classe dans le

groupe des éléments légers (LE pour « Light Element », en anglais) les éléments qu'il n'est pas en mesure de différencier et dont le numéro atomique est inférieur à 12 (soit H, He, Li, Be, B, C, N, O, F, Ne, Na) (**Figure 9B**).

La réalisation des analyses aux rayons X effectuées sur l'ensemble de nos échantillons préalablement séchés à 50°C pendant 24h, aura permis de caractériser l'ensemble de nos échantillons selon les objectifs suivants :

1) En obtenant les compositions élémentaires des échantillons de manière rapide et non destructive sur une large gamme d'éléments et ainsi permettre de déterminer leurs natures. Ces résultats utilisés en complémentarité avec les autres analyses (calcimétrie, spectrocolorimétrie, granulométrie) offrent ainsi une chaîne opératoire complète et intégrée permettant la caractérisation des échantillons ;

2) En reliant leurs compositions élémentaires à leurs significations en termes de dynamiques sédimentaires par la distinction de ce qui relève des processus *in-situ* (pédogénèse, développement des tufs calcaires) des processus externes (*ex.*, mise en évidence d'apports détritiques, anthropiques, etc.). Ceci s'effectue par la lecture des variations des teneurs élémentaires le long des profiles étudiés. L'identification de variations et/ou d'anomalies ou de singularités géochimiques (traceurs) permet d'identifier le type de processus sédimentaires.

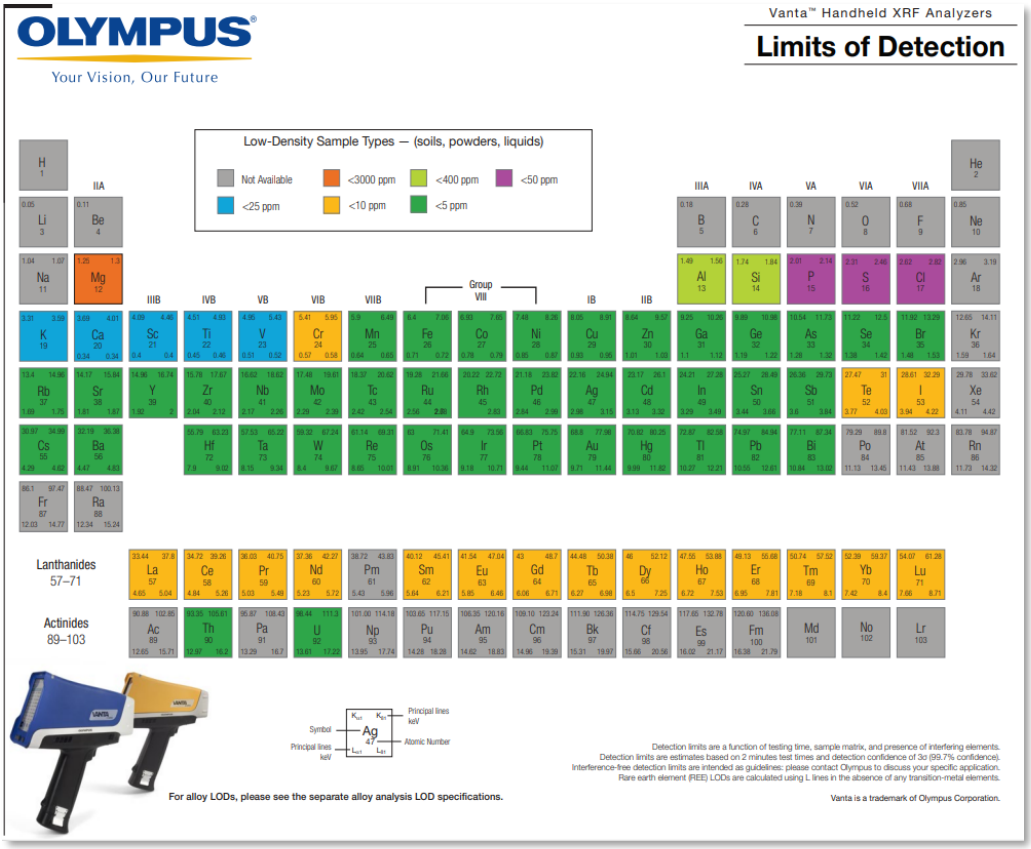


Figure 9. Tableau périodique des éléments présentant les imites de détection de l'appareil. (Source image : https://www.olympus-ims.com)

3.2.3. La calcimétrie digitale

Dans cette chaîne opératoire, la calcimétrie joue un rôle important dans la caractérisation des sédiments et de leurs processus de formation. Cette méthode analytique quantifie la présence de carbonates de calcium dans un échantillon donné offrant la possibilité de comprendre la composition chimique des sols, des sédiments (Loeppert & Suarez, 1996).

Pour mesurer ce paramètre, un calcimètre digital de sol portable FOGII™ a été utilisé pour estimer la teneur en carbonate de calcium de nos échantillons. L'appareil mesure la pression du CO_2 (gaz) libéré lors de la réaction entre environ 5 mL d'acide chlorhydrique (6 M) et 1 g d'un échantillon sec préalablement broyé. Les résultats sont exprimés en pourcentage de carbonates de calcium par rapport à la masse totale de l'échantillon (ici, 1 g) (**Figure 10**).

Le calcimètre a été étalonné en utilisant un échantillon standard de 0,8 g de carbonate de calcium pur à 99,1 %. L'appareil compense automatiquement la température ambiante pour obtenir des résultats fiables avec une précision de 0,1 %.



Figure 10. Calcimètre digital FOGII (source image : https://agronomie.sdec-france.com/calcimetre-sol.html)

Les calcimétries réalisées ont permis de répondre à plusieurs objectifs :

1) Mesurer les taux de carbonates et mettre en évidence l'altération pédologique des substrats rocheux sur lesquels se sont développés les horizons pédologiques étudiés pour ainsi permettre une meilleure caractérisation des processus en jeu.
2) Mesurer les taux de carbonates dans les systèmes de tufs calcaires afin de mettre en évidence les variabilités de la carbonatation reliées aux fluctuations des régimes paléohydrologiques et paléoclimatiques des séquences étudiées.

Les calcimétrie ont été effectuées sur l'intégralité des niveaux échantillonnés (détritiques, pédologiques et tufs calcaires) ainsi que sur certains échantillons issus des lithologies environnantes. Les résultats obtenus ont été comparés et interprétés en complément avec les autres méthodes utilisées (pXRF, spectrocolorimétrie) afin de déterminer plus précisément la composition des échantillons et différencier les processus sédimentaires responsables des variations de faciès. Les modifications observées ont pu

être interprétées au regard des données paléoclimatiques, paléoenvironnementales, morphogéniques et archéologiques en leur attribuant une échelle de lecture adaptée.

3.2.4. La matière organique dans les horizons de sols

L'estimation de la teneur en matière organique est un élément important dans l'étude des sols et horizons pédologiques. Quantifier ce paramètre permet de caractériser le degré de développement pédologique d'un sol ou paléosol (Ball, 1964 ; Davies, 1974, Howard, 1990, Even *et al.,* 2025). Dans ce travail, l'ensemble des horizons pédologiques a fait l'objet d'une détermination des teneurs en matière organique par la méthode de perte au feu (*Cf.* **Chapitre 3**). Ce procédé consiste à comparer les masses de l'échantillon avant et après chauffage à 550°C, de manière à calciner la matière organique présente dans l'échantillon. La différence obtenue permet de calculer la teneur en matière organique. Le protocole utilisé dans le cette étude se base sur le protocole de Dean (1974) et est détaillé dans le **Chapitre 3**.

3.2.5. Une analyse micromorphologique sur un profil de paléosol : établir une caractérisation précise de référence régionale pour le Pléistocène Supérieur

Les observations micromorphologiques de lames minces de sols permettent d'obtenir une gamme de propriétés et d'informations importantes sur la formation et l'évolution de ces derniers, telle que leurs compositions minéralogiques, leurs textures, leurs structures, leurs processus de formation (ex. : traces d'altération, d'illuviation), la présence de matière organique (ex. : racines récentes, charbons, graines), de carbonates, de pédofaune (ex. : bioturbation par des vers, termites ou des mollusques), des indices climatiques (ex., traces d'oxydation) (Fitzpatrick, 1984 ; Goldberg & Berna, 1989 ; Nicosia & Stoops, 2017 ; Cremaschi *et al.,* 2018).

Dans le cadre du travail de recherche mené pour caractériser les marqueurs pédologiques du Pléistocène, une analyse micromorphologique a été effectuée sur lames minces (9 x 6 cm) obtenues à partir de blocs prélevés dans l'une des séquences pléistocènes étudiées (*Cf.* **Chapitre 3,** séquence MIR-11, Luberon). Quatre blocs de sédiments (20 x 15 x 10 cm) ont été prélevés en quinconce pour obtenir un échantillonnage le plus continu possible et recouvrir les horizons les plus pertinents et les mieux développés de la séquence (**Figure 11**). La transformation des blocs micromorphologiques en lames minces a été effectuée au laboratoire Terrascope par Sabrina Save (Troyes, France) (*Cf.* protocole détaillé dans le **Chapitre 3**). L'étude micromorphologique a été effectuée au microscope numérique Dino-Lite pour observer les principales structures des lames minces, puis au microscope numérique 3D Hirox HRX-01 de la plateforme de microscopie du LAMPEA (https://lampea.cnrs.fr/spip.php?article1454). Ce dernier, combiné avec la lentille zoom revolver motorisé (HR-5000E), a permis d'obtenir des images avec un meilleur grossissement en lumière normale, plane (PPL) et polarisée (XPL) à l'aide de son adaptateur filtre polarisant coaxial (**Figure 12**). Les interprétations ont été effectuées en suivant les principes descriptifs appliqués à l'étude des lames minces

micromorphologiques (Bullock *et al.,* 1985 ; Stoops, 2021 ; Stoops *et al.,* 2018). Cette méthodologie implique l'identification de la matrice sédimentaire (structure, fabrique), des minéraux présents (identification, nombre), la coloration, les résidus de matière organique (ex. : charbons, racines récentes)

Dans le cadre de ce travail, **l'étude micromorphologique a permis d'obtenir une vision précise de la pédoséquence, d'en déterminer les propriétés (pédologiques et celles dépendantes des dynamiques sédimentaires**) et ainsi d'**offrir un référentiel régional pour la période du Pléistocène Supérieur**.

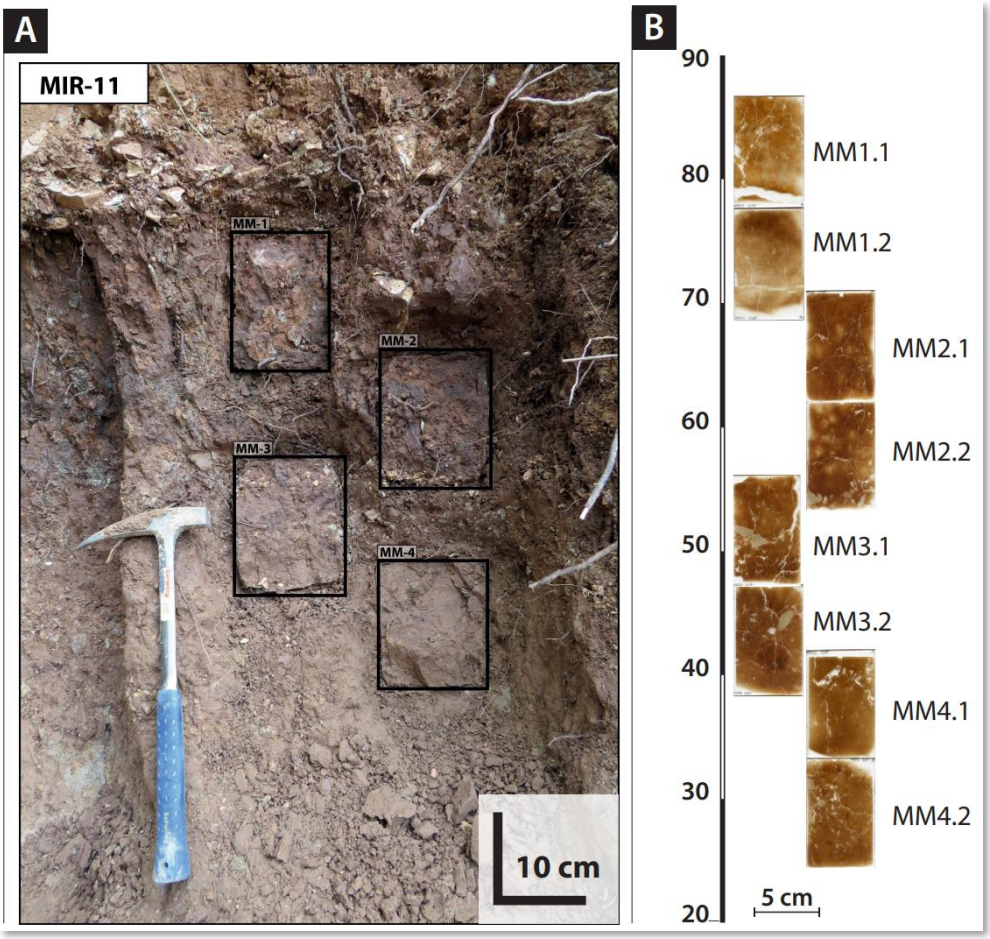


Figure 11. Prélèvements des blocs pour confection de lames minces dans la séquence pédologique MIR-11 (Mirail, Luberon) ; B/ Lames minces.

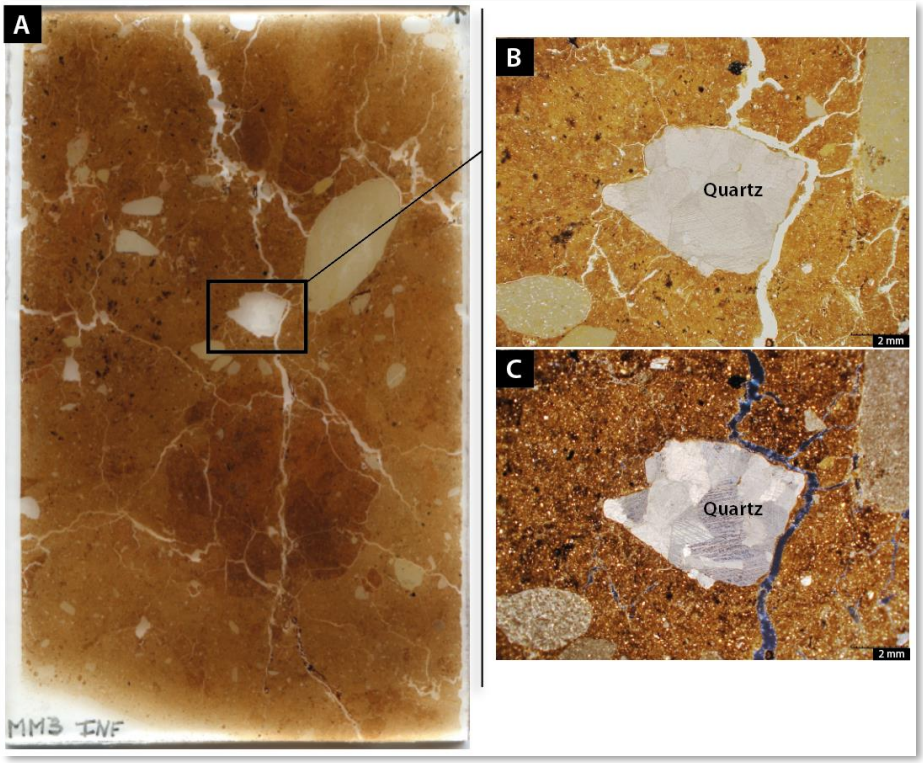


Figure 12. Exemple de lame mince entière et d'observations au microscope (HRX-01) pour étude micromorphologique : A/ Lame mince MM3.1 de l'horizon pédologique (Btwb1) de la séquence MIR-11 ; B et C/ Observations au microscope numérique HRX-01 : grain de quartz pris dans une matrice argilo-limoneuse en lumière plane polarisée (PPL pour « Plane-Polarized Light » en anglais) (B) en lumière polarisée croisée (XPL pour « Cross-polarized Light ») (C).

3.2.6. La granulométrie par analyse d'images

Afin de caractériser les dynamiques et transports sédimentaires associés aux contextes d'études, des données granulométriques ont été acquises. Ces analyses déterminent la distribution des tailles de particules au sein des échantillons. Diverses méthodes existent pour obtenir ce type de données : le tamisage, la colonne de décantation, la méthode de la diffraction-laser qui utilise les propriétés de diffraction de la lumière du laser sur les particules pour déterminer leurs tailles, ou encore la méthode basée sur l'analyse d'images des particules (Bernhardt, 2012). C'est cette dernière qui a été utilisée tout au long de cette thèse.

Très peu répandue pour l'étude des sédiments prélevés en contextes continentaux (**Figure 13**), elle permet une acquisition rapide des données, notamment en raison de la simplicité de préparation des échantillons ainsi qu'une visualisation des propriétés morphométriques grain par grain, de manière non destructrice et reproductible. Cette méthode est fondée sur la captation d'images dynamiques de l'échantillon, ensuite traitées par des algorithmes d'analyses d'images. Les propriétés morphométriques des particules, telles que la taille, la forme (convexe, concave, circulaire), l'aire, le périmètre, les diamètres (Féret, rapports d'aspect) sont ensuite exploitables.

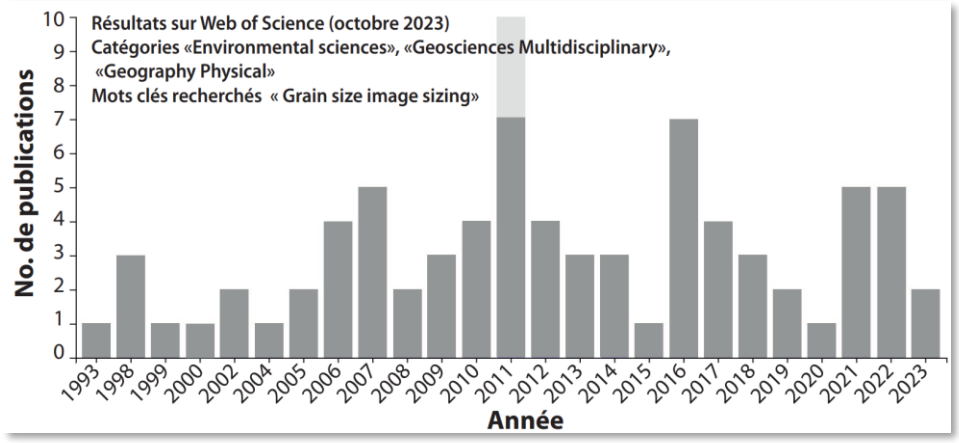


Figure 13. Nombre de publications utilisant la granulométrie basée sur l'analyse d'images de particules déterminées à partir d'une recherche effectuée en octobre 2023 dans la base de données bibliographique Web of Science, en utilisant les mots-clés 'Grain size image sizing'. Cette recherche a été restreinte aux catégories 'Environmental sciences', 'Geoscience Multidisciplinary' et 'Geography Physical', pour les 20 dernières années.

Au cours de ce travail, les analyses granulométriques ont été conduites sur l'ensemble des échantillons récupérés (horizons pédologiques et unités cryoclastiques supérieures et inférieures, et les grains de quartz extraits des fractions insolubles au sein des tufs calcaires) en utilisant le granulomètre optique Analysette 28 Fritsch Imagesizer (*Cf.* **Chapitre 3**). Cet appareil combine deux modes de mesures : en voie sèche et en voie humide grâce à son module complémentaire de dispersion par voie humide. Il mesure les fractions comprises entre 20 µm et 20 mm en voie sèche, et entre 5 µm à 3 mm en voie humide. Les images sont captées par la caméra du granulomètre et envoyées à l'ordinateur associé sur lequel le logiciel de traitement des images dynamiques (ImageSizing ISS ©) retransmet les résultats post-traitements (**Figure 14**).

Afin d'exprimer nos résultats, les classes granulométriques utilisées dans cette étude sont définies d'après la classification de Blott et Pye, 2001 (modifiée de Udden 1914 ; Wentworth, 1922) **(Figure 15**).

Afin d'isoler les signaux sédimentaires primaires (liés aux mécanismes de transport, dépôt, remaniement) et de minimiser l'influence des processus secondaires (néoformation de minéraux d'origine pédogénétique ou lié à de l'altération chimique) dans l'analyse granulométrique, nous avons opté pour une approche qui ne prend pas en compte la mesure de la fraction argileuse. Cette approche permet de nous concentrer exclusivement sur les fractions supérieures et d'obtenir une lecture paléoenvironnementale plus précise, focalisée sur les mécanismes physiques de dépôt et de transport.

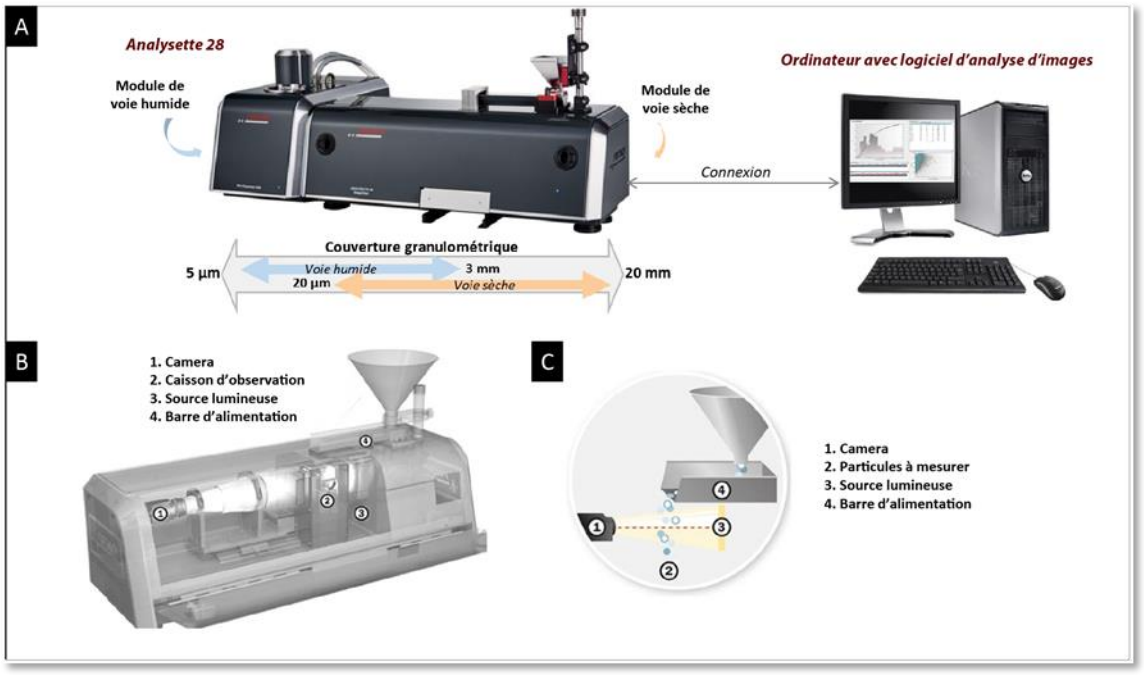


Figure 14. Analysette 28 Fritsch et schéma de la couverture granulométrique couverte, et schéma du système (source : Krawczykowski, 2018, modifiée). A/ Vue externe de l'Analysette 28 avec ses deux modules de mesures (voie humide et sèche) reliée à un ordinateur qui permet la visualisation des images et le premier aperçu des données ; B/Vue interne du module de mesure par voie sèche mettant en scène la caméra, le caisson d'observation, la source lumineuse et la barre d'alimentation sur laquelle transitent les échantillons avant de tomber en chute libre devant la caméra et la source lumineuse dans le caisson.

Ces analyses ont permis d'obtenir des teneurs précises par classe granulométrique (limons, sables et graviers) et ont ainsi permis la caractérisation des transports à haute énergie dans les matrices sédimentaires des échantillons appartenant aux séquences cryoclastiques à horizons pédologiques.

L'acquisition de l'ensemble de ces propriétés granulométriques et morphométriques a nécessité la mise en place d'un protocole précis détaillé dans le **Chapitre 3.** L'élaboration de ce protocole de mesure en double acquisition (voie sèche et voie humide) a engendré une série de questions concernant la fiabilité des mesures et la bonne représentativité des données auxquels une série de tests (tests de répétitivité des mesures, comparaisons voie sèche et voie humide, comparaisons interméthode) ont permis de répondre afin d'améliorer l'interprétation des données (*Cf.* **Annexe I.2**).

Grain Size phi	Grain Size mm	Descriptive term	
-10	1024	Very Large	Boulder
-9	512	Large	
-8	256	Medium	
-7	128	Small	
-6	64	Very small	
-5	32	Very coarse	Gravel
-4	16	Coarse	
-3	8	Medium	
-2	4	Fine	
-1	2	Very fine	
0	1	Very coarse	Sand
1	500 microns	Coarse	
2	250	Medium	
3	125	Fine	
4	63	Very fine	
5	31	Very coarse	Silt
6	16	Coarse	
7	8	Medium	
8	4	Fine	
9	2	Very fine	
		Clay	

Figure 15. Classification granulométrique utilisée (Blott et Pye, 2001 ; Udden 1914 ; Wentworth ; 1922).

3.2.7. Identification du signal détritique et analyses morphométriques de la fraction insoluble dans les formations de tufs calcaires

Dans l'objectif d'isoler le signal détritique dans les séquences travertineuses étudiées de manière complémentaire aux analyses géochimiques, nous avons cherché à extraire et quantifier les quartz piégés dans les niveaux étudiés.

L'interprétation de ce signal comme représentatif du détritisme repose sur deux aspects. Le premier est relié aux propriétés encroûtantes des tufs à l'origine d'une production sédimentaire *in-situ* biogénique carbonatée qui s'effectue de manière plus ou moins rapide et qui est capable de piéger les éléments allochtones provenant du bassin versant et principalement transportés par le cours d'eau (Ribeiro *et al.,* 2015). La seconde particularité de ce signal est qu'il favorise une différenciation claire avec les autres carbonates détritiques issus des lithologies du bassin versant souvent riches en carbonates (ex., Calcaires Jurassiques ou Crétacés) (Ollivier, 2006). Contrairement aux quartz, ces carbonates détritiques peuvent eux aussi alimenter les séquences, mais sont difficiles à différencier des carbonates biogéniques produits *in-situ*. Ainsi, la teneur en quartz se révèle être ainsi un indicateur robuste pour déterminer les dynamiques érosives provenant de l'amont du bassin versant, des apports gravitaires, ou encore des dépôts sédimentaires liés à des glissements de terrain (Irion & Müller, 1968 ; Ollivier, 2006).

La méthode d'extraction consiste à prélever environ 25 g d'échantillon de tufs calcaires (tout faciès confondu) dans une maille comprise entre 250 et 800 µm pour obtenir approximativement 20 g de sédiment sec après séchage à 50°C pendant 12h. Afin de détruire les carbonates pour n'obtenir que la fraction insoluble, les échantillons sont mélangés à de l'acide chlorhydrique (HCl) à 6 M, puis reposent pendant 12h afin de s'assurer que le dégazage lié à la réaction soit complet, puis rincés à l'eau distillée. Les résidus insolubles sont ensuite séchés à 50°C puis triés manuellement sous une lumière polarisée (Dino-Lite et socle de lumière polarisée) qui permet de séparer les résidus de matière organique et d'extraire les quartz des différents fragments insolubles (ex. calcite). La fraction restante est ensuite pesée et les quartz comptés. Le décompte s'effectue manuellement sur photo pour les échantillons à faible teneur (inférieures à 30 grains). Pour les échantillons qui comptent une fraction insoluble plus importante, les échantillons sont passés au granulomètre par « image-sizing » en voie humide (**Figure 16**). Ceci permet d'obtenir un compte des particules et leurs propriétés morphométriques (*n.b.* en-dessous de 30 particules, le granulomètre ne détecte pas l'ensemble des particules).

Ce procédé analytique ont ainsi permis d'isoler et de quantifier le signal détritique dans les séquences travertineuses à relier avec les données géochimiques (calcimétriques, élémentaires).

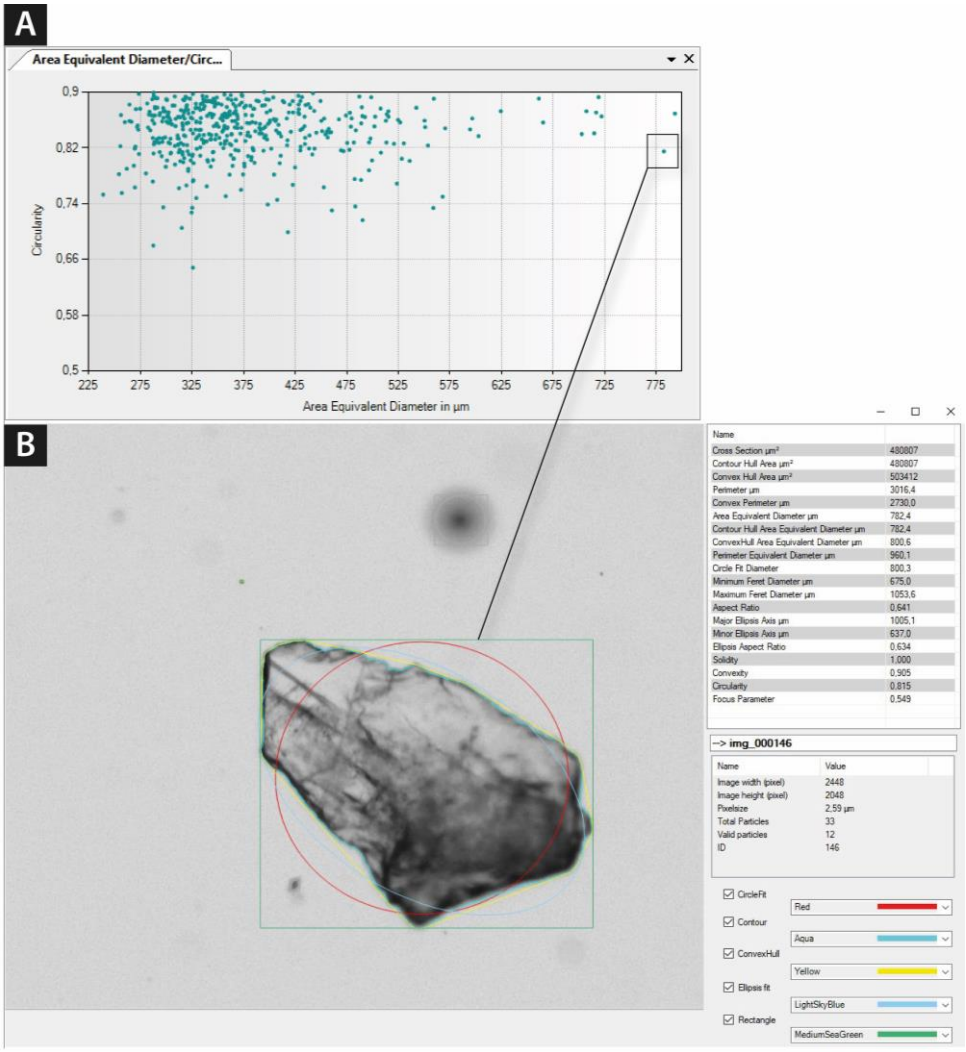


Figure 16. Interface du logiciel d'image-sizing Fritsch© : A/ Le graphe représente la distribution des grains mesurés en fonction de leur circularité (axe des ordonnées) et de leurs diamètres équivalents à la surface (« Area Equivalent Diameter » en µm, axe des abscisses) ; B/ Exemple d'une photographie d'un grain de quartz à l'Analysette 28 en voie humide. Les caractéristiques morphométriques du grain sont reportées sur la droite.

4. Une réflexion sur le traitement et la mise en relation des données issues de la plateforme PlaSédO

La mise en place de la chaîne opératoire analytique sédimentologique et physico-chimique (pXRF, calcimétrie, granulométrie, spectrocolorimétrie) s'est effectuée en même temps que la mise en place de la plateforme PlaSédO (LAMPEA, UMR7269). Quelques étapes de développement ont donc été effectuées pour répondre aux questionnements liés aux fonctionnements propres et spécifiques des machines (*Cf.* ***Annexe I***). Ces développements ont permis de préciser leurs limitations, de se familiariser avec le type de données acquises afin de pouvoir traiter, harmoniser et représenter l'ensemble des données.

Parmi ces étapes de développement, il y a :

- Les tests de répétabilité (*Cf.* pXRF, Granulométrie ; *Cf* ***Annexe I***) ;
- L'automatisation des traitements de données (nettoyage, mise en forme, représentations graphiques voire traitements statistiques) par type d'analyse *via* la création de scripts sous RStudio ;
- La création d'une base de données pour chaque ensemble d'échantillons, regroupant les données de chacune des analyses, et stockée sur PlaSédO (LAMPEA, UMR7269).

Ces étapes ont ainsi permis de faciliter le traitement des données centralisant le traitement des résultats obtenus sous un seul logiciel de traitement (Rstudio).

À terme, l'objectif de ces démarches sera de construire un ensemble de fonctions regroupées dans un package RStudio qui facilitera le traitement des données acquises sur PlaSédO (LAMPEA, UMR7269).

5. Les données paléoenvironnementales

Ce travail fait appel à l'utilisation de deux types d'analyses paléoenvironnementales effectuées en collaboration avec Q. Wackenheim (LGP), N. Limondin-Lozouet (LGP) et F. Magnin (IMBE) pour la malacologie, ainsi que B. Talon (IMBE) pour l'analyse anthracologique.

5.1. Malacologie (Q. Wackenheim, N. Limondin-Lozouet, F. Magnin)

Les analyses malacologiques sont particulièrement utiles pour reconstituer les paléoclimats et les paléoenvironnements. Les mollusques continentaux, en particulier les gastéropodes terrestres, constituent de précieux bio-indicateurs pour reconstituer les conditions climatiques et environnementales du présent et du passé (Allen, 2017) et les interactions homme-milieu (ex., Martin, 2004). Sensibles aux caractéristiques de leur habitat, comme les caractéristiques de la surface du sol et la structure verticale et horizontale des formations végétales, ils permettent de décrire l'environnement à différentes échelles, que ce soit au niveau d'un site précis, d'un paysage local, voire régional. De nombreuses études ont été menées dans la région permettant d'obtenir des reconstitutions très fines des paléoenvironnements (Martin *et al.,* 2003 ; Martin 2004 ; Magnin, 1991 ; Magnin & Martin 2008 ; Magnin *et al.,* 2022).

Cette étude compile de nouvelles données obtenues en collaboration avec Q. Wackenheim qui ont également alimenté son travail de thèse (Wackenheim, 2023) pour les séquences de tufs calcaires de Pont de Joux (Auriol, vallée de l'Huveaune) et du Jonquier (Salernes, Vallée de la Bresque/Argens). D'autres données obtenues en collaboration avec F. Magnin sur les coupes de la Thomassine (Manosque, Luberon) et de

MIR-5 (Peypin d'Aigues, Luberon) ont été utilisées et ont fait l'objet d'un article efectué en collaboration (Magnin *et al.,* 2024).

L'ensemble de ces données alimentent la reconstruction paléoenvironnementale locale des habitats à proximité des formations de tufs calcaires postglaciaires et holocènes. En ce qui concerne la période du Pléistocène, seules les données de la coupe MIR-11 (Mirail, Luberon) ont été prises en compte (Ollivier *et al.,* 2015).

5.2. Anthracologie (en collaboration avec B. Talon)

L'anthracologie est une discipline qui se concentre sur l'étude des restes de charbon de bois provenant de contextes archéologiques, géologiques ou paléobotaniques (Vernet *et al.,* 1979 ; Thiebault, 1985 ; Chabal, 1997). Cette discipline vise à analyser ces restes de matériaux calcinés en observant leurs structures anatomiques afin d'identifier leurs essences (espèce ou genre). Ceci permet ainsi de caractériser l'environnement naturel (incendies, végétations) ainsi que les anciennes pratiques liées à l'utilisation anthropique du feu (ex., brûlis agricoles, feux de brousse) (ex., Dufraisse, 2005). Dans les séquences sédimentaires de cette étude, les charbons de bois retrouvés, prélevés et datés ont fait l'objet d'identification par B. Talon (IMBE) et de datations radiocarbones (AMS ^{14}C Laboratoire Poznan) dans l'objectif d'extraire le maximum d'information concernant la végétation de la zone d'étude et d'inclure dans nos interprétations, le potentiel « effet vieux bois » des arbres à longue durée de vie dans le calcul des âges (ex., chênes, oliviers) (Warner, 1990).

6. Les bases de données complémentaires

6.1. Les bases de données géoréférencées

En complément des analyses menées en laboratoire, les données obtenues ont été référencées dans un Système d'information géographique (SIG) sous le logiciel QGIS (v. 3.28) auquel ont été ajoutées des bases de données topographiques, géologiques et archéologiques. Ceci a permis la création de cartes de zones d'études contextualisant les coupes étudiées.

6.1.1. Les modèles numériques de terrain

La base de données RGE ALTI® version 2.0 (Référentiel géographique à Grande Échelle ALTI) est une base de données topographiques gratuite et mise à disposition gratuitement par l'Institut National de l'Information géographique et forestière (IGN) en France (https://www.ign.fr/). Ces ensembles de données topographiques offrent des informations détaillées sur l'altitude du relief du territoire français sous forme de modèles numériques de terrain (MNT) maillés à 1 m ou 5 m de résolution (IGN, 2018).

6.1.2. Les cartes géologiques

Pour ce projet, différents supports de cartes géologiques ont été utilisés à partir des informations disponibles en ligne sur le portail du Bureau de Recherches Géologiques et Minières (BRGM) (https://infoterre.brgm.fr/page/cartes-geologiques).

Les ressources utilisées regroupent ainsi :

1) Les **cartes géologiques en versions imprimées** et les **notices associées (BRGM)**
2) **La BD-Charm 50** (Base de Données des Formations Géologiques Harmonisées à l'échelle 1:50 000) (BRGM, 2019) . Cette base de données géoréférencée des cartes géologiques 1/50 000 vectorisées et harmonisées permet d'intégrer les informations géologiques directement sous un SIG (http://infoterre.brgm.fr/formulaire/telechargement-cartes-geologiques-departementales-150-000-bd-charm-50). Continuellement mise à jour, elle fournit des informations détaillées concernant les formations géologiques du territoire français, leurs contours, les structures (plis, failles, etc.), les formations géologiques ou encore d'autres marqueurs ponctuels (talweg, sources, etc.).
3) La **Bd Million-Géol** (**base de données géoréférencées** de la carte géologique à 1/1 000 000) (BRGM, 2020, 6e édition révisée). La carte géologique métropolitaine à 1/1 000 000 présente des informations concernant les formations géologiques, les failles, les points remarquables, les isobathes, les structures du magmatisme et du métamorphisme, les grands ensembles structuraux et lithologiques (https://infoterre.brgm.fr/formulaire/telechargement-carte-geologique-metropolitaine-11-000-000).

6.1.3. Les données archéologiques géoréférencées

Les données archéologiques utilisées dans ce travail intègrent les données chronologiques issues d'articles de la littérature ainsi que les données géoréférencées issues de la base de données nationale PATRIARCHE (Plateforme d'Analyse et de Traitement des Ressources et Informations Archéologiques pour la Recherche, la Conservation et l'Enseignement) qui centralise, géoréférence et organise les informations provenant de fouilles archéologiques programmées, de relevés, ou encore de recherches documentaires. L'accès à ces dernières s'est établi dans le cadre d'une convention avec le Service Archéologique Régional (SRA).

L'assemblage de ces données a permis de compiler les informations archéologiques à l'échelle des bassins versants des sites étudiés, ce qui a facilité l'établissement de synthèses concernant les données archéologiques déjà documentées.

6.2. Les données climatiques et paléoenvironnementales

Pour alimenter les discussions et contextualiser nos résultats, des données paléoclimatiques et paléoenvironnementales issues de corpus de données déjà existants ont été utilisées. Les références sont citées dans les **Chapitres 3** et **4**.

7. Conclusion

La méthodologie appliquée, intégrative et multidisciplinaire, a permis la mise en place d'une procédure analytique d'acquisition des propriétés sédimentologiques et physico-chimiques afin de caractériser des marqueurs sédimentaires témoins de phases de stabilité environnementales (**Figure 17**). Cette démarche débute par une évaluation des données archéologiques et géomorphologiques permettant de dégager les tendances majeures des lacunes archéologiques et des dynamiques morphogéniques et sédimentaires conduisant à l'identification des marqueurs sédimentaires clés qui servent de base analytique à l'étude. Les sites échantillonnés sont en grande partie documentés dans la littérature existante, mais cette étude inclut de nouvelles sections sédimentaires inédites. L'analyse sédimentologique et physico-chimique des échantillons prélevés constitue un élément central de cette recherche. Fondée sur une lecture à différentes échelles, de l'élémentaire (XRF) à la stratigraphie, elle a été construite et développée pour extraire les signaux relatifs aux contextes de formation et d'évolution des marqueurs sédimentaires sélectionnés. La mise en place de cette méthodologie a nécessité la création de processus automatisés de traitement des données post-acquisition. Ce travail est également le fruit de collaborations, notamment à travers l'acquisition de nouvelles données paléoenvironnementales (malacologiques et anthracologiques) et chronologiques (datations OSL) intégrées à l'étude. Enfin, pour une contextualisation optimale des données, de nouvelles données chronologiques ont été apportées, et des ensembles de données complémentaires archéologiques, géologiques, paléoclimatiques et paléoenvironnementales ont été intégrés afin d'enrichir nos interprétations et discussions.

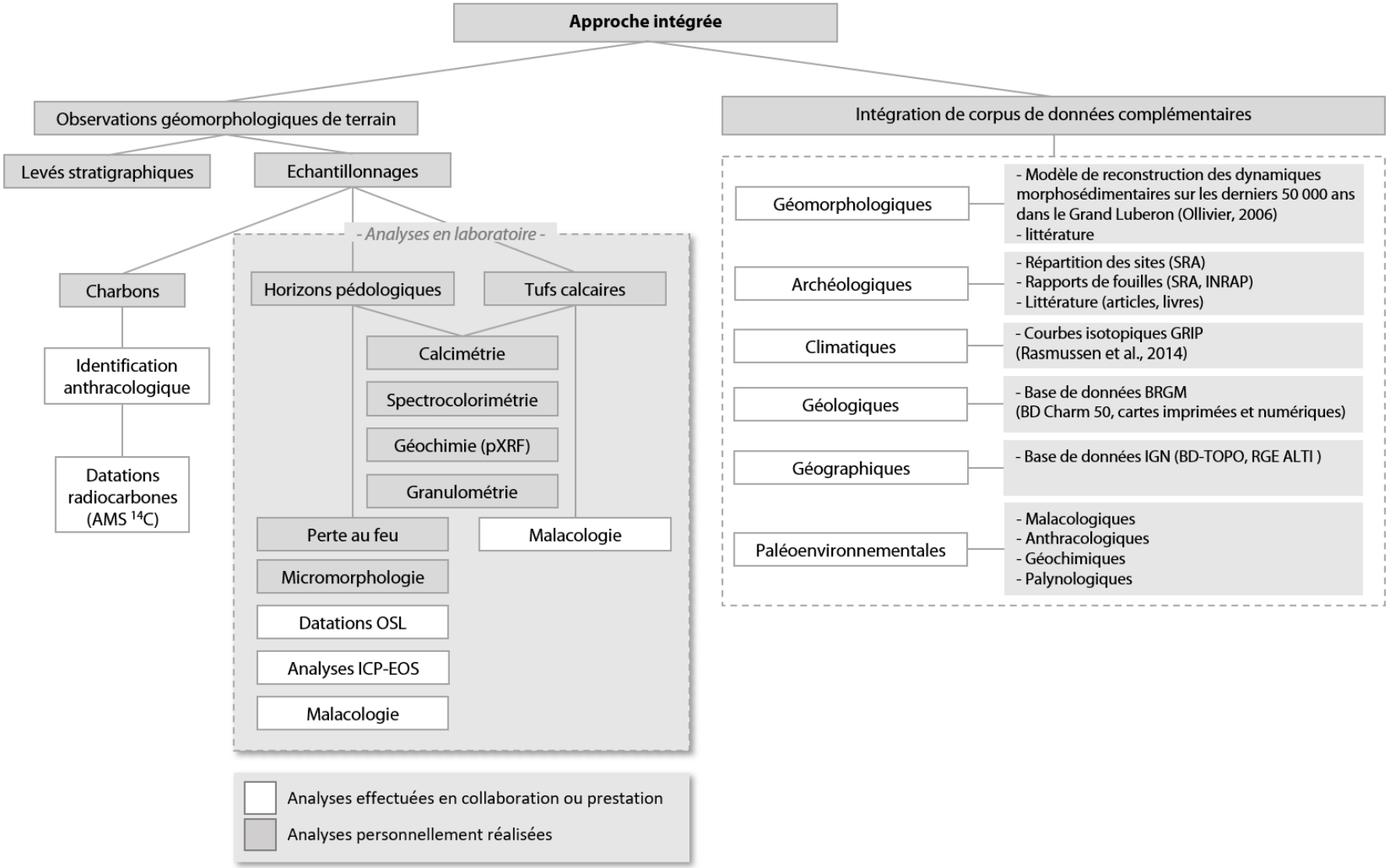


Figure 17 – Schéma bilan des méthodologies employées au cours de cette thèse.

Chapitre 3

Caractérisation des marqueurs de phases tempérées du Pléistocène en Provence



Sablière de Fontienne - (2022)



MIR-12 - Ravin du Mirail, Luberon (2021)



Coupe la Baume - Malaucène (2022)

0.5 mm

« *Les ruines qui ont abrité l'existence sont pleines d'histoires qu'elles voudraient bien raconter, mais elles ignorent le langage des hommes*. »

- P. Magnan*, Laure du bout du monde*, 2006.

Chapitre 3 :
La caractérisation des marqueurs de phases tempérées du Pléistocène en Provence

1. Introduction

Cette thèse questionne les processus responsables de la distribution et/ou de la conservation des sites archéologiques dans le S-E de la France. Pour ce faire, nous débutons cette analyse en ciblant la période du Pléistocène à travers une étude des marqueurs sédimentaires hérités de phases tempérées du dernier Pléniglaciaire : les vestiges de paléosols. Cette section présente, dans un premier temps, un état des lieux des occupations en Provence, puis apporte quelques définitions concernant les formations héritées du dernier pléniglaciaire en se concentrant sur les paléosols et notamment l'intérêt de leur utilisation pour apporter des éléments de réponses à la problématique de ce travail.

1.1. Les occupations en Provence au cours du Pléistocène

1.1.1. Cadre chronoculturel

Le Pléistocène moyen (780 000 - 126 000 ans) et supérieur en Provence (126 000 ans - 11 700 ans) sont marqués par des fluctuations climatiques et des transitions archéologiques culturelles importantes. Durant le **Paléolithique inférieur** (2 Ma - 300 000 ans), les occupations dans le S-E de la France sont caractérisées par l'industrie lithique acheuléenne caractérisées par des industries lithiques sur galets et éclats (ex., Grotte du Vallonnet, Roquebrune-Cap-Martin, Alpes-Maritimes ; Yokoyama *et al.,* 1988), puis par une industrie lithique acheuléenne (ex., le site de Terra Amata, de Lumley *et al.*, 2008).

Au cours du **Paléolithique moyen** (entre *c.* 300 000 - 40 000 ans), la Provence, bénéficiant d'un climat méditerranéen, plus tempéré que dans le reste de l'Europe, est occupée par les Néandertaliens. Leurs industries moustériennes, basées sur la technique Levallois, sont attestées dans de nombreux sites en grotte ou en plein air, comme la grotte de l'Observatoire à Monaco (Boule et Villeneuve, 1927 ; Porraz *et al*., 2010), dans le Var et les gorges du Verdon (Bonifay 1964 ; Gagnepain et Gaillard 2003) et dans le Vaucluse (ex., La Combette, Texier *et al.,* 2005).

La transition Paléolithique moyen - supérieur (*c.* 45 000 - 40 000 ans) est une période charnière qui voit l'arrivée d'*Homo sapiens* et la possible cohabitation avec les Néandertaliens. De récents travaux vont dans ce sens et repoussent même cette incursion

à une période plus ancienne proche de 54 000 ans (Slimak *et al.,* 2022 ; Slimak, 2023). La Provence est prise entre deux cultures de transition : l'Uluzzien (à l'est) et le Châtelperronien (à l'ouest) et pourraient refléter des échanges culturels avec ces espaces culturels (ex., Onoratini *et al.,* 2010).

L'installation d'*Homo sapiens* durant le **Paléolithique supérieur** (env. 40 000 – 9 600 ans) entraîne à la fin du Pléistocène supérieur l'apparition de nombreux techno-complexes en constante évolution dont les bornes chronologiques ne sont pas toujours simples à établir. En effet, Bracco & Montoya (2015) soulignent que, les cadres chronoculturels classiques du Paléolithique supérieur, bien qu'utiles pour organiser les données archéologiques, doivent être remis en question par des analyses plus fines (chaînes opératoires, gestion des ressources, etc.) révélant une complexité culturelle qui dépasse les simples variations typologiques. Malgré ces débats au sein de la communauté archéologique, l'utilisation de ces cadres (ou appellations) persiste, car ils offrent une simplification nécessaire pour articuler les données (**Figure 18**).

En premier lieu, l'***Aurignacien*** (env. 40 000 - 28 000 ans) se caractérise par des outils en pierre fine et de l'art mobilier, principalement documentés dans les grottes de l'Ardèche et de la vallée du Rhône, limitrophes de la Provence et dans la région de Nice (grotte de l'Observatoire, Porraz *et al.,* 2020). Le ***Gravettien*** (28 000 – 22 000 ans) voit l'apparition des pointes à dos et des pratiques funéraires plus complexes. Les populations s'adaptent à un climat glaciaire, aride et froid. Après le Dernier Maximum Glaciaire, l'***Epigravettien*** (22 000-9 600 ans) s'installe à l'Est du Rhône jusqu'aux Balkans en parallèle d'autres cultures (Solutréen, Badegoulien, Magdalénien, Azilien, etc.) à l'Ouest du Rhône (Bracco, 2022)***.***

La transition entre le **Paléolithique Supérieur** vers le **Mésolithique** (après 9 600 ans) constitue une période importante où le réchauffement suivant le dernier maximum glaciaire transforme l'environnement et les traditions culturelles.

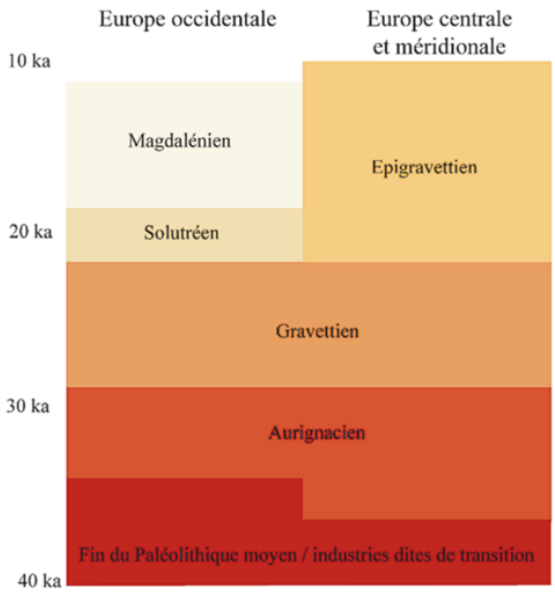


Figure 18. Succession simplifiée des chronocultures du Paléolithique supérieur (Bracco & Montoya, 2015)

1.1.2. État des connaissances des occupations en Provence et lacunes

Les recherches archéologiques en Provence, initiées dès la fin du XIXe siècle, ont permis de nombreuses découvertes paléolithiques. Parmi les pionniers, citons M. Deydier (1845-1920), notaire à Cucuron et cofondateur de la *Société Préhistorique de France*, F-H. Moulin (1861-1910), auteur du premier article sur l'abri moustérien du Bau de l'Aubesier (Moulin, 1904), et C. Cottes (1877-1931), qui a notamment travaillé dans les gorges du Régallon et la grotte de l'Adaouste (Cotte & Chaix, 1908). Parallèlement à ces premières recherches, d'autres découvertes majeures ont été réalisées, dès le milieu du XIXe siècle, comme en témoigne le complexe de grottes des Balzi-Rossi, à la frontière franco-italienne, fouillées dès 1846 par le Prince Florestan Ier (de Villeneuve, 1906), constituent un référentiel majeur pour le Paléolithique en Europe. Les preuves d'occupation humaine s'étendent depuis au moins 250 000 ans jusqu'à environ 11 000 ans (Yokoyama, 1989 ; Ryan *et al.,* 2024).

Ces premières découvertes ont été suivies par une intensification des recherches archéologiques plus marquée dans les années 1950 et 1990, et notamment supportées par de nombreux programmes de recherches (ex., de Lumley & Escalon de Fonton, 1955 ; de Lumley, 1965, 1971 ; Texier, 1972 ; Livache & Carry, 1975 ; Onoratini, 1984).
L'archéologie préventive a également contribué à l'enrichissement des connaissances. Les travaux menés dans la vallée du Verdon lors de la construction du barrage dans les années 1970 qui ont d'ailleurs conduit à la création du Musée de Préhistoire des gorges du Verdon-Quinson (Gagnepain *et al.,* 2007), les fouilles du site de Saint-Antoine lors des travaux de l'A51 (Gagnepain *et al.,* 1999 ; Bracco, 2004 ; Gagnepain & Bracco, 2006), ainsi que les fouilles plus récentes des sites des Vaugreniers (Montoya *et al.,* 2014) en sont des exemples notables. Dans les dernières décennies, de nombreux programmes ont été menés à travers la région du S-E de la France et particulièrement dans le Vaucluse avec quelques sites attribués au Pléistocènes supérieur tels que le Grand abri aux Puces (Slimak *et al.,* 2010) ainsi que le site de la Font Pourquière à Lacoste (Livache & Carry, 1975 ; Montoya, 2016 ; Lavergne, 2019), voire le site de la Combette à Lourmarin, encore récemment étudié (Mologni *et al.,* 2021 ; Kreutzer *et al.,* 2021). Dans une démarche multidisciplinaire, consistant à intégrer les aspects paléoenvironnementaux aux recherches archéologiques, la région a vu émerger de nombreux projets de recherches communs mêlant à la fois les aspects culturels, sédimentaires et paléoenvironnementaux. Parmi ces projets, nous retrouvons le projet de recherche sur la vallée du Jabron (Porraz *et al.,* 2014, 2017 ; Tomasso *et al.,* 2018), celui effectué dans la plaine de St-Maximin dans le cadre du PCR « Sociétés humaines et paléoenvironnements dans la plaine de Saint-Maximin du Paléolitique à l'âge du Fer » (Landuré *et al.* 2019) ou encore le PCR de mission de sauvetage de la grotte Cosquer (Montoya *et al.,* 2022).

Malgré les recherches menées, de nombreux questionnements archéologiques persistent pour le **Pléistocène supérieur** en Provence, mettant en lumière des lacunes importantes qui s'expriment à plusieurs niveaux.

Parmi elles, les processus sédimentaires, générateurs d'importants hiatus chronostratigraphiques, rendent difficile la reconstitution chronologique complète, tant au niveau des sites qu'au niveau des enregistrements sédimentaires régionaux (Ollivier, 2006 ; Ollivier *et al.,* 2014). La discontinuité des enregistrements nécessite la construction de séquences composites pour obtenir une meilleure connaissance du contexte paléoenvironnemental. À cela s'ajoutent la rareté des vestiges et leur état de conservation souvent précaire, liés à la nature des matériaux utilisés, aux processus taphonomiques et à l'ancienneté des occupations.
De plus, les cadres chronoculturels demeurent lacunaires et mal définis (ex., Bracco & Montoya, 2015), malgré l'importante synthèse d'Henri de Lumley (1969). Plusieurs facteurs peuvent expliquer ces difficultés, dont notamment : d'importantes variations fonctionnelles entre les sites, influencées par les contraintes géographiques (reliefs, cours d'eau) et les contrastes régionaux en termes de géomatériaux. D'autres facteurs sont les différences de conservation, les incertitudes chronologiques et les disparités dans l'état d'avancement des publications. En conséquence, l'articulation des données issues des multiples sites régionaux (ex., la Combette, Texier *et al.*, 2003, Bérigoule, Brugal *et al.,* 1989, le Grand Abri aux Puces, Slimak *et al.,* 2010, Baume Bonne, Gagnepain & Gaillard, 2003, les Balzi Rossi, Ryan *et al.,* 2024) demeure complexe.

Cette complexité est accentuée par les spécificités de la faune et de la flore provençales, qui se distinguent nettement des espaces du Languedoc et du Rhône (Uzunidis *et al.* 2019). Cette partition biogéographique ajoute une difficulté supplémentaire pour intégrer les sites provençaux dans un contexte plus global.

La période du Pléistocène, également marquée par d'importantes fluctuations climatiques et paysagères est également une période clé pour approcher une série d'autres questionnements archéologiques lacunaires concernant non seulement les transitions chronoculturelles, mais aussi l'incursion d'*Homo sapiens* en Europe (ex., Stringer, 2020 ; Slimak *et al.,* 2022) ou encore l'extinction des néandertaliens (Graves, 1991 ; d'Errico & Goñi, 2003 ; Banks *et al.,* 2008 ; Timmermann, *et al.,* 2020) aux alentours de ~50-30 ka cal. BP (Higham *et al.,* 2011). Ces périodes sont mal documentées par les archives archéologiques et paléoenvironnementales, en particulier entre 50 et 40 ka.

Enfin, malgré un nombre conséquent de sites en Provence, leur répartition géographique est très inégale, ce qui peut biaiser notre perception des dynamiques d'occupation. On distingue néanmoins des pôles principaux en Provence desquels, décrits ici, du nord au sud de la Provence :

- Le **Vaucluse** sur les territoires du Parc Naturel régional du Luberon, les gorges de la Nesque ou encore les gorges de Régallon (de Lumley, 1962) ainsi que dans **les Alpes-de-Haute-Provence**, au niveau de la vallée de la Durance. Riches en silex, ces espaces comportent des séquences clés telles que le site de Bérigoule (Brugal *et al.,* 1989), de la Combette (Texier *et al.,* 2003), le Grand Abri aux Puces (Slimak *et al.,* 2010), ou encore le Bau de l'Aubesier (Lebel & Trinkaus, 2002) couvrant surtout le Paléolithique Moyen.

- Les **sites du Verdon et de ses affluents, dont la vallée du Jabron** avec les sites des Prés de Laure (Porraz *et al.,* 2014) ou de la Baume de Monthiver (Porraz *et al.,* 2018) ont fourni des données supplémentaires concernant le Paléolithique supérieur.
- **Aux abords de l'Estérel**, une multitude de sites en grottes-abris et en plein air couvrant le Paléolithique Moyen et Supérieur sont découverts, tels que les Vaugreniers (Montoya *et al.,* 2014), grottes des Rainaudes (Onoratini *et al.,* 1986) et de la Bouverie (Onoratini, 1978), ou encore le site de plein air de la Cabre (Onoratini, 1975). Ces sites ont offert une importante documentation archéologique concernant les industries lithiques, les archives paléoenvironnementales et notamment des parures et mobiliers (Hoareau *et al.,* 2019).
- Enfin, la **zone frontalière franco-italienne** avec le site emblématique des Balzi-Rossi regroupant à la fois des sites en abris (ex., abris de Mochi, Abri Bombrini, la grotte des Enfants, la grotte du Cavaillon ou encore la grotte du Prince) et des sites de plein air (ex., ex-Casino, Punta la Mortola) (Bietti & Negrino, 2008 ; Grimaldi *et al.,* 2014 ; Porraz, 2005 ; Rossoni-Notter, 2016).

1.2. Les formations héritées des interstades du Pléistocène et ciblées dans cette étude

Des recherches menées au cours des dernières décennies ont permis d'identifier et d'analyser divers modelés et formations sédimentaires dans le S-E de la France. Combinées à la diversité des reliefs et environnements des Alpes et de la Provence, résultant d'une activité tectonique intense au cours des derniers millions d'années, les fluctuations climatiques contrastées (phases glaciaires/interglaciaires et interstades) ont façonné une morphogenèse régionale complexe témoignant de changements environnementaux majeurs durant le Pléistocène (ex., Ollivier, 2006 ; Ollivier *et al.,* 2014). Ces changements sont perceptibles à travers un large éventail de formations, certaines héritées de périodes froides, d'autres de périodes tempérées. Les formations héritées des périodes froides reflétant des conditions périglaciaires semblables à celles des zones les plus froides d'Europe comprennent les formations glaciaires de la Moyenne et Haute Durance (Jorda, 1972 ; Jorda *et al.,* 2000) ou du Verdon (Jorda, 1975); des formations héritées des différents stades d'avancées et de retraits glaciaires (Jorda *et al.,* 2000 ; Rosique, 2004), des dépôts de lœss et placages lœssiques dans l'Étang de Berre et la vallée de la Durance (Ambert, 1974; Magnin, 1991,1992), des lambeaux de glacis à faciès cryoclastiques (ex., Dubar, 1978 ; Ollivier, 2006), des niches de nivations de la Sainte-Victoire (Nicod, 1971 ; Jorda & Provansal, 1992) ou encore les sols polygonaux dans la Crau et les Basses Alpes (Gouvernet *et al.,* 1979). D'autres travaux supplémentaires et importants à échelle régionale témoignent eux aussi de ces phases d'alternance climatiques, comme les lambeaux de terrasses alluviales étagées dans les vallées de la

Durance (Dubar, 1979) ou dans la vallée de l'Arc (Jorda, 1993). Quant aux formations héritées des périodes tempérées, elles sont représentées par des séquences travertineuses (Magnin *et al.,* 1990) et des niveaux de sols marquant des discontinuités sédimentaires (Magnin, 1991 ; Jorda *et al.,* 1993, Ollivier, 2014). Ces archives, bien que diverses, partagent une caractéristique commune : leur discontinuité tant géographique que chronologique. Cette fragmentation rend difficile une vision d'ensemble, nécessitant ainsi une approche composite, combinant l'étude de différentes séquences, pour reconstituer un cadre paléoenvironnemental précis. Dans ce contexte, ce travail se concentre sur les informations contenues dans les sols hérités des périodes tempérées et provenant des massifs les plus emblématiques de la Provence pour une étude composite. L'objectif de cette section est de définir ces sols et de justifier leur intérêt pour répondre à la problématique de cette thèse.

1.2.1. Sols et paléosols : définitions et nomenclature

Le sol est une formation dynamique située à l'interface entre la surface terrestre et le substrat rocheux. En 2008, l'Association Française pour l'Étude du Sol (AFES) adopte la définition suivante dans le **Référentiel Pédologique** (RP 2008, Baize & Girard, 2008) :

« *Le sol est un volume qui s'étend depuis la surface de la Terre jusqu'à une profondeur marquée par l'apparition d'une roche dure ou meuble, peu altérée, ou peu marquée par la pédogenèse. L'épaisseur du sol peut varier de quelques centimètres à quelques dizaines de mètres, ou plus. Il constitue, localement, une partie de la couverture pédologique qui s'étend à l'ensemble de la surface de la Terre. Il comporte le plus souvent plusieurs horizons correspondant à une organisation des constituants organiques et/ou minéraux (la terre). Cette organisation est le résultat de la pédogenèse et de l'altération du matériau parental. Il est le lieu d'une intense activité biologique (racines, faune et micro-organismes)*. ».

La couverture pédologique se subdivise en horizons, représentant des volumes homogènes, dans résultant d'une typologie morphogénétique précise relative au contenant et à son contenu (Baize & Girard, 2008).

Par définition une couverture pédologique est composée d'un ensemble de plusieurs horizons pédologiques de références (A, BT, BP, C, E, etc.) (Baize & Girard, 2008). On retrouve fréquemment la succession suivante dont : d'un matériel parent (R, C ou M) sur lequel se développe un horizon minéral (horizon C) contenant les premières traces d'altération du matériel parent, un horizon d'illuviation et d'accumulation des argiles (B), un horizon de lessivage (E), un horizon de sol minéral riche en matière organique (A) et un horizon organique (O) (**Figure 19**).

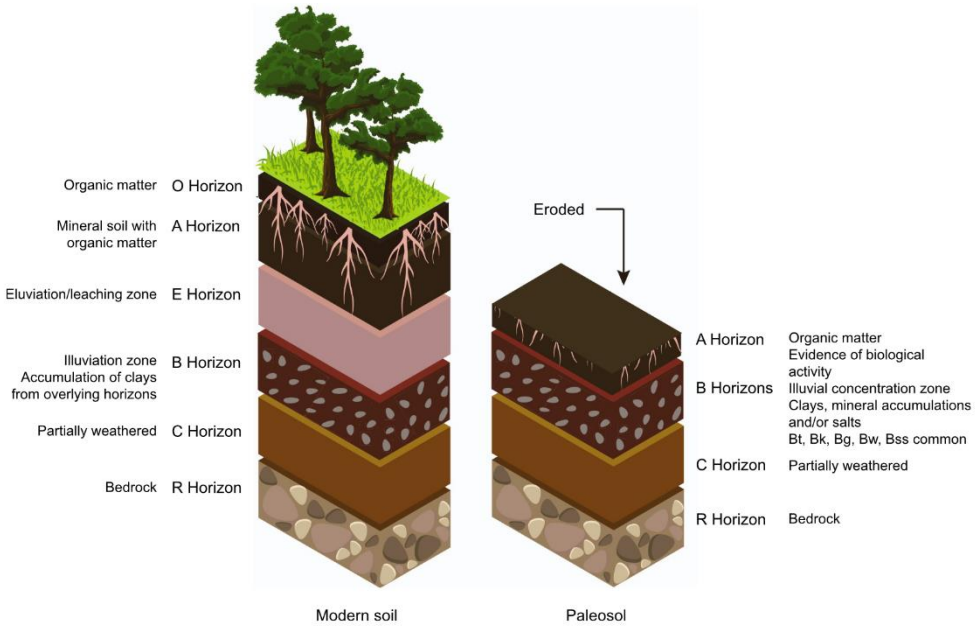


Figure 19. Composition schématique d'un profil de sol moderne (à gauche) et d'un paléosol (à droite) d'après la Taxonomie des sols des États-Unis (1999) extraite de Orr & Roberts (2024).

Soumis aux processus d'érosion et d'enfouissement au cours du temps, les paléosols conservent rarement l'intégralité de leurs horizons. Généralement, on observe la présence de l'horizon C d'altération et de l'horizon associé au matériau parental, tandis que les horizons A et B peuvent être absents. Ceci est également le cas pour les séquences étudiées dans ce travail, certaines ne comportant qu'un horizon C. Bien que le terme « paléosol » soit souvent utilisé pour des sols anciens complets, nous l'employons ici, même pour des horizons isolés, afin de maintenir la cohérence avec d'autres études traitant de sols à plus grande échelle et, compte tenu de la similarité des processus pédologiques impliqués.

1.2.2. Genèse et principes de bases de la formation des paléosols et particularités méditerranéennes

« *[Paleosols] are the result of the concomitant action of many processes, whereby climate plays a fundamental role, but also topography, vegetation and parent material are important, and, particularly in palaeosoil studies, a careful consideration of the factor time is mandatory* » Cremaschi *et al.*, 2018.

« *Concentrating on soil behavior, no doubt the same soil forming processes act in the Mediterranean as in any other regions. Nevertheless, the relative importance of certain processes and environmental factors differ, making the region rather unique and specific in several respects. Clay illuviation and carbonate redistribution, in part of eolian origin, are the main soil-forming processes.* » Yaalon, 1997.

Les processus responsables de la formation des sols (*in fine*, des paléosols) résultent de l'altération biogéo et physico-chimique du matériel parent géologique, sur lequel le sol se développe, et de l'altération du matériel exogène transporté de manière gravitaire ou éolienne qui alimente la séquence (Jenny, 1941 ; Yaalon & Ganor, 1973 ; Goudie & Middleton, 2001 ; Vingiani *et al.,* 2018 ; Herrmann *et al.,* 2022) (**Figure 20**). La composition élémentaire des sols résulte ainsi de la transformation successive des minéraux primaires contenus dans ces matériaux, en minéraux secondaires (Fedoroff & Courty, 2013). Les modifications élémentaires résultant de ces altérations biogéochimiques sont progressives le long du profil de sol et n'interviennent pas de manière ponctuelle.

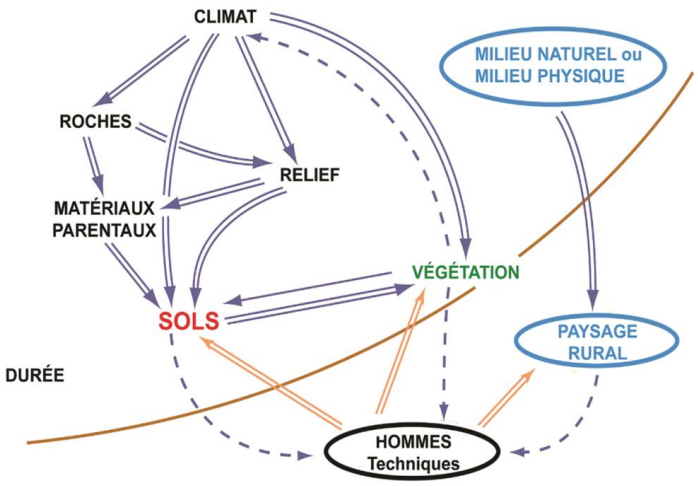


Figure 20. Schéma simplifié des interrelations entre les sols et les différents forçages reliés au développement à leurs formations (Baize, 2020).

La formation des sols brun-rouge en méditerranée sur substrat calcaire, à l'image des paléosols de cette étude, est héritée de la mise en place de plusieurs processus pédologiques cruciaux, dont la couleur est un élément essentiel, mais qui inclut aussi les processus suivants :

- La **dissolution des carbonates par l'eau météoritique et l'accumulation de résidus rougeâtres (rubéfaction)** (Mirabella & Carnicelli 1992 ; Fedoroff & Courty, 2013 ; Sauer *et al.,* 2010). La coloration rouge, plus ou moins intense (*Cf.* exemple de cas extrêmes des *Terra rossa*), peut être reliée à plusieurs phénomènes, tels qu'un héritage lithologique de résidus insolubles rouges (ex., bauxite, argilites), l'incorporation de sédiments déjà brun rouge, et la cristallisation de ferrihydrite et de la transformation de carbonates de fer en oxydes de fer rouges (notamment l'hématite) lors de l'altération et de la décalcification du calcaire (Torrent, 2006) ou encore, à cause d'incendies.
- **La translocation des carbonates par percolation descendante de l'eau** est un processus impliquant la mobilisation des carbonates solubles dans la couche superficielle du sol et leur lessivage vers le bas pendant les mois d'hiver pluvieux.

Pendant la saison estivale sèche, les carbonates peuvent se concentrer dans les parties inférieures du profil voir remonter par processus d'évaporation (Zamanian *et al.,* 2016).

- **Les processus d'altération** sont fortement influencés par la disponibilité en eau et par la température. Sous un climat méditerranéen, ces deux paramètres ne sont généralement pas synchrones. En effet, la période la plus humide correspond à la période hivernale, tandis que les températures les plus élevées s'expriment en été. Ainsi, les sols méditerranéens présentent généralement un faible à moyen degré d'altération des minéraux primaires dans les conditions climatiques actuelles (Verheye & De La Rosa, 2005 ; Yaalon, 1997). Néanmoins, des températures hivernales plus douces permettent une altération chimique plus importante. En addition, la grande variabilité de l'écosystème méditerranéen (climat, géologie, relief) implique une intensité d'altération également très variable (Wainwright, 2009).
- **La translocation des argiles (illuviation)** est un processus caractéristique des sols développés sur de longues périodes (> 100 000 ans) en contexte de faible relief, notamment dans les régions méditerranéennes humides et bien drainées, où le pH est relativement bas. Cependant, ce processus est rarement observé sur les pentes calcaires méditerranéennes. Plusieurs facteurs peuvent expliquer cette absence : des temps de développement plus courts, une forte teneur en carbonates, et une érosion (naturelle ou anthropique) récurrente, entraînant des apports allochtones qui réinitialisent les processus d'altération (Ortiz *et al.,* 2002 ; Priori *et al.,* 2008 ; Sauer *et al.,* 2010 ; Wagner *et al.,* 2015 ; Herrmann, 2022).
- **L'accumulation de matière organique** au sommet du profil (Torrent, 2005 ; Sauer *et al.,* 2007) qui contribue à altérer les matériaux parents et allochtones constitutifs du sol. En domaine méditerranéen, les teneurs en matière organique sont généralement faibles, car les conditions climatiques contrastées ne sont pas favorables aux processus d'humidification, mais favorisent plutôt la minéralisation (Sinoga *et al.,* 2012).

1.2.3. Caractéristiques pédologiques et interprétations environnementales appliquées aux paléosols

Dans l'utilisation des paléosols qui en est faite par une grande partie des études portant sur le sujet, c'est leur utilisation comme marqueurs paléoclimatiques (Kubiena, 1963 ; Carboni *et al.,* 2006 ; González Martín *et al.,* 2007 ; Muhs *et al.,* 2010 ; Wagner *et al.,* 2015 ; Fedoroff *et al.,*2018 ; Scarciglia *et al.,* 2023).

Dans cet objectif, l'étude de ces marqueurs stratigraphiques s'effectue à plusieurs échelles et mobilise des méthodes et disciplines variées incluant des descriptions pédologiques et micromorphologiques, des analyses compositionnelles (élémentaires, isotopiques minéralogiques, composés organiques et minéraux, etc.), texturales (granulométrie totale ou des argiles), des mesures de pH, ou repose sur les propriétés

colorimétriques. Ces analyses ont permis d'identifier des caractéristiques spécifiques associées à des conditions environnementales et paléoclimatiques particulières.

L'étude des caractéristiques pédologiques des paléosols offre un complément de connaissance considérable sur les conditions paléoenvironnementales et les conditions reliées aux fluctuations climatiques (Sheldon & Tabor, 2009 ; Zucca *et al.,* 2014).

Dans le détail, des caractéristiques basées sur l'analyse des faciès peuvent être établies pour traduire des conditions environnementales bien précises, comme celles synthétisées par Scarciglia *et al.*, (2023) et reportées dans le **Tableau 1**.

1.3. Les paléosols méditerranéens : un héritage des périodes tempérées et fenêtres sur les périodes de stabilité du passé

1.3.1. Atouts (géo)archéologiques

Les paléosols, **témoins de périodes de stabilité environnementale**, offrent un potentiel important pour la géoarchéologie, notamment sur les sites de plein air. Ils peuvent préserver des vestiges archéologiques et fournir des informations précieuses sur les environnements passés. En effet, sur les versants, l'accumulation/vitesse de formation des sols doit être à supérieure ou au moins à l'équilibre par rapport aux processus d'érosions pouvant s'opérer sur les versants (Heimsath *et al.* 1997). Ainsi, les périodes de formation des sols sont caractéristiques de la stabilité paysagère (Rohdenburg & Rohdenburg, 1989) propice à la conservation des vestiges.

Bien que soumis aux **mêmes processus d'altération hérités de la pédogénèse que les matériaux environnants** (Mandel et Bettis, 2001, Walkington, 2001), les paléosols sont largement étudiés pour leurs propriétés géoarchéologiques et même pour les sites associés aux périodes anciennes du Pléistocène (Scarciglia *et al.,* 2023 ; Cremaschi *et al.,* 2015).

En Provence, les paléosols développés sur substrats calcaires peuvent présenter des conditions favorables à la conservation des artéfacts. Leur pH généralement plus alcalin que les sols tropicaux, par exemple, peut freiner les processus d'altération.

Les données paléopédologiques associées à d'autres données archéologiques et environnementales offrent une compréhension globale des interactions passées entre l'Homme et son environnement sur la base de plusieurs principes d'utilisation de ces marqueurs :

Tableau 1. Principales caractéristiques pédologiques et conditions paléoenvironnementales et paléoclimatiques associées pour les sols méditerranéens (extrait et modifié à partir de la synthèse des sols pléistocènes italiens de Scarciglia *et al.,* 2023)

Caractéristiques pédologiques	Processus responsables	Conditions paléoenvironnementales /paléoclimatiques	Principales périodes de développement
Rubéfaction (rougissement de la matrice)	Diffusion des oxydes de fer issus de l'altération des minéraux primaires et formation de ferrihydrite lors d'hivers humides, recristallisation en hématite pendant les étés chauds et secs	Climat chaud et humide, saisons contrastées	Interglaciaires du Pléistocène
Revêtements argileux, remplissages (« infillings »), horizon Bt	Translocation des particules d'argile (illuviation)	Climat tempéré à chaud et humide, saisons contrastées	Interglaciaires et interstades du Pléistocène
Fe/Mn (tâches, concrétions et nodules)	Ségrégation des oxydes de Fe/Mn causée par la réduction, redistribution et précipitation lors de la ré-oxydation	Tempéré à chaud et humide, saisons contrastées ; hydromorphie	Interglaciaires et glaciaires du Pléistocène ; engorgements ponctuels pendant le Quaternaire
Croûtes carbonatées, concrétions, nodules et horizon Bk	Dissolution, lessivage et précipitation des carbonates	Semi-aride/aride (froid et sec ; chaud et sec) ; subhumide (tempéré à chaud et humide)	Interglaciaires du Pléistocène ; Holocène
Structure en plaquettes et lenticulaire, et fabrique striée	Alternance de cycles de gel/dégel, formation de lentilles de glace et déformation du sol	Froid, avec contrastes saisonniers et diurnes	Glaciaires et stadiaires du Pléistocène
Revêtements de limons illuviés, remplissages (« infillings »)	Cycles de gel-dégel avec mouvements intenses de boue ; végétation mal développée ; sols cultivés ou irrigués	Froid, avec contrastes saisonniers et diurnes ; sols pauvres en matière organique	Glaciaires/stadiaires du Pléistocène ; sols impactés par l'homme à l'Holocène
Revêtements argileux	Cycles de gel-dégel ; dynamiques de gonflement-retrait (cryoturbation) ; faune et activités humaines	Froid, avec contrastes saisonniers et diurnes	Interglaciaires et glaciaires du Pléistocène ; sols impactés par l'homme à l'Holocène
Horizons cryoturbés et coins de gel	Gel saisonnier ou gel permanent, soulèvement différentiel en raison de la glace	Froid, avec contrastes saisonniers et diurnes ou permafrost	Glaciaires et stadiaires du Pléistocène
Propriétés andiques	Néogenèse de minéraux amorphes à partir d'altération des téphras	Sols humides avec bon drainage	Interglaciaires et périodes humides du Pléistocène
Propriétés vertiques et horizon Bss	Dynamiques de gonflement/retrait des argiles	Alternance entre engorgement et séchage	Glaciaires/interglaciaires du Pléistocène

Propriétés frangique et horizon Bx	Cycles de gel-dégel ; faible cohésion	Froid, avec contrastes saisonniers et diurnes	Tout au long du Quaternaire
Plinthite, pétroferricrite	Ségrégation des oxydes de fer	Climat chaud et humide	Interglaciaires du Pléistocène
Pédorélictes	Recyclage du sol	Tous types de climats, impact anthropique	Tout au long du Quaternaire

- **La datation et la corrélation (marqueur chronostratigraphique) :** Les paléosols servent de marqueurs pédochronostratigraphiques, permettant la corrélation entre différentes unités/niveaux stratigraphiques et fournissant des contraintes chronologiques pour les sites archéologiques. Des exemples incluent le paléosol de Sangamon, aux États-Unis (Hall & Anderson, 2000) ou encore celui d'Eboli en Italie (Magliulo *et al.,* 2006). Dans ce dernier cas, le paléosol en question devient également un marqueur enregistrant l'activité des failles, par la mise en évidence d'une faille héritée d'un probable mouvement de masse hérité d'un séisme.
- **La reconstruction environnementale (marqueurs paléoenvironnementaux/ paléoclimatiques) :** Les caractéristiques des paléosols (rubéfaction, illuviation argileuse, accumulation de carbonates, caractéristiques cryogéniques) sont utilisées pour reconstruire les conditions climatiques et environnementales passées sur les sites archéologiques, offrant des informations sur le contexte environnemental des établissements humains (Lowe and Walker, 2007 ; Coltorti & Pieruccini, 2006).
- **L'impact humain peut aussi être enregistré dans les paléosols (marqueur d'anthropisation)**, où certaines couches anthropiques peuvent enregistrer des activités humaines (Miao *et al.,* 2020) et l'utilisation des ressources pour des matériaux de construction (Macphail, 1987).

Malgré le large éventail d'applications en archéologie, la complexité des processus pédologiques, influencés par de nombreux facteurs externes (durée, climat, exposition, etc.), rend difficile l'identification des paramètres les plus influents dans leurs développements (Walkington, 2010). C'est pourquoi l'analyse de ces archives doit utiliser une combinaison de différentes méthodes analytiques.

1.3.2. État des connaissances régionales

À l'échelle régionale, quelques études font mention d'une relation directe entre les paléosols pléistocènes et des artéfacts archéologiques retrouvés et où les sols ont pu jouer un rôle dans leur préservation. Citons, notamment, le site vauclusien de Bérigoule (Murs), le site de la Baume, au nord du Mont-Ventoux (Malaucène, Vaucluse) ou encore sur les flancs sud de la Montagne de Lure (Dubar, 1978) (**Figure 21**).

Les objets lithiques issus des fouilles effectuées sur le site de Bérigoule et datés par thermoluminescence ont permis d'attribuer le développement de paléosols aux SIM 5 (Brugal *et al.,* 1989 ; Richter *et al.* 2007). Autre exemple, dans le paléosol composé d'un horizon brun-noir et localisé dans la coupe de la Baume, la présence de silex Levallois attribués au Paléolithique moyen a été révélée au cours d'un sondage archéologique (Buisson-Catil *et al.* 2004 ; Buisson-Catil & Texier 1996) (**Figure 21**). Les nouvelles datations effectuées dans ce travail de thèse sur l'horizon correspondant sont de l'ordre de 40 000 ans BP. À Forcalquier (Alpes-de-Haute-Provence), un charbon prélevé dans un sol noir au sein d'une formation alluviale contenant plusieurs fragments d'os de grands mammifères ainsi que la partie distale d'un cubitus humain, a été datée à 45 000 ± 4 000 BP (Dubar, 2008) soulignent également le potentiel archéologique de ces marqueurs stratigraphiques.

D'autres paléosols ou esquisses de paléosols dépourvus de vestiges archéologiques ont également fait l'objet de plusieurs études dont les sols préalpins de la Bléone (Redondo, 1974 ; Jorda & Delibrias, 1981 ; Dubar,1983 ; Jorda, 1988) ; sur le piémont sud du Luberon (51 ± 3 ka BP et 46,6 ± 1,6 ka BP à Terre-Rouge, Ollivier, 2006 ; Ollivier *et al.,* 2014), en Haute-Provence (entre < 37 ka BP et > 30 ka BP à La Tuilière, Dubar, 1979) ou en Basse-Provence (par exemple, vers 31,9 ± 1,7 ka BP à La Vautubière , Ambert *et al.,* 1974) et confirment la réponse morphogénique régionale aux diverses augmentations de température provoquées par les périodes interstadiaires au cours du MIS 3 (Sánchez Goñi, 2022 ; Ollivier, 2006) (**Figure 22**).

Si le corpus parait déjà important, l'absence de datation systématique sur d'autres paléosols régionaux empêche une synthèse régionale complète, essentielle pour obtenir une vision globale de ces marqueurs et les intégrer aux archives pédostratigraphiques européennes.

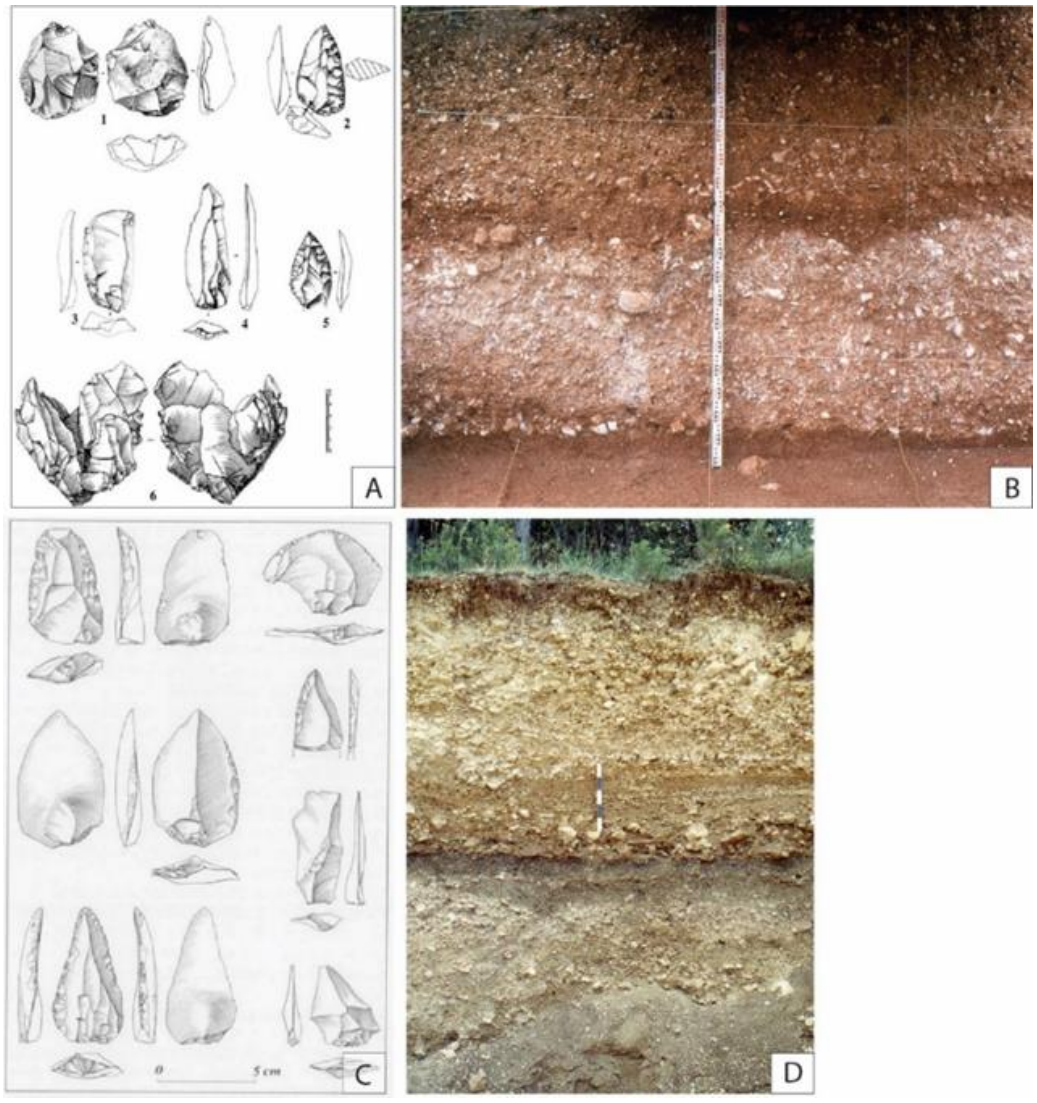


Figure 21. A/Industrie lithique (majoritairement Levallois) du Niveau 1 du site de Bérigoule (Murs); B/Coupe du site de Bérigoule faisant apparaître les deux horizons pédologiques riches en industries lithiques ; C/ Exemples de l'industrie lithique (potentiellement Levallois) du site de la Baume (Malaucène) ; D/ Coupe du site de la Baume avec le paléosol (crédit photo : P-J Texier).

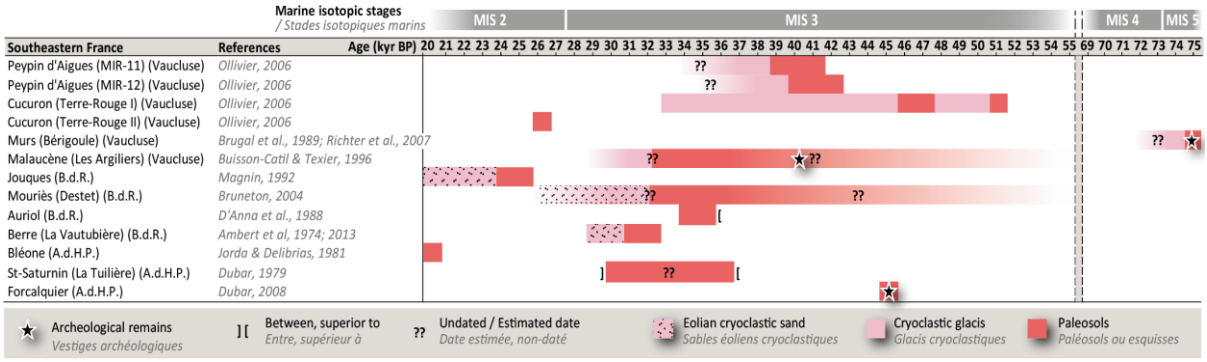


Figure 22. Synthèse régionale des paléosols et esquisses de paléosols datées en Provence.

1.3.3. Enjeux et rappels de la problématique

L'objectif premier de ce travail de thèse consiste à identifier l'impact des risques, des rythmes et des dynamiques de sédimentation sur la répartition, la préservation et la destruction de sites ou vestiges archéologiques en Méditerranée.

Pourquoi les paléosols sont des archives pertinentes pour répondre à cette question ? Pourquoi a-t-on choisi ce marqueur pour répondre à la problématique ?

L'étude des paléosols rouges du Pléistocène se justifie ici par ces principaux arguments :

i) **La notion de stabilité environnementale intimement corrélée à des phases climatiques :** Contrairement aux dynamiques sédimentaires cryoclastiques, rapides et puissantes associées aux phases froides du Pléniglaciaire, les paléosols rouges, situés à la base de formations cryoclastiques datées du MIS-3 (Ollivier, 2006 ; Ollivier *et al.,* 2014), représentent une période de stabilité environnementale. Cette "stase/pause" morphogénique permettant la formation d'un sol offre une fenêtre d'observation précieuse sur les conditions environnementales propices au développement des sols, et permet une meilleure définition du contexte associé aux occupations humaines.

ii) **La notion de conservation du potentiel archéologique**, où la probabilité de découverte de vestiges archéologiques *in situ* est plus élevée dans des sols stables que dans des contextes dynamiques, tels que des glacis d'érosion à gélifracts remaniés, où les processus de transport et de remaniement, plus énergétiques, dispersent et endommagent les artefacts (Mandel & Bettis, 2001 ; Walkington, 2010). Ce point est intimement lié au point précédent.

iii) **Leur correspondance avec les phases climatiques tempérées :** Contemporains des interstadiaires du Groenland, ces paléosols se sont formés sous des conditions climatiques tempérées favorables à la pédogenèse (Ollivier, 2006 ; Ollivier *et al.,* 2014). Les étudier permet donc d'appréhender les environnements et les dynamiques d'occupation humaine durant ces périodes plus clémentes en précisant, si possible des conditions supplémentaires se rapportant aux conditions environnementales lors de leurs développements.

iv) **La notion d'attractivité de ces environnements pour les populations humaines :** Les paléosols représentent des contextes environnementaux hérités de paléoenvironnements de type forestier pouvant représenter de potentielles zones de circulation reflétant des environnements attractifs pour les populations humaines (activités cynégétiques, etc.). Les dynamiques sédimentaires de faible intensité favorables à leur développement ont ainsi la capacité d'enregistrer des vestiges archéologiques (industries lithiques, restes osseux, traces de piétinement, traces de foyers). Ces paléosols constituent donc des marqueurs d'intérêt pour l'archéologie, permettant de reconstituer les modes d'occupation et les activités humaines passées. Construire un référentiel qualitatif pour le S-E de la France, où les séquences pléistocènes sont rares, est donc essentiel.

2. Les sites d'étude

L'étude des séquences attribuées au Pléistocène en Provence inclut 13 sites (**Figure 23**), la plupart étant déjà étudiées et dont les contextes géomorphologiques, paléoenvironnementaux et chronologiques sont bien définis (**Tableau 2** ; **Figure 2**). Les sites d'études sont répartis sur un transect Nord-Sud d'environ 100 km en Provence occidentale.

Le piémont sud du Luberon sud du Luberon compte parmi le plus d'horizons référencées pour le contexte provençal, dont les séquences déjà connues et intégrées à ce travail des **ravins du Loup**, de **Terre-Rouge** et du **Mirail** (site n°4, 5, 6 ; **Figure 23**) (Ollivier, 2006).

Pour enrichir l'étude et englober d'autres massifs provençaux, des séquences supplémentaires ont été intégrées à la recherche :

- Les séquences de **la Baume I** et **II**, localisées à Malaucène sur le piémont Nord du Mont-Ventoux (site n°1 ; **Figure 23**) ;
- Les séquences de **Bérigoule I et II**, localisées sur la commune de Murs, à proximité du site archéologique éponyme qui a livrée des silex datés (site n°2 ; **Figure 23**) ;
- La séquence inédite du **Devens**, localisée à proximité de la commune de Méthamis sur le plateau des Monts de Vaucluse (site n°3 ; **Figure 23**) ;
- La séquence inédite de Valvéranne, en bordure orientale du Luberon à Manosque (site n°7 ; **Figure 23**) ;
- La séquence inédite de la Jaïncel, sur la commune d'Ongles, à l'aval du piémont sud de la Montagne de Lure (site n°8 ; **Figure 23**, **Annexe IV.3**) ;
- La séquence inédite des Avaranches sur la commune de Fontienne, à proximité de la Montagne de Lure (site n°9 ; **Figure 23**) ;
- La coupe de Jouques, localisée dans la vallée de la Durance (site n°10 ; **Figure 23**) ;
- La coupe du Bayon, localisée au pied du versant sud de la Sainte-Victoire (site n°11 ; **Figure 23**) ;
- La coupe du Destet, au cœur du massif des Alpilles (site n°12 ; **Figure 23**) ;
- La coupe de Marseilleveyre, dans les Calanques de Marseille (site n°13 ; **Figure 23**, **Annexe IV.2**).

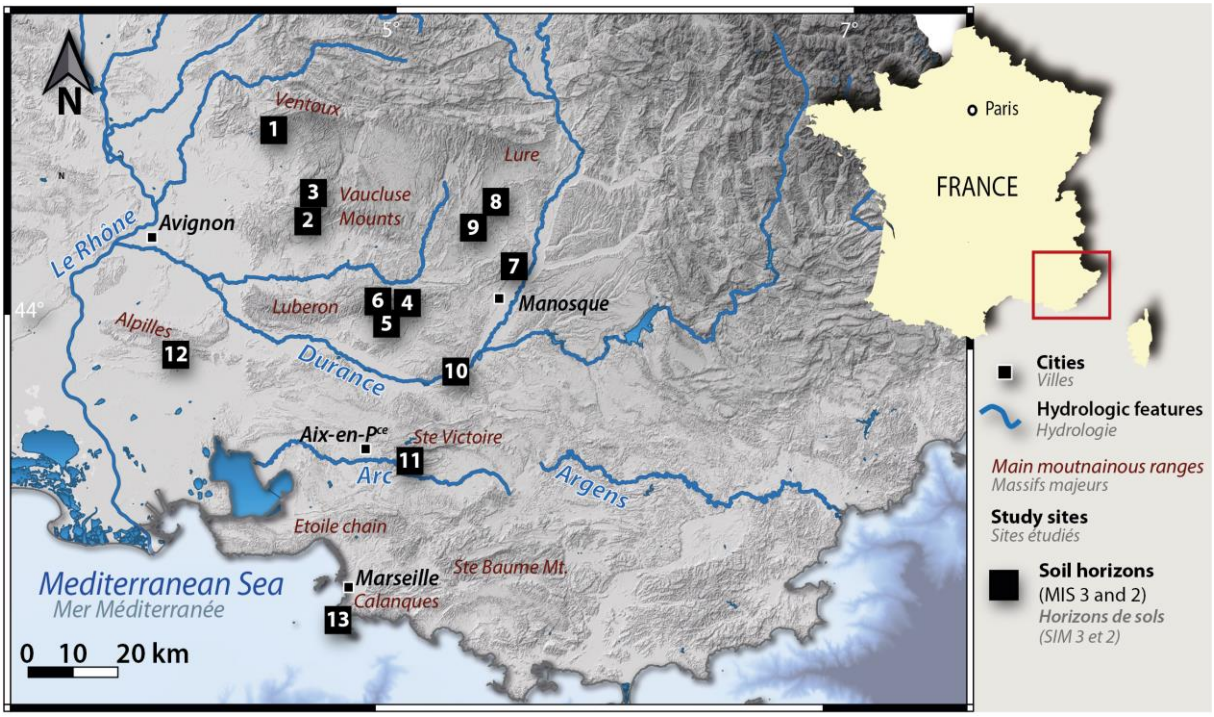


Figure 23. Sites d'étude des horizons de sols : 1) Coupe de la Baume, Malaucène (Dutour *et al.,* 2002) ; 2) Site de Bérigoule, Murs (Brugal, Jaubert, and Texier 1989 ; Richter *et al.,* 2007) ; 3) Coupe du ravin du Devens, Méthamis (*inédit*); 4) Ravin du Mirail, Peypin d'Aigues (Ollivier, 2006 ; Ollivier *et al.,* 2014) ; 5) Ravin du Loup, Cabrières d'Aigues (Ollivier, 2006) ; 6) Terre-Rouge, Cucuron (Ollivier, 2006 ; Ollivier *et al.,* 2014); 7) Coupe de Valvéranne, Manosque (*inédite*); 8) Coupe de la Jaïncel, Ongle (*inédite*) ; 9) Coupe des Avaranches, Fontienne (*inédite*) ; 10) Coupe de Jouques, Pont-de-Mirabeau (Magnin, 1993); 11) Gravière du Bayon, St-Antonin sur Bayon (Jorda et Provansal, 1992) ; 12) Carrière du Destet, Mouriès (Moreno, 2022) ; 13) Calanque de Marseilleveyre (Bonifay, 1957 ; Collina-Girard dans Charles *et al.,* 2021).

Tableau 2. Liste des sites échantillonnés pour l'étude des horizons pédologiques et références bibliographiques associées

Site	Commune, département	Références bibliographiques
MIR-11	Peypin d'Aigues, Vaucluse	Ollivier (2006) ; Ollivier *et al.* (2015)
MIR-12	Peypin d'Aigues, Vaucluse	Ollivier (2006)
Terre-Rouge I	Cucuron, Vaucluse	Ollivier (2006)
Terre-Rouge II	Cucuron, Vaucluse	Ollivier (2006) ; Ollivier *et al.* (2015)
Bérigoule,	Murs, Vaucluse	Brugal *et al.* (1989); Richter *et al.* (2007)
La Baume I & II	Malaucène, Vaucluse	Buisson-Catil & Texier (1996), Jaurand (200), Dutour et al (2002)
Bayon	St-Antonin-sur-Bayon, Bouches du Rhône	Jorda et Provansal (1992)
Marseilleveyre	Marseille, Bouches du Rhône	Bonifay (1957),
Jouques	Jouques, Bouches du Rhône	Magnin, 1992
Destet	Mouriès, Bouches du Rhône	Bruneton (2004 ; *com. pers.*)
Trencade	St-Rémy de Provence, Bouches du Rhône	Ollivier, V. (*com. pers.*)
Jaïncel	Ongles, Alpes de Haute-Provence	Dubar, M. (*com. pers.*)
Fontienne	Fontienne, Alpes de Haute Provence	*Inédit*
Devens	Méthamis, Vaucluse	*Inédit*

3. La méthodologie

3.1. Les méthodes d'acquisition utilisées sur les dépôts pléistocènes

Afin d'étudier les principales propriétés des séquences pléistocènes, nous avons analysé les échantillons récoltés de manière systématique en utilisant les méthodes suivantes déjà brièvement présentées dans le « ***Chapitre 2 : Méthodologie*** » :

- **La spectrocolorimétrie** : afin d'obtenir des tendances colorimétriques des différents niveaux des profils de séquences étudiés ;
- **La calcimétrie digitale** : afin d'obtenir les teneurs brutes de carbonates, comprenant la somme des carbonates ;
- **La spectrométrie à fluorescence X** : permettant d'obtenir les compositions élémentaires des échantillons et d'en déduire des ratios géochimiques permettant de mettre en évidence des processus précis relatifs aux modes de dépôts, a la nature et à l'intensité des processus d'altération chimique, de pédogénèse, etc.
- **La détermination de la teneur en matière organique par perte au feu :**
- **La granulométrie** selon les deux procédés d'acquisition : en voie humide (fractions fines) et en voie sèche (fractions grossières)

Les jeux de données complémentaires intégrés dans l'interprétation :

Des jeux de données déjà existantes ont été ajoutés à l'analyse. Ces données souvent complémentaires ont été acquises en parallèle de la thèse ou étaient déjà disponibles dans la littérature existante telles que les données malacologiques obtenues par F. Magnin (IMBE), les données anthracologiques obtenues par B. Talon (IMBE). Nous utilisons également de nouvelles datations par radiocarbone en combinaison avec un corpus de datations plus anciennes, qui sont détaillées lors de la présentation des séquences. Les auteurs des analyses sont cités dans le Tableau 3.

3.2. Utilisation et traitement des données issues des propriétés sédimentologiques utilisées

Afin d'établir une caractérisation des niveaux de sols avec les méthodologies listées ci-avant, des traitements spécifiques ont été apportés, notamment sur les données de fluorescences X (pXRF) et sur les données spectrocolorimétriques.

3.2.1. Construction et utilisation des indices géochimiques

Sur la base des données de fluorescence X, la détermination d'indices géochimiques (ex., rapports Si/Al, Fe/Ti) permet de retracer les processus pédologiques et physico-chimiques (altérations, migrations d'éléments) ayant contribué à la formation de ces horizons. De plus, la comparaison des variations relatives de plusieurs éléments permet de dépasser les simples variations d'abondances absolues, souvent hétérogènes dans les sols, pour révéler des informations plus fines sur les processus à l'œuvre (ex., Sheldon & Tabor, 2009). Ainsi, l'utilisation des rapports élémentaires est préférable aux mesures d'éléments uniques.

La liste des indices utilisés dans le cadre de ce travail est précisée ci-après.

- **Ca/Al :** Cet indice est utilisé pour évaluer le **degré d'altération chimique des carbonates** par rapport aux argiles. L'Al est relativement immobile pendant l'altération chimique dans la plupart des environnements et quel que soit les conditions de pH (acide, basique ou neutre), tandis que les cations basiques, tels que Ca, Na, Mg, ou K sont plus facilement lessivés (Chadwick *et al.,* 1999 ; Rye & Holland, 2000 ; Sheldon & Tabor, 2009). Ces cations basiques contenus dans les minéraux (ex., les feldspaths) se décomposent et se retrouvent ainsi en solution, pour ensuite être lessivés par les eaux de percolation (lixiviation), tandis que l'Al tend à rester dans le sol, souvent incorporé dans des minéraux argileux néoformés. En conséquence, un rapport Ca/Al faible indique une importante perte de Ca par rapport à Al, soit une forte altération chimique, suggérant ainsi un environnement pédogénétique où les processus de lixiviation ont été efficaces, souvent associé à des climats humides. Inversement, un rapport élevé suggère une altération chimique moins intense et une moindre perte de cations basiques, indicatifs de climats plus secs où la lixiviation est moins efficace.

- **Ca/Sr** : Sr est un élément trace qui se substitue facilement au calcium dans la structure cristalline des carbonates de calcium. Dans les paléo-pédoséquences développées sur substrats calcaires, le Sr et le Ca proviennent donc majoritairement de la roche mère (substrat et/ou des cortèges caillouteux présents dans les horizons), mais des apports d'autres sources (éoliens, précipitations...) sont également possibles. Ce rapport est utilisé pour déduire **l'intensité d'altération chimique** et **les apports lithologiques** subis par le sol en sachant qu'un rapport élevé indique une dominance en Ca, typique de carbonates peu altérés, tandis qu'un faible rapport traduira une lixiviation préférentielle du Ca. Bien que, Sr soit légèrement plus mobilisable que Ca dans les sols soumis à une altération prononcée, le calcium, moins mobile, est plus facilement piégé voire précipité, ce qui peut limiter sa mobilité relative.

- **Si/Al** : cet index est un outil précieux pour étudier **l'altération et la formation d'argiles riches en Al dans les paléosols** (Ruxton, 1968 ; Sheldon, 2005 ; Hamer *et al.,* 2007) . Mieux adapté à l'étude des sols provenant de roches acides à intermédiaires (ex., granite, rhyolite, diorite), il reste quand même intéressant de se baser sur les propriétés de mobilité de ces éléments et d'observer leur distribution pour mettre en

évidence de potentielle différenciation dans les phases minérales/processus pédologiques spécifiques, notamment pour tracer **l'apport de matériaux riches en Si**. En effet, lors de l'altération des roches silicatées, les minéraux riches en Si se décomposent, lixiviant Si tandis qu'Al est souvent incorporé dans les minéraux argileux néoformés (ex., kaolinites, les smectites). Ainsi, une diminution du ratio Si/Al indique une altération plus intense et une formation d'argile plus importante (Stockmann *et al.,* 2016). Cependant, l'interprétation de ce ratio doit tenir compte des apports éoliens de silice, qui peuvent abaisser artificiellement le ratio sans refléter l'altération réelle du profil. Ce rapport doit donc être comparé à d'autres indicateurs géochimiques et minéralogiques pour distinguer l'altération *in situ* des apports externes et obtenir une image complète de l'histoire des paléosols.

Les indices Ca/Al et Ca/Sr renseignent principalement sur l'altération chimique des carbonates, notamment la dissolution du carbonate de calcium. Ajoutons à cela, l'analyse du comportement du Fer. Les indices élémentaires du fer (Fe/Al, Fe/Ti et Mn/Fe) ont également été ajoutés à l'analyse dans l'objectif de mettre en évidence d'autres processus d'altération reliés à la pédogénèse et aux conditions environnementales. Ainsi :

- **Fe/Al :** ce rapport permet de suivre **l'intensité de l'altération chimique** et la **différenciation des sources de sédiments**. Comme mentionné, Al est relativement immobile lors de l'altération, tandis que Fe est mobile en conditions réductrices et immobile en conditions oxydantes. Ainsi, une diminution du rapport Fe/Al est souvent interprétée comme le signe d'une altération plus intense en milieu réduit, avec une perte de fer par rapport à l'aluminium. Cependant, dans le cas de sols développés sur substrats calcaires, l'interprétation du rapport Fe/Al doit être maniée avec prudence. La présence de carbonates peut en effet influencer la mobilité du fer et de l'aluminium, rendant l'interprétation classique du ratio moins fiable. Il est donc crucial de combiner l'analyse du rapport Fe/Al avec d'autres proxys géochimiques et minéralogiques pour une interprétation robuste.

- **Fe/Ti :** cet indice est utilisé comme **un proxy pour suivre le comportement du fer total (enrichissement ou perte ?) dans les horizons pédologiques**. Ti étant considéré comme un élément immobile, même lors d'une altération intense, peut être comparé à Fe afin de visualiser de potentiels enrichissements ou perte de Fe. La mobilité du fer dans un sol est dépendante du potentiel redox, du pH, de la durée de saturation saisonnière, le volume annuel d'eau reçu par le sol et des teneurs en matière organique (Vepraskas & Faulkner, 2001). La solubilité du fer est fortement reliée à la matière organique et plus précisément à sa décomposition (Driese, 2004).

- **Mn/Fe** (redox) : largement utilisé dans les études paléoenvironnementales pour analyser les conditions de formation et d'altération des roches et des sédiments, cet indice permet de **caractériser l'évolution des conditions redox** au cours de l'enfouissement et de la diagenèse des sédiments (Marsh *et al.,* 2007 ; Croudace et Rothwell, 2015). Certains sols et paléosols contiennent des nodules mangano-ferriques (Stiles *et al.,* 2001), et cet indice peut être utilisé comme indicateur dans des séquences lœss-paléosols pour estimer le potentiel redox sur l'ensemble de la séquence (Krauß *et al.,* 2016).

Le comportement des éléments considérés comme immobiles a aussi été intégré dans ce travail :

- **Ti/Zr** : ce ratio utilise des éléments considérés comme **résistants à l'altération chimique** (Stockmann *et al.,* 2016). Ainsi, leurs proportions sont censées rester constantes tout au long d'un profil de sol formé *in-situ*. Bon indicateur de l'origine et de l'homogénéité des matériaux parents, une variation du rapport Ti/Zr suggère une modification dans le matériel parent ou des processus de redistribution des éléments (dissolution ou éluviation). Un rapport élevé peut indiquer une plus grande proportion de Ti ou un appauvrissement en Zr.

- **P/Al** : Dans la littérature on retrouve parfois le ratio P/Ti pour indiquer la paléo-fertilisation d'un sol (Tabor *et al.,* 2004 ; Sheldon *et al.,* 2006). P est un élément mobile et très sensible aux processus biogéochimiques. Son comportement dans le sol est complexe et dépend de nombreux facteurs (pH, matière organique, type de minéraux, etc.). Le comparer aux teneurs en Al fait sens puisqu'en conditions alcalines, comme c'est le cas pour les sols développés sur des calcaires, Al n'est que faiblement remobilisé. Un rapport P/Al élevé pourrait suggérer une plus grande quantité de phosphore disponible, tandis qu'un rapport faible pourrait indiquer une fixation du phosphore dans les minéraux argileux ou une plus grande lixiviation. Cet indice est complété et discuté au regard des teneurs en MO déduites par perte au feu.

3.2.2. L'intercomparaison entre les différents massifs montagneux étudiés

Une correction a été appliquée pour **retirer l'influence des variations lithologiques locales** des matériaux parents dans les ratios utilisés dans l'objectif de comparer les esquisses de sols entre elles sur la base de l'étude des variations relatives des teneurs élémentaires par rapport au substrat. L'objectif étant de fournir une comparaison possible entre les différents horizons pédologiques prélevés régionalement.

Afin de confronter les esquisses de sols entre elles et de mettre en évidence les niveaux d'altération liés aux processus pédologiques, une correction a été appliquée aux ratios géochimiques. Cette correction vise à retirer l'influence des variations lithologiques locales des matériaux parents, permettant ainsi une comparaison plus fiable des différents horizons pédologiques prélevés à l'échelle régionale.

Pour ce faire, les indices géochimiques ont été normalisés par les ratios obtenus sur les matériaux parents associés/sur lesquels les esquisses se sont développées.

Le calcul effectué est le suivant :

$$\boldsymbol{Indice}_{\text{norm}} = \frac{\boldsymbol{indice}_{\text{sol}}}{\boldsymbol{Indice}_{\text{substrat}}}$$

L'indice normalisé ($Indice_{norm}$) est en réalité un facteur mesurant la modification relative par rapport au substrat. Si le résultat est supérieur à 1, cela signifie que le sol s'exprime davantage pour le processus lié au ratio spécifique mesuré par rapport à son substrat (ex. altération chimique, etc.). Si cet indice est inférieur à 1, il indique une diminution relative de l'expression du ratio dans le sol par rapport au substrat et inversement pour un ratio supérieur à 1.

Note : Ce rapport permet de comparer l'intensité des processus d'altération entre plusieurs sols, mais pas directement leurs compositions géochimiques absolues.
Pour chaque esquisse de sol étudiée, des calculs supplémentaires ont été effectués pour visualiser et estimer le gain ou la perte relative de chaque élément chimique par rapport au substrat (Liang *et al.,* 2009).

Les calculs respectent l'ordre suivant :

$$\frac{Element(\text{substrat})}{Element(sol)} x\ 100$$

Les résultats sont reportés en ***Annexe IV.1***.

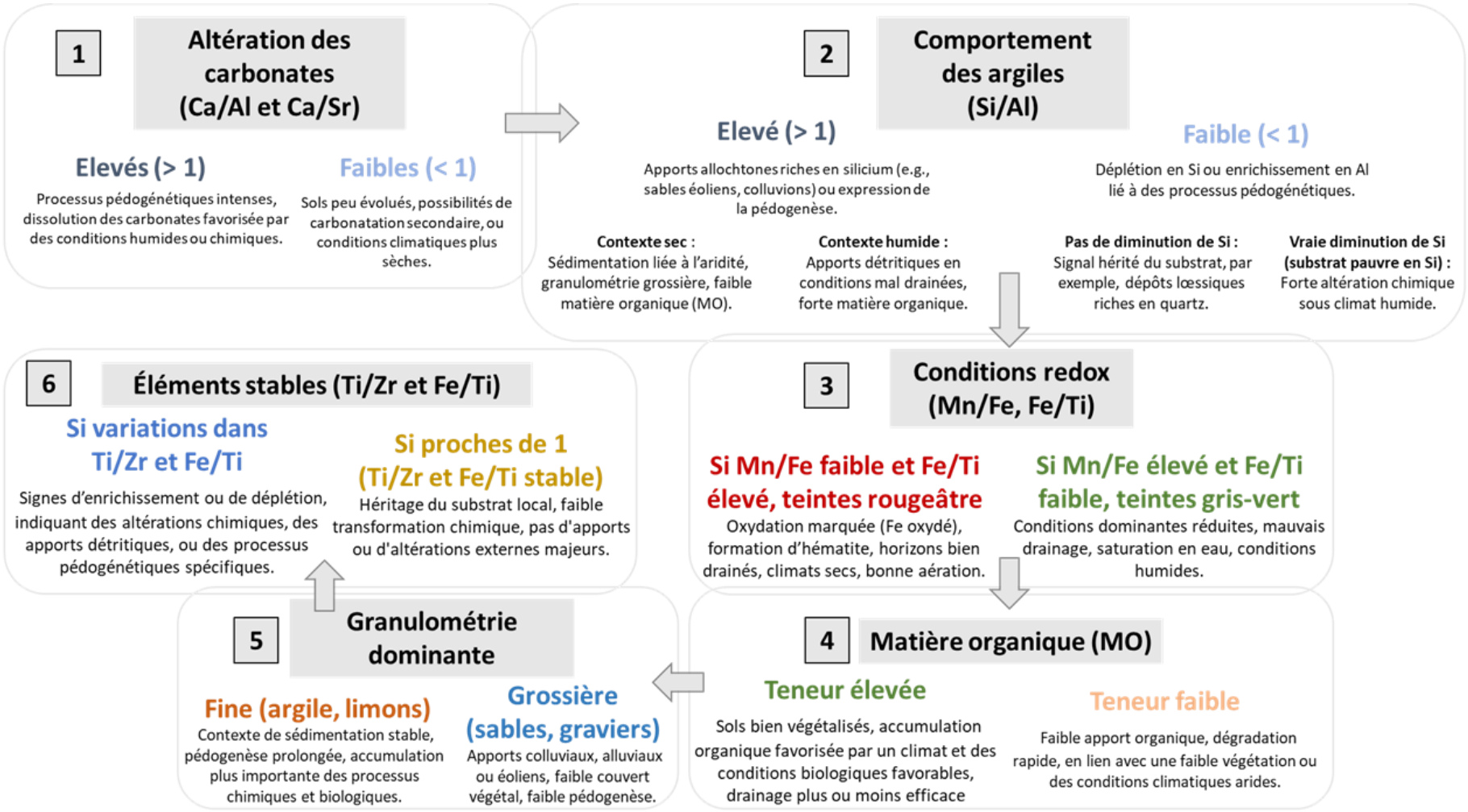


Figure 24. Synthèse de la grille de lecture appliquée pour la caractérisation des paléosols et basée sur les propriétés sédimentologiques analysées dans le cadre de ce travail (coloration, granulométrie, matière organique, indices élémentaires normalisés). L'ordre proposé pour la grille de lecture (*cf.* les numéros et la succession indiquée par les flèches) repose sur la priorisation des paramètres les plus fondamentaux dans l'évolution pédogénétique et paléoenvironnementale de ces sols développés majoritairement sur substrats riches en calcaires.

3.2.3. Tests sur les données spectrocolorimétriques

Estimation du ratio goethite/hématite pour MIR-11

A partir des données spectrocolorimétriques L*, a* et b*qui renvoient les variations colorimétriques, des données de réflectance ont été acquises pour mettre en évidences des pics qualitatifs associés aux minéraux de goethite et d'hématite (Torrent *et al.,* 1983 ; Azzali *et al.,* 2011 ; Debret *et al.,* 2012).

De nombreuses études utilisent les **ratios goethite/hématite** pour mettre en évidence les conditions d'oxydation du fer sous l'influence des variations environnementales (Torrent *et al.,* 1982 ; Cornell & Schwertmann, 2003 ; Long *et al.,* 2016; Meng *et al.,* 2022). Cela sert notamment à déterminer les conditions d'humidité dans les environnements sur la base des modes de formations de ces minéraux d'oxydes de fer. En effet, la goethite est un minéral qui se forme dans des conditions plus humides et fraîches et dans des milieux basiques (Cornell & Schwertmann, 2003). Souvent présente dans les environnements subtropicaux ou tempérés humides. A l'inverse, l'hématite se forme dans des conditions climatiques plus tempérées et sèches, ainsi, sa présence en grande quantité est généralement associée à des climats arides ou semi-arides. Les sols riches en goethite possèdent des teintes jaune-brune ou jaune orange tandis que l'hématite est alors responsable de teintes plus rougeâtres. **La coloration des sols peut donc être utilisée pour discriminer ces différents oxydes de fer et en déduire des conditions environnementales**. En effet, un ratio goethite/hématite élevé traduit des conditions de formation plus humides (milieu réduit) tandis qu'un ratio plus faible sera associé à des conditions environnementales plus sèches et des processus d'oxydations plus intenses.

Dans le cadre de ce travail, l'estimation de l'indice goethite/hématite repose sur l'analyse spectrocolorimétrique, une méthode indirecte permettant d'appréhender la composition minérale des sols à partir de leurs propriétés optiques (Balsam *et al.,* 2007). Il s'agit d'utiliser la dérivée première du spectre de réflectance pour identifier les pics caractéristiques de chaque minéral. Les pics situés aux longueurs d'ondes 445 et 525 nm sont ainsi attribués à la goethite, tandis que ceux localisés à 555, 560 et 575 nm sont associés à l'hématite (**Figure 25**). La rapport goethite/hématite est ensuite calculé à partir des valeurs moyennes des dérivées premières extraites pour chaque pic. Cette approche, appliquée au profil MIR-11 en raison de sa résolution d'échantillonnage, fournit une estimation semi-quantitative de l'abondance relative de ces deux oxydes de fer.

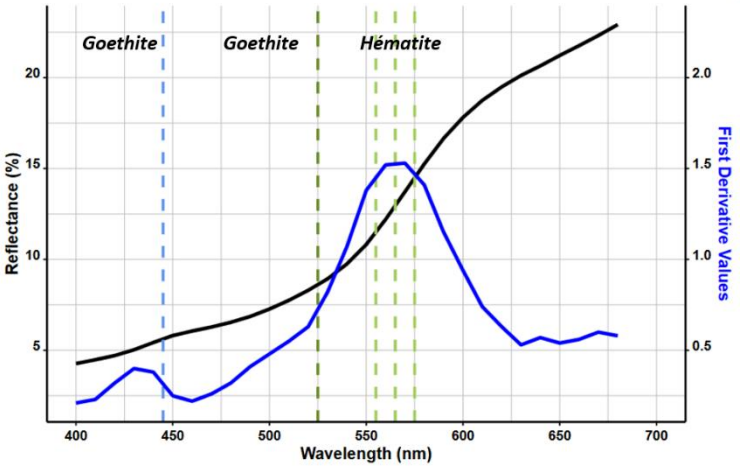


Figure 25. Exemple d'application de la méthode d'estimation de l'indice goethite/hématite à partir des données spectrocolorimétriques obtenues sur un échantillon de la séquence MIR-11 illustrant la courbe de réflectance (en noire) et la dérivée première de la courbe de réflectance (en bleue) en fonction des longueurs d'ondes. Les droites verticales en pointillé correspondent aux longueurs d'ondes associées à la goethite (λ = 445 et 525 nm) et à l'hématite (λ = 555, 560 et 575 nm).

Tableau 3. Analyses effectuées sur les coupes étudiées dans le cadre de cette thèse (en bleu) et corpus de données utilisés mentionnés par leurs auteurs. (BdR : Bouches-du Rhône)

		Analyses sédimentologiques et géochimiques						Paléoécologie	
Site	**Commune, département**	**Relevé stratigraphique**	**Spectrocolorimétrie**	**Calcimétrie**	**Granulométrie**	**Géochimie (pXRF)**	**Perte au feu**	**Malacologie**	**Anthracologie**
MIR-11	Peypin d'Aigues, Vaucluse	Ollivier (2006) ; Ollivier *et al.* (2015)	*Cette étude*	*Cette étude*	*Cette étude*	*Cette étude*	*Cette étude*	F. Magnin (Ollivier, 2006)	B. Talon (Ollivier, 2006; cette étude)
MIR-12	Peypin d'Aigues, Vaucluse	Ollivier (2006)	*Cette étude*	*Cette étude*	*Cette étude*	*Cette étude*	*Cette étude*	-	-
Terre-Rouge I	Cucuron, Vaucluse	Ollivier (2006)	*Cette étude*	*Cette étude*	*Cette étude*	*Cette étude*	*Cette étude*	-	-
Terre-Rouge II	Cucuron, Vaucluse	Ollivier (2006) ; Ollivier *et al.* (2015)	*Cette étude*	*Cette étude*	*Cette étude*	*Cette étude*	*Cette étude*	-	-
Bérigoule,	Murs, Vaucluse	Brugal *et al.* (1989) ; Richter *et al.* (2007)	*Cette étude*	*Cette étude*	*Cette étude*	*Cette étude*	*Cette étude*	-	-
Les Argiliers, ou La Baume	Malaucène, Vaucluse	Buisson-Catil & Texier (1996) ; Jaurand (2000) ; Dutour et al (2002)	*Cette étude*	*Cette étude*	*Cette étude*	*Cette étude*	*Cette étude*	-	B. Talon (cette étude)
Bayon	St-Antonin-sur-Bayon, BdR	Jorda et Provansal (1992) ; *cette étude*	*Cette étude*	*Cette étude*	*Cette étude*	*Cette étude*	*Cette étude*	-	-
Marseilleveyre	Marseille, Bouches du Rhône	*Cette étude*	*Cette étude*	*Cette étude*	*Cette étude*	*Cette étude*	*Cette étude*	-	-
Jouques	Jouques, BdR	Magnin, 1992	*Cette étude*	*Cette étude*	*Cette étude*	*Cette étude*	*Cette étude*	-	-
Destet	Mouriès, BdR	*Cette étude*	*Cette étude*	*Cette étude*	*Cette étude*	*Cette étude*	*Cette étude*	-	B. Talon (cette étude)
Trencade	St-Rémy de Provence, BdR	*Cette étude*	*Cette étude*	*Cette étude*	*Cette étude*	*Cette étude*	*Cette étude*	-	-
Jaïncel	Ongles, Alpes de Haute-Provence	*Cette étude*	*Cette étude*	*Cette étude*	*Cette étude*	*Cette étude*	*Cette étude*	-	-
Avaranches	Fontienne, Alpes de Haute Provence	*Cette étude*	*Cette étude*	*Cette étude*	*Cette étude*	*Cette étude*	*Cette étude*	-	B. Talon (cette étude)
Devens	Méthamis, Vaucluse	*Cette étude*	*Cette étude*	*Cette étude*	*Cette étude*	*Cette étude*	*Cette étude*	-	

4. Les résultats des coupes stratigraphiques et séquences pédologiques

La présentation des résultats s'articule en trois parties distinctes. La première se focalise sur la séquence MIR-11, localisée dans le ravin du Mirail, sur le piémont sud du Grand Luberon (***Section 4.1.***). Cette séquence pédologique, particulièrement bien développée a motivé l'augmentation de la fréquence d'échantillonnage et la diversification des analyses appliquées. L'objectif de cette approche est de caractériser précisément les horizons pédologiques de cette séquence de référence. La deuxième partie (de la ***Section 4.2.*** à ***4.5.***) contextualise et caractérise les autres séquences étudiées. L'ordre de présentation suit la chronologie de formation de ces séquences et les séquences non-datées sont décrites en ***Section 4.5.*** La ***section 4.6*** est dédiée à la comparaison des différentes propriétés observées sur l'ensemble des sites étudiés dans l'objectif de comparer les différents processus responsables de leurs formations. Enfin, la dernière partie (***Section 4.7.***) propose une première synthèse des résultats apportés.

4.1. Le ravin du Mirail et sa séquence de référence pour le Pléistocène : MIR-11

Cette première partie met en avant une séquence de référence à cette étude : la séquence MIR-11. Présentant une esquisse de paléosol très développé, les analyses ont été multipliées de même que la fréquence du pas d'échantillonnage pour caractériser ces horizons mais aussi établir une approche analytique à appliquer aux autres séquences.

4.1.1. Description du contexte géologique et organisations des dépôts quaternaires dans le ravin du Mirail, Luberon

Le Mirail est un affluent de l'Eze dont le bassin versant couvre une surface de près de 165 km^2 et est majoritairement drainé par des hydrosystèmes qui trouvent leurs origines sur le flanc méridional du Grand Luberon (**Figure 26.A**).

L'impact des lithologies dans les transferts sédimentaires amont-aval des séquences quaternaires sur le versant méridional du Luberon est important et s'effectue principalement par le biais de ces hydrosystèmes (Ollivier, 2006 ; Sirdeys *et al.,* 2023b). Il est donc nécessaire, dans l'étude des différents sites présentés ci-après, d'utiliser les résultats géochimiques issus de ces lithologies comme références pour comprendre et associer les différentes signatures géochimiques obtenues et ainsi déterminer l'origine des processus et dynamiques sédimentaires identifiées.

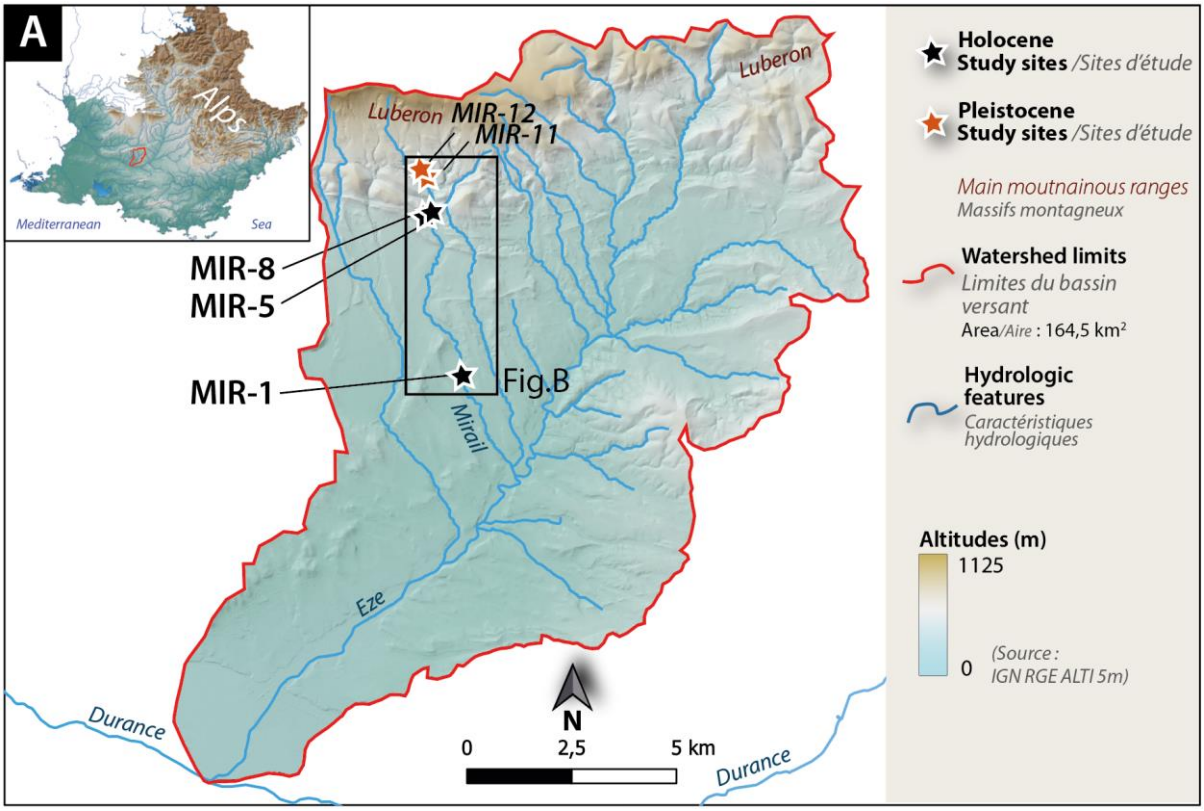


Figure 26. A : Localisation du ravin du Mirail et des sites étudiés dans le bassin versant de l'Eze.

L'anticlinal du massif du Luberon est constitué d'une enveloppe calcaire crétacée (Barrémien, Bédoulien et Hauterivien), déjeté vers le sud et affecté à la base par une faille inverse chevauchante. Le cœur du pli, constitué majoritairement de roches marneuses et marno-calcaires (Berriasien et Valanginien), est aujourd'hui évidé en combe de flanc par l'érosion des bassins de réception et des principaux organismes alluviaux qui drainent le piémont sud et rejoignent la Durance (Ollivier, 2006). Son piémont méridional est constitué de roches miocènes (sables marins, faciès gréseux, calcaires détritiques, etc.) et oligocènes (argiles, calcaires lacustres et conglomérats continentaux). Les formations quaternaires sont très abondantes dans l'ensemble du massif du Grand Luberon mais sont plus développées sur son piémont méridional (Ollivier, 2002).

A l'amont du bassin, le ravin du Mirail traverse une séquence géologique dominée par des affleurements marno-calcaires du crétacé inférieur (Berriasien, Valanginien) suivi de formations détritiques marno-calcaires Oligocènes pour finalement se poursuivre à travers des molasses et sables marins miocènes du synclinal de Cucuron (**Figure 26.B**).

Ce ravin a enregistré des formations quaternaires couvrant le Pléistocène supérieur (*Cf.* coupes MIR-11 et 12, ce *Chapitre*) et le Postglaciaire, révélées par des coupes naturelles de plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur déjà étudiées par V. Ollivier (ex., Ollivier *et al.*, 2002 ; Ollivier, 2006) et reprises dans cette étude (*Cf.* coupes MIR-1, 5 et 8, *Chapitre suivant*). Les dynamiques morphosédimentaires observées ont indiqué des organisations de dépôts sédimentaires bien diversifiées au fil des périodes. On retrouve ainsi des glacis d'accumulation à horizons de sols rouges du **Pléistocène supérieur** dont les abondantes nappes torrentielles à gélifracts se sont étendues bien en aval, au niveau des surfaces cultivées actuelles. On retrouve également des nappes alluviales moins

puissantes attribuées à la fin du dernier pléniglaciaire et positionnées en contact ravinant sur les affleurements mollassiques miocènes près du lieu-dit de la Stèle (dans les environs de la coupe MIR-1 ; étudiée ci-après, *Cf. Chapitre suivant*).

Cette étude reprend plusieurs des séquences de glacis de gélifracts à paléosols recensés dans la thèse de V. Ollivier (Ollivier, 2006), dont notamment dans les ravins du Mirail, de Terre-Rouge et du ravin du Loup. La coupe de référence MIR-11 appartient au ravin du Mirail et est décrite ci-après.

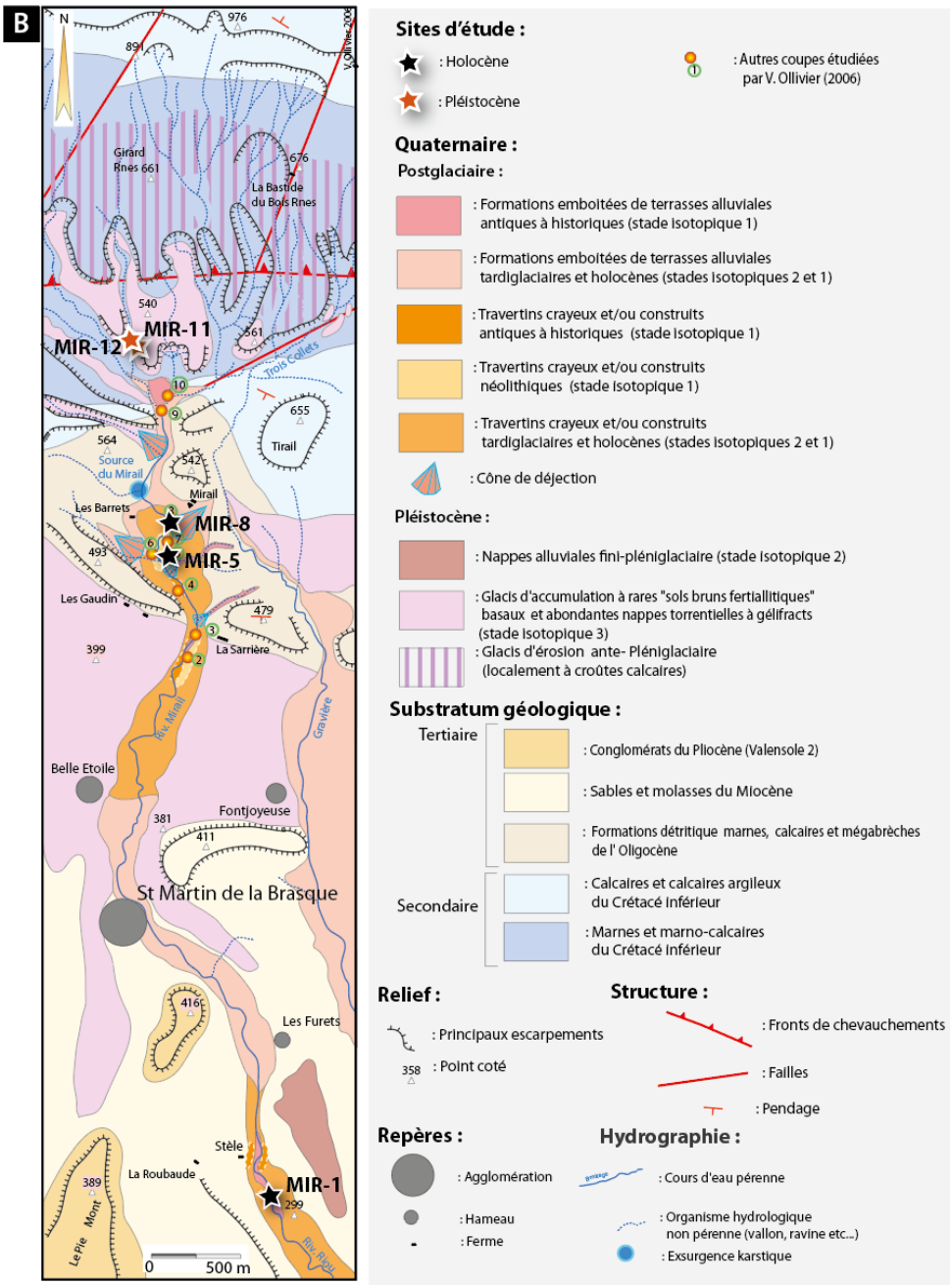


Figure 26. B : Carte des affleurements géologiques avec les affleurements du Quaternaire du ravin du Mirail (extraite et modifiée d'après Ollivier, 2006)

4.1.2. La coupe MIR-11 : une séquence de référence

La séquence MIR-11, initialement décrite par V. Ollivier (2006), représente un site clé pour l'étude de la pédogenèse en contexte provençal durant le Pléistocène supérieur. Afin d'affiner notre compréhension de cette séquence, un nouvel échantillonnage haute résolution a été réalisé, couplé à de nouvelles analyses, incluant des datations radiocarbone. Ces travaux ont permis une caractérisation quasi-continue des variations au sein des horizons pédologiques. Les premiers résultats de cette étude ont fait l'objet de deux publications. La première, parue dans la revue *Quaternaire* (Sirdeys *et al.*, 2023c), se focalise sur les marqueurs sédimentaires de stabilité environnementale. La seconde (Sirdeys *et al.*, 2023b), présentée plus en détail ci-après, explore les données élémentaires et micromorphologiques de MIR-11 en les comparant aux signatures élémentaires des lithologies environnantes, mettant ainsi en lumière d'importantes variations paysagères sur le piémont sud du Grand Luberon.

Cette section synthétise l'ensemble des résultats obtenus sur MIR-11, combinant données stratigraphiques, datations, analyses micromorphologiques et sédimentologiques. Une attention particulière sera portée à une variation sédimentaire majeure, objet d'une étude "source-to-sink" complémentaire (Sirdeys *et al.*, 2023b) qui a permis de reconstituer les dynamiques de transport sédimentaire, ainsi que sur les rapports élémentaires permettant d'affiner la lecture des processus qui ont joué un rôle dans le développement du sol.

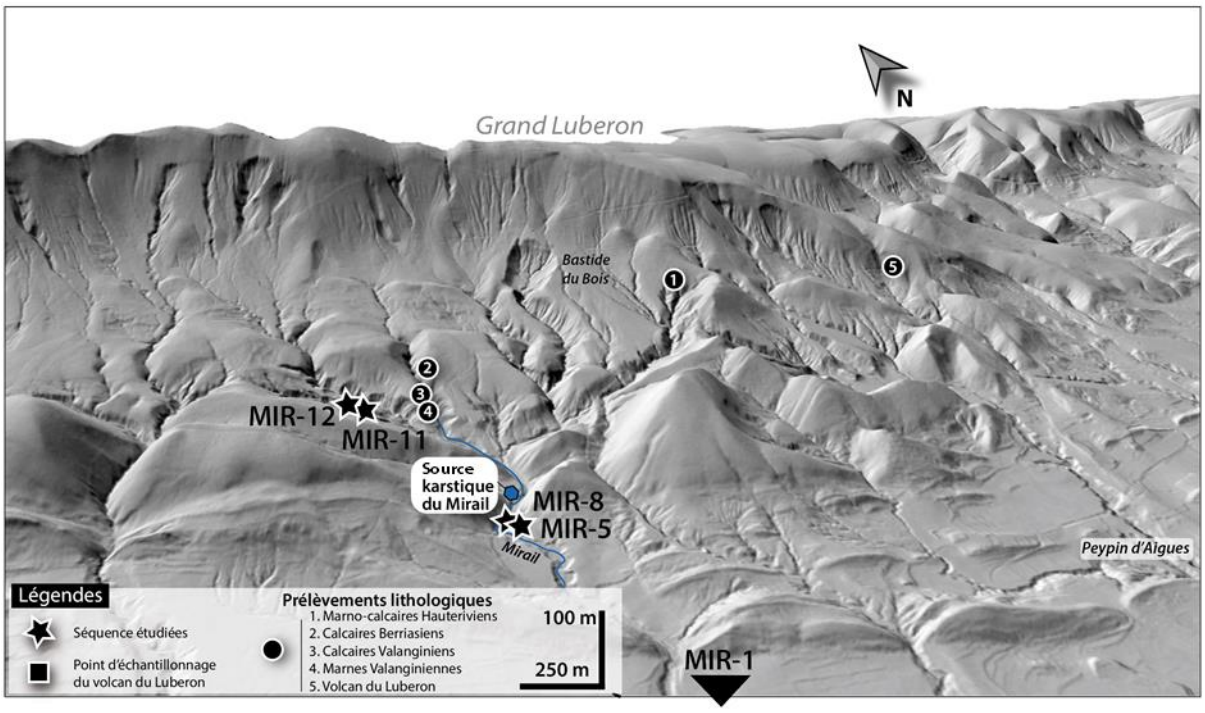


Figure 27. Modèle numérique de terrain du piémont sud du Luberon présentant la zone d'étude sur le piémont sud du Grand Luberon, le Mirail et les zones de prélèvements lithologiques (source fond de carte : BD Alti ®). L'ensemble des séquences étudiées dans le cadre de ce travail de thèse sont également reportées à l'exception de la séquence tuffeuse MIR-1 localisée plus à l'aval du cours d'eau (*Cf*. Figure 26.B).

Stratigraphie et échantillonnage

La séquence MIR-11 (GPS : N 43°47.580 E 005°32.220) s'étend sur 120 cm dans la première partie d'une séquence d'un glacis d'accumulation d'environ 30 m de puissance et majoritairement composée de gélifracts (Ollivier, 2006) (**Figure 28**). La section étudiée est développée sur un dépôt alluvial à petits galets centimétriques pris dans une matrice sablo-argileuse (*4b1*). La mise en place du sol est liée à l'altération de ce matériel parent (considéré comme le substrat du sol) se traduisant par un changement de faciès à dominante sablo-argileux rosés également dans lesquels apparaissent progressivement des nodules carbonatés (*4b2, 4b3*) et un niveau fin de colluvions pris dans une matrice limono-argileuse rosée (d'une épaisseur proche de 5 cm).Les niveaux suivants sont plus organiques composés d'argiles limoneuses brunes à débitage polyédrique indiquant une continuité dans les processus pédologiques (*4b4 ; 4b5*) (Ollivier *et al.,* 2014) jusqu'à atteindre un contact érosif marqué par une unité composée de blocs calcaires grossiers et de galets dans une matrice sableuse brune (au-dessus de *4b5*).

Datations :

La chronologie de cette séquence pédologique est basée sur un ensemble de quatre datations reportées dans le Tableau 4. La base de la séquence étudiée matérialisée par le sommet de la nappe alluviale torrentielle est datée à la limite de la méthode de datation radiocarbone et est plus ancienne que 49 000 cal. BP. Les niveaux supérieurs localisés dans la pédoséquence estiment la mise en place des premiers processus pédologiques autour de 43 200 cal. BP. Les niveaux les plus développés sont datés aux alentours de 42 650 cal. BP, ce qui laisse supposer une continuité dans les niveaux. Enfin, le niveau torrentiel, au-dessus du contact ravinant (*niveau 5*), est daté entre 46 584 et 42 575 cal. BP indiquant une inversion stratigraphique avec les niveaux datés sous-jacents. Toutefois, bien que, les dates calibrées donnent des âges comparables avec les niveaux sous-jacents, leurs marges d'incertitude se chevauchent de plusieurs centaines d'années (38 900 ± 600 BP soit 43 236 – 42 092 cal BP et 41 600 ± 1 400 BP soit 46 584–42 575 cal BP).

Cela mène à deux interprétations possibles :

(i) Le charbon appartient au dépôt à gélifracts et aurait donc le même âge que celui-ci. Ceci, indiquerait que la mise en place de ces dépôts à gélifracts en contact ravinant sur le sol aurait pu être en définitive rapide, tout comme l'installation du refroidissement climatique responsable de leur formation.

(ii) La seconde interprétation réside dans le possible remaniement du charbon daté. Ceci implique la possibilité qu'il soit plus ancien, et qu'il aurait été incorporé à ce dépôt avant sa mise en place en contact ravinant sur le sol. Dans ce dernier cas, l'âge du dépôt n'est pas défini par l'âge du charbon et il nous est impossible de conclure sur la chronologie associée à ce dépôt cryoclastique à gélifracts.

Tableau 4. Dates radiocarbones de la coupe des Avaranches calibrées à partir de la courbe IntCal20 (Reimer *et al.* 2020) à l'aide du logiciel CALIB 8.20 (Stuiver *et al.*,2005) et présentées en cal. Before Present (B.P.) à 2 σ d'intervalles. L'intervalle marqué d'un « * » est suspect car est en-dehors des limites de calibration. Nous considèrerons cet âge comme supérieur à 48979 cal. BP.

Code laboratoire	Nom échantillon	Matériau	Equivalence avec la stratigraphie	Age ^{14}C BP	Age cal. BP (2 σ)	Auteurs
Poz-134104	MIR 23/22	Charbon	Niveau 5	41 600 ± 1 400	46 584–42 575	Sirdeys *et al.*, 2023c
Poz-12387	MIR 11 (n4b)	Charbon *(Quercus* t.P*ubescens)*	Niveau 4b4	38 900 ± 600	43 236 – 42 092	Ollivier, 2006
SUERC-126081 (GU67074)	MIR 23/05	Charbon	Niveau 4b2	39 762 ± 572	44 107 – 42 479	Cette étude
SUERC-126080 (GU67073)	MIR 23/01	Charbon	Niveau 4b1	49 980 ± 1 971	(54 980*- 48 979) > 48979	Cette étude
Poz-7800	MIR 11 (n1b)	Charbon *(Pinus* t.*sylvestris)*	Niveau 1b	37 000 ± 700	42 407 - 40 759	Ollivier, 2006

Données paléoécologiques existantes :

Les analyses anthracologiques (B Talon, IMBE) et malacologiques (F. Magnin, IMBE, A. Ali, ISEM), réalisées mettent en évidence la présence d'un environnement tempéré, propice au développement forestier (Ollivier, *et al.,* 2014). La présence de *Quercus t. pubescens* (chêne pubescent) et de mollusques tels que *Pomatias elegans* et *Rumina decollata* en témoigne. Ce couvert forestier, indispensable à la pédogenèse, peut expliquer l'augmentation de la teneur en matière organique observée.

L'échantillonnage de MIR-11 dans le cadre de cette étude :

Les prélèvements ont été effectués de manière continue à un pas de 5 cm en prélevant 22 échantillons de sédiments sur les niveaux d'intérêts qui constituent la séquence. En addition et sur cette même séquence, 4 blocs micromorphologiques ont été prélevés en veillant au recoupement et à la continuité stratigraphique de l'échantillonnage (type Kubiena) (**Figure 28**).

Nombre d'échantillons

Sédimentologie ***22***

Blocs micromorphologie *(lames-minces)* ***4*** *(dont 8 lames-minces)*

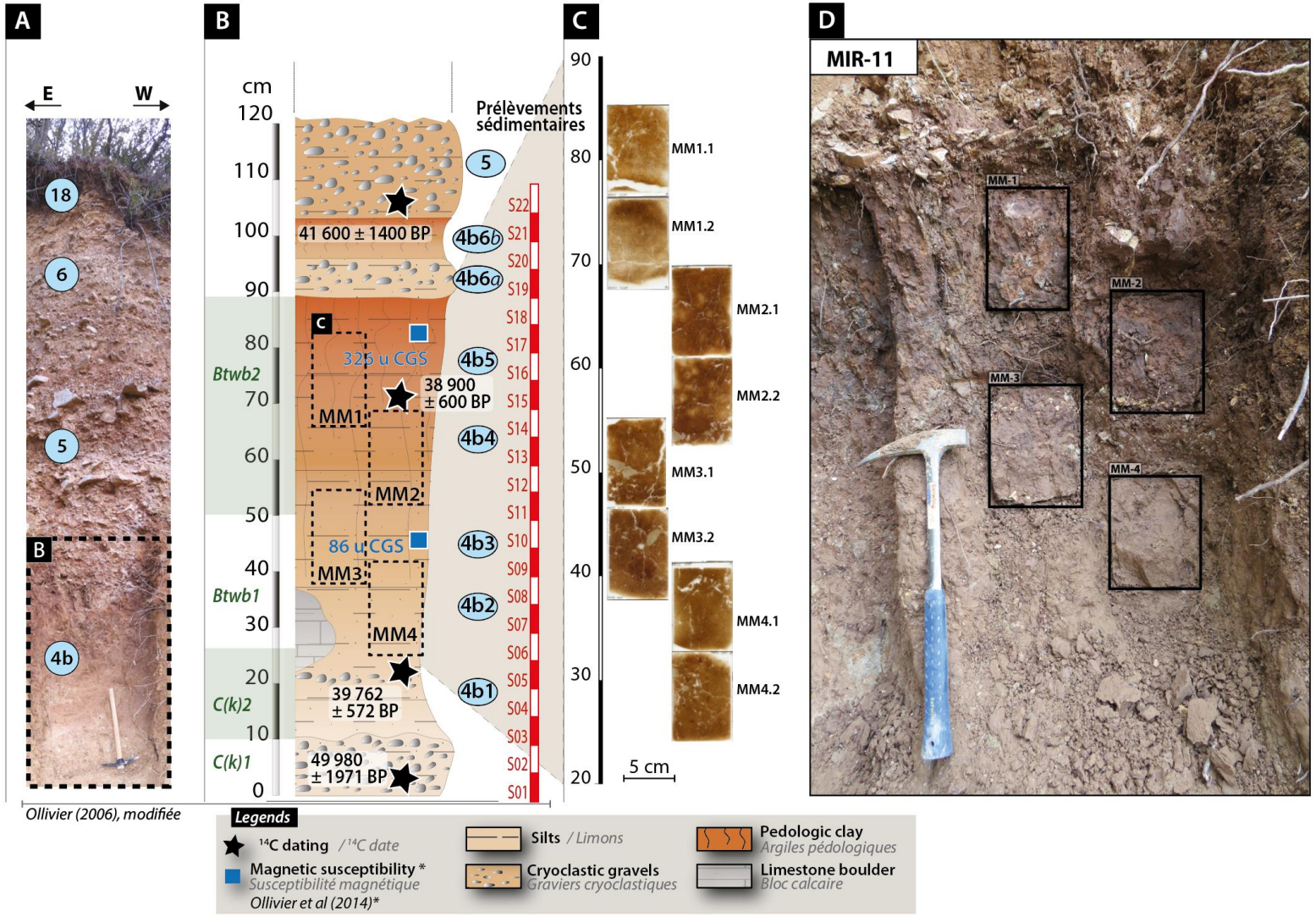


Figure 28. A) Aperçu de la coupe à l'endroit des prélèvements ; B) Relevé stratigraphique avec la localisation de l'ensemble des prélèvements ; C) Report des scans des lames-minces micromorphologiques en fonction de leurs positions stratigraphiques et D) Blocs micromorphologiques prélevés pour confection des lames-minces.

Les résultats micromorphologiques

Les résultats de la lecture des 8 lames minces micromorphologiques obtenues sur les 4 blocs prélevés sont résumées dans le Tableau 5 (*page suivante*). Cette analyse a pour objectif de mettre en évidence les principales caractéristiques pédologiques de cette pédoséquence et d'en extraire des indices concernant les conditions de formation et de développement de ces propriétés. L'ensemble des lames-minces recoupe les *niveaux 4b2* et *4b5* de la séquence MIR-11 (**Figures 12** à **14**).

L'organisation générale pour l'ensemble des lames-minces étudiées de ce profil présente une micromasse (ou matrice) organique avec traces de vie (sédiments remaniés, excréments, racines ou fantômes de racines, beaucoup de microfragments de charbons), la présence de vides etc. La matrice est majoritairement de **couleurs** brunes jaunâtres avec quelques tâches plus foncées rougâtres et des micro-éléments parfois marron foncé à noirs (charbons, graines ou résidus de matière végétale, etc.).

La **microstructure générale** est principalement marquée par des agrégats en blocs angulaires ou subangulaires partiellement accommodés et vacuolaires où la **porosité** s'exprime de plus en plus vers le sommet de la séquence, notamment par la présence de canaux, vides planaires (entre 5 et 10 % de la surface de la lame-mince en moyenne), de vésicules et de vacuoles. Dans l'ensemble, les éléments, toute taille confondue, sont complètement désorganisés (certainement lié à la vie du sol, bioturbation par faune fouisseuse et systèmes racinaires) matrice fine dont les éléments grossiers (charbons et fragments de roches ou quartz) ne présentent aucune orientation.

L'o**rganisation des éléments de la microstructure** reflète une majorité de particules fines (ratio[1] c/f compris entre 35/65 et 20/80 ; Tableau 5) dont la distribution (« b-fabric ») est **porphyrique [2]à double espacement illustrant une accumulation des** particules fines autour des particules grossières, potentiellement généré par des **mécanismes d'illuviation** (migration de fines particules avec l'eau), ou par dépôt progressif dans des environnements sédimentaires, et **suggérant une mobilisation et une redistribution importante des particules souvent favorisées par des processus de lessivages des argiles.** Ce type de structure pourrait se former dans des sols où la mobilisation et la redistribution des particules fines sont bien présents, si ce n'est importants.

[1] ratio c/f à 20 µm (ratio des particules grossières au-delà de 20 µm sur les particules fines) sont dans les passages es plus

[2] Porphyrique : qui désigne une structure où les particules les plus grossières sont relativement dispersées dans une matrice fine (argile, limons). Les grains grossiers « flottent » dans une masse majoritairement composée de particules fines.

Les lames-minces révèlent une texture globalement limoneuse à limono-argileuse avec une dominance de particules fines toujours supérieures à 50 % (ratio c/f). Parmi ces particules fines, nous retrouvons la présence de grains de quartz fins et de micas, tandis que les quartz plus grossiers (fins ou moyens) sont aussi présents à 30 % en moyenne.

Ajoutons aussi la présence d'éléments organiques comme des débris végétaux et des racines récentes sont également observés dans toute la section exceptée dans la lame-mince MM1.2. Des charbons fins (entre 10-40 µm) sont systématiquement observés avec une abondance des unités de structure supérieure à 10 %. Des charbons, plus grossiers, millimétriques sont également présents en grand nombre sous la forme d'éléments très fragmentés, ce qui témoigne de remaniement ou d'un transport de ces éléments.

Les éléments qui soulignent les **processus pédologiques** dans cette séquence (d'après les paramètres décrits Bullock *et al.,* 1985 et Stoops, 2021) sont reliés à différents paramètres dont la présence de nodules de fer orthiques et disorthiques[3] ainsi que quelques pellicules ou revêtements argileux présents dans certaines structures de vides (canaux, chambres, voire même charbons – *Cf.* **Figure 28.A** & **B**).

Au sein du profil, trois phases distinctes sont observées et décrites (de bas en haut), ci-après :

- La **première phase** observée, correspondant aux lames minces MM4.2 à MM4.1 (**Figure 28.B** et **C**), se caractérise par une matrice, de texture majoritairement composée de (ratio c/f 35/65 à 25/75) argile limoneuse et riche en poussières, présente une porosité plutôt faible (compaction ?) où les vides sont majoritairement des vides planaires et des vésicules de tailles grossières à fines. Les cailloutis, peu abondant dans cette phase, montre des bords affectés par des altérations par laquelle les cailloutis calcaires et quartz présentent des bords diffus et des segmentations/fissures dans leurs structures dans lesquelles des argiles se sont introduites, signe d'une altération importante de ces fragments lithologiques (ex.,
- **Figure 29.E** et **G**). On note également la présence de micro-charbons compris entre 10 et 40 µm dont l'abondance recouvre en moyenne plus de 10% de la surface observée et ce, de manière homogène à toute la séquence (/sur toutes les lames). Ces observations suggèrent que cette phase correspond aux premiers stades de la pédogenèse, marqués par une altération des minéraux primaires issus du matériel parent (cailloutis calcaires altérés), la formation d'argiles secondaires remobilisées dans les vides (
- **Figure 29.B**).

[3] Nodules orthique ou disorthique : en micrmorphologie, les nodules peuvent se former *in situ*, être remaniés à différents degrés, ou être hérités du matériau parental. Afin d'identifier leur origine, Stoops (2003) propose d'utiliser la classification de Wieder & Yaalon (1974) pour classer les nodules hérités du matériau parental ou clairement allochtones comme anorthiques. Ceux formés *in situ* et ne présentant aucun signe de remaniement sont qualifiés d'orthiques. Enfin, les nodules localement déplacés à l'intérieur du sol sont dits disorthiques.

- La **seconde phase** (MM3.2 à MM2.2 ; **Figure 28.B** et **C**), se distingue par une texture plus grossière. La matrice est en effet moins abondante et laisse place à un cortège de particules plus grossières et plus varié (ex., ratio c/f de 20/80**,** Tableau 5). On observe notamment des grains de quartz fins à moyens sur près de 30 à 40 % et sub-anguleux ainsi que des cailloutis calcaires centimétriques sub-émoussés également plus nombreux (**Figure 30. A, E** et **G**). Des traces d'oxydations ferriques présentes sous forme nodules ferrugineux (disorthique) (**Figure 30.C**) ou de couches d'oxydation le long de vides planaires (**Figure 30.D**) suggère un contexte humide qui a directement affecté la séquence. L'ensemble de ces éléments couplés à la localisation de ces deux lames-minces entre 45 et 55 cm suggère un apport de matériel grossier allochtone qui n'a pourtant pas affecté la pédogénèse puisque la matrice est toujours très argilo-limoneuse.
- Une **troisième et dernière phase** (MM2.1 à MM1.1 ; **Figure 28.B** et **C**) marque un retour à une prédominance des processus pédologiques où les apports allochtones grossiers disparaissent. A travers les lames-minces, cette évolution se traduit notamment par une diminution significative des éléments grossiers : les cailloutis sont en effet présents mais moins abondants et présentent parfois des traces d'altération traduisant une efficience des processus pédologiques sur ces matériaux. Ceci est très bien illustré par la **Figure 31. E** (et **F** ; XPL) qui décrit met en évidence un grain de quartz altéré et d'une matrice poussiéreuse argileuse ainsi qu'un revêtement argileux jaunâtre dans l'une des fissures du grains altéré, indiquant une recirculation des particules fines dans la matrice.

  Parallèlement, la microstructure de cette phase devient nettement plus poreuse, avec une augmentation notable du volume des vides (grossiers) potentiellement en lien avec une augmentation de la matière organique et une recirculation des argiles par illuviation. La présence de microcharbons, majoritairement représentés, est un autre élément marquant de cette phase. Ces derniers cohabitent avec des fragments charbonneux plus grossiers (de taille centimétrique, émoussés à sub-émoussés, très fragmentés). Par exemple, l'observation d'un charbon présentant un revêtement argileux interne suggère une remobilisation des argiles, probablement liée à un processus d'illuviation (**Figure 31. A** et **B**).

En conclusion, l'analyse des lames-minces micromorphologiques révèle trois phases distinctes. La première se manifeste par la mise en place d'une altération du matériel carbonaté (cailloutis altérés) au sein d'une matrice argilo-limoneuse et de micro-charbons indiquant la mise en place d'une pédogénèse initiale. La seconde se distingue par une contribution détritique grossière identifiée par la présence de quartz et de cailloutis calcaires centimétriques et par des traces d'oxydation. Enfin, la troisième et dernière phase souligne un retour à des conditions de dynamiques sédimentaires calmes (pédogenèse dominante) avec une nette diminution des apports grossiers, une augmentation de la porosité (liée à la décalcification, aux lessivages, et à l'augmentation de la matière organique), des traces d'illuviation d'argile ainsi que la présence de micro-charbons. Ce profil traduit ainsi une alternance entre des périodes de stabilité favorisant

la pédogenèse et des épisodes d'apports détritiques traduisant une phase plus dynamique dans l'évolution du sol.

Tableau 5. Caractéristiques micromorphologiques des lames-minces prélevées sur la séquence MIR-11 (Mirail, Luberon). [a] : Abbréviations des tailles : c.g. : gravier grossier; m.g. : gravier moyen ; f.g. : gravier fin; c.s. : sable grossier ; m.s. : sable moyen ; f.s. : sable fin ; s.s. : limons ; [b] : % du total de la lame-mince ; [c] : Abondance des unités de structure : * = ≤ 1 %; ** = 1 – 2 %; *** = 2 – 5 %; **** = 5 – 10 %; ***** = ≥ 10 %.

Lames-mince	Horizon pédo.	Microstruct.	Porosité [a]				Ratio c/f	Fraction minérale grossière			Non inclus dans la matrice ou dans les caractéristiques pédo.[b]	Microstru-cture ("b-fabric")	Couleur de la matrice	Charbons fins[a]	Caractéristiques pédologiques			
			Canaux	Vides plats	Vesicul-es	Vacuole	(20 µm)	Quartz fins	Quartz fins ou moyens	Mica	Racines récentes [a]			(10 -40 µm)	Nodules de Fer		Revêtements d'argile (« clay coatings »)	
															Orthiques	Disorthiques / anorthiques	in situ et remplissages	Remaniés/ Fragmentés
MM1.1	Btwb2	Agrégats en blocs subangulaires partiellement accommodés, microstructure à vacuole	2 % (c.s.)	5 % (c.s., m.s.)	10 % (c.g.)	30 % (m.s, f.s; s.s.)	30/70	2-5 % (m.g.)	20-30 %	30-40 %	2 % (f.s.)	Porphyrique à double espacement	Brun-jaunâtre, tâcheté	*****	*****	*	(*)	*
MM1.2	Btwb2	Agrégats en blocs subangulaires bien accommodés, microstructure à vacuoles	2 % (m.s.)	2 % (c.s., m.s.)	5 % (c.g.)	30 % (m.s, f.s; s.s.)	30/70	2 % (c.s, m.s)	20-30 %	30-40 %	--	Porphyrique à double espacement	Brun-jaunâtre, tâcheté	*****	*****	*	(*)	**
MM2.1	Btwb2	Agrégats en blocs angulaires partiellement accommodés, microstructure à vacuoles	2 % (f.s.)	5 % (m.s. to f.s)	5-10 % (c.g.)	10 % (m.s, f.s; s.s.)	20/80	2 % (c.s, m.s)	20-30 %	30-40 %	2 % (f.s.)	Porphyrique à double espacement	Brun tâcheté	*****	*****	*	(*)	--
MM2.2	Btwb2	Agrégats en blocs angulaires partiellement accommodés, microstructure à vacuoles	5% (m.s.)	5 % (m.s. to f.s)	10 % (c.g.)	10 % (m.s, f.s; s.s.)	30/70	10 % (c.g to f.s)	30 - 40 %	30 -40 %	2 % (f.s.)	Porphyrique à double espacement	Brun tâcheté	*****	*****	***	*	*
MM3.1	Btwb1	Agrégats en blocs angulaires partiellement accommodés, microstructure à vacuoles	--	10 % (c.g. to f.s.)	10 % (c.g.)	5 % (m.s, f.s; s.s.)	40/60	30 % (c.g. to f.s.)	30 - 40 %	30 -40 %	2 % (m.s. to f.s.)	Porphyrique à double espacement	Brun tâcheté / poro et granostrié	*****	*****	**	*	**
MM3.2	Btwb1	Agrégats en blocs angulaires partiellement accommodés, microstructure à vacuoles	2 % (m.s.)	5-10 % (f.g. to f.s.)	5-10 % (c.g. to f.g.)	2 % (f.s. to s.s.)	30/70	30 % (c.g. to f.s.)	40%	40%	2 % (m.s. to f.s.)	Porphyrique à double espacement	Brun tâcheté / poro et granostrié	*****	*****	**	*	**
MM4.1	Btwb1	Agrégats en blocs angulaires partiellement accommodés, microstructure à vacuoles	2 % (m.s.)	2 % (c.s., m.s.)	10 - 20 (c.g. to m.s.)	< 2 % (s.s.)	25/75	2 % (c.s, m.s)	20-30 %	30%	2 % (m.s. to f.s.)	Porphyrique à double espacement	Brun tâcheté	*****	*****	**	*	*
MM4.2	Btwb1	Agrégats en blocs angulaires partiellement accommodés, microstructure à vacuoles	2 % (f.s.)	10 % (c.g. to f.s.)	10 % (c.g. to m.s.)	--	35/65	20 % (c.g. to f.s.)	40%	40%	2 % (m.s. to f.s.)	Porphyrique à double espacement	Brun tâcheté / poro et granostrié	*****	*****	*	(*)	**

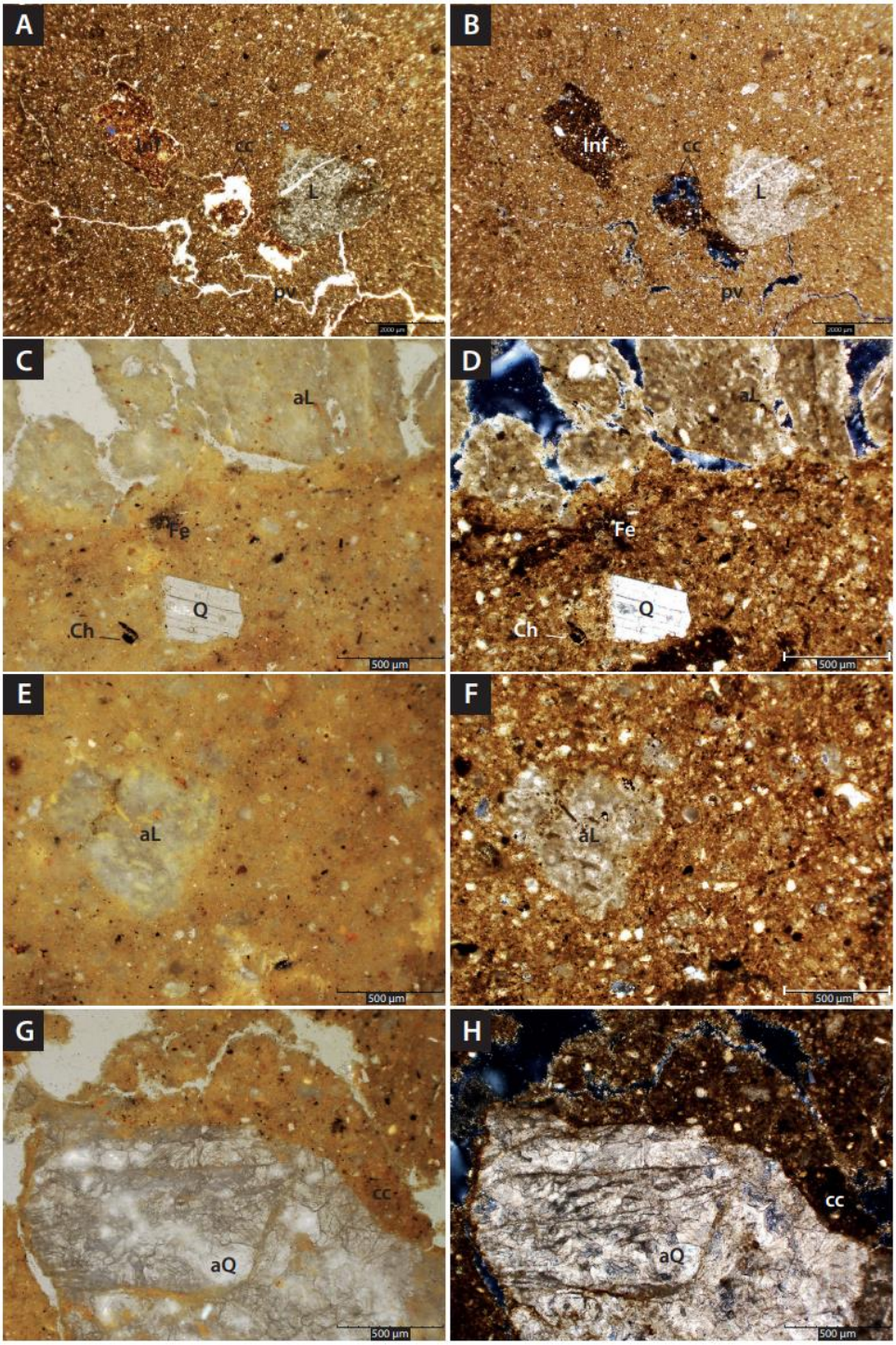


Figure 29. Photomicrographies de sections minces sélectionnées des horizons analysés de MIR-11 (Mirail, Luberon) : Milieu de l'horizon **Btwb1** (**lame-mince MM4.1**) A) (PPL[4]) : Remplissage d'argile rougeâtre (Inf) dans les vides ; B) (XPL) ; C) (PPL) : grain de calcaire altéré (aL) avec charbon (Char) et grain de quartz (Q) ; présence d'oxydations ferrugineuses diffuses (Fe) ; D) (XPL). Base de **l'horizon Btwb1** (**lame-mince MM4.2**) : E) (PPL) : grain de calcaire très altéré avec limites diffuses/floues (?) ; F) (XPL) ; G) (PPL) : grain de quartz très altéré (aQ) et couche d'argile poussiéreuse rougeâtre (cc) ; H) (XPL).

[4] PPL : lumière plane (s'oppose à XPL : lumière polarisée).

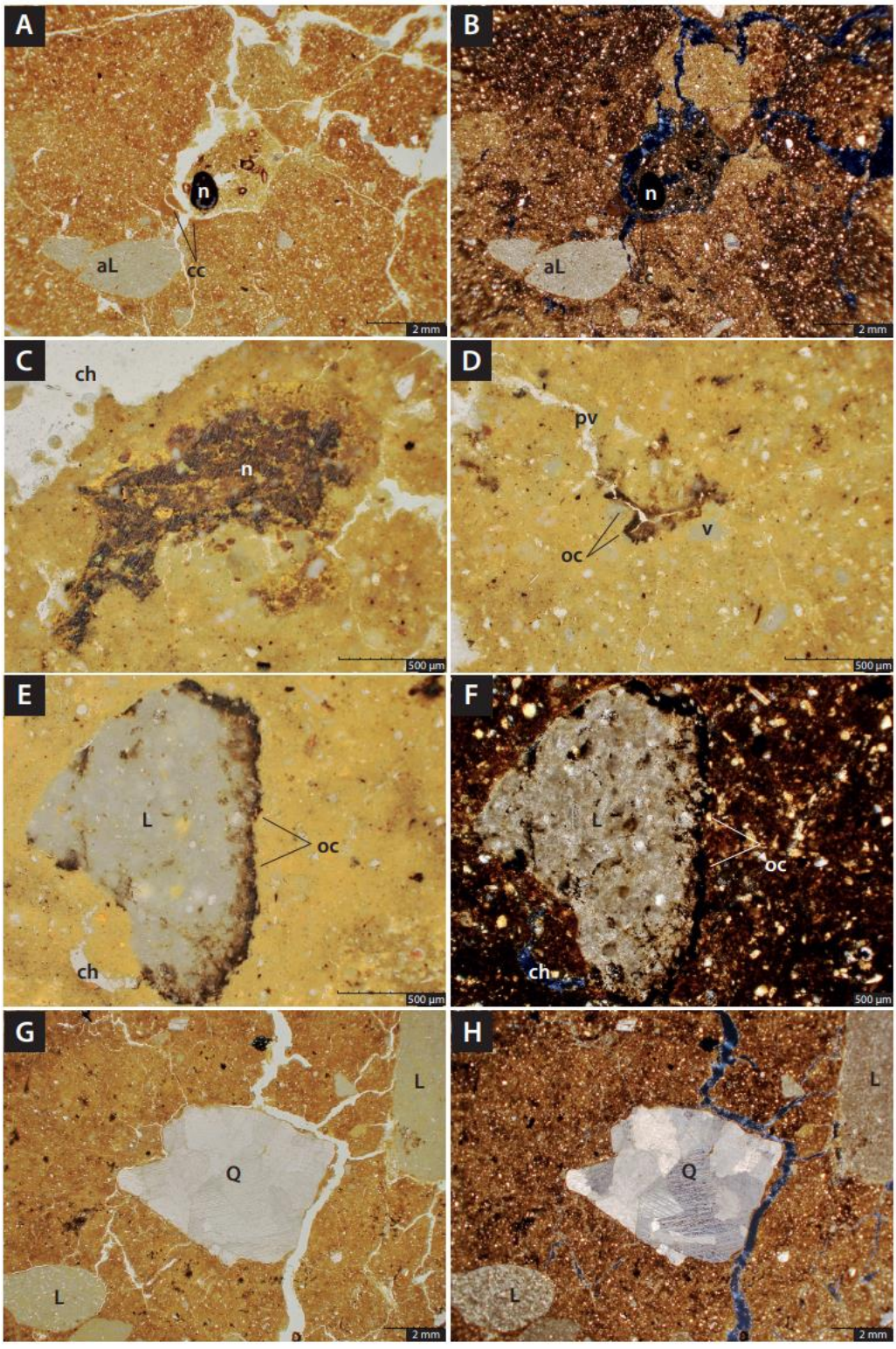


Figure 30. Photomicrographies de coupes minces sélectionnées dans les horizons analysés de MIR-11 (Mirail, Luberon) : Sommet de l'horizon **Btwb1** (lame-mince **MM3.1**) : A) (PPL) : remplissage d'argile poussiéreuse autour d'un nodule noir inconnu (graine ?) (n) avec des traces de résidus végétaux et un grain de calcaire subanguleux altéré (aL) ; B) (XPL), C) (PPL) : nodule ferrugineux disorthique (n) ; D) (PPL) couche d'oxydation orthique (oc) autour de vides planaires (pv) et des vacuoles (v) dans l'horizon **Btwb1** (**lame-mince MM3.1**) ;E) Milieu de l'horizon **Btwb1** (**lame-mince MM3.2**) : E) grain de calcaire subangulaire avec couche d'oxydation (oc) (PPL) ; F) (XPL) ; G) (PPL) grains de quartz subangulaires (Q) et de calcaires arrondis (L) ; H) (XPL).

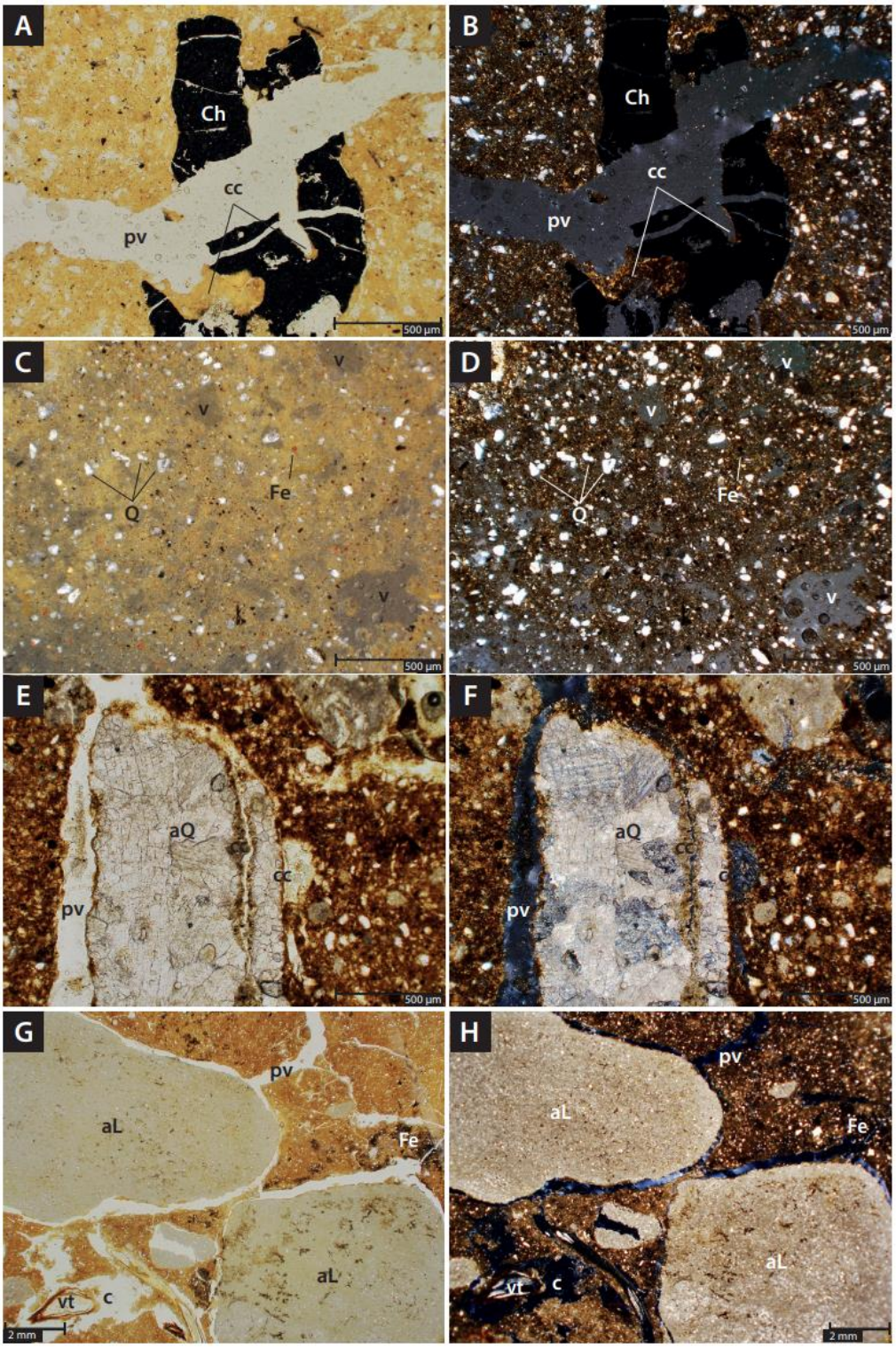


Figure 31. Photomicrographies de coupes minces sélectionnées dans les horizons analysés de MIR-11 (Mirail, Luberon) : A/ Sommet de l'horizon **Btwb1** (**lame-mince MM1.1**) avec un charbon de bois fragmenté (Ch) avec une couche d'argile poussiéreuse jaunâtre (cc) après la formation d'un vide planaire (pv) et B) le même, en lumière polaire croisée (XPL). C/ Milieu de l'horizon **Btwb1** (**lame-mince MM1.2**) présentant des microstructures vacuolaires (v) enveloppés dans des argiles jaunâtres avec grains de quartz de taille sableuse (Q) et des nodules ferrugineux orange (Fe) ; D/ (XPL). E/ Milieu de l'horizon **Btwb1** (**lame-mince MM2.1**, PPL) : grain de quartz altéré (aQ) entouré d'une argile sableuse poussiéreuse à revêtement argileux (cc) ; F/ (XPL). G/Base de l'horizon **Btwb1** (**lame-mince MM2.2**, PPL) : grain de calcaire arrondi et altéré avec des vides planaires (pv) et des chambres (c) ; présence de tissus végétaux récents (vt) et d'éléments redoximorphiques noirs (Fe) ; H/ (XPL).

Les résultats sédimentologiques

Toutes les mesures effectuées sur la séquence MIR-11 sont classées dans les **Annexes II.6**. à **II.3**) et représentées sur la **Figure 32**. La description suivante présente les principales variations observées le long de la stratigraphie pour chaque analyse.

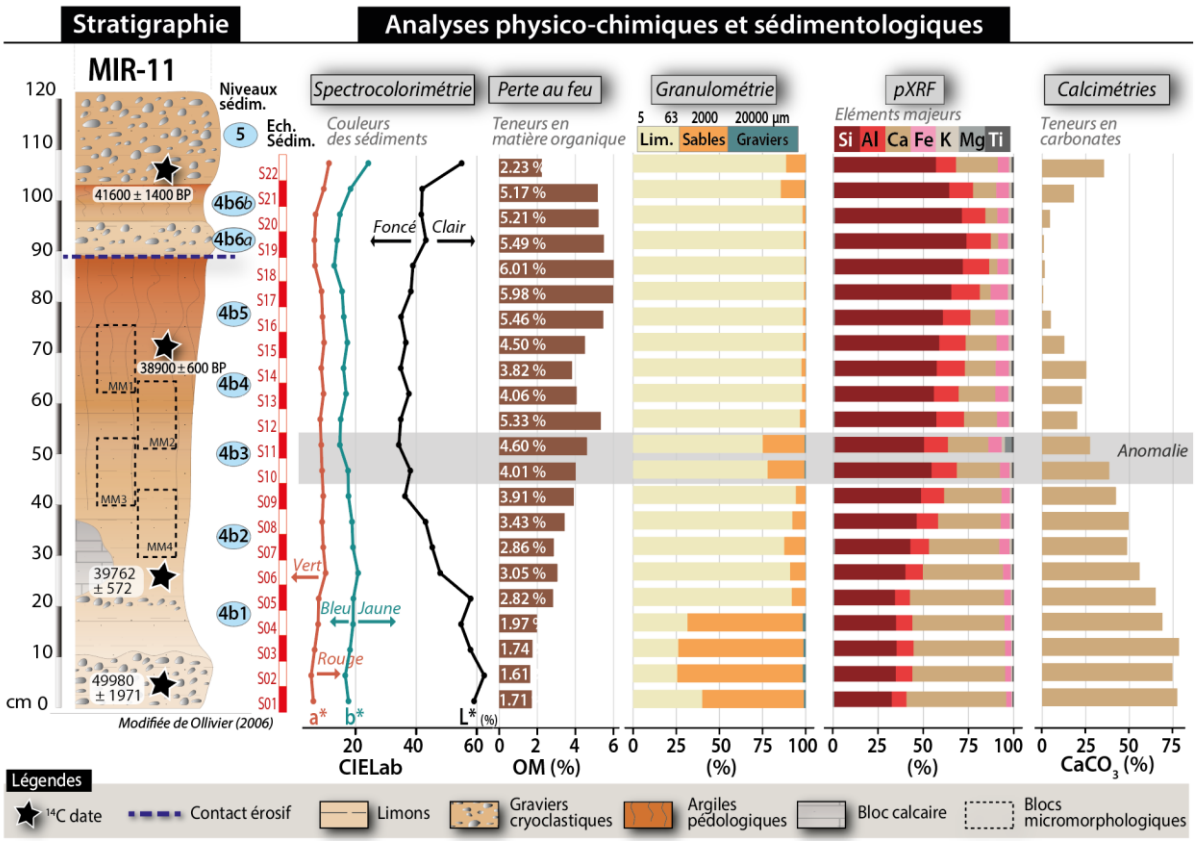


Figure 32. Résultats des analyses sédimentologiques et physico-chimiques de la section MIR-11 étudiée : stratigraphie, spectrocolorimétrie (couleurs des sédiments), perte au feu (teneurs en matière organique), granulométrie, analyses élémentaires pour les éléments majeurs (pXRF) et calcimétrie (teneurs en carbonates).

À la base de la séquence (*S01* à *S05*), les valeurs de L* (luminosité) indiquent une tendance relativement stable, avec des pourcentages allant de 59,05 % à 57,94 %. Jusqu'à 50-55 cm (*S12*), L* présente une diminution progressive avec une valeur minimale de 34,27 %, pour ensuite augmenter lentement jusqu'à 43,20 % entre 55 et 95 cm, suggérant des couleurs de sédiments plus sombres. Une légère diminution de 2 % des valeurs de L* est observée. Entre 95 et 105 cm, on observe un léger assombrissement des tons des sédiments avant de devenir brusquement plus clairs au sommet de la séquence (*S22*). De 0 à 25 cm (*S01* à *S05*), les valeurs de a* (composante vert-rouge) et b* (composante bleu-jaune) indiquent une tendance relativement stable, avec des valeurs de a* allant de 6,07 % à 7,83 % et des valeurs de b* allant de 17,65 à 19,25. Jusqu'à 50-55 cm (*S11*), les deux paramètres a* et b* indiquent une diminution progressive, suivie entre 55 et 70 cm (*S15*) d'une augmentation graduelle jusqu'à 9,63 et 17,67, qui suggère un premier changement vers des tons rouge et jaune moins intenses, suivi d'une légère tendance inverse. De 70 à 95 cm, on observe une diminution progressive des valeurs a* et b*, atteignant respectivement 6,61 et 12,98. Enfin, la dernière tendance présente une augmentation

jusqu'aux valeurs maximales de a* et b* (respectivement 11,23 et 24,20). Cela indique un retour à des couleurs de sédiments plus intensément rouges et jaunes. À la base de la séquence (*S01* à *S04*), la teneur en MO (matière organique) est similaire, avec des pourcentages allant de 1,61 % à 1,97 %, suggérant une relative stabilité. À 20-25 cm, la teneur en MO montre une légère augmentation à 2,82 % (*S05*), puis une augmentation graduelle atteignant 5,33 % à 55-60 cm (*S12*). Une légère diminution survient entre 55 et 75 cm (3,82 % pour *S14*) suivi d'une augmentation de la teneur en MO jusqu'à 6,01 % à 90 cm (*S18*). Ensuite, la teneur en MO diminue légèrement jusqu'à 5,17 % à 105 cm, pour tomber à 2,23 % à 110 cm (*S22*).

Les données granulométriques décrivent les proportions (en %) de limons (5 - 63 µm), de sables (63 µm - 2 mm) et de graviers (2 mm – 2 cm) et présentent cinq tendances distinctes dans la séquence MIR-11. À la base de la séquence (*S01* à *S04*), la fraction sable est dominante, avec des valeurs comprises entre 58,9 % et 72,9 %. Cet ensemble présente également la plus forte teneur en graviers de la séquence étudiée, atteignant jusqu'à 1,5 %. La teneur en limons varie de 25,6 % à 40,1 %. À 20-25 cm (*S05*), il y a un changement significatif dans la composition des sédiments, avec une forte augmentation de la teneur en limons à 92,0 % et une diminution de la teneur en sable à 7,9 %. La fraction de graviers devient négligeable (proche de 0) à cette hauteur. Ce changement suggère une transition vers des sédiments à texture plus fine, dominée par le limon. De *S06* à *S10*, la teneur en limons reste élevée, allant de 87,7 % à 94,4 %, tandis que la teneur en sable diminue encore, allant de 5,6 % à 12,2 %. La teneur en graviers reste négligeable. Cela indique une domination continue du limon et une diminution du sable. 70 cm. Le changement observé à *S05* vers des particules sédimentaires plus fines persiste. Entre 45 et 55 cm (*S10* et *S11*), les propriétés granulométriques décrivent une augmentation des proportions de grains plus grossiers, avec des teneurs en sable et en gravier atteignant respectivement 24 % et 0,5 %. La teneur en limons diminue à 75,2 %. À partir de 55 cm jusqu'à 90 cm, la composition des sédiments montre une remarquable homogénéité, avec une teneur en limons dépassant 96 % et une teneur en sable diminuant à moins de 4 %. La teneur en graviers reste négligeable ou absente. Cela suggère un sédiment composé presque exclusivement de limons, indiquant des dépôts de texture très fine. Au sommet de la séquence (*niveaux S21* et *S22*), on observe une légère augmentation de la teneur en sable, avec respectivement 14,0 % et 11,2 %, tandis que la teneur en limons diminue à 85,7 % et 88,8 %. La teneur en graviers reste négligeable. Ces changements indiquent un passage vers des sédiments plus grossiers par rapport aux profondeurs précédentes, bien que les limons dominent encore la composition. En résumé, la composition des sédiments dans la séquence montre une augmentation progressive de la teneur en limons, une diminution de la teneur en sable, et une teneur en graviers négligeable. Cela suggère une transition de sédiments fins à très fins, avec une légère variation vers des sédiments plus grossiers au sommet de la séquence.

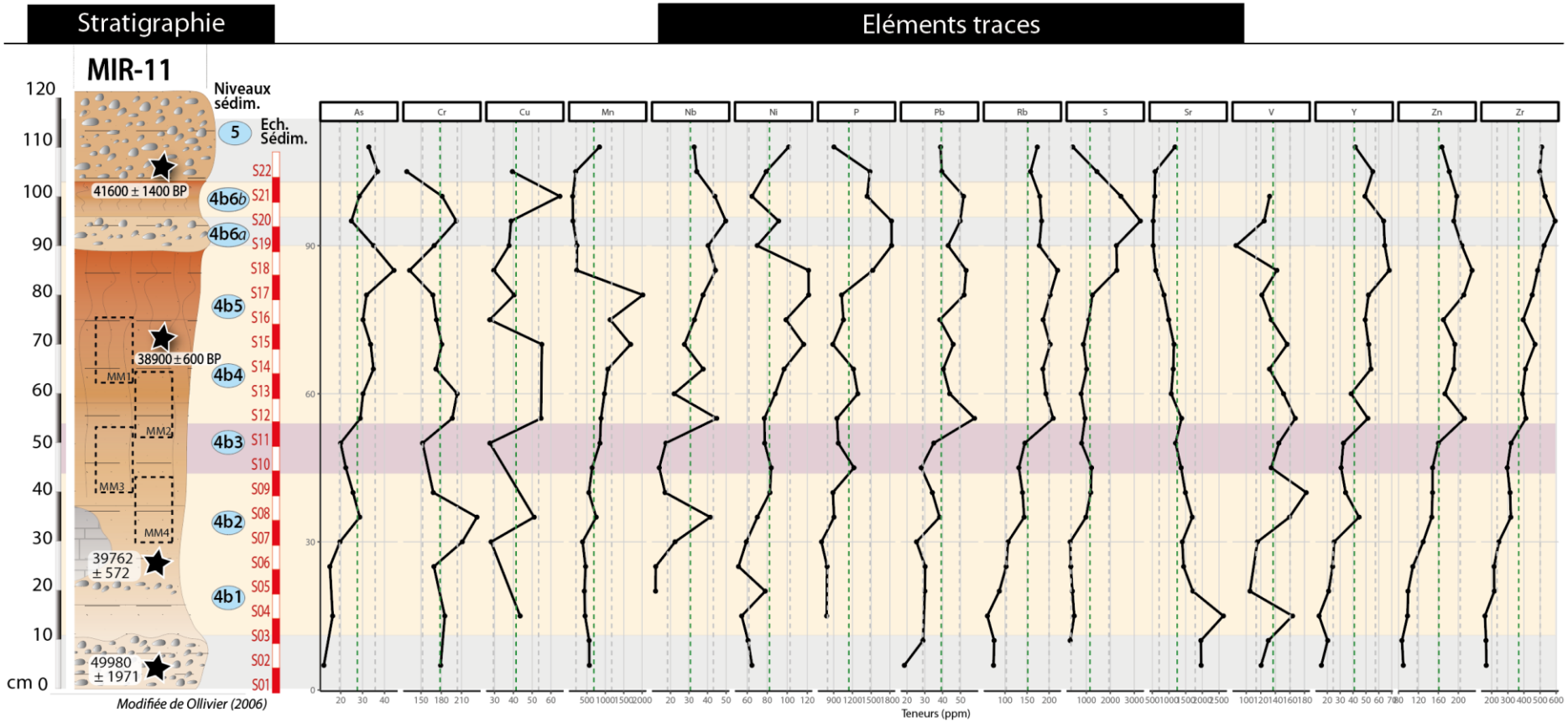


Figure 33. Résultats géochimiques des éléments traces (pXRF) obtenus sur la séquence MIR-11 dans le ravin du Mirail (Peypin d'Aigues, Luberon). Les fonds colorés correspondent aux phases de sédimentations distinctes : les phases cryoclastiques (en gris), les phases pédologiques (en orangé) et l'anomalie observée au sein du sol dans les niveaux S10 et S11 (en violet) (Sirdeys *et al.*, 2023b).

Les compositions élémentaires majeures (Si, Al, Ca, Fe, K, Ti et Mg) observées dans les différents échantillons indiquent que les teneurs en Si varient de 32,03 % à 72,92 %. Elles montrent une augmentation globale le long du profil, passant de 32,03 % (*S01*) à 72,92 % (*S19*).

Finalement, on observe une diminution en haut de la séquence (avec des valeurs de 63,69 % et 56,43 % pour *S21* et *S22* respectivement). À l'inverse, les valeurs les plus élevées de Ca se trouvent à la base de la séquence, avec des valeurs proches de 50 % (des niveaux *S01* à *S05*), puis elles diminuent jusqu'à atteindre 4,1 % à 95 cm (*S19*) pour finalement augmenter à 23,30 % à 110 cm (*S22*). Les teneurs en Al varient de 8,36 % (*S01*) à environ 16,01 % (à *S17*) pour finir à 11,29 % au sommet de la séquence (*S22*). Les teneurs en Fe varient progressivement le long du profil, passant de 2,79 % (*S01*) à 9,46 % (*S17*), puis fluctuent en haut avec une légère diminution à 95 cm (environ 5,21 %) pour finalement atteindre 6,03 %. Les teneurs en K varient de 0,72 % (*S01*) à 2,15 % (*S17*) et diminuent légèrement à 1,60 % en haut de la séquence. Les concentrations de Ti varient de 0,46 % (*S01*) à 1,20 % (*S19*) pour atteindre 1 % à 110 cm (*S22*). Le Mg n'est détecté qu'entre 50-55 cm avec une valeur élevée de 3,81 %. Les traces de Sr suivent la même tendance que le Ca, avec des valeurs élevées à la base du profil, variant de 2051 à 2790 ppm (*S01, S02, S03*), puis diminuent brusquement à 1790 ppm à 15-20 cm (*S04*). Les valeurs diminuent ensuite progressivement jusqu'à 558 ppm à 90-95 cm (*S19*) pour finalement augmenter à 1196 ppm en haut du profil (*S22*).

Les teneurs élémentaires traces observées dans la (**Figure 33**) regroupent les éléments qui ont été détectés dans au moins 50% du total des échantillons[5]. Parmi ces éléments, nous retrouvons : As, Cr, Cu, Mn, Nb, Ni, P, Pb, Rb, S, Sr, V, Y, Zn et Zr.

Les teneurs en carbonates les plus élevées se trouvent à la base de la séquence, avec des valeurs autour de 60 % jusqu'à 15 cm (pour *S01, S02, S03*). À 20 cm, une nette diminution de $CaCO_3$ de 5 % (55,1 % pour S04) s'est produite. Cette diminution continue progressivement jusqu'à atteindre 16 % à 60 cm (*S12*). Une légère augmentation, avec 18,2 % et 20,2 %, est observée dans les échantillons suivants, *S13* et *S14*, pour ensuite chuter brusquement à moins de 1 % de $CaCO_3$ (pour *S17* et *S19*). À partir de 100 cm (*S20*), la teneur en $CaCO_3$ augmente rapidement pour atteindre 28,3 %.

Les résultats géochimiques des lithologies

Dans l'ensemble, les analyses géochimiques effectuées sur les lithologies indiquent des compositions relativement similaires pour les échantillons calcaires avec une dominance majeure des éléments suivants : Ca, Si, Al, Fe, K et Ti (**Figure 34**). Une différence notable s'applique concernant l'échantillon de calcaires Oligocènes plus riche en Ca, Al et K, et plus pauvre en Si. Les valeurs de Ti sont toutefois similaires. Les éléments

[5] ***Note :*** L'apparition ponctuelle du Mg fait ici exception à la règle car relié à un événement singulier avec des teneurs très importantes dans le niveau S11. Ce pic a été rattaché à l'érosion en amont d'un affleurement de roches volcaniques. Les analyses ont fait l'objet d'un article publié dans le Courrier Scientifique du Parc Régional Naturel de Luberon-Lure (Sirdeys *et al.*, 2023b).

traces expriment la présence systématique de Zr, Zn, Sr, Th, Rb, Mn, Ni, et P. Les autres éléments As, Cr, Cu, Mo, Pb, S, V et Y n'apparaissent pas systématiquement. Ces variations des teneurs élémentaires observées entre les échantillons peuvent s'expliquer par les différences de faciès au sein de la lithologie dépendantes des conditions environnementales passées. Notons également une absence ou non-détection systématique de Mg pour cet ensemble.

L'échantillon de péridotite prélevé correspond à un affleurement ponctuel, localisé à l'Est de l'amont direct du Mirail (près du lieu-dit de la Bastide du bois ;**Figure 27**). Il a été introduit dans l'étude pour créer un référentiel le plus complet possible incluant le plus de variations lithologiques du bassin local alimentant les formations quaternaires étudiées. Et en effet, la composition de ce dernier est bien différente car majoritairement caractérisé par de fortes teneurs en Si (plus de 35 %) et Ca (~20 %), mais également en Fe (~16 %), Al (~11 %), Mg (~4 %), Ti (~2 %) (Figure 34). Et l'on retrouve un nombre plus important d'éléments traces (Cr, Cu, Mn, Nb, Ni, P, Rb, S, Sr, V, Y, Zn et Sr) dont les teneurs sont en grande majorité plus importantes.

Etant donné que trois coupes de cette étude proviennent de ce ravin, les analyses statistiques comparent les échantillons à ce même référentiel lithologique.

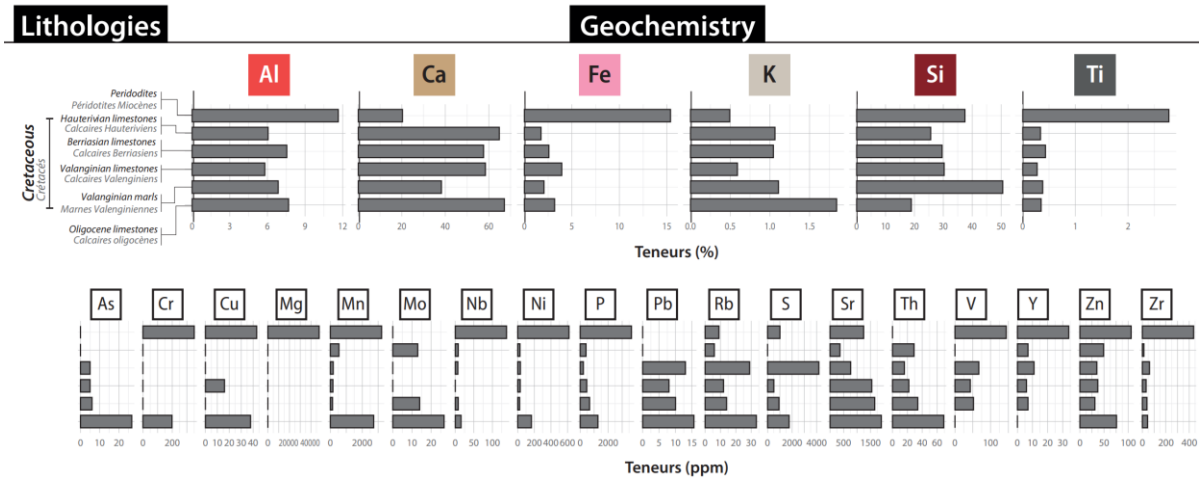


Figure 34. Résultats des analyses géochimiques des lithologies du ravin du Mirail.

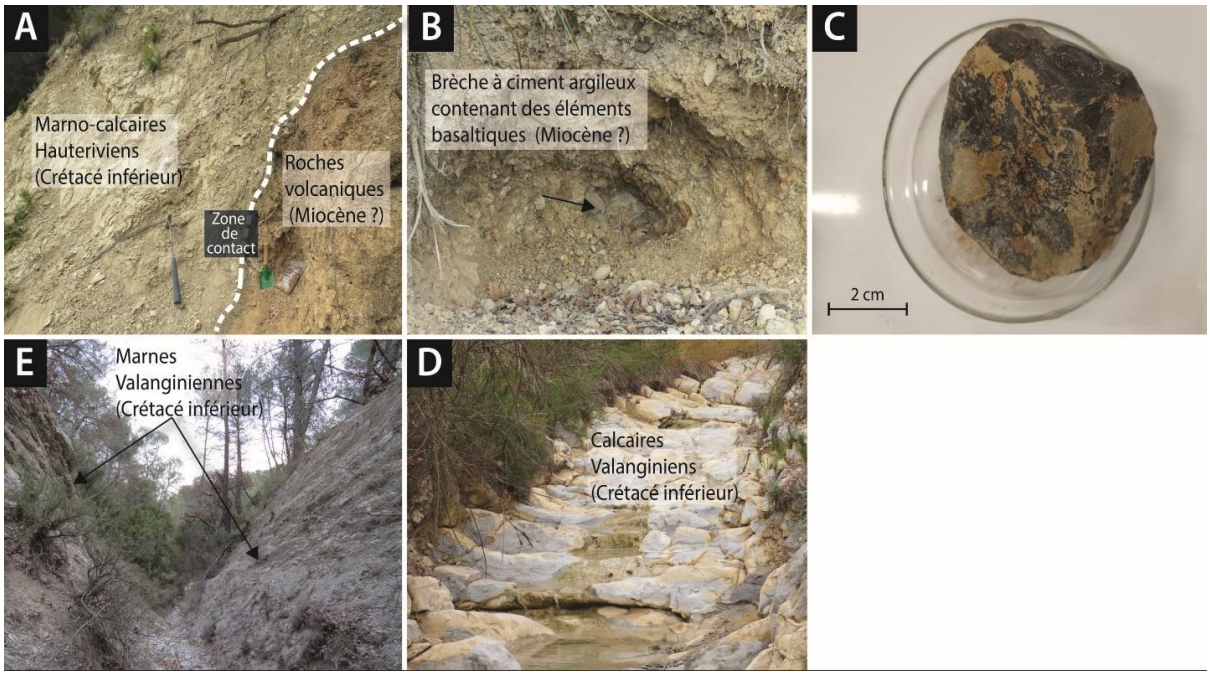


Figure 35. Vue des différentes lithologies environnantes : A) Zone de contact entre les marno-calcaires hauteriviens et les roches volcaniques ; B) Brèche à ciment argileux contenant des éléments basaltiques ; C) Bloc de roche volcanique prélevé et analysé aux rayons-X ; D) Vue des marnes et E) des calcaires valanginiens (Crétacé inférieur) dans l'environnement proche de MIR-11.

Zoom sur la caractérisation de l'anomalie géochimique et recherche de son origine

Entre 45 et 55 cm, les sédiments présentent des caractéristiques distinctes avec notamment :

Granulométrie : Une augmentation significative des particules grossières est observée, avec 20 % de sables et 0,5 % de graviers, comparativement à des teneurs bien plus faibles dans les autres niveaux. La matrice reste majoritairement argilo-limoneuse, mais la présence de ces particules plus grosses indique un transport sédimentaire à plus haute énergie.

Micromorphologie : L'examen des lames minces révèle la présence de matériel grossier centimétrique, sub-anguleux à émoussé, intégré dans une matrice argilo-limoneuse brun-rouge. On observe également des taches noires mangano-ferriques et des nodules de fer, suggérant des variations d'humidité et des processus d'oxydation. Certains grains pourraient être d'origine volcanique.

Composition élémentaire (XRF) : Une anomalie géochimique marquée est détectée avec un pic significatif de magnésium (Mg) atteignant 3,9 % et plus de 1 % de titane (Ti). Ces éléments sont quasiment absents dans les autres niveaux et dans les lithologies les plus proches (calcaires crétacés), confirmant l'origine exogène de ces apports (Figure 39).

Spectrocolorimétrie : Un léger éclaircissement des teintes est noté (gain de 2 % pour L*), probablement lié à la présence du matériel grossier détritique riche en carbonates. Cependant, le changement est moins prononcé que celui associé aux variations de la matière organique et des autres éléments dans le reste du profil.

Implications :

- **Enregistrement d'un transport à haute énergie** dans un contexte considéré comme stable (pédogénèse)
- **L'utilisation de l'affleurement volcanique comme traceur pour sourcer** : L'étude établit la signature géochimique unique de l'affleurement volcanique (forte teneur en Mg et Ti) comme un outil précieux pour tracer le transfert sédimentaire amont-aval. La présence de ces éléments dans le profil MIR-11 suggère fortement que le niveau 4b3 (*S10*, *S11*), enregistrant une sédimentation à plus haute énergie, a été affectée par le matériau volcanique. Les auteurs proposent deux hypothèses pour la source de ce matériau volcanique : soit l'affleurement existant, soit un affleurement voisin non encore découvert.
- **Evolution du paysage quaternaire :** La recherche éclaire l'interaction entre les variations climatiques et l'évolution du paysage pendant la dernière période glaciaire. L'étude démontre que des changements climatiques rapides ont considérablement influencé les schémas de transport des sédiments et façonné le paysage, y compris la formation de vastes glacis (surfaces inclinées) et le dépôt de matériaux cryoclastiques (fragments de roche formés par des cycles gel-dégel). Les résultats ont des implications pour la compréhension des environnements passés de la région et des interactions homme-environnement.

En résumé, ce niveau se distingue par une texture plus grossière, une composition géochimique anormale riche en Mg et Ti, des indices micromorphologiques d'un transport à haute énergie et des variations d'humidité, le tout suggérant un événement d'érosion et de dépôt distinct, potentiellement lié à un apport externe de matériel volcanique et/ou à un ou plusieurs événements hydrométéorologiques intenses.

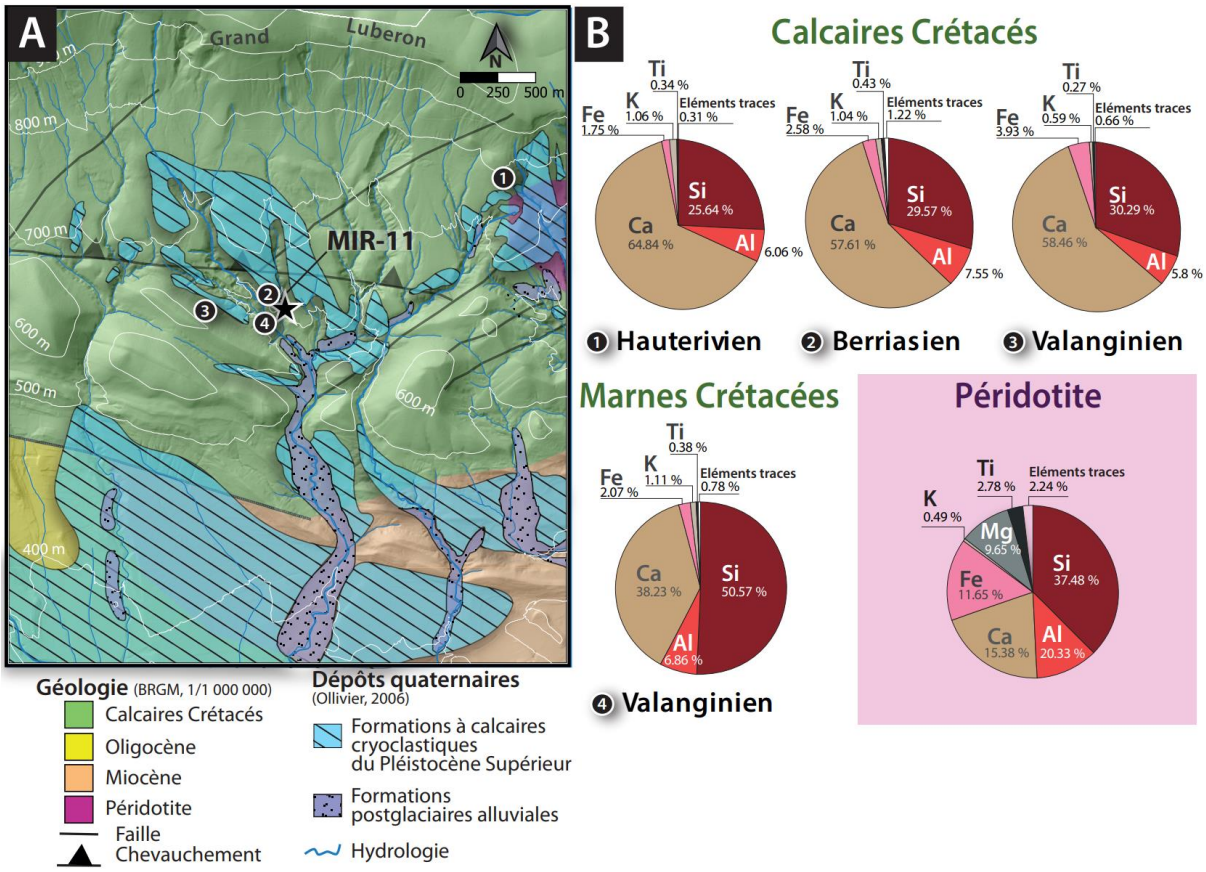


Figure 36. A) Principales unités géologiques et dépôts quartenaires dans l'environnement de MIR-11. Les numéros correspondent aux prélèvements lithologiques (1. Hauterivien ; 2. Berriasien ; 3. Calcaires Valanginiens ; 4. Marnes Valanginiennes) ; B) Diagrammes des compositions élémentaires des lithologies environnantes de la séquence MIR-11 (Hauterivien, Berriasien, Valanginien) et de la péridotite prélevée à l'affleurement. Notons l'absence/non-détection de magnésium (Mg) dans les lithologies environnantes contrairement à la teneur élevée de Mg (proche de 10 %) pour les péridotites.

Résultats de l'analyse multivariée

Le biplot (**Figure 37.A**)dérivé de l'analyse multivariée des échantillons de MIR-11 représente 77,8 % de la variance totale, avec 66,4% de la variance totale exprimée par la dimension 1 et 11,4 % pour la dimension 2.

La répartition des échantillons le long de ces dimensions permet de distinguer deux pôles principaux selon l'axe de la dimension 1 (abscisses) et qui opposent :

(i) D'une part, les échantillons riches en Ca, Sr et $CaCO_3$, présentant également des sédiments de couleur plus claire-jaunâtre correspondant au matériel parent sur lequel s'est développée la pédogénèse ;

(ii) D'autre part, en partie positive de la dimension 1, les échantillons riches en Si, Al, Ti, K, Fe et MO, et les sédiments les plus rougeâtres, correspondant aux niveaux les plus pédogénéisés.

La distribution des échantillons le long de la dimension 1 s'effectue progressivement d'un pôle à l'autre, ce qui atteste des modifications continues dans les caractéristiques compositionnelles liées à la pédogénèse et permet d'avancer que cet ensemble appartient à une évolution qui s'est effectuée de manière continue le long de la séquence, au moins du *niveau 4b1* (*S01*) au *niveau 4b5* (*S17*). A partir du *niveau 4b6a*, les échantillons (*S18 à S20*) deviennent très différents : les échantillons sont corrélés au phosphore (P) et au souffre (S). L'échantillon *S18* correspondant au niveau le plus développé du sol et donc le plus organique de la séquence a probablement conduit à l'apparition de teneurs plus importantes en P et S. Les échantillons *S19* et *S20* sont riches en cailloutis remaniés, leurs teneurs peuvent également être héritées de processus de remaniements plus que de la continuité des processus pédologiques. Dans le *niveau 4b6b (S21),* ces éléments disparaissent et la composition redevient plus similaire aux *niveaux 4b5,* pour finalement se rapprocher d'une composition similaire au matériel parent pour le dernier échantillon sommital (*S22, niveau 5*).

Le corrélogramme (**Figure 37.B**) met en évidence les variables les mieux corrélées (significativité de la corrélation positive ou négative). Il offre un moyen simple de déterminer sur quel groupe de paramètres se concentrer pour caractériser les faciès sédimentologiques. De manière similaire au biplot, il oppose les mêmes paramètres (pôles) observés le long de la première dimension de l'ACP. Ainsi, deux ensembles s'opposent nettement : les sédiments riches en $Ca/CaCO_3$ et Sr et le reste des paramètres mesurés dont la MO (LOI sur le graphe). Nous notons toutefois que les éléments V, Mn, Cr et Cu semblent positivement mais faiblement corrélés aux autres paramètres.

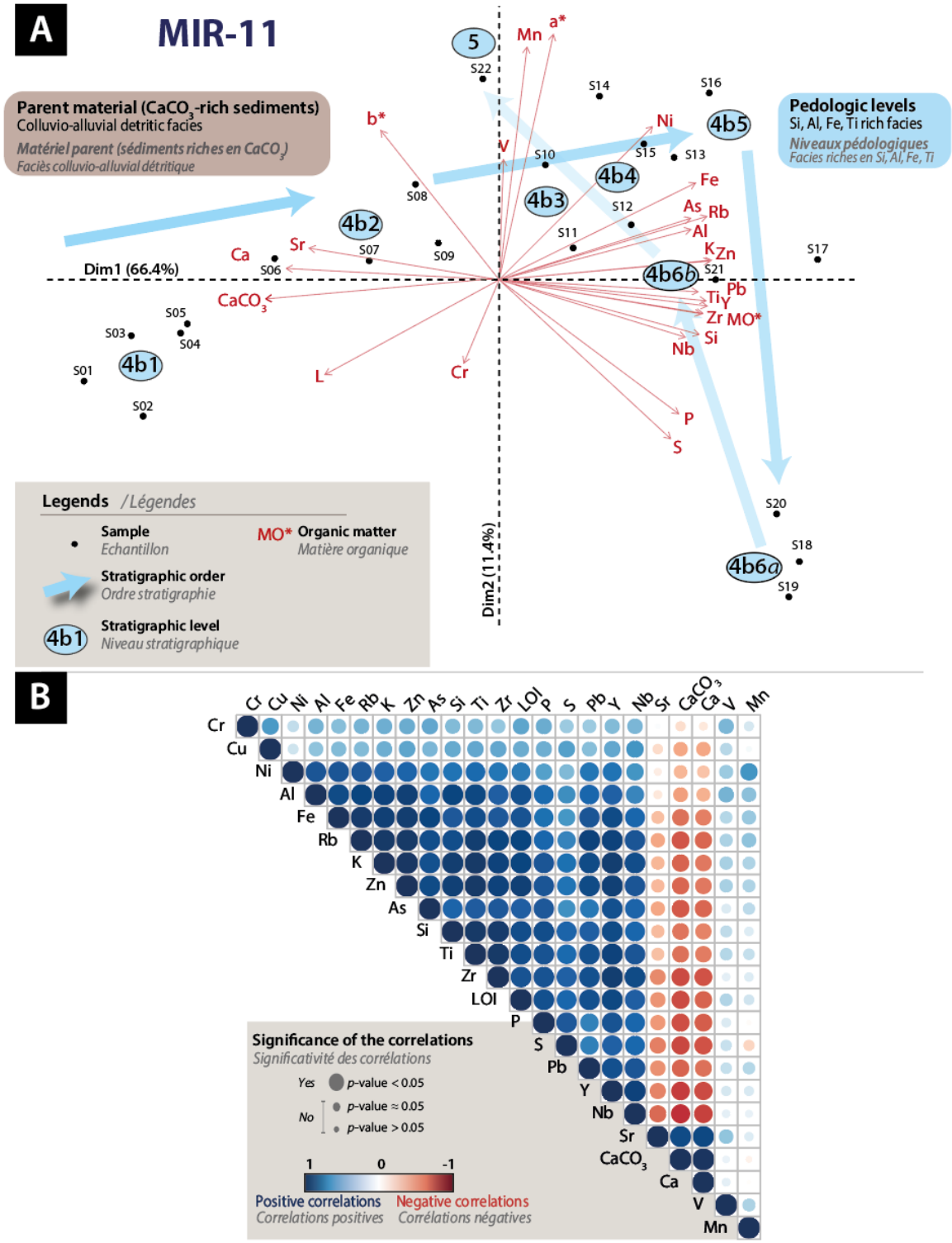


Figure 37. A/ Biplot de l'analyse en composantes principales (ACP) des échantillons de la séquence MIR-11. Les variables sédimentologiques sont représentées par des vecteurs (flèches rouges). Les niveaux stratigraphiques (cercles et flèches bleus) sont également indiqués. Les vecteurs perpendiculaires ne sont pas corrélés. Les vecteurs présentant de petits angles entre eux sont fortement corrélés et enfin, les vecteurs opposés sont anti-corrélés. Les vecteurs les plus longs représentent une plus grande variabilité des données. Les données incomplètes ont été retirées de l'analyse. Ceci inclut la teneur en Mg. B/ Corrélogramme des coefficients de corrélation entre les variables pour la formation de MIR-11. Ils répondent au test de corrélation de Pearson et renvoient les coefficients de corrélation entre deux variables. Ils mettent en évidence les dépendances linéaires positives (bleu) ou négatives (rouge) entre deux variables quantitatives.

Résultats des indices géochimiques

La construction des indices géochimiques utilisés dans le cadre de cette étude est décrite dans la section 3.2.1 de ce chapitre.

D'après les données interprétées sur la Figure 39, les données valeurs reportées à partir de **la dimension 1 de l'ACP** renvoient au degré d'altération pédologique des échantillons. Les principales variations observées au sein de MIR-11 retranscrivent le passage progressif du matériel parent à la base, vers des niveaux plus altérés jusqu'au *niveau S18*. Un retour aux conditions compositionnelles initiales s'effectue progressivement ensuite, jusqu'au sommet (*niveaux S22*) en raison du caractère plus torrentiel des niveaux sus-jacents qui se sont déposés en contact érosif sur le sommet de la pédoséquence.

Cette altération est également décrite par les rapports **Ca/Al** et **Ca/Sr (indicateurs de l'altération chimiques des carbonates)** qui reflète le degré de transformation chimique des minéraux riches en carbonates (très présents dans le matériel parent) en faveur de matériaux riches en Al-, Si- ou encore Fe- reflétant la formation de minéraux secondaires argileux majoritaire dans les sols (Verheye & De La Rosa, 2005). La tendance observée passant d'un ratio élevé à des valeurs plus faibles est à associer à la diminution des teneurs en carbonates le long du profil induite par les **processus pédogénétiques**.

L'étude du rapport **Si/Al** corrobore cette interprétation et met en évidence différents processus à l'œuvre dans le profil. Une augmentation de ce rapport, notamment dans les niveaux supérieurs de la séquence (*S14*, puis entre *S16* à *S18*), témoigne d'un lessivage de l'aluminium lié à l'intensification de l'altération chimique. Dans les niveaux torrentiels (*S19* à *S22*), une augmentation drastique du rapport Si/Al est observée, probablement due à un apport détritique important en silice sous forme de quartz, entre autres. A l'inverse, l'enrichissement en Si dans les niveaux sommitaux de la pédoséquence pourrait plutôt résulter d'une pédogénèse plus prononcée et/ou d'une augmentation des teneurs en matière organique acide, également très élevées dans ce niveaux, favorisant la concentration de la silice.

Les processus pédogénétiques affectent non seulement les carbonates, mais également d'autres éléments, comme le fer, dont le comportement (mobilité, précipitation, spéciation) est influencé par les conditions paléoenvironnementales. L'évolution du fer dans le profil MIR-11 est particulièrement intéressante car elle est à l'origine de la coloration rouge du paléosol et permet de reconstituer les environnements passés. Cette coloration est induite par deux principaux processus :

- Un **enrichissement relatif en fer** favorisé par la dissolution du matériel parent conduisant à une augmentation des teneurs en fer totale à mesure que le sol se développe et que l'on observe à travers l'augmentation de l'indice **Fe/Ti** (**Figure 39**). Cette augmentation résulte de la combinaison des processus d'altération des minéraux primaires libérateur de fer, du lessivage des éléments mobiles qui contribuent à augmenter la fraction relative en fer total, la formation de phases secondaires riches en fer et d'apports exogènes et des dynamiques climatiques qui tendent à influencer l'altération et la mobilité des éléments.

- Des **conditions oxydantes** qui favorisent la précipitation du fer ferrique (Fe^{3+}) très probablement sous forme d'hématite[6], (Fe_2O_3), en partie responsable de la couleur rouge du paléosol.

Dans le détail, l'indice **Mn/Fe** apporte des nuances à cette interprétation et suggère des variations locales des conditions redox. Sa valeur négative indique une dominance du Fer, en cohérence avec une forte oxydation locale favorisant la précipitation de l'hématite. L'augmentation de cet indice au somment de la séquence témoigne d'une relative augmentation du Mn, indiquant un environnement moins oxydant et/ou plus drainant au somment de la séquence, conditions où le Mn se trouvera stabilisé. Cette tendance traduit ainsi une période durant laquelle des oscillations redox se sont produites en réponse à de potentielles variations saisonnières ou hydriques (humidité accrue au sommet du profil). La variation finale entre *S16* et *S17*peut aussi être lié à une remobilisation du manganèse en raison de la bioturbation ou à un potentiel retour des conditions très oxydantes.

L'indice **goethite/hématite**, inférieur à 1 sur l'ensemble du profil, indique une **prédominance de l'hématite** et donc **des conditions d'oxydation importantes**. La diminution initiale du rapport, coïncidant avec une augmentation des teneurs en hématite et une transition vers des teintes plus rouges, suggère un renforcement progressif de ces conditions oxydantes, potentiellement lié à la mise en place d'un climat plus tempéré et sec. Cependant, à partir de *S15*, malgré une augmentation du fer total, le rapport goethite/hématite augmente légèrement, se rapprochant des valeurs initiales. Cette évolution traduisant une baisse relative de l'hématite, pourrait s'expliquer par la présence d'autres formes de fer, comme la magnétite, ou par l'existence de fer sous une forme plus réduite, comme le suggère le rapport Mn/Fe dans les niveaux supérieurs (dès *S17*). Cette transition pourrait indiquer une modification des conditions environnementales, avec une possible augmentation de l'humidité et/ou un moins bon drainage.

L'analyse du rapport **Ti/Zr** le long du profil révèle une diminution progressive vers le sommet (**Figure 39**), malgré une augmentation des concentrations en Ti et Zr (**Figure 32** et **10**). Ce résultat suggère que l'augmentation du Zr est proportionnellement plus importante que celle du Ti. Plusieurs hypothèses peuvent expliquer cette observation. Un changement progressif des sources de sédiments ayant contribué à la formation du sol pourrait modifier les apports relatifs en Ti et Zr. Une augmentation de l'humidité vers la période de formation du sommet du profil pourrait également jouer un rôle, par exemple en favorisant la mobilité du Ti. Un lessivage préférentiel du Ti vers la base du sol est une autre hypothèse envisageable. Des analyses complémentaires seraient nécessaires pour

[6] Une analyse minéralogique des minéraux par diffraction des rayons X permettrait de connaître la nature des minéraux présents dans la séquence MIR-11 et ainsi différencier les conditions paléoenvironnementales et les processus pédogénétiques qui ont prévalu lors de leurs formations.

discriminer entre ces différentes hypothèses et identifier les processus responsables de la variation du ratio Ti/Zr.

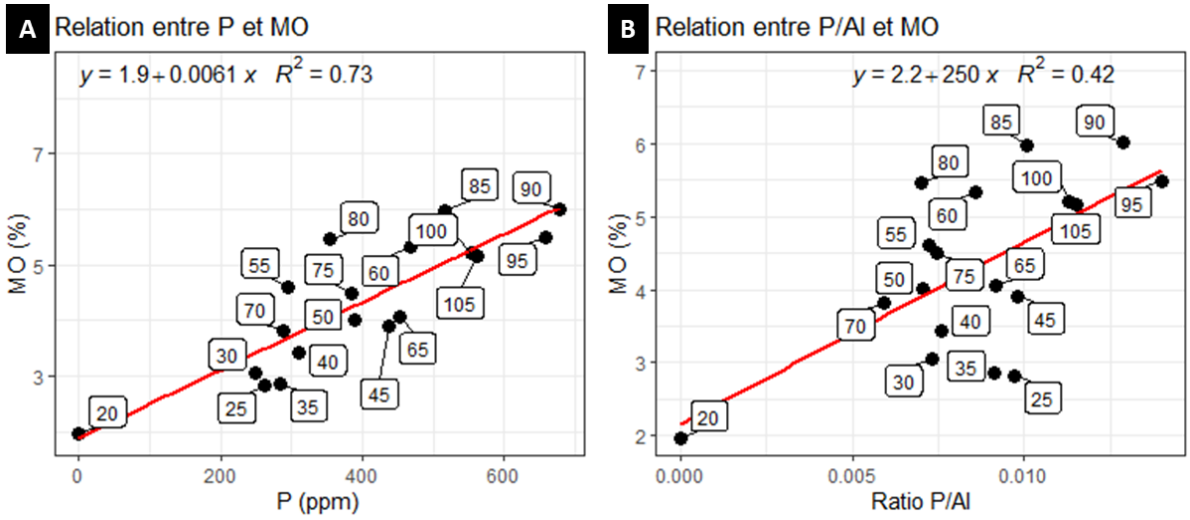


Figure 38. A) Relation entre la teneur en phosphate (P en ppm) et la matière organique (MO, en %) dans le profil MIR-11. B) Même représentation mais pour le rapport P/Al et et la MO. Les étiquettes indiquent la position dans le profil en cm.

Les profils de P (**Figure 32**) et de P/Al (**Figure 39**)montrent une évolution similaire à celle de la matière organique, ce qui suggère un lien entre le phosphore d'origine organique et la dynamique de la matière organique dans le sol également soulignés par des relations positives (R^2 respectifs de 0.73 et 0.42 ; **Figure 38**). Une augmentation significative est observée à partir du niveau *S17.* Cependant, des fluctuations sont notables avant ce changement, avec des minima aux niveaux *S11, S12* (correspondant au niveau anomalique) et *S15*. Ces variations pourraient refléter un développement pédogénétique non-linéaire.

Bilan des indices :

L'analyse géochimique du profil MIR-11 met en évidence l'influence de la pédogenèse à travers différents processus. L'altération des carbonates, mise en évidence par l'évolution des rapports Ca/Al, Ca/Sr et Si/Al, qui s'intensifie vers le sommet, est un processus majeur. Elle induit une concentration relative en minéraux secondaires riches en éléments résistants à l'altération et en fer, élément sensible aux conditions redox.

L'étude de ces éléments et de leurs rapports permet de reconstituer les conditions paléoenvironnementales et pédogénétiques. Les conditions oxydantes et un drainage faible, mais suffisant pour supporter une végétation, sont attestés par l'évolution du fer, et des rapports Mn/Fe et goethite/hématite. La présence croissante de matière organique et de phosphore (P), ainsi que l'évolution du rapport P/Al, confirment cette tendance. Cependant, les variations non-linéaires de ces indicateurs suggèrent un développement pédogénétique saccadé, probablement lié à des fluctuations des conditions environnementales, ce qui est plausible compte tenu de la période de formation du sol (estimée entre 400 et 2000 ans d'après les datations ^{14}C).

Les augmentations en Si et Zr le long du profil pourrait être liée à un changement de source sédimentaire (apports éoliens ?), à une modification de l'humidité, ou à un lessivage préférentiel de ces éléments favorisés par la pédogénèse.

Une analyse minéralogique par diffraction des rayons X permettrait de préciser la nature des minéraux présents et d'affiner l'interprétation des conditions paléoenvironnementales.

4.1.3. Synthèse des données pour la séquence de référence de MIR-11

Cette séquence de paléosol, d'une épaisseur remarquable de 120 cm, constitue une référence régionale pour l'étude des sols de l'interstade d'Hengelo (environ 42-43 000 ans cal. BP). Son développement, estimé entre 2 000 et 400 ans d'après les nouvelles datations radiocarbones, a produit au moins deux horizons pédologiques distincts : un horizon C, où le substrat est partiellement altéré, et un horizon B, marqué par des accumulations d'argile et de matière organique. La formation du paléosol s'est déroulée sous un climat tempéré, dans des conditions de drainage faible et oxydantes, propices à la formation d'oxydes de fer, conférant au sol sa couleur rouge. Le développement du couvert forestier associé semble avoir été irrégulier, comme l'indiquent les fluctuations des teneurs en matière organique et en phosphore. L'évolution du paléosol n'a pas été linéaire, et a été marquée par un épisode détritique, probablement lié à un transport gravitaire longitudinal important tracé par des teneurs anormales en Mg originaires de l'affleurement volcanique localisé bien à l'amont (Sirdeys *et al.,* 2023b). Cet épisode est suivi d'une intensification de la pédogenèse dans les niveaux supérieurs. Enfin, il est important de noter le contact érosif avec les niveaux sus-jacents, composés d'une accumulation de nappes cryoclastiques torrentielles, qui ont très probablement altérés la partie sommitale de la pédoséquence et recouvert ce paléosol sous une épaisseur d'environ 15 mètres de sédiments.

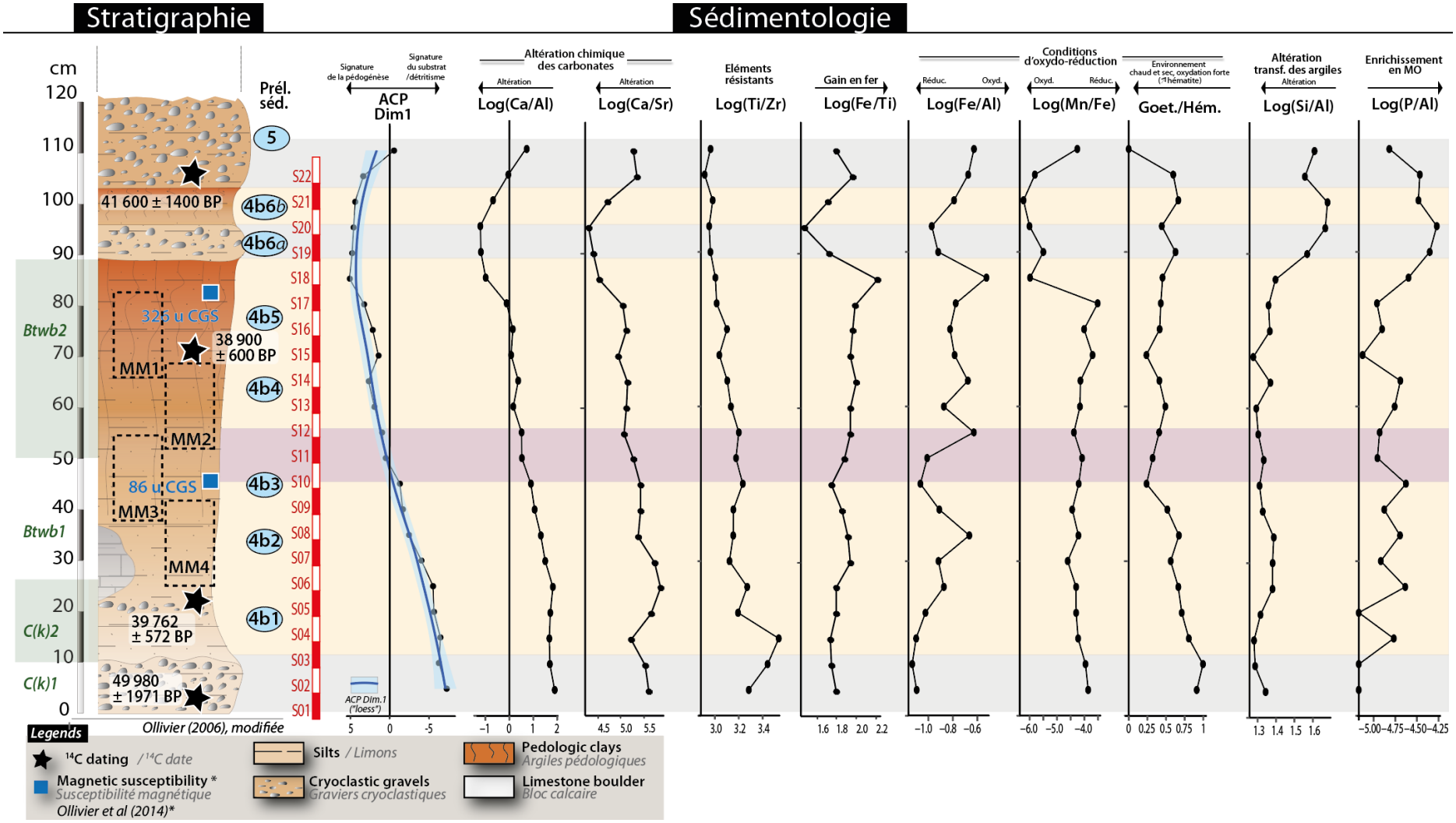


Figure 39. Diagrammes sédimentologiques et géochimiques des principaux paramètres mesurés pour la coupe de MIR-11. Les couleurs de fond utilisées attribuées représentent les principaux niveaux détritiques (en gris), pédogénéisés (en beige) et le niveau « anomalique » détritique repéré (en violet).

4.2. Les formations du Pléistocène Moyen

Parmi le corpus et l'ensemble des sites étudiés, les données ont également fourni des âges plus anciens que ceux initialement ciblés et associées au Pléistocène Supérieur. A titre comparatif, ils ont été intégrés à l'étude. La première formation étudiée est la formation de St-Antonin dont les premières observations effectuées par Jorda et Provansal (1990), associent le développement d'horizons non consolidés au Pléistocène Moyen.

Le site de Bérigoule en contrepartie, et déjà daté, a été intégré à l'étude à titre comparatif, comme référentiel.

4.2.1. La Carrière de St-Antonin-sur-Bayon (Sainte-Victoire)



Figure 40. Vue du versant sud de la montagne de la Sainte-Victoire et des modelés hérités de la morphogénèse quaternaire avec en premier plan le glacis des oiseaux et en second plan, à gauche, la colline de l'Oppidum de Saint-Antonin sur Bayon.

Sur le versant sud de la Sainte-Victoire, la vallée du Bayon, du nom du petit organisme saisonnier alimenté par plusieurs résurgences karstiques, incise les argiles et marnes rouges du Thanétien (Paléocène). Plusieurs vestiges de la morphogénèse résultant de l'incision de cette vallée sont observables sous la forme d'un étagement de trois formations alluviales : les deux plus hautes sont attribuées au Pléistocène moyen et possèdent des faciès périglaciaires tandis que la plus basse est associée au Tardiglaciaire et au début de l'Holocène (Guendon & Vaudour, 1981 ; Jorda & Provansal, 1992) (**Figure 41**).

La gravière de St-Antonin est localisée sur la colline du Bayon, à environ 50 m au-dessus du lit actuel (~370 m d'altitude) (GPS : 43°31.261' N, 5°34.524' E ; 416 m d'altitude). Cette formation torrentielle litée est la résultante d'une alimentation latérale en matériaux provenant du versant sud de la Sainte-Victoire qui a enregistré le développement de plusieurs horizons pédologiques, initialement attribués au Pléistocène moyen et confirmé par nos datations OSL.

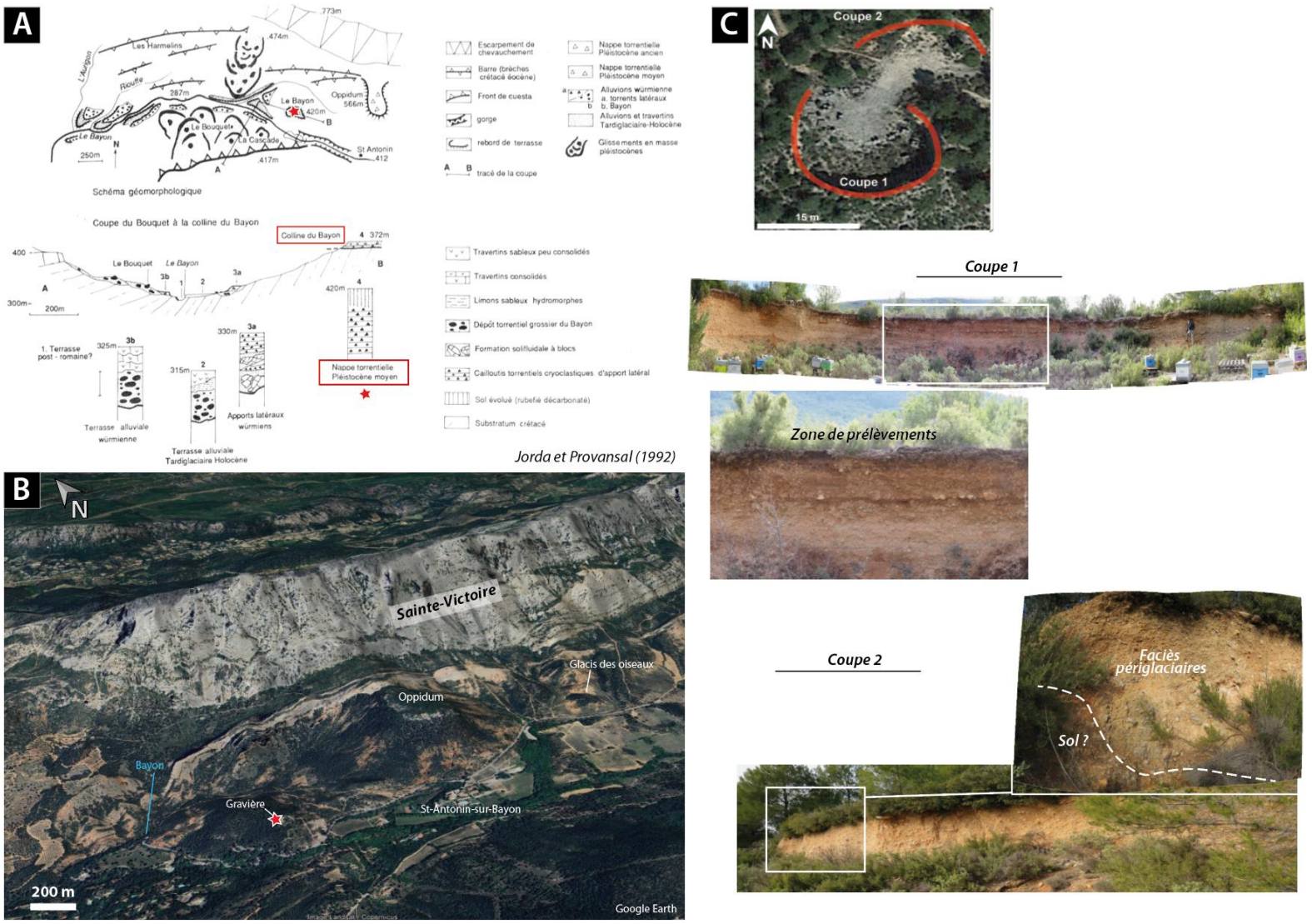


Figure 41. A) Carte de la morphogénèse quaternaire dans la vallée du Bayon (modifiée de Jorda et Provansal, 1992) ; B) Localisation de la gravière sur le piémont sud de la Sainte-Victoire (étoile rouge) (fond : GoogleEarth). ; C) Vue zoomée de la gravière et photographies des deux coupes générées, précisant la zone de prélèvement.

Stratigraphie et échantillonnage

L'exploitation de la gravière a donc dégagé deux coupes. C'est la coupe n°1, présentée dans les **Figure 41** et **42**, qui a été choisie pour l'échantillonnage et la datation.

Les différents niveaux de la coupe de St-Antonin sur Bayon (Figure 42) :

La base de la coupe, (*niveau 1*), comprend un ensemble composé de nappes de colluvions hétérométriques litées. Ces nappes se caractérisent par des variations granulométriques, alternant entre des cailloutis centimétriques et d'autres atteignant 10 à 15 cm de diamètre, le tout pris dans une matrice limono-sableuse rose-orangée. Au-dessus, un horizon discontinu, épais de 1 à 20 cm, présente une faible pédogenèse (*niveau 2*). Sa matrice limono-argileuse rose-brune-orangée enveloppe des cailloutis hétérométriques de 0,5 à 15 cm, principalement calcaires et poudingues, dont certains sont décalcifiés. Un cortège érosif de gros blocs (30 à 40 cm) et de cailloutis désordonnés témoigne ensuite d'un apport colluvial, probablement un éboulis (*niveau 3*). La matrice limono-sableuse de couleur brun orangé remaniant le niveau pédologique sous-jacent renforce cette hypothèse. Viennent ensuite des nappes de cailloutis litées (*niveau 4*), alternant phases grossières (0,5 à 4 cm) et plus fines (quelques millimètres à 1 cm). Les premières présentent une matrice rose-beige orangé limono-sableuse, tandis que les secondes montrent une matrice sablo-limoneuse à limono-sableuse de la même couleur. Ces alternances traduisent des épisodes de ruissellement diffus d'intensités variables. Le *niveau 5* est constitué de lentilles de sédiments plus fins, composées de graviers millimétriques anguleux à sub-anguleux, s'intercalent par endroits. La matrice est ici sablo-limoneuse brune-rose. Un niveau pédologique à matrice brune-rouge à débit polyédrique et racines actuelles (bioturbation) surmonte ces dépôts (*niveau 6*). Il enveloppe des cailloutis sub-anguleux à sub-émoussés de 4-5 cm. Une couverture érosive, épaisse de 15-20 cm à 40 cm, le recouvre (*niveau 7*). Elle est composée de gros blocs (10 à 50 cm) dans une matrice brune-rose, couleur héritée du remaniement de l'horizon pédologique sous-jacent. Enfin, des nappes de colluvions à faible ruissellement et litage peu marqué, composées de cailloutis hétérométriques de 2 à 10-15 cm (*niveau 8*), précèdent le sol colluvial actuel (*niveau 9*).

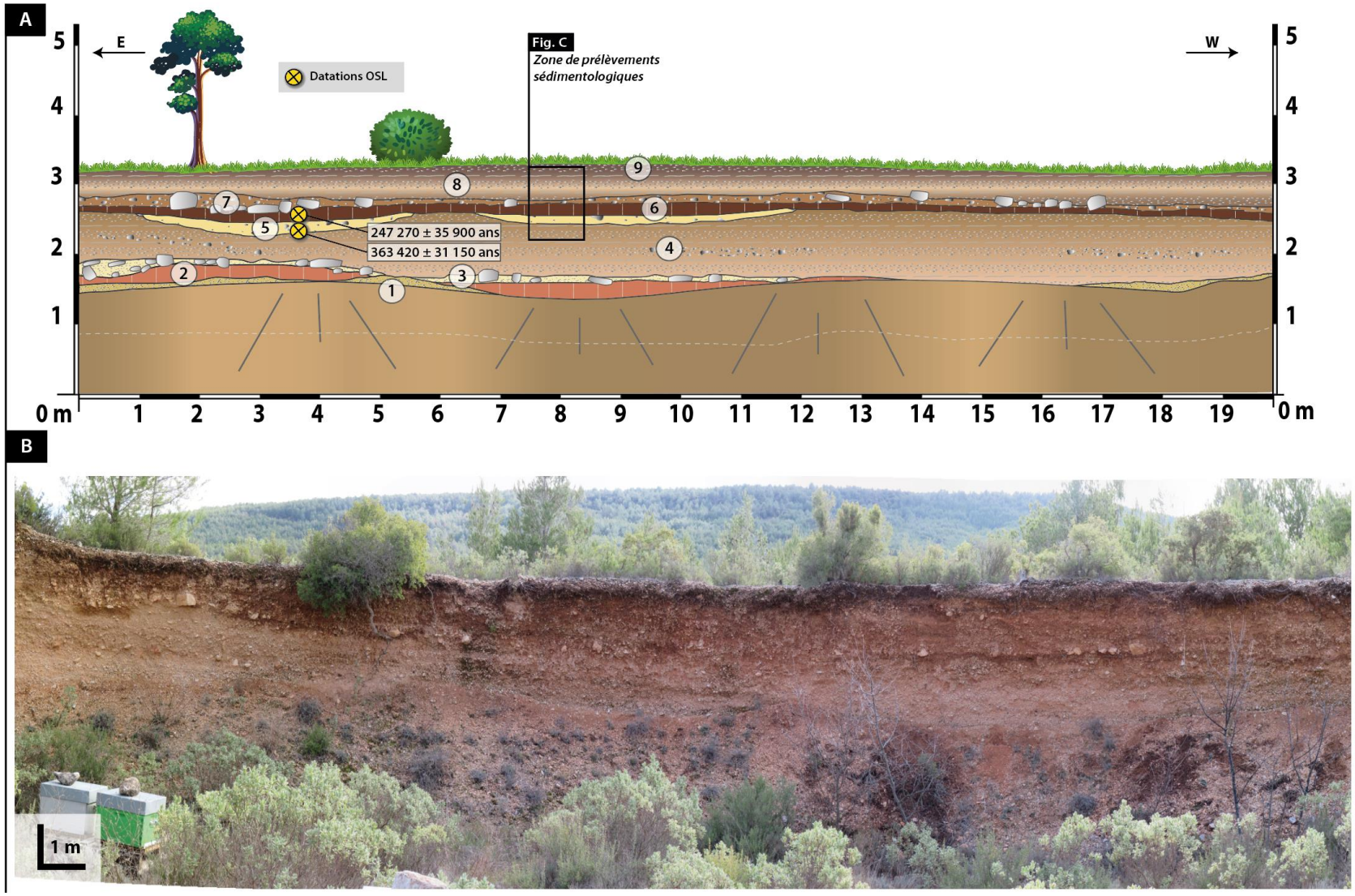


Figure 42. Coupe de la gravière de Saint-Antonin sur Bayon (St-Antonin sur Bayon, Sainte-Victoire) : A) Relevé stratigraphique de la coupe ; B) Vue d'une partie de la coupe indiquant la zone de prélèvements sédimentologiques (C).

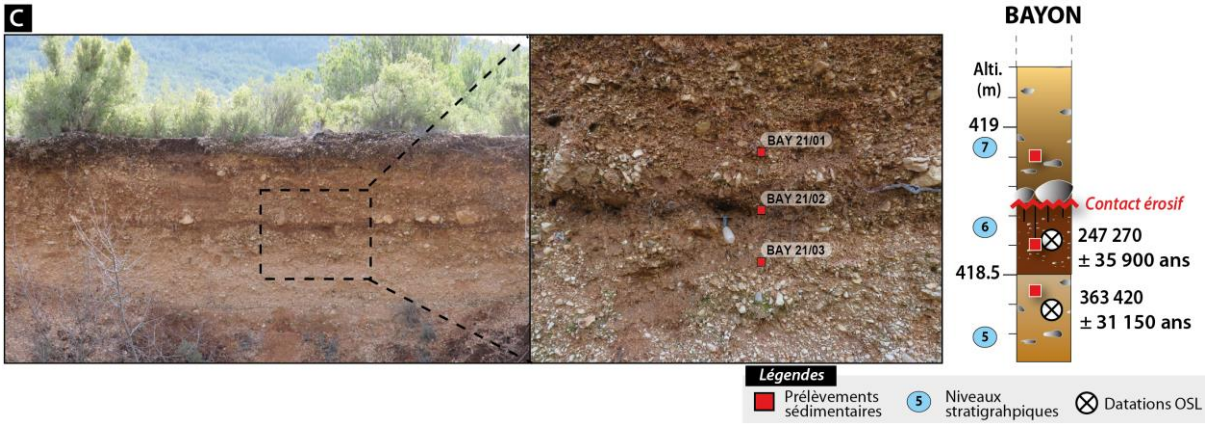


Figure 42 (*Suite*). C) Vue (*à gauche*) et relevé stratigraphique (*à droite*) de la coupe de Saint-Antonin sur Bayon à l'endroit des prélèvements. Les rectangles rouges correspondent aux prélèvements sédimentologiques et les cercles blancs correspondent aux datations OSL effectuées dans le cadre de cette étude.

Les datations

Bien que mentionnée dans des travaux antérieurs et attribuées au Pléistocène Moyen, cette coupe n'a à ce jour jamais bénéficié de datations absolues. Dans cet objectif, nous avons effectué deux prélèvements pour datations OSL, dans les *niveaux 5* et *6* (horizon pédologique). L'ensemble des résultats attribuent bel et bien la séquence à la période du Pléistocène moyen, mais dans le détail, les données indiquent un hiatus chronostratigraphique de près de 100 000 ans, entre les deux datations, avec un age d'environ 360 000 ans pour la nappe torrentielle (*niveau 5*) sous-jacente aux horizons pédogénéisés (niveau 6), qui sont datés à environ 250 000 ans. Différents processus peuvent être responsables de cette inversion chronologique tels qu'un mélange dans les populations de grains ayant subi des histoires d'expositions différentes (notamment dans la partie torrentielle du *niveau 5*), ou encore à un déséquilibre dans la chaîne de désintégration des éléments radioactifs (*ex.* thorium, radium) qui peuvent conduire à une sur ou sous-estimation de la dose reçue par l'échantillon et donc un âge OSL plus jeune que l'âge réel. Dans l'impossibilité d'apporter plus de précisions à ce stade, il nous semble important de préciser que nous ne pouvons qu'attribuer cette séquence à une période associée au Pléistocène Moyen et que nous nous basons sur ces datations dans nos interprétations ultérieures.

Tableau 7. Datations OSL obtenues en collaboration avec M. Rizza pour les échantillons de Saint-Antonin sur Bayon.

Nom échantillon laboratoire	Matériau	Equivalence avec la stratigraphie	Age OSL (ka)	Auteurs
BAY22-01	Quartz	Niveau 5	247.1 ± 35.90	*Cette étude*
BAY22-02	Quartz	Niveau 6	363.42 ± 31.15	*Cette étude*

L'échantillonnage :

Les prélèvements sédimentologiques ont été effectués sur trois niveaux d'intérêt dont le substrat sur lequel semble s'être développé l'esquisse de sol, cette esquisse elle-même et enfin, le niveau torrentiel érosif sus-jacent (**Figure 42**).

Nombre d'échantillons	
Sédimentologie	***3***
OSL	***2***

Les résultats sédimentologiques

Les résultats des analyses sédimentologiques sont reportés en **Figure 43**.

L'horizon pédologique étudié (*niveaux 6*) est majoritairement composé d'une fraction limoneuse (L = 62.8 %, S = 36.6 %, G = 0.6 %). Ce niveau de sol possède une faible teneur en MO (1.48 %) et 32. 90 % de $CaCO_3$. Sa composition élémentaire indique 16.77 % de Si, 13.39 % de Ca, 5.21 % de Al, 2.32 % de Fe, 1.03 % de K et 0.28 % de Ti. Les éléments traces détectés indiquent 534 ppm de Mn, 309 ppm de P, 138 ppm de Zr et 129 ppm de de Sr. Quelques dizaines de ppm sont également détectés pour 7 autres éléments (As, Cu, Nb, Ni, Pb, Rb, Y et Zn).

Les niveaux sous et sus-jacents à cette esquisse de sol (*niveaux 5* et 7, respectivement) possèdent des faciès torrentiels et des compositions granulométriques similaires (L ≈ 11 %, S ≈88 %). Les teneurs en $CaCO_3$ indiquent environ 51%, 18 % de Ca, 4 % de Si, 1.6 % de Al, moins de 1% de K et de Ti. Les teneurs en éléments traces varient entre BAY 21_03 et BAY 21_01. On note 488 ppm de Mn, 103 ppm de Sr et quelques dizaines de ppm pour Cu, Nb, Ni, Pb, Rb, Th, Y, Zn et Zr pour BAY 21_01. Pour BAY 21_03, il y a 526 ppm de Mn, 251 ppm de P, 154 ppm de Sr, 125 ppm de Zr et quelques dizaines de ppm pour les éléments As ; Cu, Ni, Pb, Rb, Y, Zn. On notera la similarité avec les éléments traces du niveau de sol (*niveaux 6*).

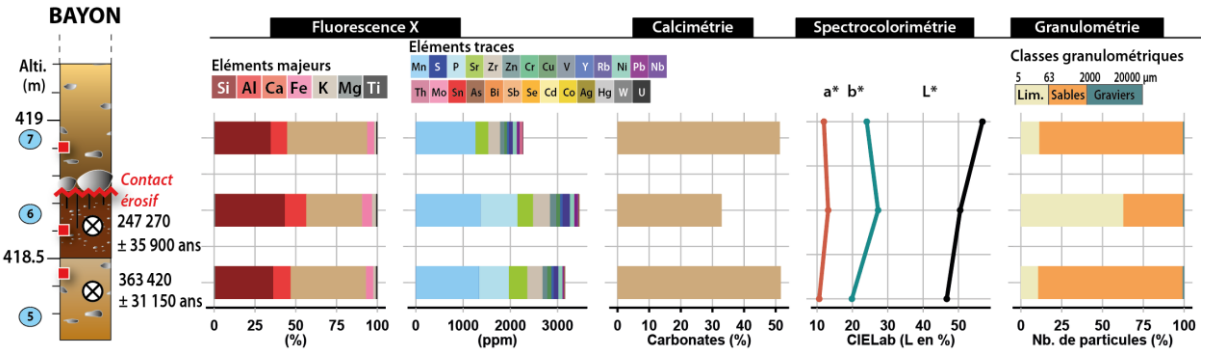


Figure 43. Résultats sédimentologiques issues de la coupe du Bayon (St-Antonin-sur-Bayon, Sainte-Victoire).

4.2.2. La coupe des canons de Marseilleveyre (Marseille, Calanques)

La Calanque de Marseilleveyre, localisée à quelques kilomètres de la grotte Cosquer, présente sur son littoral des dépôts de pentes, des horizons de paléosols, des dépôts de tufs anciens et des dépôts de sables qui témoignent des variations dans les dynamiques et processus morphosédimentaires du massif.

Les principaux remplissages se situent au débouché du vallon de Malvallon et en partie latérale ouest de la calanque. En 1957, E. Bonifay fait mention de plusieurs formations quaternaires proches de la calanque de Marseilleveyre dont les dépôts sont attribués aux périodes du Würm ancien et récent. J. Collina-Girard (d'après Charles *et al.*, 2021) propose une séquence composite l'observation de dépôts en bordure littoral et au sein de la carrière de Marseilleveyre (**Figure 44.C**). Les plus anciens dépôts reposent sur le calcaire Urgonien qui compose la grande majorité du massif des calanques et les plus récents semblent être attribués au dernier pléniglaciaire.

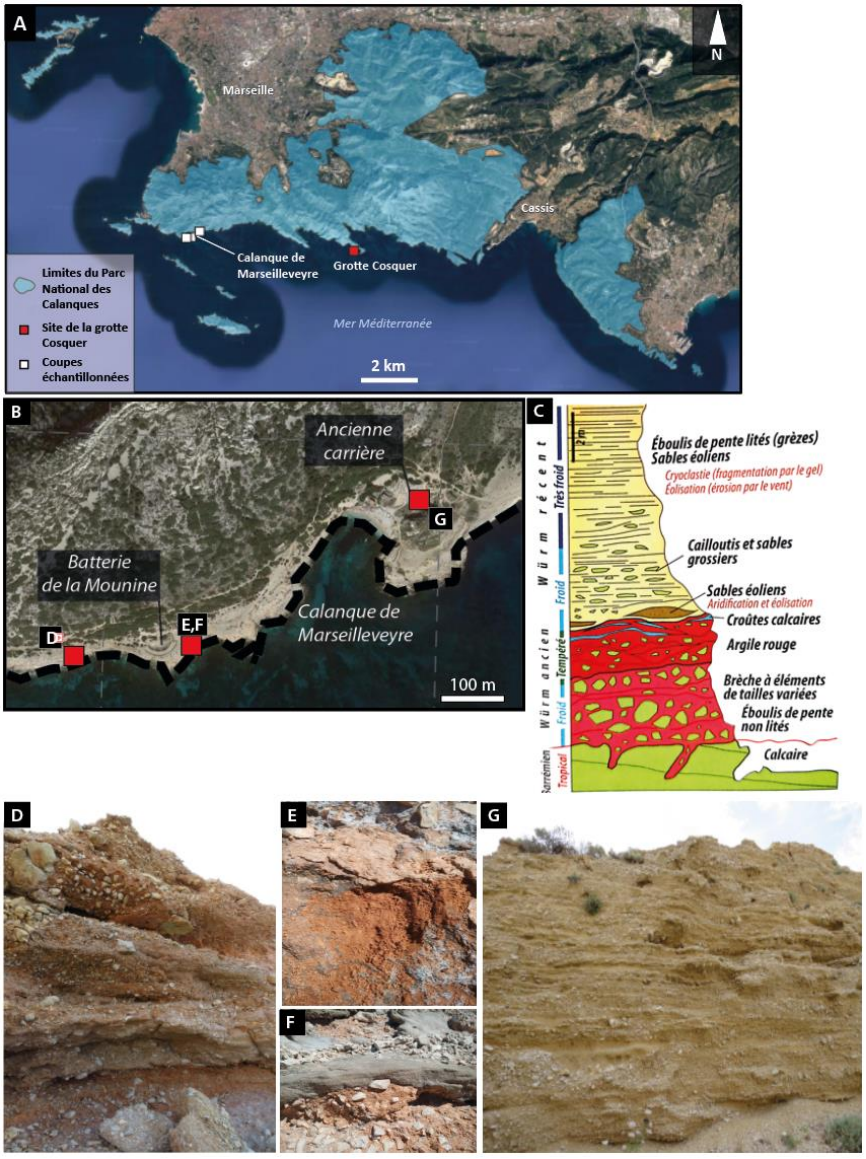


Figure 44. A) Localisation de la Calanque de Marseilleveyre et B) des sites échantillonnés aux abords de la calanque de Marseilleveyre (fonds de cartes : Google Earth) ; C) Relevé stratigraphique composite des principaux ensembles sédimentaires de la Calanque de Marseilleveyre (J. Collina-Girard, d'après Charles *et al.*, 2021) ; D) Brèches et éboulis de pentes ; E) Argiles rouges composant les horizons pédologiques étudiés ; F) Placage de sables éoliens ; G) Eboulis de pentes litées avec lentilles de sables. Les photos représentent les formations qui ont fait l'objet de prélèvements pour analyses sédimentologiques et datations OSL.

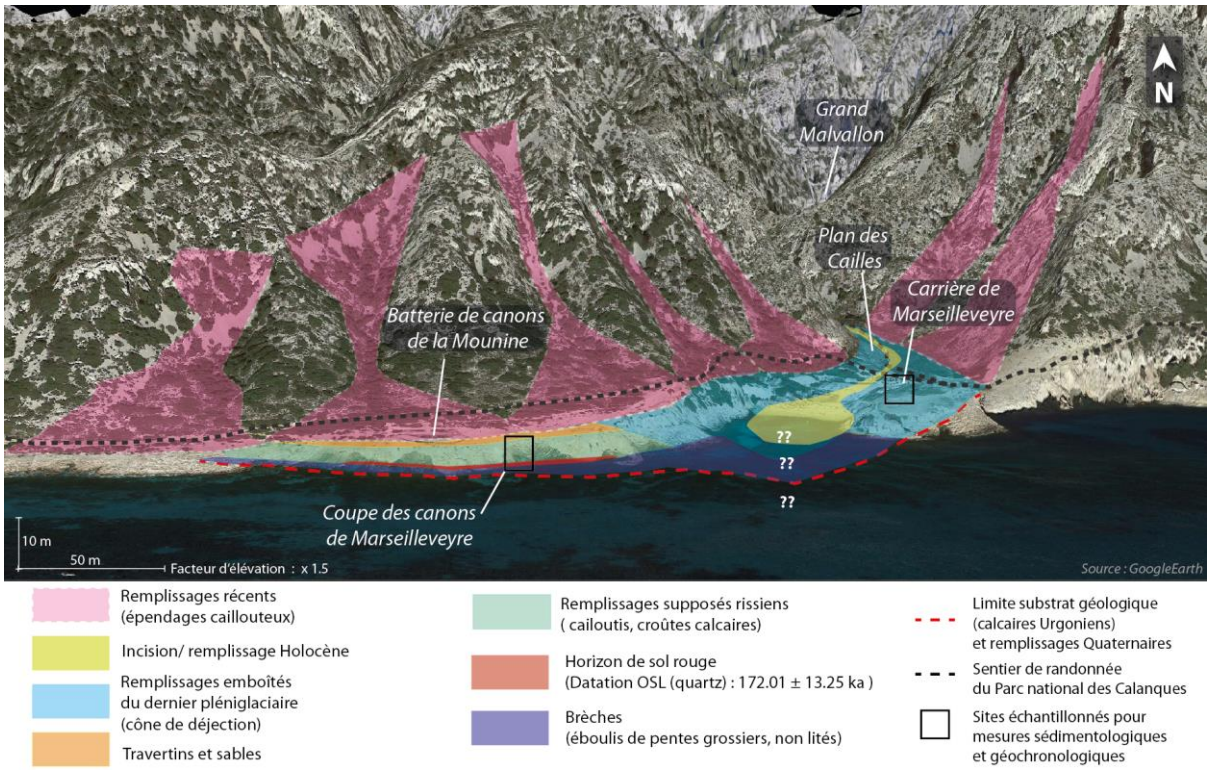


Figure 45. Vue synthétique des remplissages quaternaires de la Calanque de Marseilleveyre.

Les campagnes de terrain menées dans la calanque de Marseilleveyre ont permis de dresser un premier aperçu des principaux ensembles sédimentaires qui composent la séquence quaternaire reposant sur le substrat calcaire Urgonien (**Figure 45**). La première formation étudiée et localisée à l'Est du Grand Malvallon est la plus ancienne. Elle se compose d'un premier ensemble bréchique à matrice indurée rougeâtre et blocs grossiers anguleux à subanguleux probablement directement en contact sur les calcaires urgoniens. En contact sus-jacent, on retrouve les horizons de sols rouges à passées caillouteuses, témoins de phases climatiquement tempérées (interstade), étudiés dans ce travail (**Figure 46**). En contact ravinant, la formation sus-jacente à matrice silteuse orangée-jaune et composée de colluvions calcaires gélifractées sub-anguleuses à anguleuses est héritée d'une ambiance climatique plus fraîche. Cette formation de pente est également entrecoupée par plusieurs croûtes calcaires laminées témoignant potentiellement d'un contexte favorable à la production de tufs (climat frais à fort contraste saisonnier ? exsurgences à proximité ?) mais elle est aussi composée de sables éoliens. Dans l'axe du Grand Malvallon, de larges accumulations sédimentaires en provenance des reliefs du Grand Malvallon, du Plan des Cailles et de leurs amonts, plus récentes, recouvrent les formations antérieures par emboîtement, formant ainsi un large cône de déjection au débouché du vallon. Cet ensemble est essentiellement composée de lentilles de sables (éoliens ?) mêlés à des éboulis de pentes (gélifracts) lités qui font l'objet de prélèvements pour datations OSL (**Figure 44.G**). A l'Holocène, de faibles accumulations sédimentaires couplées à la remontée du niveau marin ont contribué à modeler le paysage jusqu'à tendre vers une phase actuelle majoritairement érosive à faible accumulation et où de larges épandages caillouteux reposent sur les versants.

Stratigraphie et échantillonnage

Parmi les sites échantillonnés (**Figure 44.B** et **tableau 6**), nous retrouvons la coupe des canons de Marseilleveyre contenant les horizons rouges pédologiques.

Les différents niveaux de la coupe des canons de Marseilleveyre (Figure 46) :

A sa base, et potentiellement en contact direct avec le substrat calcaire urgonien local, le premier niveau (*niveau 1*) de la coupe est composé de roches bréchiques à colluvions calcaires centimétriques de 1 à 20-30 cm de grand axe, subanguleux à anguleux et pris dans une matrice limono-sableuse et indurée rouge brique. Au-dessus, le *niveau 2* se compose d'un ensemble riche en colluvions calcaires décimétriques subanguleuses à anguleuses enveloppées dans une matrice sablo-limoneuse orangée moins indurée. Une esquisse de sol rouge vif (*niveau 3*) présente des lentilles de matériel grossier (sables et graviers subanguleux de 1 à 5 cm de grand axe) et majoritairement composé d'une matrice rouge sablo-limoneuse relative à des dynamiques de faibles transports. C'est dans cet ensemble qu'un échantillon d'OSL pour datation a été prélevé (**Figure 47**). Le *niveau 4* sus-jacent repose en contact érosif sur ce-dernier. Sa matrice sablo-limoneuse orangée enveloppe des cailloutis calcaires centimétriques. Au-dessus, nous observons un premier ensemble de quelques dizaines de centimètres d'épaisseur composé de laminations carbonatée (*niveau 5*), semblable à des dépôts de tufs « stromatolithiques ». Ces-derniers s'intercalent à plusieurs reprises dans la succession de dépôts détritiques qui composent la partie supérieure de la coupe. Ceci pourrait potentiellement indiquer la présence d'une ou plusieurs sources actives en provenance de l'amont. La matrice limono-sableuse des sédiments détritiques qui compose l'ensemble du *niveau 6* est de plus en plus claire (orangée-beige), les cailloutis calcaires subanguleux à anguleux atteignent un diamètre plus important (décimétrique). Le *niveau 7* constitue un ensemble de laminations carbonatées semblables à celles observées dans le *niveau 5*. Le *niveau 8* constitue le retour d'une sédimentation plus fine (majoritairement limoneuse) et faible en matériel grossier avec la présence d'un cailloutis calcaire millimétrique à centimétrique. Sa teinte orange foncé n'est pas sans rappeler le *niveau 3*. *Est-ce une nouvelle amorce de la pédogénèse ou une simple décharge karstique en provenance de l'amont ?* Le niveau sus-jacent (*niveau 9*) contraste avec la présence de blocs calcaires grossiers de 20 à 40 cm de grand axe, subanguleux à anguleux. La matrice beige orangée est moins présente mais est constituée de limons-sableux. Le *niveau 10* signe le retour d'une sédimentation à plus faible énergie majoritairement composée de sédiments détritiques limono-sableux orangés enveloppant des cailloutis calcaires centimétriques. Le tout est entrecoupé d'ensembles de laminations calcaires de plusieurs centimètres d'épaisseur et semblables à celles observées dans les *niveaux 5* et *7*. Ces ensembles laminés apparaissent également dans le *niveau 11*, niveau sommital de cette coupe. Ce-dernier ensemble est caractérisé par des cailloutis calcaires hétérométriques et la présence de blocs calcaires décimétriques. La matrice sablo-limoneuse est beige orangée claire. A son sommet repose des cailloutis calcaires non pris dans cette matrice et issu d'éboulis récents. Nous noterons également la présence de perforations par des lithophages dans certaines des laminations calcaires observées au sein de cette unité (**Figure 48**).

Les datations :

Sans matière organique, le paléosol est daté par prélèvement OSL et renvoie un âge de 172 000 ± 13 250 ans. Des traces potentielles de perforations lithophages observées dans les niveaux encroutés au sommet de la séquence (*niveaux 10 et 11*), bien qu'encore à confirmer par des discussions avec des spécialistes et par d'autres comparaisons, suggèrent que le niveau marin a atteint des altitudes supérieures à celles observées actuellement, impliquant ainsi une submersion du paléosol. La dernière transgression du niveau marin relatif remonte à l'Eémien (SIM 5e, entre 117 ka et 127 ka, entre + 2 et +10 m par rapport au niveau actuel, Stocchi *et al.,* 2018), ce qui est cohérent avec une datation du paléosol antérieure à cet événement (**Figure 48**).

Tableau 8. Datations OSL obtenues en collaboration avec M. Rizza pour les échantillons de Marseilleveyre

Nom échantillon laboratoire	Matériau	Equivalence avec la stratigraphie	Age OSL (ka)	Auteurs
MARS-01	Quartz	Niveau 3	172.01 ± 13.25	*Cette étude*

L'échantillonnage :

Les prélèvements sédimentologiques ont été effectués sur deux niveaux d'intérêt dont le substrat sur lequel semble s'être développé l'esquisse de sol au sein de la pédoséquence (**Figure 47.C**)

Nombre d'échantillons	
Sédimentologie	***2***
OSL	***1***

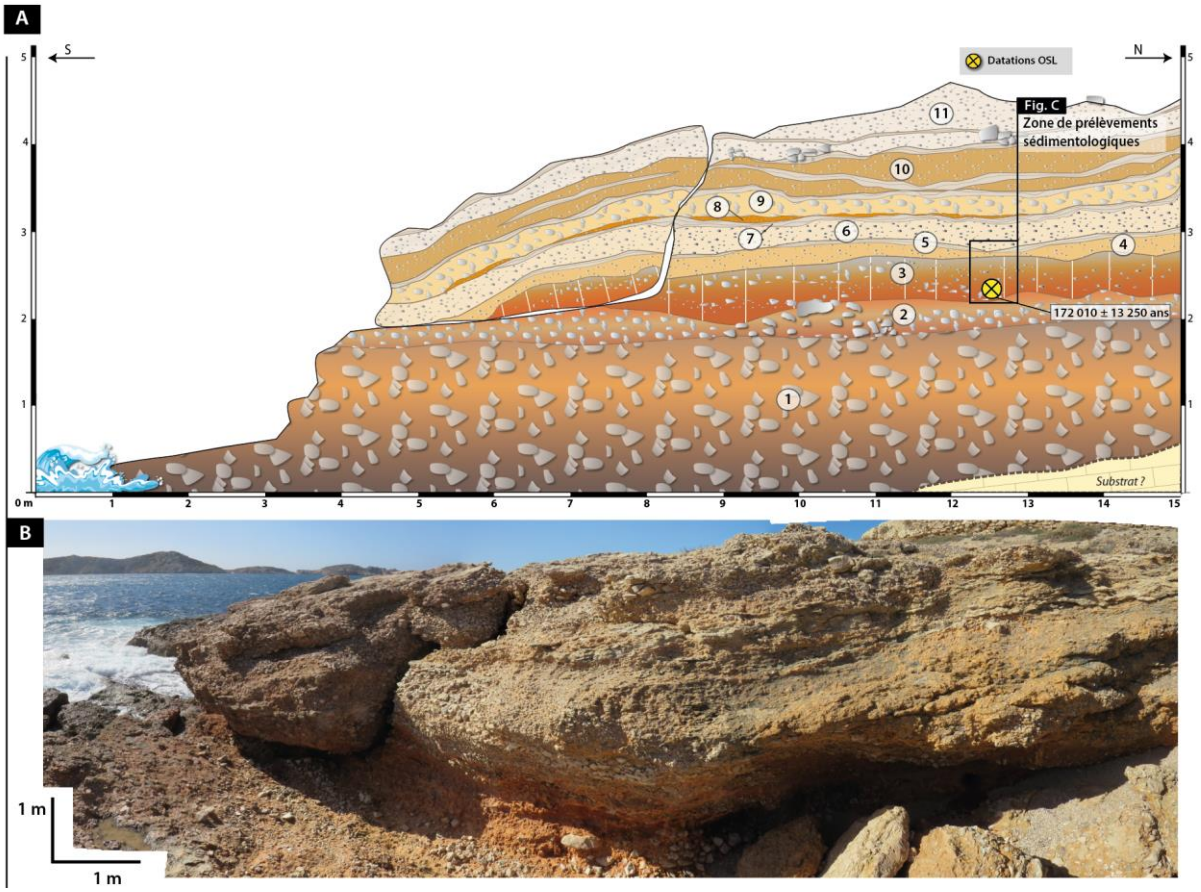


Figure 46. Coupe des canons de Marseilleveyre (Marseille, Massif des Calanques) : A) Relevé stratigraphique ; B) Vue de la coupe correspondante.

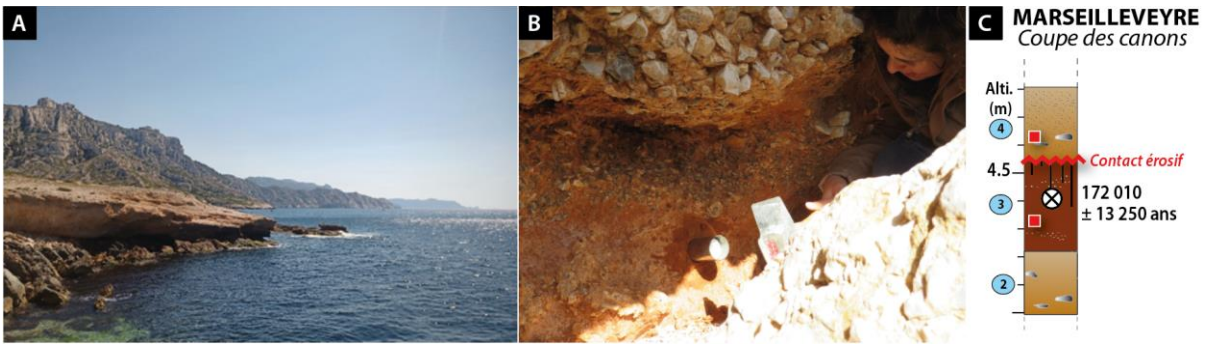


Figure 47. Vue longitudinale des dépôts quaternaires de la coupe des Canons, en bordure littorale à proximité de la calanque de Marseilleveyre ; B) Prélèvement OSL au sein du paléosol ; C) Relevé stratigraphique de la coupe des canons de Marseilleveyre à l'endroit des prélèvements. Les rectangles rouges correspondent aux prélèvements sédimentologiques et le cercle blanc correspond au prélèvement pour la datation OSL.

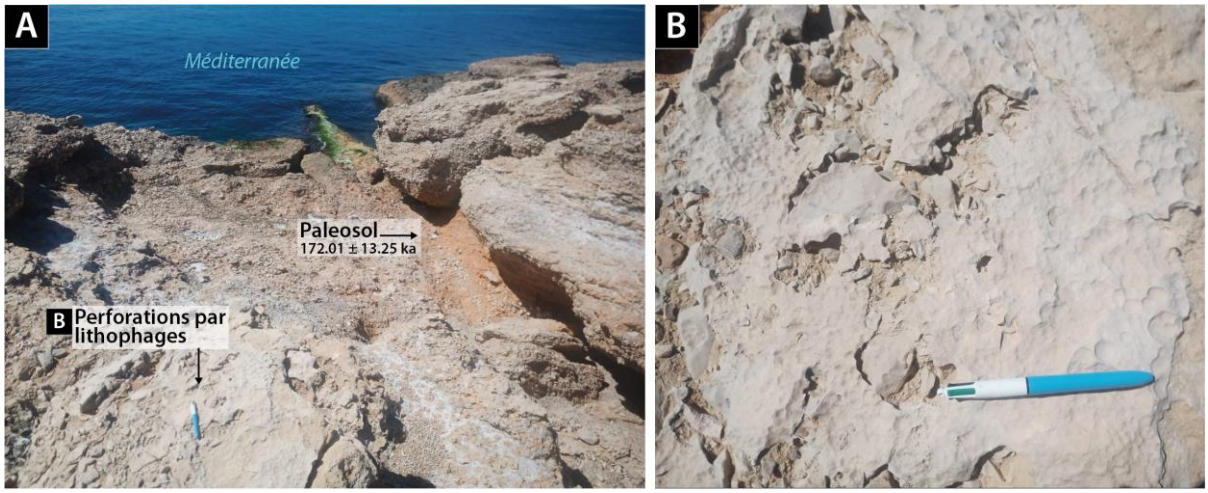


Figure 48. A) Localisation des perforations par lithophages sur les concrétionnements/croûtes calcaires au-dessus du paléosol échantillonné ; B) Vue des perforations par des lithophages sur les encroûtements calcaires.

Les résultats sédimentologiques

Les résultats des analyses sédimentologiques sont reportés en **Figure 49**.

L'horizon pédologique étudié (*niveaux 3*) est majoritairement composé d'une fraction limoneuse (L = 89,6 %, S = 10,4 %). Les teintes de la matrice sédimentaire sont rouges (L =33,95 % ; a* = 18,14, b* =23,71) et s'opposent aux teintes plus claires du niveau sus-jacent (L =57,65 % ; a* = 12,91, b* =27,43). Il présente 3,76 % de MO et de faibles teneurs en carbonates comparées au *niveau 4* avec 5,1 % contre 56,30 %. Sa composition élémentaire indique 17 % de Si, 2,4 % de Ca, 5.4 % de Al, 2.51 % de Fe, 1.13 % de K et 0.32 % de Ti. La différence est ainsi marquée avec le *niveau 4*, plus riche en carbonates et présentant ainsi des valeurs plus élevées en Ca (18,54%) et plus faibles en Si (5,77%), Al (2,15%), Fe (0,75%), K (0,26 %) et Ti (0,10%). On notera dans les deux cas la présence de fortes teneurs en Mg avec presque 2 % pour le paléosol (*niveau 3*) et 2,8 % pour le *niveau 4*. Parmi les éléments traces, nous notons dans les deux cas une forte présence de S avec plusieurs milliers de ppm (4358 et 3651 ppm pour les *niveaux 3* et *4* respectivement) et environ 250 ppm de P dans les deux cas. Les principales différences résident dans de fortes teneurs en Mn (943 ppm), en Zr (219 ppm) pour le paléosol contre seulement 81 ppm de Mn et 58 ppm de Zr pour le niveau sus-jacent, où l'on note également de fortes teneurs en Cr (112 ppm) et en Sr (168 ppm). Pour le paléosol, quelques dizaines de ppm sont détectés pour les éléments suivants : Ni, Cu, Zn, As, Rb, Sr, Y, Nb, Mo, Pb et Th. Pour le niveau supérieur, les éléments traces sont moins diversifiés : Zn, Rb, Zr et Bi.

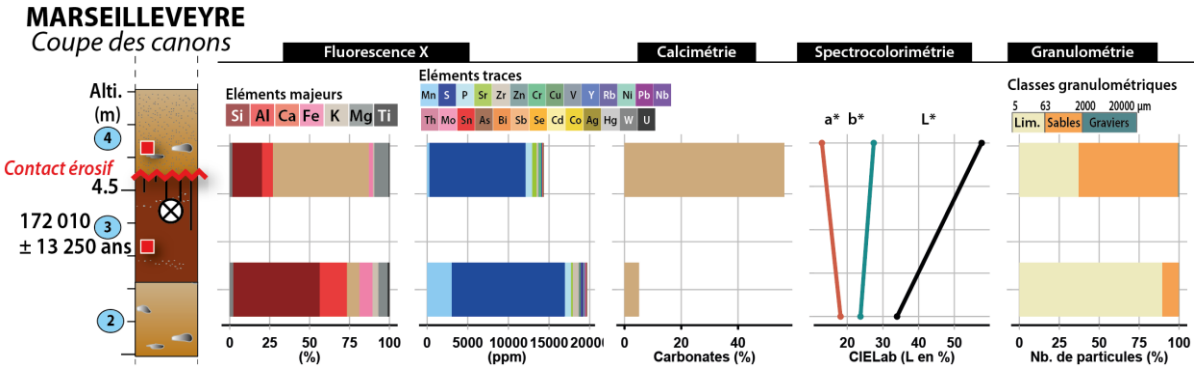


Figure 49. Diagramme des résultats sédimentologiques obtenus sur la coupe des Canons de Marseilleveyre (Marseille, Calanques).

4.3. Les formations du Pléistocène Supérieur

Un plus grand nombre de sites attribués au Pléistocène supérieurs a donc été intégré dans cette étude car composent la période ciblée. Les sites et les résultats associés sont présentés en fonction des chronologies associées.

4.3.1. Le site de Bérigoule (Murs, Monts de Vaucluse)

Le site de Bérigoule (560 m) est localisé au débouché du vallon de la Peyrière qui incise la large formation de calcaires bédouliens (Crétacé Inférieur) à 2.5 km à l'est de Murs. Le site est connu dans la littérature pour les nombreux silex Moustériens découverts dans deux horizons de sols distincts à la base d'un cône en 1988 et fouillés par J. Jaubert, P.-J. Texier et J.-P. Brugal entre 1988 et 1991 (Jaubert, 1990). Les datations par thermoluminescence sur les deux séries de silex attribuent une moyenne d'âge de 80 ± 6 ka pour le niveau supérieur et 75 ± 8 ka pour le niveau inférieur (notons qu'il y a inversion, mais que les marges d'erreurs statistiques montrent finalement un recoupement qui ne permet pas de les distinguer statistiquement dans le temps, bien qu'ils soient séparés d'un mètre de sédiments) (Richter *et al.,* 2007).

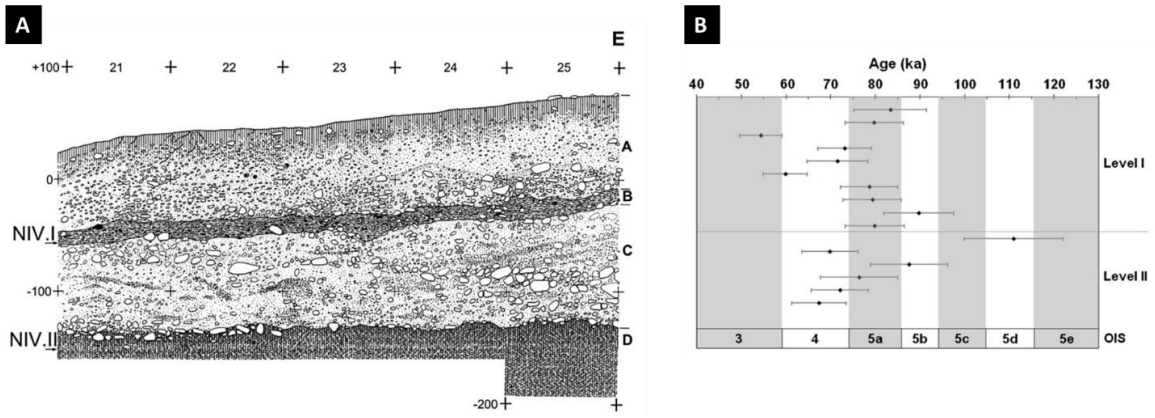


Figure 50. A) Profil principal de Bérigoule, orientation est-ouest : à sa base, la couche E (non illustrée) se compose de débris de pente stériles et d'argile, le niveau D (niveau II, moustérien) sus-jacent est un niveau pédogénéisé constituée d'argile brun-rouge scellé par la couche C, en contact érosif principalement constituée de débris de pente stériles. Sur ces dépôts s'est développé un second horizon pédologique constitué de limons-argileux brun-rouge (niveau B ou I, moustérien) également scellé par des débris de pentes dépourvus d'artéfacts archéologiques (par J. Jaubert et J.P. Brugal, d'après Richter *et al.,* 2007). B) Résultats des datations thermoluminescence réalisées sur les silex provenant des niveaux moustériens I (80 ± 6 ka) et II (75 ± 8 ka) (Richter *et al.,* 2007).

La coupe du site archéologique n'étant plus accessible (murée), l'étude s'est portée sur deux coupes voisines localisées dans une ancienne carrière de dépôts colluviaux à environ 30 m au NE (Bérigoule I, GPS : 43°58.844' N, 5°15.145' E ; 583 m alt.) et SE (Bérigoule II, GPS : 43°58.822' N, 5°15.144' E ; 570 m alt.). Le raccordement stratigraphique par rapport à la coupe archéologique a été effectué par géomorphologie relative (**Figure 51.B**).

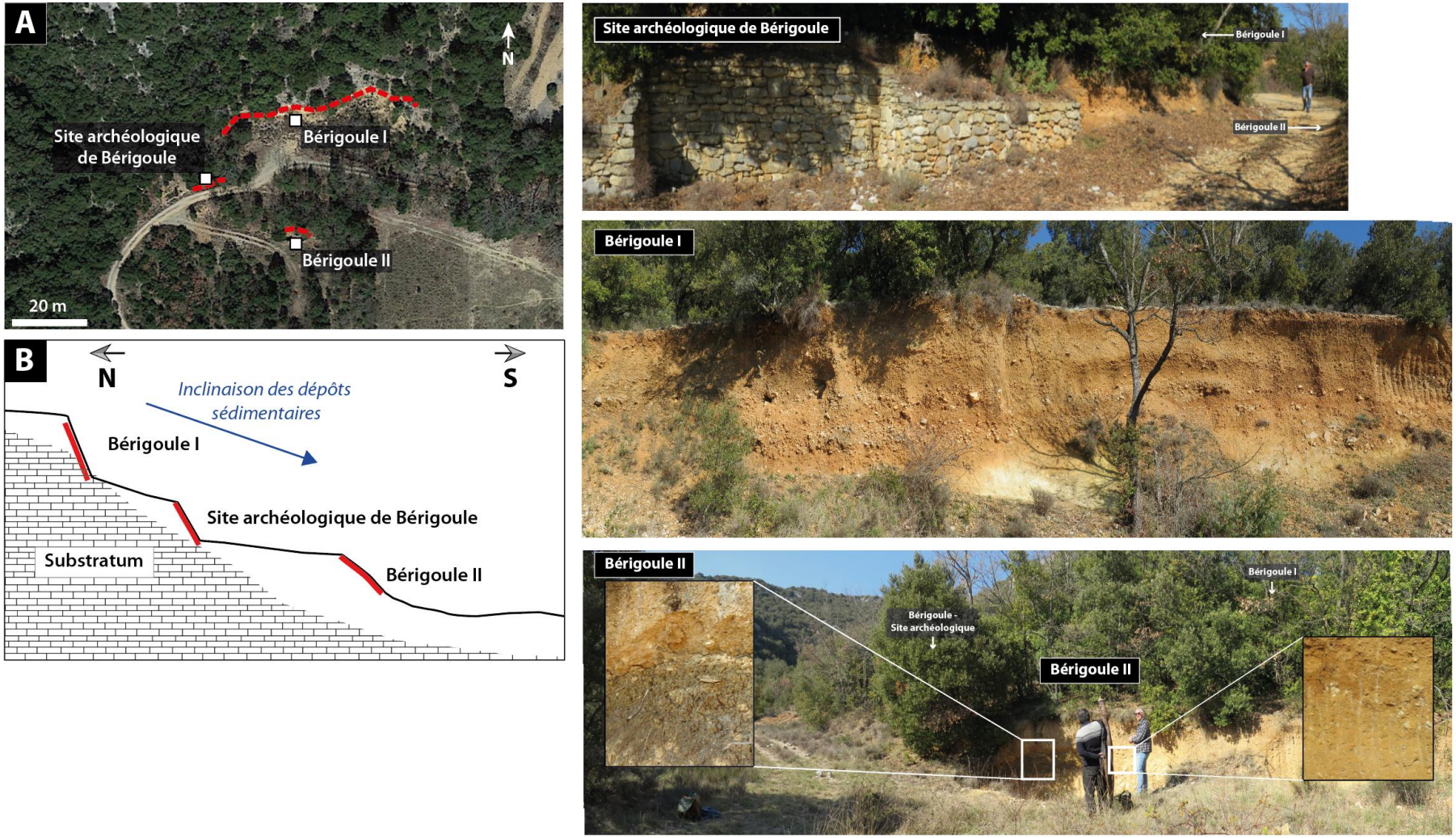


Figure 51. A) Vue zoomée de la gravière et photographies la localisation des coupes étudiées (fond : GoogleEarth) ; B) Schéma en coupe N-S de la position altitudinale des coupes les unes par rapport aux autres en rouge et vues actuelles des coupes (*de haut en bas*) : site archéologique de Bérigoule aujourd'hui muré correspondant à la Figure 50, la coupe Bérigoule I et la coupe Bérigoule II échantillonnées dans la cadre de cette étude.

Coupe Bérigoule I

Stratigraphie et échantillonnage

Les différents niveaux de la coupe Bérigoule I (Figure 52).

La base de la coupe révèle un niveau discontinu de substrat calcaire très friable (*niveau 1*). Cette roche, presque entièrement déstructurée, présente un aspect blanchâtre, possiblement dû à l'altération par la pédogenèse sus-jacente. Vient ensuite un horizon pédologique argilo-limoneux orangé (*niveau 2*), épais de 40 à 50 cm. Il s'est développé directement sur le substrat calcaire, comme en témoigne la transition graduelle du blanc-jaune de la roche à l'orangé du sommet de l'horizon. On y observe quelques cailloutis calcaires allongés d'environ 5 cm de long. Au-dessus, le *niveau 3* est composé d'une nappe de blocs sub-anguleux à sub-émoussés (15 à 20 cm de diamètre en moyenne). Ils sont pris dans une matrice brun orangé similaire à celle du niveau sous-jacent. Un second horizon pédologique limoneux (*niveau 4*), moins développé (15 à 20 cm d'épaisseur), lui succède. De couleur orange-brun foncé, il contient quelques cailloutis calcaires sub-anguleux centimétriques. Vient ensuite une nappe de blocs et de cailloutis hétérométriques (*niveau 5*) en contact érosif avec le niveau précédent. Les blocs sont particulièrement grossiers (environ 50 cm de diamètre). La matrice est limono-argileuse, de couleur brun clair à orangé. Une lentille épaisse composée de cailloutis centimétriques (1 à 2 cm de diamètre) sub-anguleux à sub-émoussés s'intercale (*niveau 6*). Ces éléments grossiers sont enveloppés dans une matrice limono-sableuse brune-orangée foncée. Un ensemble uniforme de cailloutis sub-anguleux (3 à 10 cm de diamètre) et de blocs calcaires épars (15 à 20 cm de diamètre en moyenne) pris dans une matrice jaune-orangé-beige lui succède (*niveau 7*). Enfin, un sol colluvial actuel scelle la partie supérieure de la coupe (*niveau 8*).

L'échantillonnage :

Un ensemble de quatre prélèvements sédimentologiques ont été effectués sur plusieurs niveaux d'intérêt dont : le substrat calcaire altéré sur lequel s'est développé l'esquisse de sol (*niveau 1*), cette esquisse elle-même (*niveau 2*), la seconde esquisse de sol (*niveau 4*) et enfin, le niveau torrentiel érosif sus-jacent (*niveau 5*) (**Figure 52.C**).

Nombre d'échantillons	
Sédimentologie	***4***

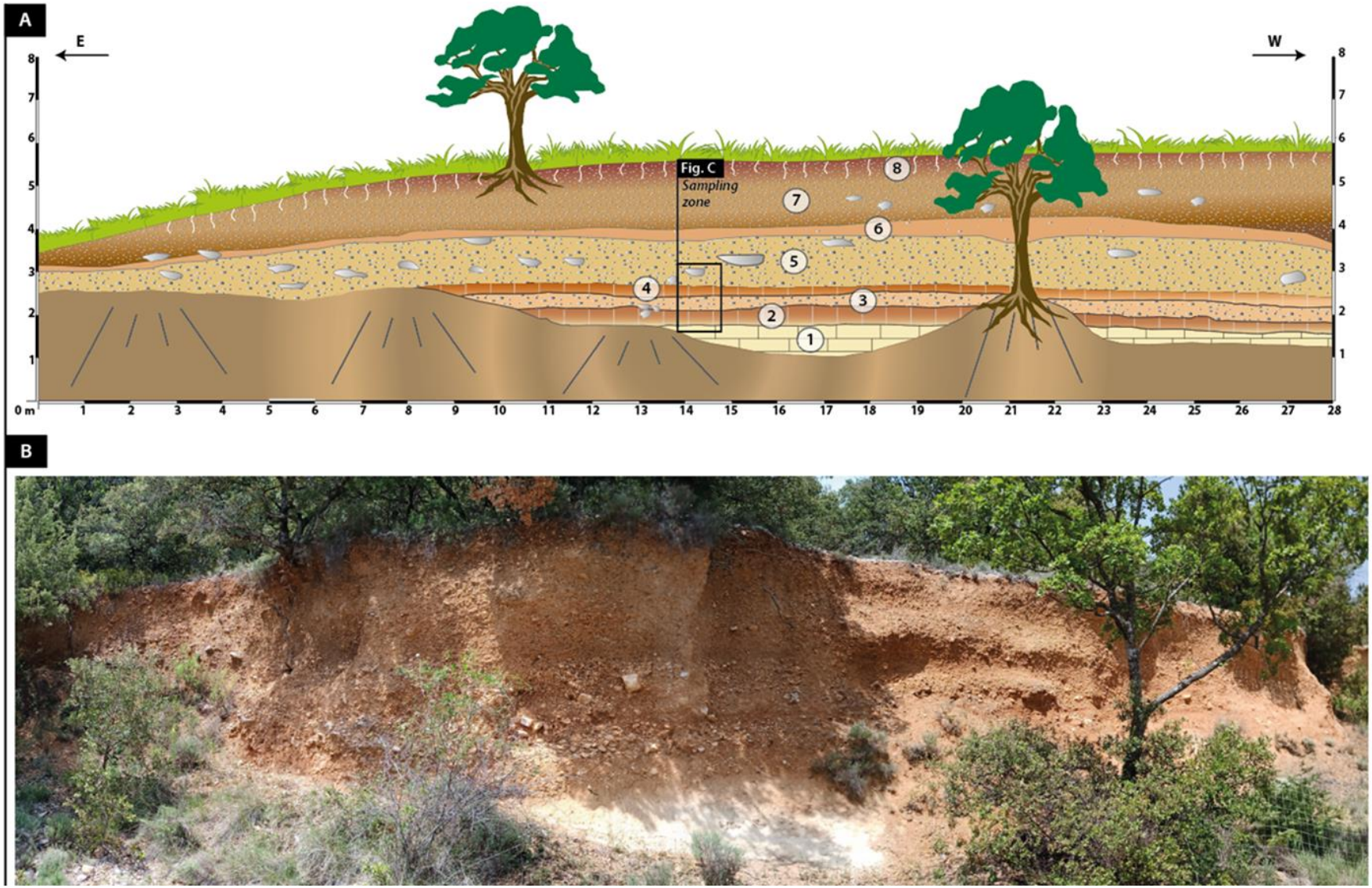


Figure 52. Coupe Bérigoule I (Murs, Monts de Vaucluse) : A) Relevé stratigraphique ; B) Vue de la coupe correspondante.

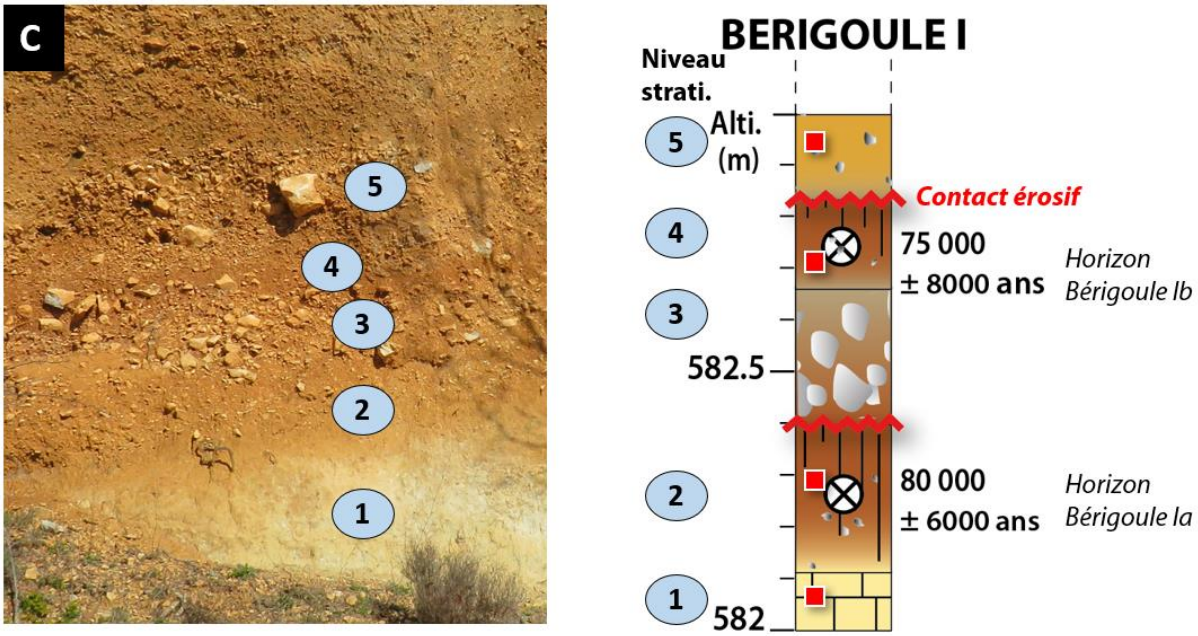


Figure 52 *(Suite).* C) Vue (*à gauche*) et relevé stratigraphique (*à droite*) de la coupe Bérigoule I à l'endroit des prélèvements. Les rectangles rouges correspondent aux prélèvements sédimentologiques et le cercle blanc correspond aux datations TL extraites de Richter *et al.,* 2007.

Les résultats sédimentologiques

Le premier ensemble pédologique (*niveau 2*) s'est développé sur un substrat calcaire altéré (friable) (*niveau 1*) reflet de la lithologie environnante. Sa matrice est jaune-beige claire (L* = 72,07 %, a* = 3,09 et b* = 18,22). Ce *niveau 1* est très riche en $CaCO_3$ (79,90 %), en Ca (26,31 %) mais pauvre en Si, Al, Fe, K et Ti avec des valeurs respectives de 2,55 % 0,94%, 0,61 %, 0,23 % et 0,08 %. Les éléments traces reflètent une faible diversité d'éléments avec seulement 269 ppm de Mn et 219 ppm de Sr. Le changement colorimétrique progressif de la matrice jaune-beige à une matrice limono-sableuse (L = 77,8 %, S = 22,1 %, G = 0,1 %) orangée-brune (L* = 36,58 %, a* = 10,65 et b* = 20,03) à cailloutis calcaires d'environ 5 cm de grand axe et de forme élongée, constitue le premier niveau pédogénéisé de la séquence (*niveau 2*). Ce niveau de près de 40 à 50 cm d'épaisseur possède 3,83 % de MO et près de trois fois moins de $CaCO_3$ (21,5 %) et de Ca (9,21%). A l'inverse, on note une nette augmentation en Si (15 ,77%), Al (5,64 %), Fe (3,20 %), K (1,03 %) et Ti (0,38) ainsi qu'une plus grande abondance d'éléments traces avec 832 ppm de Mn, 309 ppm de S, 246 ppm de P, 172 ppm de Zr. Erodant le sommet de cette esquisse de sol, une nappe de blocs sub-anguleux à sub-émoussés de 15 à 20 cm de grand axe en moyenne et pris dans une matrice brun orangé de couleur similaire au niveau sous-jacent, constitue le matériel parent (*niveau 3*) d'un second niveau pédogénéisé (*niveau 4*). Ce niveau limono-sableux (L =75,5 %, S = 24,5 %), de 15 à 20 cm d'épaisseur présente quelques cailloutis calcaires sub-anguleux à anguleux. Ses propriétés colorimétriques sont très proches du premier horizon de sol avec des teintes orangées brunes mais plus foncées (L* = 39,16 %, a* = 10,94 et b* = 20,24). Sa composition est également semblable avec des valeurs de MO (3,72 %), de $CaCO_3$ (18,10 %) et Ca (8,83 %) relativement similaires mais légèrement plus faibles, et des teneurs en Si (18,94 %), Al (6,69 %), Fe

(3,31 %), K (1,11%) et Ti (0,35 %) légèrement plus élevées mais toutefois très proches. Les éléments traces sont semblables avec la présence de Mn (758 ppm), P (525 ppm), S (268 ppm), Zr (203) et Cr (116 ppm). Le sommet de cette seconde esquisse de sol est également érodé à son sommet par une nappe de blocs (environ 50 cm de grand axe) et de cailloutis hétérométriques enveloppés dans une matrice sablo-limoneuse (L = 37,0 %, S = 62,4 %, G = 0,6 %) (*niveau 5*). La couleur de cette matrice qui remanie en partie les éléments matriciels sous-jacents et hérite également de teintes colorimétriques équivalentes à celles de l'esquisse de sol sous-jacent (*niveau 4*) (L* = 44,82 %, a* = 10,78 et b* = 22,28). On note un enrichissement en carbonates (34,40 %) et en Ca (11,44 %) et une légère diminution en Si (17,03 %), Al (6,24 %) ; Fe (3,21 %), K (0,96 %) et Ti (0,38 %). La même diversité en éléments traces est observées mais avec des teneurs plus faibles (*e.g.* : Mn : 720 ppm ; P : 304 ppm ; S : 250 ppm, Zr : 164 ppm) (**Figure 53**).

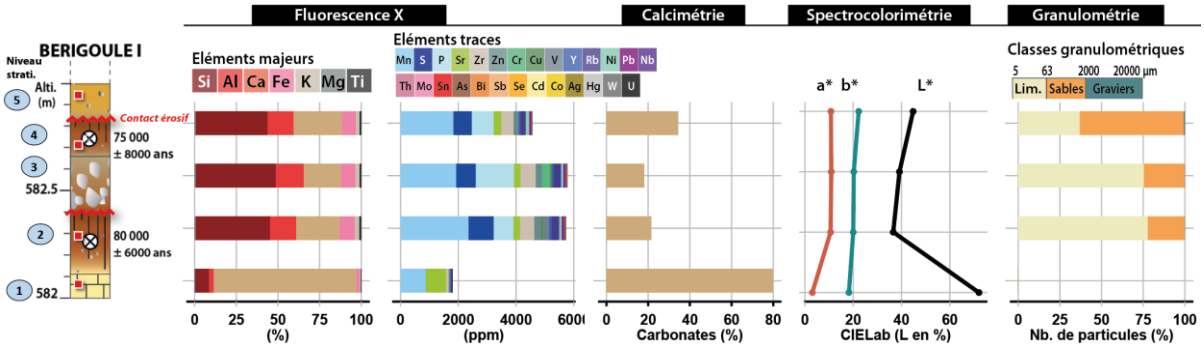


Figure 53. Diagramme des résultats sédimentologiques obtenus sur la séquence de Bérigoule I (Murs, Monts de Vaucluse).

Coupe de Bérigoule II

Stratigraphie et échantillonnage

Description stratigraphique de la coupe Bérigoule II (Figure 54) :

La base de la coupe (*niveau 1*) présente un niveau de cailloutis élongés, anguleux à sub-anguleux, mesurant 0,5 à 5 cm de long. Leur orientation homogène suggère un pendage vers l'aval, perpendiculaire à la coupe, caractéristique d'une potentielle dynamique torrentielle. La matrice enveloppante présente un gradient colorimétrique, passant d'un jaune-beige clair à la base à un brun gris au sommet. Au-dessus de ce niveau se développe un horizon pédogénéisé brun noir (BER 21_07, BER 21_06b, BER 21_06a), épais de 15 à 20 cm, épousant le pendage du niveau sous-jacent. Sa matrice argileuse à débit polyédrique englobe quelques lentilles caillouteuses similaires à celles du niveau inférieur. Ce niveau se subdivise en trois sous-unités, témoins du processus de pédogenèse dont un front d'altération d'abord marqué par la présence de cailloutis altérés de moins en moins nombreux vers le sommet. Un horizon brun-rouge foncé (*niveau 2a*) entrecoupé de lentilles caillouteuses, avec des tâches de manganèse et des traces de bioturbations (quelques racines actuelles). On y trouve également des silex et des fragments de cailloutis calcaires. Un horizon similaire au précédent (*niveau 2b*), mais présentant une couleur gris-vert-marron olive. Son sommet est tronqué par un contact érosif. Une nappe érosive (*niveau 3*) recouvre cet ensemble. Elle est constituée de blocs calcaires grossiers, émoussés à sub-anguleux, mesurant de 15 à 70 cm de diamètre, ainsi que de cailloutis calcaires millimétriques à centimétriques, sub-émoussés à sub-anguleux. La matrice est limoneuse, de couleur jaune-beige orangée. Vient ensuite une nappe de cailloutis anguleux à sub-anguleux, hétérométriques, "hachés menus", s'étendant sur environ 1 m d'épaisseur (*niveau 4*). La matrice est limono-sableuse, orangée beige. Contrairement au niveau de base, aucun litage ou pendage n'est visible dans ce niveau, suggérant un processus de colluvionnement sec. Des racines actuelles sont présentes. Enfin, le sommet de la coupe est marqué par un sol actuel colluvial, épais de 20 à 30 cm (*niveau 5*).

L'échantillonnage :

Les prélèvements ont été effectués dans le niveau sous-jacent (*niveau 1*), au sein de l'horizon, à la base de l'esquisse de sol (*niveau 2a*) et au sommet de celui-ci (*niveau 2b*) et dans le niveau sus-jacent qui érode le sommet de l'esquisse du sol (*niveau 4*) (**Figure 54**).

Nombre d'échantillons	
Sédimentologie	***4***

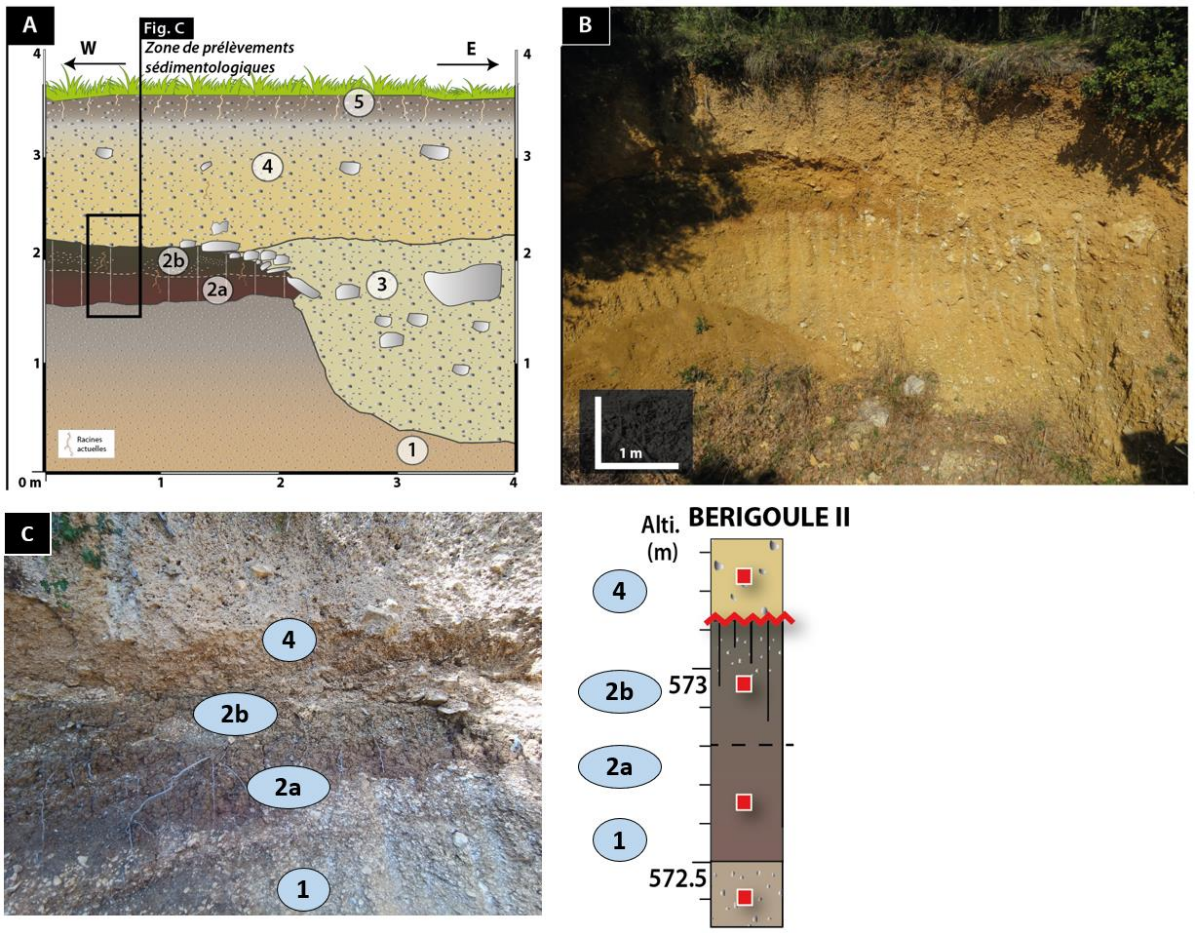


Figure 54. Coupe Bérigoule II (Murs, Monts de Vaucluse) : A) Relevé stratigraphique ; B) Vue de la coupe correspondante ; C) Vue (*à gauche*) et relevé stratigraphique (*à droite*) de la coupe Bérigoule II à l'endroit des prélèvements. Les rectangles rouges correspondent aux prélèvements sédimentologiques.

Les résultats sédimentologiques

La base visible de cette coupe est composée d'une nappe homogène de près de 1,50 m d'épaisseur comprenant des cailloutis élongés anguleux à sub-anguleux de 0,5 à 5 cm de grand axe et tous orientés uniformément en direction de l'aval de la pente (perpendiculaire à la coupe) suggérant une dynamique torrentielle (*niveau 1*) (**Figure 55**). La matrice sablo-limoneuse (L =40,5 %, S= 59,1 %, G= 0,4 %) de couleur jaune beige clair à sa base vire vers des teintes beige grisâtres au sommet (L* = 54,27 %, a* = 5,82 et b* = 21,44). Ce niveau est riche en $CaCO_3$ (37, 60 %) et Ca (15,53 %). Ses teneurs en Si, Al, Fe, K et Ti sont de 8,72 %, 2,49 %, 2,72 %, 0,92 % et 0,36 %. Les éléments traces indiquent une teneur élevée en S (2776 ppm), puis quelques centaines de ppm pour les éléments suivants : P (394 ppm), Sr (120 ppm) et Sr (108 ppm).

Un niveau de sol brun noir de 15 à 20 cm d'épaisseur repose sur le niveau précédent. Il est composé d'une matrice argileuse à débit polyédrique enveloppant quelques lentilles caillouteuses éparses similaires au niveau sous-jacent. Ce niveau présente 3 sous-unités liées au processus de pédogénèse : 1/ un front d'altération avec la présence de cailloutis décalcifiés et de silex, 2/ Un horizon brun-rouge foncé (L* = 42,49 %, a* = 6,98, b* = 20,34) entrecoupé de lentilles caillouteuses (à cailloutis calcaires et silex) avec des tâches

millimétriques de manganèse, traces de bioturbations (quelques racines actuelles) pris dans une matrice argilo-limoneuse (L = 97,2 %, S= 2,8 %) (*niveau 2a*). Sa composition est caractérisée par 5,89 %de MO et de faibles teneurs en CaCO3 (0,10 %) et en Ca (1,79 %). En opposition, cet horizon présente des taux de Si, Al et Fe assez élevés (20,81 %, 7,0 % et 4,18 % respectivement) et des valeurs de K et Ti légèrement plus élevées que le niveau sous-jacent (1,53 % et 0,44 %). 16 éléments traces ont été identifiés, parmi eux, Mn en grande quantité (988 ppm) et quelques centaines de ppm de S (481 ppm), P (241 ppm), Zr (189 ppm), Rb (133 ppm), Cr (129 ppm), V (119 ppm) et Zn (170 ppm). 3/ Le dernier horizon tronqué à son sommet (*niveau 2b*), possède des caractéristiques similaires à *2a* : matrice argilo-limoneuse à débit polyédrique (L = 98,1%, S = 1,9 %) mais les teintes deviennent gris-vert-marron foncé (L* = 36,59 %, a* = 10,12, b* = 20,69). On note légèrement moins de MO (5,19 %), et de faibles valeurs pour $CaCO_3$ et Ca (0,10 % et 1,79 %).

Ce dernier est érodé à son sommet par un ensemble de blocs calcaires (sub-anguleux à émoussés, de 15 à 70 cm de grand axe) et d'un cortège de cailloutis calcaires (milli- à centimétriques sub-émoussés à sub-anguleux) pris dans une matrice sablo-limoneuse (L = 43,1 %, S = 56,5 %, G = 0,4 %) et jaune-beige orangée (L* = 53,27 %, a* = 9,96, b* = 26,62) (*niveau 4*). On note une nette augmentation en carbonates (36,40 %) et en Ca (13,89 %). Ce niveau présente également 15,65 % de Si, 4,73 % de Al, 2,62 % de Fe, 1,05 % de K et 0,37 % de Ti. Les éléments traces sont très variés avec du Mn (580 ppm), P (439 ppm), S (339 ppm), Zr (166 ppm), Sr (126 ppm) et quelques dizaines de ppm de Cu, As, Ni, Rb, Pb, Th, V, Zn.

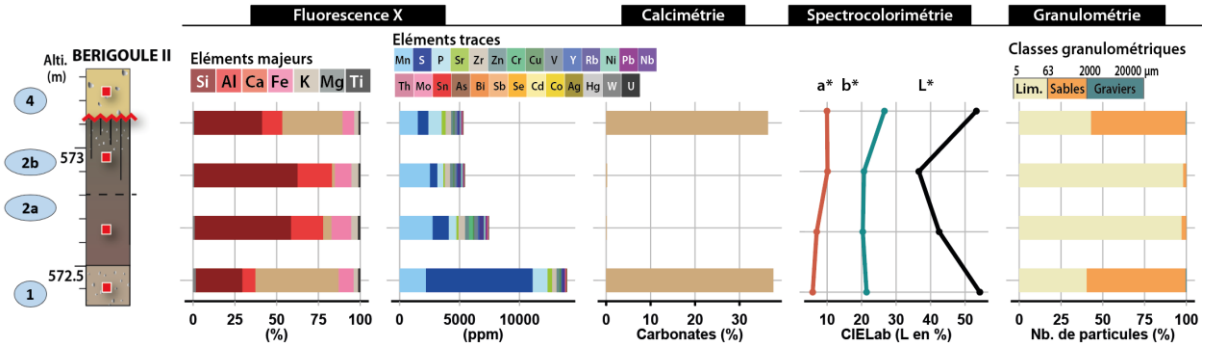


Figure 55. Diagramme des résultats sédimentologiques obtenus pour la séquence de Bérigoule II (Murs, Monts de Vaucluse).

4.3.2. Le Destet (Mouriès, Alpilles)

Stratigraphie et échantillonnage

La formation du Destet (entre 100 et 120 m d'altitude, GPS : 43°42.971' N, 4°54.049' E) est un glacis colluvial à forte composante éolienne (sables et blocs angulaires) et dynamique torrentielle (traces de ruissellement diffus) avec à sa base un horizon de sol découvert par H. Bruneton (CEREGE, AMU). Cette accumulation sédimentaire repose en contact sur des bancs calcaires lacustres du Crétacé supérieur (Maastrichtien supérieur) dans le vallon du Vaudoret entaillé par le gaudre du Destet. Longtemps exploité pour ses ressources en sables, puis comme circuit de motocross (Circuit du Vaudoret) cet emplacement fait aujourd'hui l'objet d'une réhabilitation par la Parc Naturel Régional des Alpilles mis en place depuis 2007 (Moreno, 2022).

Description stratigraphique de la coupe du Destet (Figure 56) :

Le premier ensemble constitué d'horizons pédologiques colluviaux marque la base de la coupe étudiée. Il se caractérise par la présence de cailloutis et de blocs décimétriques sub-anguleux pris dans une matrice limono-sableuse. Une évolution progressive de la couleur est observée au sein de cet ensemble passant d'un brun foncé à la base (*1a*) à un brun orangé (*1b*), puis à un orangé franc vers le sommet (*1c*), traduisant probablement une évolution des conditions pédogénétiques et/ou paléoenvironnementales. Ce dernier niveau contient un plus grand nombre de cailloutis principalement centimétriques. Le deuxième ensemble est composé d'une matrice limono-sableuse brun orange présentant un cortège de cailloutis calcaires centimétriques et de blocs calcaires décimétriques anguleux à sub-anguleux et lités. Les sables de cette matrice sont plus fins et plus abondants que ceux observés dans le *niveau 1*. Des sables limoneux beige orangé (*niveau 3*) surmontent le *niveau 2*. Le contact entre les deux étant marqué par une base érosive constituée de cailloutis centimétriques sub-anguleux faiblement lités. La matrice, de couleur orangée/beige, est donc majoritairement sableuse (sables éoliens ?) et contient quelques cailloutis calcaires sub-anguleux. On observe une évolution verticale de ces dépôts, passant d'une texture homogène à une alternance de lits sableux fins et de lits plus riches en cailloutis (graviers). Le *niveau 4* est essentiellement composé de sables éoliens gris à beige clair non lités avec plusieurs inclusions de lentilles caillouteuses et de blocs sub-anguleux à sub-émoussés éparses. Cet ensemble homogène repose en contact érosif sur le niveau sous-jacent. Enfin, le niveau sommital actuel (*niveau 5*) composé de sables potentiellement remaniés et hérités des transports gravitaires des dépôts de l'amont. De nombreux cailloutis calcaires centimétriques et sub-anguleux sont également présents. Ce niveau constitue le socle de la végétation actuelle (arbustes, herbacés) et est perturbé par divers aménagements (piste) et une pollution anthropique héritée de l'utilisation du lieu comme circuit de motocross (présence de pneus).

Les datations

Deux datations radiocarbones ont été effectuées à la base de la séquence pédogénéisée à partir de charbons préalablement identifiés par B. Talon (IMBE) (*niveaux 1a et 1b*) (**Tableau 9**). La première datation obtenue sur un charbon d'érable (*Acer sp.*), localisée à la base, attribue un début de développement compris entre 44 292 et 51 950 ans cal. BP. La seconde datation, réalisée sur un charbon de chêne sclérophylle (*Quercus* sclérophylle) dans le niveau supérieur, n'a pas pu être calibrée mais suggère un âge supérieur à 45 000 ans BP. Bien que non calibré, ce dernier résultat suggère une période de développement proche de celle indiquée par la première datation.

Tableau 9. Dates radiocarbones de la coupe du Destet calibrées à partir de la courbe IntCal20 (Reimer *et al.* 2020) à l'aide du logiciel CALIB 8.20 (Stuiver *et al.*,2005) et présentées en cal. Before Present (B.P.) à 2 σ d'intervalles.

Code laboratoire	Nom échantillon	Matériau	Equivalence avec la stratigraphie	Age ^{14}C BP	Age cal. BP (2 σ)	Auteurs
Poz-162277	DEST 22/02	Charbon (Erable, *Acer sp.*)	Niveau 1a	48 000 ± 8000	44292 - [51950]	*Cette étude*
Poz-161940	DEST 22/09	Charbon (*Quercus* sclérophylle)	Niveau 1b	> 45 000	-	*Cette étude*

L'échantillonnage :

Les cinq prélèvements pour analyses sédimentologiques ont été effectués sur trois niveaux distincts : trois échantillons ont été prélevés dans les horizons pédologiques du niveau 1, puis les deux derniers dans les niveaux sus-jacents (*niveaux 3 et 4*) (**Figure 56.D**)

Nombre d'échantillons
Sédimentologie ***5***

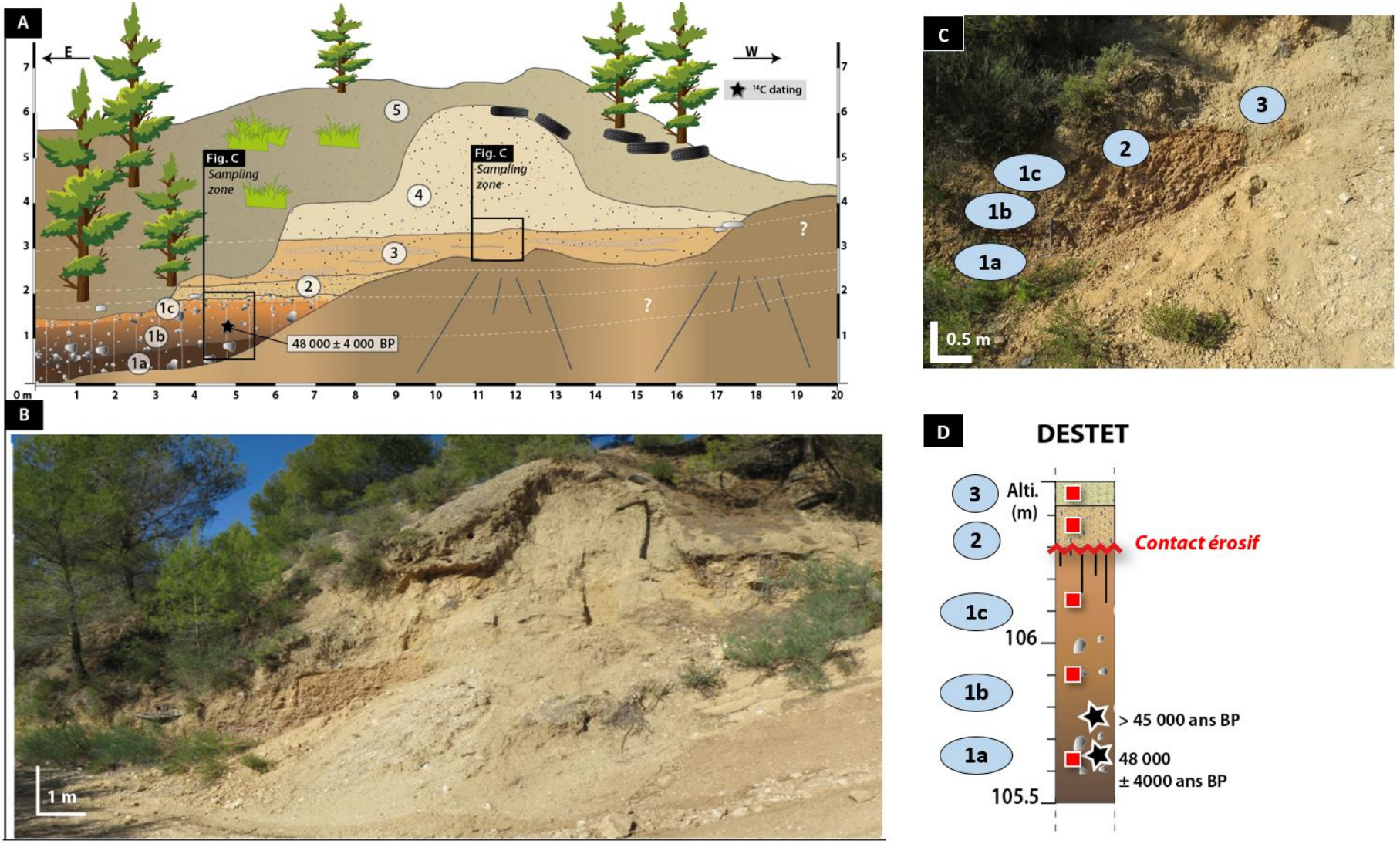


Figure 56. Coupe échantillonnée du Destet (Mouries, Alpilles) : A) Relevé stratigraphique ; B) Vue de la coupe correspondante ; C) Vue et D) relevé stratigraphique de la séquence échantillonnée du Destet. Les rectangles rouges : prélèvements sédimentologiques ; les étoiles noires : datations ^{14}C non-calibrées et inédites.

Les résultats sédimentologiques

A la base visible de la formation, un sol colluvial prélevé à 3 reprises (*niveaux 1a, 1b et 1c*) a été daté aux alentours 48 000 ans cal. BP dans le *niveau 1a* (**Tableau 9**). Ce niveau à matrice limono-sableuse (L = 62,7 %, S = 37,1, G = 0,1 % à sa base, et L = 53,1, S = 46,7 %, G = 0,3 % au sommet) a une épaisseur supérieure à 50 cm et possède également des blocs sub-anguleux à anguleux de taille décimétrique. La matrice de ce niveau est brun foncé à sa base (L* = 48,68 %, a* = 6,18 et b* = 13,74 pour *niveau 1a*) puis devient plus orangée vers le sommet (L*= 49,65 %, a*= 8,61 et b* = 20,93, *niveau 1c*). Les teneurs en MO varient également avec 2,26 % à la base (*niveau 1a*) puis 1,34 % et 1,32 % pour les *niveaux 1b* et *1c*. Les taux de $CaCO_3$ diminuent le long de ce profil en passant de 20,73 % (*niveau 1a*) à 18,70 % (*niveau 1b*) et enfin 13,07 % (*niveau 1c*). La même tendance est observée pour Ca avec 13,74 %, puis 9,16 % et enfin 6,36 %. A l'inverse, un gain progressif est observé du bas vers le haut de la pédoséquence pour Si (13,28 %, 17,11 % et 19,99 %), Al (4,20 %, 4,39 %, 5,40 %), Fe (2,52 %, 2,78 %, 2,92 %), K (0,87 %, 1,31 %, 1,40 %) et enfin Ti (0,35 %, 0,44 %, 0,41 %). Concernant les éléments traces, on note une augmentation progressive en Mn (605 ppm, 677 ppm, 864 ppm), S (de 275 ppm à 454 ppm), Zr (191 à 243 ppm), Sr (de 174 à 200 ppm). A l'inverse, la teneur en P diminue en passant de 692 ppm à 537 ppm. Les autres éléments traces représentés sous forme de quelques dizaines de ppm seulement sont possèdent des valeurs relativement similaires tout au long du profil.

En contact érosif sur le *niveau 1c*, un niveau de sables limoneux (*niveau 2*) avec des colluvions calcaires centimétriques anguleux à sub-anguleux marque un changement abrupt de sédimentation avec le niveau sous-jacent. La matrice sablo-limoneuse comprend des grains (L = 43,5 %, S = 56,5 %). Sa couleur est orangée-beige (L* = 54,04 %, a* = 7,39, b* = 22,87). On note un taux important de $CaCO_3$ (20,57 %) et 22, 80 % de Si, 11,9 % de Ca, 5,06 % de Al, 1,05 % de Fe, 0,66 % de K et 0,32 % de Ti. Les éléments traces sont moins diversifiés que la séquence pédologique sous-jacente, seulement 9 éléments chimiques détectés contre 13. On note 381 ppm de P, 311 ppm de Sr et 305 ppm de Mn.

Un bloc calcaire gris clair (L* = 59,64 %, a* = 4,17 et b*= 15,65) prélevé dans le banc de calcaires lacustres Crétacé sur lequel repose la formation a également été analysé. Il est considéré comme étant le substrat sur lequel s'est développé la séquence pédologique (*niveaux 1a à 1c*). La composition de ce niveau est de 96,10 % de $CaCO_3$, 38,11 % de Ca, et de faibles teneurs de Si, Al, Fe, K et Ti (3,45 % ,1,17 %, 0,24 %, 0,12 % et 0,13 respectivement).

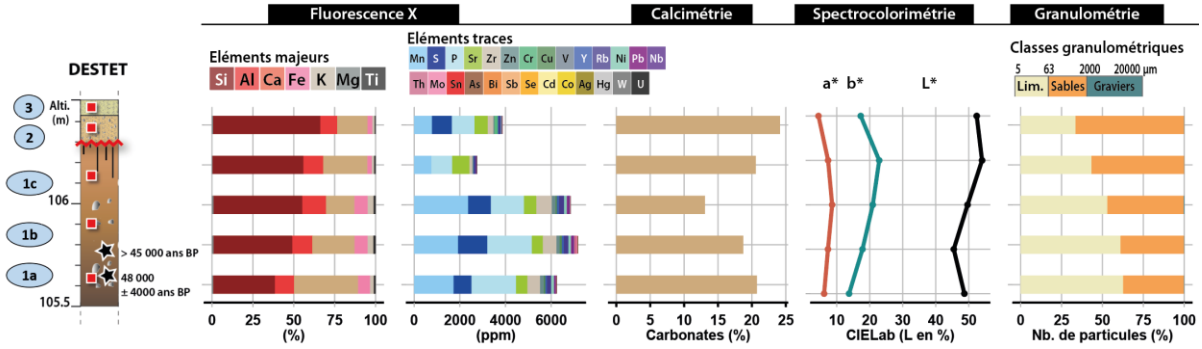


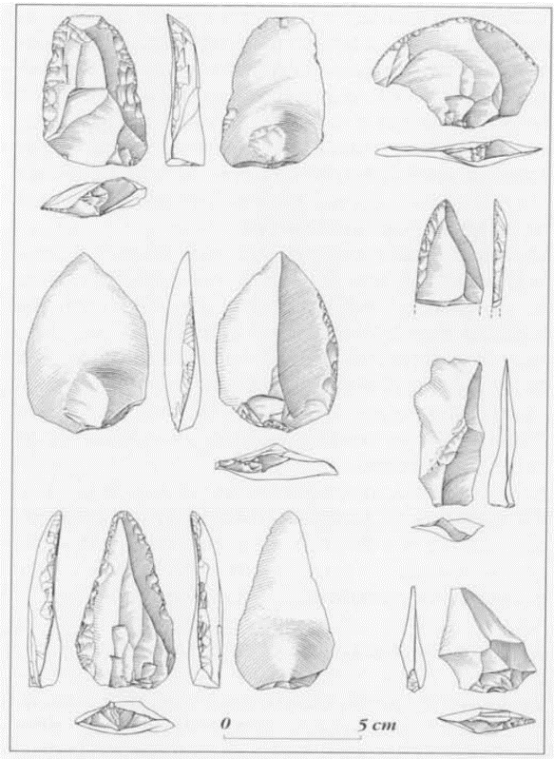
Figure 57. Diagramme des résultats sédimentologiques des échantillons de la séquence du Destet (Mouriès, Alpilles).

4.3.3. La Baume (Malaucène, Mont Ventoux)

Le site d'étude est localisé dans une ancienne gravière exploitée sporadiquement dans le vallon des Argiliers à Malaucène, entaillant deux cônes colluviaux adossés au versant nord de l'anticlinal faillé constituant la terminaison oust du chaînon du Ventoux, la Montagne de Piaud (975 m) et au sud de la dépression de la Baume. Ce cône s'est formé au débouché d'un ravin N-O incisant le calcaire urgonien. Déjà étudié pour la mise en évidence de déformations quaternaires würmiennes (Jorand, 2000 ; Dutour *et al.*, 2002), cette formation comprend des dépôts quaternaires cryoclastiques accumulés sur une épaisseur de plus de 20 m entrecoupés par deux horizons pédologiques distincts. Deux coupes comportant des horizons de sols ont été étudiées : 1/ la coupe de la Baume I (GPS : 44°10.330' N, 5°9.550' E ; 425 m) et 2/ la coupe de la Baume II (GPS : 44°10.340' N, 5°9.481' E ; 425 m).



Figure 58. Vue panoramique du glacis de la carrière de Malaucène dans le vallon des Argiliers (ou coupe de la Baume) avec les localisations des zones de prélèvements. La Baume I sur le front avant gauche de l'affleurement et La Baume II en arrière du front d'exploitation de la gravière, à droite, dans un ancien sondage.



Dans le bilan scientifique des travaux et recherches archéologiques de terrain (Buisson-Catil & P-J Texier, 1996), J. Buisson-Catil et P-J. Texier reportent la découverte d'un ensemble d'une cinquantaine de fragments de silex taillés moustériens présents dans « *un niveau argileux d'un noir intense évoquant un vertisol* » qui correspond au niveau noir étudié sur la coupe de la Baume I (*niveau 5*) dans le cadre de cette étude (P-J. Texier, *communication personnelle*) (Figure 59. Les auteurs associent cette industrie lithique au Paléolithique moyen en raison de similitudes avec la série issue du niveau I de Bérigoule à Murs (« *On constate néanmoins que cette série pourrait à priori parfaitement s'intégrer dans le niveau I de Bérigoule* »).

Figure 59. Industrie lithique moustérienne (dessin J.-G. Marcillaud) (Buisson-Catil & Texier, 1996).

Coupe de la Baume I :

Stratigraphie et échantillonnage

Les différents niveaux de la coupe de la Baume I (Figure 60) :

Le premier niveau visible à la base de la coupe (*niveau 1*) est constitué de cailloutis sub-anguleux à sub-émoussés de 0,5 à 10 cm de grand axe avec présence de blocs de 20 à 40 cm de grand axe sub-anguleux. Le tout est constitué de calcaire/roche carbonatée très friable et est pris dans une matrice orangée limono-sableuse. Le faible litage ainsi que l'aspect anguleux du matériel grossier indiquent un apport majoritairement colluvial et/ou à faible distance depuis la source. Des traces de transports torrentiels sont traduits par la présence de lentilles de cailloutis sub-émoussés dans cette unité. Au-dessus, un ensemble à blocs et cailloutis majoritairement calcaires sub-anguleux à sub-émoussés respectivement de 10 cm à 20-30 cm de grand axe et de 1 à 5 cm de grand axe pris dans une matrice sédimentaire beige-orangée plus claire que l'unité 1 composent le *niveau 2*. Ce niveau présente des traces de précipitation secondaires des carbonates qui tend à éclaircir la matrice limono-sableuse qui enveloppe les cailloutis. Une transition colorimétrique progressive vers un niveau pédogénéisé à matrice argilo-limoneuse de couleur brun-rouge enveloppant des cailloutis anguleux à sub-anguleux en grand nombre (plus de matériel grossier) mais de plus petite taille (0,5 à 10 cm de grand axe) constitue le *niveau 3*. On y note la présence de charbons milli- à centimétriques. Ce faciès constitue un niveau repère sur l'ensemble de la coupe mais semble plus épais (plus développé ?) et plus colluvial sur la gauche de la coupe (30 cm d'épaisseur contre 50 cm).
En contact érosif, le *niveau 4* regroupe un ensemble de blocs sub-anguleux très grossiers de 15 à 40 cm de grand axe pris dans une matrice limono-argileuse grise-beige. Le second niveau pédologique (*niveau 5*) à matrice argileuse brune-noire à débit polyédrique enveloppe quelques blocs sub-anguleux de 15 cm de grand axe en moyenne à son sommet. Ce niveau présente une multitude de charbons millimétriques.
En contact érosif repose une nappe de blocs sub-émoussés à sub-anguleux grossiers de 20 à 35 cm de grand axe (*niveau 6*). Ces blocs sont pris à leur base dans une matrice limono-argileuse remaniant le sommet de l'horizon pédologique (*niveau 5*) de teinte brun foncé. Au sommet du niveau, la matrice devient limono-sableuse (sédiments éoliens ?) de couleur orange-gris-beige. Une esquille d'os de mammifère type capriné (*com. pers.* : P. Magniez et P. Fernandez, LAMPEA) a été retrouvée dans le sommet de ce niveau.
Le *niveau 7* est composé d'une nappe de cailloutis lités de 1 cm à 10 cm de grand axe pris dans une matrice grise-beige jaunâtre scellant la partie sommitale de la coupe. Sa surface d'abandon témoigne de la formation d'une ancienne terrasse suspendue déconnectée du reste de la coupe.
Le *niveau 8* correspond au sol colluvial actuel.

Les datations

Un ensemble de quatre datations radiocarbones sur charbons a été obtenu sur cette séquence et sont reportés dans le Tableau 10. L'analyse anthracologique des charbons effectués par B. Talon (IMBE) n'a permis l'identification que de deux échantillons parmi cet ensemble. Malgré deux tentatives de datations sur deux charbons dont l'un clairement identifié comme étant du chêne sclérophylle, les mesures n'ont fourni que deux bornes inférieures attribuant la première esquisse de sol (*niveau 3*) comme étant au moins plus ancienne que 48 et 47 000 ans BP. La seconde esquisse de sol (*niveau 5*) a pu être datée plus précisément, aux alentours de 43 350 ans cal. BP grâce à un charbon en position primaire. Toutefois, une incohérence stratigraphique apparaît avec la datation du niveau détritique sous-jacent (*niveau 6*), qui indique un âge supérieur à 45 000 ans BP, donc au moins plus vieux que le *niveau 5*. Cette inversion chronologique pourrait s'expliquer par un remaniement des charbons dans ce niveau, comme le suggèrent le mélange d'espèces végétales identifiées et le caractère remanié du faciès. La datation du *niveau 6* doit donc être considérée avec prudence.

Tableau 10. Dates radiocarbones de la coupe de la Baume I calibrées à partir de la courbe IntCal20 (Reimer *et al.* 2020) à l'aide du logiciel CALIB 8.20 (Stuiver *et al.*,2005) et présentées en cal. Before Present (B.P.) à 2 σ d'intervalles.

Code laboratoire	Nom échantillon	Matériau	Equivalence avec la stratigraphie	Age ^{14}C BP	Age cal. BP (2 σ)	Auteurs
Poz-139369	ARGI 21/01	Charbons (mixte de conifère gymnosperme et d'angiosperme)	Niveau 6	> 45 000	-	*Cette étude*
Poz-139370	ARGI 21/07	Charbon	Niveau 5	40 000 ± 2000	40793 - 46707-	*Cette étude*
Poz-138896	ARGI 21/11	Charbon	Niveau 3	> 47 000	-	*Cette étude*
Poz-161941	ARGI 22/03	Charbon (*Quercus* sclérophylle)	Niveau 3	> 48 000	-	*Cette étude*

L'échantillonnage :

Les prélèvements ont été effectués sur quatre niveaux d'intérêts (**Figure 60.C**) :

Nombre d'échantillons
Sédimentologie ***4***

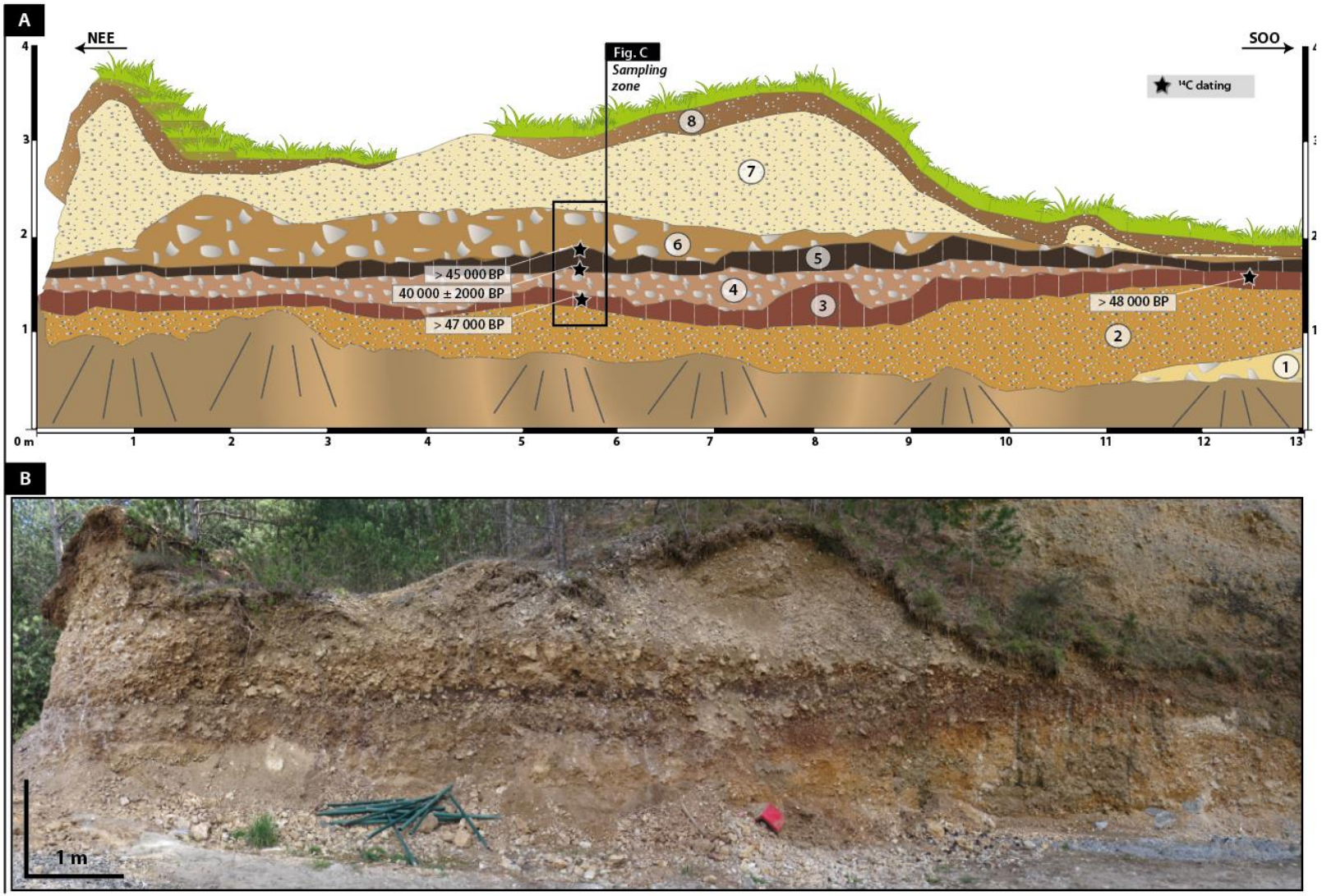


Figure 60. Partie latérale NEE du cône échantillonné et constituant la coupe de la Baume I (Malaucène, Mont-Ventoux) : A) Relevé stratigraphique ; B) Vue de la coupe correspondante (Sampling zone : Zone de prélèvements sédimentologiques, les étoiles noires correspondent aux datations ^{14}C effectuées dans le cadre de cette étude).

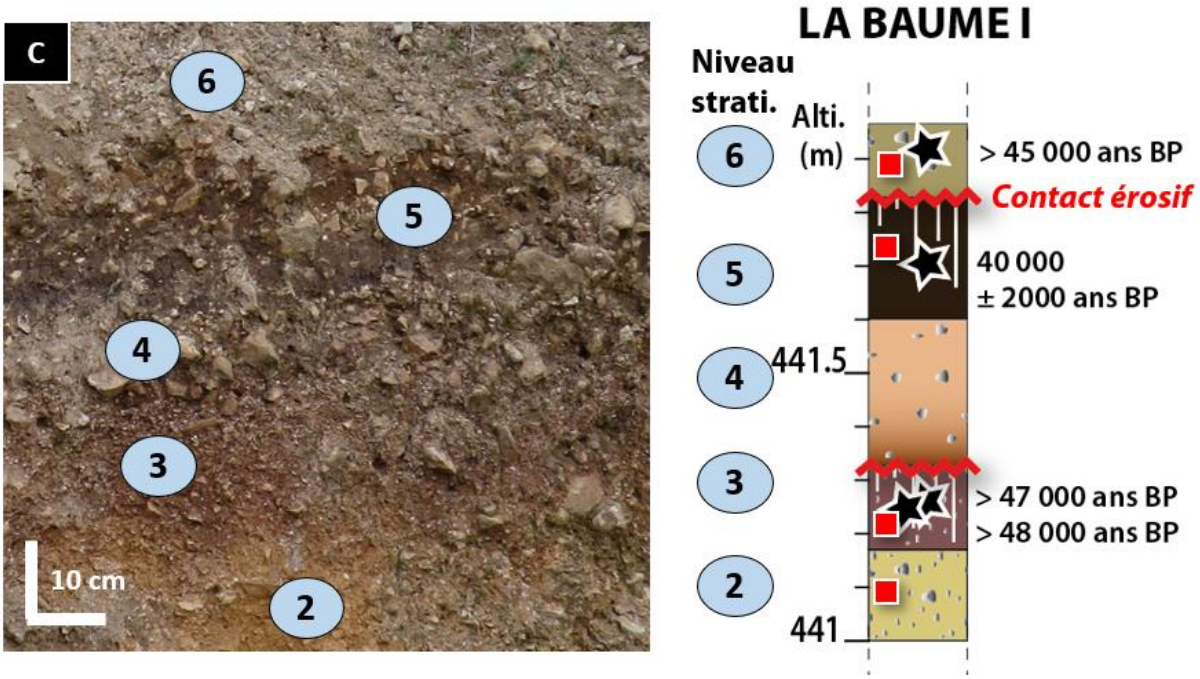


Figure 60 (*Suite*). C) Vue (*à gauche*) et relevé stratigraphique (*à droite*) de la coupe de la Baume I à l'endroit des prélèvements. Les rectangles rouges correspondent aux prélèvements sédimentologiques et les étoiles noires correspondent aux datations ^{14}C effectuées dans le cadre de cette étude.

Les résultats sédimentologiques

Le premier paléosol (*niveau 3*) repose sur un niveau à blocs grossiers sub-anguleux (*niveau 2*) (10 à 30 cm de diamètre) dont la matrice orangée-beige (L*= 56,20 %, a*=11,51, b*= 27 ,22) et sablo-limoneuse est composée de 33,09 % de limons (L), 66,44 % de sables (S) et 0,48% de graviers (G). Ce niveau contient 57,20 % de $CaCO_3$. Les résultats des analyses élémentaires semi-quantitatives indiquent des valeurs élevées de Ca (15,71%) et de Si (13,34 %), puis 3,74 % de Al, 2,02 % de Fe et moins de 1% de K (0,56 %) et Ti (0,30 %). Les éléments traces détectés sont P (845 ppm), Mn (265 ppm), Sr (138 ppm) et moins de 100 ppm pour V, Zr, Zn, Ni, Rb, Cu, Pb, Y, et As.

L'esquisse de paléosol (*niveau 3*) possède une matrice argilo-limoneuse (L= 28,58%, S = 69,91 %, G =1,51%) brune-rouge (L = 40,48 % ; a* = 8,60 et b* =16,28) enveloppant des cailloutis anguleux à sub anguleux de 0,5 à 10 cm de grand axe et est érodé en surface par un ensemble limono argileux gris-beige à blocs anguleux de 15 à 40 cm de grand axe. Le *niveau 3* contient des charbons d'essences ligneuses dont un identifié comme appartenant à un chêne vert (*Quercus* sclérophylle*)*. Les datations obtenues sur d'autres charbons de cette unité donnent un âge supérieur à 47 000 BP (Poz-138896). Ce premier faciès pédogénéisé constitue un niveau repère sur l'ensemble de la coupe de la carrière (~ 75 m de long selon un axe SE-NO). Sa teneur en MO est de l'ordre de 3,9 % et sa teneur en carbonates est de 20,30 %. Les mesures élémentaires indiquent une composition majeure en Si (15,9%), puis, 7,78 % de Ca, 4,61 % d'Al, 3,69 % de Fe, 0,7 % de K et 0,36 % de Ti. Les éléments traces montrent un signal élevé de Mn (1270 ppm) et P (545 ppm), puis 164, 158 et 107 ppm de Zr, Zn et Sr respectivement puis moins de 100 ppm pour V, Rb, Th, Y, Pb, Ni, Nb, Mo, Cu, As.

La seconde esquisse de sol (*niveau 5*) repose sur la formation qui a érodé le premier paléosol. Elle est constituée d'une matrice brune-noire (L* = 33,33%, a* = 6,54, b* =13,17) argilo-limoneuse à débit polyédrique (L = 98,74 %, S= 1,26 %) érodée à son sommet par des blocs sub-anguleux d'environ 15 cm de grand axe. De nombreux charbons millimétriques identifiés comme des conifères sont présents et certains ont été datés à 40 000 ± 2000 BP (Poz-139370, *inédit*) et supérieur à 45 000 BP (Poz-139369, *inédit*), à la base et au sommet du paleosol respectivement. La teneur en MO est de 6,87 % et sa teneur en carbonates est de 2,80 %. Les résultats élémentaires semi-quantitatifs indiquent des valeurs élevées en Si (21,77%), Al (7,22%), Fe (4,33) et plus faibles en Ca (2,79%), K (1,11%) et Ti (0,43%). Les éléments traces indiquent des valeurs élevées en P (1235 ppm), en Mn (1085 ppm) et en S (536 ppm) puis, 179, 162 et 147 ppm pour Zn, Zr, Cr et enfin, moins de 100 ppm pour As, Cu, Ni, Pb, Sr, V, Y, Zn, Y, Rb, Nb, Mo, Cu.

En contact érosif, on retrouve une nappe caillouteuse à forte composante éolienne présentant une matrice limono-sableuse (L = 88,5 %, S = 11,5 %) de couleur beige clair (L* = 58,67 %, a* = 8,15, b*=22,06) (*niveau 6*). Ce niveau contient 48,8 % de $CaCO_3$ et les analyses élémentaires indiquent 21,43 % de Ca, 10,55 % de Si, 2,45 % d'Al, 1,13 % de Fe, 0,26 % de K et 0,16 % de Ti. Les éléments traces majoritaires détectés sont P, Mn et Sr (avec 514, 372, 137 ppm) puis minoritairement (avec moins de 100 ppm) on retrouve As, Nb, Rb, Y et Zn, Zr.

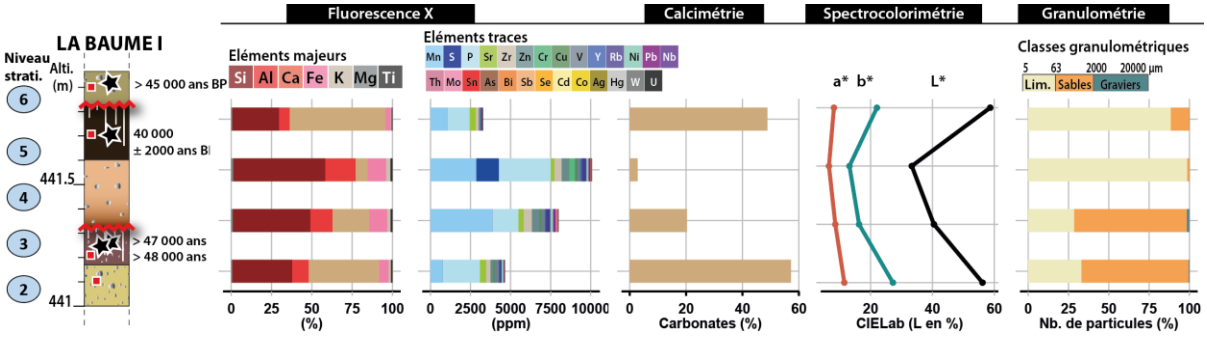


Figure 61. Diagramme des résultats sédimentologiques de la séquence étudiée de la Baume I (Malaucène, Mont-Ventoux).

Coupe de la Baume II :

A 150 m à l'ouest, une seconde carrière entaillée dans la formation à la base du glacis de la carrière précédente présente deux horizons pédogénéisés. Ces horizons n'ont pas fait l'objet de nouvelles datations, mais semblent appartenir à des ensembles déconnectés par rapport aux horizons précédemment décris (Jorand, 2000).

Stratigraphie et échantillonnage

Description des différents niveaux de la coupe de la Baume II (Figure 62) :

Le niveau de base visible (*niveau 1*) est composé de blocs de calcaires sub-anguleux à sub-émoussés de 10 à 25 cm de grand axe en base de coupe (grandement talutée) et certainement en continuité sous la partie talutée. Le tout est enveloppé dans une matrice limono-sableuse de couleur beige-foncée faiblement représentée (plus de blocs que de matrice). Au-dessus, une nappe caillouteuse litée à faible pendage et composée de cailloutis homogènes élongés de 0,5 à 5 cm de grand axe pris dans une matrice limono-argileuse beige-foncée presque marron claire compose les *niveaux 2a* et *2b* qui semblent être contemporains et appartenir au même ensemble. La base du *niveau 3* est emboité dans l'ensemble *2* et repose en contact érosif sur le *niveau 1*. C'est un niveau de cailloutis et de de blocs sub-émoussés à émoussés de tailles hétérométriques allant de 1 cm à 15-20 cm de grand axe. Ce niveau présente des traces de précipitation secondaire des carbonates dans une matrice initialement composée de limons et d'une fine fraction de sables de couleur orangée beige. Les plus gros blocs sont surtout au sommet de cet ensemble coupe. Le premier horizon pédologique visible (*niveau 4*) est marron brun avec une matrice argilo-limoneuse à débit polyédrique et présentant des cailloutis sub-anguleux de 3 à 5 cm de grand axe. En contact érosif, des blocs centimétriques sub-anguleux à sub-émoussés de 5 à 10 cm de grand axe reposent de manière discontinue (*niveau 5*). Le deuxième horizon pédologique visible (*niveau 6*) est moins développé que le premier (*niveau 4*). Il présente une matrice argileuse brune-rouge, enveloppant un cortège plus important de cailloutis. L'ensemble *7a* est composé de blocs et cailloutis sub-anguleux à sub-émoussés de 20 à 15 cm de grand axe au maximum. Cette nappe torrentielle remanie des fragments de l'horizon pédogénéisé sous-jacent ce qui colore sa matrice en des teintes brun-beige. De même facture que le *niveau 7a*, le *7b* possède une matrice beige grisée mais avec un cortège caillouteux moins bien représenté en partie latérale gauche. La nappe caillouteuse composée de cailloutis sub-anguleux à sub-émoussés de 1 à 5 cm de grand axe dans matrice orangée-brune compose le *niveau 8*. Ce niveau est perturbé par la présence de racines actuelles et sa couleur transitionne du bas vers le haut du niveau vers une couleur brun plus soutenu. Le *niveau 9*, composé de colluvions actuelles, couronne le sommet de la séquence.

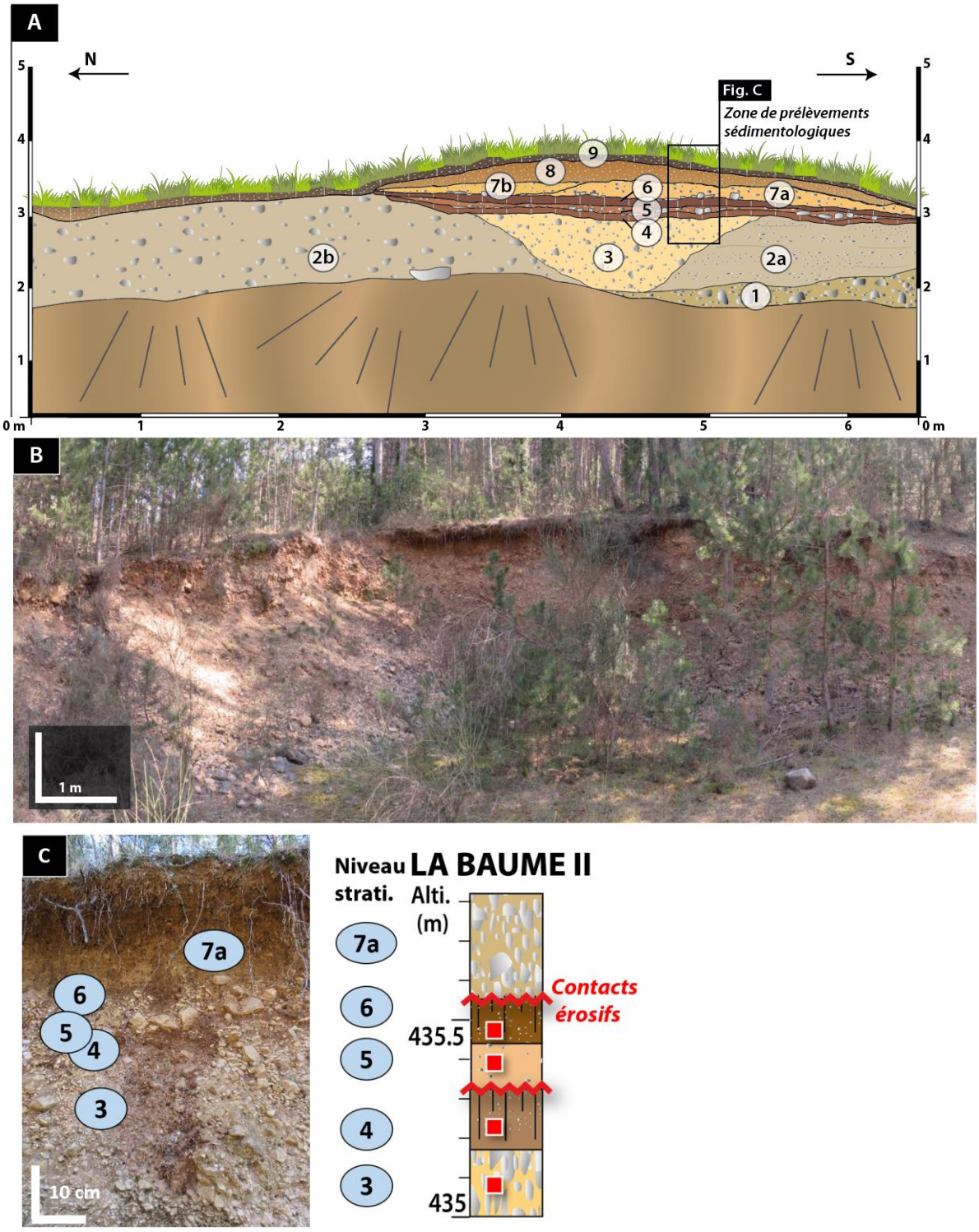


Figure 62. Coupe de la Baume II (Malaucène, Mont-Ventoux) : A) Relevé stratigraphique ; B) Vue de la coupe correspondante ; C) Vue (*à gauche*) et relevé stratigraphique (*à droite*) de la coupe de la Baume II à l'endroit des prélèvements. Les rectangles rouges correspondent aux prélèvements sédimentologiques effectués dans le cadre cette étude.

L'échantillonnage :

Les prélèvements ont été effectués sur quatre niveaux d'intérêts suivants : les *niveaux 4, 5, 6* et *7a* (**Figure 62.C**)

Nombre d'échantillons
Sédimentologie ***4***

Les résultats sédimentologiques

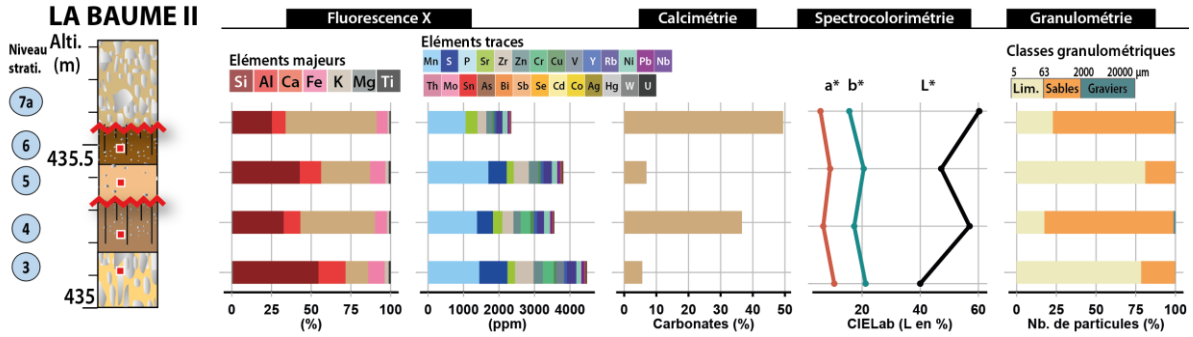


Figure 63. Diagramme des résultats sédimentologiques de la séquence étudiée de la Baume II (Malaucène, Mont-Ventoux).

Le *niveau 3* est un niveau de cailloutis et de de blocs sub-émoussés à émoussés de tailles hétérométriques (1 cm à 20 cm de grand axe) enveloppés dans une matrice sablo-limoneuse (L = 22,9 %, S = 76,7 %, G = 0,5 %) jaune beige (L* = 60,30 %, a*= 5,66 %, b* = 15,60). Ce niveau présente des traces de précipitation de carbonates post-dépôts. Ce niveau est composé de 49,40 % de $CaCO_3$, 16,86 % de Ca, 7,34 % de Si, 2,59 % de Al, 1,97 % de Fe, puis 0,41 % de K et 0,18 % de Ti. Les éléments traces suivants sont détectés Mn (313 ppm), Sr (98 ppm), puis As, Cu, Ni, Nb, Pb, Rb, Y, Zn, Zr avec des valeurs inférieures à 75 ppm.

La première esquisse de paléosol (*niveau 4*) est composée d'une matrice argilo-limoneuse (L = 81,1 %, S = 18,9 %) brune (L* = 47,22 % ; a* = 9,00, b* =20,55) et son sommet est érodée par des blocs centimétriques (sub-émoussé à sub-aguleux décimétriques). La teneur en MO s'élève à 4,41 %, de carbonates à 6,90 %, de Si à 12,52 %, de Ca à 9,13 %, d'Al à 5,29 % et 2,79% de Fe. Les éléments de K et de Ti sont inférieurs à 1% (0,67 et 0,32 % respectivement). Les éléments traces ne montrent que de faibles teneurs élémentaires (As, Cu, Nb, Ni, Pb, Rb, Sr, Y, Zn) où seuls Mn, S et Zr avec 502, 154 et 124 ppm respectivement, s'expriment au-delà de 100 ppm.

Entre les deux horizons, et en contact érosif sur le premier, le *niveau 5* est une nappe de blocs centimétriques sub-anguleux à sub-émoussés de 5 à 10 cm de grand axe et d'environ 15 cm d'épaisseur remanie la matrice sous-jacente pour former une matrice sablo- limoneuse (L = 17,5 %, S = 81,4 %, G = 1,1 %) de couleur brun clair orangé (L * = 56,98 %, a* = 6,63, b*= 17,28). Avec 36,60 % de CaCO3, le niveau montre un

enrichissement. Les analyses élémentaires indiquent des teneurs élevées en Ca et Si (14,97 et 10,24 %), puis 3/44 % de Al, 2,34 % de Fe, moins de 1 % de K et Ti. Il y a également des traces de Mn (439 ppm), S (146 ppm) et moins de 100 ppm pour As, Cr, Cu, Nb, Ni, Pb, Rb, Sr, Y, Zn, Zr.

Le second horizon pédogénéisé (*niveau 6*) d'une épaisseur de 15 cm est également composé d'une matrice brune argileuse (L = 39,99 % ; a* = 10,41 et b* =21,21) mais est plus richement composé de cailloutis centimétriques sub-anguleux à anguleux. Son sommet est également érodé par de gros blocs anguleux à sub-émoussés de 20 à 15 cm de grand axe remaniant des fragments du sol sous-jacent qui fonce la matrice limono-sableuse (L = 78,5 %, S = 21,5 %) brune-beige. Cet horizon comptabilise 3,75 % de Mo, 5,60% de CaCO3, 16,60 % de Si, 5,29 % de Al, 4,38 % de Ca, 3,15 % de Fe, et 0,83 % de K ainsi que 0,32 % de Ti. Les éléments traces montrent également plusieurs centaines de ppm pour Mn (443 ppm), S (245 ppm) et Zr (158 ppm).

4.3.4. Le ravin des Avaranches (Fontienne, Lure)

Dans le ravin des Avaranches, à 1.7 km au S-E de Fontienne (GPS : 43°59.614' N - 5°14,465'E ; 656 m alt.), un paléosol a été retrouvé à la base d'un glacis d'accumulation à gélifracts. Cette formation repose sur un revers de cuesta N-S oligocène (calcaires du Stampien et marnes de Viens) appartenant au flanc nord du synclinal de Forcalquier. Ce dernier est entaillé selon un axe N-S par plusieurs ravins dont le ravin des Avaranches. La formation semble avoir été affectée par un glissement lent en direction du talweg. L'esquisse de sol des Avaranches est localisée à environ 10 m au-dessus du talweg et repose sur un niveau de base composé de cailloutis hétérométriques sub-anguleux à sub-émoussés centimétriques dans une matrice limono-sableuse.

Stratigraphie et échantillonnage

Les différents niveaux de la coupe des Avaranches s'organisent comme suit (Figure 64) :

Le niveau de base (*niveau 1*) est constitué de cailloutis hétérométriques sub-anguleux à sub-émoussés de 0,5 à 3 cm de grand axe, avec présence de blocs plus ou moins roulés et gréseux gris roulés de 20 à 30 cm de grand axe. Le tout emballé dans une matrice limono-sableuse à limono-argileuse beige-jaune. En contact sus-jacent s'est développé un niveau d'horizon pédologique brun-rouge argileux à débit polyédrique et à cailloutis hétérométriques de quelques cm à 10 cm de grand axe (colluvions subanguleuses incorporées) (horizon C ?) (*niveau 2*). Ce niveau est subdivisé en trois sous-niveaux sur la base de ses propriétés texturales : le *niveau 2a* ; le *niveau 2b* et le *niveau 2c* (**Figure 32.C**). Le *niveau 2a* correspondant au premier niveau franc de pédogénèse où le matériel parent montre des traces d'altérations et la matrice argileuse devient de plus en plus rougeâtre. Le *niveau 2b* est le niveau le plus rougeâtre, presque essentiellement composé d'argiles et en plus faibles proportions, de limons, bien qu'il présente toutefois des blocs calcaires centimétriques. Le *niveau 2c* correspond au niveau sommital de la pédoséquence et

diffère des précédents par la présence homogène de graviers millimétriques à centimétriques au sein d'une matrice toujours argileuse et à débit polyédrique, mais légèrement plus claire. En contact érosif, nous retrouvons un ensemble de nappes colluviales à gélifracts sub-anguleux à anguleux en plaquettes de 0,5 à 4 cm de grand axe en moyenne et jusqu'à 15 cm de grand axe au niveau des coulées colluviales plus ravinaires (talwegs de couloirs d'éboulis secs) (*niveaux 3a et 3b*). Le tout est pris dans une matrice limono-sableuse rose à rougeâtre originaire du remaniement des horizons pédologiques sous-jacents. Les niveau 3a et 3b semblent contemporains. De manière sus-jacente, le *niveau 4a* se compose de blocs métriques en plaques ou plaquettes longilignes d'origine gravitaires se déposent dans les talwegs d'éboulis ravinant les ensembles inférieurs le tout recouvert/comblé d'un cailloutis beige-rosé de même facture que le *niveau 3*. Toutefois les cailloutis sont un peu plus épais/gros. Des éléments d'horizons de sols rouges sont parfois repris dans une sorte de solifluxion (ou de coulées de débris) dans les comblements des talwegs. Le *niveau 4b*, présente des propriétés similaires avec un caractère moins enrichit en matrice d'origine pédologique remaniée et la nature plus directe du ravinement du paléovallon (talweg) lui confère une dynamique plus restreinte bien qu'appartenant à un ou plusieurs événements sub-contemporains du *4a*. Le *niveau 5* est une poche relicte ou résiduelle d'une dynamique colluviale similaire au niveau 3 d'un point de vue du faciès avec une matrice un peu plus sableuse et rose claire. *L'ensemble 6* est constitué de nappes latérales ravinantes colluviales à colluvio-alluviales d'origine torrentielle à gravitaire (sec) remaniant des cailloutis et blocs subanguleux de 1 cm à 1 m de grand axe. Les plus gros blocs en plaques tapissent les parois du talweg puis sont recouverts des unités caillouteuses et lentilles graveleuses. Globalement, la matrice est sableuse et sablo-limoneuse beige claire. Notons que cet ensemble regroupe plusieurs générations de petits couloirs d'éboulis en « débris-flow » emboîtés. Le *niveau 7* est composé de nappes de cailloutis très fins (« hachés-menus ») dans une matrice sableuse et sablo-limoneuse beige-grise le tout emballant des plaquettes et blocs gravitaires (cailloutis colluviaux) de 3 cm à 40 cm de grand Axe sub-anguleux à sub-émoussés. Enfin, le sommet de cette séquence est scellé par le développement d'un sol actuel composé d'une matrice argilo-limoneuse brune qui enveloppe un cortège de cailloutis calcaires millimétriques à centimétriques faiblement altérés (*niveau 8*).

Les datations radiocarbones et OSL :

Cette coupe a fait l'objet de plusieurs datations inédites dont deux datations radiocarbones sur charbons inidentifiables respectivement prélevés dans les *niveaux 2a* et *2c* et une datation OSL dans le *niveau 2b*. Dans un premier temps, les deux datations radiocarbones n'ont renvoyées que deux âges similaires supérieures à 44 000 ans BP. À la recherche de précisions supplémentaires de la part du laboratoire Poznan, Pr. T. Goslar nous a ensuite proposé des âges « ajustés » en fonction de la correction de fond de ^{14}C appliquée pour réduire l'effet des contaminations en carbone (**Tableau 11**). Ainsi, la datation radiocarbone la plus précise obtenue associe le début du développement de cette

esquisse (*niveau 2a*) aux alentours de 49 500 ans cal. BP[7]. La seconde renvoie un âge au moins supérieur à 45 000 ans (non-calibré).

La datation OSL du *niveau 2b*, en revanche, fournit un âge bien plus ancien (177 460 ± 13 780 ans), difficilement conciliable avec les datations ^{14}C. Cette incohérence peut s'expliquer par un mauvais blanchiment du sédiment, comme le suggère la distribution des doses représentée sur le diagramme KDE (*Cf.* **Annexe V.1**) et le contexte de pente qui n'agit pas en faveur d'un bon transport et d'un bon blanchiment des grains (*Cf.* **Annexe V.2** ; Gray *et al.,* 2019).

En l'état, les données disponibles ne permettent pas de trancher définitivement quant à l'âge de mise en place de ce paléosol. Si les datations ^{14}C, bien que peu précises, apparaissent cohérentes entre elles et plus plausibles au regard du contexte stratigraphique et morphologique de la coupe, la datation OSL reste sujette à caution. Ainsi, une attribution de ce paléosol à un épisode interstadiaire du SIM 3 ou à la transition SIM 4/3, notamment en lien avec l'interstade de Moershoofd (entre les interstades glaciaires n°14 et 13 selon la courbe isotopique δ^{18}O NGRIP ; Rasmussen *et al.,* 2014), apparaît comme une hypothèse crédible mais non définitivement prouvée.

Tableau 11. Dates radiocarbones de la coupe des Avaranches calibrées à partir de la courbe IntCal20 (Reimer *et al.* 2020) à l'aide du logiciel CALIB 8.20 (Stuiver *et al.,*2005) et présentées en cal. Before Present (B.P.) à 2 σ d'intervalles.

Code laboratoire	Nom échantillon	Matériau	Equivalence avec la stratigraphie	Age ^{14}C BP	Age ^{14}C BP (ajusté)	Age cal. BP (2 σ)	Auteurs
Poz-144984	AVA 21/01	Charbon	Niveau 2a	> 44 000	46 700 -2500/+3600	44 950 - [54980]	*Cette étude*
Poz-144985	AVA 21/02	Charbon	Niveau 2c	> 44 000	> 45 000	-	*Cette étude*

Tableau 12. Datations OSL obtenues en collaboration avec M. Rizza pour les échantillons de la coupe des Avaranches (Fontienne, Montagne de Lure)

Nom échantillon laboratoire	Matériau	Equivalence avec la stratigraphie	Age OSL (ka)	Auteurs
AVA 21/0_OSL	Quartz	Niveau 2	177.46 ± 13.78	*Cette étude*

<u>L'échantillonnage :</u>

Les prélèvements ont été effectués sur trois niveaux d'intérêts suivants : les niveaux *2b, 2c* et *3a* (**Figure 64.C**).

Nombre d'échantillons
Sédimentologie ***3***

[7] Cet âge calibré a été calculé en moyennant les marges d'erreur asymétriques. Dans notre cas, 46 700 -2500/+3600, nous avons entré 46 700±3050 ans BP dans le logiciel CALIB afin d'obtenir une incertitude symétrique approximée.

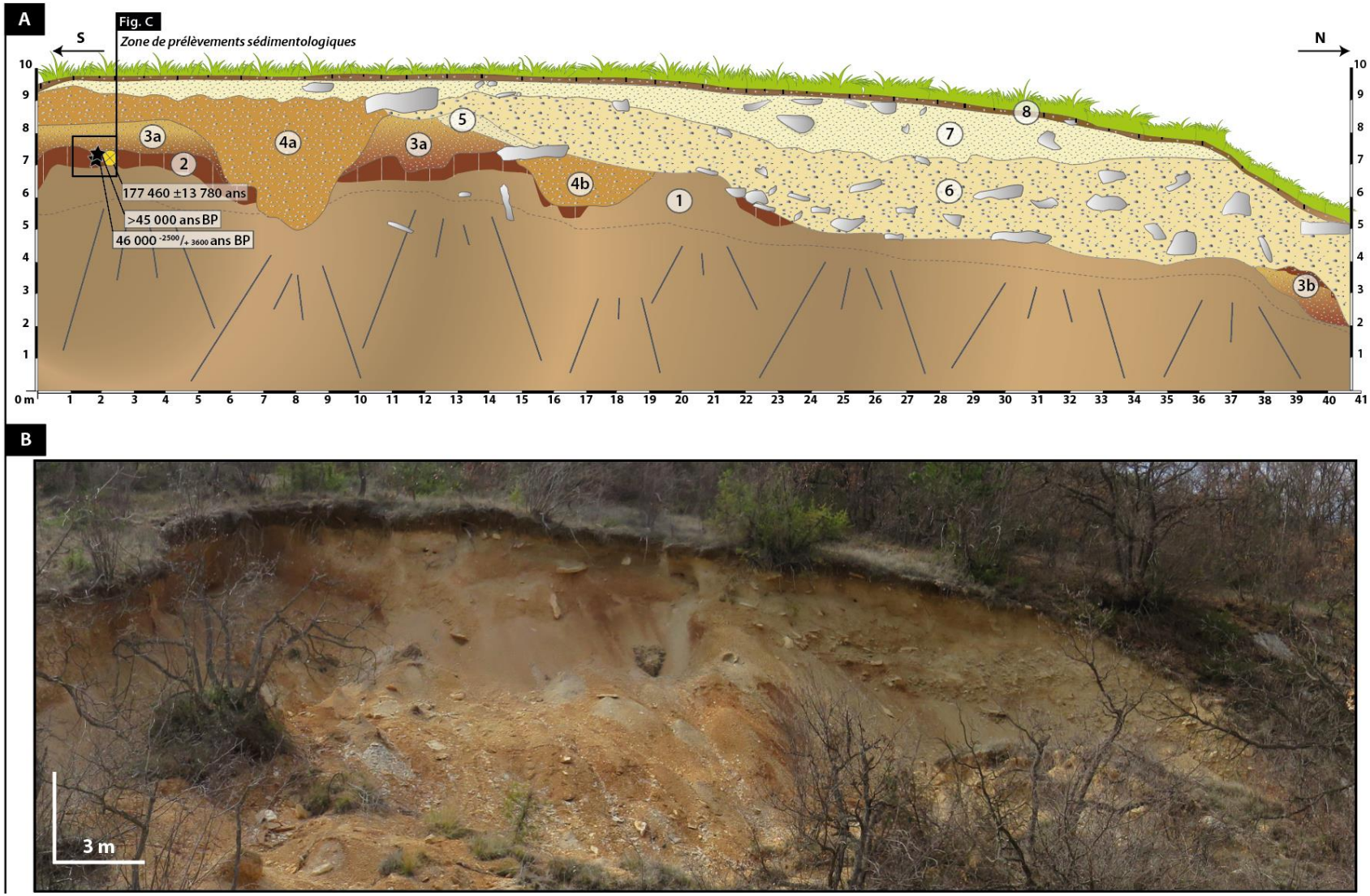


Figure 64. Coupe du ravin des Avaranches (Fontienne, environ de la Montagne de Lure) A) Relevé stratigraphique. Les étoiles noires correspondent aux âges ^{14}C et le cercle jaune correspond à la datation OSL ; B) Vue de la coupe correspondante (Fig. C : Zone de prélèvements sédimentologiques).

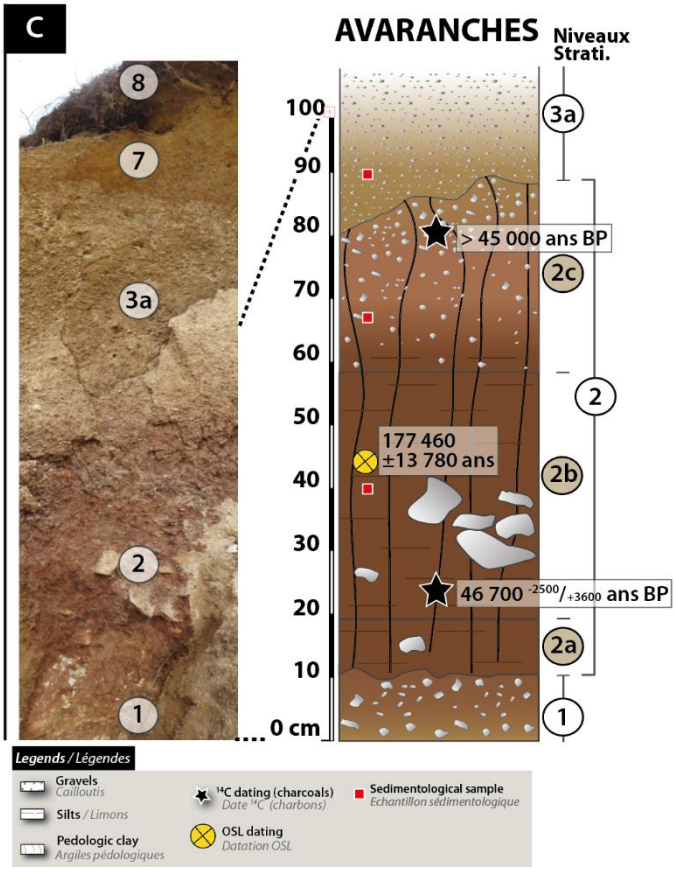


Figure 64 (*Suite*). Vue (*à gauche*) et relevé stratigraphique (*à droite*) de la coupe des Avaranches à l'endroit des prélèvements. Les rectangles rouges correspondent aux prélèvements sédimentologiques effectués dans le cadre cette étude, le cercle jaune correspond à la datation OSL et les étoiles noires correspondent aux datations ^{14}C).

Les résultats sédimentologiques

Le premier niveau pédologique échantillonné est le *niveau 2b*. Sa matrice est brun-rouge (L* = 46,26 %, a* = 13,26 et b* = 21,32) argileuse à débit polyédrique (L = 98,6 %, S = 1,38 %) de 30 à 50 cm d'épaisseur et enveloppant des colluvions subanguleuses hétérométriques (de quelques centimètres à 10 cm de grand axe). Sa teneur en $CaCO_3$ est très faible (0,40 %) mais présente quelques pourcentages de MO (4,63 %). Les analyses élémentaires présentent des taux élevés de Si, Al et Fe (21,39%, 7,36% et 3,88%) pour des valeurs plus faibles en Ca, K et Ti (2,06%, 0,87% et 0,48%). Les éléments traces détectés indiquent de fortes valeurs de Mn (1719 ppm), et équivalentes pour les éléments S, Zr et P (290, 273 et 217 ppm) puis 118 ppm de Sr.

Le *niveau 2c* garde ces teintes rouges (L* = 40,66%, a* = 11,06 et b* = 18,84) avec une matrice limono-argileuse (L = 93,60 %, S = 6,37 %) enveloppant de nombreux cailloutis anguleux à sub-anguleux centimétriques. L'épaisseur de ce niveau varie autour de 15 à 20 cm. Concernant les analyses de composition, ce niveau présente une teneur en MO de 4,47 %, en $CaCO_3$ de 2,20 %, de 20,84 % de Si, 6,56 % de Al, 3,92 % de Fe, 2,94 % de Ca, et enfin, 1,02 % de K et 0,45 % de Ti. La même tendance que le niveau sous-jacent est observée concernant les éléments traces, avec des teneurs similaires en Mn (1551 ppm), S (379 ppm), P (285 ppm), Zr (282 ppm) et Sr (119 ppm).

En contact érosif sur ce dernier niveau, un ensemble de gélifracts colluviaux sub-anguleux à anguleux pris dans une matrice beige-rosé limono-sableuse (L = 49,98 %, S = 49,35 %) composent le *niveau 3a*. Les paramètres colorimétriques indiquent que les un éclaircissement et une diminution des teintes rougeâtres sont moins présentes (L* = 41,19 %, a* = 9,17 et b* = 19,43). La composition élémentaire traduit un niveau riche en carbonates (44,5 %) et en Ca (18,34 %). Les teneurs de Si, Al, Fe, K et Ti ont à l'inverse, diminué (12,79 %, 4,06 %, 2,03 %, 0,60 % et 0,27 %).

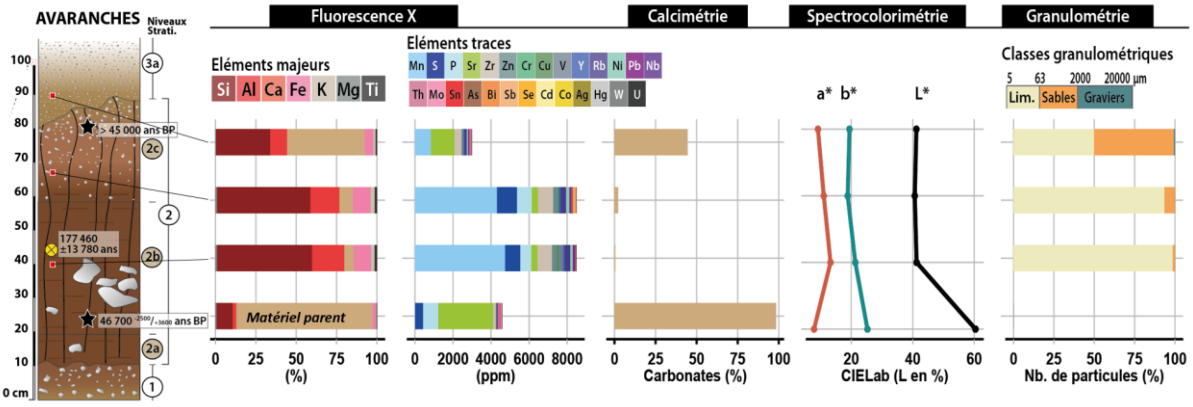


Figure 65. Diagramme des résultats sédimentologiques de la séquence étudiée des Avaranches (Fontienne, Montagne de Lure). L'échantillon localisé à la base est un fragment de roches calcaires constituant le matériel parent encaissant de la séquence.

4.3.5. Le ravin de Terre-Rouge (Cucuron, Luberon)

Le ravin de Terre-Rouge, localisé sur le Piémont sud du Grand Luberon, à proximité du village de Cucuron. Il constitue l'un des trois sites d'études associés au Luberon et intégrés dans ce travail de thèse pour la période du Pléistocène. Déjà mentionnés dans les travaux de V. Ollivier (Ollivier, 2006 ; Ollivier *et al.,* 2014) dans le cadre de la reconstruction composite de la morphogénèse du Luberon sur les derniers 50 000 ans, ces esquisses de sols ont donc été réétudiées dans un cadre morphosédimentaire déjà bien défini et rappelé ci-après.
Dans ce premier ravin, deux coupes ont été rééchantillonnées : l'une contenant une succession de 3 esquisses de sols anciens, Terre-Rouge I, localisée en amont, et la seconde, Terre-Rouge II, composée d'un horizon de sol brun-rouge.

Terre-Rouge I

La coupe de Terre-Rouge I est héritée d'un glacis d'accumulation incisé par le torrent des Canaux. Localisée en rive gauche de ce dernier (GPS : 43°47.951' N, 5°28.026' E), elle est constituée de plusieurs horizons de sols composant la base d'un glacis d'une épaisseur dépassant 15 m. Cette séquence repose sur une lithologie composée de marno-calcaires et de molasse Miocène. Ollivier *et al.* (2014), proposent que la mise en place de ces esquisses de sols soient aient été favorisées par la « *position marginale par rapport à l'axe d'écoulement lors de la phase de dépôt* ».

Stratigraphie et échantillonnage

Les différents niveaux de la coupe des canons de Terre-Rouge I de la base au sommet (**Figure 66**) basée sur la description de Ollivier (2006) :

La partie inférieure de la séquence est ainsi marquée par la présence de plusieurs horizons de sols sans doute héritée de conditions climatiques de type interstadiaires. Ainsi, le premier (*niveau 1*), qui constitue le niveau de base de la séquence, est composé d'une esquisse de « sol rouge » limono-sableux, de cailloutis subanguleux à anguleux de 1 à 3 cm de diamètre et probablement hérités du substratum (molasse miocène) et présente des traces d'altérations et de carbonatation secondaire. Le *niveau 2* possède des caractéristiques similaires et une pédogénèse plus marquée et précède le *niveau 3* caractérisé par une matrice limono-sableuse rose comportant des cailloutis épars. Un nouvel horizon de « sol rouge » à matrice argilo-limoneuse incluant de nombreux charbons de *Pinus* type *sylvestris* constitue le *niveau 4*. Un ensemble rose sableux à cailloutis (subanguleux à sub-émoussé de 1 à 3 cm de grand axe) présentant des phénomènes de carbonatation secondaire (*niveau 5*) précède le dernier horizon de « sol rouge » (*niveau 6*). Ce-dernier est composé d'une matrice à tendance argilo-limoneuse et comprend quelques cailloutis épars sub-anguleux de 1 à 3 cm de diamètre ainsi que de nombreux charbons de *Pinus* type *Sylvestris*.

La partie supérieure de la séquence est principalement composée de niveaux cryoclastiques hérités de conditions climatiques périglaciaires dont l'expression est révélée par la production et la fourniture en matériaux gélifractés. À partir du *niveau 6*, ces niveaux apparaissent en contact ravinant. On observe notamment une nappe caillouteuse (*niveau 7*), composée de cailloutis calcaires sub-anguleux à anguleux, de taille centimétrique à décimétrique, provenant de l'amont et enveloppés dans une matrice sableuse blanche riche en carbonates. L'ensemble suivant (*niveau 8*) est composé de limons sableux blancs. Le *niveau 9* subdivisé en quatre sous-niveaux (*a, b, c, d*) renvoie à une alternance entre des niveaux à gélifracts majoritairement composés de cailloutis calcaires grossiers (sub-anguleux de 5 à 40 cm de grand axe) et pris dans une matrice sableuse blanche. Un ensemble principalement composé de cailloutis calcaires moins grossier (cailloutis calcaire sub-anguleux de 1 à 10 cm de grand axe) et de lentilles limono-sableuses blanches très carbonatées présentant des macro-charbons (dont une branche carbonisée provenant de *Pinus type Sylvestris*) compose le *niveau 10*.

Les datations

La chronologie de cette coupe est basée sur un corpus de trois datations radiocarbones déjà publiées (Ollivier, 2006 ; Ollivier *et al.,* 2014) et recalibrées dans le cadre de ce travail de thèse (**Tableau 13**). Ainsi, la première datation attribue le *niveau 4* à un âge de 50 000 ± 3 000 ans BP correspondant à un âge au moins supérieur à 50 000 ans BP. Le troisième horizon de sol (*niveau 6*) est de *c.* 49 250 ans cal. BP plaçant ainsi le développement de cet horizon dans l'interstade Moershoofd aussi (soit l'interstade glaciaire n°13 d'après la courbe isotopique du $\delta^{18}O$ NGRIP ; Rasmussen *et al.,* 2014). La dernière datation localisée dans le *niveau 10* à gélifracts, près du sommet du glacis, attribue un âge compris entre 36 300 et 38 150 ans cal. BP pouvant correspondre avec l'épisode glaciaire localisé entre les interstades 8 et 9 observés sur la courbe isotopique du $\delta^{18}O$ NGRIP ; Rasmussen *et al.,* 2014).

Tableau 13. Dates radiocarbones de la coupe de Terre-Rouge I calibrées à partir de la courbe IntCal20 (Reimer *et al.* 2020) à l'aide du logiciel CALIB 8.20 (Stuiver *et al.*,2005) et présentées en cal. Before Present (B.P.) à 2 σ d'intervalles.

Code laboratoire	Nom échantillon	Matériau	Equivalence avec la stratigraphie	Age ^{14}C BP	Age cal. BP (2 σ)	Auteurs
Poz-12432	Terre Rouge (n4)	Charbon *(Pinus* t. *sylvestris)*	Niveau 4	51 000 ± 3 000	-	Ollivier, 2006
Poz-12430	Terre Rouge (n6)	Charbon *(Pinus* t. *sylvestris)*	Niveau 6	46 600 ± 1 600	45 894 – 52 599	Ollivier, 2006
Poz-12429	Poz-12429 Terre Rouge	Charbon *(Pinus* t. *sylvestris)*	Niveau 10	32 700 ± 300	36 292- 38 146	Ollivier, 2006

L'échantillonnage :

Les prélèvements ont été effectués sur cinq niveaux d'intérêts : les *niveaux 3, 4, 5, 6* et *7* (**Figure 66.C**).

Nombre d'échantillons
Sédimentologie ***5***

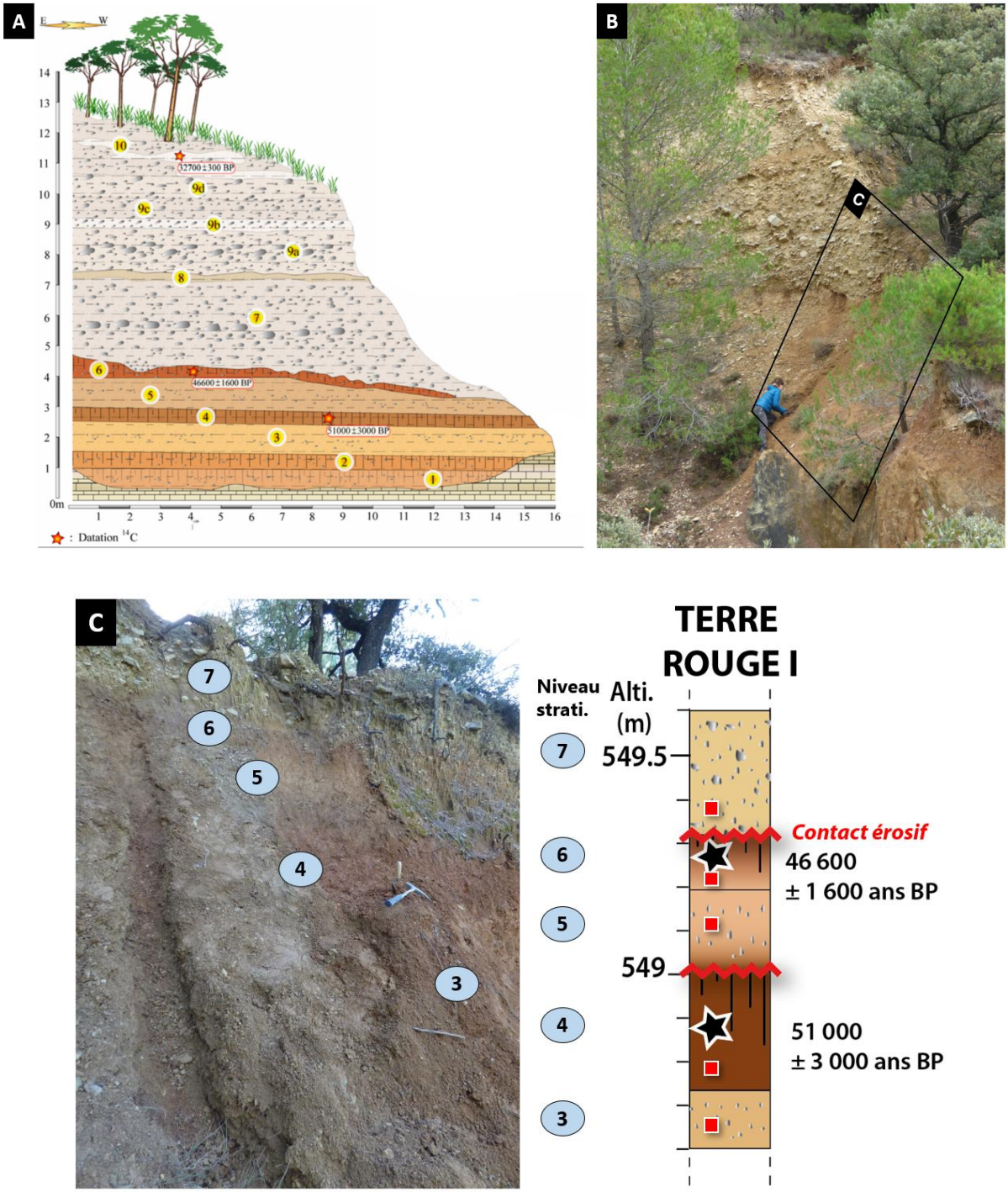


Figure 66. Coupe de Terre-Rouge I (Cucuron, Luberon) : A) Relevé stratigraphique (Ollivier, 2006) ; B) Vue de la coupe correspondante qui indique la zone de prélèvements (C) ; C) Vue zoomée de la zone de prélèvements (*à gauche*) et relevé stratigraphique (*à droite*) de la coupe de Terre Rouge I à l'endroit des prélèvements. Les rectangles rouges correspondent aux prélèvements sédimentologiques effectués dans le cadre cette étude, et les étoiles noires correspondent aux datations ^{14}C effectuées par Ollivier, 2006.

Les résultats sédimentologiques

Le premier niveau échantillonné (*niveau 3* dans Ollivier, 2006) est un ensemble limono-sableux (L = 79,7 %, S = 20,3 %) rose (L* = 42,40 %, a* = 10,20, b*= 21,77). Composé à 17,20 % de $CaCO_3$, il est également caractérisé par 16,88 % de Si, 7,20 % de Ca, 4,76 % de Al, 2,06 % de Fe, 0,93 % de K et 0,27 % de Ti. Les autres éléments indiquent

de traces de P (379 ppm), Mn (340 ppm), S (312 ppm), Sr (120 ppm), Zr (109 ppm) et en moindres quantités Nb, Ni, Pb, Rb, Y, Zn.

Le niveau sus-jacent (*niveau 4*) est une esquisse de sol à matrice limono-argileuse à forte composante sableuse (L = 89,1 %, S = 10,9 %) comprenant de nombreux charbons (*Pinus* t. *Sylvestris*, Ollivier, 2006) datés à 51000 ± 3000 BP (Poz-12432, Ollivier, 2006). Sa couleur est brun-rouge (L*= 32,58 %, a* = 11,66, b*= 19,77). Cet horizon présente 3,1 % de MO, une faible teneur en CaCO3 (1,20 %) et en Ca (2,35 %). A l'inverse, une augmentation des teneurs en Si (22,72%), Al (6,38 %), Fe (3,23%), K (1,29 %) et Ti (0,39 %) est observée. Les éléments traces varient également avec l'absence de P, et une diminution en Mn (330 ppm) et Sr (91 ppm). On note l'apparition de Mo, Th et As en faibles quantités (moins de 50 ppm) et une augmentation en S (433 ppm), Zr (208 ppm), Rb (101 ppm), et pour Nb, Ni, Pb, Y, Zn (moins de 100 ppm).

Au-dessus, le *niveau 5* est constitué d'une matrice limono-sableuse (L = 83,2 %, S = 16,7 %, G = 0,1 %) à cailloutis épars (sub-anguleux à sub-émoussé de 1 à 3 cm de grand axe) avec des phénomènes de carbonatation secondaire. Sa matrice de couleur rosée (L*=48,63 %, a*= 8,83, b*= 22,62) est enrichie en $CaCO_3$ et Ca (24,90 % et 8,44 %) et appauvrie en Si, Al, Fe, K et Ti (8,44 %, 3,58 %, 1,95 %, 0,88 %, 0,24 % respectivement). Le nombre et les teneurs en éléments traces sont plus faibles également : 312 ppm de Mn, 274 ppm de S, 162 ppm de Sr, 115 ppm de Zr, 104 ppm de V, puis moins de 100 ppm pour Nb, Pb, Rb, Y, Zn.

En contact sur ce dernier, un second niveau peu pédogénéisé (*niveau 6*) à matrice argilo-limoneuse (L = 85,3 %, S = 14,6 %, G = 0,1%) et de couleur brun-rouge (L* = 49,35 %, a*=6,56, b*=18,26) présente des cailloutis épars (sub-anguleux et de 1 à 3 cm de grand axe) et de nombreux charbons de *Pinus* t. *Sylvestris* datés à 46600 ± 1600 BP (Poz-12430, Ollivier, 2006). Il présente 1,77 % de MO, en enrichissement d'environ 30 % de $CaCO_3$ et Ca (32,50% et 12,45 %) pour des valeurs équivalentes de Si, Al, Fe, K et Ti (13,86 %, 3,27 %, 1,64 %, 0,75, 0,24 % respectivement). Les éléments traces indiquent un maxima de Sr (554 ppm) suivi de Mn (260 ppm) puis moins de 100 ppm pour Zr, V, Rb, Zn, Y, Nb.

En contact ravinant sur ce niveau de sol, une nappe caillouteuse (*niveau 7*) à matrice sablo-limoneuse (L = 66,8 %, S = 33,0 %, G = 0,2 %) beige clair (L*= 58,86 %, a*= 6,00 %, b*= 20,93 %) enveloppe un cailloutis calcaire sub-anguleux à anguleux, de 5 à 40 cm de grand axe, issu de la lithologie amont. Cette matrice est fortement carbonatée (62,30 %) et sa composition indique un enrichissement supplémentaire en Ca (17,47 %) ainsi qu'un diminution des teneurs en Si, Al, Fe, K et Ti (10,23 %, 2,33 %, 1,57 %, 0,54 %, 0,26 % respectivement). On note un pic de 0,1 % de Sr, et 275 ppm de S, 251 ppm de Mn, 103 ppm de Zr et moins de 100 ppm de Zn, Rb, Pb, Y.

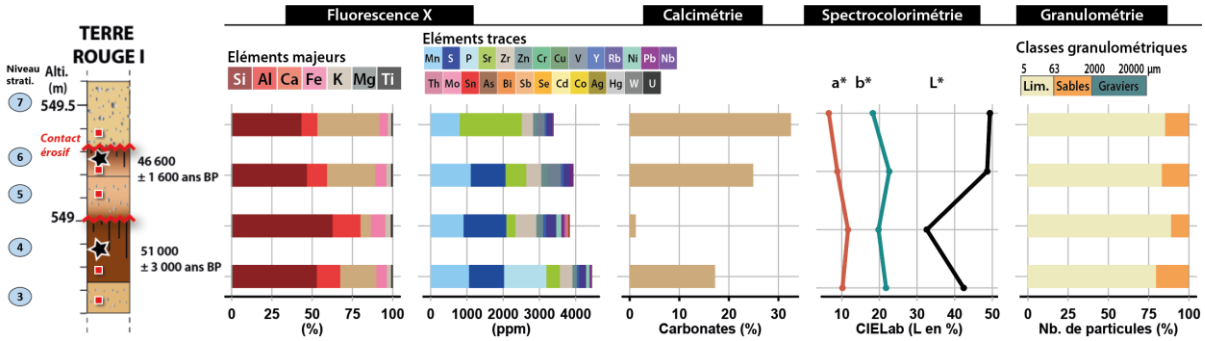


Figure 67. Diagramme des résultats sédimentologiques de la séquence étudiée de Terre-Rouge I (Cucuron, Luberon).

Terre-Rouge II

A environ 100 m à l'aval de Terre-Rouge I, la coupe de Terre-Rouge II (GPS : 43°47.888' N, 5°28.008' E) en rive droite présente une esquisse de sol brun rouge également mentionnée dans les travaux de V. Ollivier (Ollivier, 2006 ; Ollivier *et al.,* 2014).

Stratigraphie et échantillonnage

Les différents niveaux de la coupe des canons de Terre-Rouge II de la base au sommet (Figure 68) basée sur la description de Ollivier (2006) :

Cette section possède une puissance assez faible car repose à la même hauteur que le talweg actuel. Le niveau de sol semble s'être développé à même le substratum (molasses miocènes) et est recouvert par de puissantes nappes caillouteuses principalement composées de gélifracts remaniées. Ce dernier niveau repose en contact ravinant sur le niveau de sol et a sans doute érodé le sommet de celui-ci.

Les datations

De la même manière à la coupe Terre-Rouge I, l'âge de l'horizon repose sur la datation radiocarbone effectuée dans le travail de thèse de V. Ollivier (2006) au sein du « sol rouge » dont l'âge attribue son développement à *c.* 30 500 ans cal. BP qui semble l'associer à l'interstade 5.1 observé sur la courbe isotopique du $\delta^{18}O$ NGRIP ; Rasmussen *et al.,* 2014) (fin du complexe interstadiaire Denekamp).

Tableau 14. Dates radiocarbones de la coupe de Terre-Rouge II calibrées à partir de la courbe IntCal20 (Reimer *et al.* 2020) à l'aide du logiciel CALIB 8.20 (Stuiver *et al.,*2005) et présentées en cal. Before Present (B.P.) à 2 σ d'intervalles.

Code laboratoire	Nom échantillon	Matériau	Equivalence avec la stratigraphie	Age ^{14}C BP	Age cal. BP (2 σ)	Auteurs
Poz-17627	Terre Rouge II	Charbon *(Pinus* t. *sylvestris)*	-	26 400 ± 600	29 450- 31 529	Ollivier, 2006

L'échantillonnage :

Nombre d'échantillons
Sédimentologie ***2***

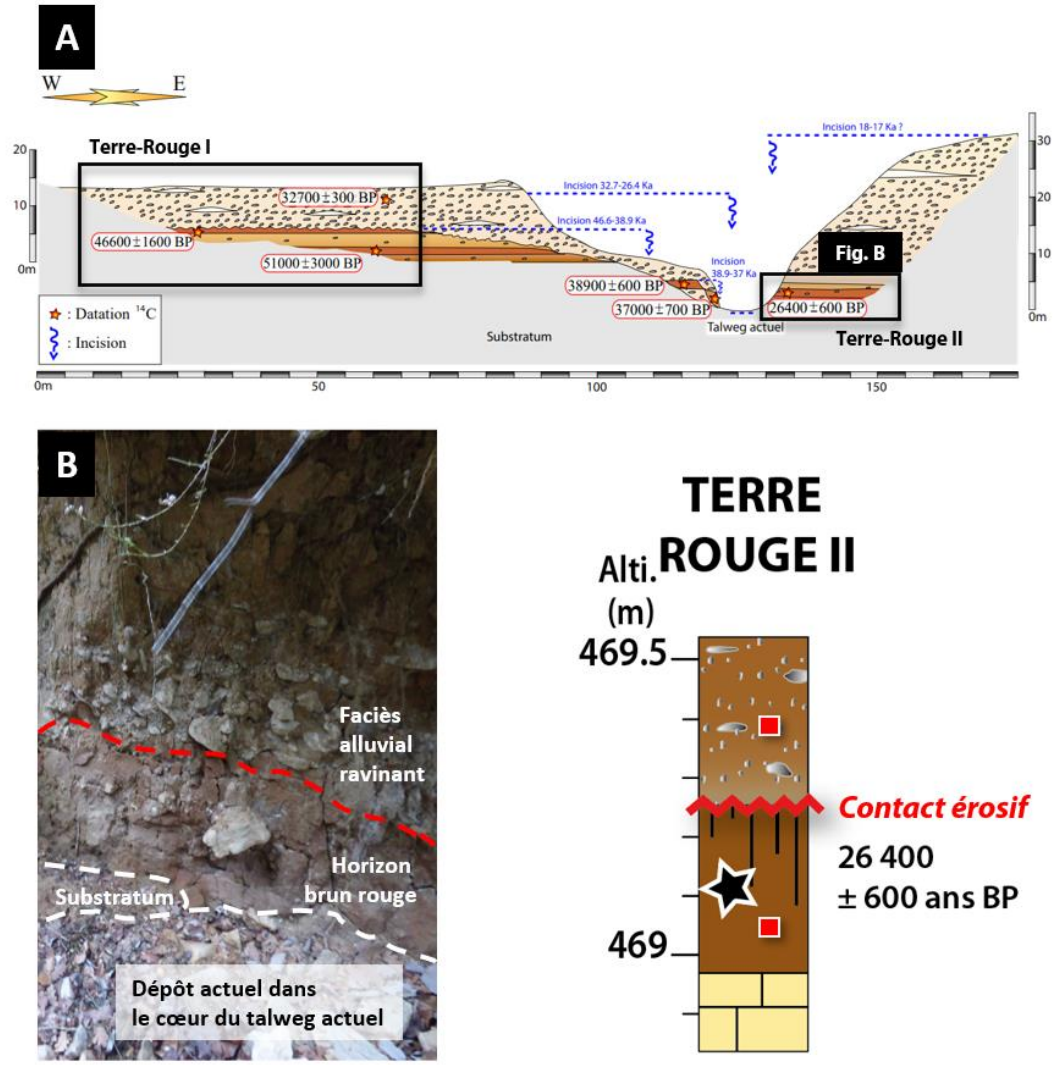


Figure 68. A) Coupe composite du ravin de Terre-Rouge (Cucuron, Luberon) (Ollivier, 2006) ; B) Vue (*à gauche*) et relevé stratigraphique (*à droite*) de la coupe de Terre Rouge I à l'endroit des prélèvements. Les rectangles rouges correspondent aux prélèvements sédimentologiques effectués dans le cadre cette étude et l'étoile noire correspond à la datation ^{14}C effectuée par Ollivier, 2006.

Les résultats sédimentologiques

A environ 100 m à l'aval de Terre-Rouge I, la coupe de Terre-Rouge II (GPS : 43°47,888' N, 5°28,008' E ; alt. : 350 m) en rive droite présente une esquisse de sol brun rouge (L*= 45,30 %, a*= 10,37 % ; b*= 22,55) directement en contact sur le substratum Miocène actuellement incisé par le cours d'eau actuel. Ce niveau argilo-limoneux (L = 80,2 %, S =19,8 %) daté à 26400 ± 600 BP (Poz-17627, *Pinus* t. *Sylvestris*, Ollivier *et al.*, 2014) est composé de 5,40 % de carbonates, 12,38 % de Si, 5,21 % de Ca, 2,92 % de Al, 2,39 % de Fe, 0,87 % de K et 0,33 % de Ti. Les éléments traces indiquent des maximas de S (656 ppm) et Mn (568 ppm), Sr (155 ppm), Zr (150 ppm) et enfin, moins de 100 ppm pour Rb, Zn, Th, Ni, Nb, Pb, Y.

Ce niveau est érodé à son sommet par une nappe caillouteuse à matrice brun foncé (L*= 60,70 %, a*= 10,37, b*= 19,23) limono-sableuse (L = 86,5 %, S = 13,5 %). Ce niveau est composé de 22,60 de CaCO3, 13,59 % de Si, 10,19 % de Ca, 3,67 % de Al, 2,26 % de Fe, 0,96 % de K et 0,27 % de Ti. Les éléments traces indiquent des valeurs élevées pour P et Mn (345 et 307 ppm), S (205 ppm) et Sr et Zr (160 et 136 ppm) ainsi que moins de 100 ppm pour une plus grande diversité d'éléments : Mo, Nb, Ni, Pb, Rb, V, Y, Zn.

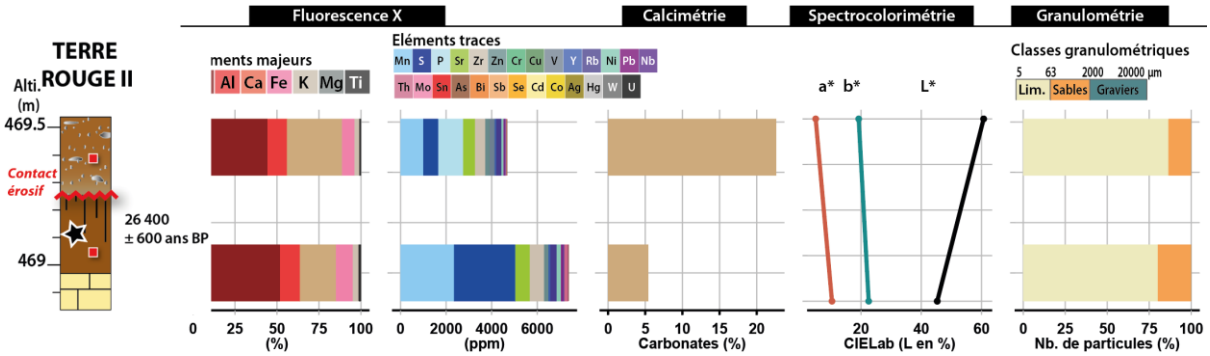


Figure 69. Diagramme des résultats sédimentologiques de la séquence étudiée de Terre-Rouge II (Cucuron, Luberon).

4.3.6. Le ravin du Mirail (Peypin d'Aigues, Luberon) : la coupe MIR-12

La coupe MIR-12, située dans le ravin du Mirail, est présentée en complément de la séquence MIR-11, décrite dans la ***Section 4.1.*** Cet horizon pédologique brun noir, localisé en amont de MIR-11 (GPS : N43° 48.009' E 5°32.200' ; *Cf.,* **Figure 10**, **Section 4.1.2**), se distingue par sa position entre plusieurs niveaux cryoclastiques de plusieurs mètres d'épaisseur. Son étude vise à multiplier les données issues de ce ravin en comparaison avec la séquence MIR-11 qui constitue un référentiel important. Bien qu'identifiée par V. Ollivier, cette coupe ne figure pas dans ses travaux de thèse. Les données présentées ici sont donc inédites.

Stratigraphie et échantillonnage

Les différents niveaux de la coupe des canons de MIR-12 de la base au sommet (**Figure 70**) :

La coupe repose sur un substrat composé de marnes valangiennes particulièrement friable. En contact sur ce substratum repose un premier ensemble sédimentaire (*niveau 1*) composé d'emboîtements successifs de nappes torrentielles constituées de blocs décimétriques et des lentilles de cailloutis calcaires centimétriques résultant d'une fourniture en provenance des lithologies calcaires amont. Ces éléments sont emballés dans une matrice limono-sableuse beige orangée. En contact sur cet ensemble, le *niveau 2* se compose d'une nappe caillouteuse torrentielle sans structure apparente. Elle se différencie du précédent niveau par le caractère chaotique et plus grossier des éléments qu'elle transporte, soit par un nombre plus important de blocs calcaires décimétriques et de cailloutis centimétriques. La matrice orangée est limono-sableuse. C'est au contact avec cet ensemble que s'est développé l'esquisse de sol brun rouge (*niveau 3*) composé d'une matrice argilo-limoneuse à débit polyédrique. Au-dessus de ce-dernier et en contact érosif, se met en place un ensemble de gélifracts subanguleux à anguleux en plaquettes de 0,5 à 5 cm de grand axe en moyenne, emballé dans une matrice limono-sableuse rose à rougeâtre provenant du remaniement des fragments pédogénéisés du niveau sous-jacents (*niveau 4*). Ce niveau a très probablement érodé les niveaux supérieurs constituant la partie sommitale du sol de façon à ce que les horizons les mieux développés aient été perdus et que son épaisseur ne soit que de quelques dizaines de centimètres. L'ensemble sédimentaire constituant le *niveau 5* est caractérisé par une organisation litée de plusieurs nappes caillouteuses alternant entre des faciès tantôt sableux, tantôt caillouteux (graviers centimétriques) et de quelques lentilles de matériels plus grossiers comportant des blocs décimétriques en plaquette. Ces éléments sont emballés dans une matrice uniforme limono-sableuse orangée. Un changement apparait ensuite à partir du *niveau 6*, où l'on observe le retour d'une sédimentation à plus forte énergie marquée par une présence plus homogène de blocs calcaires en plaquette centi- à décimétriques de grand axe. La matrice devient sablo-limoneuse et beige orangée. Le *niveau 7* montre aussi

une facture similaire avec la présence de lentilles sableuse et d'une matrice sablo-limoneuse beige. Le *niveau 8* se démarque avec des cailloutis plus petits (centimétriques) emballés dans une matrice limono-sableuse gris-beige. Le dernier ensemble (*niveau 9*) présente des cailloutis plus fins et son sommet est marqué par le développement de faciès plus pédogénéisés où se développe la végétation actuelle.

Datations :

Deux datations radiocarbone inédites, effectuées sur des charbons de bois provenant de la séquence, sont présentées ici (**Tableau 15**). La première, issue du niveau de sol (*niveau 3*), indique un âge compris entre 42 000 et 39 000 ans cal. BP, proche de celui de l'interstade d'Hengelo (42 350 à 41 380 cal. BP ; Vandenberghe & van der Plicht, 2016). La seconde datation, moins précise, provient du niveau sus-jacent (*niveau 4*) et indique un âge supérieur à 44 000 BP, provoquant ainsi une inversion chronologique probablement due à un remaniement du charbon, confirmé par la nature remaniée du niveau (**Figure 70.C**).

Tableau 15. Dates radiocarbones de la coupe de MIR-12 calibrées à partir de la courbe IntCal20 (Reimer *et al.* 2020) à l'aide du logiciel CALIB 8.20 (Stuiver *et al.*,2005) et présentées en cal. Before Present (B.P.) à 2 σ d'intervalles.

Code laboratoire	Nom échantillon	Matériau	Equivalence avec la stratigraphie	Age ^{14}C BP	Age cal. BP (2 σ)	Auteurs
Poz-134156	MIR 20/01	Charbon	Niveau 3	36 000 ± 1000	39 168 – 42 314	*Cette étude*
Poz-1341192	MIR 20/02	Charbon	Niveau 4	>44000	-	*Cette étude*

L'échantillonnage :

Les prélèvements ont été effectués sur quatre niveaux d'intérêts, soit dans les *niveaux 2, 3, 4* et *5* de la séquence (**Figure 70.C**).

Nombre d'échantillons
Sédimentologie ***4***

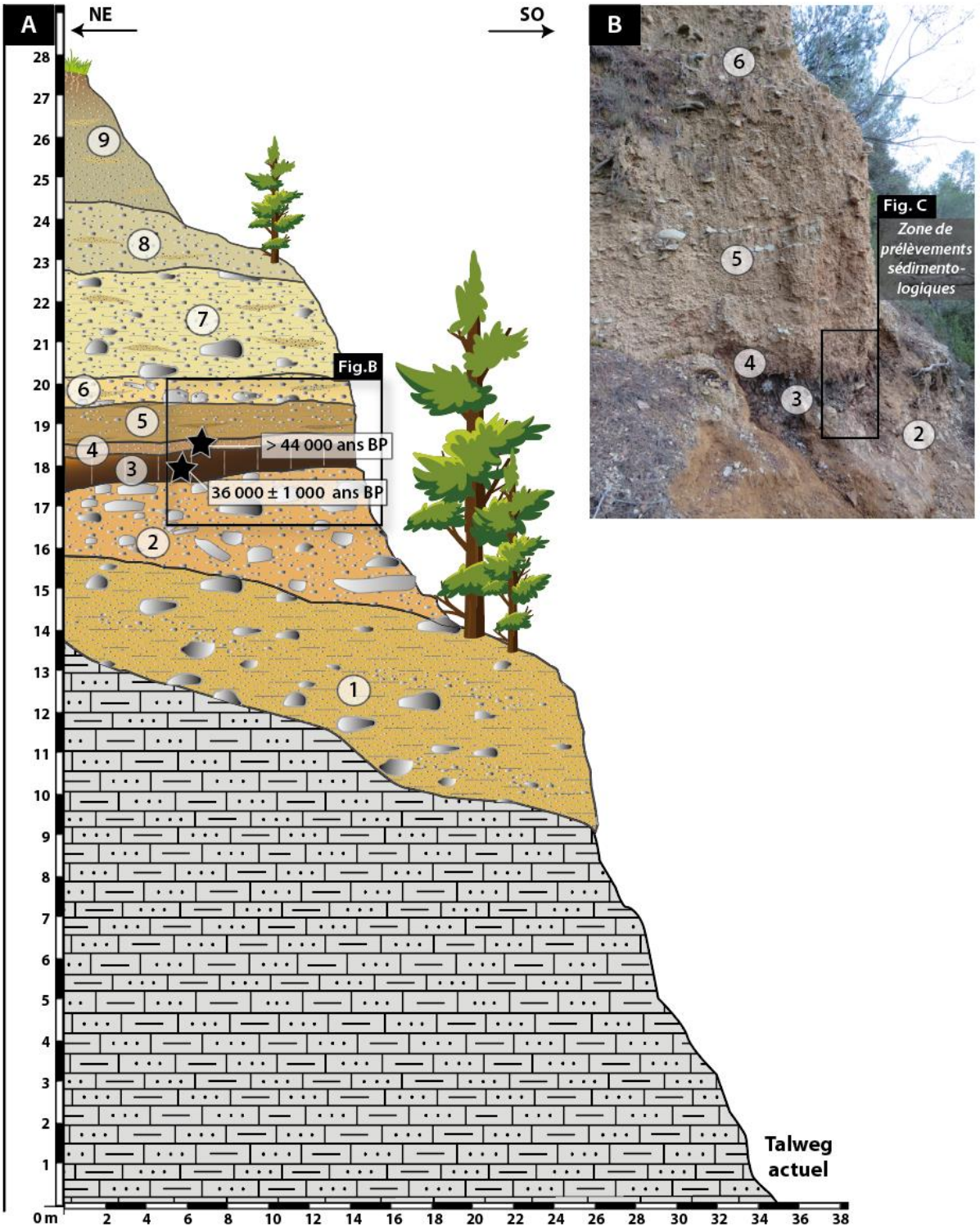


Figure 70. Coupe de MIR-12 (Peypin d'Aigues, Luberon) : A) Relevé stratigraphique de la coupe ; B) Vue d'une partie de la coupe indiquant la zone de prélèvements (C).

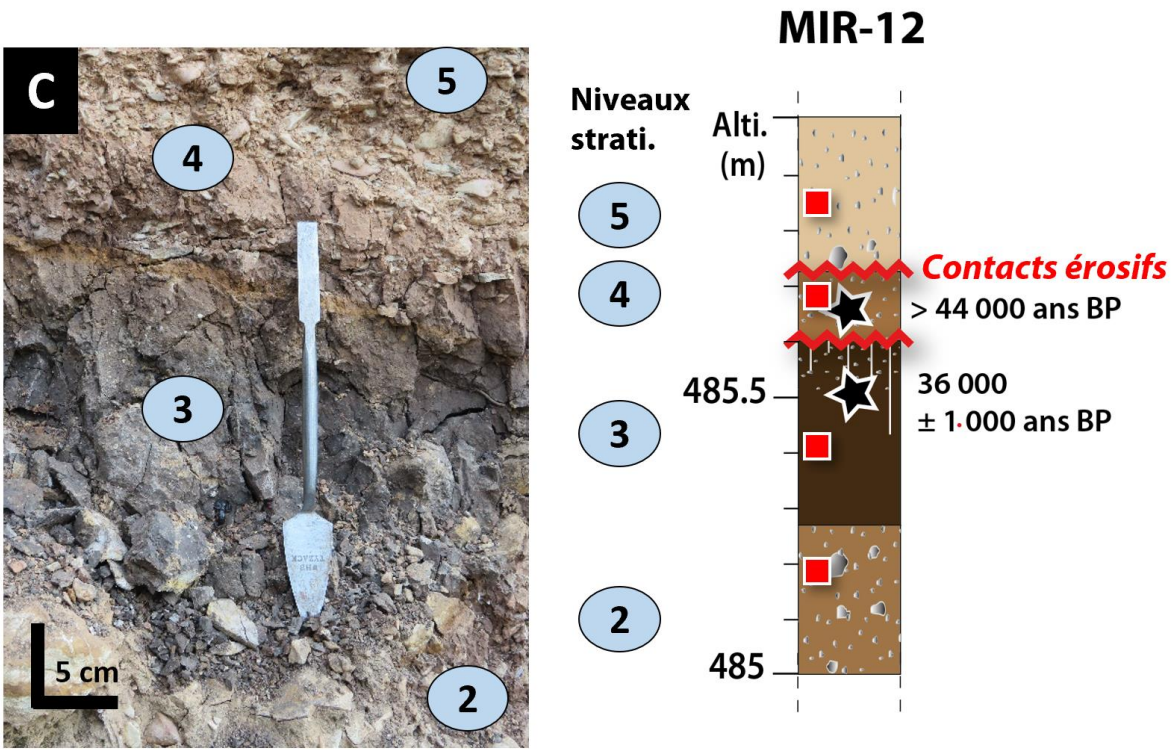


Figure 70 (*Suite*). C) Vue zoomée de la zone de prélèvements (*à gauche*) et relevé stratigraphique (*à droite*) de la coupe de MIR-12 à l'endroit des prélèvements. Les rectangles rouges correspondent aux prélèvements sédimentologiques effectués et les étoiles noires correspondent aux datations ^{14}C dans le cadre cette étude.

Les résultats sédimentologiques

Les résultats des analyses sédimentologiques sont présentés en **Figure 71**.

Les teintes des trois premiers niveaux (*2, 3* et *4*) relativement similaires avec des teintes foncées (L ~ 43-44%) s'opposent au *niveau 5* beaucoup plus clair (58,58%). Cette différence est à relier aux teneurs en carbonates beaucoup plus importantes dans le *niveau 5* (56,90 %), certainement dues aux gélifracts, que dans les *niveaux 2* et *3* (proches ~3,6 %). Toutefois, le *niveau 4* contient 11 % de $CaCO_3$, en raison d'un développement pédologique moins marqué et à des teneurs plus importantes en cryoclastes. Les niveaux qui encadrent le paléosol sont riches en sables (~30%) et possèdent également la plus grande proportion de graviers (entre 0,7 et 0,87 %). Les *niveaux 3* et *4* sont plus riches en limons avec des proportions supérieures à 90 %. Les teneurs en sables sont faibles pour le *niveau 3* et atteignent plus de 7 % pour le *niveau 4*. Les teneurs en MO sont d'environ 3,8 % pour les *niveaux 2* et *4*, contre 5,18 % pour le *niveau 3*. Les teneurs élémentaires sont très similaires pour les trois premiers niveaux échantillonnés (*2, 3* et *4*) avec de faibles teneurs en Ca comprises entre 2,51 % et ~ 5 %, entre 18 et 22 % de Si, entre 4 et 5% de Al, entre 1,5 et 2,6% de Fe, presque 0,8% de K et environ 0.35 % de Ti. Le niveau sus-jacent est quant à lui très riche en Ca (17,27%), plus faible en Si (13,71%), en Al (3,08%) et en K (0,5 %) ainsi qu'en Ti (0,22 %). Les teneurs en Fe sont similaires avec 1,56 %. Concernant les éléments traces, le matériel parent (*niveau 2*) présente une faible diversité avec la présence de S, Mn, Ni, Zn, As, Rb, Sr, Y, Zr, Mo, Sn, Pb. Les *niveaux 3* et *4*

possèdent des compositions similaires avec de fortes teneurs en P, S, Sr et Mn (ce-dernier est absent du *niveau 3*), quelques dizaines de Cr, Ni, Zn, Rb Y, Nb, et Pb.

Le *niveau 5*, cryoclastique ne contient que du Mn, Cu, Zn, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo.

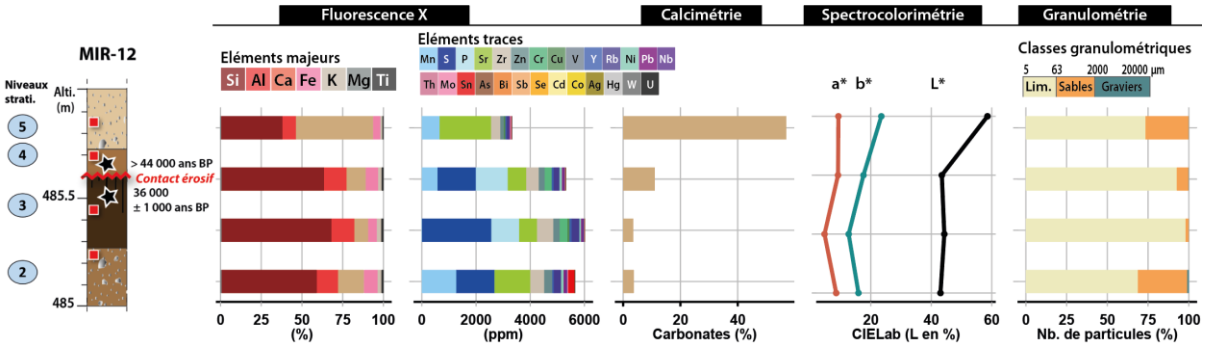


Figure 71. Diagramme des résultats sédimentologiques obtenus pour la séquence MIR-12 (Luberon).

4.3.7. La coupe de Jouques (Jouques, Vallée de la Durance)

La coupe de Pont-de-Mirabeau est située en rive droite de la moyenne vallée de la Durance à quelques centaines de mètres à l'amont de la cluse de Mirabeau qui sépare la moyenne de la basse vallée de la Durance (43°41.409' N, 5°40.656' E ; 258 m alt.) (**Figure 72**). Cette formation déjà étudiée à de nombreuses reprises (Ambert, 1980 ; Bazile-Robert, 1981, Magnin, 1992, 1993) constitue l'un des rares enregistrements malacologiques du Pléistocène supérieur en Provence pour les périodes du MIS 3 et 2 (Magnin, 1992, 1993).

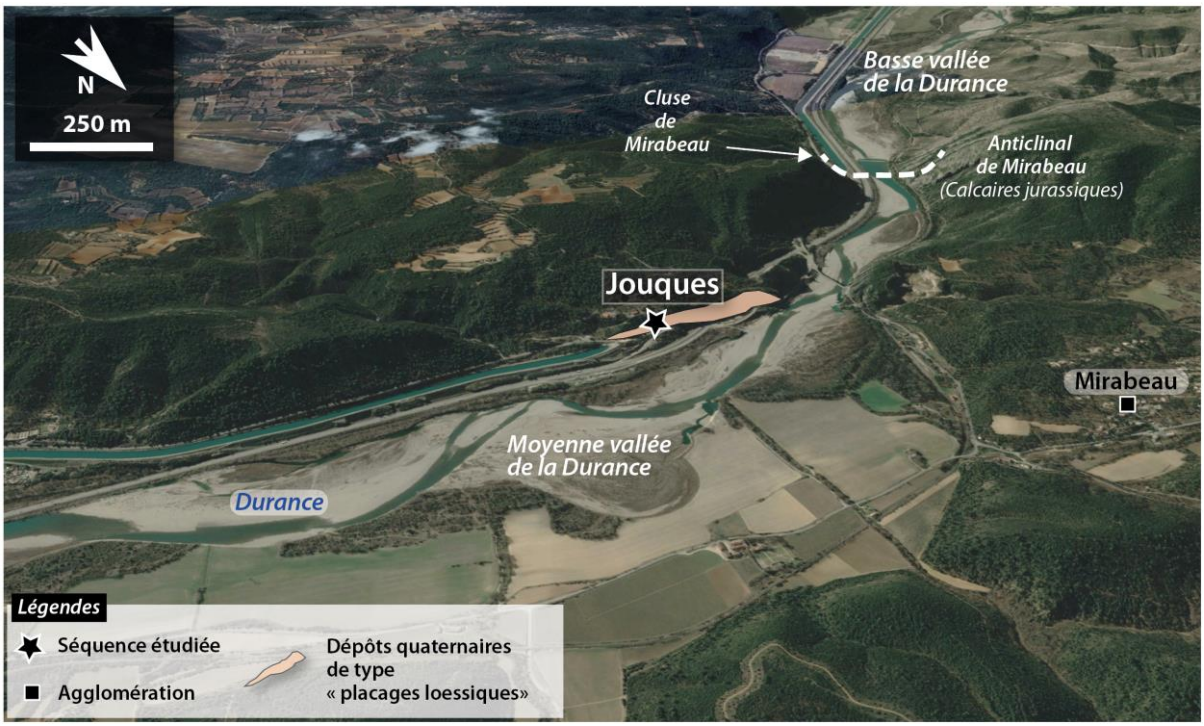


Figure 72. Localisation de la coupe de Jouques dans la vallée de la Durance (Fond de carte : Google Earth).

Stratigraphie et échantillonnage

Cette formation est composée d'une première formation lœssique en contact direct sur le substrat calcaire jurassiques. Au-dessus de cette formation s'est développé un horizon de sol colluvial surmonté d'un niveau rougeâtre silteux à cailloutis qui remanie certains fragments de l'esquisse de sol rouge. Ce-dernier niveau est surplombé par une autre formation de type placages de sables éoliens (« lœssiques ») attribuée au dernier maximum glaciaire (**Figure 73**).

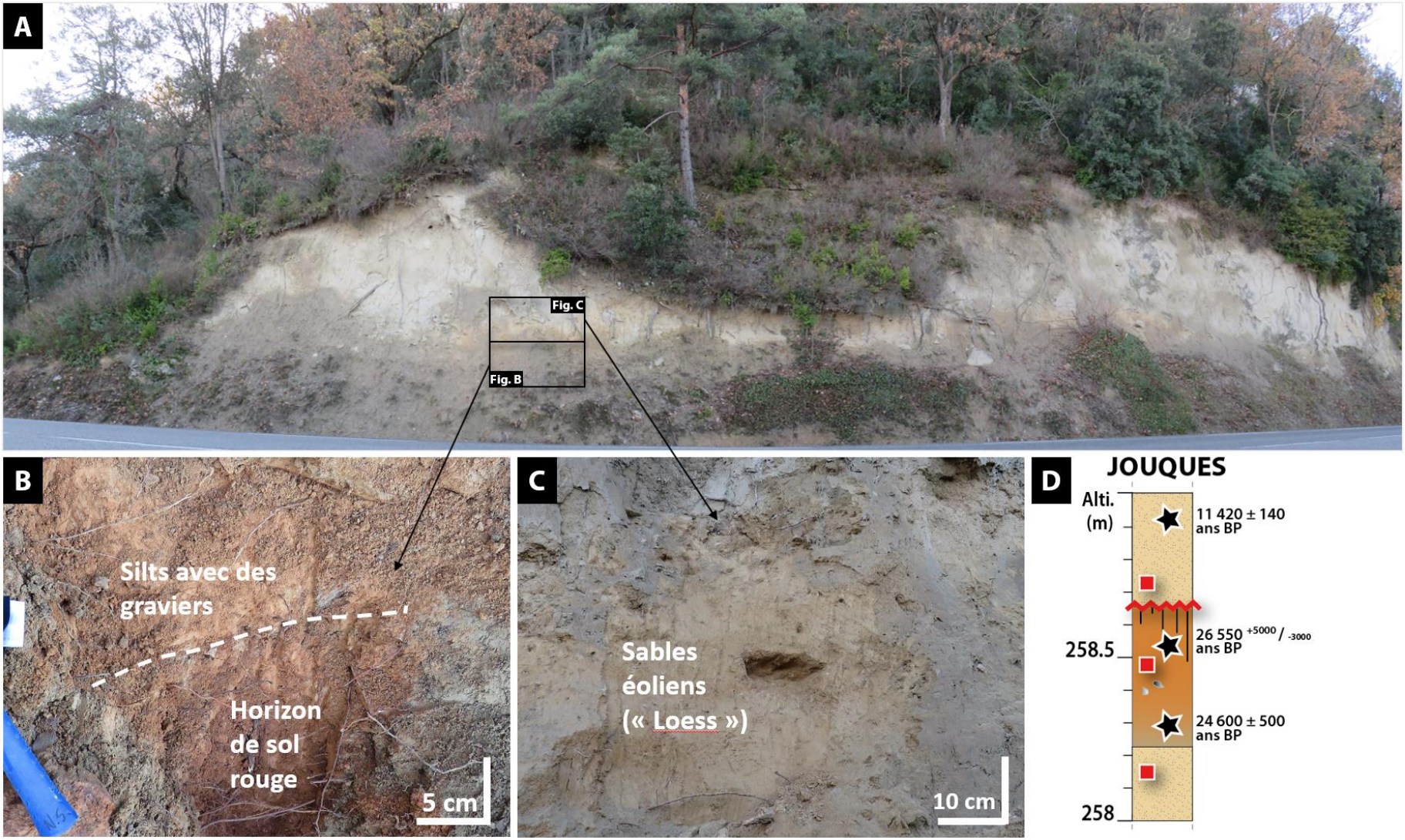


Figure 73. A) Vue de la coupe de Jouques et des zones de prélèvements ; B) Horizon de sol prélevé ; C) Sables éoliens (« lœssiques ») au-dessus ; D) Relevé stratigraphique avec positionnements des datations ^{14}C (étoiles noires) et des échantillons sédimentologiques prélevés (rectangles rouges).

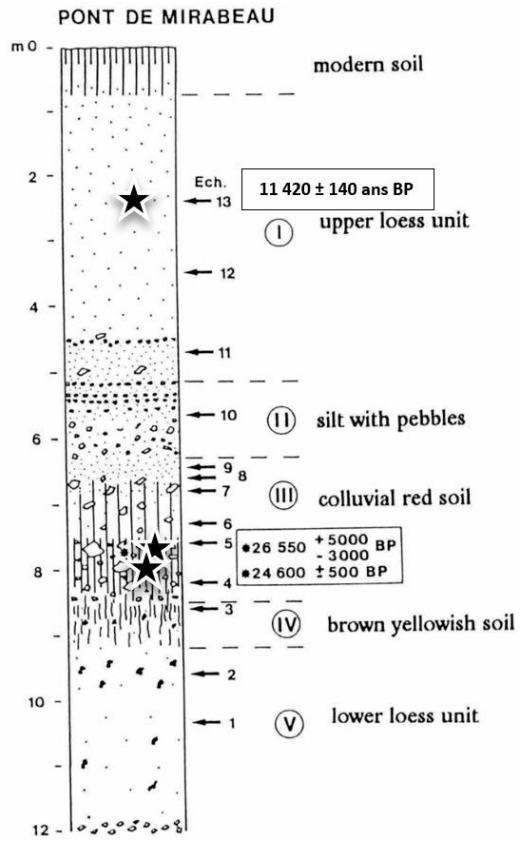


Figure 74. Coupe de Jouques (Vallée de la Durance) extraite de Magnin, 1993.

Datations :

La chronologie de cette séquence repose sur un ensemble de datations radiocarbones en provenance de l'horizon pédologique et issues de la littérature (**Figure 74**). Les plus anciennes datations effectuées sur coquilles et datant des années 80 offrent d'abord un âge peu précis compris entre 21 700 et 40 500 ans cal. BP (Ambert, 1980), qui est ensuite précisé par un âge d'environ 28 000 ans cal. BP (Bazile-Robert, 1981) (**Tableau 16**). En premier lieu, ces datations associent la formation de ce sol à l'un des derniers interstades avant le DMG (soit à l'interstade n° 4 d'après la courbe isotopique NGRIP ; Rasmussen *et al.,* 2014). En 2006, trois datations sont effectuées sur des charbons prélevés dans l'horizon de sol (F. Diaz Del Olmo dans Ollivier, 2006) et les niveaux de sables lœssiques sus-jacents (Ollivier, 2006). Les âges obtenus, bien qu'imprécis, attribuent ainsi un âge au moins supérieur à 48 000 ans BP (environ 52 000 cal. BP ; Ollivier, 2006) et similaires aux horizons les plus anciens de Terre-Rouge I (*niveau 4*) dans le complexe interstadiaire de Moershoofd. La datation réalisée dans les lœss sus-jacents (Ollivier, 2006) est comprise entre *c.* 13 000 et 13 500 ans. De nouvelles datations vont être effectuées sur cette coupe afin de mieux contraindre dans le temps.

Tableau 16. Dates radiocarbones de la coupe des Avaranches calibrées à partir de la courbe IntCal20 (Reimer *et al.* 2020) à l'aide du logiciel CALIB 8.20 (Stuiver *et al.,*2005) et présentées en cal. Before Present (B.P.) à 2 σ d'intervalles.

Code laboratoire	Nom échantillon	Matériau	Equivalence avec la stratigraphie	Age ^{14}C BP	Age cal. BP (2 σ)	Auteurs
Ly 1587	-	Coquilles	Niveau III (Magnin, 1993)	26 550 +5 000/-3000	21 793 – 40 472	Ambert, 1980
MC 2390	-	Coquilles	Niveau III (Magnin, 1993)	24 600 ± 500	27 819-29 885	Bazile-Robert, 1981
Poz-17284	Mirabeau 11	Charbon	Niveau I (Magnin, 1993)	11 420 ± 140	13 090-13 517	Ollivier 2006
Beta-94584	-	Charbon	Niveau III (Magnin, 1993)	> 48810	-	F. Diaz Del Olmo dans Ollivier 2006
Beta-94583	-	Charbon	Niveau III (Magnin, 1993)	> 51890	-	F. Diaz Del Olmo dans Ollivier 2006

L'échantillonnage :

Les prélèvements ont été effectués sur trois niveaux : la base, le paléosol et le niveau lœssique sus-jacent (**Figure 73.C**).

Nombre d'échantillons	
Sédimentologie	***3***

Les résultats sédimentologiques

Le niveau de sol rouge (L* = 50,64 %, a* = 12,31, b* = 24,03) à matrice limoneuse (L = 86,0 %, S = 14,0 %) et à colluvions. Des traces de MO (2,41 %) ont été décelées et les analyses anthracologiques ont reconnu quelques espèces méditerranéennes telles que *Pinus silvestris, Sorbus domestica et Pinus pinea* (Bazile-Robert, 1981). Les assemblages malacologiques indiquent un climat tempéré (*Cochlostoma septemspirale, Pagodulina pagodula, Pomatias elegans,* et *Discus rotundatus*) *(*Magnin, 1992, 1993). La calcimétrie indique 22,10 % de carbonates et les analyses élémentaires XRF indiquent que ce niveau est composé de 14,87 % de Si, 7,78 % de Ca, 4,61 % de Al, 3,12 % de Fe, 1,00 % de K et 0,34 % de Ti. Les éléments traces indiquent la présence de Mn (892 ppm), S (458 ppm), Sr (376 ppm) Zr (155 ppm), et quelques dizaines de ppm de Zn, Rb, Y.

Le niveau sus-jacent de couleur beige-jaune (L* = 48,76 %, a*= 6,27 %, b* =18,68 %) type lœssique (L = 91,4 %, S = 8,6 %). Sa composition comprend 33,80 % de $CaCO_3$, des pourcentages équivalents pour Si et Ca avec 15,89 % et 15,46 % respectivement, puis quelques pourcents de Al (3,95 %), Fe (2,70 %), K (0,73 %), Ti (0,26 %). Sous forme d'éléments traces, il y a du Mn (938 ppm), Sr (533 ppm), P (324 ppm), S (234 ppm) et Zr (142 ppm).

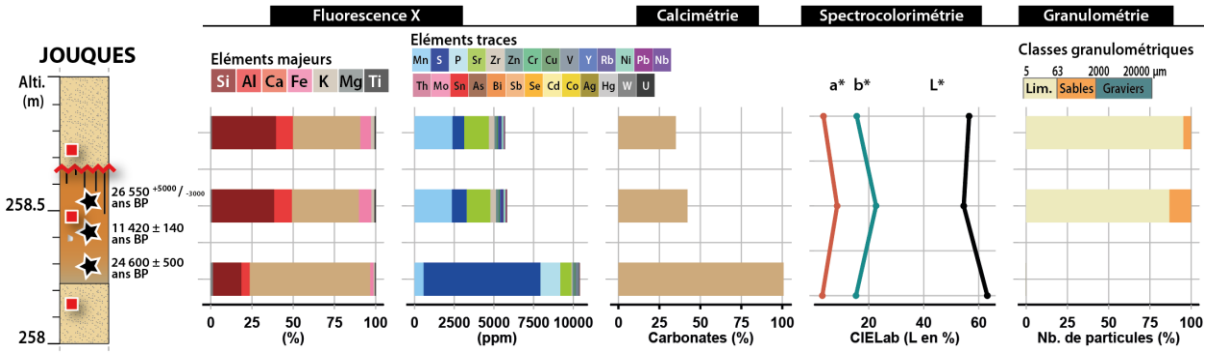


Figure 75. Diagramme des résultats sédimentologiques obtenus pour la séquence de Jouques (Vallée de la Durance).

4.4. Les séquences non-datées

4.4.1. Le ravin du Loup (Cabrières d'Aigues, Luberon)

Stratigraphie et échantillonnage

La coupe est localisée en rive droite du vallon du Loup sur un escarpement de molasse miocène (également appelée Loup 1 dans Ollivier, 2006) (GPS : 43°46.480' N, 5°30'210' E ; 398 m alt.).

Cette séquence est constituée de plusieurs niveaux distincts déjà décrits par V. Ollivier (2006) (**Figure 76**) : le premier niveau (*1a*) est un dépôt sablo-limoneux jaune contenant des nodules de carbonates et des poupées carbonatées, présentant des altérations marquées et des auréoles d'oxydation diffuses, avec quelques cailloutis hétérométriques sub-anguleux (jusqu'à 2 cm de grand axe). Le *niveau 1b* est une lentille caillouteuse avec des cailloutis hétérométriques et sub-anguleux dans une matrice sableuse blanchâtre. L'horizon pédologique étudié ici correspond au *niveau 2a* (potentiellement un horizon C) de couleur brun jaune, raviné et à structure polyédrique. Il présente un fin niveau de cailloutis à la base (jusqu'à 10 cm de grand axe) dans une matrice sablo-limoneuse jaune rouge. Le *niveau 2b* est un chenal érosif qui remanie le sommet du sol sous-jacent. Le *niveau 3a* est un petit chenal caillouteux avec des éléments hétérométriques émoussés, plus ou moins lités, et emballés dans une matrice sablo-limoneuse brun très pâle. Le *niveau 3b* correspond à un ensemble limono-sableux avec des cailloutis hétérométriques émoussés (jusqu'à 3 cm de grand axe) et des phénomènes de carbonatation. Enfin, le *niveau 4* est une nappe limono-sableuse olive pâle composée d'éléments caillouteux récents, possiblement liés à des ravinements récents.

L'échantillonnage :

Les prélèvements ont été effectués sur trois niveaux : le *niveau 1b*, le *niveau 2a* (l'esquisse de sol) et le *niveau 2b* localisé au-dessus du sol.

Nombre d'échantillons	
Sédimentologie	***3***

Les résultats sédimentologiques

Le niveau d'horizon pédologique (*niveau 2a* dans Ollivier, 2006) possède une matrice sablo-limoneuse (L = 91,0 %, S =9,0 %) à débit polyédrique de couleur jaune-rouge (L * = 43,95 %, a* = 10,45, b* = 20,34). La teneur en MO est de 3,22 % et celle en $CaCO_3$ est de 7,40 %. La composition élémentaire indique 17,74 % de Si pour 4,55 % de Al, 3,29 % de Ca, 2,53 % de Fe, 1,15 % de K et 0,30 % de Ti. Les éléments traces indiquent des fortes teneurs en Mn et S (802 et 759 ppm), puis une centaine de ppm pour V et Zr (104 et 182 ppm) pour quelques dizaines de ppm pour 9 autres éléments (As, Mo, Nb, Ni, Pb, Rb, Sr, Y et Zn).

Cette esquisse de sol repose sur le *niveau 1a* limono-sableux (L = 67,9 %, S = 32 %, G = 0,1 %) à nodules de carbonates, aux altérations marquées et aux auréoles d'oxydation diffuses comportant quelques cailloutis hétérométriques jusqu'à 2 cm de grand axe) sub-anguleux. La couleur de la matrice est jaune beige (L* = 54,90 %, a* = 5,58, b* = 20,12). Les teneurs en carbonates sont élevées avec 54,90 %. On retrouve 18,23 % de Ca, 11, 42 % de Si, 3,03 % d'Al, 1,40 % de Fe, 0,57 % de K et 0,18 % de Ti. Les éléments traces sont moins diversifiés que pour l'horizon sus-jacent avec seulement 9 éléments dont P (423 ppm), Sr (405 ppm), Mn (318 ppm), Zr (103 ppm), et quelques dizaines de ppm pour Zn, Rb, Cu, Y, As.

Le *niveau 3b*, sus-jacent, reposant en contact érosif sur l'horizon de sol forme un ensemble limono-sableux (L = 89,6 %, S =10,4 %) à cailloutis hétérométriques émoussés (jusqu'à 3 cm de grand axe) beige clair (L* = 59,64 %, a* = 6,90, b* = 22,79). Ce niveau présente 41,40 % de CaCO3, 15,32 % de Si, 14,17 % de Ca, 4,45 % de Al, 2,11 % de Fe, 0,91 % de K et 0,24 % de Ti. On dénombre 12 éléments traces détectés dont P (431 ppm), Sr (382 ppm), Mn (272 ppm), S (264 ppm) et quelques dizaines de ppm pour As, Nb, Ni, Pb, Rb, Y, Zn.

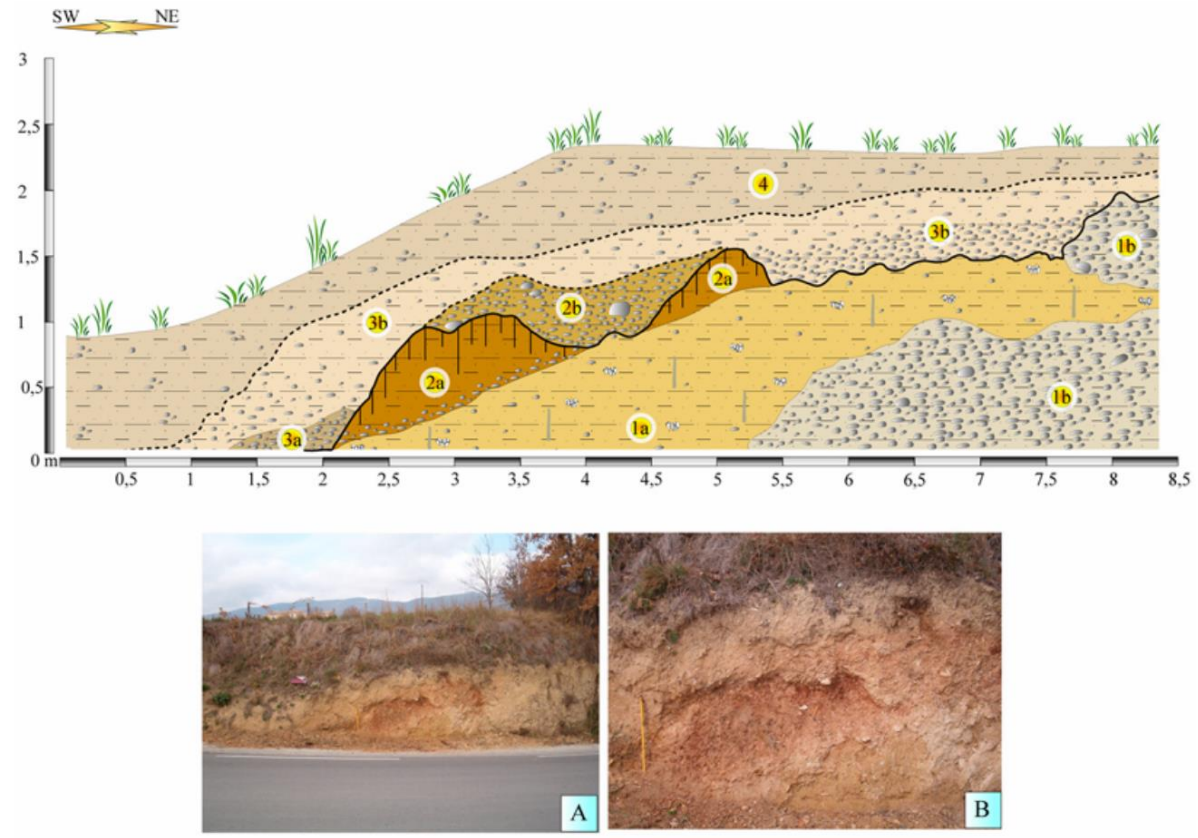


Figure 76. Coupe stratigraphique de la coupe du Loup à Cabrières d'Aigues (LOUP-1, extraite de Ollivier, 2006).

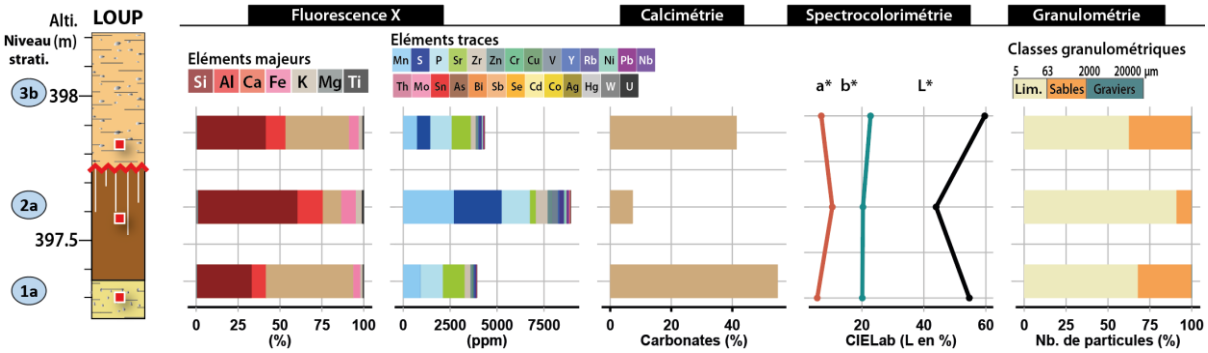


Figure 77. Diagramme des résultats sédimentologiques pour les échantillons de la séquence du Loup (Cabrières d'Aigues, Luberon).

4.4.2. La coupe du ravin du Devens (Monts de Vaucluse, Méthamis)

Les Monts de Vaucluse se caractérisent par un plateau de calcaires urgoniens monoclinaux, inclinés selon un axe nord-sud, qui prolongent l'unité structurale du flanc sud du Mont Ventoux. Le relief de cette dalle calcaire résulte de nombreuses fractures, liées à une structure en grabens, et de l'érosion du réseau hydrographique. Le site étudié ci-après est localisé au débouché du ravin du Devens à environ 1,5 km au S-E du village de Méthamis, au nord du Col de la Ligne (alt. : 756m) (GPS : 44°0,422' N, 5°14,465' E, alt. : 375 m). L'incision du ravin suivant le tracé d'une faille NO-SE dans le massif de calcaires urgoniens entaille les calcaires bédouliens (Crétacé inférieur) composant le plateau vauclusien environnant. Les vestiges d'emboitements de nappes sédimentaires sont conservés sur la rive gauche du talweg actuel comprenant un paléosol rouge caractéristique érodé par des nappes à cailloutis et blocs plus récentes. D'après la carte géologique (au 1/50 000ème) et sa notice associée, la séquence s'inscrit au sein d'une accumulation de colluvions d'âge indéterminé qui « *colmatent en particulier les fonds de vallons à circulation temporaires qui entaillent [...] les plateaux de Vaucluse. Le plus généralement ces colluvions se raccordent directement avec le lit actuel des cours d'eau. Il est difficile de préciser leur âge, mais la majeure partie doit être wurmienne.* » (Rouire *et al.*, 1975). Bien qu'aucune datation n'ait encore été réalisée sur cette séquence, elle a fait l'objet d'une étude inédite dans le cadre de ce travail pour répondre à deux objectifs principaux consistant à : 1) identifier la stratigraphie de la coupe et 2) caractériser les propriétés sédimentaires des différents niveaux observés contenant une esquisse de paléosol très distincte.

Stratigraphie et échantillonnage

La séquence comporte un ensemble de dix niveaux décrits de la base au sommet (Figure 78) :

À la base de la coupe, une nappe de cailloutis calcaires, aux formes émoussées à sub-émoussées, s'étale (*niveau 1*). Ces cailloutis, dont la taille varie de 2 à 5 cm (rarement 10 cm), sont pris dans une matrice limono-sableuse aux teintes marron-orangée rose. On observe une variation graduelle au sein de cette couche : les cailloutis sont plus nombreux à la base, tandis que la matrice domine au sommet. Au-dessus, un horizon de sédiments fins, potentiellement pédogénéisés, se distingue par sa couleur orangée-rouge (*niveau 2*). Cette matrice fine enveloppe des cailloutis calcaires, dont la taille varie du millimètre à 5 cm. Un changement brutal de sédimentation marque le *niveau 3*. Une nappe de blocs et de cailloutis, aux formes émoussées à sub-émoussées, repose en contact érosif sur l'horizon précédent. Ces éléments, dont la taille varie de 0.5 à 15-20 cm, sont pris dans une matrice limoneuse, brune à rose, qui remanie les sédiments du niveau sous-jacent. Un horizon pédologique rouge, pauvre en cailloutis, se développe ensuite (*niveau 4*). Constitué d'une

matrice argileuse à débit polyédrique très sèche, il présente des traces/tâches foncées, millimétriques à centimétriques, d'oxydes mangano-ferriques. Des racines actuelles traversent ce niveau, qui se poursuit de manière continue sous le talus, sur la partie gauche de la coupe. Deux phases se distinguent au sein de cet horizon : une phase riche en cailloutis à la base, et une phase sans cailloutis au sommet. Le *niveau 5*, sus-jacent, est caractérisé par des nappes de blocs, aux formes émoussées à sub-émoussées. Ces blocs, dont la taille peut atteindre 50 cm, sont accompagnés de galets et d'une matrice beige foncé à beige clair. Des traces de précipitation carbonatée, certainement issus de précipitations secondaires, blanchissent la matrice par endroits. Une nappe de cailloutis, de 0,5 à 5 cm de grand axe, recouvre les niveaux précédents en contact érosif (*niveau 6*) La matrice, brune rosée foncée, est composée d'un mélange limono-sableux à sablo-limoneux, résultant du remaniement de l'horizon pédogénéisé sous-jacent. Un niveau discordant, composé de blocs émoussés à sub-émoussés et de galets très émoussés (10 à 40 cm), se met en place (*niveau 7*). Ces éléments sont enveloppés dans une matrice beige clair jaunâtre, limono-sableuse, présentant des traces de carbonatation post-dépôt qui contribuent à son blanchiment. Ce niveau se poursuit sur toute la partie droite de la coupe, sous le *niveau 8* constitué d'une succession de nappes torrentielles emboîtées, composées de cailloutis lités (micro-talwegs ?) de 2 à 10 cm de grand axe, se distingue ensuite. L'absence de blocs est notable. La matrice, brune à beige, limono-sableuse à sablo-limoneuse, présente des phases de carbonatation. Une nappe de cailloutis émoussés, de 0,5 à 5 cm de grand axe, disposés horizontalement (litages horizontaux), marque le *niveau 9*. Ces cailloutis sont pris dans une matrice beige orangée grise limoneuse. Enfin, un sol actuel scelle la partie droite de la coupe (*niveau 10*).

L'échantillonnage :

Cinq prélèvements sédimentaires ont été effectués sur les *niveaux 1, 2, 3, 4, 6* et *7* (**Figure 78.C**)

Nombre d'échantillons	
Sédimentologie	***5***

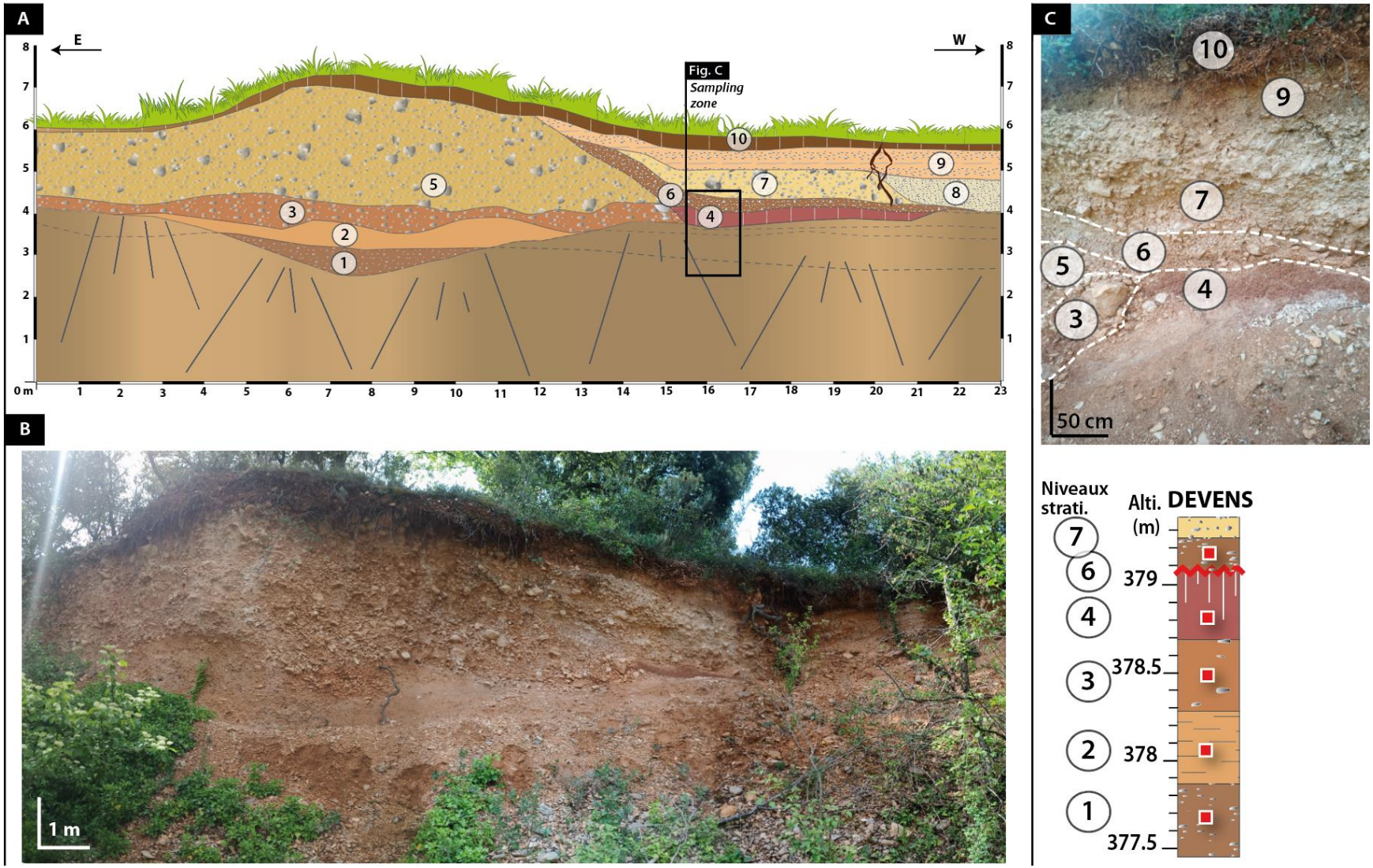


Figure 78. Coupe du ravin du Devens (Méthamis, Monts de Vaucluse) : A) Vue globale de la coupe avec la localisation de la zone de prélèvement ; B) Relevé stratigraphique de la coupe ; C) (*en haut*) Vue de la zone de prélèvement contenant l'horizon de sol étudié, (*en bas*) relevé stratigraphique à l'endroit des prélèvements. Les rectangles rouges correspondent aux prélèvements sédimentologiques effectués dans le cadre cette étude.

Les résultats sédimentologiques

La séquence étudiée présente un horizon pédogénéisé : le *niveau 4*. Le premier niveau (*niveau 1)* est constitué d'une nappe de cailloutis calcaires centimétriques émoussés à sub-émoussés pris dans une matrice sablo-limoneuse (L = 45,1 %, S = 54,6 %, G = 0,3 %) marron-orangée rose (L* = 57,70 %, a* = 14,30 et b* = 26,91). Composé de 53,10 % de $CaCO_3$, 20,58 de Ca, 11,48 de Si, 3,89 % de Al, 1,79 % de Fe et 0,32 puis 0,28 % de K et Ti respectivement. Les éléments traces sont présents en faibles quantités, avec quelques centaines de ppm pour les éléments suivants : Mn (256 ppm), Zr (141 ppm), S (125 ppm), Sr (106 ppm) et Cr (103 ppm). Le *niveau 2* possède une matrice limono-argileuse à forte composante sableuse (L = 69,1 %, S = 30,9 %) de couleur orangée-rouge plus claire et plus rouge (L* = 51,88 %, a* = 17,03 et b* = 29,49) que le niveau inférieur (DEV 22_01). Cette matrice enveloppe des cailloutis calcaires hétérométriques (du millimètre à 5 cm de grand axe), Les teneurs en carbonates et en MO atteignent 44,60 % et 2,4 %. Les teneurs en éléments majeurs sont de 16,18 % pour Si, 14,68 % pour Ca, 4,88 % pour Al, 2,28 % pour Fe et 0,49 ainsi que 0,32 % pour K et Ti. Les éléments traces présentent des teneurs similaires pour les éléments suivants : P (283 ppm), Mn (254 ppm) et Zr (213 ppm), puis plus faibles pour Sr (101 ppm). En contact érosif et remaniant la matrice du niveau inférieur, une nappe de blocs (15-20 cm de diamètre) également composée d'un cortège de cailloutis centimétriques enveloppés dans une matrice sablo-limoneuse (L = 39,3 %, S = 60,1 %, G = 0,6 %) recouvre le paleosol (*niveau 3*).
Les propriétés colorimétriques indiquent des teintes rougeâtres similaires à DEV 22_02 (L* = 52,73 %, a* = 15,74, b* = 24,19). Les teneurs en $CaCO_3$ sont plus faibles que le *niveau 2* (22,60 %) pour une teneur en Ca et Fe pourtant plus élevées (18,30 % et 2,37 %). Une diminution en Si (10,50 %), Al (4,47 %), K (0,20 %) et Ti (0,26 %). Il y a également de faibles traces de Mn (323 ppm), de S (215 ppm), Zr (124 ppm) et Sr (110 ppm), Développé sur ce dernier, le *niveau pédogénéisé 4* brun rouge (L* = 40,40 %, a* = 19,31, b* = 23,69) est composé de cailloutis (certains atteignant 1 à 3 cm de grand axe) et d'une matrice limono-argileuse à débit polyédrique (L = 87,2 %, S = 12,73 %, G = 0,1 %). Ce niveau présence des traces foncées milli à centimétriques d'oxydes mangano-ferriques et de racines actuelles. Ses teneurs en MO approchent 4,62 %. Une nette diminution de $CaCO_3$ (0,40 %) et de Ca (2 %) sont observées alors que les taux en Si (21,15 %), Al (6,64 %), Fe (3,76 %), K (0,51 %) et Ti (0,46 %) ont augmenté.

Le *niveau 5* recouvre en contact érosif le paléosol brun-rouge. Cette nappe de blocs émoussés à sub-émoussés présente des galets allant de 10 à 50 cm de grand axe pris dans une matrice limono-sableuse (L= 15,1 %, S = 83,8 %, G = 1,1 %) beige foncé à beige clair (L* = 61,00 %, a* = 12,79, b* = 28,25). Des traces de carbonatation post-dépôt tendent à blanchir la matrice par endroits. On note une augmentation de 65 % de $CaCO_3$ (66,20 %) et de plus 25 % de Ca (21,15 %). Les éléments de Si, Al, Fe, K et Ti montrent de nettes diminutions (7,31 %, 2,52 %, 1,116 %, 0,21 et 0,15 % respectivement). Les éléments traces indiquent 294 ppm de P, 202 ppm de Mn, 142 ppm de Sr, et moins de 100 ppm pour Mo, Pb, Rb, Y, Zn, Zr.

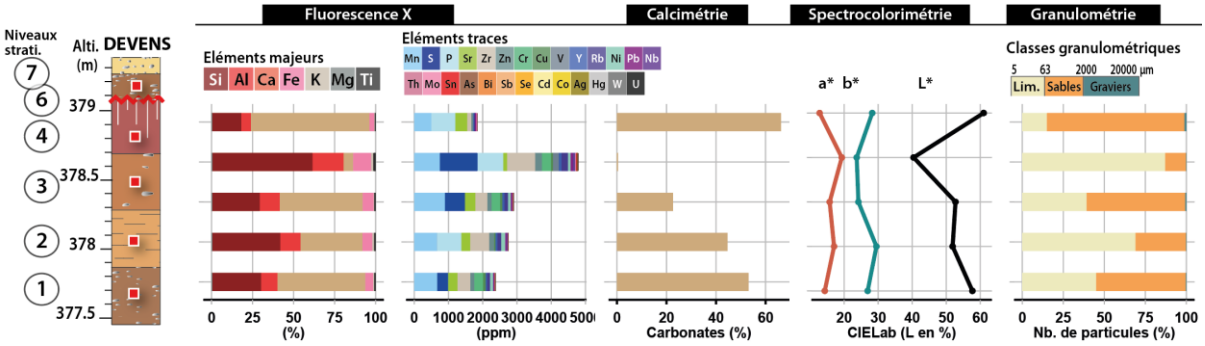


Figure 79. Diagramme des résultats sédimentologiques de la coupe du Devens (Méthamis, Monts de Vaucluse).

4.4.3. La coupe de Valvéranne (Manosque, Luberon)

À l'extrémité orientale du Luberon, sur le flanc nord-ouest de la colline du Bois Hospitalier (alt. 523 m) se trouve le ravin de Valvéranne, affluent de rive droite de la Durance, appartenant à la commune de Manosque. C'est dans ce ravin, qu'a été identifié un lambeau alluvial présentant un horizon rougeâtre très bien identifié. Cette séquence, présentée ci-après sous le nom de "séquence de Valvéranne" (GPS : 43.849057°N - 5.802366°E ; alt.), a fait l'objet d'une étude approfondie. En 1997, Sébrier *et al.* réalisent une tranchée pour étude paléosismique recoupant des dépôts torrentiels du Pléistocène supérieur dans la partie orientale du système de faille de la Moyenne Durance (FMD). Cette tranchée révèle un pli en genou affectant des alluvions datées de 26 800 ± 610 ans BP et recouvert par des colluvions datées de 9 123 ± 190 ans BP (**Figure 80**). Ce pli, interprété comme le résultat d'un mouvement tectonique et non d'une instabilité gravitaire, témoignerait d'une rupture de surface d'un paléoséisme, associée à un pli-faille inverse. L'ampleur du déplacement (environ 1 m) suggère un séisme de magnitude Mw ~ 6,5–6,9 survenu entre 26 800 ± 610 ans BP et 9 123 ± 190 ans BP (Ghafiri, 1995 ; Sébrier *et al.,* 1997 ; Baize *et al.,* 2002 ; Bellier *et al.,* 2021). Des études plus récentes ont ensuite repris ces travaux en intégrant l'analyse de profils sismiques afin de mieux contraindre la géométrie du système durancien et de la faille de Valvéranne, considérée désormais comme une structure secondaire et antithétique associée à la FMD (Cushing *et al.,* 2008 ; Bellier *et al.,* 2021). La déformation observée à Valvéranne pourrait correspondre à un glissement (banc sur banc) de stratification accommodant le plissement des séries miocènes lié au jeu de la FMD. Ce type de faille secondaire antithétique est couramment observé lors de séismes de magnitude supérieure à 6, en particulier associé à des failles majeures à composante inverse. Bien que réinterprétée comme une structure secondaire, la déformation quaternaire de Valvéranne, et l'estimation de l'âge du paléoséisme associé, restent valables.

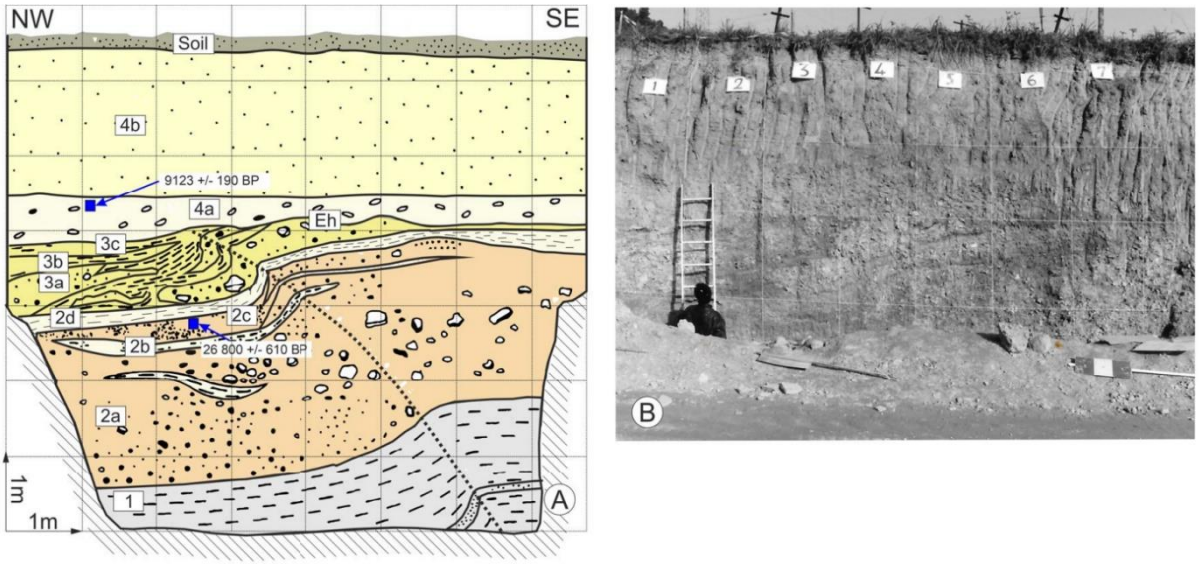


Figure 80. (*A gauche*) Log de la tranchée paléosismique modifiée d'après Sébrier *et al.* 1997 et Baize *et al.* 2002 ; (*à droite*) Photographie du relevé de la tranchée de Valvéranne en décembre 1992 (crédit : Ghafiri A.). La photographie est présentée à une échelle similaire au log de la tranchée. Le fond de la tranchée est masqué par

le bord de la route au premier plan. Description de la série de tranchées : de bas en haut avec (1 à 3) dépôts fluviatiles et torrentiels recouverts par des colluvions : 1 : horizon argileux verdâtre ; 2 : niveau grossier hétérométrique regroupant les horizons 2a et 2c, dans lequel s'intercalent des lentilles sableuses (2b) ; 2d : niveau silto-argileux à couches tourbeuses, passant latéralement à un horizon grossier hétérométrique ; 3a : horizon grossier surmonté de deux niveaux argileux (3b et 3c) ; 4a : formation graveleuse passant à silteuse (4b). Datations au radiocarbone : • Datation ^{14}C de fragments de bois échantillonnés dans la formation alluviale inférieure (2c) : 26 800 ± 610 ans BP ; • Datation ^{14}C de concrétions carbonatées prélevées dans la partie supérieure des colluvions (4a) : 9123 ± 190 ans BP. L'âge des colluvions supérieures est attribué au Néolithique, comme l'attestent les marqueurs archéologiques retrouvés (pierres brûlées et tessons).

Stratigraphie et échantillonnage

La séquence de Valvéranne comporte un ensemble de cinq niveaux décrits de la base au sommet (Figure 81. A & B) :

La séquence repose sur un poudingue à matrice blanche-jaunâtre très calcaire, non consolidée, contenant des galets émoussés, centimétriques à décimétriques (5 à 30 cm de grand axe) (*niveau 1*). Cet ensemble, par sa texture et sa composition, évoque la formation mio-pliocène environnante de Valensole. Cependant, en l'absence de datation ou d'estimation chronologique précise, il est impossible d'affirmer avec certitude son appartenance à ce substrat. De plus, sa faible consolidation ne permet pas de l'attribuer de manière définitive au substratum géologique. Il est donc considéré ici comme un premier niveau stratigraphique distinct. Au-dessus, une nappe colluviale se distingue par sa matrice orangée et ses cailloutis remaniant les éléments du substrat (*niveau 2*). Ce niveau présente un gradient colorimétrique : les teintes blanches-jaunâtres dominent à la base, tandis que les teintes orangées caractérisent le sommet, évoquant un front d'altération ou un horizon C. Un horizon pédologique orangé, contenant quelques cailloutis centimétriques sub-anguleux à émoussés, se développe ensuite (*niveau 3*). En contact érosif, un ensemble de nappes litées à matrice beige orangée recouvre constitue le *niveau 4*. Ces nappes, composées de cailloutis centimétriques et de quelques blocs calcaires émoussés éparses (15 à 30 cm de grand axe), présentent un léger pendage vers l'ouest, plus marqué que la topographie suggérée par les niveaux sous-jacents. Enfin, le dernier niveau est marqué par l'évolution d'un sol colluvial actuel (*niveau 5*).

L'échantillonnage de la séquence de Valvéranne dans le cadre de cette étude :

Trois échantillons sédimentaires ont été prélevés dans les *niveaux 2, 3* (esquisse de sol) et *4* (**Figure 81.C**).

Nombre d'échantillons	
Sédimentologie	***3***

Tentative de corrélations avec la stratigraphie du log de la tranchée paléosismiques réalisée à environs 200 m à l'amont :

Tranchée paléosismique (Sebriès *et al.*, 1997)	**Séquence de Valvéranne** (*cette étude*)
Niveaux 2a, b, et c	Niveau 2
Niveau 2d	Niveau 3
	Niveau 4
Sommet du log	Niveau 5

Remarque : Bien que distantes de seulement 200 m, une corrélation fiable entre les ensembles datés de la séquence paléosismique et ceux de la séquence de Valvéranne étudiée ici, nécessiterait une datation de cette dernière.

Les résultats sédimentologiques

Les résultats des analyses sédimentologiques sont présentés en **Figure 82**.

Le matériel parent (*niveau 2*) est plus clair que les niveaux sus-jacents, avec une teinte beige orangé (L= 67,51 %; a* = 5,47 et b* = 20,79). Le paléosol a des teintes brune rouges foncées (L = 40,44%,a*=10,97 et b* = 19,64) et le niveau supérieur, plus clair, possède des une matrice aux teintes orangées (L = 47,25%, a* = 8,14 et b* = 19,49). Les teneurs en $CaCO_3$ sont de 62,90 %, 3,10 % et 31,90 % pour les *niveaux 2*, *3* et *4* respectivement indiquant une forte altération des carbonates (ou lessivage du paléosol). La teneur en MO dans le paléosol est 3,44 %. La granulométrie n'a pas été mesurée pour le substrat (*niveau 2*). En revanche, la granulométrie du paléosol indique une fraction majeure de limons (80,24%) pour presque 20 % de sables. Le *niveau 4* quant à lui, présente environ 56 % de limons contre environ 44% de sables. Concernant les éléments majeurs, on retrouve la même tendance pour le Ca que pour les carbonates, avec une valeur élevée à la base (27,12%), plus faible dans le paléosol (7,91%) et à peine plus élevé dans le niveau sus-jacent (12,6 %). En revanche, des quantités similaires de Si, Al, Fe, K et Ti sont observées pour les *niveaux 3* et *4* (paléosol), avec des valeurs respectives de ~17 %, ~5 %, ~2,7 %, 0,85 % et 0,31 %. Le *niveau 2* ne contient que 6,48 % de Si, 1,72 % de Al, 0,88 % de Fe, 0,28 % de K et 0,13 % de Ti. Si les *niveaux 3* et *4* présentent les mêmes éléments traces (à un ou deux éléments près) avec plusieurs centaines de P, de S et de Mn et quelques dizaines de ppm de Zr, Cr, Ni, Cu, Zn, As, Rb, Y, Nb, Pb, le matériel parent (*niveau 2*) possède une faible diversité élémentaire avec plusieurs milliers de ppm de S et plus de 100 ppm de P, Mn et Sr, puis quelques dizaines de Ni, Zn, Rb, Y et Zr. La proximité élémentaire de ces deux derniers niveaux (paléosol et *niveau 4*) est certainement reliée au remaniement des sédiments du sommet du sol pour les parties sus-jacentes, qui ont été intégrés dans la matrice du *niveau 4*.

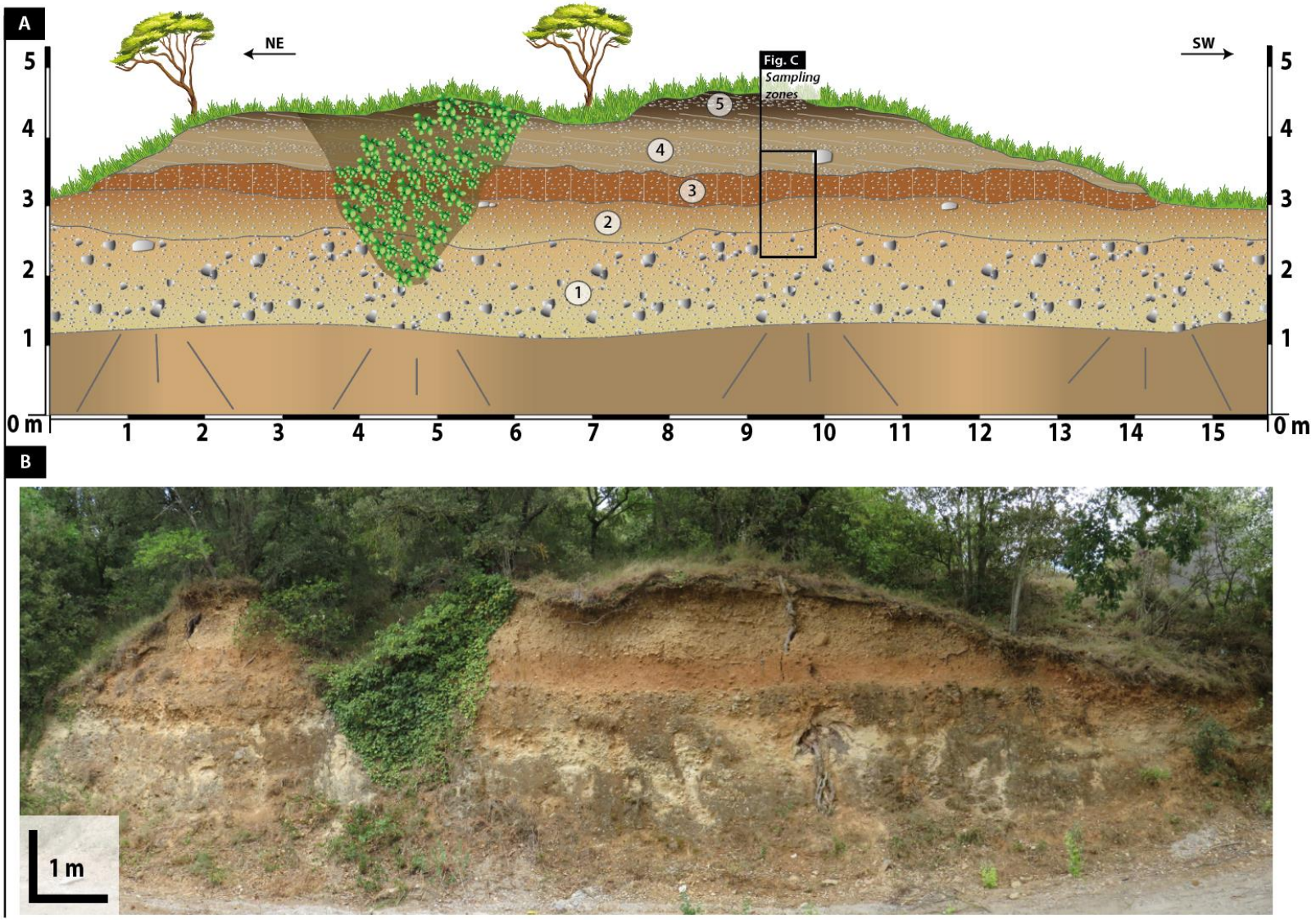


Figure 81. Coupe de Valvéranne (Manosque, Luberon oriental) : A) Relevé stratigraphique ; B) Vue de la coupe correspondante qui indique la zone de prélèvements (C).

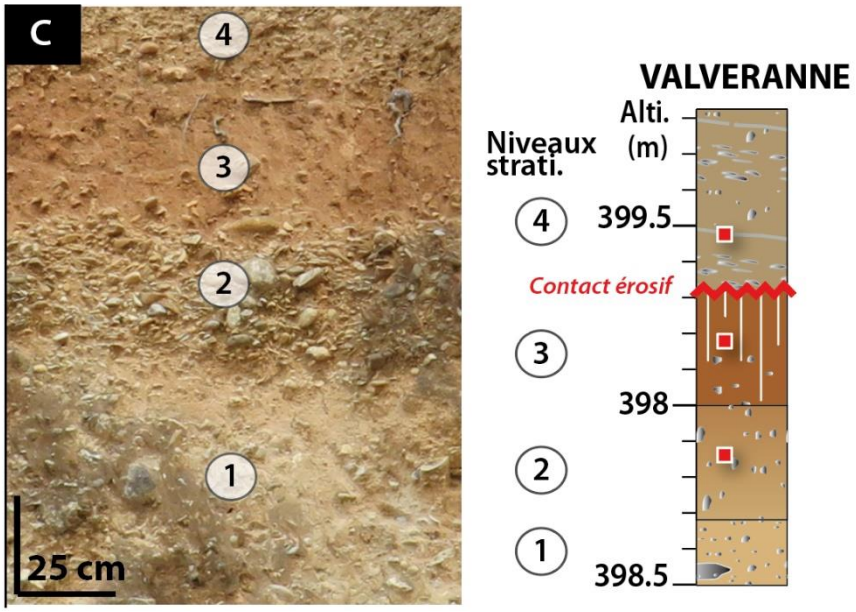


Figure 81 (*Suite*). C) Vue zoomée de la zone de prélèvements (*à gauche*) et relevé stratigraphique (*à droite*) de la coupe de Terre Rouge I à l'endroit des prélèvements (les rectangles rouges correspondent aux prélèvements sédimentologiques effectués dans le cadre cette étude).

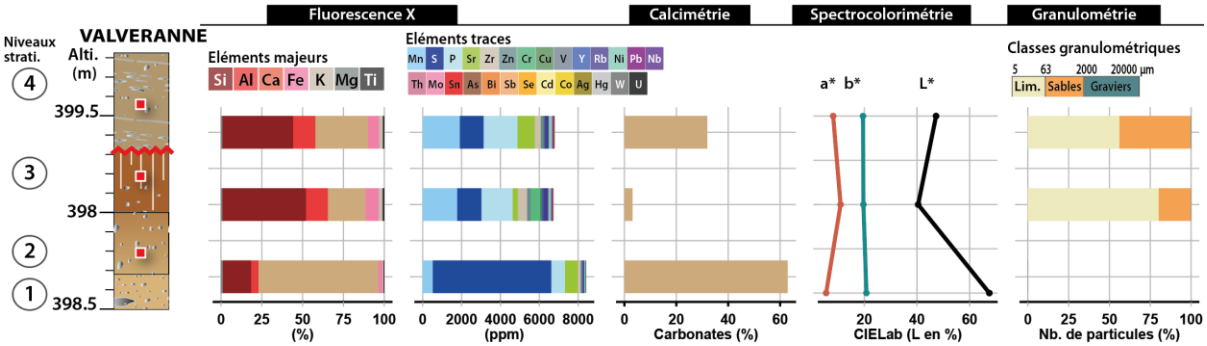


Figure 82. Diagramme des résultats sédimentologiques obtenus sur les échantillons prélevés sur la coupe de Valvéranne (Manosque, Luberon oriental).

4.5. Inter-comparaison des sites

Afin d'analyser les processus d'altération des sols étudiés, les ratios géochimiques ont été normalisés en divisant les valeurs obtenues pour chaque sol par celles de leur substrat associé (**Figure 83**).

Cette méthode permet de mettre en évidence les variations relatives par rapport au matériau parental, indépendamment des différences initiales en composition chimique. Dans sa signification, un indice normalisé supérieur à 1 traduit un enrichissement relatif de l'élément considéré dans le sol, souvent associé à des processus d'accumulation ou de concentration secondaire. À l'inverse, une valeur inférieure à 1 indique une déplétion relative, typiquement due à des phénomènes de lixiviation ou d'altération différentielle. Ces variations offrent une perspective comparative permettant d'identifier les processus pédogénétiques dominants et leur intensité pour chaque sol de l'étude.

L'altération des carbonates

L'altération des carbonates, un processus majeur dans ces sols, est évaluée par le rapport **Ca/Al.** Ce ratio reflète le degré de transformation des minéraux carbonatés en matériaux riches en Al, Si ou Fe, indiquant la formation de minéraux secondaires argileux, majoritaires dans les sols. Une diminution du ratio Ca/Al, comme observée dans le profil MIR-11 (décrit précédemment), est généralement associée à une diminution des teneurs en carbonates, induite par les processus pédogénétiques. Pour cet indice, des variations significatives sont observées entre les différents sites.

La majorité des sols présentent des valeurs (**$Ca/Al_{normalisé}$**) inférieures à 1, témoignant d'une altération efficace des carbonates par lixiviation. Chronologiquement, l'horizon du Bayon (SIM 7/8) et de Terre-Rouge II montrent les plus faibles taux d'altération. Marseilleveyre se rapproche de la valeur moyenne (entre 0.5 et 1), intervalle regroupant également les sols des SIM 3, 4 et 5. Enfin, les horizons les plus décarbonatés sont ceux de la Jaïncel et de Bérigoule II (non-datés), suivis de Terre-Rouge II. Notons une forte variabilité intra-séquence, au sein de la coupe de Terre-Rouge I, dans laquelle le *niveau 2* (sol le plus ancien) I se distingue de l'horizon sus-jacent (*niveau 4*) avec une valeur bien supérieure à 1, indiquant une faible altération des carbonates. Ce contraste entre ces deux niveaux pédogénéisés au sein de la même séquence souligne l'expression de paramètres environnementaux bien distincts.

De manière complémentaire, l'indice **$Ca/Sr_{normalisé}$** offre un autre regard sur le comportement des carbonates. Contrairement au Ca/Al, la distribution des valeurs de Ca/Sr ne suit pas le même schéma. En effet, bien que toutes les séquences affichent des valeurs inférieures à 1, indiquant une déplétion en Ca par rapport au Sr, ces valeurs restent proches de 1, avec un minimum autour de 0,7. Plusieurs interprétations sont possibles : une mobilité similaire du Ca et du Sr, suggérant une faible altération des carbonates ; une intensité limitée des processus pédogénétiques, insuffisante pour une

séparation significative entre Ca et Sr ; ou une relative homogénéité des apports lithologiques et une faiblesse des apports exogènes.

Malgré cette tendance générale, des variations existent. Les valeurs les plus faibles, indiquant une déplétion en Ca par rapport au Sr sont observées pour Bérigoule II (non-daté), en accord avec l'altération mise en évidence par le Ca/Al. Il en est de même pour le Destet. À l'inverse, les valeurs les plus proches de 1, lithologique induisant une faible variation par rapport au substrat, rassemblent les séquences de Bérigoule I (SIM 5), le paléosol du Bayon (SIM 7/8), Loup (non-daté) et la Baume II (non-daté). Ces derniers, sont riches en matériaux calcaires (types cailloutis calcaires), et la faible altération peut donc refléter ces apports allochtones en provenance du substrat local.

Le comportement des argiles

L'indice Si/Al met en évidence le comportement des argiles et les processus pédogénétiques associés. Dans la séquence MIR-11, à partir de *l'unité 4b4* (*S13-14*) et jusqu'à *l'unité 4b6a*, un enrichissement en Si est corrélé à l'augmentation de la teneur en matière organique, traduisant une intensification du lessivage de Al (perte). Cette altération peut être attribuée à la pédogénèse et/ou à l'augmentation des teneurs en matière organique, voire un gain en matériaux siliceux (ex., quartz dans sables éoliens ?). Les valeurs sont relativement homogènes et comprises entre 0,8 et 1,4.

Les ratios $Si/Al_{normalisés} > 1$ indiquent également un enrichissement en Si par rapport au substrat dépendant de multiples facteurs (présence de phases siliceuses supplémentaires, lixiviation moins intense permettant l'accumulation de silicates, ou conditions climatiques plus sèches limitant l'altération chimique). Cet enrichissement en Si est observé dans les séquences de MIR-11, du Devens (non-daté), Destet, entre autres.

À l'inverse, un rapport $Si/Al_{normalisé} < 1$ suggère une perte en Si par lessivage et un maintien de l'Al sous forme d'argiles (*ex.,* comme la kaolinite). Ce scénario est favorisé par des climats plus humides ou des environnements à forte lixiviation, intensifiant l'altération chimique. Les séquences de la Baume I (SIM 3 & 4), Bérigoule II (non-daté), Jouques (SIM 3 & 4) et la Jaïncel présentent cet enrichissement en Al.

Des valeurs proches de 1, observées dans le paléosol des Avaranches (SIM 3 & 4), du Bayon (SIM 7/8), de Bérigoule I, MIR-12, de Terre-Rouge I (*niveau 6*), de Loup et Valvéranne (non-datés), traduisent un équilibre relatif entre le sol et le substrat, indiquant une altération chimique très modérée[8].

[8] ***Note*** : Il est important de noter que l'absence d'horizon Bt (érodé) dans certains paléosols peut biaiser l'interprétation des processus pédogénétiques, notamment en ce qui concerne l'altération chimique et l'accumulation d'argiles.

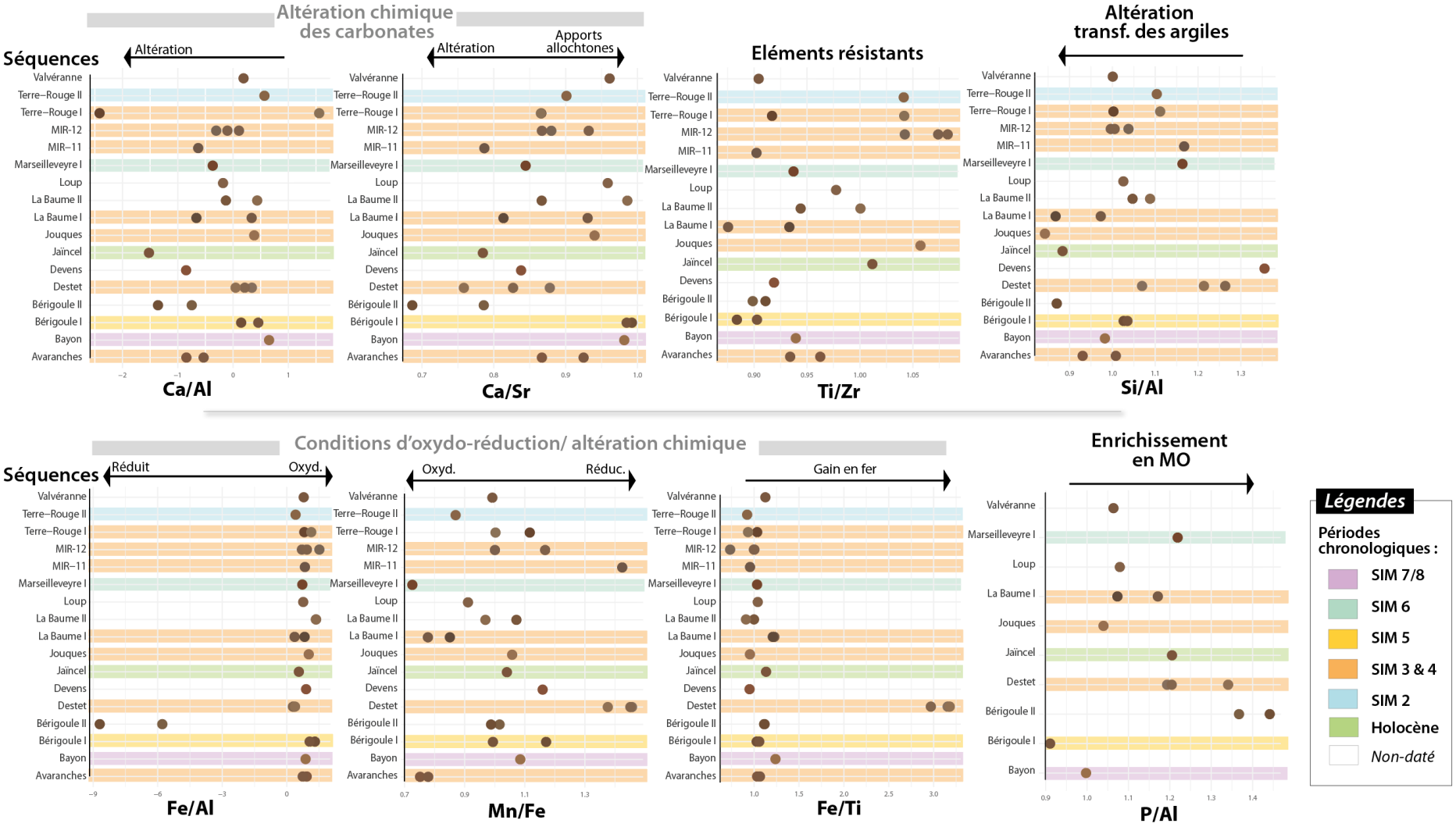


Figure 83. Ratios géochimiques normalisés obtenus sur les paléosols dans le cadre de cette étude.

Le comportement du fer :

L'indice $Fe/Ti_{normalisé}$ permettant d'évaluer les gains et pertes en fer au sein des horizons étudiés possède une valeur moyenne proche de 1 pour la plupart des sols. L'exception la plus notable concerne la séquence du Destet (Alpilles, MIS 3 & 4). Cette dernière présente une valeur de $Fe/Ti_{normalisé}$ étonnamment élevée (~3), indiquant un gain substantiel en fer pour les trois échantillons composant le profil étudié. Ce résultat contraste nettement avec le reste des valeurs, proches de 1, observées dans les autres profils.

Nous notons la valeur la plus faible dans la séquence MIR-12, suggérant une perte en fer par rapport au substrat. Toutefois, dans le cas de MIR-12, ces pertes semblent limitées.

Des gains en fer plus importants sont également observés dans les sols du Bayon (MIS 7/8) et de la Baume I. L'hypothèse d'un climat plus humide favorisant ces gains méritent d'être explorée (Patel-Sorrentino *et al.,* 2006 ; Scheuvens *et al.,* 2013).

L'analyse des rapports $Mn/Fe_{normalisé}$ et $Fe/Al_{normalisé}$ permet d'affiner la compréhension des conditions d'oxydoréduction et des processus d'altération ayant affecté les sols étudiés.

Le rapport **$Mn/Fe_{normalisé}$**, compris entre 0.7 et 1.4, met en évidence des variations dans les états d'oxydation du fer. Des valeurs supérieures à 1, observées notamment dans les horizons de MIR-11 et du Destet (potentiellement liés à des sols plus développés), suggèrent un état de réduction plus important du fer. Des valeurs élevées sont également observées dans Bérigoule I, Devens, MIR-12 et Terre-Rouge I (*niveau 6*). À l'inverse, les conditions d'oxydation les plus marquées, sont enregistrées à Marseilleveyre, dans les Avaranches (SIM 3 & 4), la Baume I et Terre Rouge II. Les valeurs proches de 1, observées dans les horizons restants, indiquent des conditions d'altération intermédiaires, sans dominance nette des processus d'oxydation ou de réduction.

Le **rapport $Fe/Al_{normalisé}$** met en évidence la particularité du sol de Bérigoule II, avec une valeur nettement inférieure à 1 indiquant des conditions de réduction importantes et une perte significative de Fe par rapport à Al. Ce résultat contraste avec les autres sols, où le rapport Fe/Al avoisine 1, suggérant une accumulation conjointe de Fe et Al, sans mobilisation ou fractionnement notable entre les deux éléments.

Le comportement des éléments immobiles

L'analyse du rapport $Ti/Zr_{normalisé}$, utilisant des éléments immobiles, soit, résistants à l'altération chimique, renseigne sur la stabilité géochimique et l'homogénéité des matériaux parents. (Scheuvens *et al.,* 2013) Les valeurs observées, comprises entre 0.875 et 1.1, et proches de 1, indiquent une relative immobilité, suggérant que les processus d'altération ou de transport n'ont pas significativement affecté les proportions relatives de Ti et Zr. Toute variation de ce rapport signalerait une modification du matériel parent ou des processus de redistribution des éléments (dissolution ou éluviation). Un rapport élevé pourrait indiquer un enrichissement en Ti ou un appauvrissement en Zr.

La teneur en matière organique

L'indice P/Al$_{normalisé}$, utilisé pour estimer la teneur en MO, indique de manière corrélée avec de forte teneur en MO, des valeurs élevées pour Bérigoule II et l'horizon basal du Destet, L'exception du Destet, malgré une forte valeur de P/Al$_{normalisé}$, suggère une déconnexion potentielle entre P/Al et la MO dans ce cas précis. Les valeurs de P/Al$_{normalisé}$ les plus faibles, indiquant une déplétion en P, concernent le Bayon, corrélé avec une faible teneur en MO, et Bérigoule I. Les autres horizons présentent un enrichissement en phosphore (P/Al$_{normalisé}$> 1).

L'analyse par perte au feu, utilisée pour quantifier la MO, (**Figure 84**) révèle une teneur moyenne de 3,60 % pour l'ensemble des horizons étudiés. Les valeurs les plus faibles (inférieures à 2 %) sont enregistrées pour le Bayon, les niveaux sommitaux du Destet, Jouques et le *niveau 4* de Terre-Rouge I. Les teneurs les plus élevées atteignet plus de 6 % et concernent le *niveau 5* de la Baume I (sol noir), l'horizon noir non daté de Bérigoule II, ainsi que les horizons de MIR-11 et MIR-12. Les horizons des Avaranches et l'horizon non daté du Devens présentent également des teneurs en MO significatives, proches de 5 %.

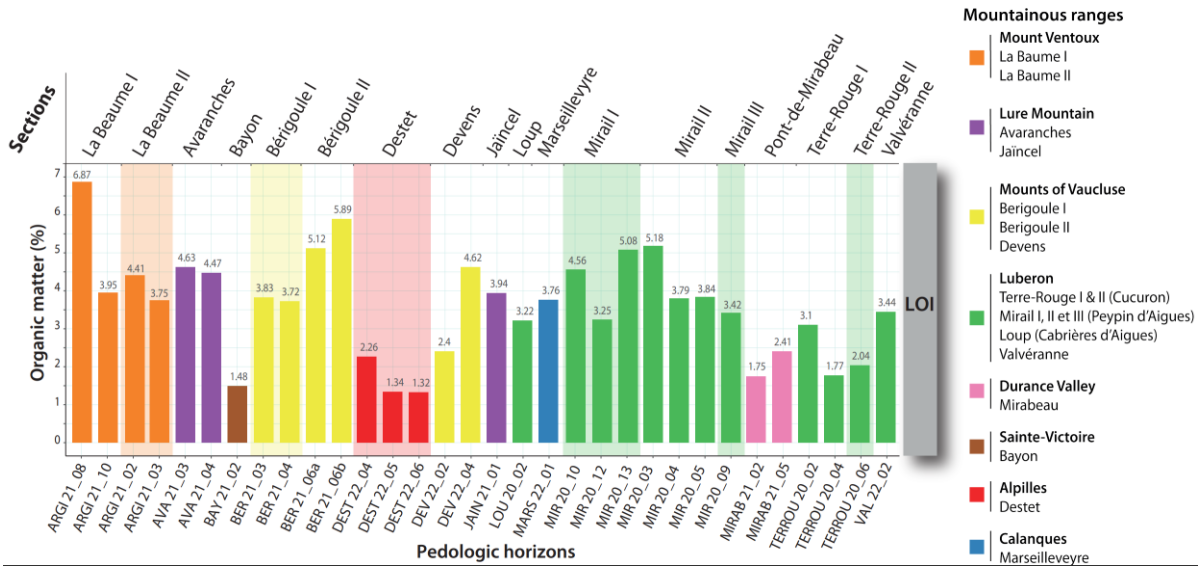


Figure 84. Teneurs organiques estimées par perte au feu dans les horizons mesurés.

Les données granulométriques

Les données granulométriques, résumées dans l'expression du rapport entre particules grossières (sables et graviers) et fines (limons) (**Figure 85**), indiquent, comme attendu, une prédominance de ces dernières dans la majorité des horizons étudiés. La Baume I (*niveau 3*), un sol très colluvial rouge, se distingue par une prédominance de particules grossières indiqué par un rapport élevé (2,5). En revanche, parmi les autres horizons majoritairement composés de particules fines (GSI < 1), le Destet et le Bayon se démarquent et présentent la part de fractions grossières les plus importantes attribuables à leur nature colluviale et à la présence de cailloutis.

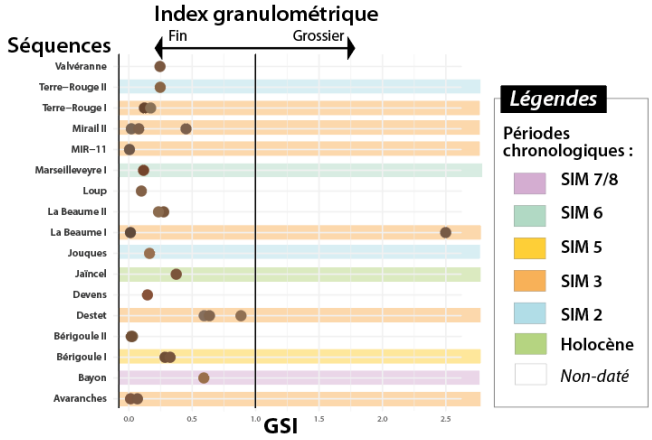


Figure 85. Indexe granulométrique obtenu sur les horizons pédologiques dans le cadre de cette étude.

Bilan

En conclusion, l'analyse des indices géochimiques normalisés appliqués aux différents paléosols révèle des variations notables, la plus importante concernant **l'altération des carbonates** (**Ca/Al**$_{\text{normalisé}}$). Ce paramètre, très variable d'un site voire d'un horizon à l'autre, ne semble pas directement corrélé aux chronologies ou à la localisation des sites, suggérant une influence prépondérante des conditions environnementales (climatiques, météorologiques ou locales) lors de la pédogenèse. **L'indice Ca/Sr**$_{\text{normalisé}}$, moins variable, nuance cette interprétation. En effet, un Ca/Sr$_{\text{normalisé}}$ proche de 1, malgré un Ca/Al$_{\text{normalisé}}$ faible (indiquant une altération significative), peut traduire l'apport de matériaux calcaires faiblement altérés, masquant l'altération initiale. Dans ce travail, les valeurs de Ca/Sr$_{\text{normalisé}}$, proches de 1 mais légèrement inférieures, confirment une altération modérée, tandis que la variabilité du Ca/Al$_{\text{normalisé}}$, combinée au Ca/Sr$_{\text{normalisé}}$, suggère l'influence d'apports de carbonates faiblement altérés, notamment dans les contextes riches en cailloutis (ex. : comme le sol colluvial du Bayon). Cette observation souligne l'importance de considérer l'apport de matériaux faiblement altérés, potentiellement lié au colluvionnement, pour interpréter correctement l'altération des carbonates *via* les rapports Ca/Al$_{\text{normalisé}}$ et Ca/Sr$_{\text{normalisé}}$.

L'étude du matériel altéré résultant, notamment la formation de minéraux secondaires argileux, apporte des informations importantes quant à **l'intensité de la pédogénèse** *via* les deux éléments les plus abondants dans la composition des argiles : Si *et* Al. **L'indice Si/Al**$_{\text{normalisé}}$, traduit des dynamiques contrastées selon les séquences dont d'un enrichissement en Si dans des contextes potentiellement plus secs et modérés (MIR-11, Devens, Destet) à une perte de Si associée à des conditions plus humides (Baume I,

Bérigoule II, Jouques, Jaïncel), avec des situations d'équilibre modéré par rapport au substrat dans les autres séquences (Avaranches, Bayon, Bérigoule I, MIR-12, etc.).

Les ratios Si/Al montrent des dynamiques contrastées selon les séquences, allant d'un enrichissement en silice dans des contextes secs et modérés (MIR-11, Devens, Destet) à une perte de silice sous climats humides (Baume I, Bérigoule II, Jouques, Jaïncel), avec des situations d'équilibre modéré dans plusieurs séquences (Avaranches, Bayon, Bérigoule I, MIR-12, etc.).

Le **gain systématique de fer (Fe/Ti > 1)**, est un autre héritage de l'action pédologique qui s'avère être commun à tous les paléosols de Provence Occidentale. Les variations sont globalement très faibles avec des valeurs proches ou légèrement supérieures à 1. Cet élément, particulièrement sensible aux variations hydriques, apporte des informations considérables sur les **conditions redox** ayant prévalu au cours de son développement et mis en évidence avec les indices **Mn/Fe et Fe/Al**.

4.6. Conclusion et apports des résultats

L'étude des paléosols provençaux du Pléistocène révèle des tendances générales et des spécificités liées aux périodes et aux contextes environnementaux locaux.

Un effort a été apporté concernant la caractérisation des ambiances environnementales déduites à partir des propriétés sédimentologiques, permettant ainsi d'apporter plus d'informations sur des périodes pour lesquelles peu d'archives régionales sont connues. On note ainsi des processus assez similaires et caractéristiques des développements pédogénétiques des sols méditerranéens développés sur substrat calcaire avec une altération marquée des carbonates et une rubéfaction (lié à l'oxydation du fer). Les différences principales résident dans les apports allochtones et les conditions redox enregistrées par ces paléosols ainsi que par leurs teneurs en MO.

D'anciennes phases de stases dans les dynamiques sédimentaires sur les massifs :

Les paléosols antérieurs au SIM 3 (Bayon, Marseilleveyre et Bérigoule I), offrent des aperçus ténus, mais nécessaires à prendre en compte concernant la possibilité de : 1) trouver des vestiges associés au Paléolithique Supérieur ; et 2) d'en savoir plus sur les conditions paléoenvironnementales. Dans ce qu'ils représentent, ils précisent une chronologie concernant les dynamiques sédimentaires qui est encore manquante dans la région indiquant des phases de stases conservées sur ces versants. Dans ce qu'ils ont conservé, on observe l'expression d'une faible pédogénèse développée dans des conditions réduites (au Bayon, ~250 ka) à très réduite à Bérigoule (aux alentours de 80 ± 6 ka et 75 ± 8 ka). A Marseilleveyre (~172 ka), c'est au contraire une altération très prononcée des carbonates couplée à un fort enrichissement en Si et en MO et à une oxydation très marquée que l'on associe l'expression d'une pédogénèse prononcée s'étant effectuée dans des conditions plus sèches ou qui ont bénéficié d'un meilleur drainage. Leurs propriétés sont tout à fait comparables avec les horizons pédologiques associés au SIM 3.

Une analyse approfondie des paléosols du SIM 3 : une caractérisation plus précise des propriétés et des conditions de formation ?

Concernant les paléosols associés au SIM 3, le procédé multi-analytique appliqué sur le paléosol MIR-11 (Luberon), daté autour de 40 ka cal. BP, fourni d'importantes informations sur les détails des processus pédogénétiques qui se sont développés sur une durée estimée entre 400 et 2000 ans (pour la partie conservée du profil étudié). L'analyse révèle des caractéristiques typiques des sols méditerranéens : rubéfaction (présence et développement d'hématite), augmentation des carbonates en profondeur et formation d'un horizon argilique. Ces éléments témoignent de conditions humides, marquées par de faibles indices d'illuviation et la présence de nodules et de tâches de Mn-Fe qui indiquent des fluctuations hydriques potentiellement reliées à un contraste saisonnier marqué. L'identification d'un événement détritique majeur, postérieur au début de la formation du paléosol, suggère un important transport longitudinal le long du versant, déconnecté du réseau hydrographique actuel, soulignant ainsi d'importantes modifications du paysage.

Les **autres paléosols du SIM 3**, dans les différents massifs, partagent des caractéristiques communes, notamment la rubéfaction, une altération des carbonates, de faibles teneurs en MO. Cependant, des variations dans les paramètres redox apparaissent après normalisation des données, ce qui suggère une influence des contextes environnementaux locaux ou régionaux différents. Ces variations pourraient également refléter des différences dans les processus de conservation.

Des horizons non datés et des perspectives de datation pour une interprétation plus fine

Enfin, **les horizons non datés**, présentant des caractéristiques de rubéfaction et d'altération des carbonates, témoignent également de la mise en place de processus pédologiques caractéristiques des sols méditerranéens. Ils enregistrent donc aussi des phases de stabilité morphosédimentaire au moins locales. Toutefois, leurs variations dans leurs compositions rendent difficile leur rattachement précis aux tendances observées dans les sols datés. Des datations supplémentaires sont nécessaires pour affiner leur interprétation.

De l'échelle d'interprétation aux implications pour la conservation pour les sites archéologiques

La présence de paléosols sur l'ensemble des massifs étudiés en fait des marqueurs pertinents pour la lecture des dynamiques sédimentaires et de l'influence du climat sur celles-ci. Cependant, l'interprétation de ces marqueurs pose la question de l'échelle de lecture, est-ce que les conditions mises en évidence reflètent une tendance globale ? Est-ce que les variations d'un massif à l'autre pour une même période traduisent une ambiance locale ou une différence régionale ?

La discussion suivante abordera ces questions et s'intéressera plus particulièrement à 1) comment les paléosols s'inscrivent dans le contexte climatique ; 2) la signification des variations observées entre les différents paléosols du SIM 3 ; 3) Les facteurs taphonomiques à l'origine de la conservation des paléosols et, enfin, 4) leur mise en relation avec le contexte archéologique associé.

5. Discussion

5.1. Synthèse et discussion des résultats

5.1.1. La couverture chronologique

Apports des nouvelles datations pour le Pléistocène Moyen

Ce travail apporte une contribution significative à la compréhension chronologique des paléosols du Sud-Est de la France, malgré un corpus de sites étudiés reposant en grande partie sur des données préexistantes (**Figure 86**). En effet, près d'une dizaine de nouvelles datations ^{14}C et OSL ont été intégrées, enrichissant ainsi un jeu de données chronologiques jusqu'alors limité dans la région. Ces nouvelles données permettent de couvrir plusieurs périodes clés du Pléistocène Moyen et Supérieur.

Le Pléistocène Moyen : Un cadre chronologique à préciser

Concernant le Pléistocène moyen, seulement deux coupes s'avèrent représentatives : St-Antonin et Marseilleveyre (**Figure 86.A**).

La coupe de St-Antonin se distingue par un âge particulièrement ancien. Il serait intéressant de discuter ici de la signification de cet âge ancien dans le contexte régional et de ses implications pour la compréhension des processus pédologiques à l'œuvre.

La coupe de Marseilleveyre présente une chronologie cohérente avec le contexte régional, notamment la remontée du niveau marin de la transgression tyrrhénienne, attestée par les perforations lithophages observées dans les niveaux sus-jacents. Cependant, la nature ponctuelle de ces observations et la composition sédimentaire particulière de ce niveau, caractérisée par une matrice sableuse riche en quartz, soulèvent des questions. La présence abondante de quartz pourrait être due à une remobilisation importante, un apport éolien, ou bien à une meilleure préservation des quartz blanchis dans ce contexte.

Il est important de souligner la rareté des archives en plein air pour le Pléistocène Moyen dans la région. Les données disponibles proviennent principalement de grottes ou d'abris, limitant ainsi les possibilités de comparaison. De plus, les données lacustres régionales ne permettent pas de remonter aussi loin dans le temps, ou se heurtent à des difficultés d'attribution d'âge malgré l'utilisation de plusieurs méthodes de datation (ex., Poljé de Cassis) (Romey *et al.,* 2014).

Un corpus enrichi pour le Pléistocène supérieur

Contrairement au Pléistocène moyen, le Pléistocène supérieur est mieux représenté dans notre étude avec un nombre plus important de coupes étudiées (Figure 86.B). L'ajout de près d'une dizaine de datations supplémentaires a permis de dater des séquences inédites et d'affiner la chronologie de cette période.

Un focus particulier a été porté sur la séquence MIR-11, pour laquelle un corpus de quatre datations, dont trois nouvelles, offre un cadre chronologique robuste. Cette séquence devient ainsi une référence pour la région et ouvre la voie à des analyses plus approfondies.

Malgré ces apports, la datation des paléosols du Pléistocène supérieur se heurte à plusieurs difficultés. Tout d'abord, concernant les datations ^{14}C, les valeurs obtenues restent souvent proches des limites de détection, ce qui soulève des questions quant à leur fiabilité (Godwin, 1962). De plus, la présence d'âges ouverts implique un manque de précisions souvent à l'origine d'inversions stratigraphiques soulignant la fragilité des chronologies établies (ex. séquences MIR-11, MIR-12, la Baume I).

Par ailleurs, la rareté des séquences terrestres bien datées pour cette période en Provence constitue un obstacle majeur. Plusieurs hypothèses peuvent expliquer ce phénomène :

- **Discontinuité des archives :** Le caractère discontinu des archives paléosols en contexte de piémont, souvent soumis à une forte érosion, rend difficile l'établissement de chronologies continues.
- **Mobilité et sensibilité des zones de piémonts** : Les zones de piémonts, souvent caractérisées par une forte mobilité et une grande sensibilité aux changements environnementaux, ont peut-être été délaissées par les études antérieures en raison de la complexité de leur contexte.

La difficulté de dater des séquences comme la carotte du paléolac de St-Maximin (com. pers. : O. Sivan, INRAP) ou la carotte du Poljé de Cassis (Romey 2013 ; Romey *et al.,* 2014) malgré l'utilisation de plusieurs méthodes de datation, illustre bien ces difficultés.

Fiabilité des datations et pertinence de l'OSL

La fiabilité des datations obtenues est un point crucial à aborder. L'utilisation de la méthode OSL pour dater ces paléosols est-elle appropriée ? Il serait pertinent de discuter des avantages et des limitations de cette méthode dans ce contexte spécifique, en tenant compte de la nature des matériaux datés et des potentiels biais.

Dans la partie suivante, nous aborderons les données du Pléistocène Supérieur en suivant la même approche critique.

Perspectives et conclusion

Malgré ces limitations, l'apport de nouvelles datations, même parfois imprécises, contribue à enrichir un corpus de données encore trop pauvre. Il est crucial de poursuivre les efforts de datation afin de construire un référentiel chronologique plus précis pour la région.

En conclusion, les données actuelles permettent d'identifier plusieurs générations distinctes de paléosols au cours du Pléistocène Supérieur. Cependant, des recherches complémentaires sont nécessaires pour affiner la chronologie de cette période et mieux comprendre la dynamique de formation et d'évolution de ces paleosols associés aux épisodes interstadiaires.

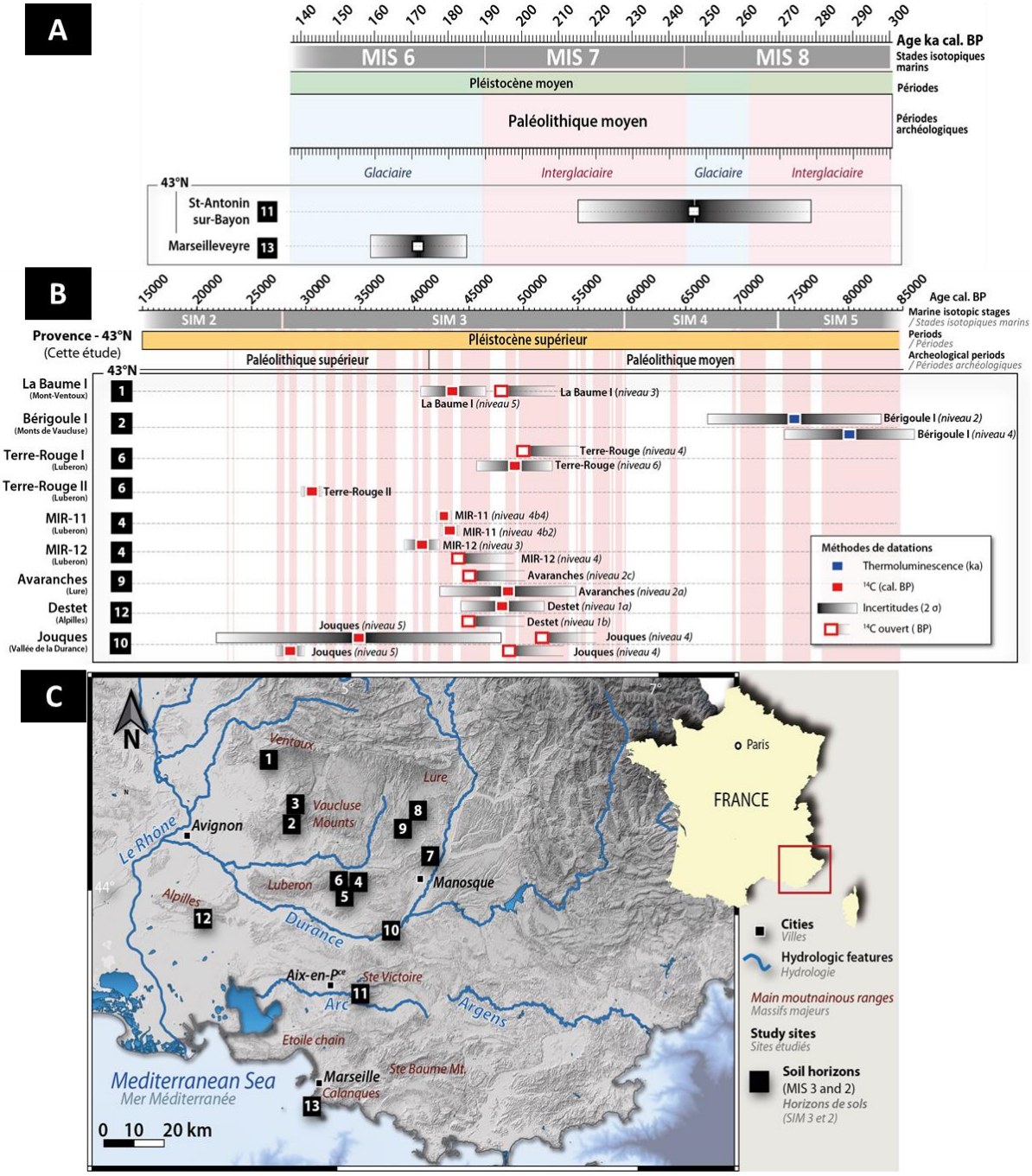


Figure 86. Synthèse de la couverture chronologique des esquisses de sol datés et étudiés dans le cadre de ce travail de thèse pour la période A) du Pléistocène Moyen sur la base des datations OSL obtenues et B) la période du Pléistocène Supérieur sur la base des datations ^{14}C ; C) Carte de localisation des sites intégrés à cette étude.

5.1.2. La question de la durée des processus pédologiques : les limitations

Estimer la durée de formation des sols en contexte méditerranéen représente un défi majeur dans l'ensemble des études portant sur les paléosols (Sauer, 2010). Les nouvelles datations réalisées dans cette étude, bien qu'apportant des informations précieuses, ne permettent pas de contraindre précisément la durée des processus pédologiques pour chaque séquence. De plus, l'érosion des sommets, affectant la majorité des séquences étudiées, implique une perte d'une part non négligeable d'archives sédimentaires concernant les stades les plus évolués de ces séquences. Cette érosion limite également notre capacité à estimer la durée de leur développement.

Dans les données issues de la littérature, il est souligné que la formation d'horizons de sols sur substrats calcaires en contexte méditerranéen, requiert des temps longs, pouvant atteindre plusieurs millénaires (Yaalon, 1997). Ces processus, fortement conditionnés par un faible apport détritique, un climat tempéré et le développement d'une couverture végétale sont complexes et leur cinétique peut varier considérablement. A titre d'exemple, Stockmann *et al.,* (2014) estiment un taux moyen de production des sols à échelle mondiale d'environ 47 000 ans pour un profil de 1 m sur la base de données issues de mesures de nucléides cosmogéniques terrestres (^{10}Be) et soulignent ainsi la lenteur de la formation des sols, en considérant uniquement l'altération de roches saines sans interventions humaines, et le fait qu'ils ne sont pas renouvelables à l'échelle de temps sociétale. En Méditerranée, Zielhofer *et al.* (2009) estiment la durée de formation de luvisols calciques entre 10 000 et 40 000 ans pour le Pléistocène supérieur dans un contexte de plaine alluviale méditerranéenne en Tunisie. Il est néanmoins important de noter que certains travaux utilisent les processus pédogénétiques comme des indicateurs de durée de développement (Targulian & Krasilnikov, 2007 ; Gillot, 2014) (**Figure 87**). Ainsi, le développement des paléosols étudiés reflète des processus pédogénétiques à durée intermédiaire (de l'ordre du siècle au millier d'année) ou long (de l'ordre du millier au millions d'années).

Or, comme le soulignent Herrmann *et al.* (2022), la connaissance de l'évolution des sols est principalement basée sur des études de chronoséquences réalisées sur des formes de terrain relativement stables, comme par exemple des cônes alluviaux (Ortiz *et al.,* 2002 ; Wagner *et al.,* 2014), des plaines alluviales (Faust *et al.,* 2004), des terrasses alluviales (Badia *et al.,* 2009, Silva *et al.,* 2017) ou encore marines (Coltorti *et al.,* 2015). Peu ont été effectuées dans des paysages collinaires et montagneux que l'on retrouve pourtant fréquemment en zone méditerranéenne. Dans leur approche combinant campagnes de terrain et analyses physico-chimiques sur des profils de sol stratifiés présentant des discontinuités lithologiques, ces auteurs indiquent que les concepts d'évolution des sols développés à partir de ces études ne s'appliquent pas pleinement aux environnements de pente méditerranéens.

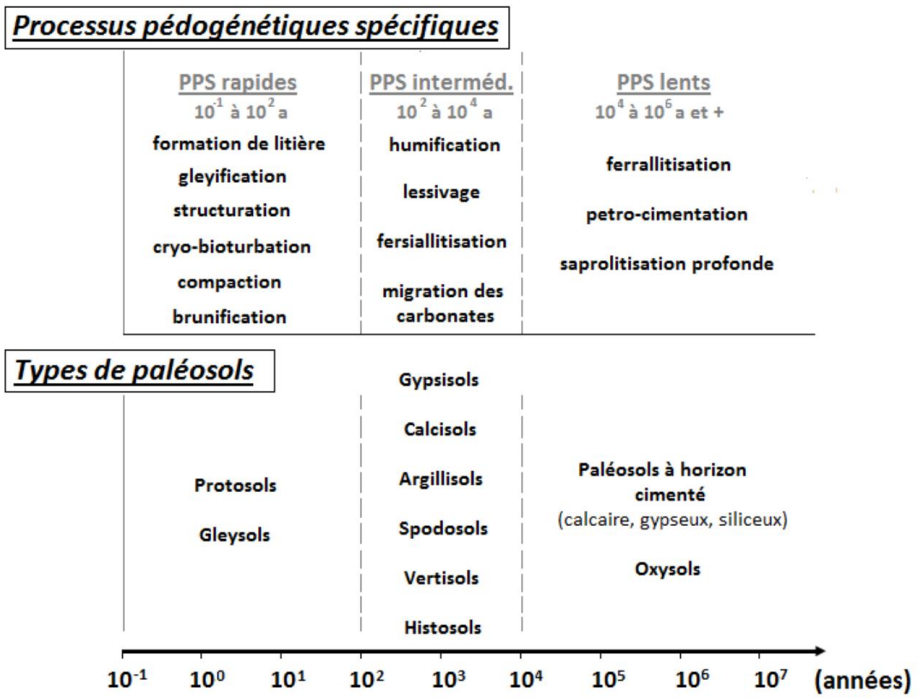


Figure 87. Temps caractéristiques des processus pédogénétiques spécifiques (PPS) (modifiée d'après Targulian & Krasilnikov, 2007 dans Gillot, 2014).

Une autre difficulté à estimer la durée de formation des sols en contexte méditerranéen est liée à la complexité des processus et à la variabilité spatiale. Par exemple, Vingiani *et al.* (2018), dans leur étude pédologique d'un site du début de l'âge du bronze en Italie du Sud, ont montré que les propriétés et le degré de développement des sols pouvaient varier considérablement sur de courtes distances pour une même période, rendant difficile l'estimation de durées de formation à partir de simples chronoséquences. De plus, l'érosion, phénomène fréquent en contexte méditerranéen, affecte la conservation des archives pédologiques et complexifie l'estimation de leur âge, comme le soulignent nos séquences.

Face à ces incertitudes, **il est important de considérer nos résultats comme représentatifs de dynamiques sédimentaires et pédologiques contrastées**, et non comme des marqueurs temporels absolus.

L'intégration de méthodes de datation ou de quantifications des processus pédologiques plus précises (ex., cosmonucléides, Larsen *et al.,* 2014 ; Egli *et al.,* 2014 ; OSL, Stockmann *et al.* ,2013), et l'analyse d'un plus large éventail de paramètres pédologiques standardisés (texture totale, la rubéfaction, les pellicules d'argiles, la consistance du sol et l'épaisseur du sol ; Sauer, 2010) seraient nécessaires pour affiner notre compréhension de la durée des processus pédologiques qui ont été à l'œuvre dans les paléosols étudiés.

5.1.3. Pléistocène Moyen et Supérieur ancien

Cette section décrit les principales caractéristiques des horizons pédologiques étudiés en fonction de la chronologie, des plus anciens au plus récents. L'objectif est de caractériser les processus pédologiques en jeu et d'identifier les facteurs environnementaux qui les ont influencés.

Note : les indices mentionnés dans cette partie correspondent aux indices normalisés.

Le Bayon, l'esquisse pédologique la plus ancienne (SIM 7 ou 8)

Malgré une chronologie imprécise, l'esquisse du Bayon (SIM 7/8), la plus ancienne, se réduit à un horizon C minéral, érodé à son sommet, et présentant une faible altération des carbonates malgré un matériel parental relativement friable qui aurait pu favoriser une altération plus intense. Cette faible altération est mise en évidence par de faibles pertes en carbonates par rapport au matériel parent. Le rapport Si/Al corrobore cette observation, indiquant une altération très modérée, avec des propriétés proches de celles du substrat (Si/Al proche de 1). Les teneurs en matière organique sont très faibles (moins de 1,5 %). Malgré cette faible altération globale, cet horizon indique une forte accumulation en fer témoignant de la présence de processus pédologiques. Le rapport Mn/Fe, légèrement supérieur à 1, suggère des conditions d'oxydo-réduction caractéristiques d'un environnement réduit, impliquant des variations, probablement faibles, des conditions hydriques.

L'esquisse de sol du Bayon présente un ***horizon C*** peu développé, caractérisé par une faible altération des carbonates (malgré un matériel parental friable). Ses faibles teneurs en matière organique et un rapport Mn/Fe légèrement supérieur à 1 (réduit) suggèrent une altération limitée du matériel parental en conditions réduites, probablement soumise à des fluctuations hydriques.

Marseilleveyre : un rare héritage du SIM 6

Le paléosol de Marseilleveyre s'est formé durant le SIM 6 (~ 185-135 ka). Comme pour le Bayon (SIM 7/8), cet horizon est situé à proximité du relief où la production de clastes est importante (ici, le massif calcaire des Calanques, et la montagne Sainte-Victoire pour le Bayon). Toutefois, l'altération des carbonates à Marseilleveyre est bien plus prononcée qu'au Bayon, suggérant des conditions de formation potentiellement différentes, pouvant refléter une durée de développement plus longue, ou à l'expression de processus pédogénétiques plus intenses. Au regard, du comportement des argiles (Si/Al), un enrichissement en Si est observé, indiquant une faible translocation de ces dernières dans les horizons inférieurs qui suggère de faibles conditions de drainage cohérentes avec les conditions oxydées mises en évidence avec Mn/Fe < 1 et les teintes rouges du sol très probablement hérités de l'oxydation du fer sous forme d'hématite reflétant des conditions chaudes/tempérées et sèches ou un meilleur drainage. Les teneurs en matière organique, bien que doublant par rapport à celle du Bayon (environ 3,80 % contre 1,40 %), mais sont proches de la moyenne de l'ensemble des horizons étudiés (~3,60 %).

En résumé, l'ensemble de Marseilleveyre, seul témoin de la période glaciaire du SIM 6 dans cette étude, contraste avec le Bayon (SIM 7/8) par une combinaison de caractéristiques dont : une altération des carbonates plus prononcée, un enrichissement

en Si, des conditions oxydantes et plus de matière organique. Cet ensemble suggère un environnement potentiellement plus sec durant le SIM 6, où la teneur en matière organique et l'altération des carbonates confirment une pédogenèse combinée à la présence d'un couvert végétal significatif.

Le site de Bérigoule : des horizons associés au SIM 5/4

Pour le SIM 5, Bérigoule I présente deux horizons C faiblement développés, formés en contexte colluvial de faible piémont. Leurs caractéristiques rappellent celles des calcosols, avec des teneurs en matière organique (~ 3 %) proches de celles de Marseilleveyre (SIM 6). L'altération des carbonates est faible, légèrement supérieure à celle du Bayon (SIM 7/8). Le rapport Si/Al, plus élevé qu'au Bayon, indique un enrichissement en Si. Compte tenu de la normalisation des données par rapport au substrat, cet enrichissement n'est pas imputable au matériel parental, mais reflète probablement les processus pédogénétiques modérés (formation d'argiles) et/ou couplé à des apports allochtones. Concernant le Fe, un léger enrichissement, moins important qu'au Bayon, est observé. La vraie différence réside dans la lecture des conditions redox indiquant des conditions très réduites probablement associées à des conditions plus humides, suggérant que la pédogénèse s'est mise en place sous un régime hydrique favorisant des conditions réductrices intermittentes (avec par exemple, des périodes de saturation en eau). Notons que les faibles teneurs en Fe pour le second horizon (*niveau 4*) ne permettent pas de déterminer si ces conditions perdurent dans ce second paléosol. Les sols de la séquence de Bérigoule I reflètent tous deux des propriétés intermédiaires qui les place entre le Bayon et Marseilleveyre, tant pour l'altération des carbonates que pour l'enrichissement en Si. Cette position intermédiaire pourrait être liée à des variations du régime hydrique, hypothèse étayée par la comparaison avec MIR-11, qui présente des signes d'engorgement plus marqués (enrichissement en Si).

Ainsi, l'alternance de conditions réduites associées à des phases de saturation en eau et de conditions plus sèches pourrait indiquer un climat relativement humide par rapport aux périodes postérieures, sans pour autant être tempéré en raison des processus pédogénétiques modérés.

5.1.4. Pléistocène Supérieur : SIM 3

Début du SIM 3 - Complexe interstadiaire de Moershoofd-Pile

Cette analyse couvre plusieurs massifs : le Mont-Ventoux (La Baume I ; *niveau 3*), la montagne de Lure (les Avaranches), le Luberon (Terre-Rouge I, *niveaux 4* et *6*), les Alpilles (le Destet) et la vallée de la Durance (Jouques). La majorité des paléosols sont datés au radiocarbone, ce qui implique une certaine incertitude quant à la précision des âges (notamment pour Jouques, qui nécessiterait des datations supplémentaires) (**Tableau 17**).

Un trait commun à tous les paléosols, quel que soit le massif ou le contexte (piémont ou vallée), est l'altération significative des carbonates (Ca/Al et Ca/Sr) toujours supérieure ou au moins similaire aux périodes précédentes. Une seule exception est notée pour l'horizon du *niveau 6* de Terre-Rouge I, qui se distingue par un gain en carbonates, un enrichissement en Si détritique et une très faible expression de la pédogenèse, indiquant des apports allochtones importants et un couvert végétal très pauvre peu favorable à la pédogénèse. Les altérations les plus modérées concernent Jouques et la Baume I (*niveau 3*). Dans le premier cas, le paléosol présente une altération modérée des carbonates, des conditions faiblement réduites et des apports allochtones, suggérant des milieux mal drainés et une faible végétation. Les données malacologiques enregistrées dans ce niveau indiquent « *un environnement forestier humide avec un climat tempéré frais de type supraméditerranéen* » mais l'auteur précise qu'il « *est important de noter qu'il ne s'agit pas d'une faune méditerranéenne typique, mais plutôt d'une communauté que l'on retrouve dans les forêts* [actuelles] *à environ 1000 mètres d'altitude*. » (Magnin, 1993). Ce contexte relativement froid a potentiellement contribué à ralentir la pédogenèse, limitant l'altération des carbonates. En revanche, dans le second cas, le *niveau 3* de la Baume I se démarque par une pédogenèse plus marquée résultant des conditions oxydantes, d'une forte teneur en MO et d'un bon drainage, témoignant d'un environnement bien végétalisé de type méditerranéen (ex., *Quercus* sclérophylle, identifié par B. Talon) favorisant l'expression des processus pédologiques s'exprimant en compétition avec un colluvionnement important. Ce-dernier composé de cailloutis calcaires a augmenté les rapports Ca/Al et Ca/Sr, diminuant ainsi le signal réel de l'altération des carbonates.

En réalité, les propriétés du *niveau 3* de la Baume I (Mont-Ventoux), se rapprochent de celles observées dans le paléosol des Avaranches (Lure), à la différence qu'ici, l'altération des carbonates est élevée. Mais ces deux paléosols se rejoignent par leurs propriétés similaires concernant les conditions oxydantes, une teneur en MO élevée et un bon drainage, indiquant des conditions tempérées et probablement plus sèches, favorables au développement de la pédogenèse.

Le *niveau 4* de Terre-Rouge I se caractérise par altération très efficace des carbonates, un faible gain en Fe et en Si, ainsi que des teneurs en matière organique (~3 %) proches de la moyenne. Les conditions réduites (Mn/Fe > 1) et les variations du ratio Ti/Zr indiquent des apports allochtones limités. Ce niveau témoigne d'une bonne expression des processus pédogénétiques dans un environnement humide, stable, mais mal drainé.

Les horizons des Alpilles (Destet, *niveaux 1a, b* et *c*) montrent une altération des carbonates croissante de la base (*niveau 1a*) vers les niveaux intermédiaires et supérieurs (*1b* et *1c*). Les rapports Si/Al élevés dans ces niveaux traduisent des apports allochtones importants, dominés par des dépôts colluviaux et potentiellement éoliens (*Cf. niveaux supérieurs 2 et 3*). Les conditions sont parmi les plus réduites, traduisant un mauvais drainage, mais elles tendent vers une légère oxydation au sommet. La teneur en matière organique est faible (~1,8 %, inférieure à la moyenne), probablement en lien avec un couvert végétal clairsemé de type méditerranéen comme l'indiquent les charbons d'érable (*Acer* sp.) et de chêne (*Quercus* sclérophylle) identifiés par B. Talon, favorisant ainsi l'incorporation de sédiments exogènes. Ces caractéristiques indiquent des horizons mal drainés, formés sous des conditions climatiques humides, avec une contribution notable des apports granulométriques grossiers.

Au début du SIM 3, l'analyse des paléosols répartis le long d'un gradient Nord-Sud d'environ 50 km (du Mont Ventoux à la vallée de la Durance) révèle une variabilité significative en opposition entre les paléosols développés dans des conditions plus sèches localisés au nord et des paléosols développés dans des conditions plus humides au sud. Bien que l'hypothèse d'un gradient climatique N-S soit plausible, elle ne peut expliquer à elle seule l'ensemble des variations observées. En effet, les relations complexes entre le climat, la topographie locale et la durée des processus pédogénétiques sont autant de facteurs à discriminer pour comprendre l'évolution de ces archives sédimentaires.

En détails, la partie nord de la zone d'étude représentée par les sites de La Baume I (Mont-Ventoux) et des Avaranches (Lure), présente des paléosols bien drainés, témoignant d'une pédogenèse plus développée et marquée par des processus d'illuviation, des conditions oxydantes et de fortes teneurs en MO. En conclusion, ces paléosols ont bénéficié d'un environnement favorable à une meilleure aération des sols et au développement d'un couvert végétal dense, contribuant à une accumulation de MO très probablement hérités des impacts d'un climat plus sec et tempéré.

En revanche, au Sud de la zone d'étude, l'ensemble des paléosols combinant la vallée de la Durance, les Alpilles et le Grand Luberon présentent des signatures différentes. Les conditions sont plus réduites, les teneurs en MO plus faibles et la présence d'importants apports allochtones, détritiques, pourraient indiquer un climat plus humide, potentiellement associé à des régimes de vents et/ou de précipitations distincts.

Le site de Terre-Rouge I, présente deux *niveaux (4 et 6)* issus de la même coupe stratigraphique mais séparés de plusieurs milliers d'années, met en lumière l'importance des variations locales et temporelles. Si le *niveau 4* suit la tendance générale du sud de la zone d'étude (conditions plus humides), le *niveau 6* s'en distingue fortement (faible

pédogénèse, conditions beaucoup moins réduites, gain en carbonates) et témoigne d'une variation temporelle significative, essentielle à prendre en compte pour interpréter les grandes tendances évolutives notamment en intégrant des données chronologiques nouvelles et de déduire la durée d'exposition aux processus pédogénétiques, par exemple.

Bilan : La probable expression d'un gradient climatique Nord-Sud a pu influencer la formation des paléosols au début du SIM 3, il est essentiel de considérer la complexité des interactions entre climat, topographie, et durée des processus pédogénétiques. Des analyses complémentaires, incluant des datations plus précises et une caractérisation détaillée des apports allochtones, sont nécessaires pour quantifier l'influence respective de ces facteurs et affiner notre compréhension des paléoenvironnements du début du SIM 3.

Tableau 17. Synthèse des caractéristiques des paléosols associés au début du SIM 3 et interprétations associées.

Massif/Site	Principales caractéristiques	Interprétations environnementales
Vallée de la Durance (Jouques)	Altération des carbonates modérée Perte en Si Faible gain en Fe Conditions réduites (Mn/Fe > 1) Apports allochtones (Gain en Ti) Faible teneur en MO (~2 % < moy.) GSI faible	Processus pédogénétiques modérés Conditions subhumides Milieu mal drainé Apports allochtones importants Faible expression de la végétation et/ou de pédofaune
Luberon (Terre-Rouge I, *niveaux 4 et 6*)	*Niveau 4* : Altération des carbonates élevée Faible gain en Si Faible gain en Fe Conditions réduites (Mn/Fe>1) Apports allochtones (variation Ti/Zr) Teneurs en MO (~3 % ~ moy.) GSI très fin *Niveau 6 :* Gain en carbonates /altération nulle Enrichissement en Si par détritisme Faible perte en Fe Mn/Fe ~1 (pas de variations) Enrichissement en Ti (détritisme) Faible teneur en MO (~1.7 % < moy.) GSI faible Teintes moins rouges que *niv. 4*	*Niveau 4* : Bonne expression de la pédogénèse Conditions humides mais faible drainage Faibles apports allochtones Faibles apports organiques *Niveau 6* : Pas ou faible expression des processus pédogénétiques Apports allochtones importants (éléments détritiques ou sables éoliens) Couvert végétal ou composante biologique très pauvre
Mont-Ventoux (La Baume I, *niveau 3*)	Altération des carbonates modérée (Ca/Al, Ca/Sr) Faible perte en Si (*illuviation ?*) Conditions très oxydantes Coloration de la matrice rouge Teneur en MO élevée (~4 % > moy.) Colluvions très présents / GSI élevé	Pédogenèse marquée, conditions subhumides et bon drainage Bien végétalisé et/ou riche en pédofaune Compétition entre pédogenèse et sédimentation détritique
Alpilles (Le Destet, *niveaux 1a, b, c*)	Altération des carbonates croissante de la base (*1a*) au sommet (*1b et c*) Rapport Si/Al élevé (apport allochtones) surtout pour *1b* et *c* Conditions très réduites (mauvais drainage) mais qui tend vers l'oxydation Faibles teneurs en MO (~1.8 % < moy.) Apports granulométriques grossiers	Horizons mal drainés sous conditions humides Apports éoliens et colluviaux (sables et matériaux détritiques) Couvert végétal pauvre favorisant l'intégration d'apports allochtones ?
Montagne de Lure (Avaranches)	Altération des carbonates élevée Rapport Si/Al faible (pédogénèse, illuviation ?) Conditions oxydantes Teintes matrice rouge (hématite) Apports allochtones (variation Ti/Zr) Teneur en MO élevée (~4.5 % > moy.) GSI très faible	Processus pédogénétiques bien exprimés et développés (illuviation) Bon drainage Conditions tempérées et sèches

Complexe d'Hengelo : MIR-11 et MIR-12 (Luberon) & la Baume I (Mont-Ventoux)

Les séquences luberonnaises du ravin du Mirail (MIR-11 et MIR-12), le paléosol de la Baume I (*niveau 5*, Mont-Ventoux) et potentiellement aux Avaranches (sur la base des marges d'erreur des datations ^{14}C, dans le *niveau 2a*) semblent s'être développées lors de l'interstade Hengelo (42 350 - 41 380 cal. BP ; Vandenberghe & Plicht, 2016), au sein des GI n°11 et 10-9 (NGRIP, Rasmussen *et al.,* 2014).

Les séquences MIR-11 et MIR-12, localisées à quelques centaines de mètres l'un de l'autre sur le piémont sud du Grand Luberon, possèdent des valeurs d'altération des carbonates comparables, bien que légèrement plus faible pour MIR-12 et probablement relié à une épaisseur plus faible hérité d'une potentielle troncature par l'érosion (la partie la plus développée ayant donc disparue). Les teneurs en matière organique sont plus faibles dans MIR-12 que dans MIR-11 (environ 3,8 % contre près de 7%), correspondant en fait aux valeurs de milieu du paléosol MIR-11, ce qui semble appuyer l'hypothèse d'une érosion partielle de MIR-12. Tous deux montrent une augmentation du fer, mais MIR-11 indique des conditions plus réduites que MIR-12, potentiellement liées à un moins bon drainage ou un engorgement plus fréquent. Un enrichissement important en Si très marqué pour MIR-11 est à relier avec une meilleure expression de la pédogénèse (niveau également les plus riches en MO). Cet apport n'est que faiblement représenté dans MIR-12. Enfin, la différence la plus marquée concerne le rapport Ti/Zr, où l'on note un net enrichissement en Ti pour MIR-12, et une déplétion à MIR-11 à associer avec des apports allochtones peut-être différents du substrat. Ainsi, malgré leur proximité géographique et chronologique, MIR-11 et MIR-12 présentent des variations dans leurs propriétés pouvant être reliées à des différences de conservation des profils ou à des différences des facteurs locaux (exposition, topographie).

Les propriétés enregistrées par le *niveau 5* de la Baume I sont caractérisées par une forte diminution du $CaCO_3$ (altération), une coloration brune rappelant MIR-12, et une teneur en matière organique maximale (7%) très probablement responsable de sa couleur brun foncé, qui, au passage, contraste avec le *niveau 3* rouge et colluvial sous-jacent (fin de Moershoofd). Cette forte teneur en MO, proche de celle de Bérigoule II (même période de développement ?), ne se reflète pas dans le rapport P/Al. Un rapport Si/Al inférieur à 1 indique une perte de Si (lessivage ou conditions plus humides ?), tandis qu'un gain en Fe et un rapport Mn/Fe < 1 témoignent de conditions oxydantes et d'un bon drainage. Le GSI est plus fin que celui du *niveau 3* (fin de Moershoofd).

Globalement, les paléosols de l'interstade d'Hengelo, représentés par MIR-11, MIR-12 et le *niveau 5* de la Baume I, témoignent de conditions assez humides favorables à l'activité biologique (développement de la végétation et la pédofaune). Ces conditions humides sont essentielles pour l'enregistrement détaillée des dynamiques paysagères qui ont donc été favorables à l'existence d'une pédogenèse active durant cette période. De manière similaire à l'interstade de Moershoofd, une opposition entre des propriétés redox avec

des conditions plus oxydantes observées au Ventoux contre des conditions plus réduites dans le Luberon est notable.

En comparaison avec les horizons pédologiques du profil des Avaranches (Lure), des propriétés similaires sont observées. On retrouve ainsi, une altération des carbonates qui s'exprime à un degré très similaire et des teneurs en MO également élevées (proches de 4,8 %). Les principales différences résident dans des conditions nettement plus oxydantes (et non réduites), à un léger gain en Fe et un signal partagé entre une déplétion de Si à la base du profil contre un faible gain en Si au sommet, très probablement relié à des apports détritiques (niveau plus riche en cailloutis), cohérent avec la variation observée des éléments immobiles (Ti/Zr différent de 1).

Tableau 18. Synthèse des caractéristiques pour les paléosols associés au complexe interstadiaire d'Hengelo (SIM 3).

Massif/Site	Principales caractéristiques	Interprétations environnementales
Luberon (MIR-11, *niveau 18*)	Très forte altération des carbonates Gain élevé de Si Conditions très réduites (Mn/Fe élevé) Modification dans les éléments immobiles Teneurs en MO (~6 % ~ moy.) Coloration rougeâtre (gain hématite) Matrice fine (GSI faible)	Pédogénèse intense Environnement humide à sub-humide, avec période saturée en eau (mauvais drainage) Modifications des éléments immobiles Forte activité biologique (~6 %)
Luberon (MIR-12)	Altération des carbonates élevée mais limitée Faible gain en Si Conditions faiblement réduites (faible Mn/Fe) Teneurs en MO (jusqu'5 % > moy.) Coloration brun-rouge Matrice fine à médium (GSI ~ 1)	Formation sous climat modérément humide Pédogenèse active mais limitée (altération partielle des carbonates stabilisation des argiles) Drainage partiel, Forte activité biologique Equilibre entre apports détritiques et processus locaux
Mont-Ventoux (La Baume I, *niveau 5*)	Forte altération des carbonates Perte importante en Si (ou gain en Al) (illuviation ?) Gain en Fe (similaire au *niveau 3*) Conditions oxydées Apports allochtones (Ti/Zr) Riche en MO (~7 % > moy.) Matrice fine	Pédogénèse intense Conditions humides à subhumides Drainage efficace Apports allochtones (éoliens ?) Forte activité biologique

Fin du SIM 3 : un héritage du complexe Denekamp

Le paléosol de Terre-Rouge II (Luberon) est chronologiquement associé à la dernière phase du SIM 3 (GI n° 5.1), à la fin de l'interstade Denekamp. Il présente une altération des carbonates plus faible (conditions moins humides ?), un léger enrichissement en Si (Si/Al > 1) – indiquant une pédogenèse sans lessivage du Si (conditions plus sèches ?) et des teneurs en MO plus faibles (≈2%), inférieures à celles des autres sols luberonnais. Sa couleur est rougeâtre et Mn/Fe indique des conditions bien plus oxydantes que les autres paléosols du Luberon, toute période confondue.

Bilan : À la fin de l'interstade, le paléosol de Terre-Rouge II résulte d'une faible expression pédologique. En effet les caractéristiques pédologiques d'un sol peu développé voire développé dans des conditions plus sèches.

Tableau 19. Synthèse des caractéristiques pour les paléosols associés au complexe interstadiaire de Denekamp (fin du SIM 3).

Massif/Site	Principales caractéristiques	Interprétations environnementales
Luberon (Terre-Rouge II)	Faible altération des carbonates Gain de Si (apports allochtones) Perte en Fe Fortement oxydé (Mn/Fe < 1) Apports allochtones (Variation de Ti/Zr) Faibles teneurs en MO (~2 % < moy.) Matrice fine	Expression pédogénétique restreinte Apports allochtones Faible activité biologique Drainage efficace

5.1.5. Les horizons non-datés : Valvéranne, Loup et Devens, Bérigoule II et La Baume II

En l'absence de datations absolues directes des paléosols de la Baume II (Mont-Ventoux), du Devens et de Bérigoule (Monts de Vaucluse), du Loup et de Valvéranne (Luberon), il est difficile de relier le développement de ces paléosols à des contexte précis qu'il sera néanmoins nécessaire de confirmer par des datations ultérieures (^{14}C, OSL, etc.). Toutefois, leurs propriétés compositionnelles et leurs contextes offrent des pistes pour estimer leur âge (**Tableau 20**). La comparaison avec les paléosols datés des mêmes massifs pourrait permettre un positionnement chronologique relatif. Cependant, cette approche comparative, présentée ici, nécessite une validation par des datations absolues, compte.

Par exemple, la coupe de la Baume II, située à proximité des autres horizons étudiés sur le cône de Malaucène (la Baume I) et contenant deux fins horizons pédologiques, ne possède pas de chronologie établie. Ses propriétés diffèrent significativement des horizons de la Baume I, notamment concernant le comportement du Fe et du Si, ainsi que les conditions redox (Mn/Fe) qui témoignent d'une pédogénèse de courte durée, correspondant peut-être à une période moins humide mais tempérée pouvant correspondre à la fin du SIM 3 (où les interstades ont des durées moins longues) et où des conditions plus sèches s'installent.

Les propriétés de l'horizon échantillon dans la coupe du Devens (Méthamis, Monts de Vaucluse) sont différentes de celles observées dans les horizons datés de Bérigoule I (SIM 5) localisés un peu plus au sud avec un indice Si/Al beaucoup plus élevé et Mn/Fe très oxydé. De manière générale, ses propriétés se rapprochent plus de celles observées pour MIR-11, appartenant au SIM 3. Cependant, la différence de contexte (exposition, etc.) incite également à la prudence.

La séquence de Bérigoule II enregistre des conditions radicalement différentes de Bérigoule I, pourtant située à quelques mètres à l'amont. Ses propriétés géochimiques, sa riche teneur en MO, de même que sa couleur brun-foncé renvoient à des propriétés similaires à celles enregistrées dans le paléosol brun de la Baume I (*niveau 5*) daté aux environs de 43,5 ka cal. BP (SIM 3).

Loup présente une altération des carbonates comparable aux autres sols du Luberon, toutes périodes confondues. Toutefois, ses conditions d'oxydation, similaires à celles de Terre-Rouge II, suggèrent une appartenance à la fin du SIM 3.

Enfin, Valvéranne, situé à l'est du Luberon, possède des caractéristiques bien différentes de celles observées pour l'ensemble des paléosols du Luberon (Mirail, Terre-Rouge ou Loup). Etant difficilement comparable aux autres paléosols étudiés, des investigations complémentaires sont nécessaires pour préciser son attribution chronologique.

Tableau 20. Synthèse des caractéristiques reliées aux paleosols non-datés.

Massif/Site	Principales caractéristiques	Interprétations environnementales
Mont-Ventoux (La Baume II, *niveaux 4 et 6*)	*Niveau 4* : Altération des carbonates modérée Gain en Si Faible perte en Fe Conditions oxydées (Mn/Fe <1) Ti/Zr = 1 : éléments immobiles GSI < 1 : matrice modérément fine Coloration matrice : brun-rouge *Niveau 6 :* Altération des carbonates plus élevée Faible gain en Si (*détritisme* ?) Fe : pas de différence avec substrat Mn/Fe >1 : milieu modérément réduit Ti/Zr < 1 : déplétion en Ti GSI < 1 : matrice modérément fine Coloration matrice : rouge Teneurs élevées en MO ~4 % (> moy.) pour les deux niveaux.	*Niveau 4* : Expression de la pédogénèse modérée Conditions humides mais faible drainage Apports allochtones calcaires *Niveau 6* : Expression plus intense de la pédogénèse mais dans un environnement influencé par des apports détritiques et des phases de saturation intermittentes Couvert végétal ou composante biologique très pauvre Dans les deux cas, l'activité biologique s'est bien exprimée
Monts de Vaucluse (Devens, *niveau 4*)	Altération des carbonates élevée Fort gain en Si (*détritisme* ?) Faible perte en Fe Mn/Fe >1 : milieu modérément réduit Ti/Zr < 1 (déplétion en Ti) Teneurs élevées en MO ~4 % (> moy.) GSI < 1 : matrice fine Coloration matrice : rouge	Pédogénèse prononcée Coloration rouge de la matrice indique une forte oxydation mais aussi des conditions épisodiquement et faiblement réduite (alternance de phases de saturation temporaire et de drainage efficace).
Monts de Vaucluse (Bérigoule II, *niveaux 6a* et *b*)	Altération des carbonates maximale Perte en Si (*illuviation ?*) Gain en Fe modéré Mn/Fe ~1 : peu de variations par rapport au substrat Ti/Zr < 1 (déplétion en Ti) Teneurs très élevées en MO ~5.5 % (> moy.) GSI < 1 : matrice fine Coloration matrice : brun foncé	Horizons riches en matière organique, bien végétalisé, et évoluant dans des conditions stables favorisant une pédogenèse intense. Les apports allochtones sont limités ou totalement altérés.
Grand Luberon (Loup, *niveau 2a*)	Altération des carbonates modérée Léger gain en Si Faible gain en Fe Mn/Fe <1 : milieu oxydé Ti/Zr < 1 (faible déplétion en Ti) Teneurs élevées en MO ~4 % (> moy.) GSI < 1 : matrice fine	Pédogenèse active mais limitée Milieu bien drainé Apports allochtones limités. Environnement stable avec une bonne couverture végétale et une accumulation organique favorisée.

Grand Luberon oriental (Valvéranne, *niveau 3*)	Altération des carbonates modérée Si/Al ~1 (pas de modification par rapport au substrat) Gain important en fer Mn/Fe ~1 (pas de modification par rapport au substrat) Ti/Zr < 1 (variations, déplétion en Ti) Teneur moyenne en MO ~3.4 % (~moy.) GSI < 1 : matrice fine	Pédogénèse limitée ou peu intensive, en compétition avec les apports allochtones riche en colluvions calcaires (frein potentiel) Activité biologique présente et modérée

5.2. Discussion des résultats à échelle régionale au regard des données paléoenvironnementales et des occupations dans le S-E de la France et en domaine méditerranéen

5.2.1. Les niveaux associés au Pléistocène moyen

Contexte climatique : des indices de réchauffement globaux

Les formations de St-Antonin et de Marseilleveyre se sont développées durant le Pléistocène Moyen.

Bien que les incertitudes chronologiques associées à l'horizon de St-Antonin (247 ± 36 ka) suggèrent une mise en place s'étalant du milieu du SIM 8 à la première moitié du SIM 7, plusieurs éléments suggèrent un lien fort avec le réchauffement global marquant la fin du SIM 8. En effet, malgré le faible nombre de données spéléothèmes disponibles pour la Méditerranée à cette période (Atsawawaranunt *et al.,* 2018 ; Lechleitner *et al.,* 2018 ; Columbu *et al.,* 2019), les archives paléoclimatiques mondiales, et notamment les carottes marines, indiquent une augmentation globale de la température (Lisiecki et Raymo, 2005 ; **Figure 88.D**) ainsi qu'une augmentation globale du niveau marin (Spratt et Lisiecki, 2016 ; **Figure 88.E**). Ce réchauffement est également perceptible à l'échelle du bassin méditerranéen (Martrat *et al.,* 2004 ; **Figure 88.F**). Les températures de surface enregistrées dans l'ouest de la Méditerranée révèlent un épisode de réchauffement abrupt aux alentours de 240 ka. De plus, l'analyse de la séquence de Tenaghi Philippon en Grèce montre une augmentation progressive du couvert végétal à partir du MIS 8 (vers 250 ka), atteignant un maximum maintenu durant tout le premier tiers du MIS 7 (Koutsodendris *et al.,* 2022 ; **Figure 88.N**). Cet épisode, synchrone de l'épisode S9 sapropels en Méditerranée, témoigne de conditions climatiques plus chaudes et plus humides, favorables au développement de la végétation (Ziegler *et al.,* 2010 ; **Figure 88.M**). À titre d'exemple, sur la côte méditerranéenne turque, Erginal *et al.* (2022) identifient plusieurs paléosols intercalés dans des dépôts éoliens, témoignant d'une alternance de phases climatiques. L'un de ces paléosols, daté à 267 ± 22 ka (OSL), marque une période d'accroissement de l'humidité et des précipitations, interrompant la sédimentation éolienne (niveau d'éolianites) caractéristique de conditions plus arides. Les auteurs associent cet épisode à la transition entre les stades isotopiques marins 8b et 7e illustrant

ainsi l'impact des variations climatiques en Méditerranée, qui pourrait également avoir été enregistrée en Provence.

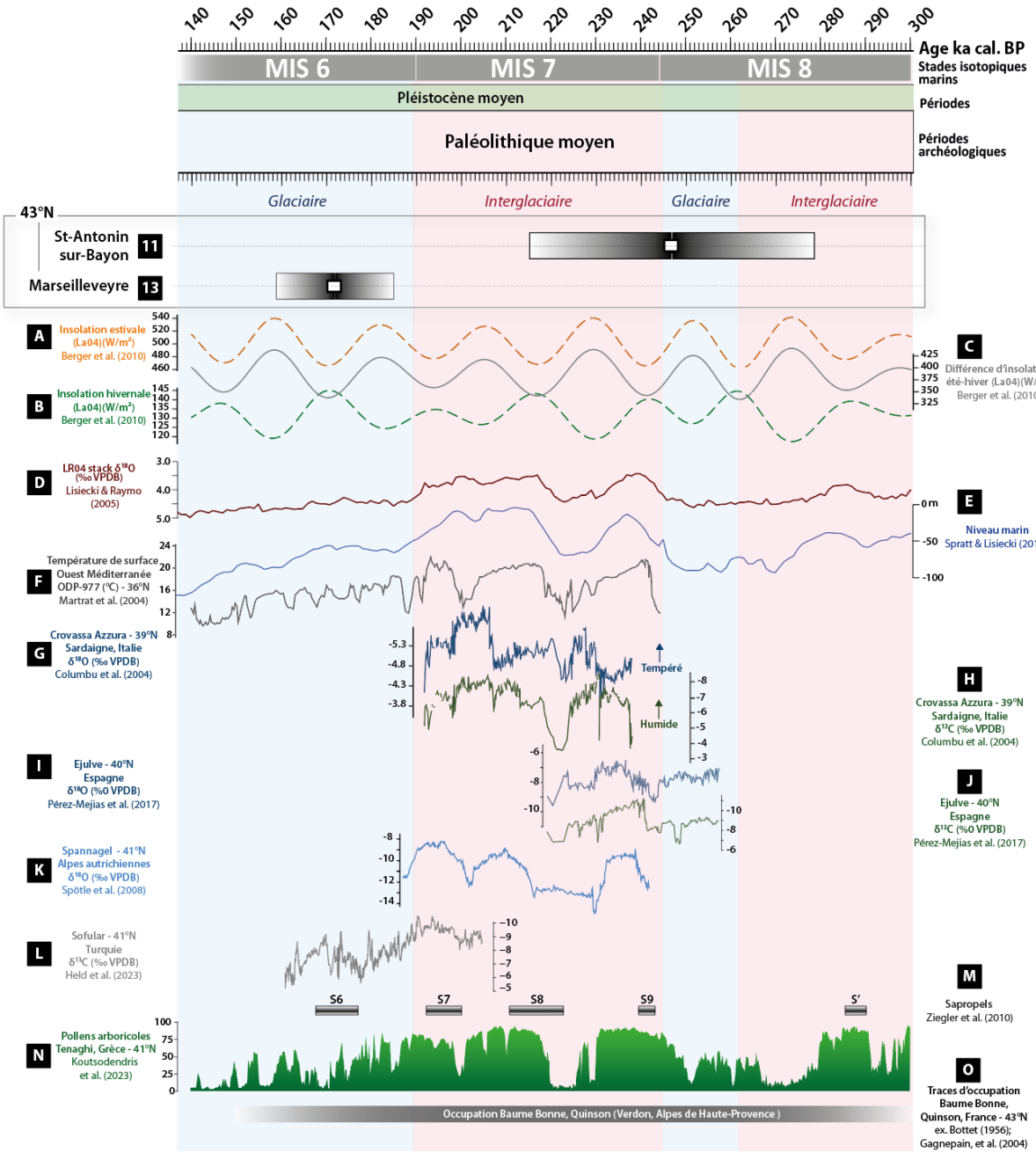


Figure 88. Contexte associé aux chronologies abordées par les enregistrements de sols de St-Antonin (11) et de Marseilleveyre (13) ; Courbes d'insolations estivale (A), hivernale (B) et différence entre les deux (C) (Berger *et al.,* 2010) ; D) Courbe issue de données combinées des enregistrements de $\delta^{18}O$ benthiques provenant de 57 sites répartis dans le monde ("LR04 stack") (Lisiecki & Raymo, 2005) ; E) Niveau marin global (Spratt & Lisiecki, 2016) ; F) Température de surfaces de l'ouest de la Méditerranée (Matrat *et al.,* 2004) ; Ensemble de données isotopiques de $\delta^{18}O$ (G) et de $\delta^{13}C$ (H) obtenues sur les spéléothèmes de la grotte Crovassa Azzura (Sardaigne, Italie) (Columbu *et al.,* 2019) ; Données isotopiques de $\delta^{18}O$ (I) et de $\delta^{13}C$ (J) obtenues sur les spéléothèmes de la grotte de Ejulve (Espagne) (Mérez-Mejias *et al.,* 2017) ; K) $\delta^{18}O$ grotte de Spannagel, Alpes autrichiennes (Spötl *et al.,* 2008) ; L) Données isotopiques de $\delta^{13}C$ obtenues sur les spéléothèmes de la Grotte de Sofular (Held *et al.,* 2023) ; M) Sapropels (Ziegler *et al.,* 2010) ; N) Pollens arboricoles (%) obtenus à partir des forages de Tenaghi-Philippon, Grèce (Koutsodendris *et al.,* 2023) et O) Traces d'occupations dans le site archéologique de Baume Bonne, Quinson, France (ex., Bottier, 1956 ; Gagnepain, 2004).

La formation de cet horizon pédologique est héritée d'une interaction complexe entre le contexte climatique favorable de cette même phase interstadiaire et les spécificités topographiques du site. Si cette période, marquée par des conditions tempérées et humides généralisées au domaine méditerranéen, a pu jouer un rôle déterminant en favorisant la pédogenèse, il est important de considérer le rôle de la topographie. En effet, la position du site sur un versant exposé plein sud, sujet au colluvionnement lié à sa proximité avec la montagne Sainte-Victoire, a pu représenter un facteur limitant pour le développement du sol. L'exposition sud, bien que potentiellement favorable à une certaine dynamique de végétation, et le colluvionnement, qui peut également apporter de nouveaux matériaux, ont pu influencer l'intensité des processus pédogénétiques. Une datation précise de l'horizon et des analyses complémentaires permettra de mieux appréhender l'interaction entre ces différents facteurs et de confirmer l'importance de la phase interstadiaire dans la formation de cet horizon pédologique.

L'ensemble pédologique de Marseilleveyre, daté de 172,01 ± 13,25 ka, se situe chronologiquement durant le stade glaciaire du SIM 6. La présence de niveaux cryoclastiques suivis de niveaux à perforations lithophages dans les niveaux encroûtés calcaires sus-jacents suggère également une pédogénèse antérieure à l'expression d'une phase froide à laquelle succède la dernière remontée du niveau marin global associé à l'Eémien (Dahl-Jensen *et al.,* 2013 ; Dutton *et al.,* 2015). En Provence, une séquence de travertins étudiée à Meyrargues associe leurs développements à deux périodes du SIM 6 datées à 176 000 et 151 000 ans, illustrant également l'expression d'un climat tempéré favorisé par un maximum d'insolation (Magnin, 1990).

Cet épisode est marqué par un minima de différentiel d'insolation été-hiver, avec une insolation minimale en été et maximale en hiver (Berger *et al.,* 2010 ; **Figure 88.A,B,C**). Bien que cette période corresponde à une tendance générale à la baisse des températures, celles-ci ne sont pas les plus basses enregistrées pour le SIM 6 (Lisiecki et Raymo, 2005 ; **Figure 88.D**). Parallèlement, le niveau marin global est en phase de baisse progressive (Spratt et Lisiecki, 2016 ; **Figure 88.E**).

Dans le bassin méditerranéen occidental, les données paléoenvironnementales indiquent un refroidissement des températures de surface (Martrat *et al.,* 2004 ; **Figure 88.F**) accompagné d'une augmentation de l'humidité. Cette augmentation est attestée par plusieurs pics successifs dans les courbes isotopiques de $\delta^{13}C$ des spéléothèmes de la grotte de Sofular en Turquie (Held *et al.,* 2023 ; **Figure 88.L**) et corrélée à la mise en place du sapropel S6 en Méditerranée (Ziegler *et al.,* 2010 ; **Figure 88.M**). Malgré ces changements climatiques, la courbe de pollens arboricoles de Tenaghi-Philippon suggère une persistance du couvert végétal dans la région (Koutsodendris *et al.,* 2022 ; **Figure 88.N**). A quelques kilomètres de Marseilleveyre, les enregistrements polliniques associés à la carotte sédimentaire CAS prélevée dans le poljé de Cassis, dont le remplissage sédimentaire a été actif durant la période glaciaire, entre 130 et 360 ka, sont dominés par des espèces adaptées aux climats froids et steppiques (dont *Artemisia*) typiques de la végétation glaciaire et post-glaciaire des périodes du Pléistocène supérieur en Provence Occidentale (Romey, 2013 ; Romey *et al.,* 2014). Toutefois, bien que la chronologie de ce remplissage, pourtant établie à partir de multiples méthodes, reste imprécise et il est

suggéré que les dépôts correspondent à des phases glaciaires pouvant être associées aux SIM 6, 8 ou 10.

Contexte archéologique : des occupations régionales attestées

En Provence, les vestiges du Paléolithique moyen de plein air sont rares, mais présents. Nous notons notamment quelques sites emblématiques, dont la grotte de Baume Bonne qui offre une série d'artéfacts recouvrant une période allant du MIS 10 au MIS 3 fournissant des informations significatives pour l'étude des comportements humains et des adaptations environnementales durant le Paléolithique (Bottet, 1956 ; 1947; de Lumley, 1969, 1975; 1976a; Falguères *et al.,* 1993; Gagnepain and Gaillard, 2005, 2011; Gagnepain, 2004; Notter, 2007). D'autres exemples, en bordure littorale, avec la grotte du Lazaret, près de Nice (De Lumley, 1971 ; 2005) ou la grotte sous-marine de la Trémie (ou des Trémies), près de Cassis (Bonifay, 1970) attestent d'une implantation humaine dans la région.

5.2.2. Les niveaux associés au Pléistocène supérieur

Un aperçu de la transition SIM 5/4 : le site de Bérigoule

Contexte climatique : des indices de réchauffement globaux présents en Provence

Les paléosols faiblement développés de Bérigoule I, formés durant le SIM 5, présentent des processus pédogénétiques modérés et des conditions réductrices hérités d'un climat relativement humide, reflétant potentiellement les phases plus humides identifiées à la Combette durant la même période (Mologni *et al.,* 2021).

Les données isotopiques ($\delta^{18}O$) des carottes de glace groenlandaises (NGRIP, Rasmussen *et al.,* 2014 ; **Figure 89.D**) suggèrent que les deux paléosols de Bérigoule se sont développés durant les interstades 21.1 et 20. L'enregistrement composite $\delta^{18}O$ des spéléothèmes alpins (NALPS, Moseley *et al.,* 2020 ; **Figure 89.F**), géographiquement plus proche, présente des variations similaires. Les données isotopiques de $\delta^{13}C$ des spéléothèmes de la grotte de Villars (~45°N) indiquent de fortes précipitations (Genty *et al.,* 2003 ; **Figure 89.G**). Parallèlement, les données palynologiques de la Grande Pile révèlent des variations de végétation et de climat pour la même période, avec des précipitations et des températures plus élevées (environ 800 mm/an entre 86 et 73 ka), suivies d'une diminution drastique au début du SIM 4 (Fauquette *et al.,* 1999)

Dans le Luberon, les données paléoenvironnementales (palynologie, anthracologie, malacologie, micromorphologie) du site archéologique de la Combette corroborent ces phases d'augmentation des précipitations et des températures. Au SIM 5 tardif, la stratigraphie enregistre une alternance de conditions chaudes et humides avec une végétation forestière ou arbustive (*Pinus sylvestris, Carpinus betulus, Quercus*) et de conditions plus froides et humides (apparition *d'Artemisia, Centaurea nigra*) (Thery-Parisot et Texier, 2006 ; Audiard *et al.,* 2019 ; Mologni *et al.,* 2021). Tandis qu'à l'inverse, le SIM 4 est caractérisé par l'installation de conditions froides et sèches avec des dépôts lœssiques et une végétation steppique.

Contexte morphosédimentaire

La transition SIM 5/4 en Provence est marquée par d'importants phénomènes morphosédimentaires, notamment un détournement de la Durance entre 74-35 ka (Molliex *et al.,* 2013). L'absence généralisée de séquences datées avant 50 ka dans les piémonts, notamment illustrés par le cas du Luberon (Ollivier *et al.,* 2014) suggère une vidange généralisée du Piémont sud du Luberon avant 55 000 ans cal. BP. Plusieurs hypothèses, incluant l'activité tectonique, les processus nivéo-éoliens et l'augmentation du débit solide de la Durance (nourri par une hausse des apports latéraux des versants et torrents affluents), expliqueraient cette vidange (Colomb & Roux, 1986 ; Clauzon *et al.,*1990, Ollivier *et al.,* 2014). Ce phénomène, potentiellement observé aussi dans les Alpes du Sud, se termine vers 50 000 ans cal. BP, marqué par une reprise de l'accumulation sédimentaire et une diminution du transit des matériaux.

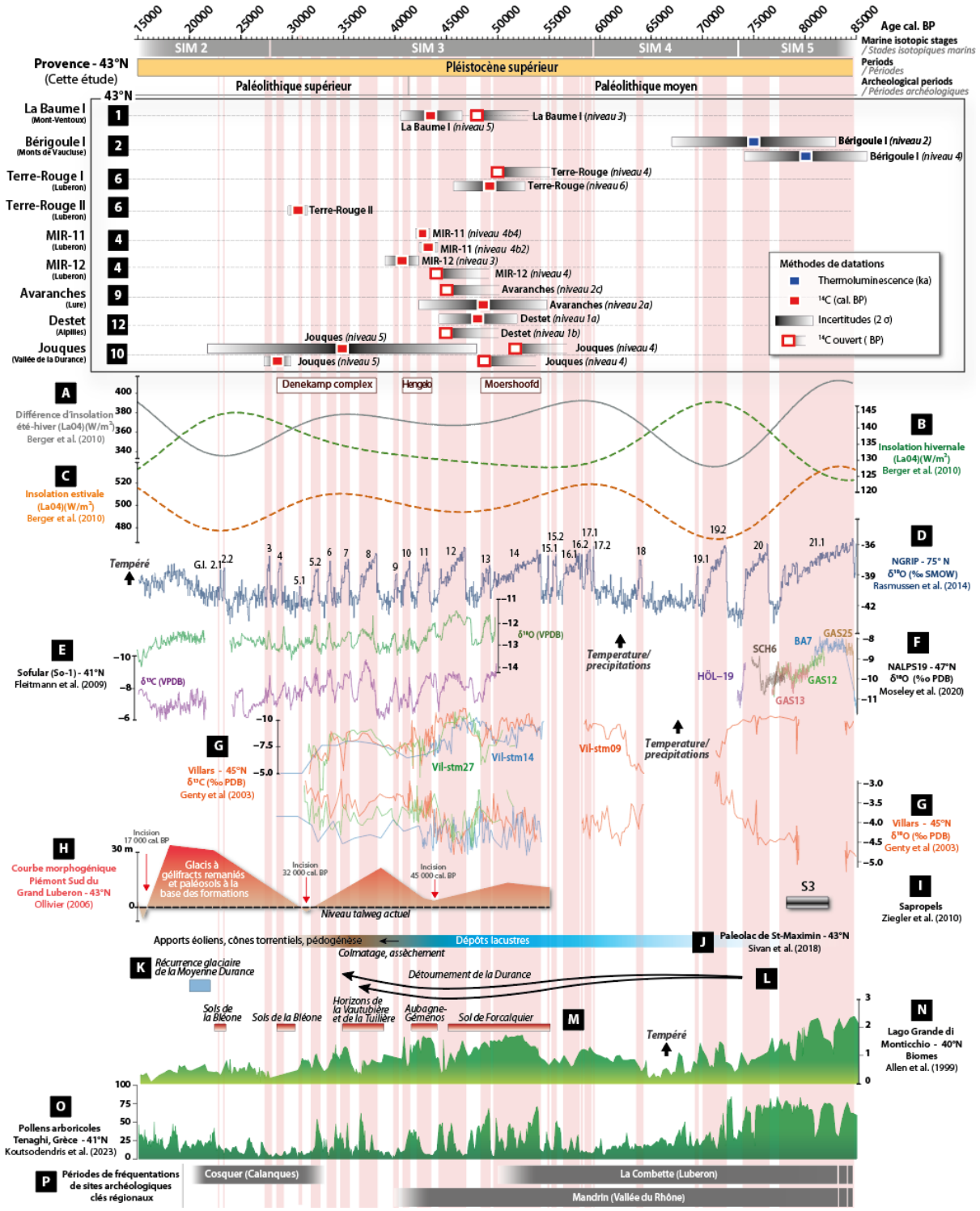


Figure 89. Contexte associé aux chronologies abordées par les enregistrements de sols datés du Pléistocène supérieur : Courbes d'insolations estivale (A), hivernale (B) et différence entre les deux (C) (Berger *et al.,* 2010) ; D) NGRIP (Rasmussen *et al.,* 2014) ; Données isotopiques de $\delta^{13}C$ et $\delta^{18}O$ obtenues sur les spéléothèmes de : E) la Grotte de Sofular (Fleitmann *et al.,* 2009) et de F) Villars (Genty *et al.,* 2003) ; H) Courbe morphogénique du piémont sud du Luberon (Ollivier, 2006) ; I) Sapropel 3 (Ziegler *et al.,* 2010) ; J) Enregistrements du paléolac de St-Maximin (Sivan *et al.,* 2018) ; K) Récurrence glaciaire de la Moyenne Durance (Rosique, 2004) ; L) Détournement de la Durance entre 74-35 ka (Molliex *et al.,* 2013) ; M) Autres paléosols régionaux : Bléone (ex., Jorda & Delibrias, 1981), Vautubière (Ambert *et al.,* 1974), Forcalquier (Dubar, 2008), Aubagne-Gémenos (Magnin *et al.,* 2014) ; N) Biomes déduits de l'assemblage pollinique du LagoGrande di Monticcchio (Allen *et al.,* 1999) ; O) Pollens arboricoles (%) obtenus à partir des forages de Tenaghi-Philippon, Grèce (Koutsodendris *et al.,* 2023) ; P) Traces d'occupations dans le site archéologique des grottes Cosquer, Mandrin et de l'abri de la Combette. Les limites des stades isotopiques marins sont celles de Lisiecki & Raymo (2005) et de Sanchez-Goñi & Harrison (2010).

Contexte archéologique associé

Les occupations et populations humaines associées à la période de développement des paléosols, correspond au profil des chasseurs-cueilleurs moustériens, dont les nombreux sites du Paléolithique moyen localisés, par exemple sur le massif du Luberon confirment une fréquentation néandertalienne permanente du massif bordant la Durance (Texier, dans Buisson-Catil, 2004). Nous citerons l'exemple de la Baume des Peyrards, à Buoux, dont la chronologie ne repose que sur les estimations de Lumley (1957), qui figure comme étant l'un des rares sites à présenter des restes humains. À quelques centaines de mètres du site de plein air de Bérigoule, la Baume Troucade présente des traces d'occupation (vestiges lithiques et osseux, Lumley, 1969). Plus significativement, l'abri moustérien de la Combette (Luberon, Texier *et al.,* 2003) offre un enregistrement chronologiquement bien établi pour la même période, avec plusieurs niveaux d'occupation néandertalienne entre environ 80,1 ± 6,4 ka et 57,4 ± 5,4 ka.

La période du SIM 3 :

Des changements climatiques rapides au cours du SIM 3 : favorables au développement des paléosols ?

Le développement des paléosols du SIM 3 est fortement corrélé aux épisodes interstadiaires du SIM 3 (**Figure 89**). Les processus climatiques en jeu ont très probablement favorisé leur développement en Provence.

En considérant les dynamiques sédimentaires régionales, cette période est également marquée par la présence d'un nombre important de paléosols et/ou d'esquisses de paléosols datés et associés au SIM 3 y compris en Haute Provence (45 ± 4 ka BP à Forcalquier, Dubar, 2008 ; entre < 37 ka BP et > 30 ka BP à La Tuilière, Dubar 1979) et en Basse-Provence (par exemple, 31,9 ± 1,7 ka BP à La Vautubière, Ambert *et al.* 1974, à Aubagne-Gémenos, Magnin *et al.,* 2014 ; **Figure 89**).

Ces marqueurs de "pauses" dans les dynamiques sédimentaires contrastent avec les accumulations cryoclastiques et l'érosion s durant les périodes plus froides du SIM 3, voire après, durant le Dernier Maximum Glaciaire (DMG) soulignent ainsi l'expression d'une réponse morphogénique régionale aux augmentations de température globales associées aux changements climatiques rapides du SIM 3.

Le SIM 3 est caractérisé par une forte instabilité dans les variations climatiques notamment retranscrites dans les archives de carottes de glace du Groenland (Dansgaard *et al.,* 1984 ; Rasmussen *et al.,* 2014). Les cycles de Dansgaard-Oeschger (D-O), caractérisés par des événements de réchauffement rapides (7-16°C en quelques décennies) et des refroidissements abrupts, sur des durées de 500 à 2000 ans (Johnsen *et al.,* 1992 ; Wolff *et al.,* 2010) ainsi que les événements d'Heinrich (HS) imposent des variations à échelle globale dont les impacts atteignent les zones continentales. À titre d'exemple, Sanchez-Goni (2022) souligne que la réponse de la végétation à ces fluctuations est à son tour très rapide avec une réaction en moins de 100 ans aux cycles D-O et aux événements de Heinrich (HE). Au sud-ouest de l'Allemagne, l'étude des sédiments du lac de Bergsee révèle une baisse de l'activité éolienne durant le SIM 3, suggérant une stabilisation des paysages et une augmentation de la couverture végétale limitant le transport éolien (Kampf *et al.,* 2022). Dans la vallée du Rhône, Bosq *et al.* (2020) mettent en relation une influence de la calotte glaciaire alpine et des événements

de Heinrich sur les dépôts de lœss mettant ainsi en évidence l'impact des variations climatiques millénaires sur la sédimentation lœssique en France. Les deux séquences étudiées dans cette étude (Collias et Lautagne) signalent également la présence de paléosols datés autour de 87 ka à 83 ka, entre 55 ka et 38.5 ka, puis entre 31 ka et 18 ka.

En conclusion, le contexte climatique variable du SIM 3 a engendré des modes de sédimentation contrastés, impactant la zone d'étude et créant des conditions propices au développement des paléosols en Provence. La réduction des dynamiques sédimentaires, combinée à des épisodes climatiques plus cléments et humides, a favorisé l'établissement d'une couverture végétale et stimulé la pédogenèse à plusieurs reprises durant cette période.

Un aperçu du début du SIM 3 : un contraste N-S dans les signatures pédologiques ?

Une dualité N-S de la zone d'étude**,** qui s'étend pour cette période, aux paléosols localisés du chaînon Ventoux-Lure, jusqu' à la vallée de la Durance (~50 km) semble révéler une opposition entre des paléosols développés dans des conditions plus sèches au nord, sur le chaînon Ventoux-Lure, et des paléosols moins développés associés à des conditions réduites, caractéristiques de conditions plus humides, au sud. Bien que la topographie locale et la durée de la pédogenèse puissent influencer l'interprétation des conditions environnementales associées au développement de ces sols, l'hypothèse d'une pédogénèse marquée par des influences N-S différentes ne peut être totalement écartée. En effet, la Provence occidentale présente un large gradient altitudinal et climatique, avec des températures annuelles moyennes variant de 5°C (Ventoux-Lure) à 16°C (zones côtières), et des précipitations annuelles moyennes inversement corrélées, allant de 500-600 mm près de la Méditerranée à 1400 mm sur le Ventoux et la Lure (**Figure 90**). Le chaînon du Luberon, situé à la frontière entre ces influences, subit à la fois une influence plus fraîche (alpine) au nord et plus méridionale au sud, ce qui expliquerait son rattachement aux paléosols plus au sud de la zone d'étude.

Cependant, avant de conclure sur une potentielle différence zonale climatique influençant ces paléosols, il est important de noter que divers paramètres peuvent également jouer un rôle significatif sur les conditions redox. Parmi ceux-ci, on peut citer des facteurs tels que l'humidité locale, le drainage, voire les nappes phréatiques**.** De plus, cette association entre développement des paléosols et conditions environnementales reste basée sur une proportion d'échantillons, particulièrement faible, ne permettant pas d'en faire une généralité robuste.

Au-delà de la mise en évidence de simple zonation géographique, ces variations des conditions fossiles redox sur la préservation de la matière organique (et donc aussi sur de potentiels vestiges archéologiques organiques) influencent la décomposition et la quantité des MO préservée dans les paléosols (Vancampenhout *et al.,* 2016). Par exemple, en conditions réductrices (anoxique) les processus de décompositions de la MO vont favoriser la conservation de la chitine. Les sols plus humides, avec des conditions hydromorphes et des gley de surface (couches saturées en eau), favorisent une meilleure préservation de la matière organique microbienne (notamment la chitine). Inversement, les conditions plus sèches entraînent une décomposition plus rapide.

Bien que Thomas *et al.* (2017) n'observent pas de corrélation directe entre les taux de dénudation à long terme et un gradient climatique N-S en Provence, suggérant plutôt un

impact des processus géomorphologiques locaux et de la durée d'intégration des mesures, nos données issues des paléosols pourraient révéler une sensibilité plus fine à ce gradient, notamment à des échelles de temps plus courtes.

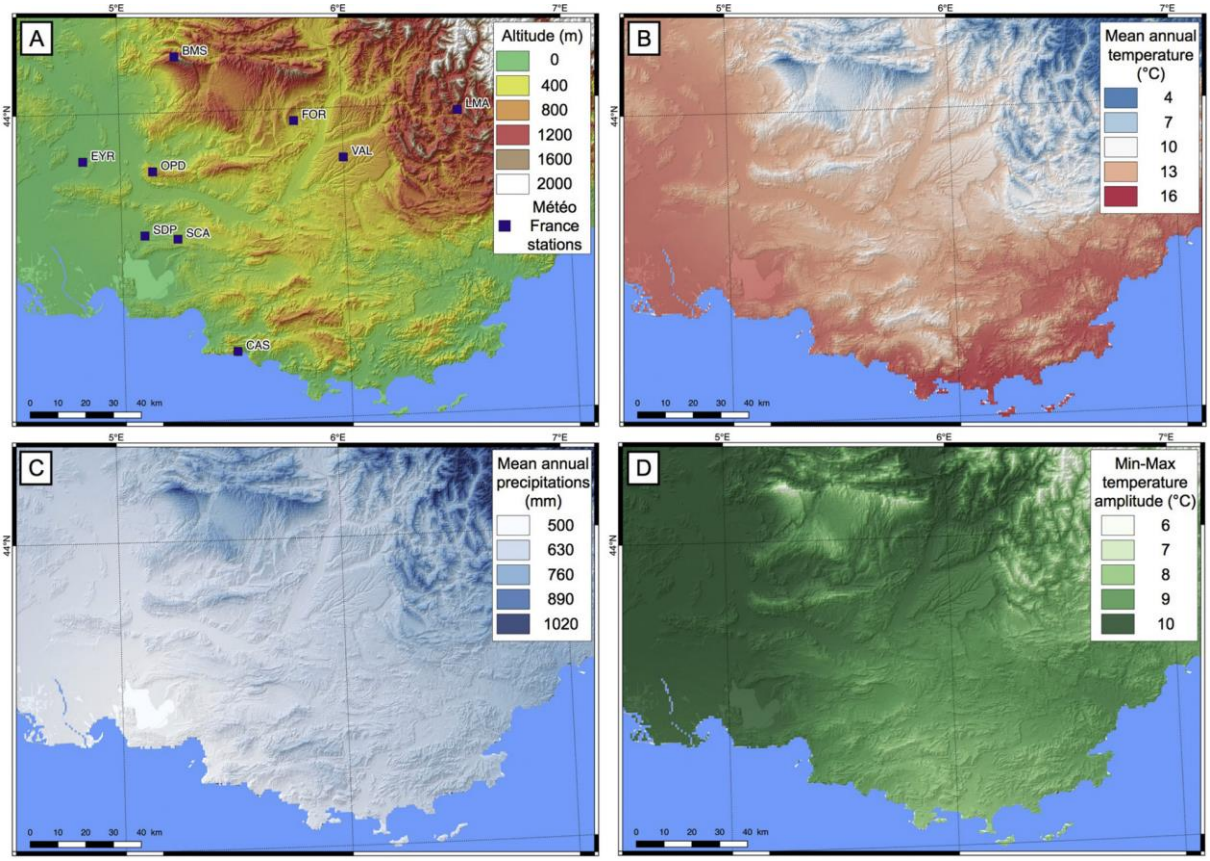


Figure 90. Cartes de la Provence extraites de Thomas *et al.* (2017) présentant les caractéristiques actuelles suivantes : A) la topographie (les points noirs correspondent à aux emplacements des stations météorologiques de Météo France utilisées pour calibrer les données climatiques maillées à une résolution de 1 km dans WorldClim ; Fick et Hijmans, 2017) ; B) les températures moyennes annuelles (MAT, en °C). C) les précipitations annuelles moyennes (MAP, en mm) ; D) l'amplitude entre les températures minimales et maximales moyennes annuelles (°C). Les cartes B, C et D ont été obtenues d'après les données de WorldClim.

Un aperçu du milieu du SIM 3 : un héritage du complexe interstadiaire d'Hengelo

Les deux paléosols enregistrés associés à cette période correspondent à la séquence de référence MIR-11 et la séquence voisine MIR-12. Situées sur le piémont sud du Grand Luberon, les taux d'altération associée aux conditions redox réduites enregistrées dans ces deux séquences semblent mettent en évidence des conditions climatiques assez humides. Ces observations suggèrent un contexte d'humidité marquée, mais : est-ce relié à un mauvais drainage ou de réelles conditions humides régionales ou globales ? .

Plusieurs paramètres jouent en faveur de conditions humides, dont l'oxydation révélée par la formation d'hématite (couleur rouge de MIR-11 et ratio goethite/hématite) ainsi que l'anomalie de sédiments grossiers riches en Mg et Ti provenant de l'amont, soulignant un transfert sédimentaire témoin d'un ou plusieurs transports actifs sous l'influence d'épisodes hydrologiques à plus haute énergie. Sur l'ensemble du piémont sud du Grand Luberon, le modèle morphogénique décrit le début de la mise en place d'une période

d'accumulation généralisée sur le versant (Ollivier, 2006 ; **Figure 89.H**), tandis que le paléolac de St-Maximin se colmate par l'arrivée de dépôts terrigènes aux alentours de 37599-40711 ans cal. BP (Sivan *et al.,* 2018 ; **Figure 89.J**).

D'après Van Huissteden *et al.* (2001), l'interstade d'Hengelo - période correspondant à la formation des sols de MIR-11 et MIR-12 – est synchrone avec une augmentation des précipitations à l'origine d'une recrudescence des crues en contexte fluviatile, renforçant l'hypothèse d'un climat humide et dynamique à cette époque. D'après les données isotopiques de Solufar, les GIs n°11 et 10 coïncident également avec des pics dans les précipitations et la température (Fleitmann *et al.,* 2009 ; **Figure 89.E**). D'après les courbes isotopiques de Villars, les enregistrements indiquent une augmentation de la température ($\delta^{18}O$), puis des valeurs élevées pour les précipitations ($\delta^{13}C$) sans maximum clairement défini concernant ce dernier paramètre (Genty *et al.,* 2003 ; **Figure 89.G**). Les données de végétation en Italie (lac Monticchio, Allen *et al.,* 1999 ; **Figure 89.N**) suggèrent une extension de la forêt pendant ces interstades.

Soulignons également que si la formation de ces deux paléosols est bien associée à l'interstade d'Hengelo, relativement court dans le temps (42 350 - 41 380 cal. BP ; Vandenberghe & Plicht, 2016), ces marqueurs pédologiques indiqueraient une réaction rapide face aux variations climatiques à grande échelle. Il convient néanmoins de rester prudent quant à l'interprétation d'éventuels décalages temporels entre ces marqueurs et les événements climatiques rapides ("rapid warming events") caractérisant les stades isotopiques marins 4 et 3 (Sanchez-Goni, 2022).

Un aperçu de la fin du SIM 3 : un héritage du complexe interstadiaire de Denekamp

Cette période est représentée par l'horizon rouge de Terre Rouge II (Luberon) représentant une faible expression pédologique et datée à environ *c.* 30 000 cal. BP. Cet horizon semble se développer à la suite d'une période d'incision de plus 20 m d'après le modèle morphogénique du Grand Luberon (Ollivier, 2006 ; **Figure 89.H**). D'après la courbe isotopique $\delta^{18}O$ NGRIP, le GI n°5.1 une faible augmentation des températures qui pourrait potentiellement être reliée à la faible pédogénèse est observée à Terre-Rouge II (**Figure 89.A**), de même dans l'enregistrement de Solufar (**Figure 89.E**). A échelle régionale, d'autres sols se sont également développés de manière approximativement synchrone dans la vallée de la Bléone (Jorda & Delibrias, 1981 ; **Figure 89.M**).

La bonne représentativité des paléosols du SIM 3 : des conditions taphonomiques privilégiées ou une représentation biaisée ?

Le nombre élevé de paléosols associés au SIM 3 dans des contextes de piémonts et dans la vallée du Rhône pour ce qui concerne le S-E de la France soulève une interrogation : **est-ce que ces paléosols résultent de conditions taphonomiques exceptionnelles ou reflètent-ils un biais lié à des processus de conservation spécifiques ?**

Leur préservation notable pourrait indiquer non seulement de meilleures conditions d'enregistrement sédimentaire, mais aussi des processus environnementaux ou anthropiques favorables à leur conservation, même dans des environnements sensibles aux variations climatiques et aux dynamiques paysagères marquées. Questionner leur conservation souligne aussi la possibilité de retrouver plus de vestiges associés à cette période.

Plusieurs hypothèses permettent d'explorer les mécanismes impliqués dans l'absence ou la préservation de ces marqueurs sédimentaires :

i) L'hypothèse climatique *:*

Le climat joue un double rôle. D'une part, les phases interstadiaires plus nombreuses au SIM 3 et 4, avec notamment la présence de complexes interstadiaires longs (ex. Moershoofd ou Denekamp) auraient favorisé des processus pédogénétiques plus longs conduisant à des sols mieux développés et donc potentiellement mieux conservés. D'autre part, la variabilité climatique abrupte de cette période, marquée par des cycles rapides de réchauffement et de refroidissement (cycles de Dansgaard-Oeschger en Groenland, événements d'Heinrich dans l'Atlantique Nord), aurait induit des contrastes importants dans les dynamiques sédimentaires, comme en témoignent les dépôts cryoclastiques et lœssiques associés aux paléosols. Le modèle morphogénique du Luberon traduit bien ce contraste hérité de ces fluctuations climatiques en Provence (Ollivier *et al.,* 2014).

ii) L'hypothèse morphosédimentaire :

L'absence de paléosols antérieurs au SIM 3 interroge sur les processus qui ont impacté les archives sédimentaires de manière générale. En effet, pour la période antérieure à 50 ka cal. BP peu de séquences ont été retrouvées. Une des hypothèses propose qu'une vidange sédimentaire, liée à des dynamiques d'ordre climatiques et/ou tecto-morphosédimentaires aurait potentiellement effacé les enregistrements antérieurs à 55 ka cal. BP. Dans le Luberon, par exemple, les formations du Pléistocène supérieur (les glacis) comblent des paléovallons préalablement incisés (Ollivier, 2006). Ceci est également observé dans la gravière de Fontienne, près de Lure, où la base de la séquence principalement composée de gélifracts cryoclastiques et datée à deux reprises (OSL et ^{14}C, *inédites*) d'environ 50 ka cal. BP, repose directement en contact avec les calcaires oligocènes environnants. Une vidange aurait donc contribué à purger les vallons avant que les dynamiques sédimentaires ne s'expriment de nouveau en faveur de nouvelles phases d'accumulation. La pertinence de cette hypothèse reste cependant à être démontrée, mais les dynamiques morphogéniques du Luberon, présentant des incisions de plus de 30 m (Figure 89.H), semblent corroborer cette hypothèse. Toujours sur le Luberon, le profond changement dans la dynamique sédimentaire sur le versant sud du Luberon, observé à travers le traçage de matériaux volcaniques dans la séquence MIR-11

et témoignant de transports sédimentaires bien différents de l'actuel, renforce l'idée que d'importantes modifications paysagères ont eu lieu, rendant plausible un événement de vidange sédimentaire presque totale des sédiments antérieurs à 55 ka cal. BP sur les piémonts.

iii) L'hypothèse contextuelle :

Le contexte géomorphologique à différentes échelles, temporelle et spatiale, est également grandement responsable de la préservation des sols. Il intègre des interactions complexes où lithologie, topographie et reliefs modulent les processus sédimentaires et leurs transferts, où l'hydrologie et la végétation vont également grandement influencer ces dynamiques, autant pour les processus érosifs que ceux reliés à l'enfouissement des paléosols. Par exemple, le site étudié à Bérigoule, n'est pas soumis à un mode de sédimentation sujet aux variations paléohydrologiques, la dynamique étant principalement colluviale, ce qui favorise une accumulation plus lente des sédiments. Au Luberon, les sites étudiés (ex., Terre-Rouge, Mirail) sont principalement localisés en piémonts, où le transfert sédimentaire est directement relié à la topographie du versant et soumis aux variations paléohydrologiques et où l'érosion et les dépôts seront plus fréquents. Il est donc essentiel de considérer ces spécificités contextuelles pour évaluer les probabilités de conservation des paléosols.

iv) L'hypothèse taphonomique (enfouissement) :

L'ensemble des paléosols étudiés a été soumis à des processus d'érosion qui ont affecté les horizons les plus développés. Leur conservation dépend également de la qualité de l'enfouissement, héritée des contextes géomorphologique et climatique. Les lithologies environnantes montrent des capacités d'enfouissement importantes au SIM 3, pouvant atteindre plusieurs dizaines de mètres, comme illustrées par les accumulations de cryoclastes (gélifracts, sables éoliens) dans les séquences observées au Destet (Alpilles), à la Baume (Mont-Ventoux) ou encore dans le Luberon. Ces capacités ont ainsi grandement contribué à préserver ces archives sédimentaires au cours du temps. L'importance des conditions taphonomiques peut être soulignée par le cas notable du paléosol de Marseilleveyre, qui, bien qu'appartenant au SIM 6, a notamment résisté à la transgression marine tyrrhénienne. Si sa conservation semble être associée à un cas exceptionnel, elle est sans doute fortement liée à la consolidation du matériel sus-jacent riche en carbonates (couches carbonatées indurées, enrichissement des matrices des niveaux bréchiques en carbonates), à une durée d'exposition à des conditions marines potentiellement courte entrainant un concours de circonstances favorable à sa conservation.

Ainsi, il est probable que la préservation d'un plus grand nombre de paléosols au SIM 3 soit la résultante d'une combinaison de conditions localement favorables. L'instabilité climatique a pu créer des fenêtres de stabilité propices à la pédogenèse, tandis que l'enfouissement rapide et le contexte géomorphologique ont favorisé la préservation de certains paléosols, créant un biais dans l'enregistrement. L'intégration de ces différents aspects, incluant l'histoire sédimentaire et les conditions taphonomiques, est essentielle pour évaluer la représentativité des paléosols et *in fine*, comprendre la conservation des vestiges archéologiques associés. La complexité des interactions entre ces facteurs souligne la nécessité d'études multi-scalaires, combinant analyses locales et régionales,

pour une compréhension plus complète des processus de conservation à l'œuvre durant le SIM 3.

Contexte archéologique et principaux enjeux

Une période aux enjeux importants

Les données sont unanimes : les sites archéologiques sont peu nombreux au Paléolithique supérieur (**Figure 91**). Est-ce que cette pauvreté reflète une réelle baisse démographique ou sont-elles plutôt reliées à des processus d'ordre conservatif ? Parmi les multiples facteurs responsables, les résultats apportés dans ce travail abordent cette question à travers une analyse des processus sédimentaires qui renvoie aux aspects conservatifs plutôt qu'à une détection des potentialités archéologiques pour cette période clé.

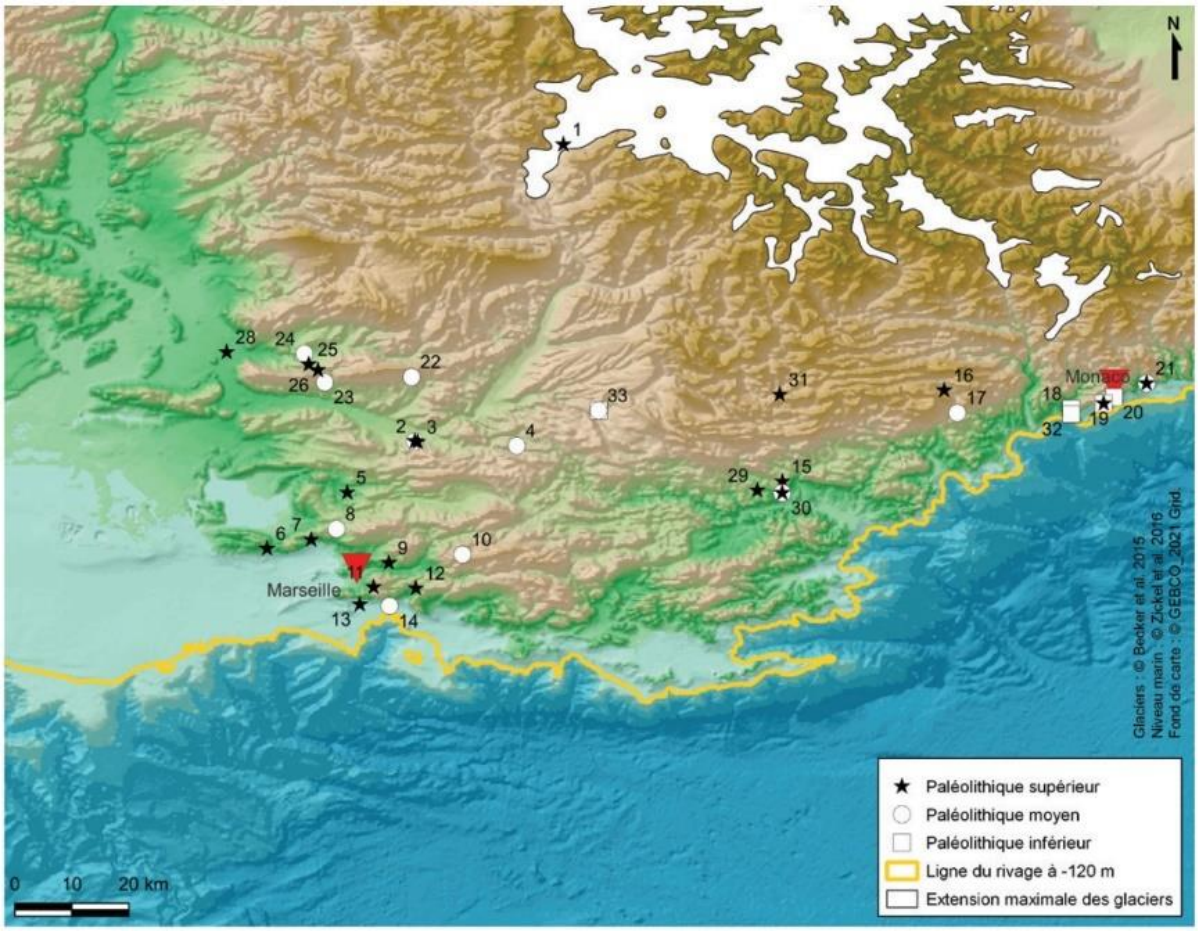


Figure 91. Principaux sites Paléolithiques en Provence (extraite de Bracco, 2022) La paléogéographie indiquée est celle du dernier maximum glaciaire, avec un niveau de la mer à -120 m et une extension importante du glacier alpin. 1. Saint-Antoine, 2. L'Adaouste, 3. Le Mourre de la Barque, 4. Grotte de Rigabe, 5. Cuges, 6. Carry-le-Rouet, 7. Les Riaux, 8. Les Peyrards, 9. Saint-Marcel, 10. Grotte des Cèdres, 11. Puit de Sormiou, 12. La Marcouline, 13. Grotte Cosquer, 14. Grotte des Trémies, 15. Les Raynaudes, 16. L'Abri Martin, 17. Pié Lombard, 18. Terra Amata, 19. Grotte de l'Observatoire, 20. Grotte du Vallonet, 21. Grottes et abris des Balzi Rossi, 22. Baume des Peyrards, 23. La Combette, 24. Bérigoule, 25. La Font Pourquière, 26. Roquefure, 27. Soubeyras, 28. Chinchon, 29. Saint-Pierre, 30. Les Vaugreniers, 31. Les Prés de Laure, 32. Grotte du Lazaret, 33. La Baume Bonne. © cartographie Floriane Peudon, LAMPEA.

Cette période recèle pourtant de nombreux enjeux, comme notamment le débat concernant le déclin néandertalien avec des remises en question des facteurs qui en sont

à l'origine, tel que la compétition avec *Homo sapiens* (Banks *et al.,* 2008 ; Gilpin *et al.,* 2016), l'efficacité supérieure d'*Homo sapiens* dans l'accès aux ressources (Timmermann, 2020), ou encore l'influence climatique à l'échelle régionale (Sánchez Goñi *et al.,* 2018 ; 2020). D'autres études mettent également en relation le rôle potentiel d'un minima d'intensité du champ géomagnétique combiné à un minima d'activité solaire comme facteurs additionnels, mais ces aspects ont été remis en question par la chronologie de la disparition des Néandertaliens et de l'apparition de l'Aurignacien (Cooper *et al.,* 2021 ; d'Errico et Banks, 2015). La question de l'arrivée d'*Homo Sapiens* en Europe de l'Ouest reste aussi un enjeu certain. À ce jour, les travaux récents, mais ponctuels menés à la grotte Mandrin, située au sud de la vallée du Rhône, repoussent l'arrivée d'*H. sapiens* en Europe de près de 10 000 ans (~54 ka cal. BP). Ces résultats mettent en lumière deux aspects majeurs : 1) la recherche d'indices similaires à travers la région, qui apparaît désormais comme une possibilité probante, et 2) le rôle géographique essentiel de la Provence, qui, sur la base des chemins migratoires proposés (Slimak *et al.,* 2022 ; Slimak, 2023), a probablement joué un rôle central et transitoire pour ces communautés de chasseurs-cueilleurs, soulignant ainsi le fort potentiel régional de cette région.

Les recherches en cours et apports des études régionales

Bien que les recherches archéologiques sur le Paléolithique supérieur de Provence aient bénéficié d'un regain d'intérêt *via* la mise en place de nombreux projets régionaux d'envergure durant ces dernières années (ex., PCR Diversité biologique, diversité culturelle entre 45 et 35 ka BP, la France méditerranéenne entre deux mondes, PCR Psup, PCR de la grotte Cosquer, PCR du paléolac de St-Maximin), la question de l'impact sédimentaire basé sur les grandes tendances observées à partir du modèle morphogénique du Luberon sur les derniers 50 000 (Ollivier, 2006) n'a que peu été abordée. L'exportation de ce modèle appliqué à d'autres massifs provençaux dans le cadre de ce travail, utilise des marqueurs sédimentaires, tels que les paléosols localisés à la base des glacis cryoclastiques que l'on retrouve dans la plupart des massifs calcaires de la région, pour souligner l'intérêt de les étudier, mais aussi, pour mettre l'emphase sur les processus en jeu avec l'apport d'information concernant les conditions environnementales. Il reste cependant des lacunes, car ces aspects ne sont pas encore suffisamment intégrés pour offrir une vue complète et systématique des tendances sédimentaires, assurant ainsi un continuum difficile à établir entre les sites. Si la contemporanéité des événements climatiques et archéologiques n'implique pas forcément un lien de causalité directe (Sánchez Goñi, 2020), la compréhension des dynamiques sédimentaires peut apporter un éclairage important sur les notions de conservation comme cité dans la section précédente.

Où sont les sites ? : une timidité dans les recherches en contextes de piémonts ?

Au SIM 3, les contraintes associées aux dynamiques sédimentaires sont principalement héritées des fluctuations climatiques rapides, mais sont aussi fonction des contextes d'étude. Ce qui est valable pour la conservation des paléosols ou de toute autre archive sédimentaire associée à cette période l'est aussi pour les vestiges archéologiques. Dans la mesure où les phases climatiques très contrastées, les processus naturels, comme l'enfouissement et l'érosion imposent des défis importants pour la conservation des sites.

Si l'on reprend le modèle morphogénique du Luberon, on observe des accumulations de plus de 30 m suivies d'importantes incisions qui ont profondément modifié les paysages (Ollivier *et al.,* 2014 ; **Figure 89.H**). C'est également ce qui est mis en évidence avec l'anomalie observée dans le paléosol MIR-11.

Que ce soit en archéologie préventive ou en fouille programmée, les recherches ne sont que peu tournées vers les sites de piémonts tels qu'étudiés ici, voire même plus largement vers des sites de moyenne et haute montagne (d'après Margarit & Deal, 2010) :

« Cette désaffection résulte de la perception particulière de ces milieux, réputés, à tort, à la fois comme peu favorables à l'occupation et comme inadaptés à la conservation des sites en raison de leur déclivité. En somme, si de vastes zones d'altitude ont été assimilées à des déserts archéologiques, c'est en raison, d'une part, de l'absence présumée de sites, et d'autre part de l'idée d'une probable destruction de ceux qui y aurait malgré tout été implantés. Ce constat d'une désaffection traditionnelle pour l'archéologie de moyenne et de haute montagne jusqu'à la fin du XXe s., résulte donc davantage d'une lacune de la recherche plutôt que de l'absence avérée de sites. »

Si les préhistoriens ont montré une plus grande ouverture en questionnant la conquête du milieu alpin à travers les stratégies de chasse, le pastoralisme ou les ressources lithiques (Beeching 1999 ; Della Casa, 2013 ; Fedele 1993 ; Tomasso *et al.,* 2016), les autres périodes archéologiques n'ont que peu été approchées par ces recherches avant les années 2000. Pourtant, dans les Hautes Alpes, des occupations dès la seconde moitié du IIIe millénaire avant notre ère au sein du massif des Écrins et à des altitudes de plus de 2000 m ont été enregistrées (Walsh *et al.,* 2010). Ce constat se modifie peu à peu avec des projets de plus en plus tournés vers ces espaces, comme l'ont démontré les recherches récentes menées dans les Alpes du Sud indiquant l'exploitation de ces espaces très tôt (*ex.* site de Thorame Basse pour l'Âge du Bronze, Lattard *et al.,* 2021 ; et pour les sites antiques, Mocci *et al.* 2010).

L'archéologie préventive a bénéficié d'un essor sur les vingt dernières années, apportant avec elle un gain de connaissances important, mais restant néanmoins conditionnées par les aménagements du territoire et les facteurs économiques (Margarit & Deal, 2010). Les zones les plus périphériques sont ainsi délaissées en faveur de travaux principalement concentrés sur les noyaux urbains et leurs périphéries en secteur de plaine ou sur les axes de circulation (ex., site de Saint-Antoine suite aux travaux de l'A51, Gagnepain *et al.,* 1999 ; Bracco, 2004 ; Gagnepain et Bracco, 2006).

Malgré un corpus qui bénéficierait à être enrichi avec l'intégration de nouvelles datations et de nouveaux sites, les résultats de ce travail apportent un éclairage précieux sur la question de la conservation des sites archéologiques du Paléolithique supérieur, en démontrant que :

- les archives sédimentaires associées à cette période dans ces contextes existent et nécessitent d'être étudiées ;

- les fortes probabilités d'enfouissements sous plusieurs mètres de cryoclastes de ces sites observés à partir du modèle morphogénique du Luberon, critère récurrent sur les autres massifs (Mont-Ventoux, Lure, Alpilles, Calanques) ;
- la découverte de ces archives est aujourd'hui facilitée par l'incision holocène actuelle, qui constitue également une menace, car fragilise les versants et les dépôts quaternaires récents.

5.2.3. Synthèse des comparaisons régionales

L'impact du climat sur la formation des paléosols

L'impact climatique est responsable de la formation des paléosols. Les paramètres sédimentologiques (degrés d'altération, apports allochtones, matière organique, conditions redox) enregistrés au cours de la vie du sol ouvrent des fenêtres sur des ambiances paléoenvironnementales. Des analyses supplémentaires et de nouvelles datations permettront d'affiner le cadre chronologique. Actuellement, les processus observés coïncident avec les ambiances climatiques régionales, mais le manque d'archives paléoenvironnementales régionales limite la discussion sur l'échelle de lecture. Enfin, le climat, les tendances morphosédimentaires, le contexte géomorphologique et les conditions taphonomiques sont déterminants dans la conservation de ces archives. L'analyse de ces paramètres enrichit la réflexion sur le potentiel archéologique de ces archives sédimentaires.

Avant le SIM 3 : Rareté des vestiges et influence climatique

Avant le SIM 3, les vestiges sont plus rares et les chronologies difficiles à préciser malgré de nouvelles datations. Cependant, les paramètres indiquent des variations de compositions par rapport aux substrats, similaires à celles observées dans les sols du SIM 3 développé sous l'influence des variations climatiques interstadiaires. Ceci suggère que le climat est le principal facteur de leur formation. Néanmoins, les ambiances environnementales varient d'un paléosol à l'autre. Alors qu'à la Sainte-Victoire et à Bérigoule I, les paléosols sont moins bien développés, l'enregistrement de Marseilleveyre traduit une pédogénèse plus marquée. Les paramètres de conservation diffèrent également, fortement influencés par les contextes des sites de la Sainte-Victoire et de Bérigoule. En revanche, la sédimentation des niveaux supérieurs de la séquence de Marseilleveyre semble avoir joué un rôle important dans son exceptionnelle conservation, compte tenu du peu d'archives similaires régionales et de sa position littorale résistante à l'érosion et à la remontée du niveau marin au Tyrrhénien.

Pendant le SIM 3 : Des archives plus nombreuses et corrélations chronologiques

Le SIM 3 est marqué par un nombre plus important de sols conservés. Leurs développements sont corrélés à trois phases interstadiaires : Moershoofd (début), Hengelo (milieu) et Denekamp (fin).

Durant la période associée à l'interstade Moershoofd, le corpus de séquences bénéficie d'une bonne représentation des sites sur une couverture Nord-Sud d'environ 50

km. Des précisions chronologiques sont nécessaires, notamment en bordure des limites des datations ^{14}C. Les conditions de développement semblent plus réduites au Sud (piémont sud du Grand Luberon, vallée de la Durance et Alpilles) qu'au Nord (chaînon Ventoux-Lure) qui présente un potentiel redox faible. L'absence de données complémentaires limite l'interprétation de ces variations (différences locales ou régionales ?), mais une influence montagnarde plus importante près du chaînon Ventoux-Lure pourrait constituer une première piste de réflexion à l'origine de ce contraste.

Durant l'interstade d'Hengelo : Une seule zone représentée (ravin du Mirail, piémont sud du Grand Luberon) avec deux paléosols, dont MIR-11, très bien étudié, indique des conditions réduites et une pédogénèse marquée. L'étude du référentiel de MIR-11 (durée de développement estimée entre 400 et 2000 ans), synchrone d'Hengelo, souligne la capacité des paysages provençaux à enregistrer des phénomènes "rapides", renforçant l'idée d'une sensibilité du milieu.

Durant l'interstade de Denekamp : un seul paléosol localisé sur le piémont méridional de versant sud du Grand Luberon et présentant une pédogénèse moins marquée et des conditions oxydantes (proches de celles du chaînon Ventoux-Lure), indique une tendance opposée aux autres paléosols luberonnais.

Synthèse du SIM 3 : Modèle morphogénique, conservation et menaces pour les sites archéologiques de plein air

L'abondance des archives du SIM 3 permet de dégager des faits marquants. Dans un premier temps, ces travaux soulignent l'exportabilité du modèle morphogénique du Luberon pour le Pléistocène Supérieur (formation de paléosols à la base de glacis cryoclastiques) à d'autres massifs provençaux. Les tendances contrastées des dynamiques sédimentaires observées peuvent ainsi servir de marqueur sur le terrain. D'autre part, l'abondance des paléosols du SIM 3 pourrait être liée à l'absence de paléosols antérieurs due à une vidange des paléovallons, potentiellement causée par un contexte climatique particulier. Cette hypothèse s'appuie sur l'observation récurrente de formations sédimentaires datées à 50 ka reposant directement sur les substrats géologiques (Luberon, Fontienne montagne de Lure, Calanques/Marseilleveyre) et fait écho à des mécanismes déjà mis en évidence à d'autres périodes dans le Luberon avec des incisions de plus de 30 m. La conservation des paléosols est également liée aux paramètres taphonomiques et géomorphologiques favorisant l'enfouissement et la protection des paléosols. La proximité avec la zone de production de gélifracts a probablement permis un enfouissement rapide, même si elle a aussi contribué, en partie, à une perte d'information pédologique en tronquant les sommets des séquences. Enfin, ces séquences sont actuellement menacées par des incisions successives en milieu de piémont qui représentent un risque pour ces archives, bien qu'elles permettent également une mise au jour naturelle de ces vestiges.

Horizons non datés : Difficultés d'attribution chronologique

Le manque de datation et les faibles variations de leurs propriétés empêchent d'associer les horizons non datés d'obtenir une chronologie précise et de discerner un contexte précis.

Potentialités archéologiques et périodes de stases

Ce travail, axé sur la conservation des archives sédimentaires du Paléolithique, questionne les potentialités archéologiques associées à l'étude des paléosols, importants marqueurs de périodes de stases dans les dynamiques sédimentaires. Ces marqueurs soulignent des périodes encore trop peu documentées et aux potentiels pourtant certains.

6. Conclusions de ce chapitre

L'objectif principal de cette étude est d'analyser l'impact des dynamiques morphosédimentaires sur la formation et la conservation des paléosols en Provence, en mettant l'accent sur l'influence du climat et des conditions taphonomiques.

L'analyse des paramètres sédimentologiques (degrés d'altération, apports allochtones, matière organique, conditions redox, granulométrie) vise à reconstituer les ambiances paléoenvironnementales et à évaluer le potentiel archéologique de ces archives sédimentaires. Des analyses supplémentaires et de nouvelles datations permettront d'affiner le cadre chronologique de cette évolution.

La multiplicité des coupes étudiées supportées par le modèle morphogénique du Luberon et les données paléoenvironnementales offrant un cadre déjà bien défini, a permis de confronter ces données dans un contexte régional plus large couvrant un transect N-S de près de 100 km, permettant de préciser les phases suivantes :

- Avant le SIM 3 : Les vestiges antérieurs au SIM 3 sont rares et leur chronologie difficile à préciser malgré de nouvelles datations. Les analyses montrent des variations de compositions par rapport aux substrats, similaires à celles observées dans les sols du SIM 3 développés sous l'influence des variations climatiques interstadiaires, suggérant le climat comme principal facteur de leur formation. Cependant, les ambiances environnementales varient d'un paléosol à l'autre. À la Sainte-Victoire et à Bérigoule I, les paléosols sont moins bien développés, tandis que l'enregistrement de Marseilleveyre traduit une pédogénèse plus marquée. Les paramètres de conservation diffèrent également, fortement influencés par les contextes des sites de la Sainte-Victoire et de Bérigoule. La sédimentation des niveaux supérieurs de la séquence de Marseilleveyre semble avoir favorisé son exceptionnelle conservation, compte tenu du peu d'archives similaires régionales et de sa position littorale résistante à l'érosion et à la remontée du niveau marin de l'Eémien.
- Pendant le SIM 3 : les paléosols conservés sont corrélés aux phases interstadiaires des complexes Moershoofd, Hengelo et Denekamp. Durant Moershoofd, les sites sont bien représentés sur une zone nord-sud de 50 km, bien que des précisions chronologiques soient nécessaires, puisque les datations obtenues sont aux limites de la méthode des datations ^{14}C. Un contraste N-S est observé : des conditions oxydantes au sud s'opposent à des conditions réduites au nord, possiblement liées à l'influence climatique montagnarde du chaînon Ventoux-Lure. Hengelo, quant à lui, est représenté par une seule zone avec deux paléosols, dont MIR-11, témoignant de conditions réduites et d'une pédogénèse marquée. Son analyse met en évidence la capacité des paysages provençaux à enregistrer des changements

rapides. Enfin, Denekamp présente une représentation plus limitée avec un seul paléosol, marqué par des conditions oxydantes.

En résumé, les paléosols du SIM 3 confirment l'exportabilité du modèle morphogénique du Luberon sur d'autres massifs provençaux. Leur récurrence pour cette période suggère qu'ils pourraient résulter d'une vidange antérieure des paléovallons probablement induite par des changements climatiques. La conservation de ces paléosols est favorisée par des facteurs taphonomiques et géomorphologiques, mais ces séquences sont actuellement menacées par des incisions ultérieures et notamment l'incision holocène actuelle.

L'identification de ces phases d'évolution des dynamiques sédimentaires offre une ouverture pour préciser l'absence et la répartition des sites archéologiques associés au Paléolithique supérieur. Le chapitre 5 explore ces aspects pour répondre à la question « Où sont les sites ? ».

Chapitre 4

La caractérisation des marqueurs Holocènes : les tufs calcaires



Pont de Joux - Vallée de l'Huveaune (2020)



MIR-5 - Ravin du Mirail, Luberon (2023)



MIR-4 - Ravin du Mirail, Luberon (2021)

« Les tufs ou calcaires caverneux concrétionnés, pétris d'empreintes végétales, constituent en Provence une formation importante, qui reparaît sur un grand nombre de points et attiré l'attention par sa distribution en masses discontinues et irrégulièrement disposées, sur les flancs de nos principales vallées, le long des cours d'eau, à proximité des sources incrustantes. Mais ce qui distingue essentiellement ces dépôts de ceux de même nature qui s'opèrent encore sous nos yeux, c'est qu'ils sont toujours situés en dehors de l'action des eaux actuelles qui coulent à un niveau inférieur, de manière à ne plus pouvoir les atteindre ni les modifier. »

- **G. De Saporta,** *La flore des tufs quaternaires en Provence,* 1867.

Chapitre 4 :
La caractérisation des marqueurs holocènes :
Les tufs calcaires

1. Introduction

L'objectif de cette thèse étant de questionner les processus responsables de la distribution et/ou de la conservation des sites archéologiques dans le S-E de la France, nous proposons d'aborder cette problématique par l'étude de marqueurs Holocènes fréquemment observés dans a région : les formations travertineuses. Dans cette partie, un état des lieux concernant les occupations en Provence est décrit, puis un focus est apporté concernant la définition de ces formations pour ensuite souligner l'intérêt spécifique d'utiliser ces archives sédimentaires comme support d'étude privilégié pour répondre à cette problématique.

1.1. Les occupations en Provence entre le Tardiglaciaire et l'Holocène récent

1.1.1. Etat des connaissances en Provence et lacunes

La Provence témoigne d'une longue histoire d'occupation humaine mise en évidence notamment par de nombreuses campagnes de fouilles programmées et préventives (ex., INRAP, bureaux d'études d'archéologie préventives privés, collectivités territoriales). Si la région bénéficie d'une grande variété de sites de sites archéologiques et de données, force est de constater que des lacunes persistent, notamment en termes de chronologie et de répartition spatiale des vestiges.

Les occupations contemporaines du Tardiglaciaire ne sont pas très bien documentées en raison du faible nombre de sites connus et du recouvrement des possibles sites littoraux par la remontée du niveau marin après le Dernier Maximum Glaciaire (DMG). Des indices d'occupation sont connus autour de Marseille et du bassin de l'étang de Berre et, plus à l'intérieur, le site de Saint-Antoine (Vitrolles, Hautes-Alpes) marque la recolonisation des marges méridionales du massif Alpin depuis la Basse-Provence (Bracco 2022, Gagnepain et al. 1999, Bracco et al. 1997). Le Mésolithique en Provence se caractérise par deux phases distinctes : la première combine les unités culturelles du Sauveterrien et du Montadien et la seconde correspond au Castelnovien. Il est important de noter que le Mésolithique français, sur ces deux phases, ne présente pas

une homogénéité culturelle avec une moins bonne représentation du Castelnovien dans le paysage archéologique (Perrin et Manen, 2021). Cette période est marquée par une baisse démographique notable dans le S-E de la France, entre 8500 et 7500 cal. BP (Berger *et al.,* 2019). Les populations de chasseurs-cueilleurs furent contraintes de s'adapter à des changements environnementaux majeurs, notamment ceux liés au Dryas récent (Perrin & Manen, 2021). Ces auteurs soulignent également que plusieurs facteurs peuvent également expliquer la relative raréfaction des sites mésolithiques dont notamment la qualité inégale des méthodes d'investigations archéologiques qui connait un biais régional important. Un autre biais réside dans l'établissement de chronologies fiables qui se heurte à des difficultés inhérentes à la datation par le radiocarbone. En effet, la courbe de calibration, engendre des biais importants dans l'estimation des âges ^{14}C calibrés pendant cette période (Reimer *et al.,* 2022). Enfin, plusieurs auteurs (Brochier & Livache, 2004 ; Binder & Sénépart, 2004 ; Berger *et al.,* 2016) émettent l'hypothèse que la majorité des sites associés à cette période et souvent localisés dans des contextes géomorphologiques fragiles ont aussi pu être plus fréquemment exposés à l'érosion suggérant un impact taphonomique important.

Le Néolithique en Provence est relativement bien documenté dès l'apparition des premières population néolithiques (Rasse *et al.,* 2008, Manen & Hamon 2018 ; Manen et al. 2019). Cette période charnière marque une transition progressive des modes de vie, passant de sociétés de chasseurs-cueilleurs à des communautés plus sédentarisées, entraînant d'importantes mutations sociales et culturelles qui font encore l'objet de questionnements actuels (Linstädter et al. 2012 ; Martinez-Sanchez et al. 2018 ; Manen et al. 2019 ; Perrin, 2023). Cependant, la transition entre le Mésolithique et le Néolithique ancien souffre d'un manque de données chronologiques fiables, héritage des difficultés de datation rencontrées pour le Mésolithique (Perrin & Manen, 2021). Cette lacune, soulignée par ces auteurs complexifie l'analyse des interactions entre les derniers chasseurs-cueilleurs et les premiers agriculteurs-éleveurs. L'évolution du Néolithique en Provence révèle une opposition marquée entre le Néolithique ancien et moyen, et le Néolithique final. La première phase, correspondant au Néolithique ancien, est marquée par l'arrivée des premiers courants de colonisation en provenance d'Italie à l'origine de la culture céramique "*Impressa*", qui se développe entre 7750 et 7500 ans cal. BP (Guilaine, 2001, 2003). Le Néolithique moyen voit ensuite l'émergence du courant "Chasséen" (Denaire *et al.,* 2011, Lepère, 2012). Malgré une augmentation démographique progressive attestée jusqu'à environ 4000 ans cal. BP (Berger *et al.,* 2019), le nombre de sites associés au Néolithique ancien et moyen reste relativement faible. Ce n'est qu'à partir du Néolithique final, qu'un tournant majeur apparait. On observe une augmentation drastique du nombre de sites, coïncidant avec une croissance démographique à partir de 4000 ans cal. BP (Berger *et al.,* 2019). Cette période est synchrone avec l'émergence du Campaniforme (Lemercier, 2018).

L'Holocène récent est caractérisé par l'essor des sociétés de l'âge du Bronze, annonçant l'avènement de l'Empire romain. Cependant, cette période charnière est marquée par un paradoxe démographique. En effet, la transition entre le Néolithique final et le début de l'âge du Bronze est marquée par une diminution du nombre de sites archéologiques (Lemercier *et al.,* 2018). Pourtant, les estimations démographiques suggèrent une augmentation significative de la population durant l'âge du Bronze,

surpassant même l'essor démographique de la fin du Néolithique (Berger *et al.,* 2019). Comment expliquer ce décalage entre les données archéologiques et les estimations démographiques ? Des études menées dans la vallée du Rhône et le S-E de la France mettent en lumière l'impact des changements de dynamiques morphologiques sur la conservation des sites archéologiques. L'érosion et le recouvrement sédimentaire, particulièrement importants dans les vallées torrentielles, ont pu entraîner la destruction d'une partie des archives alluviales et palustres de l'âge du Bronze (Berger *et al.,* 2000 ; Berger *et al.,* 2016 ; Walsh *et al.,* 2019). Ainsi, malgré un corpus archéologique conséquent pour l'ensemble de la période de l'Âge du Bronze (Lachenal, 2014), l'estimation du nombre de sites associés pourrait être bien sous-estimée.

L'essor des pratiques métallurgiques (Strahm, 2005, Dolfini, 2013) et la fondation de la cité phocéenne Massalia (Marseille), vers 600 av. J-C, participe à la mise en place d'une hiérarchisation sociale et une structuration accrue, restant toutefois à préciser sur les territoires de la Gaule celtique où les petits établissements isolés laissent peu à peu place à des villes fortifiées (Garcia, 2005). Le réseau commercial s'étend et se dynamise de plus en plus avec l'extension de l'empire romain (Sourisseau, 2000). Ainsi l'emprise sur le milieu est très importante. Avec l'Antiquité, la période médiévale constitue la seconde période la mieux représentée en termes de densité de sites archéologiques (données PATRIARCHES, SRA PACA). Par exemple, dans le Luberon, l'implantation des sites médiévaux est plus diversifiée (mottes féodales, absence dans les plaines, parfois en marge d'anciens axes de circulation excepté pour les bâtiments religieux) traduisant une fois encore, une emprise importante (Ollivier, 2006).

1.2. Les archives paléoenvironnementales supports de cette étude : les formations de tufs

1.2.1. Définitions et nomenclature

Malgré une certaine confusion terminologique largement répandue dans la littérature (Ollivier 2006 ; Pentecost 2005 ; Dabkowski 2011), les termes "travertin" et "tuf calcaire" désignent des roches continentales biosédimentaires et carbonatées.

Ces formations, largement étendues dans l'espace géographique calcaires appartenant au domaine méditerranéen (*aux sens climatique et géographique du terme*) (Pentecost 1995, Ford & Pedley 1996 ; Dabkowski *et al.,* 2024), constituent des marqueurs d'origine bio-physico-chimique sensibles aux modifications d'origine climatique et/ou climato-anthropique du biotope. Souvent associés aux géosystèmes karstiques (Nicod, 2010) et aux failles et fracturations d'origine tectonique (Hancock *et al.,* 1999), la littérature distingue deux types de formations travertineuse dépendants de la source du CO_2 à l'origine des concrétions : les travertins ou tufs météogènes dont le CO_2 est principalement dérivé des contextes lithologiques, pédologiques et atmosphériques et les travertins ou tufs thermogènes dont le CO_2 est principalement relié à l'activité thermale (Pentecost and Viles, 1994; Pentecost, 2005; Croci *et al.,* 2016). Capezuolli *et al.,* (2014) apportent une clarification terminologique en se basant sur des différenciations d'ordre minéralogiques, pétrographiques, génétiques, géochimiques et lithologiques en définissant les travertins comme résultant de la précipitation des carbonates sous la

forme de calcite et d'aragonite dans des eaux saturées d'origine hydrothermale tandis que les tufs résultent de la précipitation de la calcite dans des eaux à température ambiante.

Compte-tenu de la localisation intra-plaque de la Provence et contrairement à de nombreux dépôts travertineux thermogéniques étudiés en Méditerranée (ex., Italie, Giustini *et al.,* 2020), la majorité des formations travertineuses provençales sont définies comme étant météogènes. Toutefois, des questions récurrentes ont été soulevés concernant de potentielles origine thermogène dans le Luberon en raison de la présence de failles et d'affleurements volcaniques anciens (Ollivier, 2006 ; Ollivier *et al.,* 2015, Sirdeys *et al.,* 2023b). Pour rester en accord avec les récentes publications régionales intégrant l'étude de ce type de dépôts (Wackenheim, 2023 ; Magnin *et al.,* 2024) nous conserverons l'utilisation des termes « formations travertineuses » et « tufs calcaires » pour désigner nos séquences.

1.2.2. Genèse et principes de bases de la formation des tufs calcaires

Le contexte lithologique particulièrement riche en calcaires crétacés et jurassiques confère à la Provence un environnement propice à la formation des tufs. Dans le principe, ce substrat particulièrement sujet à la dissolution met à disposition les carbonates sous forme dissoute (et aussi une part de matière insoluble, dans de faibles proportions, Ollivier, 2006) dans les eaux d'infiltrations et de ruissellement, qui, dans leur cheminement souterrain (dépendant du domaine karstique) ou extérieur, participeront à la précipitation des carbonates dans le domaine karstique ou au niveau des résurgences ou dans le lit des cours d'eau (tufs calcaires ou travertins).

La formation de ces biohermes continentaux, structures carbonatées biogéniques, dépend de la précipitation des carbonates, influencé par les paramètres bio-physico chimiques suivants (**Figure 92**) :

- **Concentration en carbonates :** directement influencée par la dissolution des carbonates, elle-même dépendante du climat et de la géologie
- **Turbulence :** favorise la précipitation en augmentant les échanges gazeux et donc la concentration en CO_2 dissous. La turbulence est influencée par l'hydrologie et la topographie.
- **Activités biologiques :** certains organismes peuvent précipiter directement le carbonate de calcium pour construire leurs squelettes ou coquilles. La végétation joue un rôle indirect en modifiant le pH de l'eau et la disponibilité en nutriments.
- **Température :** une eau plus chaude favorise la précipitation des carbonates. La température est évidemment contrôlée par le climat.

La dissolution du carbonate de calcium, étape préalable à sa précipitation, est un processus chimique réversible décrit par l'équation suivante :

$$CaCO_3(s) + CO_2(aq) + H_2O(l) \leftrightharpoons Ca^{2+}(aq) + 2HCO_3^-(aq)$$

Le taux de dissolution des carbonates varie également en fonction des conditions environnementales (Freytet & Verrecchia, 1989). Le climat méditerranéen, caractérisé

par des étés secs et chauds et des hivers humides et doux, favorise des alternances entre périodes de précipitation et de dissolution des carbonates, favorable au développement des tufs. Les fluctuations du niveau des nappes phréatiques, liées à la saisonnalité des pluies, jouent aussi un rôle important dans la dissolution.

Cependant, des études comme celle de Campy & Macaire (1989) ont montré que ce taux peut être significativement plus élevé dans les zones montagneuses méditerranéennes, caractérisées par des précipitations plus abondantes et régulières. Ainsi, la formation des biohermes, est favorisée par des conditions tempérées et humides, avec un apport en eau suffisant où le climat joue donc un rôle majeur dans ce processus induisant un développement important préférentiellement pendant des périodes interglaciaires.

En conclusion, la formation des biohermes continentaux est un processus complexe résultant de l'interaction entre la dissolution et la précipitation des carbonates, mais aussi de l'antagonisme permanant entre intensité de l'érosion et intensité de l'accumulation carbonatée (Bakalowiscz, 1988). Ces deux processus sont eux-mêmes influencés par une multitude de facteurs environnementaux, parmi lesquels le climat, la végétation, l'hydrologie et la topographie/géologie jouent un rôle prépondérant (**Figure 92**).

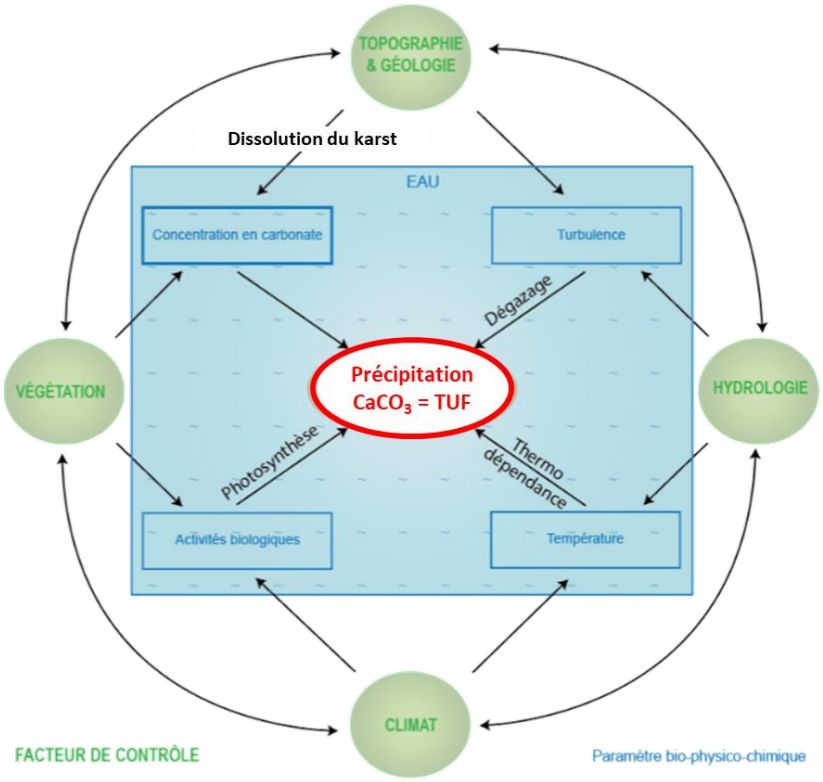


Figure 92. Schéma fonctionnel du fonctionnement du système complexe impliquant des facteurs de contrôles et les paramètres bio-physico-chimiques entrant en jeu dans l'évolution des dépôts tufacés (modifié d'après Wackenheim, 2019, à partir d'une synthèse de la littérature : Ford & Pedley 1996 ; Pedley et al. 1996 ; Andrews et al. 1997 ; Hoffmann 2005 ; Pentecost 2005 ; Andrews 2006 ; Pedley 2009 ; Dabkowski 2011 ; Capezzuoli et al. 2014 ; Dabkowski 2014.)

1.2.3. Classification typologique des formations tufeusees (« météogènes »)

La diversité des tufs peut être classée en trois groupes distincts sur la base d'une synthèse basée sur les comparaisons de plusieurs paramètres (la géométrie de dépôt, les détails stratigraphiques et pétrologiques), du contexte bio-physico-chimique et de la distance par rapport à l'exsurgence (Capezzuoli et al., 2014).

On retrouve ainsi dans cette classification :

- **Les environnements ou complexes de résurgences** (proximaux) : qui sont composés de petites structures encroûtantes épousant la topographie et formant des monticules ou de petites zones humides alimentées par des lignes de sources perchées (Pedley, 1990 ; Pedley *et al.,* 2003) ;

  Les environnements intermédiaires : ces environnements regroupent les complexes de types petites cascades et des barrages avec retenues d'eau à l'amont. La rupture de pente combinée à la présence de mousses et d'algues et autres végétaux aquatiques constituent ces complexes de barrages qui s'étendent progressivement vers l'aval par progradation et horizontalement par accrétion, limités par la profondeur de la retenue d'eau (Casanova, 1981) ;

  Les environnements distaux associées aux plaines alluviales : où le dépôt de tuf devient rare et forme généralement des lentilles/unités intercalées dans des sédiments (silico)clastiques (Casanova, 1981 ; Pedley, 1990).

1.2.4. Les différents faciès et milieux associés : une utilisation utile pour comprendre les processus

Les différents faciès des séquences tufeuses sont hérités des différents contextes environnementaux dans lesquels elles se développent, mais résultent également des variations morphosédimentaires et paléohydrologiques impactant les conditions de dépôts (Ollivier, 2006).

Par conséquent, plusieurs types de faciès sédimentaires sont à distinguer (**Tableau 21**) :

Tableau 21. Définition des différents faciès et environnements associés (sur la base de la synthèse de Ollivier, 2006).

Type de faciès	Contexte environnemental	Type de formations associées	Régime hydrologique associé
Travertins construits (stromatolithiques, rubanés, laminaires, tendres, poreux ou vacuolaires)	Zones à fort hydrodynamisme : ruisseaux, torrents, chutes d'eau, ruissellements sur versants. Localisation au niveau des ruptures de pente ou des embâcles (rochers, branches).	Formation de barrages pouvant induire des zones palustres ou lacustres en amont.	Fort hydrodynamisme avec brassage des eaux accentuant le dégazage et la précipitation des carbonates.
Craies (meubles, blanchâtres ou grisâtres, avec niveaux charbonneux, oncolithiques, en tubes, en choux-fleurs ou en plaques)	Contextes de faible hydrodynamisme : vallées larges et étalées, zones en amont de barrages travertineux ou latérales au chenal principal dans les systèmes carbonatés fluviatiles.	Lithologie influencée par l'énergie des écoulements et le milieu (alluvial, palustre, lacustre).	Faible hydrodynamisme, favorisant la précipitation de fines particules carbonatées.
Faciès mixte travertino-détritique (éléments détritiques allochtones mélangés à des concrétionnements autochtones ou éléments clastiques travertineux)	Milieux fragilisés ou sensibles, résultant de l'érosion et du remaniement de formations carbonatées en développement.	Dépôts traduisant des phases d'érosion (contacts ravinant) et de remaniement de concrétions.	Faible à moyen hydrodynamisme, lié à des épisodes d'instabilité morphogénique du milieu.
Faciès purement détritiques (sédiments argileux, limoneux, sableux ou caillouteux, parfois avec fragments de travertins)	Zones de versants instables ou soumises à des épisodes morpho-sédimentaires plus intenses.	Épisodes de fluctuations morphogéniques de haute fréquence avec érosions importantes révélant une instabilité dans les conditions environnementales.	Régime hydrologique variable, associé à des épisodes majeurs/importants d'érosion et de dépôt.

1.3. Les tufs : une archive à privilégier dans l'étude des relations sociétés-environnement et climat

1.3.1. Etats des connaissances sur l'utilisation des tufs pour caractériser les relations Homme-milieux en Provence et en Méditerranée

Les populations humaines entretiennent des relations étroites avec les formations travertineuses du S-E de la France, dont les traces remontent à de la Préhistoire jusqu'aux périodes les plus récentes. Que ce soit au sein des édifices tuffeux ou dans leurs environnements proches ; de nombreux vestiges conservés ont été témoins des modifications qui ont impactés les géosystèmes naturels au fil du temps (Vaudour, 1994).

Les sociétés ont pu ainsi interagir avec la formation de tufs fossiles qui, de par leurs caractères morphologiques en balcon ou en cascade constituent des sites de prédilection pour les occupations humaines. Les replats suspendus, naturellement défensifs, se prêtent à l'établissement de sites perchés et fortifiés. Les cavités naturelles, quant à elles, offrent des abris recherchés, aménagés en grottes, bergeries ou habitats troglodytiques.

Parmi les sites préhistoriques, pourtant peu nombreux, nous pouvons citer les exemples de l'habitat magdalénien de l'Estabel à Cabrières (Ambert, 1979-1981 ; 1993-1998) ou les occupations multiples du site de Ségriès, du Moustérien à l'époque contemporaine (Dubar & Clappier, 1989). L'abri du Rouet, occupé au Tardigravettien, vient confirmer l'attrait exercé par ces formations dès les périodes les plus reculées. Ollivier (2006) avance que la rareté des exemples d'occupations préhistoriques dans les formations tufeuses ne reflète pas nécessairement une absence d'occupation, mais plutôt une « dilution » de l'information et/ou une « détérioration des vestiges antérieurs » en raison de l'impact potentiel des occupations postérieures.

Au Néolithique, l'abondance, la pérennité et la qualité des eaux caractéristiques des systèmes tuffacés actifs, qu'ils soient alluviaux, de sources, cascadants ou palustres, deviennent des facteurs d'attractivité majeurs.

Les occupations de plein air se multiplient, marquant plus nettement les paysages et influençant la sédimentation. Les exemples sont nombreux, de la Provence au Languedoc, dès le Néolithique moyen (D'Anna & Courtin, 1986). Citons notamment les tufs de Vendres et de Millau (Ambert, 1982,1991 ; Ambert, 1993-1998) pour le Paléolithique inférieur et moyen, ou encore Pont de Joux en Provence pour le Paléolithique moyen (D'Anna *et al.,* 1988). Pour le Néolithique, les sites de St Antonin, Vauvenargues (Cheylan & D'anna, 1979, D'anna & Courtin, 1986), le Mirail, les Hermitans (Ollivier, 2006) et la Resclauze à Gabian (Ambert & Delgiovine, 1979, Ambert, 1988, Brochier, 1988) illustrent la généralisation de ces occupations.

Si l'impact des modes d'occupation du Néolithique peut sembler bref (Brochier, 1988, 2002), il n'en demeure pas moins significatif. Il influence le bilan accumulation/érosion des séquences de tufs, notamment lorsque se conjuguent variabilité climatique intra-holocène et pression anthropique (Ollivier *et al.,* 2006a, Guendon *et al.,* 2003). Ces interactions complexes témoignent de la relation dynamique entre les sociétés humaines

et les milieux travertineux du S-E de la France, façonnant conjointement les paysages et l'histoire de ces régions.

Les formations tufeusees continuent d'être investies et aménagées au cours des périodes historiques, comme en témoignent plusieurs exemples. La réserve de St-Maurin, dans les Gorges du Verdon, offre un exemple remarquable d'aménagement d'une falaise de tufs cascadante et progradante. Une baume murale y a été aménagée, et des fouilles récentes (Service régional d'archéologie du 04, resp. M. Dadure) ont révélé la présence d'une chapelle de l'Antiquité tardive sur un balcon perché (**Figure 93**). Différents écrits mentionnent également l'utilisation des grottes de St-Maurin par des religieux dès le Ve siècle, ainsi que pour le stockage du bétail et du foin, probablement à une époque plus tardive (Achard et Bouche,1787). Un autre exemple notable est celui du château troglodytique daté du XVIe siècle situé à Villecroze, dans le Var (Nicod, 2010). Cette construction troglodytique constitue un autre témoignage marquant de l'intégration des formations tufeusees dans l'architecture et les modes de vie médiévaux jusque pendant la Renaissance (**Figure 94**).

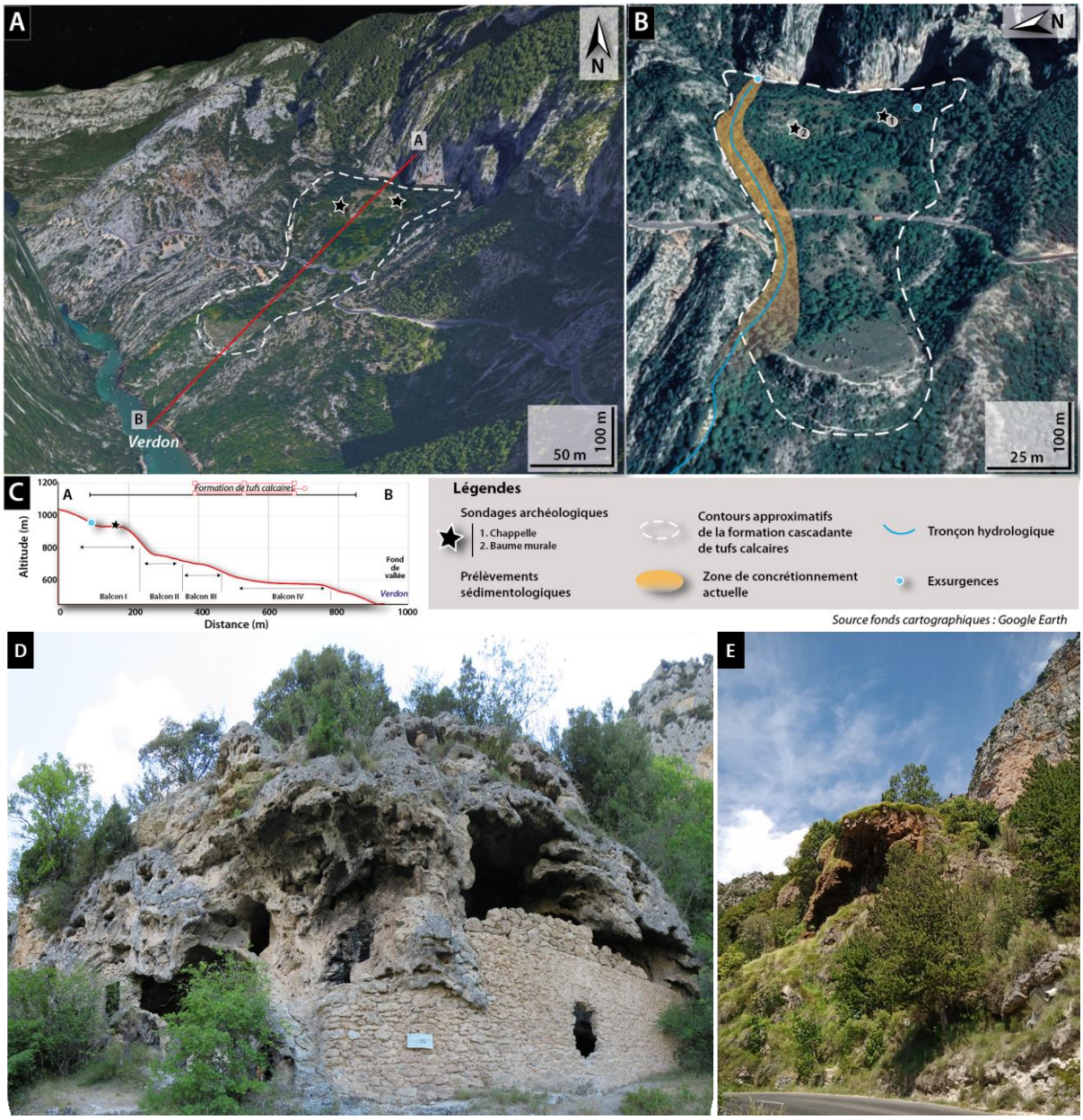


Figure 93. Vues du site d'étude. A / Vue Nord de la zone d'étude et emplacement du profil topographique (A-B ; cf. C /) ; B/ Vue frontale de l'étendue de la formation cascadante de la réserve de Saint-Maurin (La Palud-sur-Verdon), des sites archéologiques et des zones de concrétionnements actuelle ; D) Baume murale de la réserve de St-Maurin et E) Balcon de tufs progradant en aplomb de la départementale D952 (Réserve de Saint-Maurin, La Palud-sur-Verdon).



Figure 94. Vue panoramique du château troglodyte de Villecroze (Var).

1.3.2. Enjeux et rappels de la problématique

Pour rappel, l'objectif premier de ce travail de thèse consiste à identifier l'impact des risques, des rythmes et des dynamiques de sédimentation sur la répartition, la préservation et la destruction de sites ou vestiges archéologiques en Méditerranée.

Pourquoi les tufs sont les meilleures archives pour répondre à cette question ? Pourquoi a-t-on choisi ce marqueur pour répondre à la problématique ?

Tout d'abord, les séquences de tufs sont particulièrement sensibles aux variations directement corrélées à l'environnement dans lequel elles évoluent au fil du temps. Leur évolution répond ainsi aux variations locales ou à plus grande échelle du milieu de déposition qui résulte en une succession de faciès organisés selon le climat, les rythmes hydrologiques et/ou l'impact des activités anthropiques (Dabkowski, 2020 ; Ollivier, 2006 ; Ollivier *et al.,* 2004a, b, 2006 ; Goudie *et al.,* 1993 ; Pentecost, 2005).

De plus, leurs capacités à enregistrer et à préserver une multitude de bioindicateurs paléoenvironnementaux : malacofaune et empreintes foliaires (Saporta, 1866 ; Collot 1880), bryophytes, charbons et parfois même des pollens, en font des archives privilégiées pour comprendre l'évolution d'un milieu.

La présence fréquente de vestiges archéologiques *in-situ* ou dans les environs proches, au moins dès le Mésolithique témoigne de l'attractivité de ces environnements pour les populations humaines (D'Anna & Courtin, 1986 ; Vaudour, 1994 ; Dabkowski, 2014). Caractérisés par une circulation d'eau claire quasi-permanente, des sols fertiles et des zones de chasse, ces milieux, tels que définis par Borel et al. (1989), offraient des conditions favorables à l'occupation humaine.

Outre les bioindicateurs, les tufs renferment également une variété d'évidences archéologiques directes. Parmi celles-ci, on retrouve la présence d'artéfacts lithiques, d'os ou de céramiques. Ils préservent également aussi bien les empreintes d'activités locales telles que des sédiments brûlés, des charbons ou encore des foyers (ex., Degaugue & Guendon, 1992 ; Dabkowski, 2014), que des activités à plus grande échelle comme notamment les pressions et pratiques humaines liées à la déforestation et à l'utilisation des sols (Ollivier, 2006).

Ubiquistes, dans les fonds de vallons en Provence et sur les piémonts, les tufs constituent des zones rarement exploitées pour des prospections archéologiques (ex., archéologie préventive).

2. Les sites d'études

Ce travail de thèse repose sur l'étude approfondie de six séquences d'intérêt pour la Provence Occidentale (**Figure 95**), toutes préalablement étudiées et dont les contextes géomorphologiques, paléoenvironnementaux et chronologiques sont bien définis (**Tableau 22**).

Le Piémont sud du Luberon constitue un terrain d'étude privilégié avec quatre séquences de tufs situées à proximité des exsurgences karstiques. Parmi elles, trois séquences (site n°2, 3 et 4 ; **Figure 95**), localisées dans **le ravin du Mirail**, offrent un aperçu diachronique de l'évolution morphosédimentaire de ces formations, du Tardiglaciaire à la période médiévale.

Afin d'enrichir l'analyse et de mettre en perspective les observations réalisées sur le Piémont sud du Luberon, trois autres sites de référence ont été intégrés au corpus de données pour une comparaison élargie :

- **La séquence de la Thomassine** (site n°1 ; **Figure 95**), située en partie orientale du Luberon, présente des variations significatives, probablement liées à un contexte lithologique et structural bien distinct.
- **La séquence du Jonquier** (site n°5 ; **Figure 95**), localisée dans la haute vallée de la Bresque à Salernes (Var), partage un contexte de piémont proche d'une exsurgence karstique similaire au Mirail, mais révèle une évolution bien singulière.
- Enfin, la célèbre **coupe de Pont de Joux** (site n°6 ; **Figure 95**), située en vallée de l'Huveaune et associée à l'aquifère du massif la Sainte-Baume, a été intégrée à l'étude afin d'offrir un exemple de formation de tufs en contexte fluviatile.

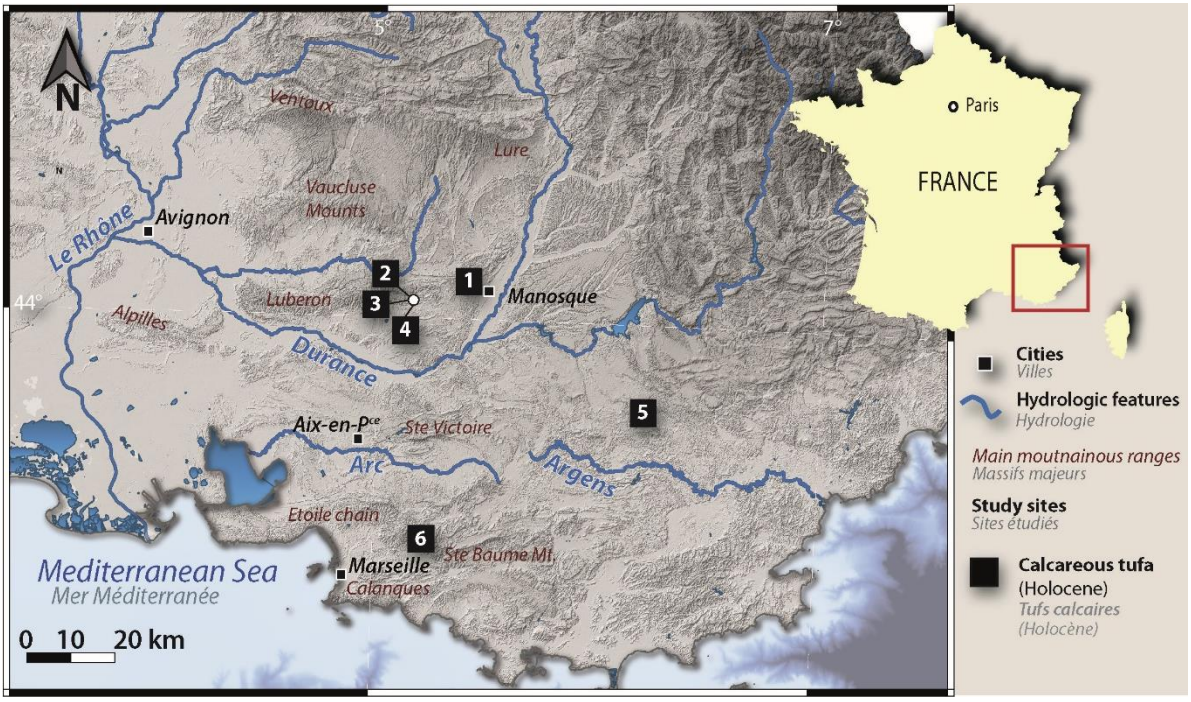


Figure 95. Sites d'études : 1. La séquence de la Thomassine (Manosque, Alpes de Haute Provence) ; Les séquences du Mirail (Peypin d'Aigues, Vaucluse) : 2. MIR-8 ; 3. MIR-5 et 4. MIR-1 ; 5. La séquence du Jonquier (Salernes, Var) et 6. La séquence de Pont de Joux (Auriol, Bouches-du-Rhône).

Tableau 22. Liste des sites échantillonnés pour l'étude des formations de tufs calcaires et références bibliographiques associées

Site	Commune, département	Références bibliographiques
Pont de Joux	Auriol, Bouches du Rhône	Vaudour (1994) ; Ollivier *et al.* (2006)/Nicod (2010), Bonifay (1986)
Jonquier	Salernes, Var	Deguauge et Guendon (1991)
MIR-1	Peypin d'Aigues, Vaucluse	Ollivier (2006); Ollivier *et al.* (2006)
MIR-5	Peypin d'Aigues, Vaucluse	Ollivier (2006); Ollivier *et al.* (2006)
MIR-8	Peypin d'Aigues, Vaucluse	Ollivier (2006); Ollivier *et al.* (2006)
Thomassine	Manosque, Alpes de Haute Provence	Ollivier *et al.* (2015)
St-Antonin	St-Antonin-sur-Bayon, Bouches du Rhône	Guendon et al (2003), Ali et al (2003)

3. La méthodologie

Les méthodes d'acquisition utilisées sur les tufs

Afin d'étudier les principales propriétés des tufs, nous avons procédés à l'acquisition de données en utilisant les méthodes suivantes déjà brièvement présentées dans le « ***Chapitre 2 : Méthodologie*** » :

- **La spectrocolorimétrie** : cette méthode permet d'obtenir des tendances colorimétriques des différents niveaux des profils de séquences étudiés ;
- **La calcimétrie digitale** : méthode permettant d'analyser les teneurs bruts de carbonates, comprenant la somme 1) des carbonates biogéniques issus de la biosédimentation ; et 2) les carbonates détritiques dérivés des lithologies calcaires environnantes.
- **Les fractions insolubles** : Ce paramètre correspond à la composante détritique liée à l'érosion. Elle s'obtient, après la dissolution des carbonates, et en mesurant les dépôts résiduels (généralement des quartz). Cette démarche vise notamment à vérifier la validité des mesures calcimétriques en s'assurant que celles-ci traduisent bien les fluctuations de la production carbonatée authigène, et non les taux de carbonates issus des variations des apports détritiques en provenance d'un bassin versant aux lithologies calcaires.
- **La spectrométrie à fluorescence X** : cette méthode permet d'obtenir les compositions élémentaires des échantillons et d'en déduire des indices géochimiques mettant en évidence des processus précis relatifs aux modes de dépôts, à la nature et à l'intensité des apports allochtones.

Enfin, ces paramètres ont été analysés statistiquement pour mettre en relation les données sédimentologiques (brutes, nettoyées puis normalisées) et modéliser les caractéristiques des sédiments (processus de dépôt, types d'environnements).

Dans un premier temps, des analyses univariées ont été employées afin d'examiner chaque variable indépendamment. Elles comprennent des statistiques descriptives telles que la moyenne, l'écart-type, afin de résumer et de visualiser les principales caractéristiques par échantillon et par coupes. Les résultats sont reportés en annexes (*Cf.* ***Annexes III***).

Dans un second temps, nous avons utilisé des analyses multivariées (analyses en composantes principales ou ACP) à l'aide du package FactoMineR pour identifier les principales variables influençant les variations dans les données (Lê *et al.,* 2008). Ceci permet de dégager les premières tendances et relations entre les données. Les corrélations entre les paramètres ont également été testé en générant un corrplot.

Quelques informations concernant les données spectrométriques par fluorescence X et les indices géochimiques déduits

Les données de fluorescence X ont été acquises à la fois sur l'ensemble des niveaux composant les séquences de tufs étudiés, mais également sur des prélèvements lithologiques locaux afin d'obtenir une meilleure vision de la composition élémentaire du signal détritique.

Ainsi, pour chaque coupe, des indices spécifiques ont été déduits par rapport à un signal détritique matérialisé par un élément choisi comme caractéristique de la lithologie et des propriétés propres de l'éléments (ex., l'élément lourd Zircon (Zr) à faible taux d'altération, Ti ou encore Ni). Cette précision est apportée avant chaque utilisation.

Par conséquent, nous retrouvons les indices suivants :

- **Ca/ (*élément de référence défini*)** : Pour exprimer les variations du Ca biogénique reflétant la carbonatation biosédimentaire. Un rapport élevé traduit un Ca d'origine biogénique, tandis qu'un rapport plus faible traduit une forte composante de Ca allochtone.

- **K/ (*élément de référence défini*)** : La décomposition et l'altération de la matière organique tendent à libérer K dans le milieu environnant. S'intéresser à cet indice permet ainsi d'isoler le signal lié aux variations de teneurs en matière organique (MO) en le dissociant du signal détritique. Une valeur élevée indiquant une proportion élevée de K par rapport à l'élément de référence, peut refléter un enrichissement en MO hérité de la végétation.

- **P/ (*élément de référence défini*)** : étant un élément organique, le phosphore peut être utilisé comme indicateur d'enrichissement en matière organique. Bien que plus fréquemment utilisé dans les sols que dans les tufs, cet élément associé à la matière en décomposition est souvent employé comme indicateur de l'anthropisation du milieu, surtout à partir du Néolithique, pour mettre en avant les pratiques agro-pastorales. Certaines formes environnementales (composés) du phosphore ont des propriétés qui leurs confèrent une faible mobilité dans les sols permettant ainsi d'utiliser cet élément comme un traceur des activités humaines (Holliday & Gartner, 2007 ; Georges-Leroy *et al.,* 2009 ; Linderholm, 2010 ; Giosa, 2016 ; Williams *et al.,* 2021). Bien que généralement présent dans de faibles teneurs au sein des tufs (~10 à 100 ppm), le comportement de cet élément traduit une faible intégration naturelle du phosphore par les carbonates lors de la formation des tufs sauf si un apport est exceptionnellement rapide et étendu (Pentecost, 2015). A titre d'exemple, une étude conduite sur la cascade de tuf de St-Maurin, dans les Gorges du Verdon (La Palud-sur-Verdon) a indiqué la présence d'un pic en P (~6000 ppm) dans un ensemble de dépôt crayeux médiéval (Ollivier & Sirdeys, 2023).

Enfin d'autres indices utilisant les mêmes éléments sont utilisés pour caractériser d'autres processus :

Mn/Fe : largement utilisé dans les études paléoenvironnementales pour analyser les conditions de formation et d'altération des roches et des sédiments, cet indice permet de caractériser l'évolution des conditions redox (potentiel ou réaction d'oxydoréduction) au cours de l'enfouissement et de la diagenèse des sédiments (Marsh *et al.,* 2007 ; Croudace et Rothwell, 2015). Ce principe repose sur la mobilité différentielle du manganèse et du fer : en conditions suboxiques, le manganèse, plus mobile, se sépare du fer, tandis qu'en conditions oxiques, il précipite. Ainsi, un rapport élevé est caractéristique d'un environnement oxydant, tandis qu'un indice faible traduit des conditions réductrices (ex., milieux à eaux stagnantes, lacustres ou marécageux, voire les battements de nappes). Au sein des tufs, Pentecost (2005) souligne que les différentes formes prises par le Fe et le Mn dans les tufs (ou travertins *l.s*) présentent des comportements bien distincts et influencés par les conditions environnementales. Bien que souvent associés et présents dans les formations tufeuses, leurs distributions varient et ces éléments ne sont pas toujours intégrés dans la matrice carbonatée selon les mêmes processus. Par exemple, lorsque le fer est abondant, le manganèse précipite avec lui, tandis qu'à faible teneur en fer, Mn^{2+} s'intègre à la calcite grâce à son coefficient de partage élevé. De manière générale, la formation de tufs implique généralement des conditions oxydantes qui limitent ainsi la présence de Fe^{2+}, mais des conditions réductrices favorisent son incorporation dans la calcite. Le Fe est généralement relié aux minéraux d'origine détritiques tandis que le manganèse est associé à la calcite (Irion and Müller, 1968 ; Caboi *et al.* 1991). Ainsi, le fer sera mieux incorporé dans des conditions réductrices confirmant ainsi l'intérêt d'utiliser ce rapport pour la caractérisation des conditions redox. Il est important de noter que d'autres processus peuvent également jouer un rôle important dans les dépôts riches en Fe et Mn : les bactéries dans des sources chaudes (Chafetz *et al.,* 1998) et les variations des sources d'eau (hydrothermales, etc.).

Rb/Zr : indicateur du détritisme, le rubidium (Rb) est souvent associé à des minéraux argileux tandis que le zirconium (Zr) est associé à des minéraux résistants, souvent plus grossiers. Dans la littérature, le rapport Zr/Rb est fréquemment utilisé comme une mesure élémentaire de la taille des grains, utilisé comme proxy pour déterminer l'intensité du débit fluvial (Dypvik and Harris, 2001 ; Kylander *et al.,* 2011 ; Wu *et al.,* 2020 ; Queiroz Alves *et al.,* 2024). Dans notre cas, l'analyse de ce signal dans les formations de tufs calcaires, nous associons cet indice à une augmentation de l'apport détritique, car les sédiments riches en Rb (comme les argiles et les particules fines) sont souvent transportés par l'érosion et déposés dans des environnements aquatiques, même si les hydrosystèmes sont plus petits. Notons que dans cette étude, nous utilisons le rapport Rb/Zr pour évaluer l'intensité du détritisme, et non le traditionnel Zr/Rb. L'interprétation des tendances observées et les conclusions restent cohérentes, les deux rapports sont inversement proportionnels. Ainsi, des valeurs négatives traduiront des niveaux dans lesquels les dépôts, l'érosion et le transport sédimentaires auront été significatifs avec une dominance de minéraux à faible teneur en Rb mais riches en Zr, minéraux plus résistants souvent transportés sur de longues distances.

Les jeux de données complémentaires (paléoécologie, géochimie, radiocarbone) intégrés dans l'interprétation

Ces données sont utilisées en complément d'autres jeux de données spécifiques acquis en parallèle de la thèse ou déjà disponibles telles que les données malacologiques issues d'un travail de collaboration avec F. Magnin (IMBE) et Q. Wackenheim (LGP), N. Limondin-Lozouet (LGP), ainsi que des données de géochimie isotopique obtenues par J. Dabkowski (LGP). Nous utilisons également de nouvelles datations radiocarbones en combinaison avec un corpus de datations plus anciennes, qui seront détaillée lors de la présentation des séquences. Les auteurs des analyses sont cités dans le **Tableau 23**.

Tableau 23. Analyses effectuées sur les coupes étudiées dans le cadre de cette thèse (en bleu) et corpus de données utilisés mentionnés par leurs auteurs.

	Analyses sédimentologiques et géochimiques						Analyses paléoenvironnementales
Coupes	**Relevé stratigraphique**	**Spectrocolorimétrie**	**Calcimétrie**	**Fraction insoluble**	**Géochimie (pXRF)**	**Géochimie isotopique**	**Malacologie**
Thomassine	Magnin et al. (2024, *soumis*)	*Cette étude*	*Cette étude*	*Cette étude*	*Cette étude*	-	Magnin et al. (2024, *soumis*)
MIR-1	Ollivier (2006)	*Cette étude*	*Cette étude*	-	*Cette étude*	-	Magnin et al. (2024, *soumis*)
MIR-5	Ollivier (2006)	*Cette étude*	*Cette étude*	Ollivier (2006)	*Cette étude*	-	Magnin et al. (2024, *soumis*)
MIR-8	Ollivier (2006)	*Cette étude*	*Cette étude*	*Cette étude*	*Cette étude*	-	-
Pont de Joux	Sirdeys et al. (2023)	*Cette étude*	*Cette étude*	*Cette étude*	*Cette étude*	J. Dabkowski dans Wackenheim (2023)	Wackenheim (2023)
Jonquier	Wackenheim (2023)	*Cette étude*	*Cette étude*	*Cette étude*	*Cette étude*	J. Dabkowski dans Wackenheim (2023)	Wackenheim (2023)

4. Les résultats

4.1. La séquence de la Thomassine (Manosque, Grand Luberon méridional et oriental)

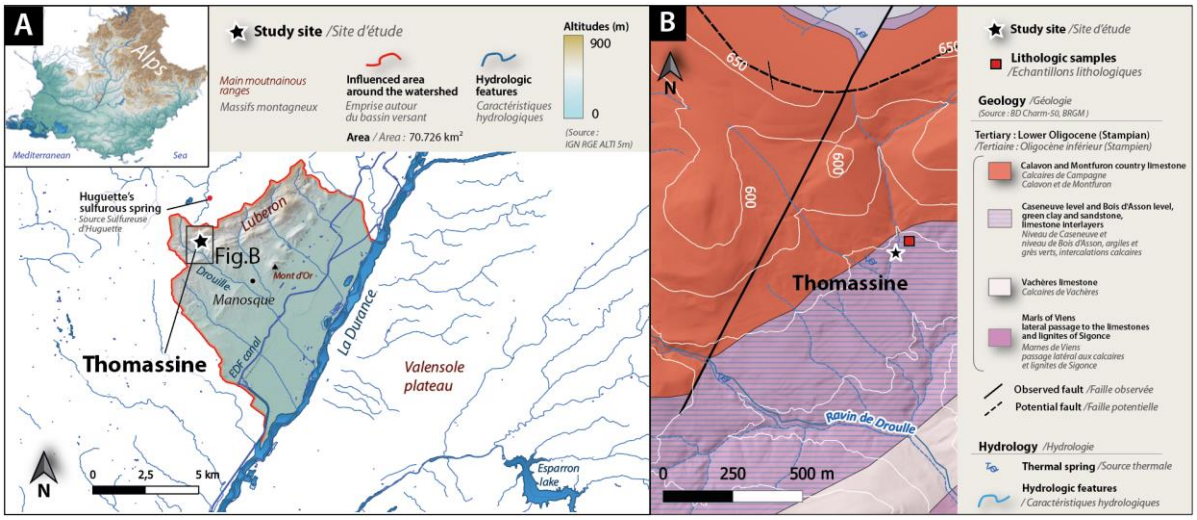


Figure 96. A : Localisation de la coupe de la Thomassine dans l'emprise du bassin versant du ravin de Drouille ; B : Géologie dans les environs de la séquence de la Thomassine.

4.1.1. Stratigraphie et échantillonnage

La séquence de la Thomassine (**Figure 98**) correspond à une formation carbonatée de type proximal. Son développement est à relier à son emplacement au moment de sa formation, soit à l'amont d'un bouchon de concrétionnement engorgeant le vallon. La succession de faciès dans son organisation morphosédimentaire indique des fluctuations dans les modes de carbonatation qui ont majoritairement été contrôlées par les variations paléohydrologiques locales (Ollivier *et al.,* 2015).

La description des niveaux stratigraphiques reprend les niveaux décrits par Ollivier *et al.* (2015) et Magnin *et al.* (2024) mais ajoute les niveaux colluvio-alluviaux à la base de la séquence. En résumé, les principales variations de faciès observées le long de la stratigraphie plusieurs étapes liées aux variations paléohydrologiques sont identifiées (Ollivier *et al.*, 2015). La base de la séquence repose sur un substrat oligocène altéré (marnes, calcaires et grès) (*niveau S0*) sur lequel se met en place une phase détritique colluviale (*S1*). Cette phase est suivie d'une sédimentation plus fine de type colluviosol (*S2 et S3*) traduisant un assèchement du milieu (localisé avec migration latérale du chenal 2a et/ ou régionale avec un climat plus sec ?) dont la dynamique sédimentaire s'affaiblit. Ceci est observé en association avec la présence de certaines espèces de graines calcinées d'orge (*Hordeum vulgare*), offrant un premier indice potentiel d'occupation humaine dans le secteur (Magnin *et al.,* 2024). La composante alluviale se met en place avec l'apparition de craies enveloppant des fragments de tufs indurés (*S4 et 1a à 1b*). Ceci traduit un écoulement faible favorable à la mise en place progressive de la carbonatation et

suffisamment dynamique pour remobiliser des fragments de tufs. Cette phase est suivie par un assèchement local dû à la migration latérale du chenal et/ ou à un climat plus sec ?) (Ollivier *et al.,* 2015). L'augmentation de l'énergie des écoulements de type torrentiel se traduit par la présence de sédiments plus sableux et caillouteux. Cette tendance s'accentue encore avec l'apparition de blocs et de cailloutis calcaires mélangés à une quantité accrue de charbons (datation à 6540 ± 40 BP, soit entre 7563 et 7334 ans cal. BP). Les apports sont majoritairement détritiques et terrigènes et pourraient être associés à une érosion des versants plus marquées en relation avec des régimes de précipitations soutenus. La carbonatation reprend ensuite (*4a et 4b*), soulignant le retour à des conditions paléohydrologiques prédominée par une alimentation en eau de source karstique. Les niveaux suivants indiquent une reprise de l'érosion et de la torrentialité (*5a et 5b*) en phase avec une occupation humaine du milieu (tesson de céramique). Cette dernière diminue progressivement (*5b*), et l'environnement semble localement s'assécher, marquant une seconde phase d'occupation humaine dans les environs de la formation (*6*) (présence de graines et d'éclats de silex).
Par la suite, un dépôt tufacé important se forme (*7a*) en contact ravinant avec l'unité sous-jacente dans un contexte de réactivation marquée de l'hydrodynamisme lié à la source. Des concrétions en ressauts et de petites chutes dominent, favorisant la préservation de charbons (datés à 5790 ± 35 BP, soit 6671 – 6492 ans cal. BP) et l'encroûtement de feuilles, fossilisant ainsi la ripisylve contemporaine. Ce type de sédimentation semble persister par la suite (*8a*) mais un assèchement (migration latérale du chenal et/ ou climat plus sec et/ou arrêt de l'alimentation de la source karstique ?) (*8b*) associé à la présence de nouveaux indices d'occupation (charbons, tessons de céramique, graines) (datés à 4240 ±30 BP, soit entre 4861 et 4807 ans cal. BP) rapportent un changement de milieu important non plus propice à de la travertinisation, mais au développement d'une pédogénèse traduisant l'apparition du couvert végétal.

Les datations radiocarbones

Les dates disponibles pour la séquence de la Thomassine sont présentées dans le **Tableau 24**. Dans un premier temps, deux dates ont été obtenues sur charbon par Ollivier *et al.* (2015) sur les niveaux 3 et 7a attribuant le début de l'accumulation de tufs proche à 7563 – 7334 cal. BP soit à l'Holocène moyen. Au cours d'une récente étude effectuée en collaboration, F. Magnin (IMBE) a obtenue de nouvelles dates publiées dans Magnin *et al.* (2024). Le démarrage de la formation de tufs est confirmé avec l'obtention, de la même datation à la base de la séquence (*niveau 1b*). Antérieurement, dans les premiers niveaux détritiques localisés sous la formation de tufs (dans les niveaux *S1 et S2*), deux datations effectuées les associent au début l'Holocène moyen, aux alentours de 8000 cal. BP (fin du Mésolithique). Toutefois, les assemblages malacologiques bien distincts entre ces deux unités, indiquent un potentiel hiatus plus important entre ces deux datations (Magnin *et al.,* 2024). Les datations suivantes, effectuées en lien avec les faciès, attribue l'épisode détritique au milieu de l'Holocène moyen avec un âge compris entre 6797 et 6665 cal. BP (Néolithique ancien) sur la base de graines d'orge carbonisées (*Hordeum vulgare*). La reprise de la travertinisation qui succède cet épisode se poursuit ensuite aux alentours de 6500 cal. BP. Un second épisode détritique daté aux alentours de 6350 cal. BP entrecoupe l'ensemble supérieurs de tufs construits (niveaux *7a à 8a*). Le niveau sommital dans

lequel une date sur reste anthracologique a pu être obtenue (*niveau 8b*) attribue ainsi des restes de fragments de céramiques et des graines de céréales carbonisées à la fin de l'Holocène moyen (Néolithique final) (**Tableau 24**).

Tableau 24. Dates radiocarbones de la coupe de St-Antonin calibrées à partir de la courbe IntCal20 (Reimer *et al.* 2020) à l'aide du logiciel CALIB 8,20 (Stuiver *et al.*,2005) et présentées en cal. Before Present (B.P.) à 2 σ d'intervalles.

Code laboratoire	Niveau strati.	Matériau	Age ^{14}C BP	Age cal. BP (2 σ)	Auteurs
Beta-646475	8b	Charbon	4240 ± 30	4861 – 4807	Magnin *et al.* (2024)
Beta-616357	7bs	Charbon	5600 ± 30	6443 – 6304	Magnin *et al.* (2024)
Poz-69478	7a	Charbon	5790 ± 35	6671 – 6492	Ollivier *et al.* (2015)
Beta-693294	5b	Graines de céréales carbonisées (*Hordeum vulgare*)	5920 ± 30	6797 - 6665	Magnin *et al.* (2024)
Poz-69479	3	Charbon	6540 ± 40	7563 – 7334	Ollivier *et al.* (2015)
Beta-616356	1b	Charbon	6540 ± 40	7562 – 7359	Magnin *et al.* (2024)
Beta-646474	S2	Charbon	7470 ± 30	8365-8193	Magnin *et al.* (2024)
Beta-662691	S1	Charbon – *Quercus* (deciduous)	7220 ± 40	8054-7945	Magnin *et al.* (2024)

L'échantillonnage :

Les prélèvements ont été effectués sur l'ensemble des niveaux sédimentaires déterminés en prélevant un échantillon par niveau. Des échantillons de grès oligocènes provenant des lithologies alentours ont été prélevés pour analyses en collaboration avec F. Magnin (**Figure 98**).

Nombre d'échantillon total	**28**
Substrat lithologique	3
Travertins	25
Malacologie (F. Magnin, 2024)	17



Figure 97. Vue panoramique de la coupe de la Thomassine (Manosque, Luberon).

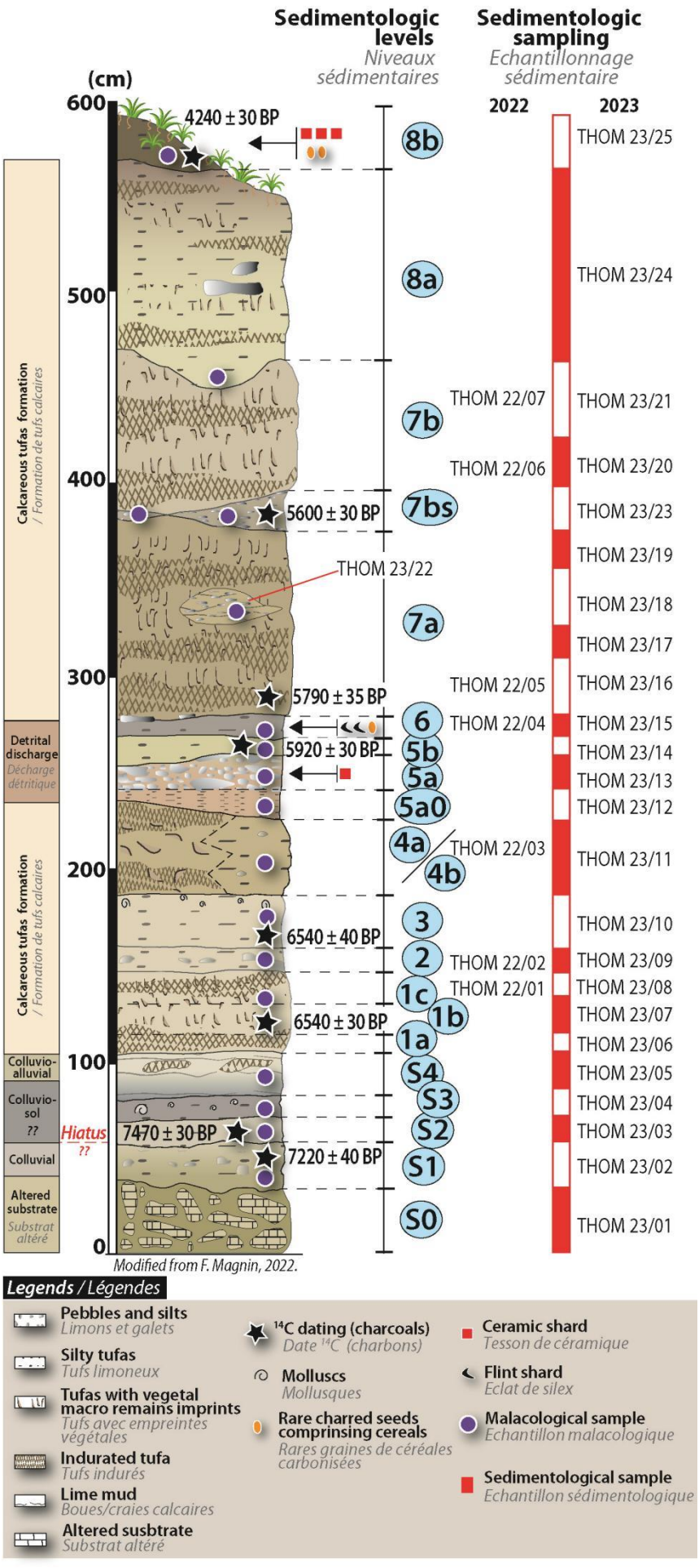


Figure 98. Relevé stratigraphique des niveaux sédimentaires de la coupe de la Thomassine (Manosque, Luberon)

4.1.2. Les résultats des analyses géochimiques

Toutes les mesures effectuées sur la séquence de la Thomassine sont classées en annexe (*Cf.* ***Annexe III***) et représentées sur les **Figure 99** et **100**. Les principales variations observées le long de la stratigraphie pour chaque analyse sont décrites ci-dessous.

Les trois paramètres **spectrocolorimétriques** (L*, a* et b*) présentent les mêmes variations le long de la séquence. Plus L* est grand, plus a* et b* le sont aussi, en d'autres termes, plus les sédiments sont clairs, plus leurs teintes vont vers le rouge et le jaune. Les variations les plus importantes concernent le paramètre L*, la réflectance, symbolisant les teintes les plus foncées aux plus claires. Ses valeurs sont comprises entre 46,64 % et 73,22 %, avec une moyenne de 62,03 % allant donc vers des teintes claires. Les variations suivent une tendance générale à l'augmentation entre la base et le *niveau 7bs* de la séquence, avec des valeurs passant d'environ 60 % à plus de 70 %. Ces valeurs diminuent ensuite pour atteindre 46 % au sommet de la séquence. Les variations observées avec les paramètres b*et a* présentent des variations similaires mais plus faibles, avec des moyennes respectives de 22,88 ±3,93 et 6,11±1,55. Ces valeurs positives indiquent des variations de teintes uniquement dans les gammes du vert-jaune (pour b*) et de l'orangé-rouge (pour a*).

Les **valeurs calcimétriques** oscillent entre 12,90 % et 88,60 % sur l'ensemble de la séquence de la Thomassine. De manière générale, les teneurs les plus faibles sont localisées dans les niveaux les plus détritiques soit à la base des dépôts (*niveaux S1 à S3*), en milieu de séquence (*niveaux 5a0 et 6*) avec des valeurs inférieures à 40 % de $CaCO_3$ et en partie supérieure (niveaux 7bs et 8a) avec des valeurs inférieures à 50 %. A l'inverse, les teneurs les plus élevées sont localisées dans les niveaux de travertins construits. On retrouve alors une augmentation nette de 46,20 % à 71,40% entre les *unités S4 à 1c*. Une légère diminution entre les *niveaux 2 et 3* atteignant 49,30 % puis un nouveau pic de 75,30 % de $CaCO_3$ dans le niveau 4. A partir du *niveau 7a*, les valeurs de $CaCO_3$ restent au-dessus de la moyenne (55,5%) mais oscillent entre des pics à plus de 80 % et des minimas à 60 et 70 %.

Les **fractions insolubles** comptabilisées dans les échantillons de la séquence de la Thomassine varient également en fonction des faciès. Les teneurs les plus élevées concernent les niveaux à forte composante terrigène et détritique localisés au centre de la séquence (*niveaux 5a0 à 6*) avec des teneurs proches de 1 %, pouvant atteindre 1,2 %. Les niveaux colluviaux (*S1 à S3*), le niveau colluvio-alluvial (*S4*) de la base de la séquence, ainsi que la lentille caillouteuse en partie supérieure de la séquence (*7bs*) ont des teneurs proches de 0,4 % que l'on retrouve également dans le niveau de tufs construits sommital (*8a*).

L'**analyse élémentaire de la séquence** présente des proportions dominantes de Ca, Si, Al, Fe, K et Ti avec des valeurs moyennes respectives de 50,70%, 27,22 %, 11,61%, 5,76%, 2,53% et 0,81 %. Alors que la base de la séquence (*niveaux S0 à S3*) présente des

teneurs inférieures à la moyenne, Ca augmente progressivement pour atteindre un plateau proche de 60 % entre le niveau *1c* jusqu'à *4a*. A partir de *4b*, la teneur en Ca chute jusqu'à 34 % (*niveau 6*) puis atteint un maximum de 80,56 % en 7a, les valeurs se stabilisent aux environs de ce pourcentage pour les faciès construits, mais les lentilles caillouteuses (*THOM23/22 et 23*) indiquent des teneurs plus faibles de l'ordre de 40 et 50 %. Ces taux, resteront de cet ordre de grandeur dans les niveaux sommitaux de la séquence, malgré la présence de faciès construits. Ils peuvent légèrement augmenter et atteindre 56,41 % au sommet de la séquence (*niveau 8b*).
La tendance décrite par les éléments Si, Al, K et Ti est strictement opposée. Par exemple, Si présente des valeurs plus élevées (proches de 40 %) en base de séquence (*niveaux S0 à S3*) puis diminue progressivement pour atteindre un minimum de 14,17 % (*niveau 1c*). Jusqu'au *niveau 4*, les valeurs restent en-dessous ou proches de la moyenne (27,22 %). A partir du *niveau 5a0*, les valeurs augmentent brutalement de près de 20 % et stagnent jusqu'au *niveau 6*. Une nette diminution est observée dans le *niveau 7a* (niveau de travertins construits) représentant les plus faibles teneurs de la séquence et atteignant 10,05 % de teneurs en Si. Ces valeurs oscillent entre des teneurs faibles similaires et des pics dans les lentilles les plus détritiques (*THOM23/22 et 23*) au sein des *niveaux 7a et 7b*, atteignant alors près de 30 %. Al, K et Ti, présents dans des proportions plus faibles, présentent des variations similaires à Si tout au long de la séquence. Bien que les variations obtenues pour le Fer (Fe) ne semblent pas être corrélées à celles du Ca, elles ne semblent que faiblement corrélées avec l'ensemble d'éléments Si,-Al, K et Ti. La valeur moyenne observée pour cet élément est proche de 5 %. Les faciès constitués de tufs construits indiquent des maximas pouvant atteindre 15 % (ex., *niveau 4a*).

Les éléments traces conservés dans la Figure 100 regroupe les éléments qui ont été détectés dans au moins 50% du total des échantillons. Parmi ces éléments nous retrouvons : Y, Zn, Pb, Rb, Nb, Ni, Cu, Zr, As, V, P, Mn, Th, Cr, Sr, S et Mo. Le Mg n'a donc pas été pris en compte pour l'analyse finale

De manière similaires aux tufs, les éléments dominants présents dans les **trois échantillons de grès calcaires oligocènes** sont Ca, Si, Al, Fe, K et Ti avec des valeurs moyennes respectives de 38,53 %,36,06 %, 15,16 %, 5,22 %, 3,18 % et 0,84 % (Figure 101). Les variations des teneurs élémentaires observées entre les échantillons s'expliquent par les différences de faciès au sein de la lithologie dépendantes des conditions environnementales passées.
Parmi les éléments traces représentés, nous retrouvons des éléments présents dans les échantillons de la séquence holocène dont Y, Zn, Rb, Nb, Ni, Cu, Zr, As, V, P, Mn, Th, Sr, S et Mo. Cette composition est relativement similaireà celle du tuf, excepté la présence de Se et l'absence de Pb et Cr.

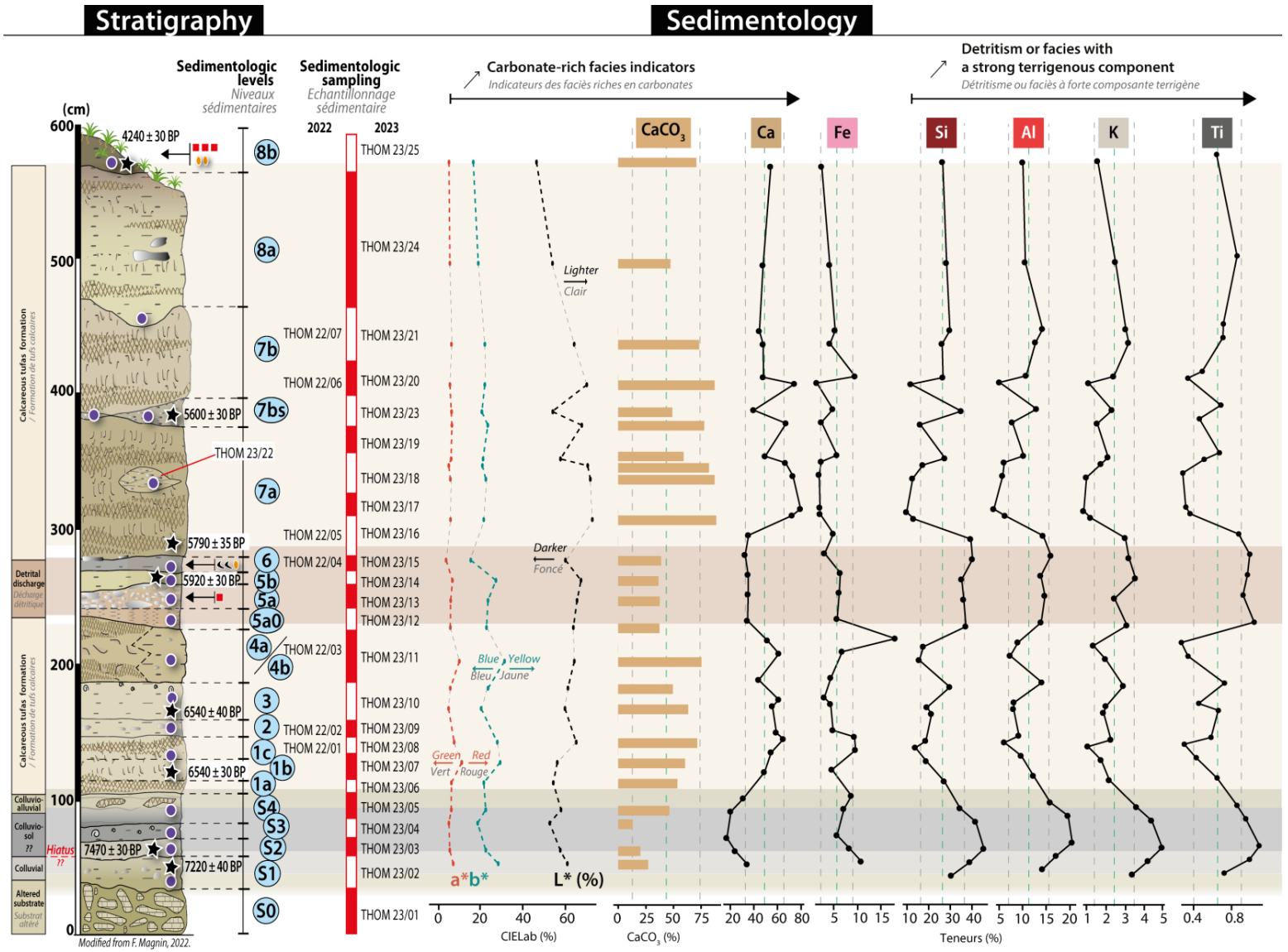


Figure 99. Résultats géochimiques obtenus sur la séquene de tufs calcaires échantillonnée sur le domaine de la Thomassine (Manosque, Luberon)

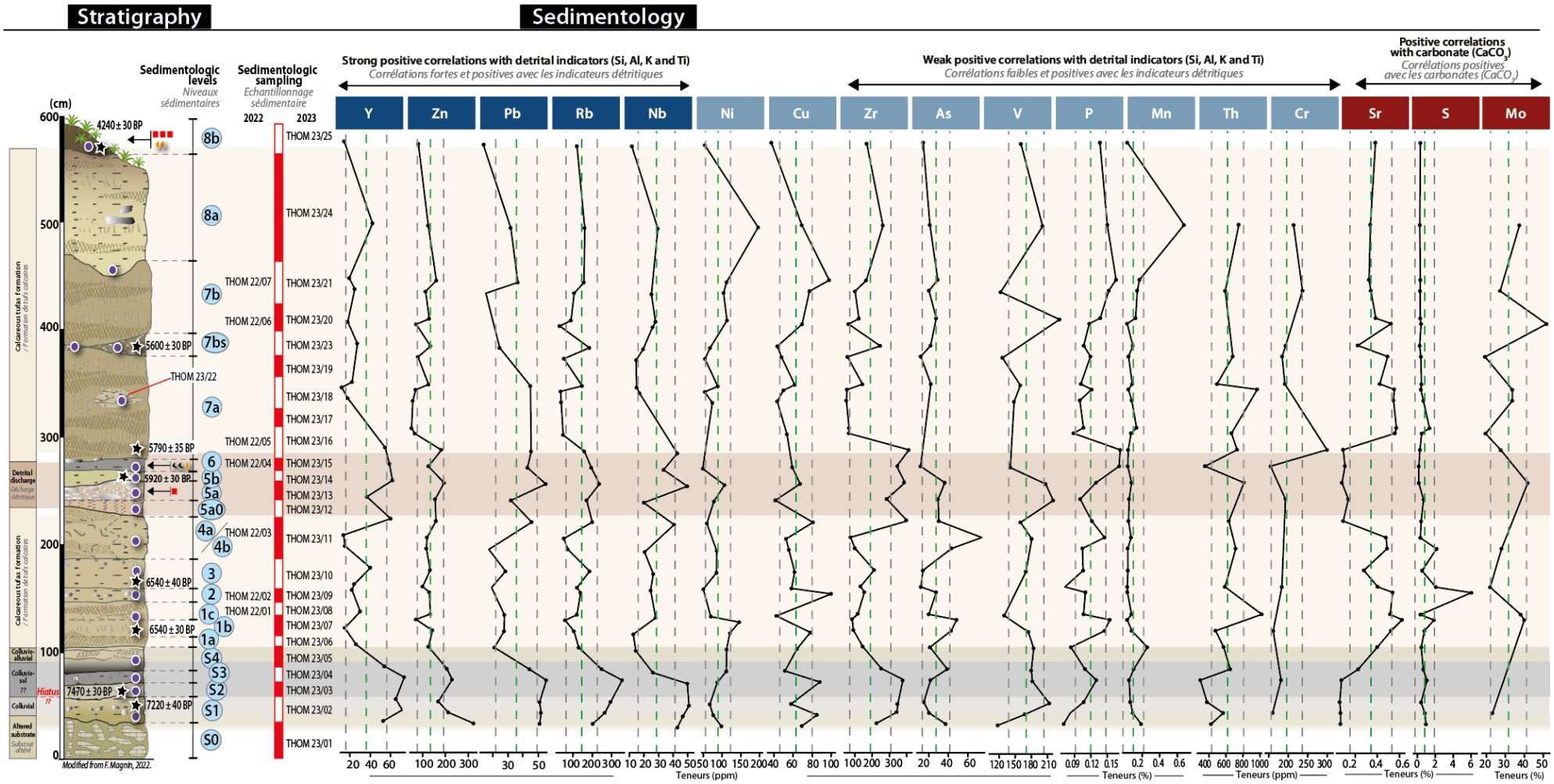


Figure 100. Résultats géochimiques des éléments traces obtenus sur la séquence de tufs calcaires échantillonnée à la Thomassine (Manosque, Luberon)

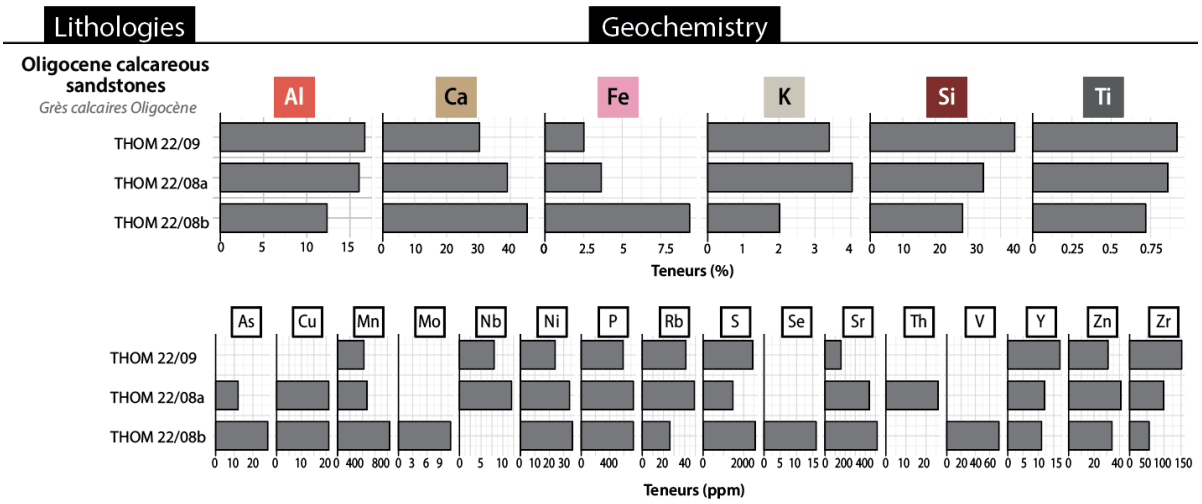


Figure 101. Compositions géochimiques des échantillons prélevés dans la lithologie environnante de la coupe de la Thomassine composée de grès calcaires oligocènes.

4.1.3. L'analyse statistique multivariée

L'**analyse en composantes principales** (ACP) représente 54,7 % de la variance totale pour l'ensemble des échantillons et paramètres mesurés sur la séquence de la Thomassine (**Figure 102.A**). Cette analyse permet d'explorer des associations géochimiques compositionnelles significatives pour la section étudiée. Le biplot obtenu permet ainsi l'identification des plusieurs pôles suivants :

i) Le pôle associant les éléments carbonatés (Ca, $CaCO_3$) dans lequel se trouvent la grande majorité des faciès de tufs construits de la séquence (ex. *niveaux 1a, 1b, 1c, 7a, et 7b*) ;

ii) Le pôle associant les éléments d'origine détritique représentés par les paramètres suivants : Fraction insoluble, Si, Al, Ti, Zn, Zr. Ce pôle regroupe les échantillons aux faciès alluvial et détritiques de la séquence, dont les niveaux en base de séquence (*niveaux S0 à S4*) ainsi que les niveaux localisés en milieux de séquences (*niveaux 5a0 à 6*)

iii) Le pôle associé aux échantillons lithologiques comprenant les éléments Ni, Cu et P.

Le **corrélogramme** (**Figure 102.B**) met en évidence les corrélations ente les variables. Le sens de la corrélation est précisé par les couleurs des cercles : les bleus indiquent si la corrélation est positive ou négative. La taille des cercles décrit la significativité de la corrélation et permet ainsi de tester la fiabilité des corrélations entre les paramètres. Il oppose les mêmes paramètres que ceux observés le long de la première dimension du biplot (**Figure 102.B**) en opposant Ca, $CaCO_3$, Sr, S, Ni et L* au reste des éléments. Nous notons que les valeurs Ni, Th, Mo et Nb sont faiblement corrélées avec le reste des éléments (*p-value* > ou ≈ 0,05) et semblent varier indépendamment du reste des paramètres.

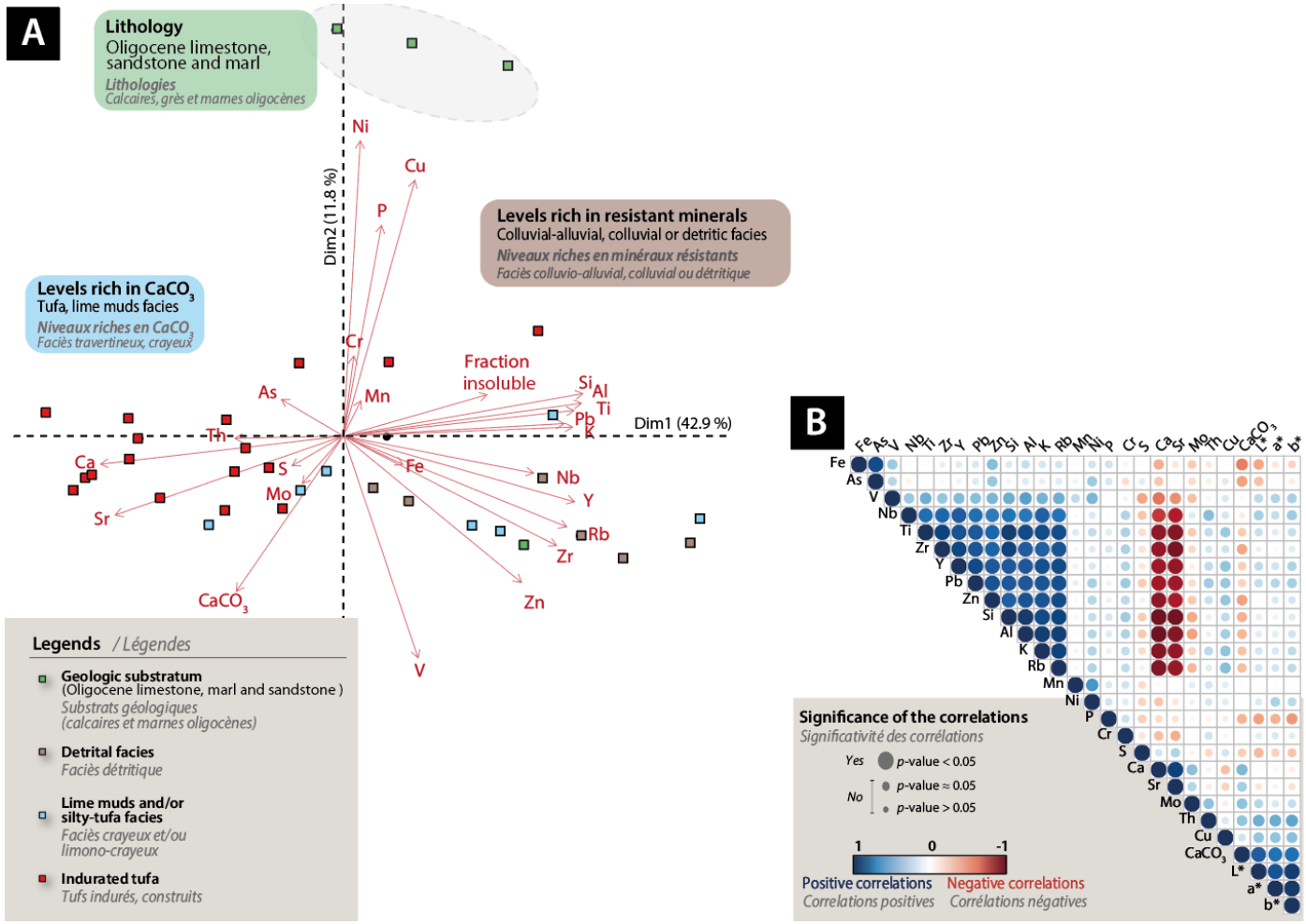


Figure 102. A/ Biplot de l'analyse en composantes principales (ACP) des échantillons de la séquence de la Thomassine. Les variables sédimentologiques sont représentées par des vecteurs (flèches rouges). Les niveaux stratigraphiques (cercles et flèches bleus) sont également indiqués. Les vecteurs perpendiculaires ne sont pas corrélés. Les vecteurs présentant de petits angles entre eux sont fortement corrélés et enfin, les vecteurs opposés sont anti-corrélés. Les vecteurs les plus longs représentent une plus grande variabilité des données. Les données incomplètes ont été retirées de l'analyse. Ceci inclut la teneur en Mg. B/ Corrélogramme des coefficients de corrélation entre les variables pour la formation de la Thomassine. Ils répondent au test de corrélation de Pearson et renvoient les coefficients de corrélation entre deux variables. Ils mettent en évidence les dépendances linéaires positives (bleu) ou négatives (rouge) entre deux variables quantitatives.

4.1.4. Descriptions des variations géochimiques

Dans l'objectif d'analyser les différents signaux (d'origine détritique, biogéniques, matière organique, anthropogénique), des indices géochimiques déduits des analyses statistiques multivariées sont proposés pour le site de la Thomassine (**Figure 103**).

Notes sur les choix de la sélection des indices :

Notes sur le choix de (Ni) comme élément de référence : le Ni est fortement relié à la composante lithologique du site de la Thomassine (**Figure 102.A**).

Notes sur le phosphore (P) : Dans le cas du site de la Thomassine, les données géochimiques relient P et Ni aux lithologies puisque le substratum de grès calcaires oligocènes en contiennent aussi (**Figure 8.A ; Figure 6**). Comparer les variations de teneurs entre ces deux éléments permet donc d'isoler les variations de P par rapport à la lithologie et ainsi mettre en évidence des enrichissement potentiellement attribuables à de teneurs plus importantes de MO.

Ces indices sont représentés et confrontés aux autres données sédimentologiques obtenues (dimension 1 de l'ACP, teneurs en $CaCO_3$, teneurs en fraction insoluble), ainsi qu'aux données paléoenvironnementales afin d'apporter une analyse fine des enregistrements environnementaux et des indices anthropogéniques au sein de la stratigraphie (**Figure 103**).

Description des résultats du découpage de la séquence d'après les données physico-chimiques :

Basée sur les propriétés compositionnelles mesurées dans cette étude, un découpage en 7 unités est proposé pour la coupe de la Thomassine (**Figure 103**).

L'unité I (*niveaux S1 à S3*) :

Les niveaux S1 à S3, caractérisés par des teneurs en $CaCO_3$ très faibles (≤ 25 %), présentent une augmentation notable des sédiments détritiques/terrigènes (fraction insoluble proche de 0,4 g/100 g). Ces observations sont corroborées par les valeurs positives de la dimension 1 de l'ACP et les valeurs négatives de Rb/Zr. Les conditions redox, représentées par les faibles valeurs de Mn/Fe, indiquent un environnement maintenu dans des conditions réduites (humidité et/ou faibles circulations d'eaux). Les indices K/Ti et P/Ni, indicateurs d'apports en matière organique, affichent des valeurs élevées, proches des maximas observés dans d'autres niveaux de la séquence.

Sur le plan stratigraphique, ces niveaux correspondent à des faciès de substrats altérés et des faciès colluvio-alluviaux précédant l'installation des premiers faciès de tufs. Les données malacologiques décrivent un environnement de type forêt ouverte et sèche, en cohérence avec un milieu humide mais peu dynamique comme décrit par les paramètres étudiés.

L'unité II (*niveaux S4 à 3*) :

Cette unité est caractérisée par un enrichissement en $CaCO_3$, atteignant près de 75 %, lié à une production accrue de carbonates biogéniques soulignée par une

augmentation de Ca/Ni. Cette augmentation est également soulignée par les valeurs négatives de la dimension 1 de l'ACP caractéristique des faciès carbonatés. Les conditions environnementales oscillent entre des états oxydants et réduits (valeurs fluctuantes de Mn/Fe), reflétant une légère augmentation de l'hydrodynamisme des eaux. Malgré une diminution notable de la fraction insoluble par rapport à l'ensemble précédent, les sédiments enregistrent encore de faibles apports terrigènes, comme le suggère l'oscillation des valeurs de Rb/Zr tantôt positives, tantôt négatives. La matière organique revient à des niveaux similaires de ceux des conditions initiales. Cette unité traduit un milieu dans dont l'hydrosystème devient actif favorisant la précipitation de carbonates biogéniques (tufs) qui hérite encore de faibles apports sédimentaires de l'amont.

Ces interprétations s'alignent avec la mise en place des premiers faciès de tufs observés dans la stratigraphie et les données malacologiques indiquant un milieu boisé ouvert et progressivement plus humide.

L'unité III (*niveaux 4a et 4b*) :

Dans cette unité, on observe une ré-augmentation du détritisme, combinée à une production toujours importante de carbonates biogéniques. Les valeurs de la dimension 1 de l'ACP restent négatives mais plus faibles, traduisant une dominance continue des carbonates biogéniques malgré un détritisme croissant (valeurs de Rb/Zr de plus en plus négatives). Les conditions redox deviennent progressivement plus réduites, indiquant des circulations d'eau moins dynamiques. L'enrichissement en matière organique atteint un pic, potentiel indicateur d'une augmentation du couvert végétal (K/Ti), tandis que P/Ni maintient une tendance similaire. Cette unité indique une accumulation biosédimentaire carbonatée favorisée par rapport à un détritisme en augmentation progressive. Le milieu semble bien végétalisé et les écoulements sont assez faibles.

La malacologie soutient cette évolution vers des prairies de phragmites et des forêts riveraines, en phase avec une sédimentation carbonatée.

L'unité IV (*niveaux 5a0 à 6*) :

La tendance s'inverse : les teneurs en carbonates sont plus faibles (proches de 30 %), la production de carbonates biogéniques diminue légèrement, tandis que le détritisme s'accentue et atteint des valeurs maximales pour l'ensemble de la séquence avec près de 1,2 g/100g pour la fraction insoluble, valeurs négatives de la dimension 1 de l'ACP, corrélées avec des valeurs très négatives de Rb/Zr. Les conditions redox sont variables et indiquent un milieu plus oxydé. Un appauvrissement en MO liée à la végétation est observé (K/Ti), tandis que les apports en P (P/Ni) augmentent, suggérant un enrichissement en matière organique d'une autre origine (anthropique ? Pédogénèse ?).

L'accumulation bio-sédimentaire s'est arrêtée, les faciès correspondent à un milieu où l'expression du détritisme prédomine. Ce niveau est marqué par un assèchement combiné au recul du couvert végétal mais exprime toutefois des apports de matière organique pouvant être attribué à l'action anthropique ou et/ou à la mise en place d'un sol (enrichissement en P).

L'unité V (*niveaux 7a à 7b*) :

C'est le retour d'une carbonatation franche mêlée à un détritisme marqué dont les amplitudes en « dents de scies » sont caractéristiques. En effet, les teneurs en carbonates oscillent entre 50 et 75 % et Ca/Ni décrit des variations, indiquant que la production biogénique est entrecoupée ou discontinue. Les conditions hydrologiques indiquées par Mn/Fe témoignent d'une amélioration de l'intensité des écoulements avec des valeurs reflétant des conditions plus oxydantes. Les apports en matière organique associés à la végétation (K/Ti) indique un couvert végétal pas ou peu développé. Ceux associés à au P, sont plus importants. Le détritisme est fortement présent. Les valeurs de fractions insolubles sont globalement faibles mais présentes (excepté ponctuellement, pour la lentille caillouteuse 7bs, qui possèdent des valeurs plus élevées de l'ordre de 0,4 g/100g). En moyenne, Rb/Zr renvoie à un détritisme marqué grâce à ses valeurs fortement négatives, même dans les niveaux de tufs à faciès construits.

L'environnement de la séquence est marqué par le retour d'une circulation d'eau légèrement plus importante/oxygénée favorisant la production de faciès construits riches en carbonates biogéniques. Ces niveaux héritent toutefois d'une composante importante d'apports détritiques qui s'insèrent également dans des faciès construits. Le traçage de la matière organique indique un couvert végétal moindre, comme suggéré par les données malacologiques traduisant une ouverture du milieu. Les apports de MO reliés à P sont toutefois encore en augmentation (anthropisation ?).

L'unité VI (*niveaux 8a*) :

Cet ensemble est caractérisé par une baisse de production en carbonates biogéniques (Ca/Ni) et des teneurs en carbonates légèrement plus faibles (proche de 50 %) associées à une forte composante détritique comme l'indiquent la dimension 1 de l'ACP qui tend vers des valeurs de moins en moins négatives, la fraction insoluble élevée (autour de 0,3 g/100 gr) et les valeurs très négatives de Rb/Zr.

Un indice Mn/Fe indicateur de conditions d'oxydations dans le milieu pourrait traduire des écoulements un peu plus importants. Les apports en matière organique (K/Ti et P/Ni) indiquent une légère diminution du couvert végétal et des apports de MO riches en P.

La composante principale de la sédimentation devient de plus en plus détritique. La travertinisation s'effectue toujours mais de manière moins intense que pour les niveaux sous-jacents, et dans un milieu soumis à un hydrodynamisme sans doute plus élevé (concentration des écoulements ? déplacement du cœur du talweg ?). Les apports en matière organiques diminuent peu à peu.

L'unité VII (*niveaux 8b*) :

Ce dernier niveau est associé au retour d'une composante majoritairement détritique (la dimension 1 de l'ACP indique des valeurs légèrement positives) bien que légèrement moins importante comparée au niveau sous-jacent (diminution de la fraction insoluble proche de 0,2 g/100gr corrélé à une légère augmentation de Rb/Zr). Ce niveau comporte des valeurs en carbonates plus élevées (environ 70 %) et principalement d'origine biogénique (Ca/Ni élevé). Mn/Fe indique un milieu réduit, et enfin, les apports en matière organiques associés aux P sont plus importants, tandis que ceux reliés aux végétaux sont encore plus faibles. La combinaison des teneurs élevées en carbonates

biogéniques couplés à des enrichissements en matière organique dans un contexte de détritisme où les apports terrigènes prédominent en parallèle de la formation de craies.

De manière générale, les indices géochimiques issus des substrats sont généralement bien différents de ceux obtenus dans la séquence, suggérant un certain niveau de transformation des dépôts sédimentaires au fil du temps, indiquant que les indices géochimiques utilisés sont plutôt bien représentatifs des processus en jeu et non des lithologies.

Tableau 25. Indices géochimiques obtenus à partir des mesures sur les lithologies

	Niveaux ou nature de l'échantillon	Log(Ca/Ni)	Log(Mn/Fe)	Log(Rb/Zr)	Log(K/Ti)	Log(P/Ni)
THOM 22_08a	*Grès calcaires Oligocènes*	2,60	-1,53	-0,29	0,67	0,22
THOM 22_08b	*Grès calcaires Oligocènes*	2,60	-1,71	-0,21	0,45	0,15
THOM 22_09	*Grès calcaires Oligocènes*	2,87	-1,36	-	0,57	0,57
THOM 23_01	*Niveau S0*	3,55	-1,75	-0,05	0,67	0,84

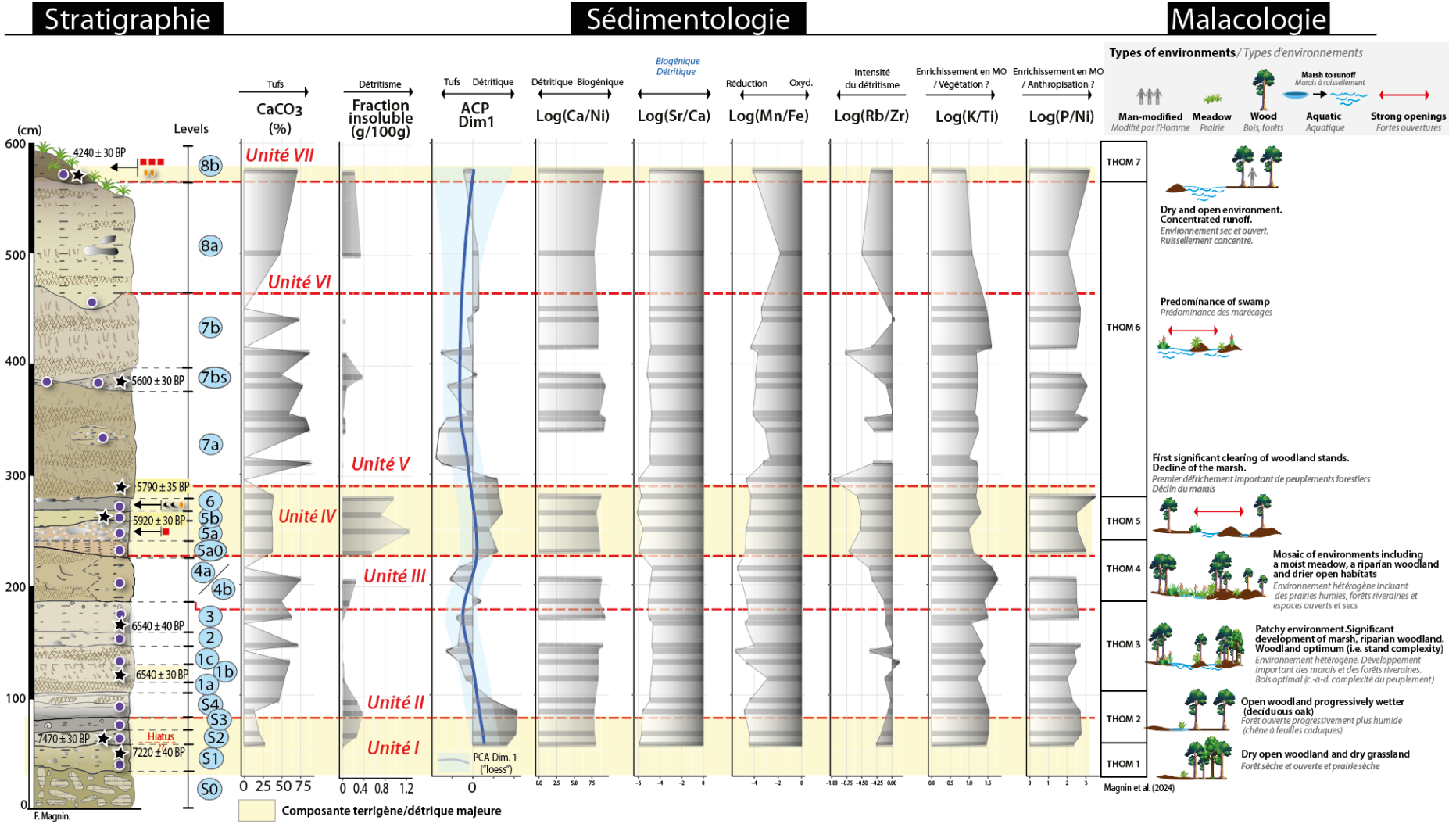


Figure 103. Diagrammes sédimentologiques et géochimiques des principaux paramètres mesurés pour la coupe de la Thomassine. Les malacozones définies par Magnin *et al.* (2024) sont également reportées.

4.1.5. Résultats des analyses malacologiques (F. Magnin, 2024)

Les analyses malacologiques effectuées par F. Magnin (Magnin *et al.,* 2024) distinguent sept malacozones :

- La malacozone THOM 1 (*niveau S1*) dont les espèces dominantes mais potentiellement remaniées, reflètent une steppe de climat plutôt tempéré, principalement composés d'espèces mésophiles rares ou forestières (ex., *Granaria variabilis* et *Jaminia quadridens).*
- **THOM 2** (*niveaux S2 à S4*) est principalement composée d'espèces associées à un milieu boisé ouvert et relativement sec devenant plus humide à partir du *niveau S4*. Dans ce niveau se trouvent également des charbons, de fragments de graines/fruits carbonisées et de galets chauffés suggèrent un impact anthropique probable.
- La malacozone **THOM 3** (*niveaux 1a à 3*) est représentative d'un milieu devenant plus humide qui transforme la végétation en une forêt riveraine et une prairie de phragmites. Cette modification, synchrone avec l'apparition des premiers faciès tuffacés, est potentiellement reliée à la migration latérale d'un cours d'eau attribuée au Néolithique ancien (8362-8196 ans cal BP). Ce changement est apparu de manière rapide comme en attestent les datations similaires des *niveaux 1 et 3*.
- **THOM 4** (*niveaux 4a et 4b*) traduit une évolution des faciès vers un environnement comprenant une prairie de phragmites, une forêt riveraine et des biotopes ouverts plus secs.
- La zone **THOM 5** (*niveaux 5a0 à 6*) décrit un changement abrupt de l'environnement qui s'exprime également par la sédimentation (détritique avec des graviers puis plus limoneuse). Les assemblages malacologiques décrivent une régression du marais et des boisements en faveur d'une ouverture du milieux secs. Une reprise du boisement est observée à partir du *niveau 6*. Les *niveaux 5a* à *6* sont les premiers à contenir de petits fragments de poterie accompagnés de graines de céréales carbonisées, de charbons de bois, de galets chauffés, d'éclats d'os brûlés et de quelques éclats de silex taillés. Ces éléments indiquent une occupation très proche qui pourrait remonter au début du Néolithique moyen.
- Les assemblages issus de **THOM 6** (*niveaux 7a à 8a*) décrivent une prédominance de la prairie de type phragmites, peut-être associée à une forêt riveraine.
- La dernière malacozone **THOM 7** (*niveau 8b*) se caractérise par un environnement globalement plus sec et ouvert dans lequel l'écoulement est concentré. Le tuf contient de petits fragments de pisé et de poterie ainsi que des graines de céréales carbonisées. Cet établissement du Néolithique final (4854-4656 ans cal BP) marque la fin de la séquence, même si quelques affleurements de tuf peuvent être observés ici et là dans la vallée, jusqu'à l'époque contemporaine.

4.2. Le ravin du Mirail

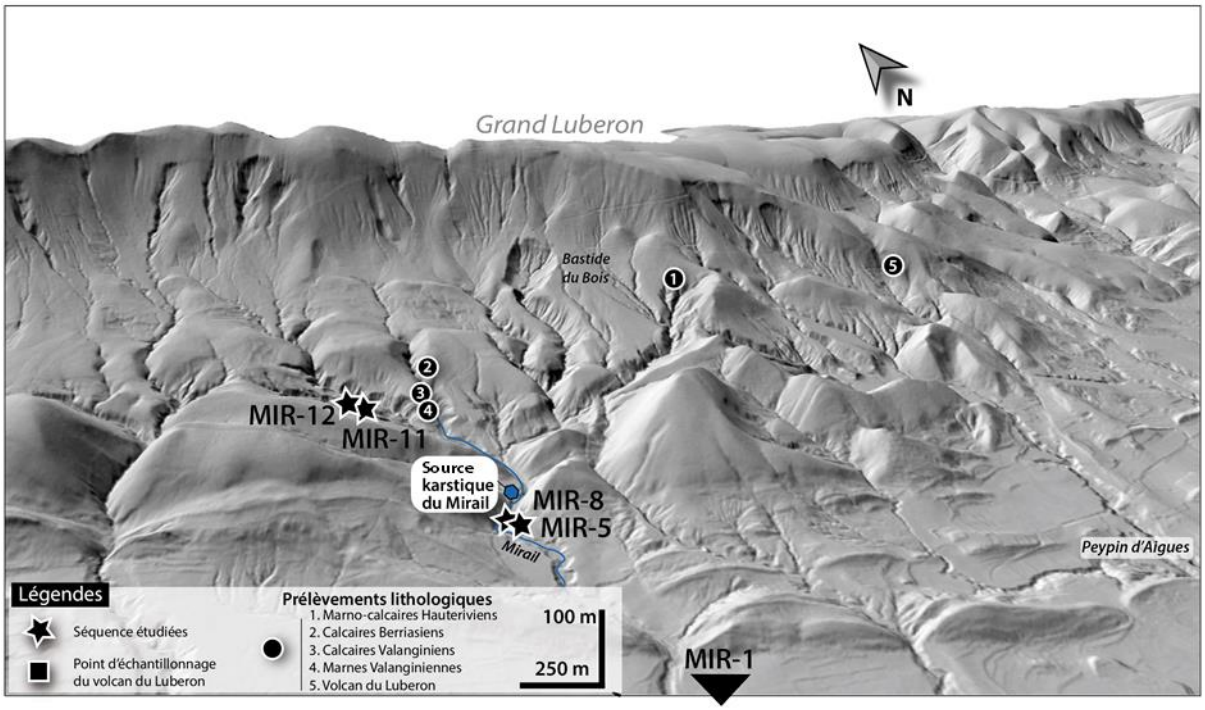


Figure 104. Modèle numérique de terrain du piémont sud du Luberon présentant la zone d'étude, le Mirail et les zones de prélèvements lithologiques (source fond de carte : BD Alti ®)

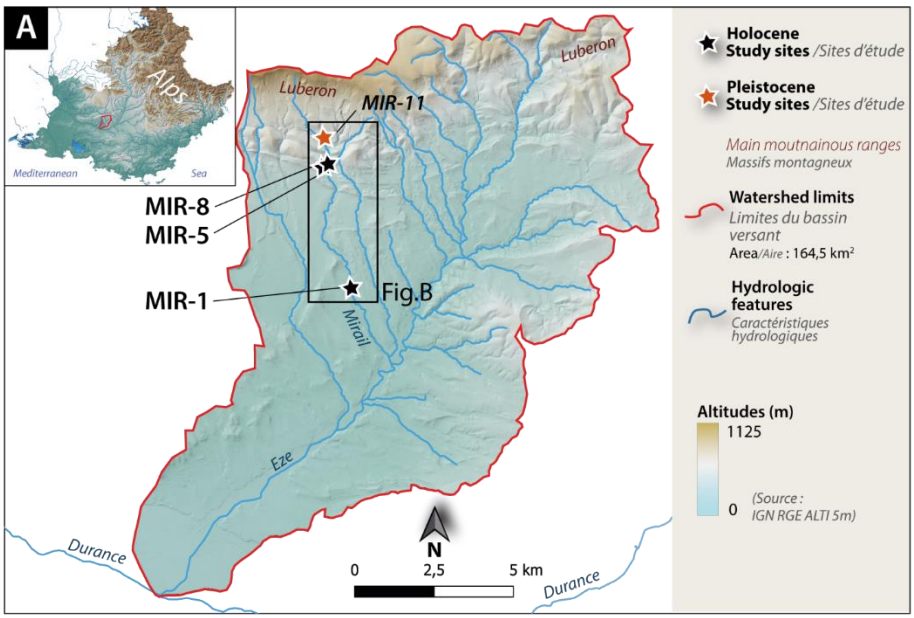


Figure 105.A. Localisation du ravin du Mirail dans le bassin versant de l'Eze

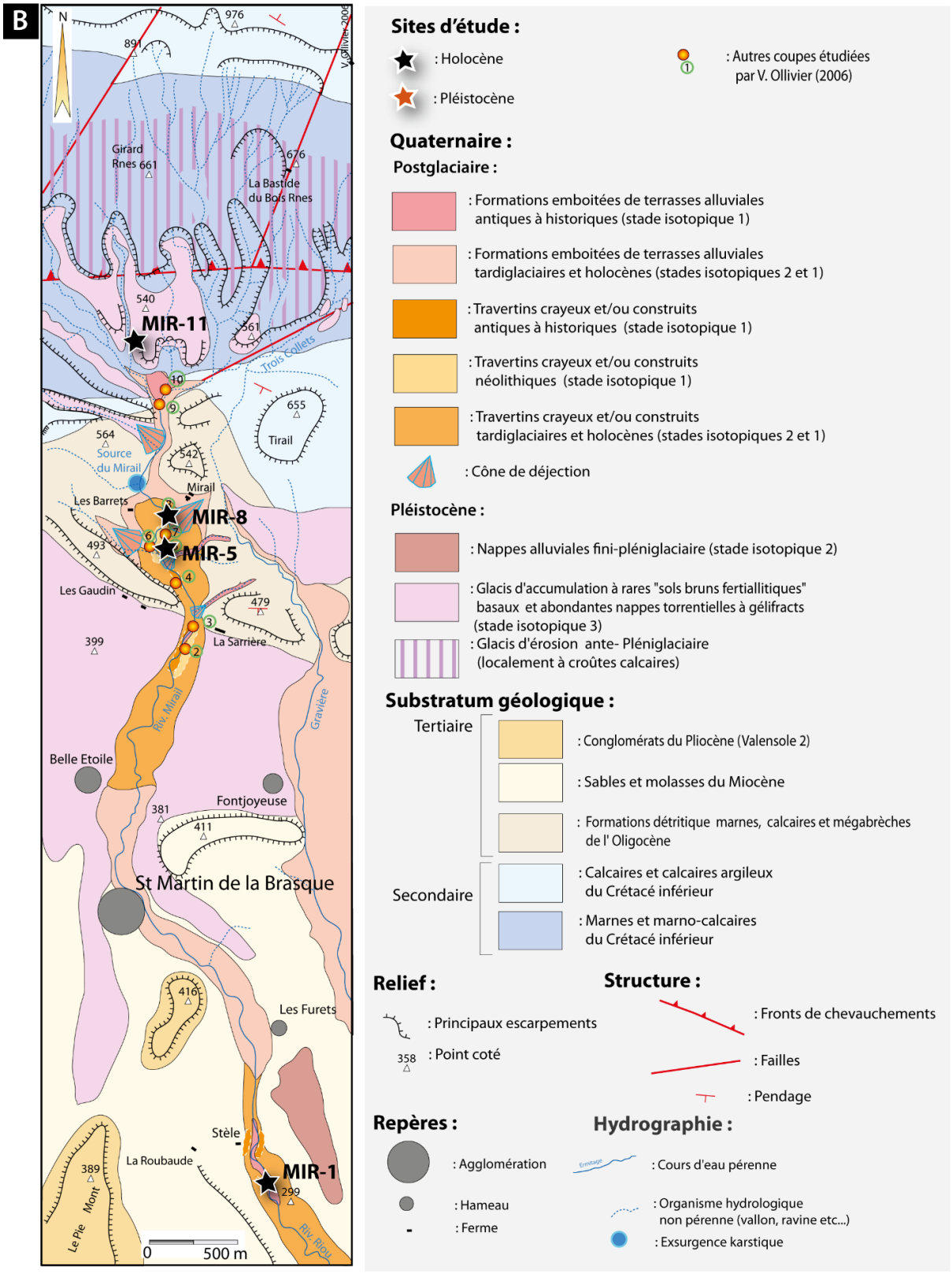


Figure 105 *(suite)*. B : Carte des affleurements géologiques avec les affleurements du Quaternaire du ravin du Mirail (extraite et modifiée de Ollivier, 2006)

4.2.1 Description du contexte géologique et organisations des dépôts quaternaires

Les formations quaternaires déposées dans ce ravin couvrent le Pléistocène supérieur (*Cf.* coupes MIR-11 et 12).et le post-glaciaire révélées par des coupes naturelles de plusieurs dizaines de mètres d'épaisseur déjà étudiées (Ollivier, 2006). Nous nous intéressons dans ce chapitre à la sédimentation post-glaciaire (au sens de Borel *et al.,* 1984) qui s'exprime de manière bipartite sur le piémont sud du Luberon, avec des dépôts de nature alluvio-détritiques en amont de l'exsurgence karstique du Mirail et des séquences de tufs en aval. Les formations alluviales détritiques post-glaciaires sont observables à l'amont directement en contact avec le substratum et parfois emboîtées dans des formations pléistocènes en aval.

Les **séquences de tufs postglaciaires**, qui font l'objet de nos analyses sont, elles aussi, caractérisées par deux types de formations principalement localisées en aval de l'exsurgence karstique du Mirail. La première zone de ce système étendu débute à environ 200 m de l'exsurgence du Mirail pour progressivement stopper son expansion près du hameau de Belle Etoile et occupe une aire d'une superficie de 41,6 hectares (**Figure 105.B**). Il prend place dans une petite dépression presque fermée par de petits reliefs calcaires oligocènes regroupant ainsi des conditions favorables au développement d'une zone palustre et au piégeage des sédiments. On y retrouve deux des coupes étudiées dans le cadre de ce travail : les coupes MIR-5 et MIR-8. La seconde formation de tufs est située à 4,25 km en aval de l'exsurgence karstique du Mirail, près du lieu-dit de la Stèle comme en témoigne la séquence MIR-1 intégrée à cette étude.

Dans son travail, V. Ollivier (2006) distingue également des différences dans les types de faciès rencontrés au sein des deux types de formations de tufs. Celles situées en amont possèdent majoritairement des craies calcaires à oncolithes, des passées caillouteuses et des esquisses de sols argileux foncés et hydromorphes, ensuite, les dépôts présentent des faciès crayeux incisés et remplis de sédiments détritiques (nappes grossières contenant parfois du matériel archéologique du Néolithique final) et de tufs construits (faciès à tubes ; mousses, stromatolites et lamines). Les formations localisées en aval, près du lieu-dit de la Stèle sont constituées de craies calcaires beiges-jaunes à blanches reposant sur des niveaux sablo-limoneux vert-olive hydromorphes. Quelques nappes caillouteuses viennent s'intercaler dans les stratigraphies, dès la moitié des séquences.

Dès l'âge des métaux et jusqu'aux périodes médiévales, les séquences de tufs observées dans le Mirail indiquent que les fluctuations morphogéniques augmentent en fréquence traduisant des répétitions rapides du cycle sédimentaire carbonaté (**Figure 106**). Ce cycle qui décrit la succession morphodynamique et morphosédimentaire débute par le dépôt de sédiments crayeux (accumulation stable au sein du système), suivi d'une incision (rupture dans le fonctionnement du système) et d'une période de détritisme (déstabilisation), puis d'une travertinisation construite (tentative de retour à une stabilisation du système par accumulation carbonatée rapide), pour enfin revenir à une sédimentation carbonatée fine (stabilisation) (Ollivier, 2006).

Cette période fait également l'objet de remaniement des stocks sédimentaires détritiques qui se retrouvent emboîtés dans les sommets des séquences de tufs holocènes, comme nous le verrons dans les coupes MIR-1 et MIR-8.

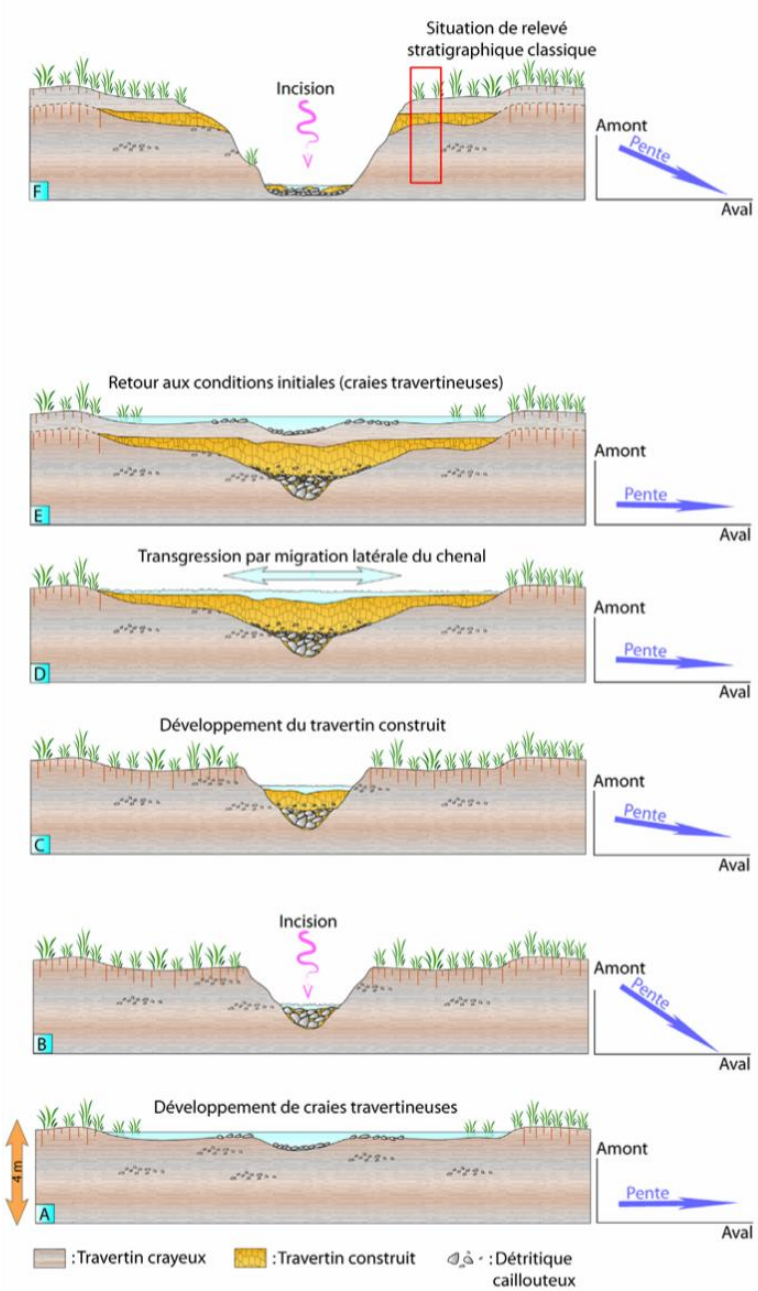


Figure 106. Cycle de sédimentation carbonatée d'après Ollivier (2006) : A) Phase de stabilité où la sédimentation est majoritairement caractérisée par le développement de craies travertineuses, la pente du chenal d'écoulement est faible ; B) Déstabilisation du milieu (incision ou érosion), augmentation de l'inclinaison de la pente du talweg générant une incision du talweg et une accumulation de nature détritiques (ex. nappes caillouteuses) ; C) Phase d'accumulation où le système régularise la pente du talweg par le comblement de faciès de tufs construits favorisés par un écoulement plus hydrodynamique en raison de l'inclinaison du chenal d'écoulement ; D) L'accumulation des faciès construits continue sur les bordures après le comblement du cœur du chenal d'écoulement dont la pente redevient faiblement inclinée ; E) Après comblement, la pente du chenal est de nouveau faible laissant place au retour d'une sédimentation de décantation (similaires aux conditions initiales) et caractérisée par le retour du développement de faciès crayeux ; F) Situation classique : le rectangle rouge représente les coupes vestiges classique sur lesquelles s'effectuent les prélèvements et les interprétations.

4.2.2. Résultats géochimiques des lithologies

Etant donné que les trois coupes de cette étude proviennent du ravin du Mirail, les analyses statistiques comparent les échantillons au même référentiel lithologique, également similaire à celui utilisé pour les coupes du Pléistocène supérieur MIR-11 et MIR-12 et décrit dans le chapitre précédent (*Cf.* **Chapitre 3**).

4.3. La coupe MIR-1 (Mirail-Riou) « la Stèle » (Luberon)

Localisée en rive droite du torrent du Riou (qui est en fait la prolongation aval du ravin du Mirail ; **Figure 105.B**) cette coupe représente la partie tardiglaciaire la plus ancienne rencontrée dans le système travertineux du Mirail (Peypin d'Aigues, Luberon) et une des coupes représentatives soulignant les prémices de la carbonatation dans le Luberon (Ollivier, 2006). Au sommet de cette séquence est emboitée une séquence médiévale majoritairement détritique. Ce type d'emboîtement récent est fréquent dans les formations du Grand Luberon.

4.3.1. Stratigraphie, organisation morphosédimentaire et échantillonnage

La base de la séquence est constituée d'un niveau sablo-limoneux (*niveaux 1a et 1b*) riche en charbon de bois et en nodules liés à la carbonatation secondaire. À partir du *niveau 2*, les faciès deviennent crayeux avec des signes de pédogenèse dans la partie supérieure. Un large ensemble de tufs, comportant des niveaux crayeux et pédomorphiques avec des taches d'oxydation, repose en discordance sur l'ensemble précédent (*niveaux 3a à 6d*). Deux nappes caillouteuses riches en cailloutis calcaires interrompent le développement tuffeux de cette formation (*niveaux 4 et 7*). Au-delà, le tuf reprend son développement dans une dernière phase composée de craies (*niveau 8*). Les niveaux suivants correspondent à un emboîtement détritique médiéval qui tronque la partie supérieure de la séquence (*niveaux 9 à 13*).

Les datations radiocarbones :

Les deux premières datations effectuées par V. Ollivier (2006) dans son travail de thèse, attribuent un début de travertinisation (faciès crayo-pédogénéisé) à environ 15 000 cal. BP (Pléistocène supérieur, Tardiglaciaire) (*niveau 2*). La seconde datation effectuée dans l'emboîtement supérieur (*niveau 11*) est d'âge médiéval (567-585 cal. BP). De nouvelles datations effectuées par F. Magnin (Magnin *et al.,* 2024) précisent l'évolution de la séquence tardiglaciaire, avant l'emboîtement, avec des datations postérieures aux niveaux de la base de la séquence et effectuées dans les *niveaux 3d* et *6d*, d'âges respectives, 14 300 cal. BP et 12 630 cal. BP confirmant un développement des faciès tufeux anté-holocènes.

Tableau 26. Dates radiocarbones de la coupe MIR-1 calibrées à partir de la courbe IntCal20 (Reimer *et al.* 2020) à l'aide du logiciel CALIB 8,20 (Stuiver *et al.*,2005) et présentées en cal. Before Present (B.P.) à 2 σ d'intervalles.

Code laboratoire	Niveau strati.	Matériau	Age ^{14}C BP	Age cal. BP (2 σ)	Auteurs
Poz-12435	11	Charbon	780 ± 60	567-585	Ollivier (2006)
Beta-616359	6d	Coquilles (AMS) *Vallonia pulchella*	10660±30	12621 - 12648	Magnin et al (2024)
Poz-133758	3d	Granules de calcites de lombrics	12520±60	14354 - 14735	Magnin et al (2024)
Poz-7825	2	Charbon	12640 ± 60	14840 - 15276	Ollivier (2006)

L'échantillonnage :

Les prélèvements ont été effectués sur l'ensemble des niveaux sédimentaires déterminés en prélevant un échantillon par niveau. Un seul échantillon a été prélevé dans la partie supérieure (emboîtement médiéval ; *niveau 11*) à titre comparatif.

Nombre d'échantillon total **19**
Séquence de tufs MIR-1 19
Malacologie (F. Magnin)

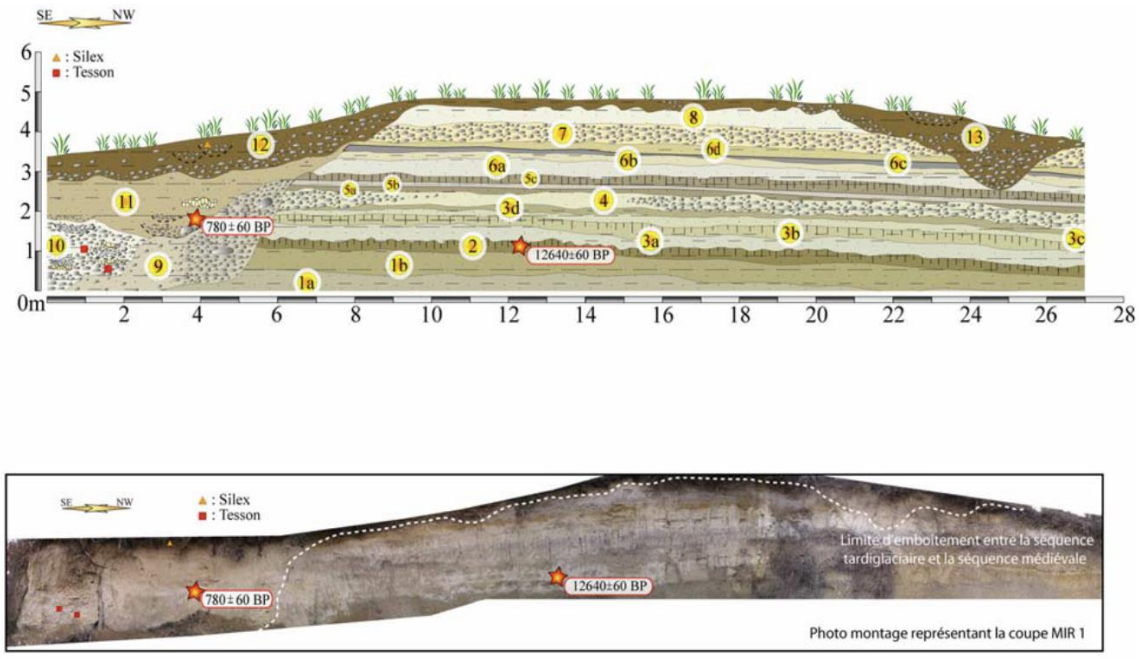


Figure 107. Relevé stratigraphique de la coupe MIR-1 (Ollivier, 2006).

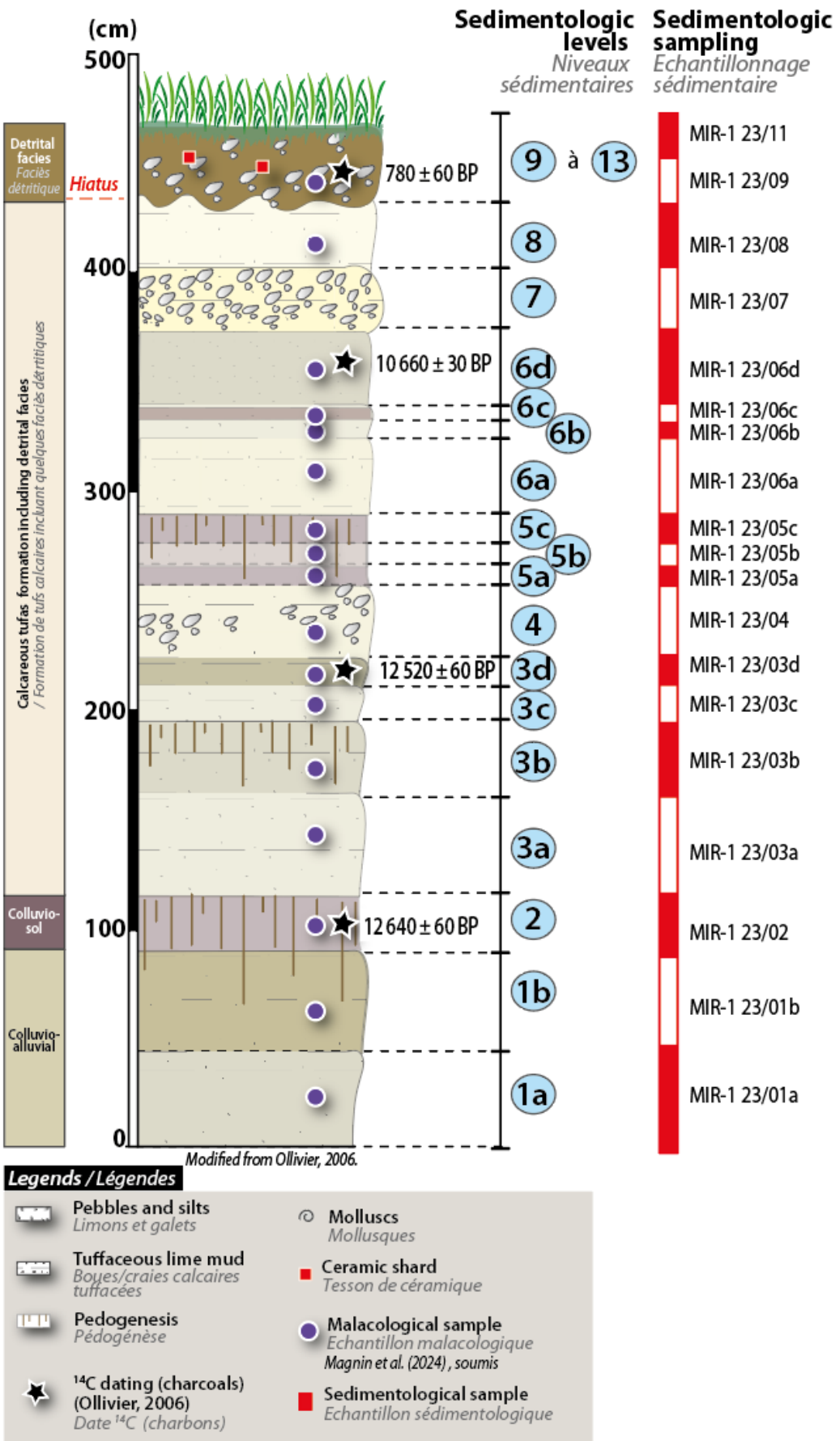


Figure 108. Coupe stratigraphique des différents niveaux et localisations des prélèvements (Ollivier, 2006 modifiée)

4.3.2. Les résultats sédimentologiques et physico-géochimiques de la coupe MIR-1

Toutes les mesures effectuées sur la séquence MIR-1 sont classées en annexe (*Cf.* ***Annexe III)*** et représentées sur les **Figure 109** et **110**. Les principales variations observées le long de la stratigraphie pour chaque analyse sont décrites ci-dessous.

Les données **spectrocolorimétriques** indiquent que les teintes les plus foncées sont localisées dans les premiers niveaux de la séquence, en cohérence avec la nature sablo-limoneuse et hydromorphes des niveaux basaux. Ils s'éclaircissent ensuite à partir du *niveau 3a*, dans les premiers faciès de tufs, en raison de l'enrichissement des carbonates. Les paramètres a* et b* suivent les mêmes variations, et indiquent dans les faciès les plus tufacés, des teintes légèrement plus froides qu'à la base. C'est à partir du *niveau 5* que les résultats oscillent en raison de l'apparition de faciès plus pédomorphes qui s'intercalent dans l'ensemble de tufs : les teintes se réchauffent (augmentations de a* et de b*) et foncent (L* diminue) et inversement dans les faciès les plus crayeux. Le *niveau 7*, la nappe caillouteuse, enregistre les teintes les plus chaudes de la séquence (maximas de a* et b*) et un foncement bien différencié des autres niveaux tardiglaciaires mais proche de l'échantillon prélevé dans l'emboitement médiéval (*niveau 11*).

Les **valeurs calcimétriques** oscillent entre 30,71 et 65,16% sur l'ensemble de la séquence de la coupe MIR-1. Les niveaux aux teneurs les plus faibles sont les niveaux de base (*1a à 2*), les niveaux aux traits les plus pédomorphisés (*niveaux 3b, 5c et 6d*) et le niveau issu de l'emboitement médiéval (*niveau 11*), avec des valeurs proches de 50 % voire inférieures. Les niveaux détritiques matérialisés par les nappes caillouteuses (*niveaux 4 et 7*), logiquement moins riches en carbonates biogéniques ont pourtant des teneurs dépassant les 50 % sans doute à relier à la nature calcaire des débris lithologiques enveloppés dans la matrice. Enfin les niveaux les plus riches (au-delà de 60 %) sont matérialisés par les niveaux les plus crayeux.

L'**analyse élémentaire de la séquence** présente des <u>proportions dominantes</u> de Ca, Si, Al, Fe, K et Ti avec des valeurs moyennes respectives de 49,13%, 35,68%, 8,86 %, 3,25 %, 1,60% et 0,65 %. Les variations de Ca épousent les variations observées par les teneurs en $CaCO_3$, avec des valeurs minimales en base de séquence (proche de 30 %) qui augmentent à partir des premiers faciès de tufs (*niveau 3a*) pour atteindre près de 50 %. Des teneurs plus élevées apparaissent proches de 60 % à partir du niveau 6a, après avoir atteint un minimum à 37,75 % en 5c. Dans l'emboitement médiéval sommital, les valeurs atteignent environ 45 %.
Les variations décrites par les éléments Si, Al, K et Ti sont corrélées entre-elles et strictement opposées à Ca.

<u>Les éléments traces</u> représentés dans la Figure 110 sont des éléments qui ont été détectés dans au moins 50% du total des échantillons. Parmi ces éléments nous retrouvons : P, S, Mn, Ni, Cu, Zn, Rb, Sr, Y, Zr, Nb, Mo, Pb, et Th. Le Mg n'a donc pas été pris en compte pour l'analyse finale.

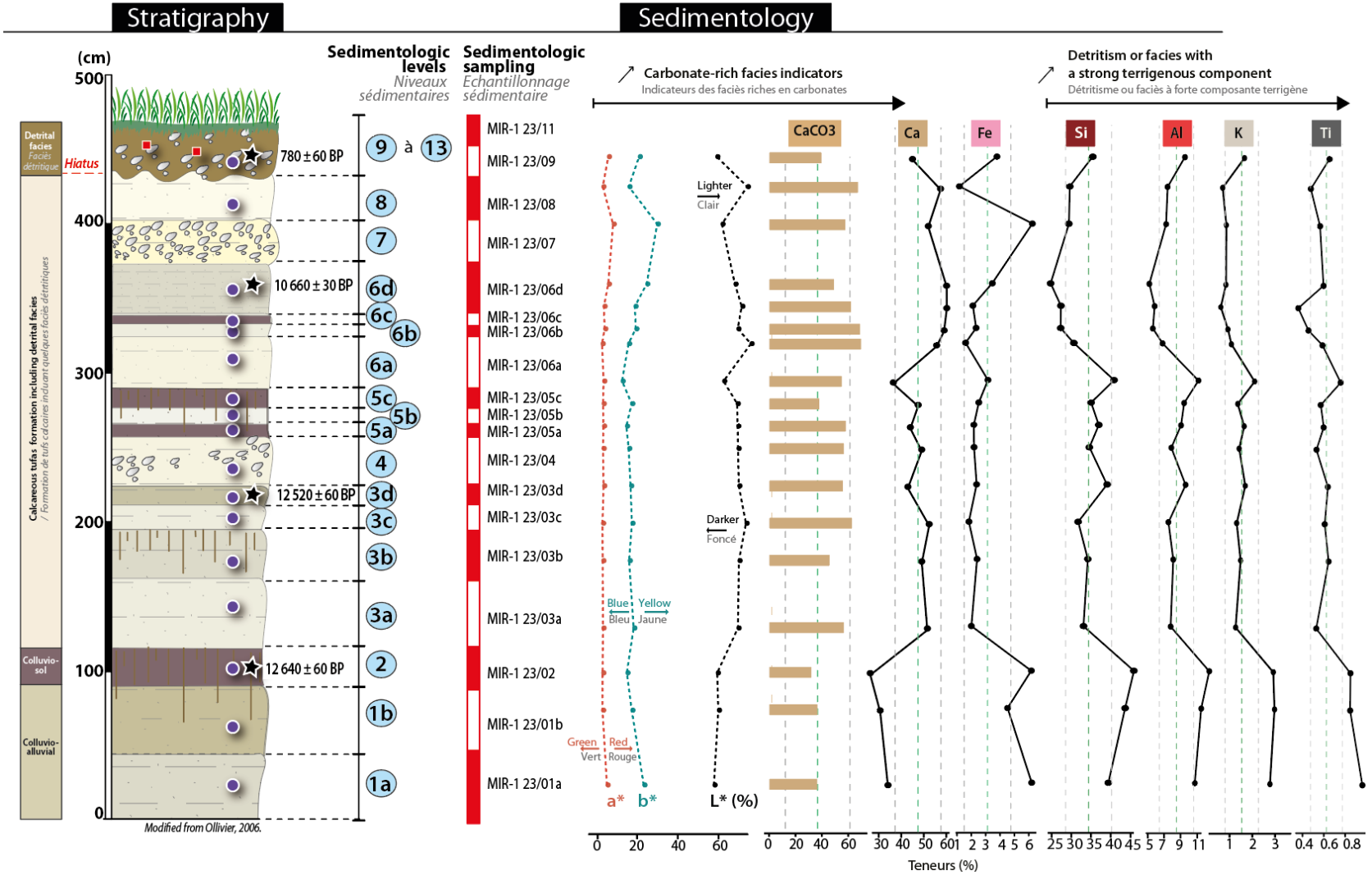


Figure 109. Résultats géochimiques obtenus sur la séquence de tufs calcaires échantillonnée sur la séquence MIR-1 dans le ravin du Mirail (Peypin d'Aigues, Luberon)

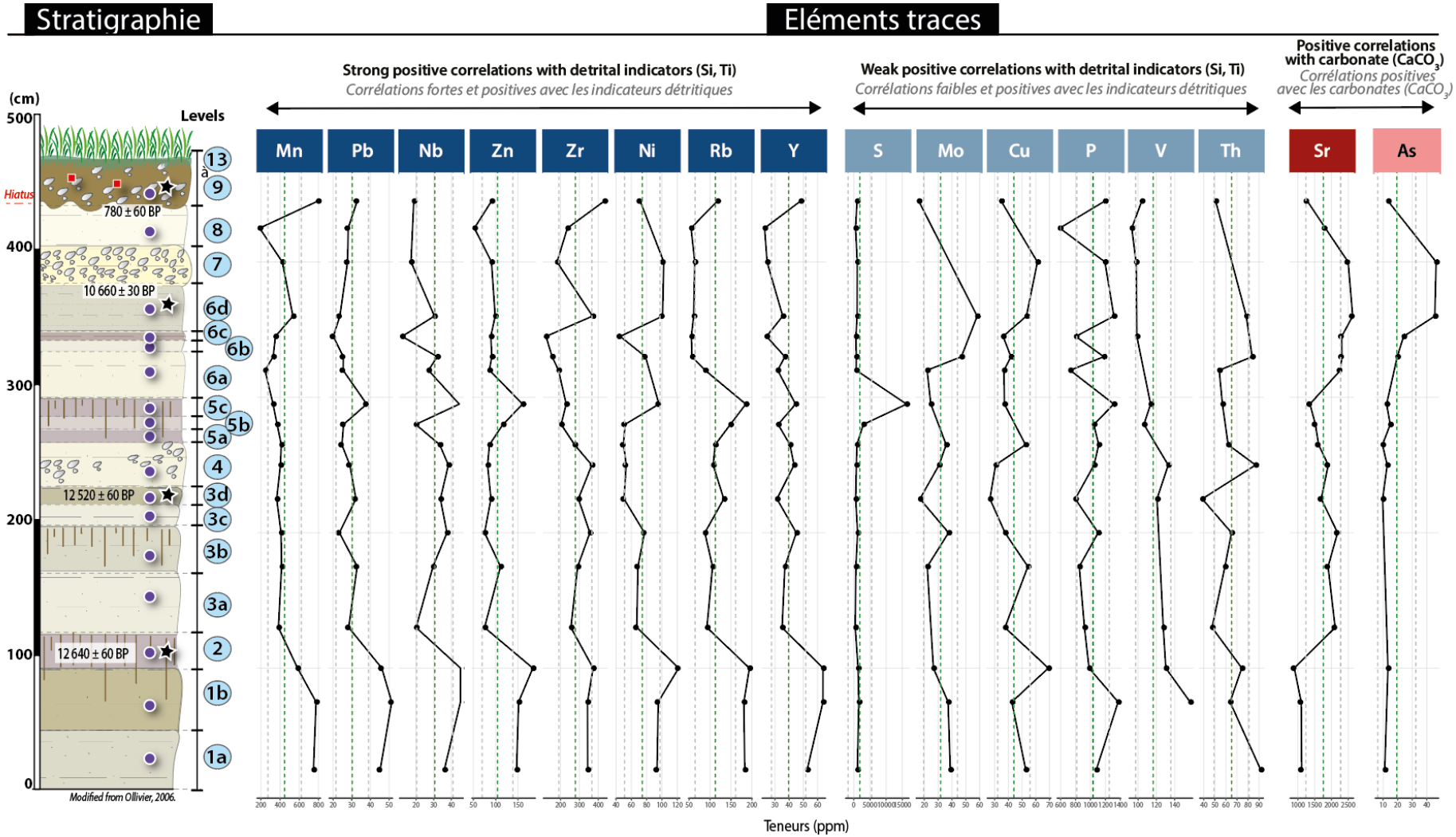


Figure 110. Résultats géochimiques des éléments traces obtenus sur la séquence de tufs calcaires échantillonnée sur la séquence MIR-1 dans le ravin du Mirail (Peypin d'Aigues, Luberon)

4.3.3. Les résultats des analyses malacologiques de MIR-1 (Magnin *et al.,* 2024) :

Cinq ensembles malacologiques ont été distingués par l'analyse de F. Magnin (Magnin *et al.*, 2024) :

- **MIR-1 I** : Prairie temporairement engorgée en eau au sein d'un paysage de steppe.
- **MIR-1 II** : La malacofaune indique une juxtaposition de prairies humides et non marécageuses et de prairies sèches dans un environnement froid.
- **MIR-1 III** : Cette zone est marquée par le début d'un développement important de zones humides ouvertes. Le contexte est peut-être plus tempéré.
- **MIR-1 IV** : La superficie du marais s'est considérablement agrandie. Cependant, il existe des prairies sèches à proximité. Enfin, les signes d'une amélioration du climat semblent se préciser.
- **MIR-1 V** : Changement radical avec la disparition quasi-totale de l'ensemble des malacofaunes aquatiques, palustres ou hygrophiles.

Le niveau médiéval emboité n'a pas été étudié.

4.4. La coupe MIR-5 « Le Verger » (Mirail-Riou) (Luberon)

La coupe MIR-5 ou la coupe du « Verger » est localisée en aval de l'exsurgence karstique du Mirail, en rive gauche du Mirail et en amont de la coupe MIR-1 (**Figure 105.B).** Avec près de 15 m d'épaisseur, cette séquence concentre des niveaux Tardiglaciaires à sa base, des dépôts de l'Holocène moyen (Néolithique) et des dépôts attribués à l'Antiquité tardive à son sommet. Déjà bien étudiée (Martin, 2004 ; Ollivier *et al.,* 2006), cette coupe a récemment été reprise pour une étude malacologique effectuée par F. Magnin (Magnin *et al.,* 2024).

4.4.1. Stratigraphie et organisation morphosédimentaire

Les principaux ensembles sédimentaires sont décrits sur la base d'Ollivier (2006) et Magnin *et al.* (2024). L'ensemble basal (*niveaux -12* à *1b*) est principalement composé de faciès crayeux avec quelques apports de cailloutis. Cet ensemble n'a pas été échantillonné dans le cadre de cette étude car inaccessible aujourd'hui (marais engorgé). Un second ensemble débutant probablement au *niveau 2a*, de nature crayo-pédomorphe précède une couche à à caractère pédomorphe (*niveau 2b*). Des *niveaux 3 à 7*, un ensemble majoritairement composé d'unités de tufs crayeux, dans lequel s'intercalent des sols hydromorphes ou des apports détritiques grossiers, s'installe. L'aspect crayeux de la séquence se poursuit ensuite du *niveau 8a* au *11a* avec moins d'apports détritiques grossiers. A partir du *niveau 11b*, en partie supérieure de la coupe, les premiers niveaux de tufs indurés-construits se développent en alternance avec des couches détritiques limoneuses à traits faiblement pédogénéisés. Des tessons de céramiques néolithiques ont été retrouvés dans les *niveaux 12b*, *c* et *e*. Dans le *niveau 14*, des nombreux tessons de poterie, éclats de silex et charbons de bois mettent en évidence un niveau d'occupation attribué au Néolithique supérieur (âge). Les derniers *niveaux 16b* et *16c* contiennent des tessons de céramiques datés de l'Antiquité tardive.

<u>Les datations radiocarbones :</u>

Cette coupe regroupe un grand nombre de datations radiocarbones effectuées sur charbons. Les premières datations ont été présentées en 2006 par V. Ollivier (Ollivier, 2006), puis les plus récentes, par F. Magnin (Magnin *et al.,* 2024). Ce corpus de dates recalibrées est présenté dans le **Tableau 27**. L'ensemble indique un début de séquence d'âge Tardiglaciaire qui se prolonge jusqu'à la fin de l'Holocène moyen. Le début de la séquence échantillonnée n'atteint pas ces premiers niveaux (enfouis et impossible d'accès) et débute au niveau 1a, niveau qui est intercalé entre deux niveaux datés (*-1* et *1b*) aux alentours de 13 000 cal. BP (interstade tardiglaciaire Bølling-Allerød). Presque successivement à première vue, une datation localisée dans le *niveau 2b* d'âge compris entre 8752-8407 cal. BP indique un hiatus dans l'enregistrement sédimentaire pour la période attribuée à l'Holocène ancien (période couvrant une bonne partie du Mésolithique en Provence). L'enregistrement se poursuit ensuite jusqu'à la fin du premier tiers de l'Holocène moyen (env. 5000 cal. BP) comme en témoignent les datations

ultérieures dont la dernière associée au niveau d'occupation Néolithique ancien n°*14* (entre 5440-4977 cal. BP).

Tableau 27. Dates radiocarbones de la coupe MIR-5 calibrées à partir de la courbe IntCal20 (Reimer *et al.* 2020) à l'aide du logiciel CALIB 8,20 (Stuiver *et al.*,2005) et présentées en cal. Before Present (B.P.) à 2 σ d'intervalles.

Code laboratoire	Niveau strati.	Matériau	Age ^{14}C BP	Age cal. BP (2 σ)	Auteurs
AA42670	Niveau 14	Charbon (non AMS)	4536 ± 56	5440-4977	Ollivier (2006)
AA42671	Niveau 11a	Charbon (non AMS)	4737 ± 47	5584-5325	Ollivier (2006)
Lyon 10574	Niveau 8c	Charbon (non AMS)	6550 ± 95	7590-7267	Ollivier (2006)
Lyon 10522	Niveau 2b	Charbon (non AMS)	7775 ± 65	8752-8407	Ollivier (2006)
Beta-616358	Niveau 1b	Charbon (AMS)	10960 ± 30	12965-12759	Magnin *et al.* (2024)
Poz-132619	Niveau -1	Charbon (AMS)	11260 ± 60	13297-13090	Magnin *et al.* (2024)
Poz- 132618	Niveau -3	Charbon (AMS)	11370 ± 60	13395-13118	Magnin *et al.* (2024)
Poz-12440	Niveau -9	Charbon (AMS)	11620 ± 60	13596-13344	Magnin *et al.* (2024)

L'échantillonnage :

Les prélèvements ont été effectués sur l'ensemble des niveaux sédimentaires déterminés par V. Ollivier (Ollivier, 2006) en prélevant un échantillon par niveau à partir du *niveau 1a* (à 90 cm ;**Figure 111**). Les prélèvements malacologiques conduits par F. Magnin ont été effectués dans l'ensemble des niveaux, à partir du *niveau -9* (-200 cm ; **Figure 111**).

Nombre d'échantillons total	**36**
Séquence de tufs MIR-5	36
Malacologie (F. Magnin, 2024)	39

4.4.2. Les résultats sédimentologiques et physico-géochimiques de la coupe MIR-5

Toutes les mesures effectuées sur la séquence MIR-5 sont répertoriées en annexe (*Cf.* ***Annexe III***) et représentées ci-après (**Figure 112** et **113**). Les principales variations observées le long de la stratigraphie sont décrites pour chaque paramètre mesuré.

Les **variations colorimétriques** observées par L* suivent les variations de faciès en reflétant des teintes globalement claires, associées aux carbonates, et quelques niveaux plus foncés concernant les faciès pédogénéisés (*niveau 2b* et *14*), le *niveau 9a* et *b* correspondant à un faciès très colluvial, mais aussi pour les deux niveaux de tufs construits *12a* et *12c* pour lesquels, les valeurs de L* sont proches de 50%. Les valeurs de a* et b* sont globalement positives et donc associées à des teintes chaudes (rouge et jaune). Nous relevons toutefois des valeurs de a* qui ne dépassent pas 12 (avec une moyenne de 3,73), les teintes rouges ne sont donc pas si prononcées excepté pour les *niveaux 12a* et *12c* ainsi que le *niveau 14*. Les mêmes variations sont observées pour b* avec des maximas similaires.

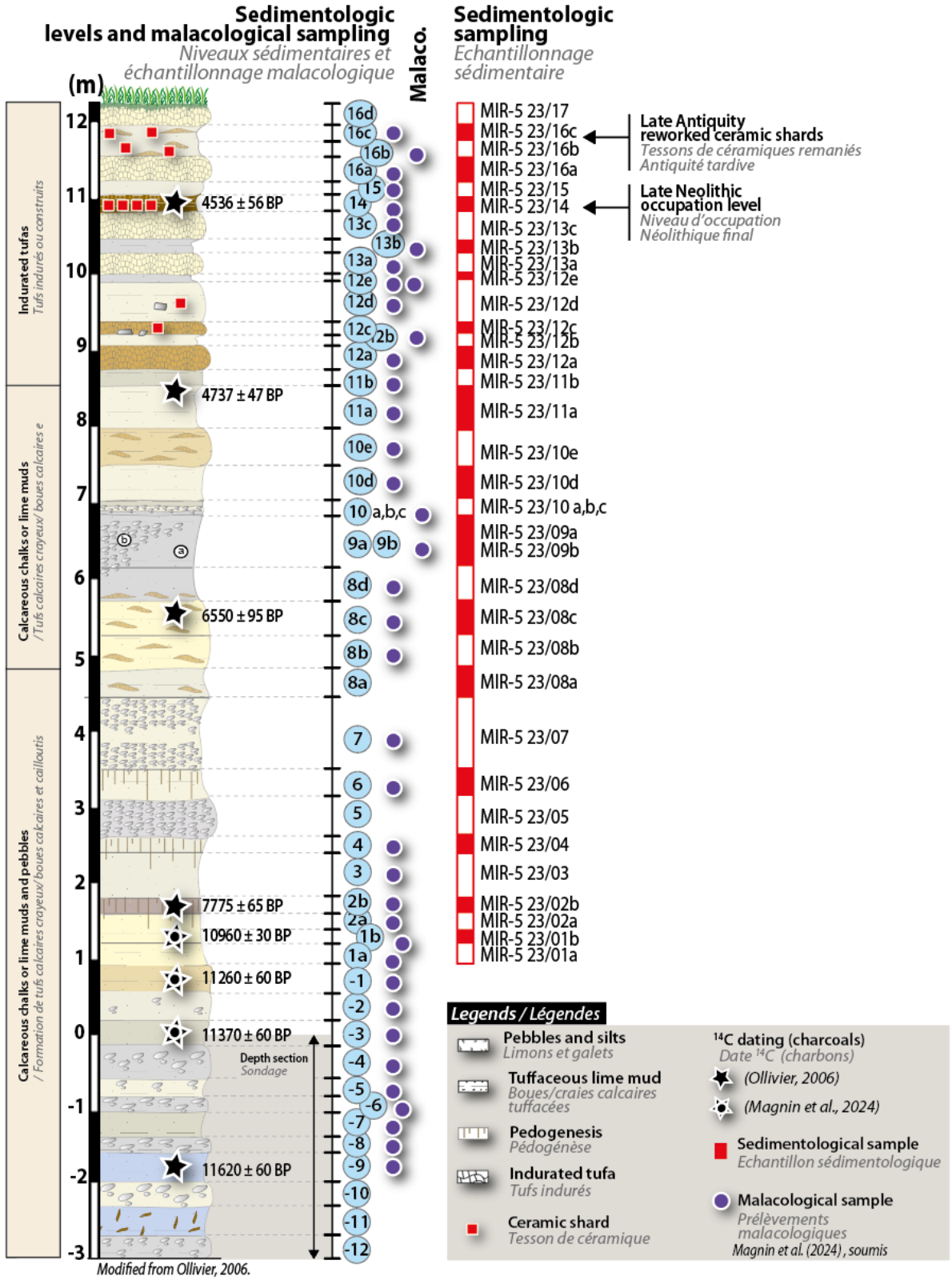


Figure 111. Relevé stratigraphique de la coupe MIR-5 (modifiée d'après Ollivier, 2006).

Les données mesurées par V. Ollivier (2006) sur la fraction insoluble indiquent un signal discontinu avec des valeurs atteignant près de 0,4 g/100g dans les premiers niveaux étudiés (*niveau 1b*), qui diminuent ensuite pour devenir proche de zéro à partir du *niveau 4*, puis, qui apparaissent timidement dans le *niveau 5* pour redevenir nulles ensuite. Un pic à O.5 g/100g est observé dans le *niveau 8a*, puis le signal diminue brusquement et atteint des valeurs inférieures à de 0,1 g/100 dans les niveaux suivants (*8b* et *c*). Un maximum est atteint dans le *niveau 14* d'occupation néolithique, et des valeurs plus faibles sont observées dans les niveaux de tufs construits associés à l'antiquité tardive (*niveaux 16b* et *c*).

Les **valeurs calcimétriques** varient entre 55,46 et 99,21 % sur l'ensemble de la séquence de la coupe MIR-5. Les niveaux aux teneurs les plus faibles sont les niveaux aux traits les plus pédomorphes (*niveaux 2bet 14*), les niveaux associés aux nappes caillouteuses détritiques (*niveaux 9a et 9b),* ainsi que quelques niveaux crayo-limoneux (*niveaux 11a, 13b*) avec des valeurs inférieures à 65 %. A partir de l'ensemble *10* (*a, b, c*) (période Néolithique Final), les valeurs de carbonates atteignent de fortes teneurs en carbonates régulièrement proches de 90 % soulignant une accumulation de tufs très riche en carbonates malgré une pression anthropique croissante.

L'**analyse élémentaire de la séquence** présente des proportions dominantes de Ca, Si, Al, Fe, K et Ti avec des valeurs moyennes respectives de 64,26 %, 23,93 %, 6,45 %, 3,25 %, 0,77 % et 0,42 %. Les variations de Ca sont globalement corrélées avec les variations de teneurs en $CaCO_3$, indiquant avec des valeurs minimales (proche de 30 %) qui atteignent près de 60 % dans les niveaux de tufs construits (ensemble des *niveaux 10 a, b, c, d, e*).
Les variations décrites par les éléments Si, Al, K et Ti sont corrélées entre-elles en indiquant des variations très similaires et strictement opposées à Ca.

Les éléments traces détectés et présentés dans la Figure 113 regroupent les éléments qui ont été détectés dans au moins 50% du total des échantillons et dans de faibles proportions. Parmi ces éléments nous retrouvons 16 éléments dont : Sr, Mn, Zn, Zr, Rb, Ni, Pb, Y, Cu, Mo, Nb, As, S, Th et V. Parmi ces éléments, les variations de Sr, Mn, Zn, Zr, Rb, Ni et Pb semblent fortement corrélés à celles obtenues avec les éléments Si, Ti *et al.* Une plus faible corrélation est observée avec P, Y, Cu, Mo et Nb. Et enfin, As, S, Th et V ne sont pas corrélés, ni avec Si, Ti, Al, ni avec les carbonates.

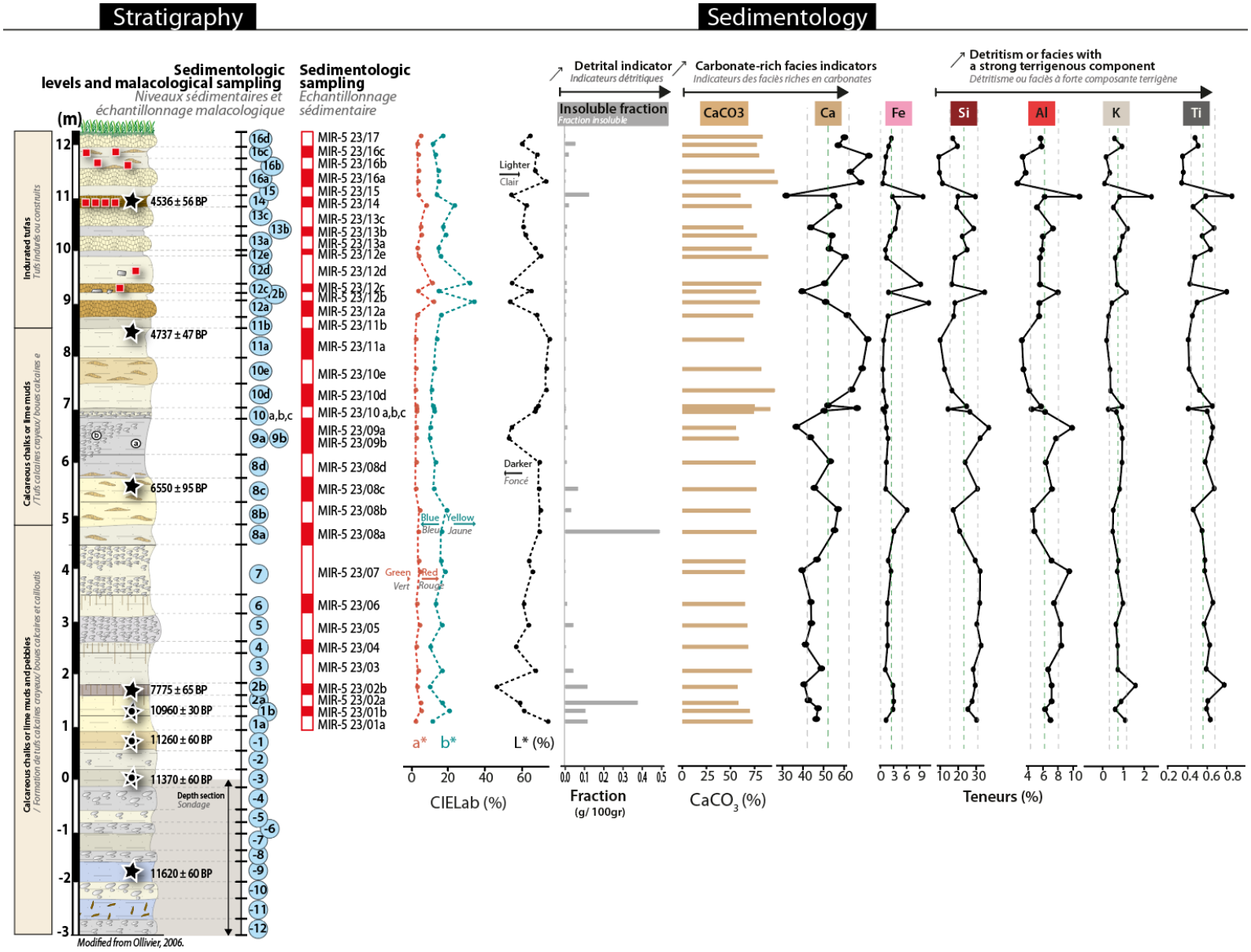


Figure 112. Résultats sédimentologiques et physico-géochimiques obtenus sur la séquence de tufs calcaires échantillonnée sur la séquence MIR-5 dans le ravin du Mirail (Peypin d'Aigues, Luberon). Le relevé stratigrahpique et la mesure de la fraction insoluble mesurée ont été effectuées par V. Ollivier (Ollivier, 2006)

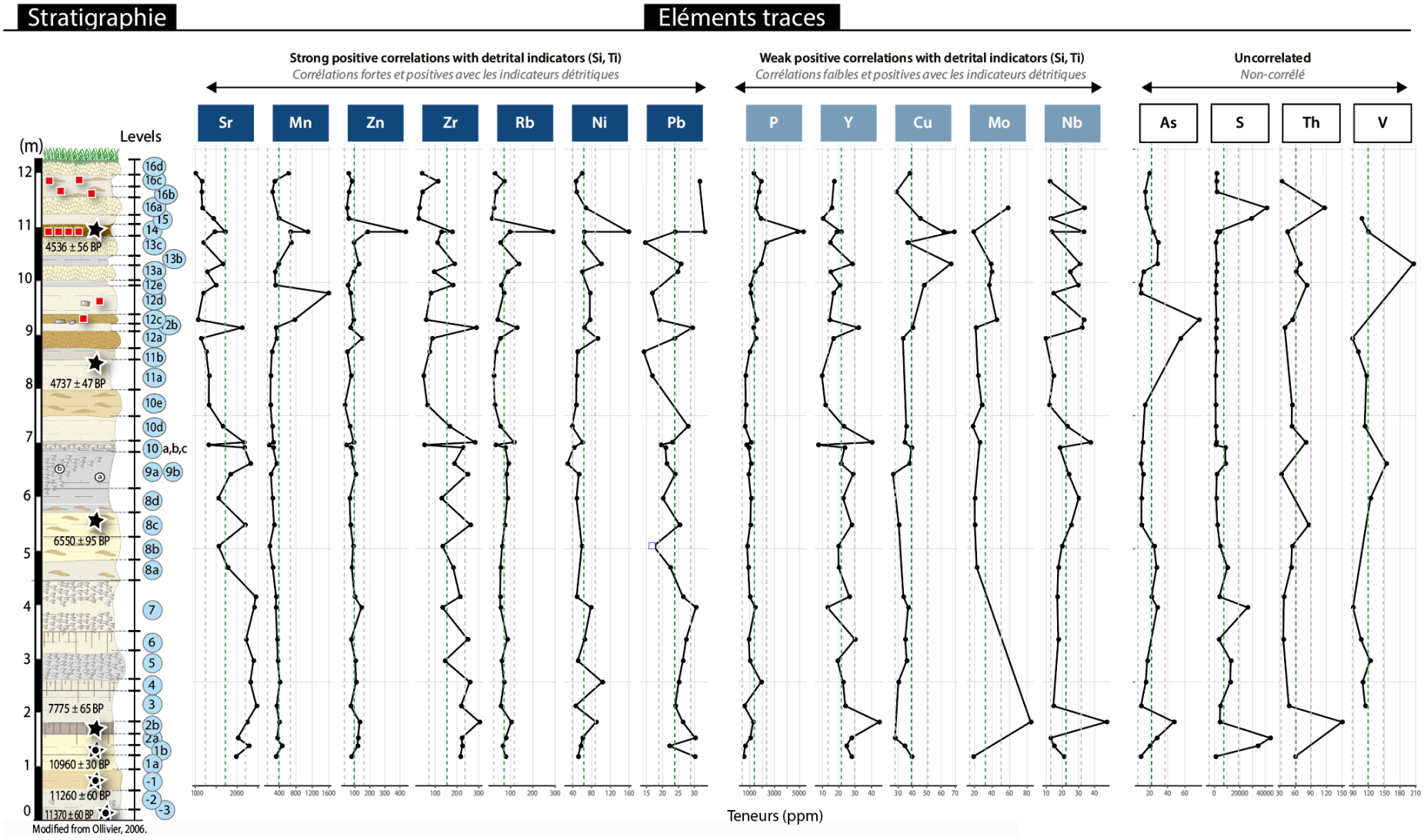


Figure 113. Résultats géochimiques des éléments traces obtenus sur la séquence de tufs calcaires échantillonnée sur la séquence MIR-5 dans le ravin du Mirail (Peypin d'Aigues, Luberon)

4.4.3. Résultats de l'analyse malacologique (F. Magnin, 2024)

Onze malacozones ont été déduites dans la coupe MIR-5 (Magnin *et al.,* 2024). Elle se distinguent de la manière suivante :

- La malacozone **MIR-5 I** (*niveaux -9 à 1b*) suggère la présence conjointe d'une prairie légèrement marécageuse et d'une prairie sèche ou d'une lande.
- **MIR-5 II** (*niveaux 2a à 3*) regroupe un assemblage traduisant un boisement sec très ouvert
- **MIR-5 III** (*niveaux 4 à 8b*) évoque une prairie de phragmites temporairement inondée.
- L'assemblage **MIR-5 IV** (*niveaux 8c et 8d*) traduit l'augmentation d'une prédominance de milieux humides ouverts qui se contractent brièvement d'après l'assemblage **MIR-5 V** (*niveau 9*).
- La malacozone **MIR-5 VI** (*niveaux 10a à 10d*) regroupe un assemblage malacologique paludicole qui atteint un maximum à proximité d'habitats ouverts et sec.
- L'assemblage déduit pour **MIR-5 VII** (*niveaux 10e à 11a*) décrit un changement dans le fonctionnement du marais. D'une part la malacofaune se diversifie au profit d'une faune plus exigeante traduisant des écoulements plus concentrés, et d'autre part, elle indique le développement d'une forêt riveraine.
- En **MIR-5 VIII** (*niveau 11b*), une nouvelle modification du milieu apparait : le marais se rétrécit brusquement laissant place au développement d'un boisement immature et très ouvert associé à des formations d'herbacées sèches.
- La malacozone **MIR-5 IX** (*niveaux 12a à 12e*) indique une continuité dans le retrait progressif du marais combiné à un boisement plus mature que précédemment, associé à une prairie plus ou moins marécageuse.
- Pendant la zone **MIR-5 X** (*niveaux 12e à 13c*), se succèdent d'abord une ouverture du boisement favorisant une progression éphémère des prairies sèches, puis le retour d'une forêt riveraine, et enfin, une dernière expansion du marais.
- En sommet de séquence, la zone **MIR-5 XI** (*niveaux 14 à 16c*) décrit un marais réduit définitivement en faveur d'une augmentation considérable des habitats ouvert combiné à un renouvellement taxonomique. Ceci peut être attribué aux activités humaines car cet ensemble comprend les niveaux 14, puis 16b et 16c, respectivement associés à un niveau d'occupation du Néolithique (confirmé par une fouille archéologique, Ollivier *et al.,* 2003, Delaunay *et al.,* 2006), et des tessons de céramiques attribués à l'Antiquité tardive.

4.5. La coupe MIR-8 (Mirail) (Luberon)

La coupe MIR-8 est localisée en rive gauche du Mirail, à près d'une centaine de mètres de l'exsurgence karstique du Mirail (Figure 105.B). Cette coupe a enregistré de nombreuses fluctuations dans les dynamiques sédimentaires attribuées à la période médiévale et est utilisée ici comme référentiel de cette période. Déjà étudiée par V. Ollivier (Ollivier, 2006), cette étude complète l'analyse effectuée avec son approche sédimentologique et géochimique.

4.5.1. Stratigraphie et organisation morphosédimentaire de la coupe MIR-8

La lecture stratigraphique utilisée dans cette étude se base sur les niveaux décrits par V. Ollivier (Ollivier, 2006) (**Figure 114**). La description détaillée de ces niveaux est reportée en annexe (***Annexe III***).

La coupe repose sur un ensemble détritique de cailloutis calcaires (*niveau 1*). Le premier ensemble de tufs se met en place dès le *niveau 2* sous la forme de faciès crayeux parfois pédomorphes (ex., *niveaux 2b et 7*) attribués à l'Holocène moyen. Le sommet de cette première partie est tronqué par un premier emboitement de dépôts médiévaux principalement détritique alluvial avec des fragments de tufs indurés remaniés (*niveau 8*). Ces niveaux parfois riches en tessons de céramiques remaniés sont présents (*niveaux 11 et 13*) subissent de nouvelles petites incisions aux sommets des *niveaux 11et 12b*. Notons que le *niveau 12b* correspond à un niveau d'occupation et à un sol hydromorphe charbonneux daté à 1210 ± 30 BP. Par la suite, un ensemble de niveaux détritiques et crayeux se met en place, indiquant que les processus de formation des tufs se prolongent encore tardivement durant l'Holocène récent. Les derniers niveaux sommitaux de la coupe indiquent un retour du détritisme en dépit d'un recul de l'accumulation de tufs.

<u>Les datations radiocarbones</u> :

Le contexte chronologique de la coupe MIR-8 se base sur les quatre dates radiocarbones obtenues par V. Ollivier (Ollivier, 2006) sur charbons au cours de sa thèse et recalibrées dans le cadre de ce travail (**Tableau 28**). La base de la séquence n'a pas été datée avant le *niveau 8* qui attribue le début de l'enregistrement sédimentaire étudié à une période antérieure à la première partie de l'Holocène moyen (7313-7435 cal. BP). En partie supérieure de la coupe, de multiples emboitements successifs indiquent des hiatus associés à la période médiévale (env. 1600, 1100 et 970 cal BP).

Tableau 28. Dates radiocarbones de la coupe MIR-8 calibrées à partir de la courbe IntCal20 (Reimer *et al.* 2020) à l'aide du logiciel CALIB 8,20 (Stuiver *et al.*,2005) et présentées en cal. Before Present (B.P.) à 2 σ d'intervalles.

Code laboratoire	Niveau strati.	Matériau	Age ^{14}C BP	Age cal. BP (2 σ)	Auteurs
Poz-7903	Niveau 15	Charbon (AMS)	1080± 30	928-1010	Ollivier (2006)
Poz-7799	Niveau 13	Charbon (AMS)	1210 ± 30	1059-1178	Ollivier (2006)
Poz-7798	Niveau 11	Charbon (AMS)	1795 ± 30	1601-1677	Ollivier (2006)
Poz-7797	Niveau 8	Charbon (AMS)	6490± 40	7313-7435	Ollivier (2006)

L'échantillonnage :

Les prélèvements ont été effectués sur l'ensemble des niveaux sédimentaires déterminés par V. Ollivier (Ollivier, 2006) en prélevant un échantillon par niveau à partir du niveau 1 (**Figure 114**).

Nombre d'échantillons total	**35**
Séquence de tufs MIR-8	35

4.5.2. Les résultats sédimentologiques et physico-géochimiques de la coupe MIR-8

L'ensemble des résultats obtenus sur la séquence MIR-5 sont classées en annexe (*Cf.* ***Annexe III***) et représentées ci-après (**Figure 115** et **116**). Les principales variations observées le long de la stratigraphie sont décrites pour chaque paramètre mesuré.

En base de séquence (*niveaux 1 à 8*) (**Figure 115**), **les données colorimétriques** indiquent des teintes plus claires (L* autour de 60 %) en raison de la nature très colluviale et détritique dans le *niveau 1* qui diminue ensuite dans les premiers faciès crayeux (~50%). Les faciès les plus pédomorphes (*niveaux 2b et 7*) indiquent des valeurs plus foncées (proches de 40%). Dans la partie supérieure de la coupe, dans l'emboîtement médiéval, les teintes indiquent de petites oscillations comprises entre 40,28 et 62,77 %, indiquant des teintes globalement plus faibles/foncées sans doute causées par la nature plus détritique de ces niveaux. Les valeurs de a* et b* indiquent des variations globalement similaires à L*, avec des moyennes respectives de 3,74 % et 14,87 %. Les valeurs les plus élevées (qui tendent vers des teintes les plus chaudes) sont associées aux niveaux les plus crayo-construits de la séquence (*niveaux 3, 4, 9b et 9c, niveaux 14 et 17*) et, ainsi que dans le *niveau 1*. Le reste des valeurs indique ainsi des teintes plus froides correspondant donc à des niveaux plus clairs également. Cette distribution des valeurs colorimétriques L*, a*, et b* reflète les variations dans la composition des sédiments, influencées par les conditions de dépôt et les processus pédogénétiques. Les teintes plus claires et plus chaudes associées aux niveaux crayo-construits suggèrent une plus grande influence de la craie dans le matériel sédimentaire, tandis que les teintes plus foncées et plus froides des niveaux pédomorphes et détritiques indiquent une contribution significative de matériaux colluviaux et détritiques. Ces variations colorimétriques sont essentielles pour comprendre les changements environnementaux et les dynamiques sédimentaires au cours du temps.

Les valeurs **de fraction insoluble** mesurées indiquent des valeurs qui ne dépassent pas 0,1g/100g avant le *niveau 7*. Cette tendance se maintient dans la partie médiévale en affichant des valeurs maximales dépassant 0,3g/100g dans les niveaux les plus détritiques (*niveaux 10, 11, 12b, 16*).

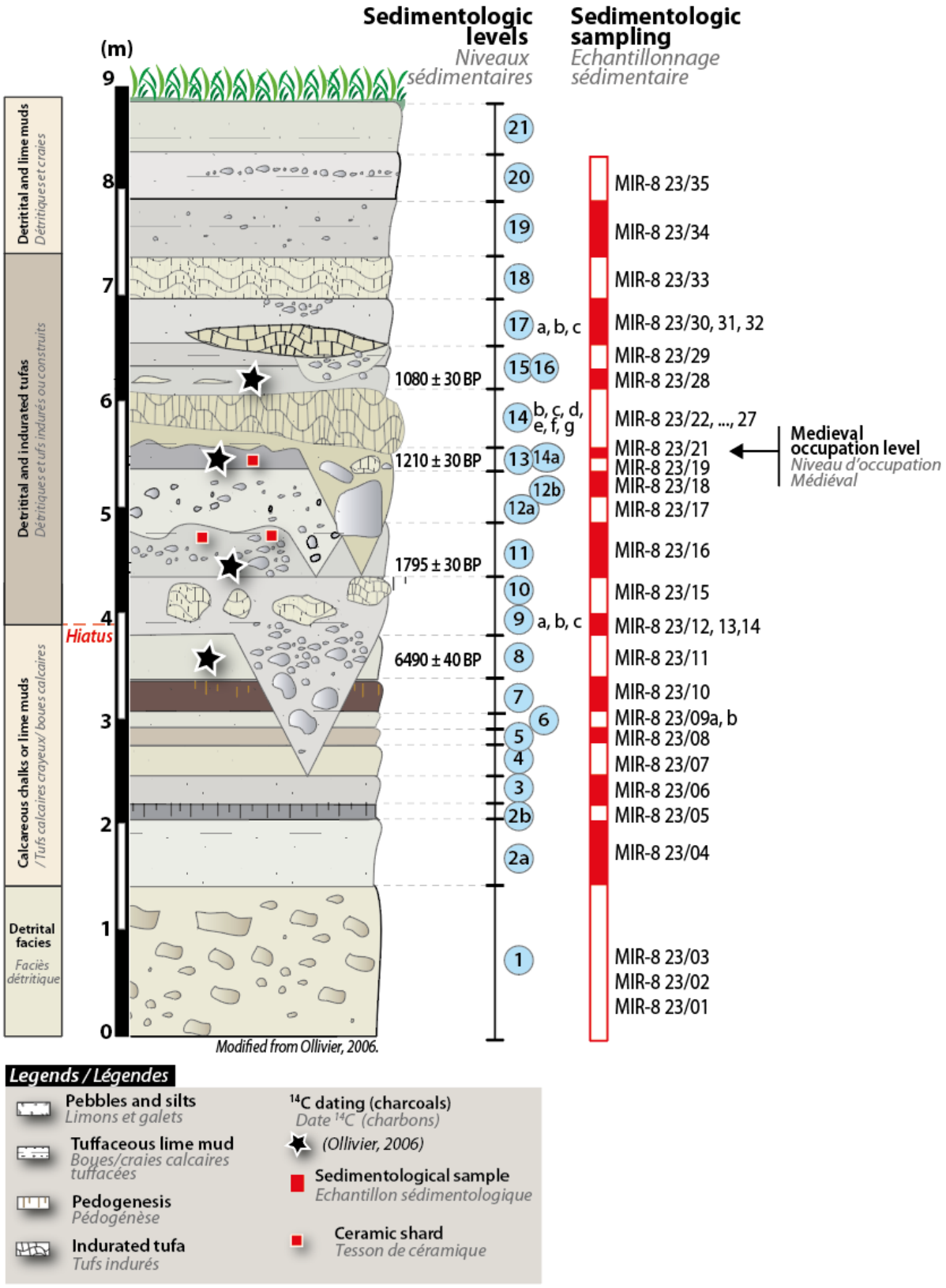


Figure 114. Relevé stratigraphique de la coupe MIR-8 (Ollivier, 2006 ; modifiée).

Les **teneurs en carbonates bruts** observées traduisent des teneurs proches de 65 % en moyenne. En base de séquence, jusqu'au niveau 8 inclut, les valeurs sont homogènes et restent autour de 60 %. Dans la partie supérieure associée à la période médiévale, les valeurs indiquent des oscillations importantes (entre 38,9 et 80,9 %) associées aux grandes variations contrastées dans la nature des faciès et aux changements de régimes de sédimentations (plus d'incisions ; **Figure 114**).

L'**analyse élémentaire de la séquence** présente des proportions dominantes de Ca, Si, Al, Fe, K et Ti avec des valeurs moyennes respectives de 54,02 %, 31,67 %, 8,86 %, 3,05 %, 0,95 % et 0,53 %. Les variations de Ca sont corrélées avec les variations de teneurs en $CaCO_3$, indiquant avec des valeurs minimales (proche de 36 %) qui atteignent jusqu'à 80 % dans le niveau de tufs construits médiéval (*niveaux 14*).
Les variations décrites par les éléments Si, Al, K et Ti sont corrélées en indiquant des variations très similaires entre-elles et strictement opposées à Ca. Le comportement de Fe est légèrement différent de ces-derniers mais reste toutefois très similaire à Si, Al, K et Ti.

Concernant les éléments traces, 15 éléments ont été détectés (Zn, Zr, Mn, Nb, Ni, P, Pb, Rb, V, Y, As, Cr, Cu, Sr et S) (Figure 116). Parmi ces ensembles, Zn, Zr, Mn, Nb, Ni, P, Pb et Rb présentent des variations similaires à celles de Si, Ti et Al, indiquant une origine plutôt externe de ces éléments. Les courbes des éléments V, Y, As, Cr et Cu sont faiblement corrélées ; mais traduisent globalement des tendances similaires. Sr indique une faible corrélation positive avec Ca-$CaCO_3$, tandis que S décrit des variations singulières avec deux maximas observés dans les *niveaux 15 et 9a*.

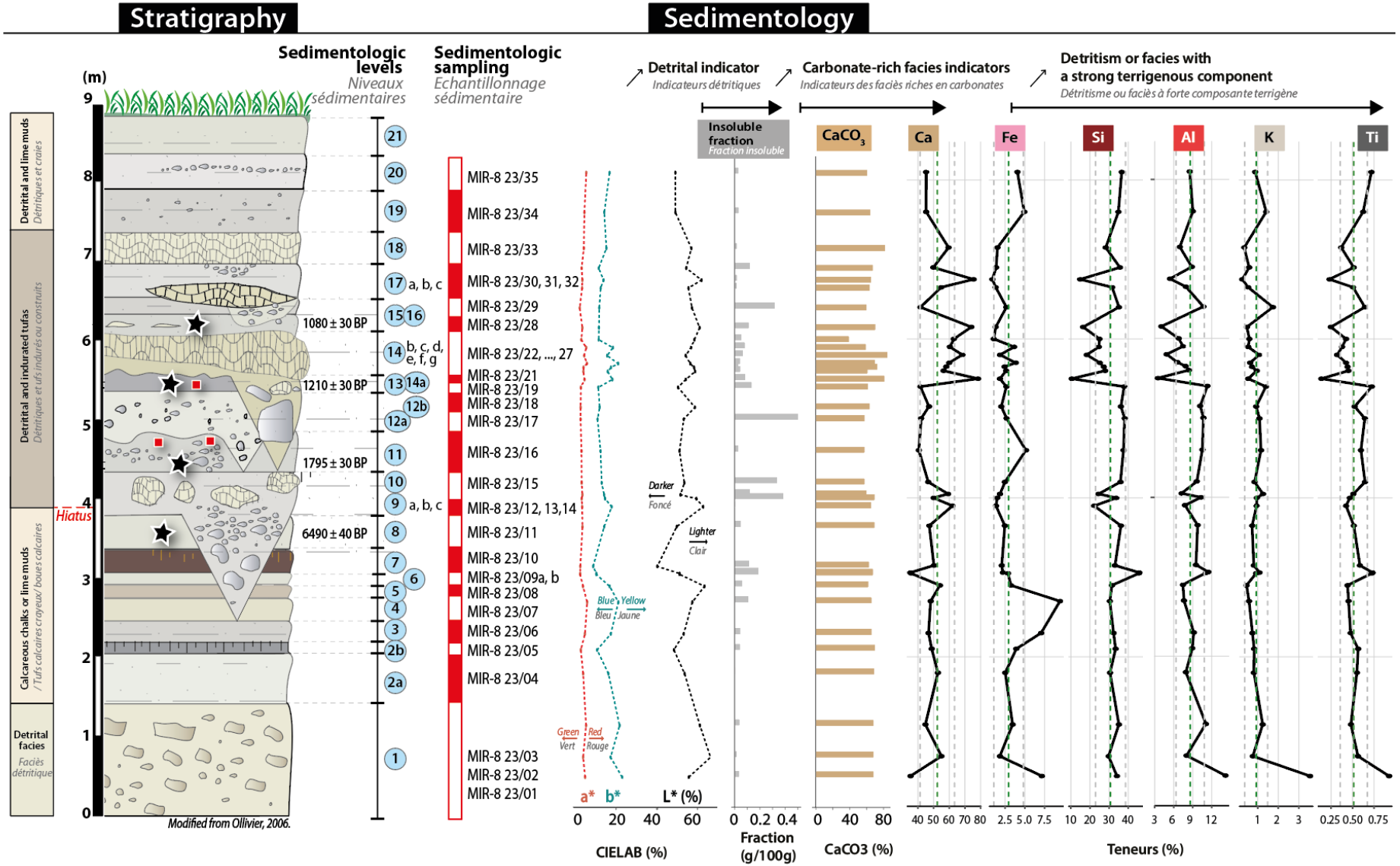


Figure 115. Résultats géochimiques obtenus sur la séquence de tufs calcaires échantillonnée sur la séquence MIR-8 dans le ravin du Mirail (Peypin d'Aigues, Luberon)

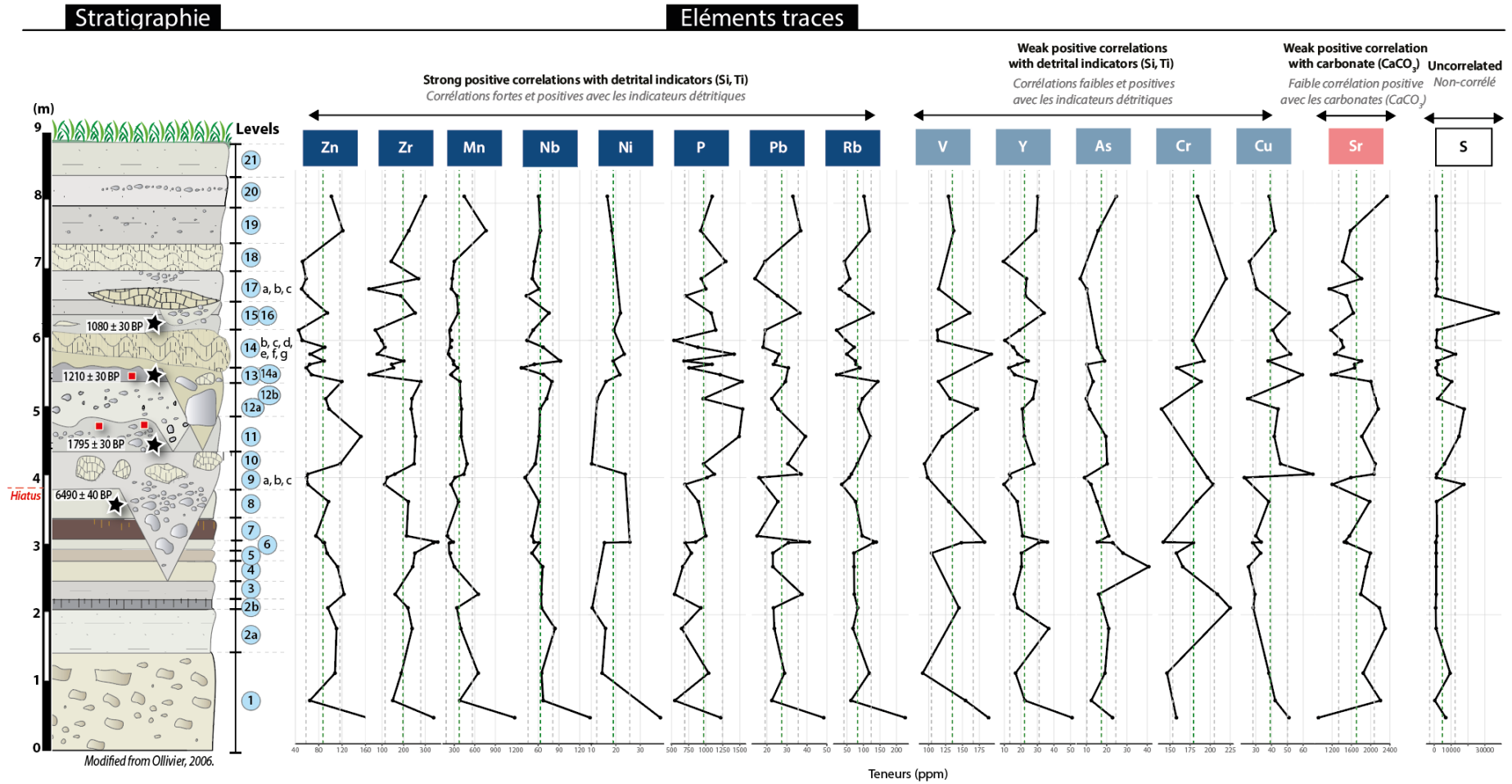


Figure 116. Résultats géochimiques des éléments traces obtenus sur la séquence de tufs calcaires échantillonnée sur la séquence MIR-8 dans le ravin du Mirail (Peypin d'Aigues, Luberon)

4.6. Comparaisons inter-coupes des propriétés géochimiques dans le ravin du Mirail :

4.6.1. Résultats de l'analyse statistiques multivariée

Dans l'objectif de distinguer les éléments les plus représentatifs de chaque catégorie de faciès pour les échantillons prélevés, une **analyse en composantes principales** a été effectuée en utilisant l'ensemble des résultats des trois coupes du Mirail étudiées dans le cadre de ce travail (MIR-1, MIR-5 et MIR-8) ainsi que les données issues des lithologies locales (**Figure 117**).

L'ACP représente près de 67 % de la variance totale du corpus de données. Le biplot obtenu permet ainsi l'identification des cinq pôles suivants matérialisés en **Figure 117.A** :

i) Le pôle associant les éléments représentatifs des carbonates (Ca et $CaCO_3$) regroupant les échantillons de tufs indurés en partie négative de la dimension 1 et positive de la 2 (cadrant en haut à gauche du biplot ; Figure 117.A) ;

ii) Le pôle associé aux faciès à forte composante pédologique regroupant les éléments Zn, Fe, Ni, Mn et P, localisé en partie positive des dimensions 1 et 2 (cadrant en haut à droite du biplot) ;

iii) Le pôle associé aux faciès à forte composante détritique regroupant notamment les éléments suivants Si, Ti, Al, Zr, et localisés en partie positive de la dimension 1 et négative de la dimension 2 (cadrant en bas à droite du biplot) ;

iv) Le pôle représentatif des lithologies semblant, à première vue, n'être relié à aucun paramètre. Toutefois, sa position, en partie négative de la dimension 1 (associée aux carbonates) et en partie négative de la dimension 2 (associée au détritisme) indique tout de même une incidence marquée de ces paramètres sur la signature géochimique de ces lithologies.

v) Enfin, le pôle représentatif des faciès crayeux, localisé au centre de l'ACP, est plus problématique dans la lecture des paramètres associés. En fait, il doit sa position au centre, n'indiquant ainsi aucune corrélation particulière avec les paramètres géochimiques, à une grande variabilité dans la distribution des échantillons sur l'ACP, traduisant une variabilité compositionnelle très variable pour ce type de faciès.

Pour **la coupe MIR-1** (**Figure 117.B**), la grande majorité des échantillons se situe dans le cadrant détritique de l'ACP. Les niveaux à la base de la séquence (*niveaux 1a, 1b et 2*) indiquent une forte composante détritico-pédologique. La composition des niveaux suivants est nettement associée au détritisme jusqu'au *niveau 6b*, qui marque un changement brutal avec une dominance pédologique qui oscille avec une expression de carbonates crayeux et lithologiques plus marquée, notamment pour les *niveaux 6d et 8*. Enfin, le dernier niveau (*11*) est purement détritique.

La composition générale des échantillons de la **coupe MIR-5** (**Figure 117.C**) est beaucoup plus riche en carbonates que MIR-1 : on retrouve principalement des faciès associés aux tufs, aux craies ainsi qu'aux lithologies. En cause, un nombre plus important de niveaux de tufs construits plus riches en carbonates, notamment en partie supérieure de la séquence, une proximité avec l'exsurgence karstique du Mirail et l'influence des lithologies majoritairement calcaires de l'amont (pas de substrat miocène à proximité, contrairement à MIR-1 ; **Figure 105.B**).

La distribution des niveaux de base de la coupe MIR-5 indique une composante principalement crayeuse (*niveaux 1a et 1b*) qui se poursuit avec un caractère plus détritique (ex., *niveaux 9a*). C'est à partir du *niveaux 10b* que la tendance se modifie pour refléter des premiers niveaux à forte composante crayeuse riche en carbonates, mais aussi composés de tufs construits et indurés à partie du *niveau 10e*. Une forte oscillation s'installe entre deux tendances majeures : la formation de faciès riches en carbonates et des niveaux détritico-crayeux voire pédologiques (*niveaux 13b ou 14 - sol d'occupation Néolithique*). Cette oscillation se poursuit jusqu'au sommet.

Enfin, l'ACP de la **coupe MIR-8** (Figure 117.D) indique une répartition des niveaux dont les signatures géochimiques traduisent des apports détritiques et crayeux ponctués de quelques niveaux de tufs construits ponctuels. Contrairement à MIR-5 (et malgré sa proximité avec cette coupe et l'exsurgence karstique du Mirail), les échantillons semblent globalement moins riches en carbonates. En cause, un signal freiné par un détritisme bien marqué en haut de séquence (partie médiévale). Ainsi, la base de la séquence (Holocène moyen) reflète un signal très détritico-crayeux avec la formation de sols (*niveau 2b et 7*). Les niveaux attribués à la période médiévale (à partir du *niveau 9*) sont détritiques, et parfois composés de tufs construits autour de 1000 BP (*niveaux 14*).

L'analyse du **corrélogramme** (**Figure 118**) mettant en évidence les relations entre les variables, oppose de manière franche les paramètres relatifs à la carbonatation (Ca-$CaCO_3$) face aux paramètres suivants : Si, Al, Fe, Zr, Ti, K, Rb et Pb. C'est la même opposition que celle observée sur la dimension 1 de l'ACP opposant les faciès de tufs indurés/lithologiques au paramètres reliés au détritisme/pédogénèse (**Figure 117**). Nous notons que les éléments Zn, Ni, P et Mn sont faiblement corrélés à l'ensemble décrit précédemment. En effet, bien que localisés sur l'axe positif de la dimension 1 de l'ACP, ces paramètres diffèrent en raison de leurs positions différentes sur l'axe de la dimension 2 de l'ACP qui permet de distinguer la pédogénèse (en partie positive) du détritisme (en partie négative) (**Figure 117.A**).

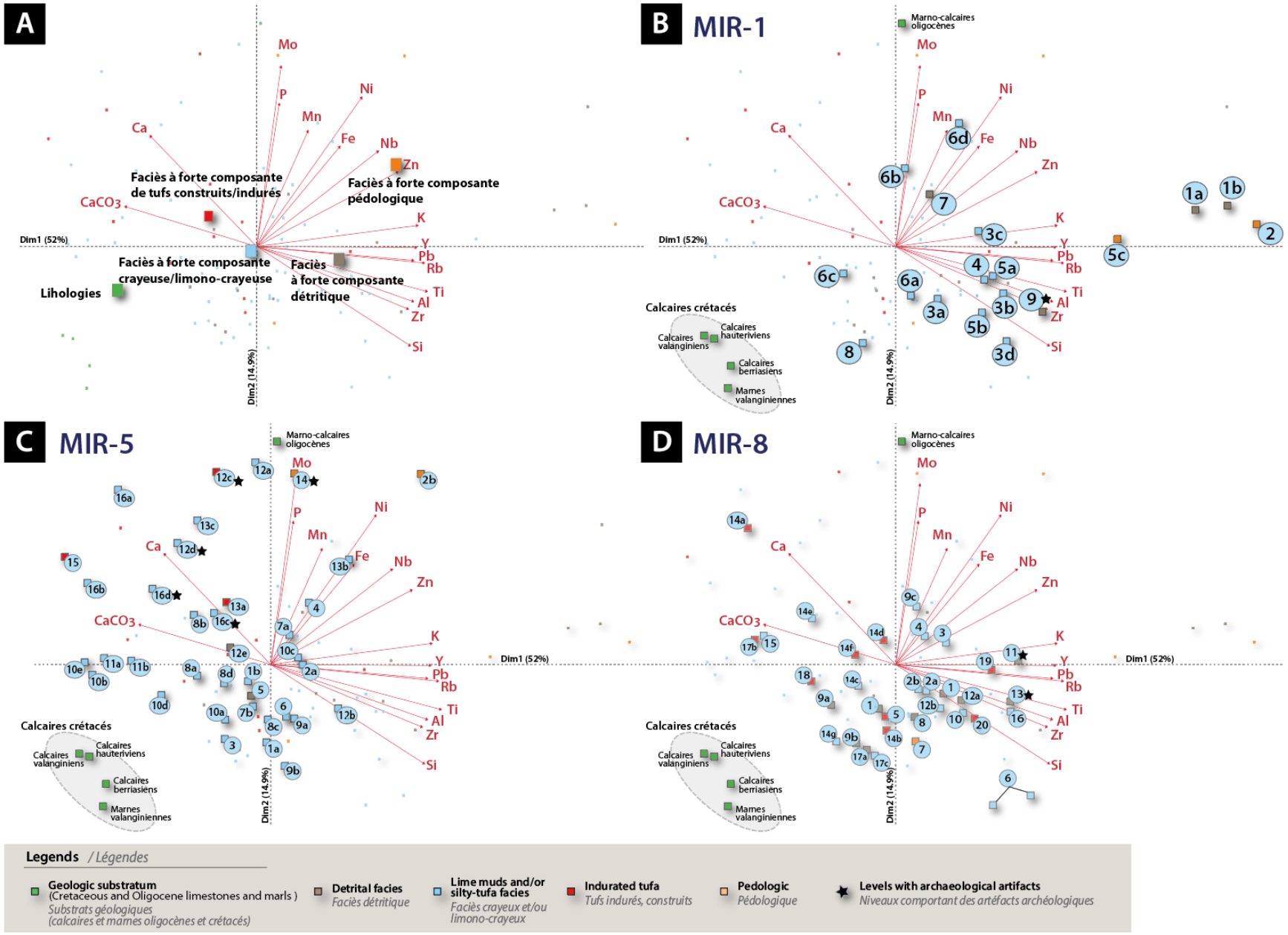


Figure 117. Analyse en composantes principales appliquée sur l'ensemble des échantillons du vallon du Mirail (Luberon).

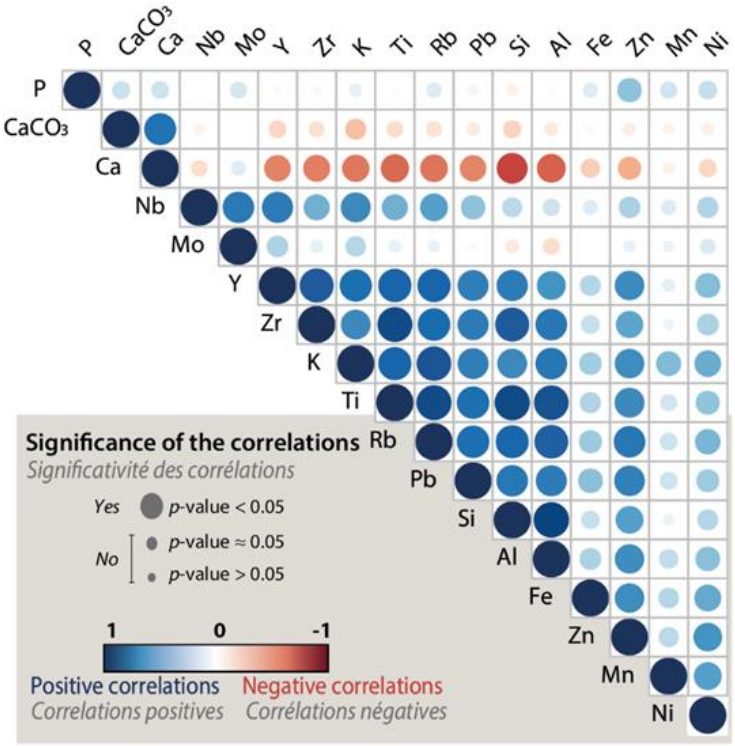


Figure 118. Corrélogramme présentant les corrélations des principaux paramètres communs aux coupes du vallon du Mirail (Luberon) : MIR-1, MIR-5 et MIR-8. Le sens de la corrélation est précisé par les couleurs des cercles : les bleus indiquent si la corrélation est positive ou négative. La taille des cercles met en décrit la significativité de la corrélation et permet ainsi de tester la fiabilité des corrélations entre les paramètres.

4.6.2. Construction des indicateurs géochimiques

En compilant les corrélations entre les paramètres et les associations de ces-derniers avec les différents faciès issus de l'analyse statistiques multivariée, nous sommes en mesure de proposer une grille de lecture basée sur l'utilisation de ces paramètres géochimiques et sédimentologiques pour la mise en évidence de processus. La construction de ces indicateurs est précisée ci-après.

Notes sur le choix de l'indicateur de référence utilisé dans les indices (grille de lecture) :

Zr : élément de référence utilisé ici comme le plus représentatif du détritisme (*Cf.* cadrant en bas à droite de l'ACP, **Figure 117**). Cet élément est, de façon générale, souvent considéré comme un élément lourd et difficilement soluble dans l'environnement parmi les études de géochimie environnementale (Croudace & Rothwell, 2015).

Tableau 29. Indices géochimiques appliqués sur les lithologies locales du bassin versant du Mirail

	Niveaux ou nature de l'échantillon	Log(Zr)	Log(Ca/Zr)	Log(Mn/Fe)	Log(Zn/Zr)	Log(K/Zr)	Log(P/Zr)
MIR-8 23/36	*Calcaires oligocènes*	1,65	4,18	-1,07	0,23	2,62	1,45
MIR 23/01_Substrat	*Marnes valanginiennes*	1,59	3,66	-1,84	-0,10	2,12	1,24
MIR 23/02_Substrat	*Calcaires valanginiens*	1,51	3,91	-2,03	0,06	1,92	1,17
MIR 23/03_Substrat	*Calcaires Berriasiens*	1,79	3,64	-1,82	-0,24	1,90	0,57
LHERZ 23/07_Hauterivien	*Calcaires Hauteriviens*	1,11	4,38	-1,19	0,58	2,59	1,51
LHERZ 23/02B_Lherzolite	*Péridotite (Lherzolite)*	2,64	2,36	-1,37	-0,62	0,75	0,92

4.6.3. Signatures physico-géochimiques de MIR-1

Description des indicateurs physico-chimiques de MIR-1 :

La description s'effectue à partir d'un découpage en unités, du bas vers le haut de la séquence. Ce découpage décrit ci-après et reporté en **Figure 119**, a donné six unités distinctes.

L'unité I (*niveaux 1a à 2*) :

La base de la séquence est composée de **niveaux à faible composante pédologique pourtant dominante** sur les processus de carbonatation biogénique et de détritisme (teneurs en $CaCO_3$ inférieures à 40 % et faible Ca/Zr). Les teneurs en Zr et les valeurs faiblement négatives du rapport Zn/Zr n'indiquent pas une intensité importante de détritisme (faibles transports). Les valeurs très négatives de Mn/Fe indiquent un milieu maintenu dans des conditions de réduction (eaux stagnantes ? Milieu humide ?) qui semblent être corrélées aux données malacologiques agissant en faveur d'un paléoenvironnement local composé de prairies temporairement inondées dans un paysage de steppe. Concernant les traceurs de la matière organique, les indices K/Zr et P/Zr, nous notons une légère diminution de ces deux indices en sommet d'unité indiquant une légère baisse d'apports ou de production de MO.

Globalement, cette unité est donc caractérisée par des niveaux pédomorphes dans un milieu légèrement humide, dont les conditions ne sont pas favorables à la production de carbonates biogéniques (cf. description). Les faibles teneurs en MO semblent indiquer un

milieu non favorable à la production ou à l'apport de MO d'où peut-être, l'expression d'une influence pédologique sans doute assez faible.

L'unité II (*niveaux 3a à 4*) :

Un net changement apparaît avec une augmentation des carbonates (entre 40 et 60%) reliée à une production d'origine biogénique (augmentation de Ca/Zr). L'accumulation de tufs est favorisée, mais n'est pas dominante, d'après l'ambiance générale de ces faciès. En effet, la lecture des dimensions 1 et 2 de l'ACP dont les valeurs sont respectivement positives et négatives, indiquent que les apports détritiques sont dominants dans cette unité. Ceci est également visible à la lecture d'une intensité détritique qui augmente progressivement (valeurs très négatives de Zn/Zr). Les conditions redox sont légèrement plus oxydées que précédemment indiquant une légère amélioration de l'écoulement des eaux. Les apports en MO sont moins importants que dans l'unité sous-jacente.

En résumé, la dynamique environnementale est caractérisée par le changement de faciès pédologiques à **des faciès détritico-crayeux** qui héritent d'un détritisme de plus en plus important sans inhiber la production de carbonates biogéniques, favorisée par un écoulement un peu plus important.

L'unité III (*niveaux 5a à 5c*) :

Cet ensemble diffère du précédent par une légère augmentation des indicateurs de pédogénèse (augmentation dim. 1 et diminution de la dim. 2 de l'ACP) parallèlement couplé à une légère hausse de la production de carbonates biogéniques (légère augmentation de Ca/Zr). Le détritisme (Zn/Zr) diminue brutalement en faveur d'un enrichissement de la MO (augmentations respectives de K/Zr et P/Zr) et des conditions plus réduites (diminution Mn/Fe). Ces indications sont en accord avec les faciès stratigraphiques pédomorphes des *niveaux 5a et 5c*, observés dans la stratigraphie (Ollivier, 2006).

Les données malacologiques indiquent une potentielle amélioration climatique et le développement de la zone humide qui s'étend pour devenir une zone marécageuse ouverte juxtaposée à une prairie sèche. Dans l'ensemble, nos données semblent en accord avec ces données observées, si la zone d'étude est localisée en bordure de chenal, ces niveaux pourraient être hérités des prairies sèches localisées sur les berges de la zone humide.

L'unité IV (*niveaux 6a à 6d*) :

Cette unité se positionne dans la malacozone associée à l'extension de la zone humide mais un net changement apparaît dans la nature des faciès associés où pour la première fois de la séquence les processus sédimentaires reliés aux carbonates dominent (valeurs négatives de dim. 1 et positives de dim. 2 ; **Figure 119**). Les teneurs en $CaCO_3$ dépassent les 60% en raison d'un regain de production d'origine biogénique (augmentation de Ca/Zr) sans doute favorisé par le retour d'un écoulement plus actif dans la zone humide (indiqué par une diminution de Mn/Fe) marquant également l'apport de matériel détritique en augmentation progressive (valeurs de plus en plus négatives de Zn/Zr). L'enrichissement en MO dans les sédiments signe une diminution pour les apports d'origine végétale (K/Zr), mais un maxima pour la MO riche en P pouvant être associé au faciès à composante pédomorphe du *niveau 6c*.

L'unité V (*niveaux 7 et 8*) :

La nappe caillouteuse (*niveau 7*) marque le retour d'une sédimentation à dominance détritique (valeur positive de dim. 1). Malgré un faciès très colluvial à matériel grossier (Ollivier, 2006), les indicateurs associés au détritisme dans notre analyse ne reflètent pas cette tendance comme prévu. En examinant la dimension 2 de l'ACP (Figure 119), la courbe suggère une dominance pédologique. De plus, Zr n'affiche pas de pic particulier et Zn/Zr présente même une tendance opposée à celle attendue. En revanche, les teneurs en carbonates demeurent élevées (supérieures à 55%), probablement en lien avec les blocs hétérométriques calcaires drainés par la nappe caillouteuse. Les niveaux élevés de $CaCO_3$ biogéniques, combinés aux apports en matière organique (MO) sont également significatifs dans ce niveau. Ceci peut potentiellement être attribuable à des lambeaux de sols charriés provenant de l'amont.

Le faciès crayeux du *niveau 8* indique une accumulation calcaire importante, avec plus de 65% de $CaCO_3$, et une production de carbonates biogéniques similaire à celle observée au *niveau 7*. Cette accumulation est probablement favorisée par des conditions d'écoulement oxydantes. La dimension 2 de l'ACP révèle également une influence lithologique, corroborée par les variations des éléments Zr et Zn/Zr. Cette signature peut être attribuée à l'incorporation de fines fractions de matériel érodé en amont, riche en carbonates, dans un contexte hydrodynamique plus calme. Cela contribue à l'expression du signal lithologique et à l'augmentation de la teneur en carbonates d'origine lithologique. Or, la position du *niveau 8* dans l'ACP semble plus proche des calcaires crétacés que des calcaires oligocènes (**Figure 117.B**). L'influence lithologique observée pourrait donc être également liée aux caractéristiques des eaux provenant de l'exsurgence du Mirail, dont le système karstique traverse les lithologies calcaires crétacées.

En résumé, cette unité regroupe deux dynamiques environnementales distinctes avec une dominance détritique riche en carbonate reflétant les apports calcaires du substratum rocheux de l'amont proche (calcaires oligocènes), matérialisée par la nappe caillouteuse du *niveau 7*. L'ambiance se modifie nettement avec le retour d'une sédimentation crayeuse, dont la composante en carbonate biogénique est couplée à une signature lithologique importante (propriétés de l'eau de l'exsurgence karstique du Mirail ? Ou apports de fraction fine résultant d'un transport longitudinal moins énergique ?).

L'unité VI (*niveau 11*) :

Ce niveau correspond à l'un des niveaux prélevés dans l'emboîtement médiéval qui scelle la séquence. Il se caractérise par une forte composante détritique, comme le confirment les deux dimensions de l'ACP ainsi que les rapports Zn/Zr et Zr. Ce niveau présente une teneur en carbonates réduite (40%) et une moindre production de carbonates biogéniques. Les teneurs en $CaCO_3$ sont principalement attribuables à la matrice sédimentaire et à l'abondance de cailloutis, typiques d'un environnement détritique alluvial décrit dans le relevé stratigraphique (Ollivier, 2006).

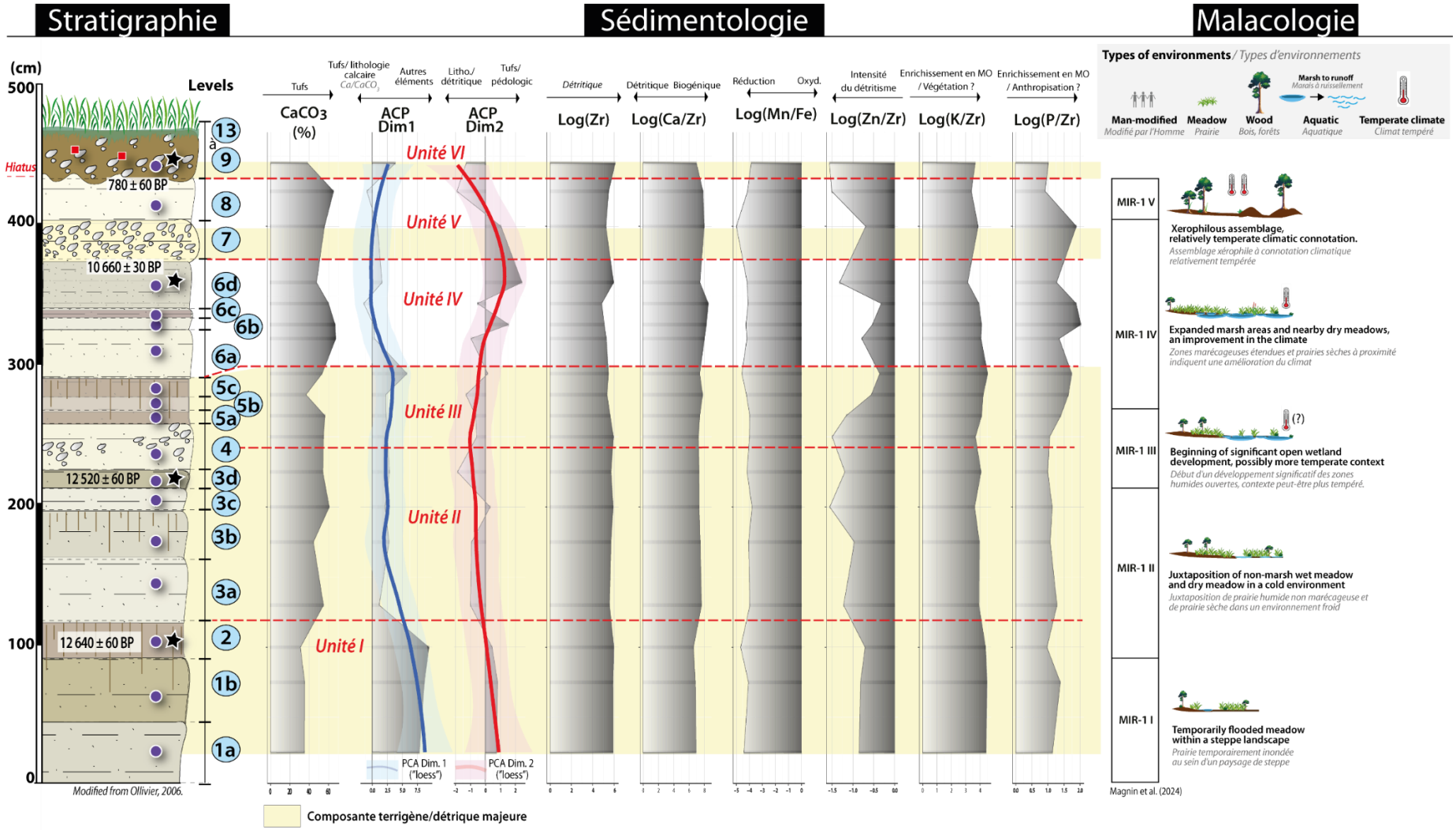


Figure 119. Diagrammes sédimentologiques et géochimiques des principaux paramètres mesurés.de la coupe MIR-1. Les malacozones définies par Magnin *et al.* (2024) sont également reportées.

4.6.4. Signatures physico-géochimiques de de MIR-5

Description des indicateurs géochimiques de MIR-5 :

La description s'effectue à partir d'un découpage en unités, du bas vers le haut de la séquence. Ce découpage décrit ci-après et illustré en **Figure 120**, a donné neuf unités distinctes basées sur les variations mesurées.

L'unité I (*niveaux 1a à 2a*) :

La première dominance de **nature crayeuse** (*niveau 1a et b*) précède l'établissement d'une sédimentation pédogénique, observable à partir du *niveau 2a* (augmentation de dim. 1 et 2 de l'ACP, teneurs élevées en Zr). De fortes teneurs en fraction insoluble atteignant 0,4g/100g sont observées. Parallèlement, les teneurs en carbonates, initialement d'environ 75% dans le *niveau 1a*, diminuent à environ 55% vers le sommet de l'unité. Cet ensemble se développe dans un milieu réducteur, comme en témoignent les faibles valeurs de l'indice Mn/Fe. Les indicateurs des apports en matière organique (MO) montrent des teneurs relativement faibles comparativement au reste de la séquence, avec des variations minimes concernant les phosphates. Le milieu témoigne du passage d'une sédimentation en milieu humide à une sédimentation associée à un milieu plus asséché et associé à plus de détritisme.

L'unité II (*niveaux 2b à 4*) :

Cet ensemble s'établit à partir de 7775 ± 65 BP (entre 8752-8407 cal. BP ; Tableau 27)à la suite d'un hiatus. Il est d'abord caractérisé par une diminution de la fraction insoluble, passant de 0,4 g/100 g à 0,1 g/100 g, puis par des variations entre des faciès à dominance pédologique (*niveaux 2b et 4*) et un faciès à tendance lithologiques-détritique avec des valeurs élevées de carbonates bruts et biogéniques (*niveau 3*). Globalement, le milieu devient plus oxydé et on note une augmentation de P/Zr, traduisant un enrichissement de la MO riche P sans doute favorisé par le développement d'un boisement forestier ouvert et sec observé dans les données malacologiques et les processus pédologiques observés dans la stratigraphie. Les teneurs en K n'indiquent pas de variations notables.

L'unité III (*niveaux 5 à 7*) :

Cette unité **montre un faible signal détritique** (dim. 1 et 2 de l'ACP) malgré des faciès riches en cailloutis calcaires (*niveaux 5 et 7*). La fraction insoluble est également faible (inférieure à 0,1 g/100g), tandis que le rapport Zn/Zr indique encore une intensité détritique significative, supérieure à celle observée dans la partie supérieure de la séquence (à partir du *niveau 10d*). Les teneurs en carbonates bruts diminuent autour de 65%, malgré une légère augmentation des carbonates biogéniques (Ca/Zr). On observe également un enrichissement en matière organique (K/Zr et P/Zr).

La divergence entre les observations stratigraphiques et les données sédimentologiques et géochimiques pourrait s'expliquer par la nature carbonatée de la matrice de ces niveaux. Sur l'ACP (**Figure 117.A**), les échantillons associés aux craies sont centrés (proches de 0), reflétant la difficulté d'attribuer ce signal à des variables sédimentologiques particulières. Ainsi, les valeurs proches de zéro pour les deux

dimensions de l'ACP indiquent une **dominance crayeuse des matrices**, soutenue par une légère augmentation de $CaCO_3$ biogénique. Le détritisme et la carbonatation biogénique pourraient être synchrones si ce n'est, qu'ils se sont succédés rapidement. Les conditions redox indiquent une transition vers un milieu de plus en plus réduit, possiblement liée à une augmentation de l'humidité, comme le suggère la malacozone MIR-5 III.

La carbonatation devient progressivement dominante avec la formation de faciès crayeux.

L'unité IV (*niveaux 8a à 8c*) :

Cet ensemble souligne une **composante plus riche en carbonates et en tufs** que le niveau précédent mais la composante crayeuse est importante (dim. 1 de l'ACP plus négative et dim. 2 proche de zéro). On note ainsi une nette augmentation de la fraction insoluble, de Zn/Zr et de Zr traduisant que ces niveaux ont hérités d'un détritisme encore bien présent (remaniement des fractions mobilisées de l'unité précédente ? ou réel apport ?). Aussi, les teneurs en carbonates augmentent de manière corrélée au Ca d'origine biogénique, dans un milieu encore plus réducteur mais qui subit une oxydation dans son niveau final. Cette unité traduit un léger enrichissement en MO dans le dernier niveau.

En résumé, la carbonatation est majoritaire mais elle n'atteint pas son maximum car hérite d'un détritisme dont l'expression est encore lisible.

L'unité V (*niveaux 8d à 10c*) :

Dans cette unité, les faciès **crayo-détritiques** sont majoritaires. Les niveaux stratigraphiques associés décrivent également ce caractère, notamment pour les *niveaux 8d, 9a, 9b et 10c* (Ollivier, 2006). Non-exprimé de façon claire par la fraction insoluble, Zr et Zn/Zr indiquent quant à eux de légères augmentations respectives indiquant un apport sédimentaire allochtone bien présent peut-être favorisé par l'élargissement du marais riche en espèces paludicoles détecté par les données malacologiques. Cette modification paléoenvironnementale a sans doute contribué à rendre le milieu plus oxydé (Mn/Fe moins faible) et à enrichir le milieu en MO d'origine végétale (augmentation de K/Zr).

Cet ensemble est caractéristique d'un système à sédimentation crayo-détritique reliée aux variations du marais.

L'unité VI (*niveaux 10d à 10e*) :

C'est à partir de cette unité que l'ambiance sédimentaire évolue drastiquement. Bien que des variations s'opéraient déjà dans les niveaux précédents, elles restaient relativement faibles en amplitudes (composantes majoritaires crayeuses). A partir de cette unité et jusqu'au sommet de la séquence, les dynamiques sédimentaires sont plus contrastées (oscillations). En cause, la succession de faciès bien distincts (*ex.* niveaux de tufs construits, niveaux crayeux, etc.) (Ollivier, 2006).

Ainsi, et malgré les oscillations observées dans cette unité, nous notons une **composante dominante en carbonates d'origine biogéniques** en nette hausse en dépit d'une diminution notable des indicateurs détritiques (Zr, Zn/Zr). Les conditions du milieu sont plus oxydantes et un net enrichissement en MO est visible pour les deux indicateurs K/Zr et P/Zr coïncidant avec les interprétations malacologiques traduisant un

changement du fonctionnement du marais vers un milieux où les écoulements sont concentrés et où une forêt riveraine s'y développe.

L'unité VII (*niveaux 11a à 13c*) :

Moins homogène que l'unité précédente, la composante principale de ces niveaux est très majoritairement associée à une sédimentation faiblement carbonatée tantôt associée à la formation de tufs et tantôt crayeuse. En effet, les valeurs de dim. 1 sont toujours associées aux carbonates (pics négatifs de dim. 1) ou aux craies (dim.1 proches de 0), et les valeurs de dim.2 sont toujours associées aux tufs (positives). Cette oscillation est visible pour la production de $CaCO_3$ biogénique opposée aux variations de Zr et Zn/Zr. Ce dernier paramètre indique à plusieurs reprises des valeurs positives et tantôt très négatives (pics élevés). L'augmentation de la fréquence de ces oscillations et des amplitudes enregistrées indiquent que le détritisme est encore un processus bien présent dans les dynamiques sédimentaires et que l'accumulation carbonatée n'a pas le temps d'enregistrer celui-ci, impliquant une production/accumulation rapide pour les faciès de tufs construits (notamment pour les *niveaux 12a* et *12c*). L'enrichissement de la MO pour les deux indicateurs simultanément (K/Zr et P/Zr) est en accord avec ce qui est déterminé par la malacofaune, indiquant la présence systématique de forêt en bordure de la zone humide. Mn/Fe subit aussi quelques fluctuations pouvant être reliées aux phases successives d'élargissement et de rétrécissement du marais.

L'unité VIII (*niveaux 14 à 16a*) :

Cette unité débute par un niveau à **dominance initiale pédologique** qui s'explique par la présence d'un niveau de sol d'occupation associé à des vestiges Néolithique final et daté à 4536 ± 56 BP (5440-4977 cal. BP ; Tableau 27) (*niveau 14*) suivi d'une **dominance carbonatée biogénique**, qui atteint ici son maximum de production, tandis que les indicateurs du détritisme indiquent une diminution drastique des apports dans ces niveaux riches en carbonates. P/Zr indique un maxima pour l'entièreté de la séquence tandis que K/Zr indique une légère diminution potentiellement imputable à une ouverture anthropique du milieu.

L'unité IX (*niveaux 16b à 16d*) :

Cette dernière unité paraît plus carbonatée (dim. 1 ACP) - tufs (plus faibles dim. 2 ACP). En fait, la production de $CaCO_3$ biogénique est maintenue mais un peu plus perturbée par une composante détritique plus présente que dans les niveaux précédents. Les apports en matériaux détritiques sont toujours présents, le milieu de sédimentation semble être plus oxydé tandis que les apports en MO oscillent faiblement tout en indiquant une tendance élevée.

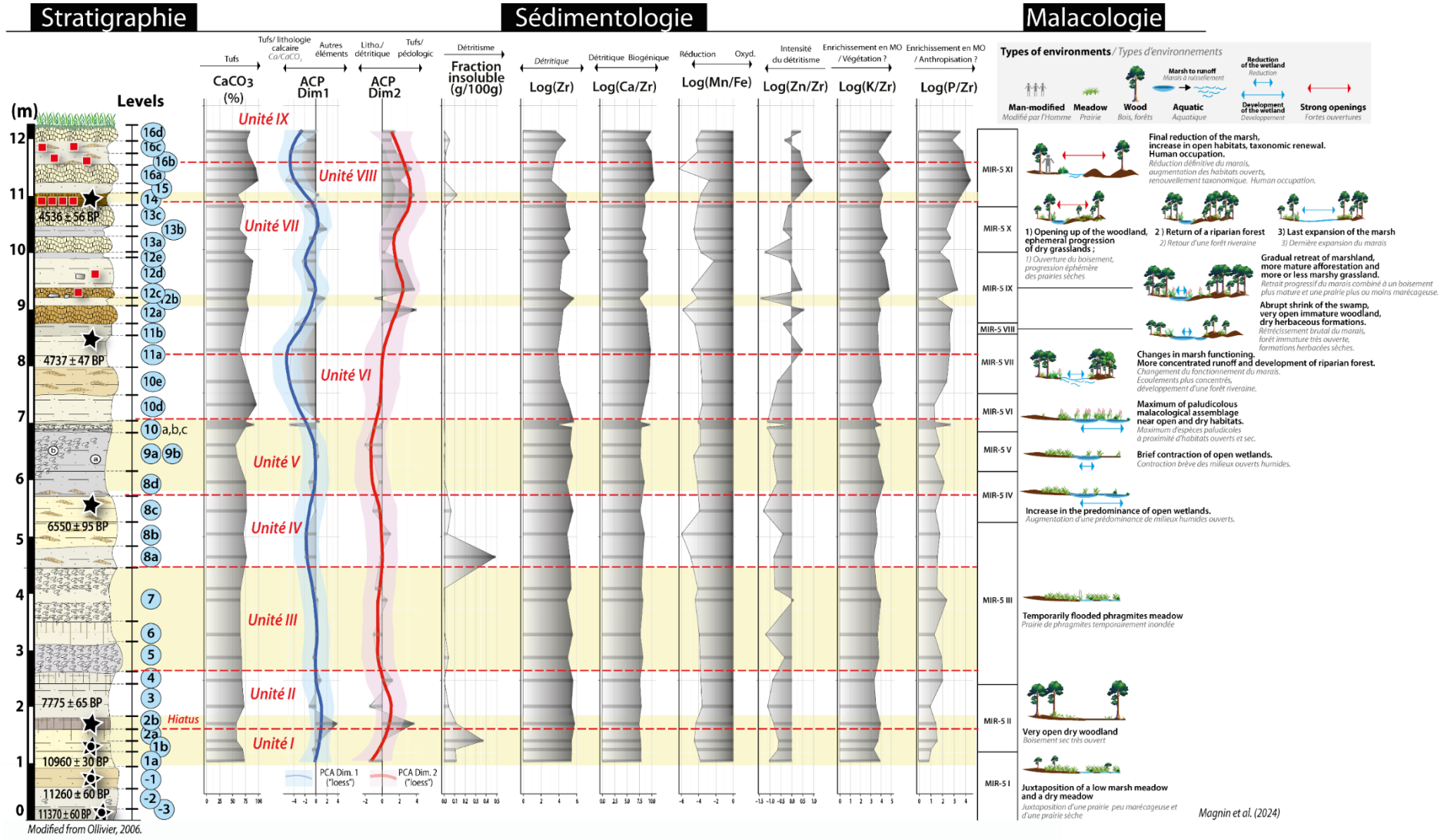


Figure 120. Diagrammes sédimentologiques et géochimiques des principaux paramètres mesurés de la coupe MIR-5. Les malacozones définies par Magnin *et al.* (2024) sont également reportées.

4.6.5. Signatures physico-géochimiques de MIR-8

Description des indicateurs géochimiques de MIR-8:

La description s'effectue à partir d'un découpage en unités, du bas vers le haut de la séquence. Ce découpage décrit ci-après, a donné six unités distinctes (**Figure 121**).

L'unité I (*niveau 1*) :

Cette unité regroupe 4 échantillons du *niveau 1*, principalement détritique. L'ACP montre une opposition nette entre Ca-$CaCO_3$ et la **composante détritique dominante.** Les signatures de la dim. 2 de l'ACP sont mixtes, d'abord pédologiques, puis lithologiques (reliés à $CaCO_3$). La fraction insoluble est faible (~0,05 g/100g) mais présente, tandis que le rapport Zn/Zr révèle une forte dominance de Zr, confirmant le caractère détritique. Les carbonates sont élevés (~67%), sans pics biogéniques notables, car principalement associés aux calcaires oligocènes du substratum géologique environnant (**Figure 105B**). Le rapport Mn/Fe indique des conditions réductrices sans variations notables. Les indices K/Zr et P/Zr montrent des apports élevés en potassium et phosphore, suggérant une influence végétale significative.

Ces résultats indiquent un faciès sédimentaire associant une interaction forte entre des processus **érosifs et pédologiques**. D'après le relevé stratigraphique, cet ensemble serait associé à un cône alluvial, probablement tardiglaciaire, comprenant des traces d'altérations, d'oxydations ferriques et des carbonatations secondaires (Ollivier, 2006).

L'unité II (*niveaux 2a à 4*) :

Cet ensemble montre un changement de tendance des faciès détritico-crayeux vers des faciès crayo-pédologiques au sommet, comme l'indiquent les valeurs positives des dimensions 1 et 2 de l'ACP (**Figure 121**). Vers le sommet de l'unité, les teneurs en fraction insoluble augmentent jusqu'à plus de 0,1 g/100g, et le zirconium (Zr) montre une légère hausse par rapport à l'ensemble sous-jacent. Les teneurs en carbonates bruts diminuent légèrement pour atteindre environ 53 %, tandis que les carbonates biogéniques augmentent légèrement. Les valeurs très négatives du rapport Mn/Fe indiquent des conditions plus réductrices, probablement liées à un milieu plus humide et à un faible ruissellement, suggérant la potentielle formation d'une zone humide. Les apports en matière organique (MO) diminuent légèrement.

Une modification des conditions de dépôt sont à l'œuvre, à cet endroit, le milieu est devenu une zone humide peu végétalisée dans laquelle les faciès crayeux se mettent en place en parallèle d'une mise en place d'un détritisme qui va perdurer sur le reste de la séquence holocène.

L'unité III (*niveaux 5 à 8*) :

Cette unité correspond au dernier ensemble associé à l'Holocène moyen, daté à 6490 ± 40 BP (soit 7313-7435 cal. BP ; **Tableau 28**), avant l'emboîtement médiéval. Elle se caractérise par un faciès à forte composante détritique (valeurs positives sur dim.1 et négatives sur dim.2 de l'ACP ; **Figure 121**). La fraction insoluble, indiquant des apports

détritiques plus élevés, atteint environ 0,2 g/100g avant de diminuer et atteindre 0,1 g/100g au sommet. Cette tendance est également observée pour Zr et le rapport Zn/Zr. Le rapport Mn/Fe indique des valeurs qui tendent à être progressivement négatives, traduisant un milieu de plus en plus oxydé/oxygéné, où les apports en matière organique augmentent par rapport au niveau sous-jacent.

Cet ensemble traduit une phase à partir de laquelle les signaux détritiques sont majoritaires au regard de la sédimentation carbonatée tufeuse. Celle-ci est toutefois maintenue, et produit des faciès crayeux et pédomorphes (Ollivier, 2006).

L'unité IV (*niveaux 9a à 11*) :

Cette unité dessine les premiers niveaux associés à la période médiévale daté à 1795 ± 30 BP (1601-1677 cal. BP ; soit 401 à 677 avant notre ère ; **Tableau 28**). D'après les dimensions de l'ACP (**Figure 121**), la composante principale de cet ensemble indique une **variation entre une dominante détritique à sa base, qui devient pédologiques à son somme**t. La fraction insoluble atteint jusqu'à 0,4 g/100g, marquant les premiers pics observés dans cette coupe. On observe une augmentation du Zr, tandis que le rapport Zn/Zr diminue, probablement attribuable à une augmentation du Zn plutôt qu'à une diminution du Zr. La signature géochimique de ces sédiments diffère de celle du niveau détritique de base (**unité I**), également perceptible dans la stratigraphie par des teintes moins grises, ce qui reflète une modification dans la/les source.s des transports sédimentaires (Ollivier, 2006). Les teneurs en carbonates bruts sont plus faibles, inférieures à 60 %, tandis que la production de carbonates biogéniques atteint un pic dans les *niveaux 9a, b et c* grâce à la présence de concrétions carbonatées synchrones au dépôt, puis diminue à partir du *niveau 10*. Les teneurs en carbonates bruts sont plus faibles (inférieures à 60 %) et la production de carbonates biogéniques atteignant un pic dans les *niveaux 9a, b et c*, en raison de la présence de tufs construits remaniés, diminuent à partir du *niveau 10*. Les conditions d'oxydo-réduction signent le retour de conditions réductrices indiquant des conditions humides stagnantes à l'origine des craies travertineuses du *niveau 10*. Les apports en matière organique montrent une légère augmentation dans les *niveaux 9a, b, c*, suivie d'une diminution au *niveau 10* et d'une nouvelle augmentation au sommet (niveau 11). Globalement, les valeurs sont plus élevées que dans les niveaux de l'Holocène moyen, ce qui pourrait traduire un couvert végétal plus dense et d'autres processus associés. Les apports en MO indiquent une légère augmentation (*niveaux 9 a, b, c*) qui diminuent (*niveau 10*), puis réaugmentent de nouveau au sommet (*niveau 11*). Globalement, les valeurs sont plus élevées que dans les niveaux d'Holocène moyen, ce qui pourrait traduire un couvert végétal plus dense et d'autres processus associés.

Cet ensemble traduit une phase à partir de laquelle les signaux détritiques sont majoritaires, mais bien différenciés de ceux observés en base de séquence (*niveau 1*). Le détritisme s'exprime de manière intense par le biais de la fraction insoluble et Zr, mais des concrétionnements carbonatés s'effectuent de manière synchrone à ces dépôts (Ollivier, 2006).

L'unité V (*niveaux 12a à 18*) :

Cet ensemble est caractérisé par des premières oscillations entre des faciès détritiques et des faciès de tufs construits entrecoupés d'emboîtements multiples qui se sont succédés rapidement dans le temps (*Cf.* 1210 ±30 BP ; 1080 ± 30 BP ; **Tableau 28**). Ces variations sont observées dans les analyses sédimentologiques et physico-chimiques de cet ensemble (oscillations dim. 1 et dim. 2 e l'ACP ; **Figure 121**). Le signal obtenu sur la fraction insoluble traduit un environnement globalement très détritique avec des valeurs dépassant à plusieurs reprises 0,1g/100g, même dans les niveaux de tufs construits (*niveaux 14*). Les indicateurs Zr et Zn/Zr indiquent aussi des oscillations traduisant des variations opposées à celles de la production de carbonates biogéniques, dont les maximas sont atteints dans les niveaux les plus construits (*niveaux 14a et 17b*). Dans ces deux niveaux, Zn/Zr atteint deux maximas. Les apports en Zr étant diminués, Zn semble plus abondant. La question se pose alors concernant un héritage possible avec des activités anthropiques (ex., l'utilisation du Zn dans les niveaux médiévaux).

Les valeurs de carbonates bruts sont assez élevées et atteignent jusqu'à 80% dans le *niveau 18* (niveau sommital de cette unité). Les conditions redox observées sont globalement plus oxydées que dans les niveaux sous-jacents bien que les valeurs de Mn/Fe soient négatives. Les indicateurs de MO indiquent des apports importants avec des pics de valeurs maximales dans les niveaux les plus riches en carbonates biogéniques.

En résumé, cet ensemble sédimentaire reflète une dynamique complexe d'instabilités environnementales, marquée par des variations rapides entre phases détritiques et de formation de tufs, ainsi que des fluctuations dans les conditions oxydo-réductrices et dans la production biogénique, témoignant de changements climatiques ou d'activités anthropiques influençant le milieu au fil du temps.

L'unité VI (*niveaux 19 et 20*) :

Elle comprend les deux derniers niveaux sommitaux étudiés de la séquence dont la composante principale est associée à des **processus détritiques** (valeurs positives sur dim.1 et négatives sur dim.2 ACP ; **Figure 121**) également lisibles d'après les observations stratigraphiques (Ollivier, 2006). Malgré cette dominante détritique, la fraction insoluble demeure faible, inférieure à 0,1 g/100g, tandis que les indices Zr et Zn/Zr renforcent cette caractéristique. Les teneurs en carbonates bruts diminuent significativement, passant de 80 % dans le niveau précédent des valeurs avoisinant les 60 %. Parallèlement, le signal de carbonates biogéniques témoigne d'une diminution correspondante. Les conditions d'oxydo-réduction observées indiquent un environnement maintenu dans des conditions réduites, les apports en matière organique associée au potassium (K) augmentent, tandis que ceux de phosphore (P) montrent une tendance inverse dans ces niveaux.

En conclusion, cette dernière unité marque une transition vers des caractéristiques détritico-crayeuse résultant du changement de la sédimentation toujours riche en carbonate, mais moins dynamique.

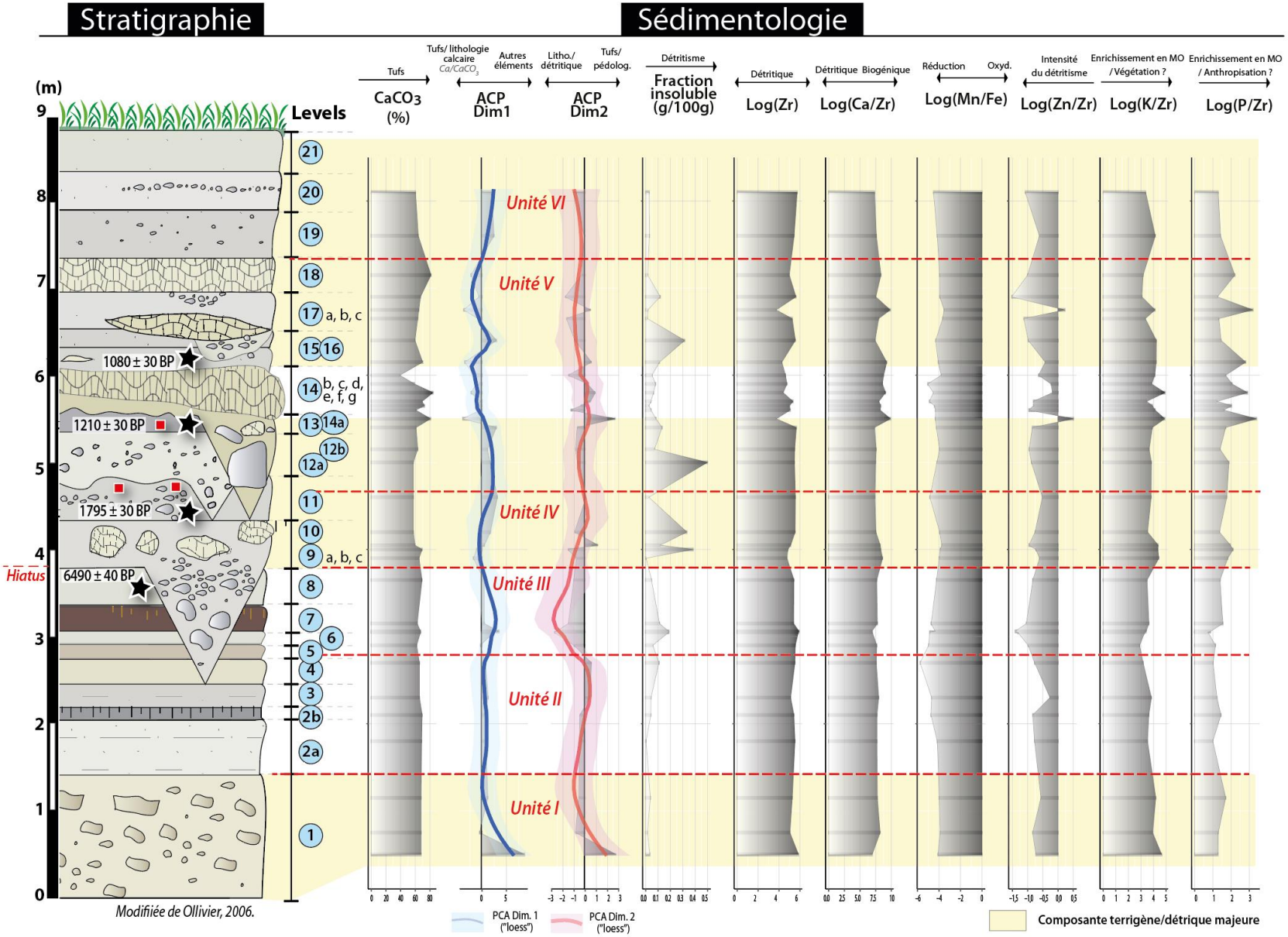


Figure 121. Diagrammes sédimentologiques et géochimiques des principaux paramètres mesurés de la coupe MIR-8. Les malacozones définies par Magnin *et al.* (2024) sont également reportées.

4.7. La séquence de Pont de Joux (Auriol, vallée de l'Huveaune)

La séquence de tuf du Pont de Joux (43°22,043'N, 5°36,952'E) est localisée dans la vallée de l'Huveaune (**Figure 122**). Cette séquence, déjà étudiée par le passé, met en évidence une phase de remplissage de l'Huveaune durant l'Holocène (Bonifay, 1986 ; Vaudour, 1994 ; Nicod, 2009). La formation du Pont de Joux est située au bord d'un couloir fluvial étroit et sinueux et représente l'une des sections les mieux préservées atteignant une épaisseur de presque 12 mètres. De plus, de l'autre côté de la rivière (en rive gauche), des artefacts archéologiques attribués au Néolithique ont été découverts (D'Anna *et al.,* 1988).

Situé en aval du massif plissé de calcaires crétacés de la Ste-Baume (1148 m d'altitude), la vallée de l'Huveaune suit une gouttière synclinale et traverse des formations oligocènes et crétacées du bassin de Marseille (Laville *et al.,* 2018) sur 50 km pour atteindre la mer Méditerranée (Vaudour, 1961). Des aquifères karstiques bien développés ont conduit à la formation de tufs calcaires dans la vallée, largement décrits dans le bassin versant de l'Huveaune et auxquels appartient la formation du Pont de Joux (Bonifay, 1986 ; d'Anna *et al.,* 1988 ; Vaudour, 1994 ; Ollivier *et al.,* 2006).

4.7.1. Stratigraphie et organisation morphosédimentaire de la séquence de Pont de Joux

La séquence du Pont de Joux est située sur la rive droite de l'Huveaune et repose sur une formation colluvio-alluviale composée de galets et de limon (*niveaux 1a et b,* **Figure 122**). La séquence de tuf sus-jacente atteint une épaisseur de 7 m. Sa base (*niveau 2*) est composée d'une alternance de lits de tuf blanc à beige plus ou moins indurés et de niveaux limoneux (jusqu'au *niveau 6*) déposés en contact érosif avec l'unité 1b. Le *niveau 7* est composé d'un faciès crayeux calcaire blanc. Ce niveau est succédé par un niveau de tufs indurés et stromatolithiques beiges (*niveaux 8 et 9*), suivie de phases limoneuses plus sombres (*10 et 11*). Le *niveau 12*, composé de craies et de fragments stromatolithiques remaniés qui précède une série de tufs indurés riches en phytoclastes (*13 et 14*). *Les niveaux 15, 16 et 17* reflètent des faciès sableux-limoneux avec de petits fragments de tufs brûlés. Le sommet de la séquence (*18, 19 et 20*) est composé de niveaux de tufs granulaires entrecoupés de phytoclastes remaniés globalement enrichis en limons.

La formation de tufs holocène s'est également étendue en rive gauche de l'Huveaune où une deuxième formation contenant à sa base des fragments de céramiques néolithiques (Néolithique final) mélangés à des tufs et des sables a été datée à 3710 ± 160 BP (4447-3638 cal. BP) (D'Anna *et al.,* 1988). Cette séquence présente une succession de faciès de tufs de plusieurs mètres d'épaisseur composée de macro-restes végétaux remaniés (roseaux) et d'oncolithes.

Les datations radiocarbones :

Les datations utilisées sont présentées dans le **Tableau 30** et reportées sur la **Figure 122**. Le corpus inclut une première datation sur charbon de *Quercus sp.* obtenue

par D'Anna *et al.* (1988) dans le *niveau 2*, attribuant le début de la formation de tufs à la transition de l'Holocène ancien/Holocène moyen qui couvre l'intervalle 8300 -7700 cal. BP. Ce corpus a été alimenté par de nouvelles dates obtenues en collaboration avec Q. Wackenheim, Nicole-Limondin-Lozouet, Julie Dabkowski et Pierre Antoine (LGP) qui ont permis de préciser le contexte chronostratigraphique de la séquence (Sirdeys *et al.,* 2023c). Les datations obtenues dans les niveaux de colluvio-alluviaux (*niveaux 1a et 1b*) attribuent bien la base de cette séquence aux environs de 8000 cal. BP, soit au début de l'Holocène moyen. Une datation de coquilles indique que le milieu de la séquence (*niveau 11*) s'est formé aux alentours de 7500 cal. BP.

Conscients des variations latérales de faciès présents dans les séquences tufeuses, nous avons décidé d'inclure la datation issue de la coupe localisée en rive gauche de l'Huveaune pour contraindre la chronologie supérieure de la coupe. Ainsi, les *niveaux 15 à 17* correspondent altitudinalement et géométriquement à la datation néolithique de 3710 ± 160 BP.

Tableau 30. Dates radiocarbones de la coupe de Pont de Joux calibrées à partir de la courbe IntCal20 (Reimer *et al.* 2020) à l'aide du logiciel CALIB 8,20 (Stuiver *et al.,*2005) et présentées en cal. Before Present (B.P.) à 2 σ d'intervalles (modifié de Wackenheim, 2023).

Code laboratoire	Nom échantillon	Matériau	Equivalence avec la stratigraphie (A ; Figure 122)	Age ^{14}C BP	Age cal. BP (2 σ)	Auteurs
Ly- 4515	-	Charbon	Niveau 15-17	3710 ± 160	4447 - 3638	D'Anna *et al.*, 1988
D-AMS 049676	PJ26	Coquille	Niveau 11	6646 ± 35	7579 - 7465	Sirdeys *et al.*, 2023c
Poz-130207	-	Charbon	Niveaux 3-4	6990 ± 50	7874 - 7716	Sirdeys *et al.*, 2023c
Poz-36277	Pont de Joux N3	Charbon	Niveau 1b	7020 ± 40	7934 - 7786	Guendon et Ollivier, 2010 dans Sirdeys *et al.*, 2023
Ly-4291	-	Charbon (*Quercus sp. Caducifolié*)	Niveau 2	7180 ± 150	8220 - 7698	D'Anna *et al.*, 1988
Poz-134103	-	Charbon (*Quercus sp. Caducifolié*)	Niveau 1a	7120 ± 40	8017 - 7918	Sirdeys *et al.*, 2023c

Echantillonnage :

Pour la formation du Pont de Joux, 54 échantillons ont été prélevés et l'intervalle de prélèvement pour les analyses sédimentologiques et malacologiques variait de 5 à 25 cm selon la stratigraphie et les faciès sédimentaires. Les niveaux suivants n'ont pas été échantillonnés : les niveaux 7, 12 et 13 (**Figure 122**). Des échantillons géochimiques (environ 20 g) ont été extraits en parallèle des prélèvements malacologiques, en suivant un pas d'échantillonnage de 5 cm.

Nombre d'échantillons	
Sédimentologie	***54***
Travertins	54
Géochimie (J. Dabkowski)	***93***
Malacologie (Q. Wackenheim)	***18***

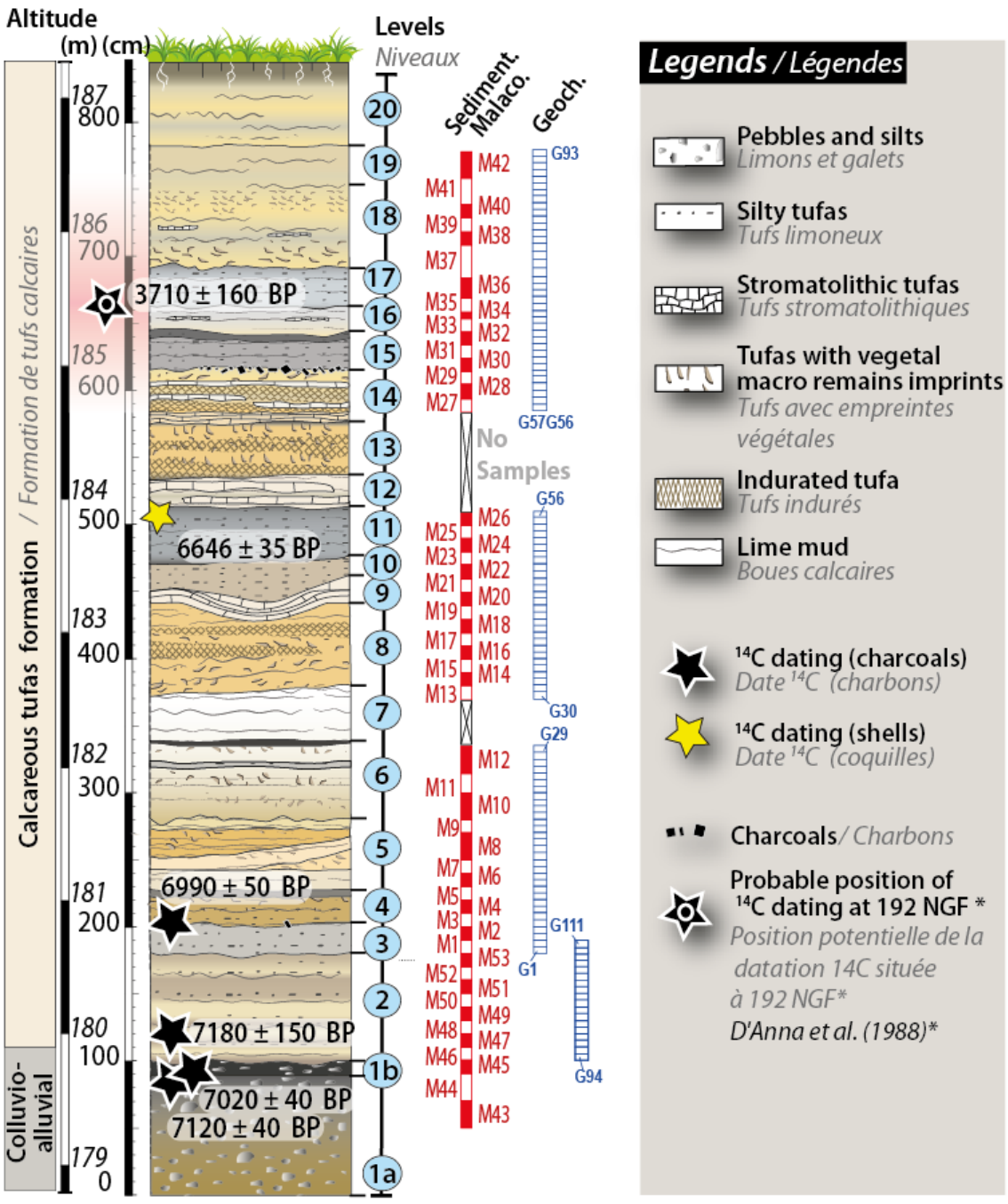


Figure 122. Relevé stratigraphique de la coupe de Pont de Joux et localisations des échantillons sédimentaires, malacologiques et géochimiques.

4.7.2. Résultats sédimentologiques et physico-géochimiques de la coupe de Pont de Joux

Les variations **spectrocolorimétriques** les plus fortes concernent le paramètre de réflectance (L*, des teintes les plus foncées aux plus claires) avec des valeurs allant de 40 % à 65 %. En base de séquence (*niveaux 1a, 1b*) les sédiments sont les plus foncés, à partir du *niveau 2* les échantillons deviennent plus clairs pour atteindre leur valeur maximale au *niveau 8*. Puis la réflectance diminue fortement pour atteindre des valeurs similaires à la base de la séquence et finalement se stabiliser à environ 60 % avec de petites variations en partie supérieure de la séquence. Les variations observées avec les paramètres b* présentent des variations similaires mais plus faibles autour de 20, tandis que le paramètre a* décrit des variations constantes (**Figure 123**).

La quantification de la **fraction insoluble** de la séquence du Pont de Joux est relativement faible sur l'ensemble de la séquence. La teneur la plus importante se situe à la base de la séquence, dans la partie colluvio-alluviale (entre 100 et 200 grains/100 gr ; de 45 à 115 cm soit des *niveaux 1a à la base du 2*). Cette quantité diminue à la base de la séquence de tuf calcaire pour atteindre moins de 5 grains/100 gr entre 235 et 485 cm (*niveau 10*). Une légère augmentation jusqu'à 75 grains/100 gr se produit dans le niveau à 505 cm pour finalement revenir à 3 grains/100 gr à 515 cm. Entre 600 et 780 cm, le signal de la fraction insoluble est faible mais visible, avec un maximum de seulement 4 grains/100 gr de 630 à 660 cm. Le sommet de la séquence est appauvri en fraction insoluble.

Les valeurs **calcimétriques** les plus faibles se trouvent dans les *niveaux 1a et 1b* ($CaCO_3$ < 50%). Des *unités 2 à 9*, on observe une augmentation nette de 50% à 75%. La teneur en carbonate diminue ensuite fortement pour atteindre 50% au *niveau 11* pour finalement se stabiliser autour de 75% dans la dernière partie de la séquence (entre les *niveaux 15 à 20*).

L'analyse des **éléments majeurs** présente une proportion dominante de teneurs en Ca avec des valeurs allant de 43% à 93%. Alors que la base de la séquence (*niveaux 1a et 1b*) présente des teneurs plus faibles, la teneur en Ca augmente brusquement pour atteindre 70% à partir du *niveau 2* et s'élevant à 93% aux *niveaux 6, 7 et 8*. La teneur en Ca chute ensuite à 50% puis se stabilise entre 70 et 80%. Une tendance strictement opposée est décrite par les éléments Si, Al et Fe. Par exemple, Si présente des valeurs plus élevées (supérieures à 10%) dans les *unités 1a et 1b*, puis une nette diminution entre les *niveaux 2 à 9* atteignant des valeurs inférieures à 2%. A partir du *niveau 10*, la teneur en Si augmente de plus de 5% et se stabilise globalement autour de cette valeur avec de petites variations bruyantes de ± 2%. Al, Fe et Ti qui sont présents en plus petites proportions, présentent également des variations similaires tout au long de la séquence.

Parmi les **éléments traces** traces détectés nous retrouvons les éléments Zr, Zn, Rb Y, Mn, P, S et Sr. Les variations de Zr, Zn et Rb observées le long de la séquence sont très similaires à celles observées par Si, Al, Fe et Ti. Les éléments Y, Mn et P sont moins corrélés à ces derniers. En opposition, les teneurs en soufre (S) indiquent de fortes corrélations avec les variations de Ca. En revanche, Sr n'est que faiblement corrélé à Ca.

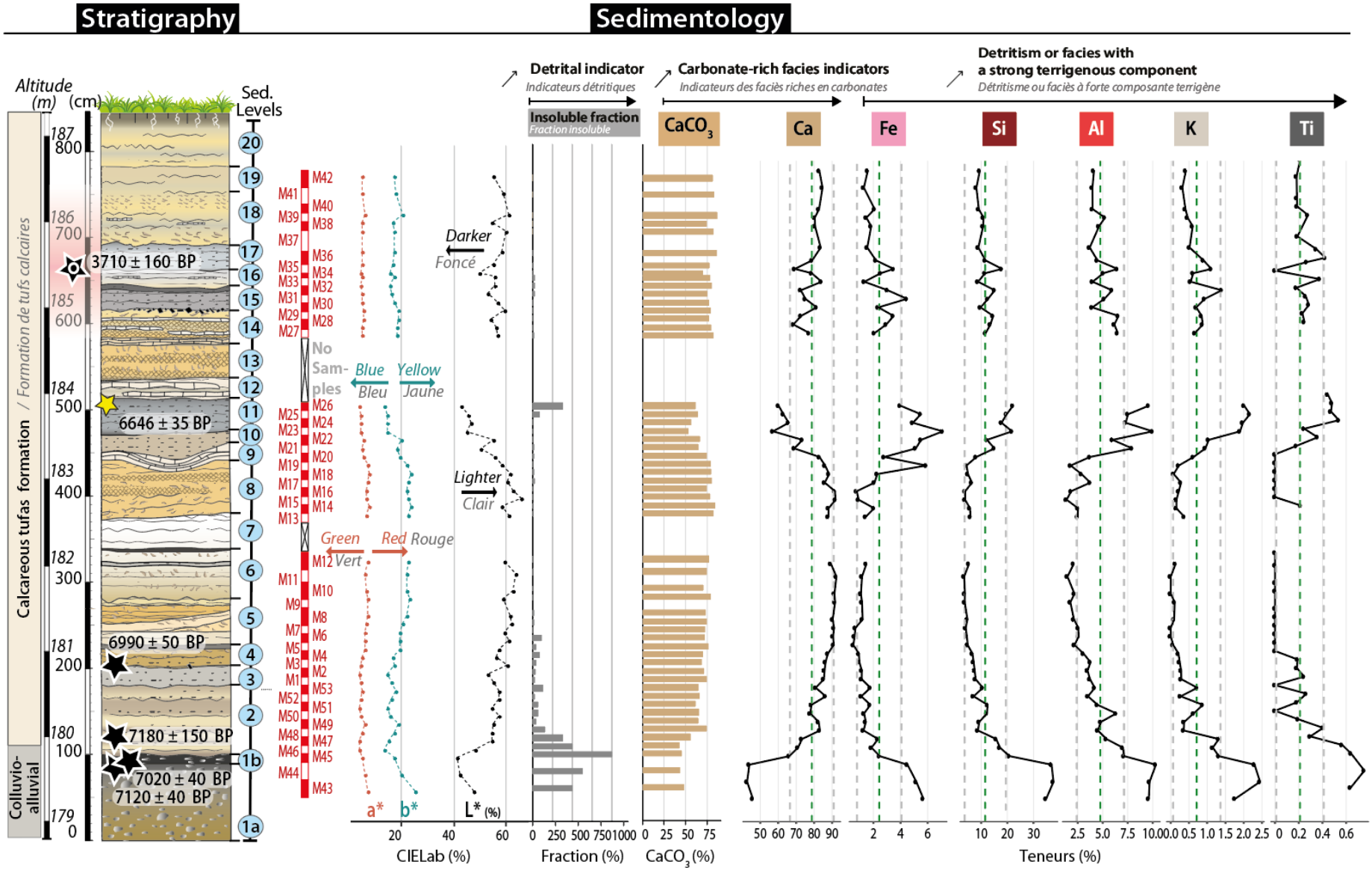


Figure 123. Résultats physico-géochimiques et sédimentologiques obtenus pour la séquence de Pont de Joux

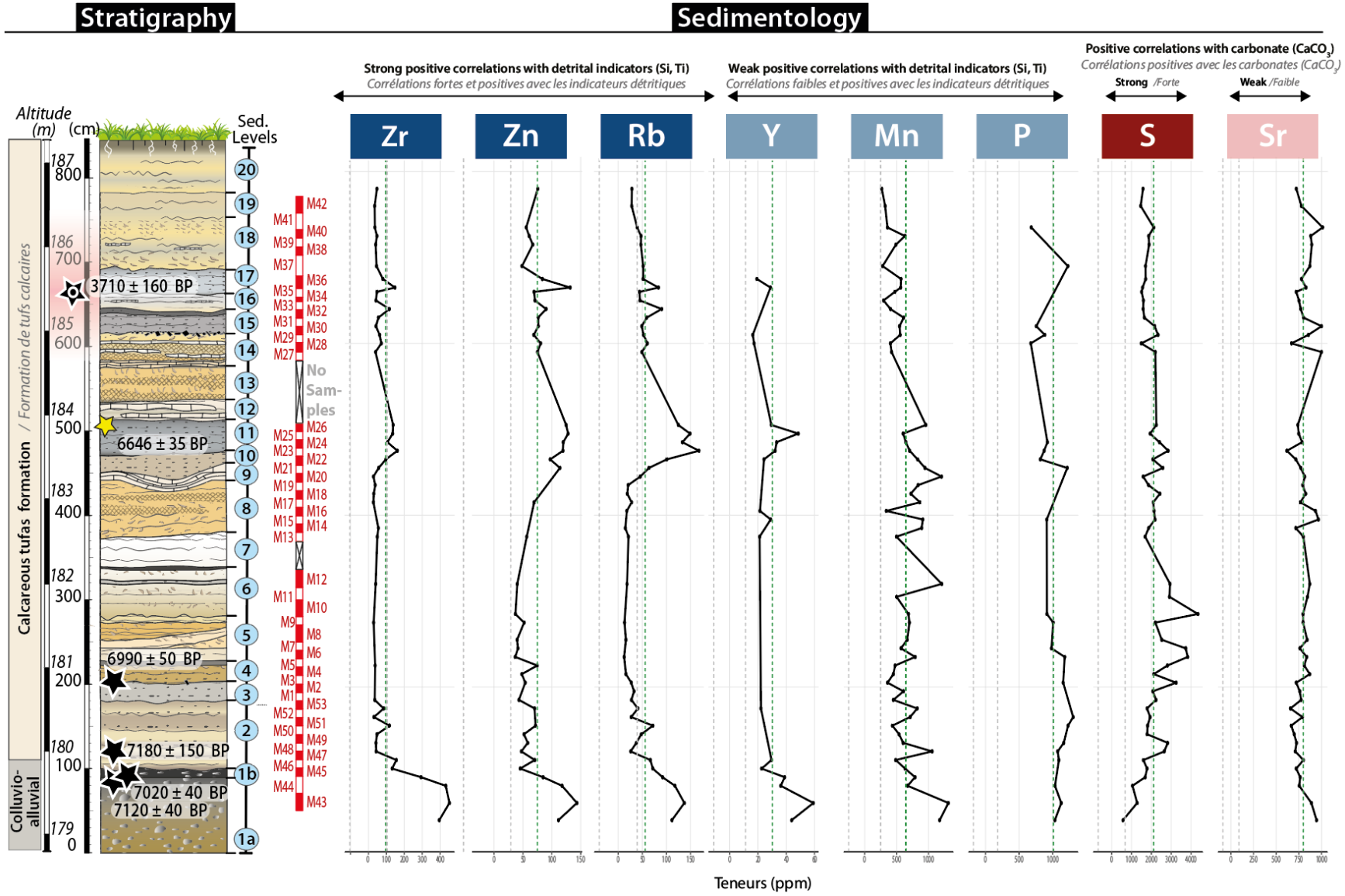


Figure 124. Résultats géochimiques concernant les teneurs en éléments traces de la coupe de Pont de Joux

4.7.3. Résultats de l'analyse multivariée

L'**analyse en composantes principales** (ACP) a été obtenue sur l'ensemble des échantillons prélevés sur la coupe du Jonquier en incluant les deux échantillons provenant des lithologies locales (**Figure 125.A**).

L'ACP représente 74 % de la variance totale des échantillons. La dimension 1 représente 63 % de la variance totale observée et la dimension 2 reflète 11 %. La répartition des échantillons le long de ces dimensions permet de distinguer deux principaux pôles distincts le long de la dimension 1 dont :

i) Le pôle associé aux carbonates et au S et Sr qui regroupe les premiers échantillons associés aux niveaux de base de la séquence de tufs (*niveaux 2 à 9*).

ii) Le pôle associé aux éléments strictement opposés aux indicateurs des carbonates, mais associés à la fraction insoluble dont Si, Rb, Zr, Fe, Zn, Al, K et Ti mais aussi, et peut-être moins directement corrélés, associés à P, Mn, et Y. Cet ensemble regroupe dans un premier temps les échantillons des *niveaux 1a à la base du niveau 2*, caractérisés par leur nature colluvio-alluviale franche. Dans un second temps, les échantillons des *niveaux 10, 11 et 17* sont également associés à ce pôle, traduisant un apport plus important en éléments détritiques.

Le **corrélogramme** (**Figure 125.B**), indique les mêmes relations entre les paramètres : il corrèle très fortement Ca et $CaCO_3$ et dans une moindre mesure S (comme dans l'ACP). Les éléments associés à la fraction insoluble sont également identiques aux associations visibles dans l'ACP. D'autre part, les éléments Mn et P, semble faiblement reliés à la fraction insoluble (comme dans l'ACP) et restent en opposition avec les marqueurs des carbonates, ce qui indique que ces apports externes sont liés à des apports distincts des processus de carbonatation responsables de l'accumulation de la biosédimentation carbonatée.

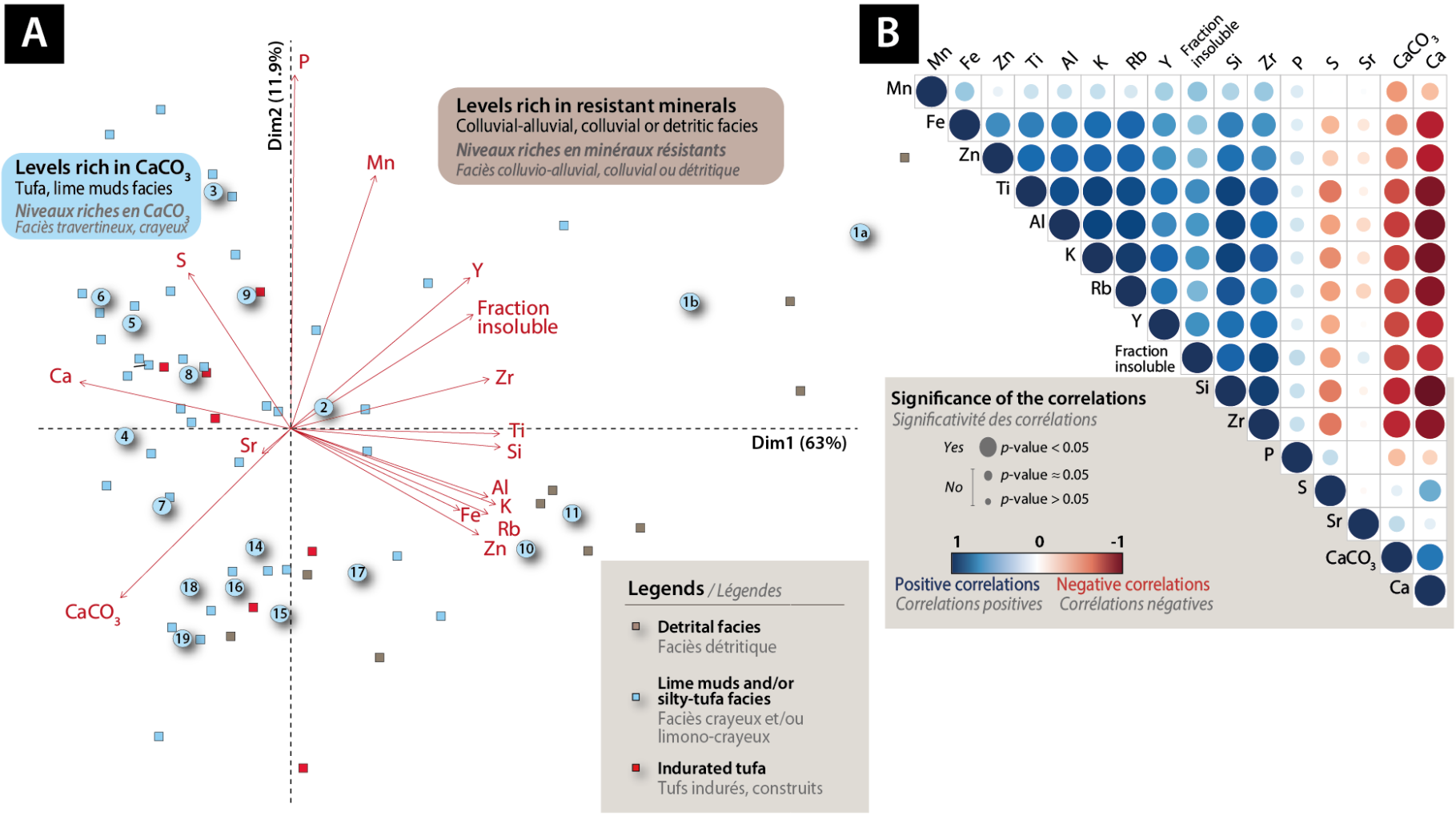


Figure 125. Analyse en composantes principale (sans éléments faiblement représentés) et B. Ccorrélogramme correspondant pour la séquence de Pont de Joux .

4.7.4. Description des variations physico-géochimiques de Pont de Joux

Notes sur le choix de l'indicateur de référence pour les indices utilisés (grille de lecture) :

La localisation de la séquence de Pont de Joux est éloignée de l'exsurgence karstique (Sainte-Beaume) à plus de XX km à vol d'oiseau (*Cf.* les sources de l'Huveaune). Le cours de l'Huveaune traverse ainsi plus de 10 km avant d'atteindre Pont de Joux et traverse un ensemble lithologique varié comportant des roches calcaires Triassiques, des calcaires crétacés et des marnes et grès oligocènes (Laville *et al.,* 2018). Ainsi, les échantillons les plus représentatifs de ce mélange lithologique hérité sont représentés par les formations colluvio-alluviales (*niveaux 1a et 1b*). Dans l'analyse en composantes principales (**Figure 125.A**), le zirconium (Zr) est l'élément le mieux corrélé à ces niveaux et à la fraction insoluble. Les comparaisons s'effectueront donc par rapport à cet élément.

Description des indicateurs physico-chimiques de la coupe de Pont de Joux

La description s'effectue à partir d'un découpage en unités, du bas vers le haut de la séquence. Ce découpage décrit ci-après, nous permet de discriminer neuf unités distinctes (**Figure 126**).

L'unité I (*niveaux 1a à 2*) :

Cette unité est dominée par un **signal détritique** dont les fractions insolubles atteignent près de 250g / 100g, les valeurs positives de la dim. 1 de l'ACP et le signal élevé de Zr traduisent la nature terrigène et détritique de ces niveaux de base de la séquence. Les valeurs de carbonates brutes (inférieures à 50 %) et biogéniques sont les plus faibles observées sur l'ensemble de la séquence. Le rapport négatif de Mn/Fe traduit des conditions réductrices du milieu tandis que les marqueurs de matière organique indiquent les valeurs les plus faibles de la séquence.
La nature des faciès et les données malacologiques traduisent une ambiance où la sédimentation est principalement colluvio-alluviale dans un paléoenvironnement terrestre sec et ouvert à faibles apports en eau.

L'unité II (*niveaux 2 à 8*) :

Un changement abrupt est observé à partir de cette unité (à parti du *niveau 2*) dans laquelle les teneurs en carbonates bruts et biogéniques augmentent atteignant près de 75 % pour les carbonates bruts. C'est le début de l'enregistrement d'une sédimentation carbonatée dominante en faveur d'une diminution des apports détritiques (dim. 1 de l'ACP négative, moins de Zr) qui ne disparaissent pas totalement. Le rapport Zn/Zr indique d'abord une oscillation et le signal de la dim. 1 de l'ACP est timidement négatif pour finalement se maintenir clairement à partir du *niveau 3*, traduisant une mise en place progressive de la carbonatation qui se pérennise à partir de *c.* 7800 ans cal. BP. Au-delà, le signal de Zr est discontinu traduisant de potentiels apports en éléments détritiques en parallèle. Les autres indicateurs indiquent un milieu légèrement plus oxydé (Mn/Fe) et

une augmentation des apports en matière organique. Nous notons toutefois qu'à partir du *niveau 6*, l'indicateur P/Zr (matière organique) traduit une quasi-absence d'apports en phosphates, synchrone avec une malacozone sub-stérile d'après les données malacologiques (Wackenheim, 2023). Nous notons que cette diminution apparait postérieurement à une nette diminution de K/Zr (enrichissement en matière organique végétale). Cette dernière pourrait être corrélée à une diminution du couvert végétal due à des incendies et/ou brûlis fréquents qui auraient générés un milieu pauvre en faune.

Les faciès stratigraphiques traduisent des niveaux majoritairement crayeux et construits où quelques liserés charbonneux entrecoupent des faciès très clairs, accumulés en quelques siècles seulement (d'après la datation du *niveau 11* localisé proche de 6650 ans BP, soit entre *c.* 7580 et 7465 ans cal. BP).

L'unité III (*niveaux 9 à 14*) :

Cette unité est dominée par le retour d'une nature détritique franche aux alentours de c. 6650 BP (*c.* 7500 cal. BP). La dim. 1 de l'ACP est de nouveau positive, les teneurs en Zr augmentent de nouveau, Zn/Zr indique de nouveau de faibles valeurs négatives appuient l'apport de matériel allochtone. La sédimentation biocarbonatée diminue dans cet ensemble. Le milieu est plus réduit, et les apports en matière organique sont élevées pour les apports en K (matière organique de nature végétale) mais les apports en P restent ponctuels (seulement présents dans les *niveaux 10 et 11*) et moins élevés.

Cet environnement est associé au début de la mise en place de la dernière malacocénose de la séquence, indiquant une zone humide ouverte avec le développement d'une ripisylve.

L'unité IV (*niveaux 14 à 17*) :

Cette unité est caractérisée par des oscillations avec un signal tantôt détritique et tantôt carbonaté. Les teneurs en carbonates restent globalement élevées avec environ 75 % de $CaCO_3$ bruts dans des conditions globalement réduites (valeurs de Mn/Fe très négatives). Dans le détail, les indicateurs détritiques atteignent des maximas dans les niveaux les plus limoneux (*15 et 17*) qui correspondant aux minimas de production de carbonates biogéniques. La fraction insoluble est faible mais possède des valeurs proches de 0,5 g/100g. Ces variations se succèdent sur toute l'épaisseur de l'unité, soit sur près d'un mètre. Notons que les niveaux limoneux sont très grisés et possèdent des charbons centimétriques notamment à la base du *niveau 15*. Les apports en matière organique sont mieux représentés par le potassium (K) que par les phosphates (P) qui ne sont détectés que dans 3 échantillons de cette unité. La tendance décrite par les apports en K traduit une légère diminution peut-être en lien avec une réduction locale du couvert végétal en lien avec les niveaux charbonneux et limono-grisés pouvant traduire des incendies.

L'unité V (*niveaux 17 à 19*) :

Cette dernière unité échantillonnée est dominée par un signal riche en carbonates (~80 % de $CaCO_3$ bruts) dont la majorité est biogénique, proche de celui des niveaux les plus riches correspondant aux niveaux les plus construits et crayeux de la séquence (ex., *niveaux 6 et 8*). En opposition, une nette diminution du détritisme est observée à travers les indicateurs Zr et une fraction insoluble nulle. De manière similaire à l'unité

précédente, seul le potassium traduit un signal suffisamment significatif pour suivre les apports en matière organique dont le signal indique une légère diminution jusqu'au sommet de la séquence échantillonnée.

4.7.5. Les résultats malacologiques (Q. Wackenheim, 2023)

Un total de 55 taxons est identifié et 3 malacozones sont définies sur la base des analyses écologiques et biostratigraphiques des successions de mollusques (**Figure 126**) (Wackenheim, 2023).

Dans les *niveaux 1a et 1b*, la première malacozone est caractérisée par la diversité et l'abondance de mollusques xérophyle (ex., *Granopupa granum, Candidula gigaxii, Candidula rugosiuscula*) et une absence notable d'espèces palustres. Elle décrit un environnement de végétation arbustive ouverte et sèche avec peu d'apports en eau.

Ensuite, entre le *niveau 2* jusqu'au début du *niveau 5*, la diversité et l'abondance des espèces xérophyles diminuent au profit des espèces palustres et mésophiles (par exemple, *Oxyloma elegans, Vertigo antivertigo*) exprimant un environnement aquatique palustre peu profond avec une végétation marécageuse ouverte.

La partie supérieure du *niveau 5* jusqu'au *niveau 10* ne fournit pas assez de coquilles pour déterminer une malacozone. Les derniers assemblages malacologiques entre les *niveaux 11* et *20* présentent une proportion significative d'espèces palustres (par exemple, *O. elegans, C. minimum, V. antivertigo et Z. nitidus*) et d'espèces d'eau douce (par exemple, *Ancylus fluviatilis*). L'environnement associé suggère une végétation riparienne palustre bien développée dans une zone humide ouverte.

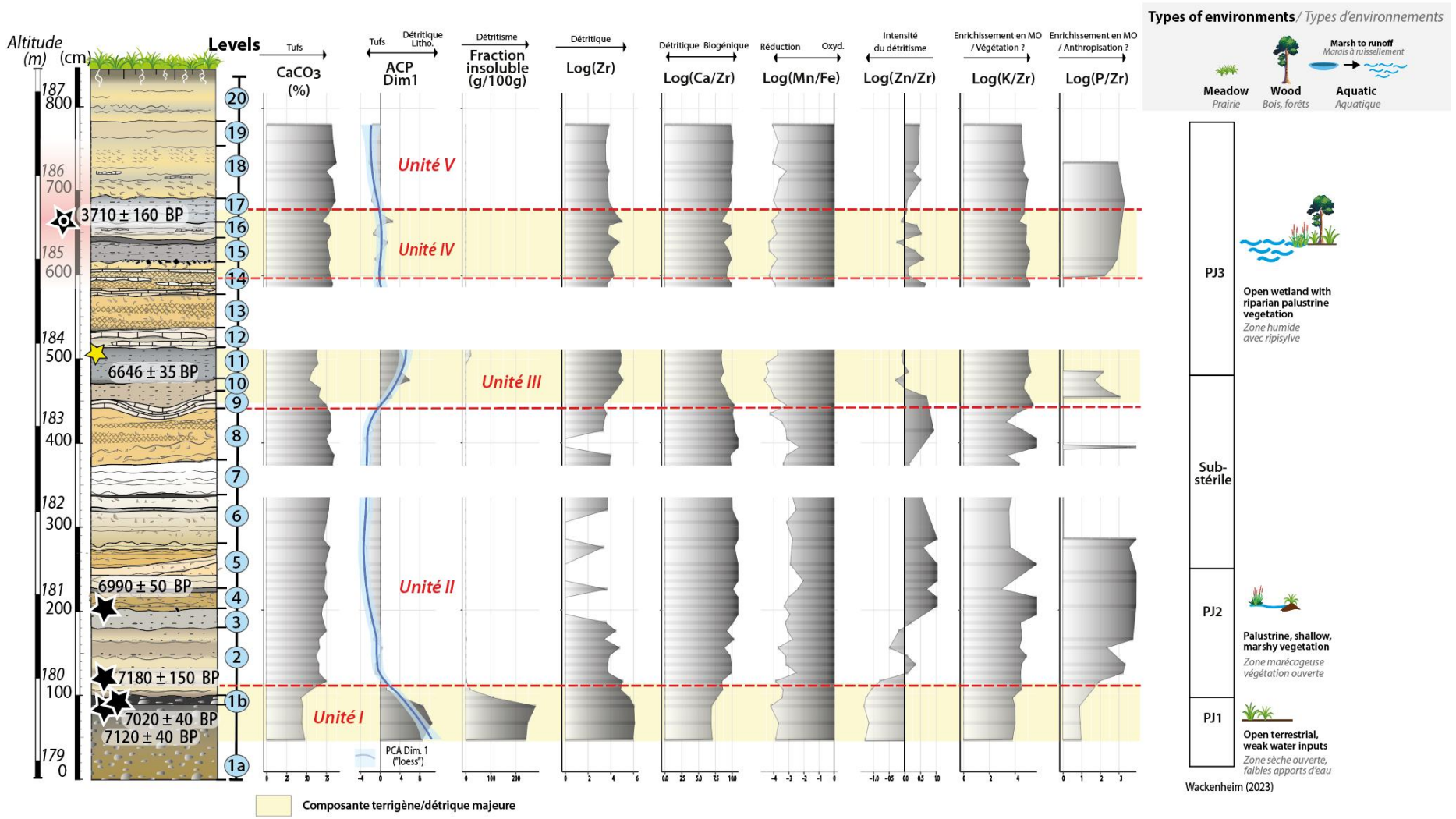


Figure 126. Diagrammes sédimentologiques et physico-géochimiques des principaux paramètres mesurés dans la coupe du Jonquier. Les malacozones définies par Wackenheim (2023) sont également reportées.

4.8. La séquence du Jonquier (Salernes, vallée de la Bresque)

La formation des tufs du vallon de Fontbrégoua dans le lieu-dit « Le Jonquier » est localisée sur la commune de Salernes (Var) (**Figure 127**). Antérieurement étudiée par Farizier (1980), Degaugue (1991), Degaugue & Guendon (1992), ce site présente un intérêt certain concernant les problématiques liées aux occupations, car il est localisé à près de 400 m à l'aval de la grotte de Fontbrégoua qui a notamment fait l'objet de nombreuses fouilles mettant en évidence des occupations Néolithiques contemporaines de datations effectuées sur la coupe, ainsi que du matériel attribué à l'Âge du Bronze (Courtin, 1976 ; D'Anna et Courtin, 1986).

Cette formation de tufs est située sur les abords d'un petit hydrosystème affluent de la Bresque, près du plateau calcaire de Canjuers, dont l'incision récente a exposé des coupes de tufs de près de 5 m d'épaisseur (**Figure 128**). Les lithologies environnantes sont principalement composées de dolomies jurassiques, de calcaires du Rognacien et de poches ponctuelles de bauxites sur les versants du vallon (**Figure 127**). Ce système sédimentaire appartenant à la gouttière synclinale du bassin sédimentaire de Rians-Salernes (Touraine, 1969).

D'après Degaugue & Guendon (1992), le système travertineux du Jonquier se divise en trois grandes phases de fonctionnement, la première phase situe un fonctionnement attribué au Pléistocène/début de l'Holocène (sans datations) en amont de la coupe étudiée. La seconde phase, attribuée à l'Atlantique et au Subboréal et dans laquelle se trouve le matériel archéologique, constitue la séquence étudiée. Et enfin, d'autres barrages localisés en aval de la zone d'étude, renfermant des tessons de céramiques historiques ont été attribués à la période du Subatlantique. Le système de tufs a été replacé sur la carte à titre indicatif sur la base des données de Degaugue & Guendon (1992) (**Figure 127.B**).

4.8.1. Stratigraphie, organisation morphosédimentaire et chronostratigraphie de la coupe du Jonquier

Connues depuis les années 1970 (D'Anna et Courtin, 1986) en raison de leurs proximités avec le site archéologique de Fontbrégoua, les formations de tufs du Jonquier ont fait l'objet de plusieurs études dont la première effectuée par Farizier (1980) suivie de deux autres précisant la stratigraphie et présentant des analyses sédimentologiques (Degaugue 1991 ; Degaugue & Guendon 1992). Plus récemment, Wackenheim (2023) a proposé une analyse malacologique qui nous a guidée pour l'échantillonnage sédimentologique. A la suite de la mission effectuée conjointement en février 2021, il propose ainsi une corrélation entre les relevés de Degaugue & Guendon (1992) et Farizier (1980), ainsi qu'un nouveau relevé basé sur les grandes unités sédimentaires du profil échantillonné sur près de 4,5 m de hauteur (**Figure 128**).

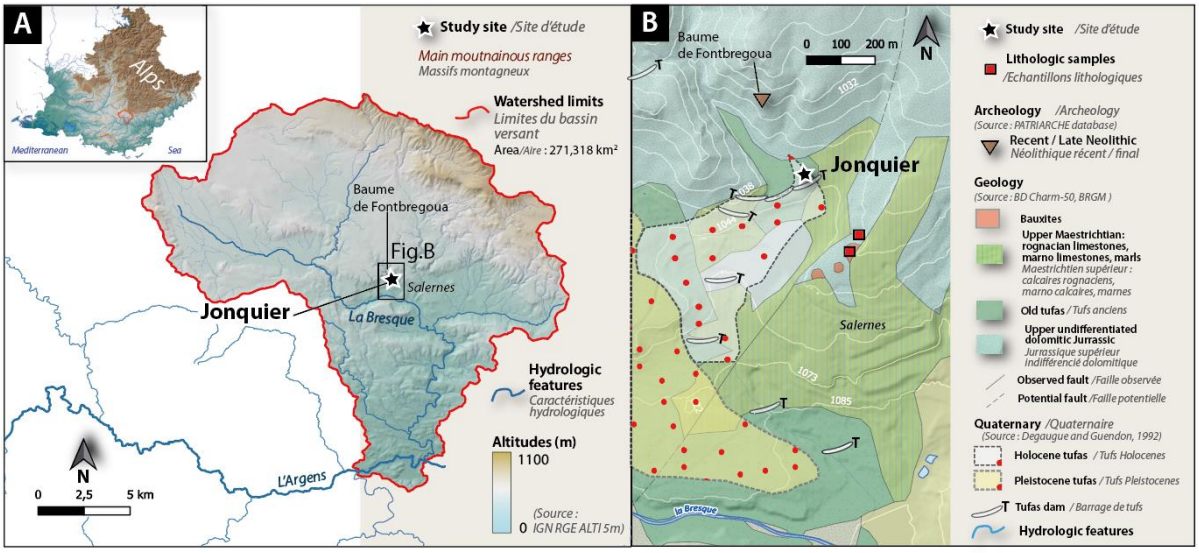


Figure 127. A : Localisation du Site du Jonquier et de son bassin versant. B : Principales lithologies et formations de tufs autour de la formation du Jonquier.

Dans les grands ensembles ont été discriminés des niveaux stratigraphiques en fonction des faciès sédimentaires, du bas vers le haut à partir de la description modifiée de Wackenheim (2023) (**Figure 128**) :

- **L'ensemble 1** (*niveaux 1a et 1b)* : Cet ensemble colluvial homogène est composé de cailloutis calcaires décimétriques et de sables détritiques (dolomitiques ?) pris dans une matrice limoneuse brun ocre (*niveau 1a*). Ce niveau a été observé sur 40 cm d'épaisseur, mais sa base n'a pas été atteinte lors du travail de terrain. Les 10 cm supérieurs de cette unité sont plus indurés et présentent un apport d'éléments centimétriques tufacés (*niveau 1b*).
- **L'ensemble 2** (*niveaux 2a à 2d)* : D'épaisseur 1m, cet ensemble alterne entre une succession de tufs beiges à encroûtements laminaires horizontaux et des niveaux grisés crayo-limoneux. Il comprend quatre sous niveaux dont le *niveau 2a* composé de tufs crayo-limoneux beiges gris avec des concrétions, le *niveau 2b* majoritairement composé de concrétions en feuillets, tubes, oncolithes avec quelques passées crayeuses grisâtres dont une présentant de nombreux charbons millimétriques (*éch. LJ_08*) daté à 6420 ± 60 BP. Le *niveau 2c* est principalement laminaire à matrice crayo-limoneuse dans lequel se succèdent des lentilles beiges à grises claires et enfin le *niveau 2d* est composé de tufs construits avec empreintes de macro-restes de végétaux indurés.
- **L'ensemble 3** (*niveaux 3a à 3n*) : Cet ensemble de 2 m d'épaisseur est caractérisé par une alternance de niveaux de tufs laminaires construits et de niveaux limono-crayeux grisâtres (cendreux ?) d'épaisseurs décimétriques à pluridécimétriques. Les *niveaux 3b, 3e, 3g, 3i* et *3l* sont les plus encroûtés avec la présence d'empreintes de macro-restes végétaux encroutés et des teintes beige clair. Le *niveau 3d* possède un faciès crayo-construit gris-beige orangé avec des passées à concrétions. D'autres niveaux à matrices crayeuses gris-beige claires enveloppant quelques concrétions sont représentés par les *niveaux 3a, 3c, 3f* et *3m*. Enfin, les niveaux limono-crayeux gris foncés riches en cendres sont localisés au *niveaux 3h, 3j, 3k* et *3m*.

- **L'ensemble 4** (*niveau 4*) d'une épaisseur de 80 cm à 1m, est composé d'un tuf beige très induré dominé par des encroûtements de bryophytes de grande taille à structure subhorizontale.

Les datations radiocarbones :

Nous poursuivons la discussion entamée par Q. Wackenheim dans sa thèse (Wackenheim, 2023) concernant le contexte chronostratigraphique de la coupe du Jonquier. L'ensemble du corpus de datations recalibrées et leurs corrélations stratigraphiques sont reportés dans le **tTableau 31**.

En résumé, l'étude de Farizier (1980) propose quatre premières datations radiocarbones dont trois sur calcite de tuf et une sur charbon. Cette chronologie attribue le développement de la coupe sur une période allant de la fin de l'Holocène ancien au début de l'Holocène récent. Une nouvelle date obtenue sur coquille prélevée dans un niveau sous-jacent à la date la plus ancienne issue de l'étude de Farizier à 7300 ± 200 BP (~8500-7700 cal. BP), attribue un âge antérieur de 6220 ± 30 ans BP (soit ~7250-7000 cal. BP, **Tableau 31**). Cette légère inversion chronologique pouvant être attribuée à un biais lié à un manque de fiabilité des datations radiocarbones sur calcite, nécessitait de nouvelles datations pour renforcer le cadre chronologique du tuf du Jonquier (Wackenheim, 2023). Trois nouveaux âges sur charbons ont été déterminés dont deux sur la coupe échantillonnée et l'une un niveau de sol localisé en hauteur, sur la rive opposée du cours d'eau. La première date prélevée dans le niveau colluvial basal (*niveau 1b*) sous les premiers faciès crayeux et la seconde localisée dans les premiers niveaux crayeux (*niveau 2b*) contraignent le début du développement de la séquence au début de l'Holocène moyen, entre 6800 et 6400 BP, en cohérence avec la date obtenue par Q. Wackenheim.

Tableau 31. Dates radiocarbones de la coupe du Jonquier calibrées à partir de la courbe IntCal20 (Reimer *et al.* 2020) à l'aide du logiciel CALIB 8,20 (Stuiver *et al.*,2005) et présentées en cal. Before Present (B.P.) à 2 σ d'intervalles (modifié de Wackenheim, 2023).

Code laboratoire	Nom échantillon	Matériau	Equivalence avec la stratigraphie (A ; Figure 128)	Age ^{14}C BP	Age cal. BP (2 σ)	Auteurs
MC1394	A	Calcite (tuf)	Niveau gris 3n (unité 3)	4350 ± 100	5306-4646	Farizier (1980)
MC1395	B	Calcite (tuf)	Niveau 3l ou 3k (?)	5400 ± 140	6488-4903	Farizier (1980)
MC1396	C	Calcite (tuf)	Dans 3d ?	7300 ± 200	8515-7701	Farizier (1980)
MC1397	D	Calcite (tuf)	???	6500 ± 130	7655-7165	Farizier (1980)
?	Q	Charbon	Niveau gris 3h (unité 3)	5685±115	6740-6285	Farizier (1980)
DAMS 049677	LJ4	Coquille *Z. nitidus, O. elegans*	Niveau 2c	6220 ± 30	7250-7003	Wackenheim (2023)
Poz-136566	CH3-LJ21	Charbon	Niveau 1b	6830 ± 35	7729-7586	Cette étude
Poz-136567	CH4-LJ21	Charbon	-	350 ± 30	411-315	Cette étude
Poz-136569	JQ 21-04	Charbon	Niveau 2b	6420 ± 60	7428-7251	Cette étude

L'échantillonnage :

Les prélèvements ont été effectués sur l'ensemble des niveaux sédimentaires déterminés en corrélation avec les prélèvements géochimiques (J. Dabkowski) et malacologiques (Q. Wackenheim) de manière à obtenir un échantillonnage le plus continu possible et le plus facile à corréler avec les différentes analyses. Des échantillons de bauxite et de dolomies jurassiques provenant des environs proches de la coupe du Jonquier ont été prélevés pour analyses.

Nombre d'échantillons	
Sédimentologie	***57***
Travertins	55
Lithologies	2
Géochimie (J. Dabkowski)	***48***
Malacologie (Q. Wackenheim)	***18***

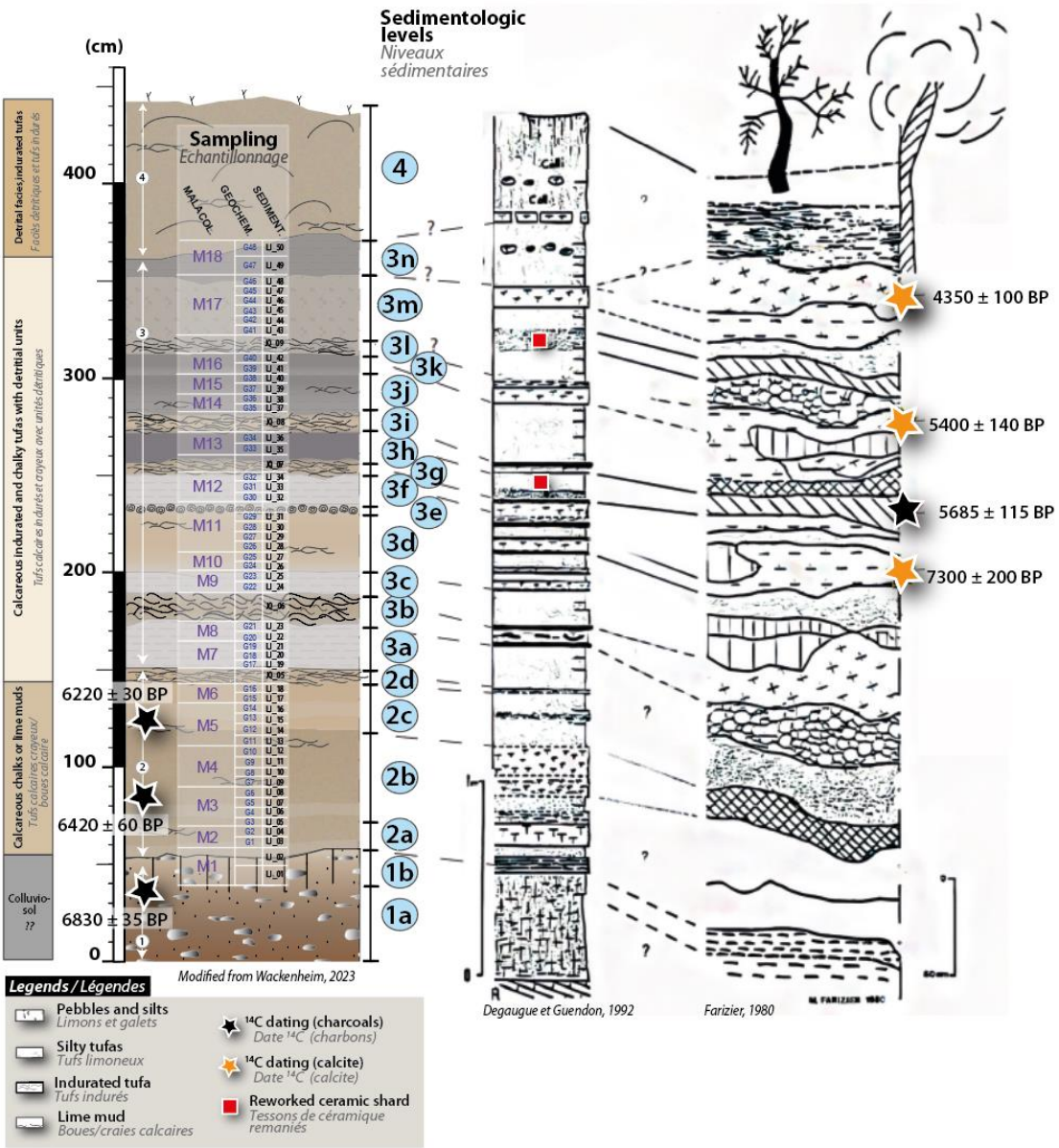


Figure 128. Séquence de tufs du Jonquier (Salernes, Var). (A) Relevé stratigraphique, échantillonnage et date radiocarbone (modifiée de Wackenheim, 2023) ; (B) Corrélations stratigraphiques avec le relevé stratigraphique de Degaugue & Guendon (1992) (Wackenheim, 2023) et (C)le relevé de Farizier (1980) et dates radiocarbones associées.

4.8.2. Résultats sédimentologiques et physico-chimiques de la coupe du Jonquier

Les données **spectrocolorimétriques** indiquent que les teintes les plus foncées sont localisées dans les premiers niveaux de la séquence, en cohérence avec la nature colluviale du *niveau 1b* (**Figure 129**). Les niveaux suivants, qui constituent les premiers niveaux tufacés, s'éclaircissent ensuite à partir du *niveau 2a* (valeurs de L* proche de 60%). Les valeurs minimales et maximales sont corrélées à des variations de Ca, autrement dit, les teintes plus claires sont représentatives des teneurs en carbonates tandis que les niveaux les plus foncés traduisent de manière cohérente les niveaux les plus cendreux. Les paramètres a* et b* suivent les mêmes variations, mais présentent des variations beaucoup plus faibles en amplitudes. Ils indiquent des teintes plus chaudes en base de séquence (niveau colluvial) contre des teintes légèrement plus froides en progressant vers le sommet de la séquence. Notons que les valeurs de a* et b* sont toujours positives, tout au long de la séquence, ce qui indique que les valeurs appartiennent respectivement aux teintes rouges et jaunes (orangées). Les principales variations observées sont opposées aux variations de L*, ainsi les passées les plus foncées tendent à être plus froides. Le *niveau 3h*, niveau cendreux, enregistre la teinte la plus foncée de la séquence de tufs (minima de L*) ce qui traduit la détection de marqueurs d'origine anthropique dans la séquence.

La base de la séquence possède 0,05 g/100g de **fraction insoluble**. Ces teneurs dépassent 0,15 g/100g dans le *niveau 3h*de manière abrupte indiquant un apport détritique soudain. Les valeurs se stabilisent autour de 0,01 et 0,02 g/100g dans les niveaux suivants indiquant une alimentation constante en matériel allochtone sur la durée.

Les **teneurs en carbonates bruts ($CaCO_3$)** varient entre 11,77 % et 99,84% sur l'ensemble de la séquence du Jonquier. Les teneurs les plus faibles concernent les niveaux de base (*1b et base de 2a*). Ces teneurs augmentent brutalement pour atteindre plus de 40 % et 87% en quelques cm. Pour le reste de la séquence, l'ensemble est globalement homogène (87,17% de CaCO3 en moyenne) et contient de faibles variations avec une légère diminution des teneurs vers le sommet (à partir du *niveau 3k*) pour atteindre 87,23% dans le dernier niveau échantillonné.

L'**analyse élémentaire de la séquence** (**Figure 129**) présente des proportions dominantes de Ca, puis dans des proportions beaucoup plus faibles de Si, Al, Fe, K et Ti avec des valeurs moyennes respectives de 87,76%, 6,82%, 2,91 %, 1,20 %, 0,35% et 0,26 %. Notons que les valeurs de Ti sont discontinues tout au long de la séquence. Tout comme les valeurs de $CaCO_3$, les variations de Ca indiquent de faibles valeurs en base de séquence (proche de 20 %) qui augmentent brutalement à partir du *niveau 2a*, pour atteindre des valeurs homogènes proches de 90%. Une seule différence apparaît dans le *niveau 3h*, dans lequel les teneurs en Ca diminuent tandis que les teneurs de $CaCO_3$ sont encore assez élevées.

Les variations décrites par les éléments Si, Al, K et Ti sont corrélées entre-elles et strictement opposées à Ca.

Les éléments traces présentés dans la Figure 130 regroupent les éléments qui ont été détectés dans au moins 50% du total des échantillons. Parmi ces éléments nous retrouvons : Zn, Zr, Rb, Sr, Mn, Cu, P, Y et S. Le Mg n'a donc pas été pris en compte dans l'analyse finale. Les variations de Zn, Zr, Rb, Sr, et Mn présentent globalement les mêmes variations que Si, Al, K et Ti.

La Figure 131 présente la composition géochimique des deux échantillons lithologiques prélevés. Ainsi, les dolomies calcaires jurassiques possèdent des teneurs majeures en Ca (proches de 50 %), Si (près de 5%), Al (environ 3%), Mg (presque 1,5%) et très faible de Ti (moins de 0,05 %).

Les seuls éléments traces détectés sont S et Sr. Les bauxites ont une composition bien différente, dominée par des teneurs en Al et Si (proches de 30%), suivi de Fe (~18%), environ 15 % de Ca, près de 1 % de Ti et une absence de Mg. Les éléments traces traduisent une diversité de 14 éléments traces dont : As, Cr, Mn, Nb, Ni, P, Pb, Rb, S, Sr, V, Y, Zn Zr…...

Dans les deux cas, il n'y a pas de potassium (K).

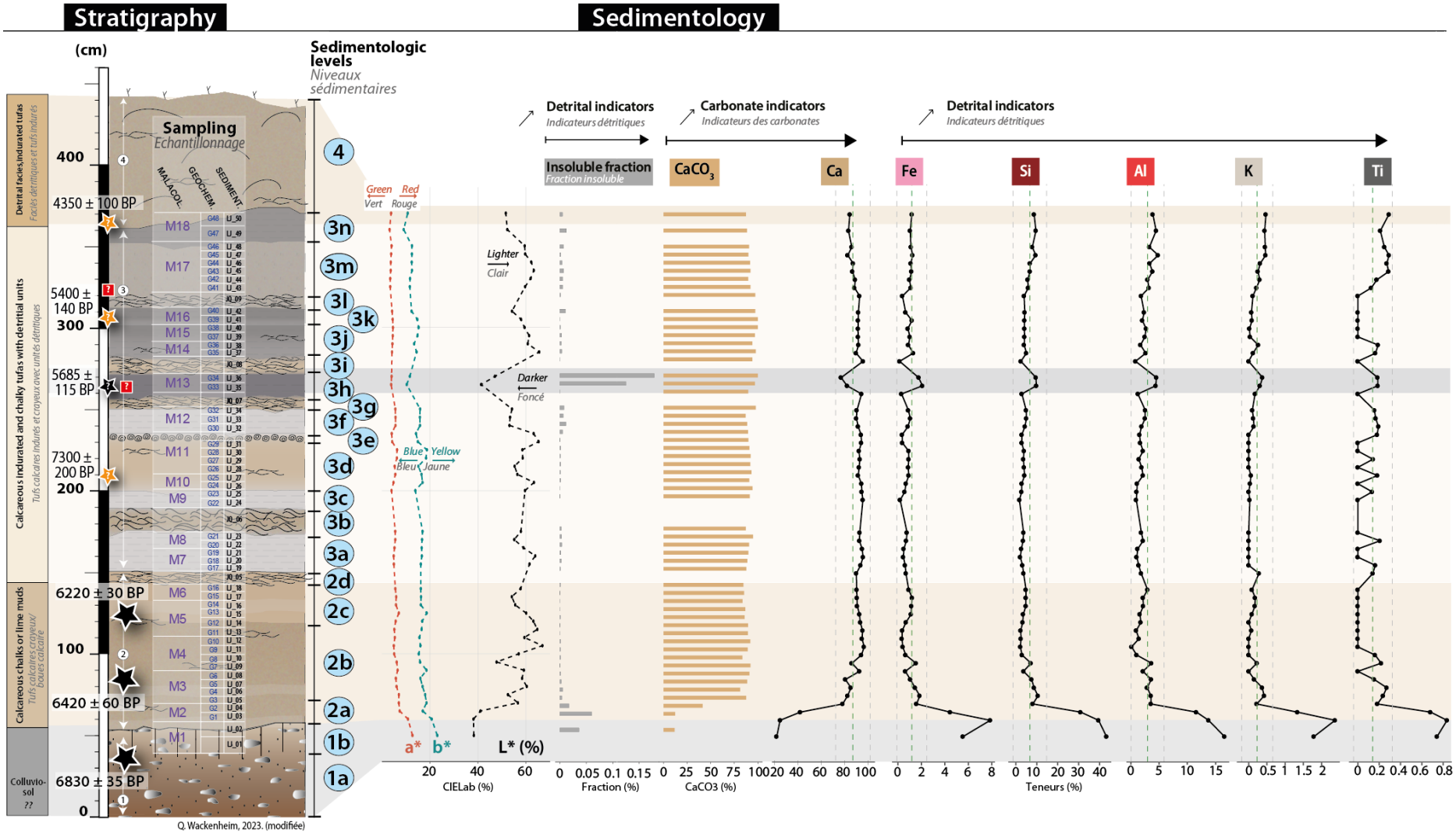


Figure 129. Résultats physico-géochimiques et sédimentologiques obtenus sur la séquence du Jonquier (relevé stratigraphique : Q. Wackenheim).

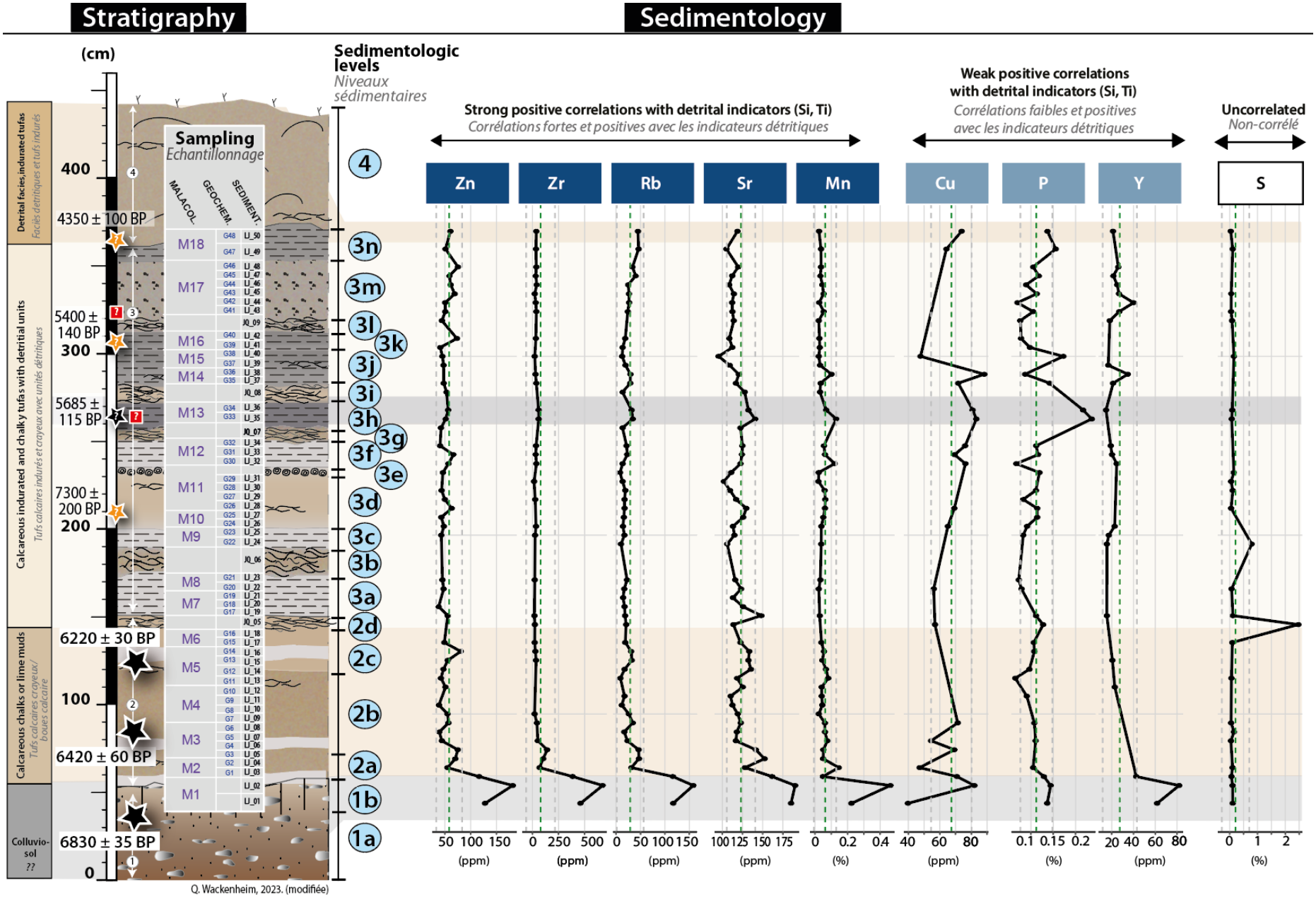


Figure 130. Résultats géochimiques concernant les teneurs en éléments traces de la coupe du Jonquier (relevé stratigraphique : Q. Wackenheim).

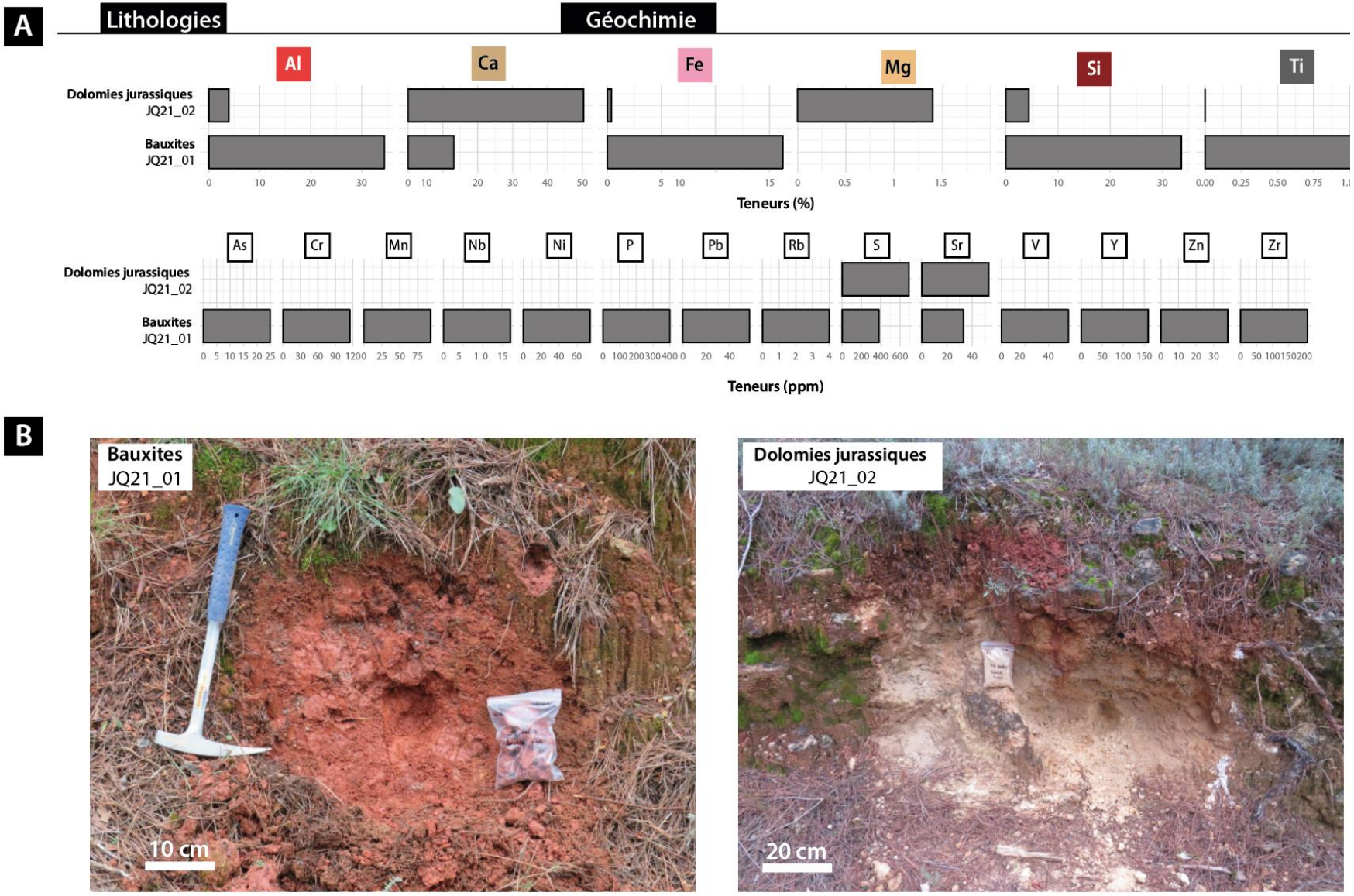


Figure 131. A/ Compositions élémentaires des lithologies environnantes ; B/ Aperçu des bauxites (gauche) et des dolomies du Jurassique supérieur (droite) prélevés aux abords de la coupe du Jonquier.

Tableau 32. Indices géochimiques appliqués sur les lithologies de référence

	Niveaux ou nature de l'échantillon	Log(Ca/Al)	Log(Mn/Fe)	Log(Rb/Zr)	Log(K/Al)	Log(P/Al)
JQ21_01	*Bauxites*	-0,42	-2,79	-	-	-2,48
JQ21_02	*Dolomies jurassiques*	1,11	-	-	-	-

4.8.3. Résultats de l'analyse multivariée

L'**analyse en composantes principales** (ACP) a été obtenue sur l'ensemble des échantillons prélevés sur la coupe du Jonquier en incluant les deux échantillons provenant des lithologies locales.

L'ACP représente 75,6 % de la variance totale des échantillons. La dimension 1 représente 47,6 % de la variance totale observée et la dimension 27,6 %. La répartition des échantillons le long de ces dimensions permet de distinguer trois principaux pôles d'échantillons dont (**Figure 132.A**) :

iii) Le pôle associé aux éléments carbonatés, Cu et L* localisés en partie négative de l'axe de la dimension 1 et regroupant presque la majorité des échantillons prélevés dans la séquence. Notons toutefois une différence notable entre les deux paramètres Ca et $CaCO_3$. La position de Ca est relativement isolée de celle de $CaCO_3$. Ceci peut être relié à à un biais causé par une mauvaise détection du $CaCO_3$ par le calcimètre digital en raison de la présence potentielle de carbonates de magnésium reliée au contexte dolomitique pouvant augmenter les teneurs en carbonates obtenues par le calcimètre (Michel-Dewez & Ek, 1982).

iv) Le pôle associé aux éléments strictement opposés à Ca et représentés par Si, Rb, Zr, K et Ti (détritiques ?) mais aussi associés à P et Zn (souvent associés à la pédogénèse ou à des matériaux riches en matière organique). Ce pôle réunit les derniers échantillons du sommet de la séquence ainsi que l'échantillon de tufs actuel.

v) Le pôle associé à la fraction insoluble (indicateur détritique) et Al regroupant les échantillons lithologiques et ceux localisés en base de séquence (*niveaux 1a, 1b et 2a*).

Le **corrélogramme** (**Figure 132.B**), contrairement à l'ACP n'indique pas tout à fait les mêmes relations entre les paramètres : il corrèle très faiblement Ca et $CaCO_3$ (comme dans l'ACP), mais ne se corrèle pas Al avec la fraction insoluble (ou très faiblement). En réalité, la fraction insoluble n'est corrélée à aucun autre paramètre sur le corrélogramme. Notons que ce mode de représentation permet de ne mettre en valeur que des corrélations positives ou négatives.

Autre point intéressant, l'opposition systémique du Ca et des éléments Si, Ti, Al, Fe, que l'on retrouve une fois encore ici (comme pour les coupes précédentes).

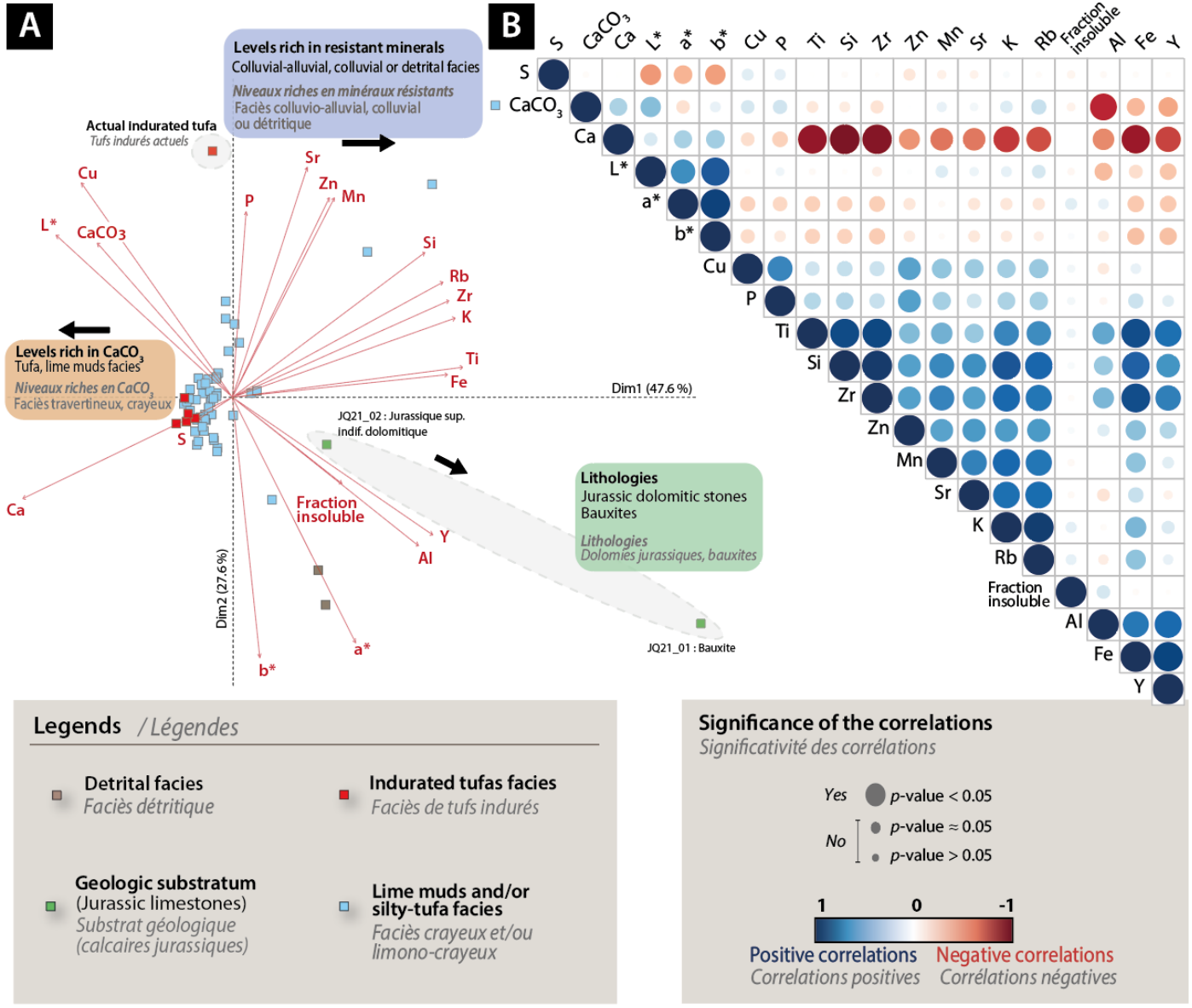


Figure 132. A. ACP (sans les éléments faiblement représentés dont As, Bi, Cr, Mg, Mo, Nb, Ni, Pb, Se, Th, V) et B. Corrélogramme pour la séquence du Jonquier

4.8.4. Descriptions des variations physico-chimiques du Jonquier

Notes sur le choix des indicateurs et indices utilisés (grille de lecture) :

Rb/Zr : le rubidium (Rb) est un élément alcalin souvent associé aux minéraux felsiques (feldspaths, micas) rencontrés couramment dans les roches continentales tandis que le zirconium (Zr) est un élément associé à des minéraux résistants (zircon) très résistants à l'altération. Un rapport Rb/Zr élevé peut indiquer une contribution importante d'un matériel très altéré ou des conditions climatiques plus humides favorisant cette altération. En revanche, un faible rapport indique la prédominance de matériel résistants pouvant être associés à des phases d'assèchement, freinant l'altération chimique, ou d'une augmentation du transport des éléments résistants (détritisme).

L'utilisation de Al pour limiter le signal provenant des lithologies :

Afin de limiter l'influence du signal lithologique dans la lecture des variations des éléments d'intérêts (Ca, K, P), nous normalisons sur Al pour réduire voire éliminer l'influence des variations lithologiques sur leurs concentrations. Le choix de l'aluminium comme élément de référence réside dans sa forte présence dans la majorité des lithologies étudiées (Figure 131 et Figure 132.A).

Ca/Al : Bien que Ca et $CaCO_3$ ne soit pas très bien corrélés (**Figure 132.A**), probablement en raison de la présence d'autres formes de carbonates également dissous par le calcimètre digital, nous discutons de la production biogénique en normalisant les teneurs de Ca, toujours considérées comme représentatives.

Les paramètres témoins de la matière organique :

Une fois encore, nous utilisons les signaux de K et de P pour proposer un suivi des teneurs en matière organique. Les teneurs mesurées sont normalisées par rapport à Al. Dans le cas de la coupe du Jonquier, les lithologies ne présentent pas de K et seules les bauxites ont du P (~400 ppm ; **Figure 131**). Donc ces deux paramètres semblent être cohérents pour définir les apports d'origine organiques. L'ACP et le corrélogramme associe K au éléments détritiques (ex. Si, Zr, Ti ; Figure 132.B). Le comportement de P set légèrement différent, bien que faiblement mais positivement relié aux éléments détritiques sur le corrélogramme, sa position sur l'ACP l'éloigne de ces paramètres. On peut donc en déduire une origine différente pour les phosphates.

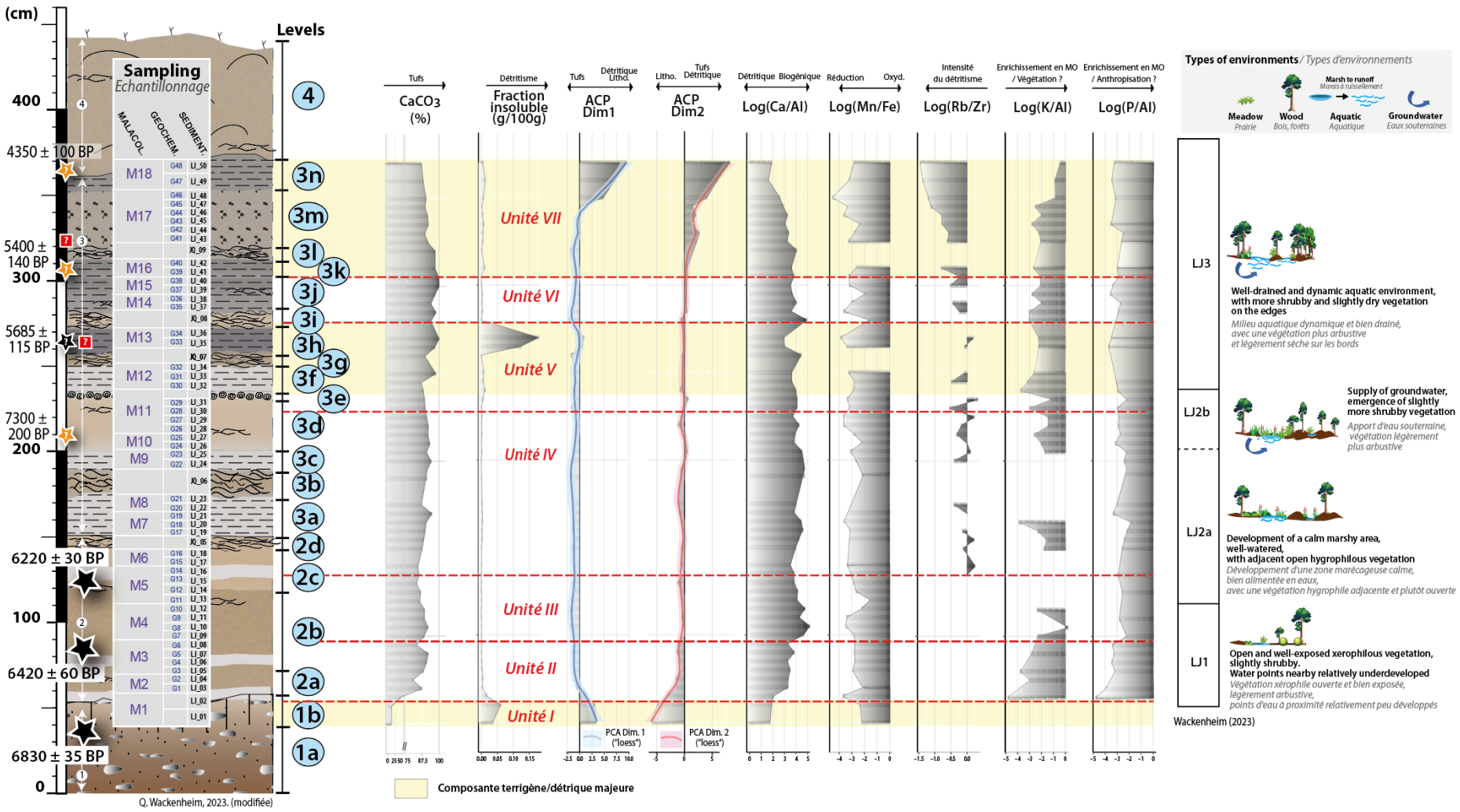


Figure 133. Diagrammes sédimentologiques et physico-géochimiques des principaux paramètres mesurés dans la coupe du Jonquier. Les malacozones définies par Wackenheim (2023) sont également reportées (relevé stratigraphique : Q. Wackenheim).

Description des indicateurs physico-chimiques de la coupe du Jonquier :

La description s'effectue à partir d'un découpage en unités, du bas vers le haut de la séquence. Ce découpage décrit ci-après, a donné neuf unités distinctes (**Figure 133**).

L'unité I (*niveaux 1b*) :

Cette unité est dominée par une **composante d'origine détritique fortement liée au contexte lithologique** (ACP ; valeurs positives de la dimension 1 de l'ACP et négatives sur la dimension 2 de l'ACP pour les deux premiers échantillons de l'unité ; *Cf.,* **Figure 132.A**). La composante détritique est confirmée par la fraction insoluble. Les teneurs en carbonates sont très faibles (proches de 12 %), tant pour le signal global que pour la production de carbonates d'origine biogénique (mise en évidence par le rapport Ca/Al). Le rapport Mn/Fe indique une faible valeur négative, traduisant un milieu légèrement oxydé. Les indicateurs relatifs à la matière organique (K/Al et P/Al) montrent tous deux des valeurs très négatives, indiquant ainsi de faibles apports en matière organique. ***Bilan*** : La sédimentation associée à cet environnement est donc dominée par une composante détritique avec une faible influence biogénique, se développant dans un milieu légèrement oxydé.

L'unité II (*niveaux 2a à milieu de 2b – éch. LJ_09*) :

Cette seconde unité se distingue par une nette **dominance des faciès carbonatés de tufs** (ACP, valeurs négatives sur la dimension 1 et 2). Les teneurs en carbonates bruts augmentent brusquement pour atteindre près de 80 %, tendance également observée pour la production de carbonates biogéniques. En parallèle, les teneurs en fractions insolubles diminuent progressivement jusqu'à devenir nulles au sommet de l'unité (*échantillon LJ_08*).

Les indicateurs des conditions d'oxydo-réduction révèlent un milieu plus réduit que dans l'unité précédente (valeurs plus négatives de Mn/Fe), probablement favorisé par une plus grande humidité. Les indicateurs d'apports en matière organique (K/Al et P/Al) montrent des valeurs très négatives qui tendent à augmenter vers le sommet de l'unité, suggérant des enrichissements potentiels en matière organique. Les données malacologiques de ces niveaux indiquent la présence d'une forêt bien exposée, légèrement arbustive, autour d'une zone humide peu développée.

Bilan : Cette unité se caractérise par une augmentation marquée des carbonates, une réduction des fractions insolubles et des conditions plus humides favorisant un milieu plus réduit et un enrichissement progressif en matière organique, dans un environnement forestier légèrement arbustif.

L'unité III (*milieu de 2b à milieu de 2c ; soit des éch. LJ_10 à LJ_15*) :

Cette unité, à l'instar de la précédente, **est majoritairement carbonatée**. Elle se distingue par des pics de production de carbonates biogéniques (Ca/Al) atteignant des valeurs maximales sur l'ensemble de la coupe étudiée, tandis que le signal des carbonates bruts montre une légère baisse de teneurs, bien que restant globalement supérieures à 75 %. Cette tendance diminue toutefois vers le sommet de l'unité, avec une baisse de production et des teneurs en carbonates biogéniques et bruts. Le détritisme est quasi

absent dans cet ensemble. Le milieu évolue vers une phase plus oxydée (valeurs plus élevées). Les indicateurs de matière organique montrent des valeurs plus positives (à l'exception du K, non détecté dans ces niveaux par le XRF), suggérant probablement une absence de végétation. C'est à partir de cette unité que les assemblages malacologiques indiquent le développement d'un marais bien alimenté, entouré d'une végétation hygrophile ouverte.

Bilan : Dans l'ensemble, cette unité est marquée par des pics de concentration en carbonates biogéniques, une baisse des carbonates bruts, une quasi-absence de détritisme, un milieu plus oxydé et le développement d'un marais avec une végétation hygrophile ouverte.

L'unité IV (*milieu de 2c à fin de 3d ; soit des éch. LJ_16 à LJ_29*) :

La composante principale de ces niveaux **reste encore majoritairement carbonatée**. Les valeurs de carbonates bruts sont comprises entre 80 et presque 95 %, et la production de carbonates biogéniques affiche également des valeurs légèrement inférieures à celles affichées dans les maximas de l'unité sous-jacente. Les minimas observés coïncident avec les niveaux les plus limoneux de la stratigraphie. La réelle différence réside dans la première apparition de Zr, considéré comme indicateur du détritisme. Le rapport rattaché à la lecture de cet élément (Zr/Al) indique un apport qui reste toutefois très faible, mais dont les premiers maximas coïncident avec les niveaux les plus cendreux de cette unité (*niveaux 3a et 3c*). Mn/Fe affiche des valeurs indiquant un milieu principalement réduit. Un minimum est observé dans le *niveau construit 3b*, indiquant un milieu bien oxydé, que l'on peut rattacher à l'hydrodynamisme des eaux nécessaire à la production de faciès de tufs construits/indurés. De légères variations sont observées concernant les apports en MO dans lesquels les données sont de nouveau très discontinues en raison de la détection de K uniquement sur les *niveaux 2d, 3a et 3d*. De légères variations sont observées pour P, dont la tendance générale traduit une augmentation progressive des valeurs et donc un enrichissement en P.

Bilan : Cet ensemble montre une stabilisation de la production de carbonates biogéniques, parallèlement à l'apparition d'un nouvel indicateur de détritisme riche en Zr, suggérant un possible changement anthropique dans l'occupation du milieu, qui demeure humide, avec un hydrodynamisme variable et des apports en matière organique fluctuants.

L'unité V (*fin du niveau 3d à 3h ; soit des éch. LJ_30 à LJ_36*) :

Un changement de tendance est observé dans cette unité : **la composante majeure passe de carbonatée à détritique** à partir du *niveau 3h*. La fraction insoluble augmente légèrement dans les niveaux sous-jacents (à partir de *3e*) pour atteindre un pic de 0,35 g/100 g dans le *niveau 3h*, particulièrement foncé et cendreux. En revanche, le rapport Zr/Al montre un signal plus faible et discontinu sans pics précis, suggérant une source différente de détritisme. Les carbonates demeurent présents, tandis que Mn/Fe indique un milieu réduit (sauf pour le *niveau 3g*, sans mesures de Mn). Les apports en matière organique montrent une nette diminution de K et P.

Bilan : La composante majeure devient détritique dans un milieu réducteur combiné à une diminution des apports en MO (liés aux brûlis ?).

L'unité VI (*niveaux 3i et 3j ; soit des éch. JQ_08 à LJ_40*) :

Cette unité traduit le retour **d'une faible composante carbonatée** qui diminue légèrement vers le haut de la séquence. Les teneurs globales des carbonates restent similaires à l'unité précédente (bien supérieures à 90 %) tandis qu'une légère diminution de la production de carbonates biogéniques est observée. Nous notons une augmentation du signal détritique corrélés avec les niveaux crayo-limoneux cendreux. Mn/Fe indique de nettes oscillations où les phases les plus oxydées se réfèrent de nouveaux aux faciès de tufs indurés tandis que les phases traduisant des conditions environnementales réductrices se rapportent stratigraphiquement aux niveaux les crayo-limoneux cendrés. Les indicateurs de la MO indiquent globalement une légère augmentation de K et une légère diminution de P.

Bilan : Cette unité marque le retour d'une phase à composante carbonatée, accompagnée d'une légère diminution de la production biogénique, tout en présentant un détritisme croissant dans un système fluctuant entre des conditions oxydo-réductrices et un léger apport de matière organique.

L'unité VII (*niveaux 3k à 3n ; soit des éch. LJ_41 à LJ_50*) :

Cette unité est drastiquement différente du reste de la séquence. Elle traduit un retour marqué d'un détritisme intense (valeurs positives de dim. 1 et 2 de l'ACP) qui contrairement aux niveaux de base de la séquence, traduit un détritisme nettement différent du signal lithologique (bauxites et calcaires dolomitiques). Dans l'ACP (**Figure 132.A**), la position des échantillons correspondant traduit d'abord un fort rapprochement avec les phosphates puis, des positions plus rapprochées de Si, Zr, Zn, ou Mn. Ces nettes différences dans les signatures détritiques illustrent une modification dans la nature des apports sédimentaires (formations différentes) potentiellement influencés par l'accroissement de la pression anthropique sur le milieu (activités agropastorales, brûlis à répétition, etc.) entraînant l'érosion de sols riches en Si et éléments organiques. Les carbonates bruts et biogéniques diminuent progressivement, les conditions du milieu deviennent de plus en plus réductrices, et les apports en MO reliés au K augmentent et atteignent leurs valeurs maximales pour l'ensemble de la séquence tandis que P varie légèrement vers une tendance inverse.

Bilan : Ce dernier ensemble se distingue par sa composante détritique majeure dont la signature détritique traduit un signal différent du détritisme initial, potentiellement attribuables aux actions d'origines anthropiques sur le milieu (activités agropastorales, etc.) couplé à un net apport de MO et une baisse de carbonates.

4.8.5. Les résultats malacologiques (Q. Wackenheim, 2023)

Les analyses malacologiques effectuées par Q. Wackenheim et publiées dans sa thèse (Wackenheim, 2023) ont dénombré trois malacozones reflétant les principaux assemblages malacologiques trouvés dans la formation du Jonquier (**Figure 133**).

La première malacozone (*LJ1 ; niveaux 1a à 2b*) décrit un environnement dont les conditions environnementales décrivent une végétation xérophile bien exposée avec quelques zones arbustives où les points d'eau sont faiblement développés.

La seconde malacozone est subdivisée en deux sous-ensembles LJ2a (*niveaux à 2b à 3c*) et LJ2b (*niveaux 3d et 3e*). L'assemblage malacologique LJ2a indique la mise en place d'une zone marécageuse calme bien alimentée en eau, avec une végétation adjacente hygrophile et relativement dégagée. La sous-zone LJ2b, contient des assemblages malacologiques suggérant une alimentation en eau souterraine et l'émergence d'une végétation légèrement plus arbustive.

L'assemblage LJ3 (*niveaux 3f à 3n*) décrit une nette augmentation des espèces aquatiques en dépit d'une diminution des espèces palustres associés à un milieu mieux drainé et plus dynamique lié à un apport plus conséquent en eaux souterraines (*Belgrandia marginata* et de *Pseudamnicola aff. Astierii*). La végétation en marge est arbustive et légèrement sèche.

5. Discussion

Dans un premier temps, cette partie « Discussion » compare les données des résultats appartenant aux périodes similaires en établissant une chronologie divisée selon les périodes du Tardiglaciaire, de l'Holocène ancien, moyen et récent.

Dans un second temps, ces résultats sont confrontés entre eux, puis aux tendances paléoclimatiques, morphosédimentaires et archéologiques régionales décrites dans la littérature afin de déterminer :

- **L'influence des forçages climatiques globaux et régionaux** sur les dynamiques sédimentaires et écologiques du S-E de la France
- **Les interactions entre ces forçages et les activités humaines** dans les variations des faciès sédimentaires observées.

5.1. Synthèse et discussion des résultats

5.1.1. La couverture chronologique couverte par l'ensemble des coupes

Les six coupes étudiées couvrent ainsi une large période depuis la fin du Tardiglaciaire (coupe MIR-1 et MIR-5) jusqu'aux périodes médiévales (MIR-8, MIR-1) (**Figure 134**). Deux hiatus apparaissent dans les données concernant les périodes de l'Holocène ancien (Mésolithique) et celle entre le Néolithique final et l'Antiquité tardive. Ces périodes seront discutées au regard des données existantes, en se référant au modèle morphogénique du Luberon (Ollivier, 2006) (*Cf. infra*). La couverture la plus complète débute à la fin de l'Holocène ancien (MIR-5) et comprend l'entièreté de l'Holocène moyen (Néolithique ancien, moyen et final), grâce aux coupes MIR-5, de la Thomassine, du Jonquier, de Pont de Joux et d'une portion de MIR-8. Enfin, une courte phase associée à l'antiquité tardive est abordée (MIR-8 et sommet de MIR-5), ainsi que des dépôts associés à la période médiévale (couverte par les coupes MIR-8 et MIR-1).

Les données obtenues couvrent des transitions culturelles archéologiques majeures, avec notamment celles du Paléolithique Supérieur au Mésolithique, du Mésolithique au Néolithique (8550-7950 BP ; Guilaine & Manen, 2005), ainsi que l'ensemble des phases du Néolithique. Ceci fait résonnance avec certaines périodes pour lesquelles figurent de nombreuses lacunes encore aujourd'hui en Provence, notamment en raison du nombre limité de sites de plein air appartenant au Mésolithique (Sénépart, 2014), ou encore au Néolithique Ancien (Ollivier, 2006).

De réelles questions subsistent concernant des problèmes de taphonomie relatifs au Mésolithique à l'origine de perturbations dans la conservation des sites, notamment en raison de processus d'érosion observés dans le domaine méditerranéen (Beeching *et al.*, 2004 ; Brochier & Livache, 2004 ; Binder, 2013 ; Berger, 2010 ; Berger *et al.*, 2016).

L'absence de sites du Néolithique ancien dans le S-E de la France, notamment dans le Luberon (Ollivier, 2006), questionne également ces notions de conservations des sites au regard de conditions taphonomiques, sans doute peu favorables. En effet, peu de stratigraphies complètes couvrent cette transition Mésolithique-Néolithique (Binder et

Maggi, 2001) et notamment autour de l'événement de 8,2 cal BP (Berger, 2010) sont reportées.

Concernant les archives de tufs, très peu sont associées au Tardiglaciaire et à la période médiévale. Les coupes du ravin du Mirail étudiées dans le cadre de ce travail ont été choisi pour approfondir les analyses, mais ne possèdent que de rares séquences analogues pour ces périodes en Provence.

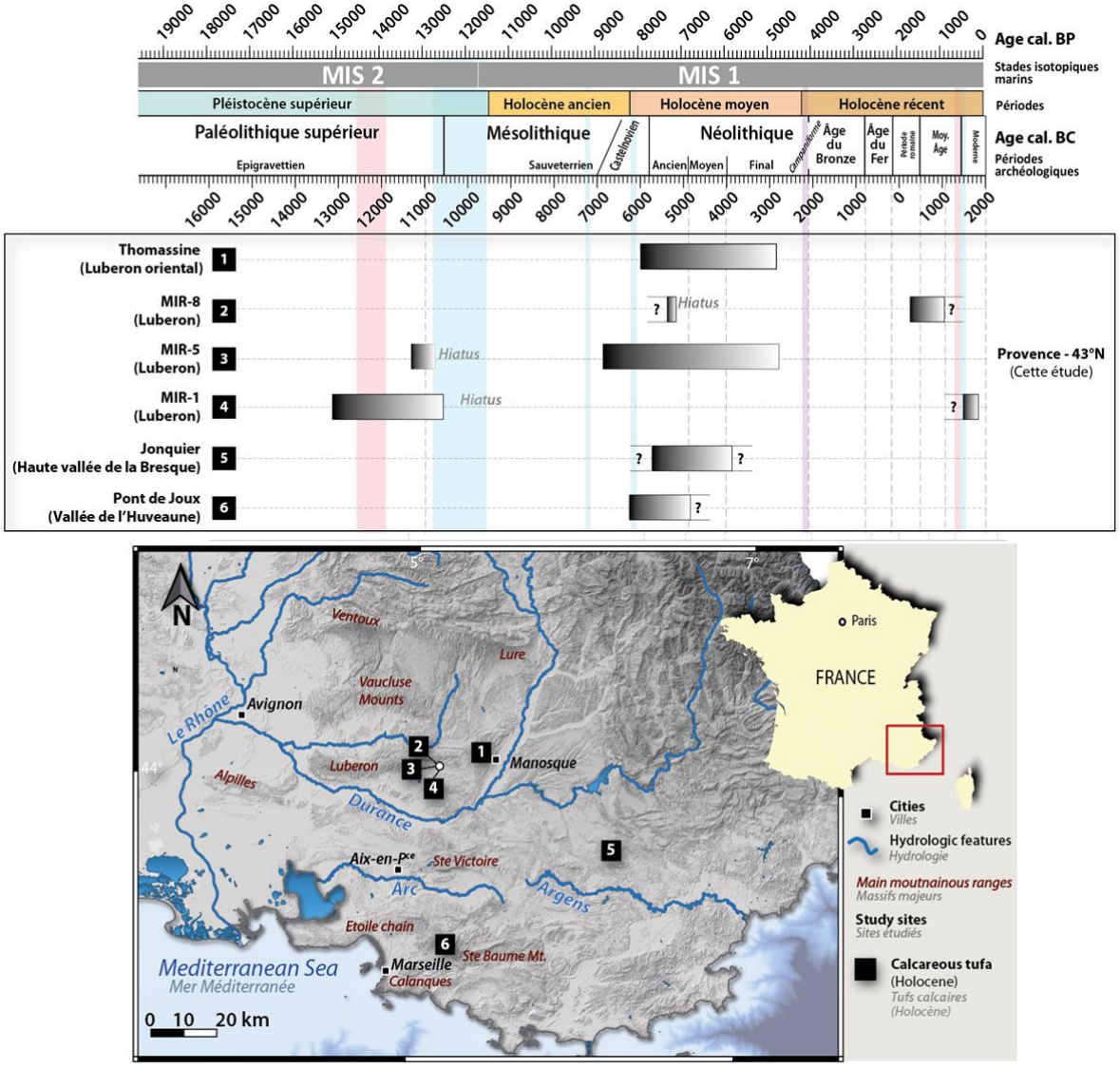


Figure 134. Synthèse chronologique des archives sédimentaires étudiées dans le cadre de ce travail.

5.1.2. Les enregistrements tardiglaciaires : l'exemple du Luberon avec les résultats des coupes MIR-1 et MIR-5

Dans cette étude, les coupes MIR-1, dite coupe de la « Stèle », et MIR-5, dite coupe du « Verger » (Luberon), servent de références pour le Tardiglaciaire où seul le Luberon offre des enregistrements stratigraphiques issus de séquences de tufs (les séquences détritiques sont aussi abondantes dans le Luberon, Ollivier, 2006). Les détails des propriétés sédimentologiques associées aux unités correspondantes sont présentées dans le **Tableau 33**.

Tableau 33. Synthèse chronologique des principales tendances enregistrées au Tardiglaciaire par les indicateurs utilisés.

	Faciès dominants	$CaCO_3$ biogénique	Détritisme	Conditions redox	Matière organique
MIR-1 *(unités I à V)*	Pédologique jusqu'à 12640 ± 60 BP (*I*) Crayeux jusqu'à 12520 ± 60 BP (*u. II*) Pédologique (*III*) Dominance des craies (*u. IV*) (10660 ± 30 BP) Détritico-crayeux (*u. V*)	Augmentation croissante à partir de *l'unité II*, mise en place des faciès crayeux qui dominent en *unité IV* malgré une interruption dans *l'unité V.*	Composition proche de celle du substrat local (*I*) puis changement vers un détritisme de nature différente mais toujours présent en parallèle de la carbonatation (dès *u. II*). Diminution brutale après 12520 ± 60 BP (*unité III*) Reprise progressive (*u. IV, V*)	Réduit (eaux stagnantes, milieu humide ?) Légère oxydation (meilleure circulation ?) Réduit à nouveau	Faible initialement mais augmente à partir de12520 ± 60 BP (*u. III*) Maintenu également vers 10660 ± 30 BP
MIR-5 *(unité I)*	Crayeux mais amorce d'une pédogénèse (10960 ± 30 BP)	- Production de même intensité que MIR-1(*unité IV*)	Mêmes intensités que MIR-1 (Zn/Zr, Zr)	Réduit	-Faible par rapport au reste de la séquence

La première phase observée est marquée par une phase pédogénique dominante dans l'*unité I* de MIR-1, qui se prolonge au moins jusqu'à 12 640 ± 60 BP (*c.* 15 000 cal. BP), suivi d'une faible amorce de la carbonatation intégrée dans des unités principalement détritiques (*unités II et III*, MIR-1). Les analyses révèlent un détritisme avec une forte composante en Si (**Figure 117**), probablement liée à l'impact significatif du contexte lithologique local des molasses miocènes sableuses du lieu-dit de la Stèle. Ces résultats suggèrent des transferts sédimentaires locaux provenant d'une source sédimentaire située à proximité du site et faiblement reliée aux lithologies calcaires de l'amont (**Figure 105**).

La seconde phase située vers *c.* 12 800-12 600 cal. BP (MIR-1, *unité IV ;* MIR-5, *unité I*), le mode de sédimentation se modifie et devient dominé par la production de carbonates biogéniques (**Figure 119** et **Figure 121**). Ce changement sédimentaire est probablement hérité du réchauffement du Bolling-Allerod ou de la phase GS-2a (Dryas I - Bolling). Les données malacologiques révèlent également une transition vers des températures plus clémentes dès *l'unité III* (MIR-1), bien que l'absence de datations précises ne permette pas de l'affirmer cela de manière définitive.

Ainsi, au Tardiglaciaire, le piémont sud du Luberon est dominé par une sédimentation initialement détritique et locale, issue de l'érosion des molasses miocènes. Le réchauffement du Bolling-Allerod, vers 12 800-12 600 cal. BP, induit une transition vers des conditions plus clémentes et l'émergence d'une sédimentation biocarbonatée crayeuse, malgré la persistance d'apports détritiques progressivement plus importants et possiblement issus de lithologies calcaires plus à l'amont.

5.1.3. Fin de l'Holocène ancien : l'analyse de MIR-5

L'analyse physico-géochimique des faciès de tufs calcaires des *unités II et III* de MIR-5 permet de caractériser succinctement la nature des modes de sédimentation à l'Holocène ancien sur le piémont sud du Luberon.

Tableau 34. Synthèse chronologique des principales tendances enregistrées à la fin de l'Holocène ancien par les indicateurs utilisés.

	Faciès dominants	$CaCO_3$ biogénique	Détritisme	Conditions redox	Matière organique
MIR-5 *(unités II et III ?)*	Pédologique (*II*) (7775 ± 65 BP) Crayo-détritiques (*III*)	Légère augmentation progressive de la production	Diminution Très marqué (nappes caillouteuses) mais synchrone/ou succession rapide avec production biogénique (oscillations) (sauf dans les données ACP)	Milieu de plus en plus réduit	Légère augmentation

Datée à 7775 ± 65 BP (8752-8407 cal. BP), *l'unité II* de MIR-5 traduit un faciès qui devient pédologique, avec une augmentation progressive de la biosédimentation carbonatée, une diminution du détritisme, un milieu plus oxydé et des apports en MO (**Tableau 34** ; **Figure 120**). Cette modification peut être reliée à un assèchement de la zone couplé au développement d'un couvert végétal. Les teneurs élevées en carbonates biogéniques sont fortement reliées au substrat crayeux sur lequel se forme ces faciès. La baisse du détritisme est quant à elle reliée à une stabilisation du milieu due à l'assèchement et une baisse de des apports allochtones issus du ruissellement. Ces résultats semblent cohérents avec les assemblages malacologiques associés, révélant une prédominance d'espèces xérophiles qui suggère un environnement boisé ouvert et sec (**Figure 120** ; Magnin *et al.,* 2024).

Un changement apparait dans *l'unité III* de MIR-5 ou l'on note une persistance du détritisme, marquée par l'apparition de nappes caillouteuses au sein des dépôts crayeux. Les analyses physico-géochimiques révèlent des conditions de plus en plus réduites probablement dues à une sédimentation où les conditions sont plus humides. Ceci est compatible avec les données malacologiques indiquant un environnement de phragmitaies et de prairies sèches temporairement ennoyées (**Figure 120** ; Magnin *et al.,* 2024). Ces zones humides ont sans doute favorisé l'accumulation et le piégeage des sédiments, augmentant les apports en matière organique, comme l'indiquent les indices K/Zr et P/Zr et comme suggéré par Ollivier (2006).

Ces unités associées à la période de l'Holocène ancien illustrent le passage d'une phase de de stase environnementale reflétant un environnement stabilisé ou plus ou moins fixé à couvert boisé ouvert (*unité II*), à un milieu plus humide marqué par la présence d'eau stagnante et une accumulation de matière organique (*l'unité III*), suggère une modification des conditions climatiques et/ou hydrologiques.

5.1.4. L'Holocène moyen : les apports issus des analyses des coupes MIR-5 et MIR-8, de la Thomassine, de Pont de Joux, Jonquier, une vision régionale

Phase I : 1ère moitié de l'Holocène moyen

Cette phase recoupe les enregistrements sédimentaires des unités datées entre 8,2 et 6,2 cal BP, issus de toutes les coupes étudiées à l'exception de MIR-1 qui ne possède pas de niveaux associés à cette période. Le résumé des principales caractéristiques par coupe et unités sont synthétisées dans le **Tableau 35**.

Tableau 35. Synthèse chronologique des principales tendances enregistrées à l'Holocène moyen (1ère partie) par les indicateurs utilisés.

	Faciès dominants	$CaCO_3$ biogénique	Détritisme	Conditions redox	Matière organique
1ère partie de l'Holocène moyen *(8,2 à 6,2 cal. BP)*					
MIR-5 *(unités IV et V)*	Tufs crayo-construits (*IV*) (*c.* 7430 ans cal. BP) Détritico-crayeux (*V*)	Augmentation progressive (*IV*) Diminution (*V*)	Mineur, en parallèle de la biosédimentation (*IV*) Dominant, riche en $CaCO_3$, en parallèle des craies (*V*)	Réduit (*IV*) Oxydé (*V*)	Légère diminution (*IV*) Légère augmentation (*V*)
MIR-8 *(unités I, II et III)*	Détritique (*I*) Détritique/crayeux (*II*) Détritique et crayo-pédomorphe (*III*) (*c.* 7370 ans cal. BP)	Augmentation progressive, surtout au sommet de l'*unité III* (*c.* 7370 ans cal. BP)	Important au bas de la séquence (*I*) (cône alluvial) Augmentation progressive (*II et III*)	Milieu globalement réduit (max. en sommet *d'unité II*)	Globalement faible Légèrement plus faibles en *unité II*
La Thomassine *(unités I à V)*	Détritique/pédologique (*I*) (~7300 BP) Tufs construits (*II et III*) (*c.* 7450 ans cal. BP) Détritique (*IV*) (*c.* 6730 ans cal. BP) Tufs construits (*V*) (*c.* 6580 ans cal. BP)	Faible (*I*) Augmentation à partir de *l'unité II* Diminution nette (*IV*) Reprise (*V*)	Elevé (*I*), composition proche de celle du substrat local Diminution en (*II*) Augmentation progressive (*III*) Max en *unité IV* Maintenu à forte intensité mais oscillant en *V*	Réduit (*I à IV*) Plus oxydé *à partir de V*	Elevé sauf en *unités IV et V* (pour K) Pour P, tendances plus élevées en *unités I et IV*
Le Jonquier *(unités I à VI)*	Détritique/pédologique *(I)* (6830 ± 35 BP) Alternance de tufs crayo-construits (dès c. 7340 ans cal. BP) (*II, III et IV*) Détritique (*V*) (*c.* 6510 ans cal. BP) Faible retour de tufs crayo-construits (*VI*) (av. *c.* 5700 ans cal. BP)	Faible (*I*) Nette augmentation (*II*) et maintenue jusqu'à *l'unité IV* malgré de légères variations/oscillations Début d'une diminution dès *l'unité V* (*c.* 6510 ans cal. BP)	Fortement relié au substrat géologique local (*I*) Apparition de Zr dès (*IV*) traduit un détritisme de nature différente de celui de la base de la séquence et qui augmente progressivement jusqu'au sommet	Globalement réduit (sauf *unité I*) Oscillations liées à de courtes phases oxydées corrélées aux niveaux de tufs construits.	Très faibles comparés aux autres séquences Traduit globalement une légère augmentation progressive
Pont de Joux *(unités I à III)*	Détritique (*unité I*) (*c.* 7860 ans cal. BP) Tufs, crayo-construits (*unités II*) Retour du détritisme (*unité III*)	Faible (*I*) Nette augmentation (*III*) Légère diminution (*III*)	Très élevé (nature colluvio-alluviale) (*I*) Diminution puis oscillation (*II*) Re-augmentation (*III*)	Alternance entre réduit (*I*), oxydé (*II*) et réduit (*III*)	Faible (*I*) Augmentation (*II*) Maintien de K avec d'importantes oscillations et signal de P très discret.

Sur le piémont sud du grand Luberon, les niveaux associés à la première partie de l'Holocène moyen sont majoritairement de nature d'abord pédologique, puis crayo-détritiques (MIR-5, *unités IV* et V ; MIR-8, *unités I et II*) et traduisent des fluctuations dans les modes de sédimentation.

Dans MIR-5, la production de carbonates biogéniques augmente progressivement, dans un milieu humide et fortement réduit (atteignant un pic de Mn/Fe). Ce changement coïncide avec le retour d'une zone humide ouverte (**Figure 120**). Cependant, cette phase cède la place à un environnement qui devient plus oxydé dans lequel la production carbonatée diminue en faveur d'une légère augmentation des apports en matière organique et surtout de l'apparition de cailloutis calcaires, de sables et de limons dans des craies, contenant de nombreux charbons (*niveau 8d*, MIR-5). Cette augmentation des apports détritiques, synchrone d'une brève contraction du marais, suggère une intensification des transferts sédimentaires (**Figure 120**, Magnin *et al.,* 2024).

Dans la coupe MIR-8, cette période correspond aux *unités I à III*, et bien que partiellement datées, ces unités présentent des similitudes avec MIR-5. Si la base de la séquence reste sans datation (*unité I*), la datation à 6490 ± 90 BP (*c.* 7370 cal. BP) au sommet de *l'unité III* indique que la carbonatation a débuté avant cette période, notamment à partir de *l'unité II*, et probablement, après l'établissement d'un cône alluvial (*unité I*) comme suggéré par Ollivier (2006).

Des similitudes entre les faciès de MIR-8 et MIR-5 suggèrent que *l'unité III* de MIR-8, avec les mêmes signatures géochimiques que *l'unité V* de MIR-5, correspond au même événement.

Ainsi, le début de l'Holocène moyen est marqué par une tendance à l'humidification, avec le développement d'une zone marécageuse. Cependant, des fluctuations existent, avec des phases d'assèchement relatif marquées par des apports détritiques indiquant des transferts sédimentaires plus importants. Nous notons également qu'il n'y a que peu d'artéfacts archéologiques dans ces deux séquences sédimentaires ce qui limite l'interprétation d'une potentielle influence anthropique sur les dynamiques du milieu observées, suggérant que les potentiels impacts anthropiques à proximité des séquences, étaient potentiellement faiblement perceptibles. Toutefois, soulignons qu'il en existe, plus en aval, au niveau de la coupe MIR-2 (Coupe de la Sarrière) étudiée dans la thèse de V. Ollivier (Ollivier, 2006).

Dans la partie orientale du sud du Grand Luberon, la séquence de la Thomassine contraste avec les coupes du Mirail pour cette même période. En effet, si les deux sites montrent une accumulation biosédimentaire, la nature de cette sédimentation et son contexte géomorphologique diffèrent. Tout d'abord, la coupe de la Thomassine enregistre à sa base un substrat géologique en place et fortement altéré, recouvert par des niveaux de nature plus colluviale datés entre 7200 et 7500 BP (*unité I*). Ces niveaux pourraient témoigner d'une phase d'érosion ou de changements hydrologiques antérieurs à la mise en place des formations tufeuses. Similairement au Mirail, ce n'est qu'à partir de 6540 ± 30 BP (7562 – 7359 cal. BP) que les premiers niveaux à dominance de tufs n'apparaissent, coïncidant avec le développement d'un environnement forestier qui atteint son optimum au sommet de *l'unité II* (**Figure 103**).

Contrairement aux faciès crayo-détritiques observés dans les coupes du Mirail, les premiers niveaux biocarbonatés de la Thomassine présentent rapidement des tufs aux

faciès indurés et construits. Cette différence se traduit également dans les teneurs en carbonates : environ 75% pour la Thomassine, contre des valeurs ne dépassant que ponctuellement 70% dans le Mirail. De même, les teneurs en fraction insolubles, bien corrélées avec Rb/Zr, sont plus importantes à la Thomassine. Ces observations soulèvent la question de l'origine de ces faciès construits et de leur signification pour l'interprétation de l'environnement.

Les analyses du signal détritique au sein de la séquence de tufs de la Thomassine indiquent une évolution traduite par une augmentation progressive de la composante détritique au sein des faciès majoritairement biocarbonatés. Initialement dominée par la production de carbonates, le détritisme devient majoritaire dans l'ensemble des niveaux de *l'unité IV*. Ce changement coïncide avec une première ouverture significative du milieu et un déclin du marais, comme l'indiquent les données malacologiques. Cette évolution du milieu pourrait expliquer la diminution des apports en matière organique observée dans les signatures géochimiques. Il est intéressant de noter que ce niveau (*unité IV*) contient de nombreux artéfacts archéologiques (céramiques, charbons, graines calcinées, etc.) suggérant une occupation humaine dans les environs du site d'étude.

La reprise d'une sédimentation majoritaire en carbonates biogénique dans *l'unité V*, bien que s'établissant dans un milieu plus oxydé et avec un détritisme encore très marqué, indique le retour d'un environnement marécageux. La présence d'un détritisme important malgré le retour du marais indique une circulation des écoulements plus importante, comme en témoigne la nature des faciès construits qui suggèrent un positionnement du cœur du chenal au niveau de la séquence.

En résumé, la sédimentation de la coupe de la Thomassine, pour cette période associée à la première partie de l'Holocène moyen, indique une accumulation biosédimentaire rapide à faciès construits couplée à un détritisme qui continue de s'exprimer et qui, lorsqu'il devient la composante principale des faciès (*unité IV*), est corrélé avec des artéfacts archéologiques remaniés.

C'est ce qui nous pousse à aborder la question de l'impact anthropique sur la formation de ces dépôts. En effet, au vu de la présence d'artéfacts archéologiques et de l'ouverture du milieu forestier dès *l'unité II* (vers *c.*7450 cal. BP) et de la différence entre les faciès crayeux du Mirail. Trois hypothèses peuvent être envisagées pour expliquer le développement des faciès tuffeux construits à la Thomassine :

(i) un karst local qui serait maintenu à une pression supérieure à celui du Mirail et créerait des conditions très favorables à la précipitation des carbonates ;
(ii) une précipitation des carbonates favorisée par la présence de soufre ou l'activité de failles (liens entre failles et travertins évoqués par Ollivier (2006) et les travaux ECCOREV MEDICAT en cours, Sirdeys *et al.,* 2023a) ;
(iii) une modification environnementale locale liée à l'impact des activités anthropiques.

L'hypothèse d'un impact anthropique dès le Néolithique ancien est privilégiée, mais la faible présence d'espèces synanthropiques dans le Luberon à cette période invite à la prudence. Il est possible que l'impact des activités humaines ait été trop faible pour être détecté par les indicateurs paléoécologiques utilisés.

Des recherches complémentaires, incluant des analyses détaillées de la matière organique, des datations supplémentaires et une comparaison détaillée avec d'autres sites régionaux, seraient nécessaires pour préciser l'influence respective des facteurs climatiques, géologiques et anthropiques sur la formation des dépôts de la Thomassine.

Plus à l'est, dans la haute vallée de la Bresque, la séquence du Jonquier, dont la couverture chronologique s'étend presque uniquement sur cette première partie de l'Holocène moyen. Nous notons une exception pour la dernière unité (*VII*) que nous associons ici à la seconde partie de l'Holocène moyen en se reposant sur la date de Farizier (1980) (*c.* 5000 cal. BP ; *niveau 3n*) afin de contraindre chronologiquement le sommet de la formation. Cette coupe offre un aperçu précieux sur l'évolution environnementale de la première partie de l'Holocène moyen dans un environnement fortement anthropisé où la karstification s'exprime fortement.

En effet, contrairement aux sites du Mirail et de la Thomassine, la formation du Jonquier, se distingue par sa proximité avec le site archéologique de la Baume de Fontbrégoua et par des teneurs très élevées en carbonates.

Dès *c.* 7300 cal. BP (*unité II*), après une phase détritique initiale issue de l'érosion du substrat local (*unité I* datée à *c.* 7650 cal. BP), débute une sédimentation riche en carbonates biogéniques. Cette tendance, persiste jusqu'au sommet de la séquence et rend la représentation statistique (ACP 1 et 2 ; **Figure 133**) des variations très homogène au sein de la séquence malgré d'importantes variations des faciès, tantôt crayeux ou crayo-détritiques, parfois cendreux, tantôt construits. Cette richesse en carbonates, cohérente avec d'autres sites varois, s'explique par la nature karstique du massif environnant**.** Les eaux souterraines, circulant au sein des dolomies et calcaires dolomitiques du Jurassique supérieur, se chargent en carbonates, favorisant ainsi la précipitation de calcite à l'émergence des sources, comme en témoignent les sources de la Cassole à Cotignac et du Saint-Rosaire à Tourtour (Nicod, 2010).

Malgré l'homogénéité du signal carbonaté, c'est à partir de 7250-7000 cal. BP (*unité IV*) qu'un nouveau mode de sédimentation, caractérisé par un enrichissement en Zr, se met en place progressivement. Ce signal, d'abord ténu, s'intensifie vers le sommet de la séquence, suggérant une modification des apports détritiques. Parallèlement, de légères fluctuations des carbonates biogéniques, couplées à la présence de niveaux cendreux et de tufs, pourraient témoigner d'une influence anthropique croissante durant cette période. L'analyse malacologique confirme cette hypothèse, révélant des formations végétales xérophiles éclaircies dès la base de la séquence, caractéristiques d'une ouverture du milieu potentiellement liée aux activités humaines du Néolithique ancien et moyen (**Figure 133**; Wackenheim., 2023).

Abordons également les nombreuses alternances observées entre les faciès qui, très tôt comparées à la Thomassine ou au Mirail, montrent une cyclicité répétée entre les faciès en respectant un enchaînement de niveaux crayeux ou crayo-détritiques, puis construits. Cette succession est similaire à ce qui est mis en évidence par Ollivier (2006) à partir du Néolithique final dans les coupes de tufs du Piémont sud du Luberon (*Cf. infra, section 4,1.5. ;* ex., Coupe MIR-5), où ces successions sont également visibles à haute fréquence de

manière synchrone à l'apparition de faciès de tufs construits et traduisent les processus répétitifs liés à l'apparition de nouvelles conditions. En effet, l'incision des cours d'eau observée en 2ème partie de l'Holocène moyen accentue la pente et concentre les écoulements. Ceci contribue à augmenter l'hydrodynamisme qui favorise à son tour le brassage des eaux et le dégazage du CO_2 et génère des faciès de tufs construits et indurés. L'accumulation comble progressivement le chenal du cours d'eau régularisant la pente et diminuant l'hydrodynamisme en faveur d'une sédimentation de décantation à l'origine des faciès crayeux et synonyme de stabilité environnementale. Cette stabilité environnementale va ensuite de nouveau être soumise à de futures ruptures qui entraineront la répétition de ce **cycle sédimentaire carbonaté** avec cet enchainement caractéristique : « ***incision-détritisme-tufs à faciès construits-retour aux conditions initiales (craies travertineuses)*** ». La mise en place de ce phénomène est synchrone avec l'augmentation de la pression anthropique nettement ressentie à partir du Néolithique final sur le Piémont Sud du Luberon, mais est aussi synchrone de changements climatiques rapides. Une difficulté réside dans l'identification du forçage prédominant entre l'anthropisation du milieu ou le climat. Toutefois, la coupe du Jonquier qui constitue une référence claire de milieu anthropisé parmi l'ensemble des coupes étudiées, favorise le caractère anthropique à l'origine de ce processus sédimentaire. En effet, la proximité directe avec le site de la Baume de Fontbrégoua suggère un impact direct et prolongé sur les modes de sédimentation que les autres coupes non-localisées à proximité de sites de plein air ou sous abris ne possèdent pas encore. Toutefois, il est important de noter que malgré le manque de site de plein air ou de sites d'occupation à proximité de la Thomassine, cette séquence pourtant elle aussi placée en piémont sud du Luberon (oriental) enregistre des faciès bien plus construits que les faciès contemporains du Mirail.

L'abondance des carbonates au Jonquier, comparée aux sites du Luberon, met en évidence l'influence non-négligeable du contexte karstique et du relief sur la composition des faciès. Le karst, par sa capacité à stocker et à restituer d'importantes quantités d'eau, influence directement la dynamique sédimentaire.

Par conséquent, la séquence du Jonquier, se distingue des séquences précédentes par des faciès riches en carbonates héritées du karst environnant, mais révèle également une augmentation progressive des apports détritiques à partir de 7250-7000 cal. BP, suggérant une influence anthropique croissante. La présence d'un cycle sédimentaire carbonaté, marqué par des alternances de phases d'incision, de détritisme et de formation de tufs, se mettant en place antérieurement à ce qui sera plus tard observé dans le Luberon, renforce cette hypothèse et témoigne d'une interaction complexe entre facteurs anthropiques, géomorphologiques et hydrologiques. La proximité du site archéologique de la Baume de Fontbrégoua souligne également l'impact direct des activités humaines sur la dynamique sédimentaire du Jonquier.

Plus au sud, dans la vallée de l'Huveaune, la base de la séquence de Pont de Joux (*unité I*) datée à *c.* 7950 cal. BP, est marquée par un fort taux de détritisme et un milieu réduit. L'*unité II* voit l'apparition de tufs crayo-construits, couplé à une diminution du détritisme et une augmentation des carbonates, au sein d'un milieu oxydé signant une mise en place de la sédimentation biocarbonatée entre 7950 et 7700 cal. BP.

La mise en place de la carbonatation au sein de la séquence, bien que légèrement plus ancienne que celle du Jonquier ou de la Thomassine, reflète des dynamiques similaires. En effet, on observe, comme à la Thomassine, un signal détritique, d'abord inhibé, mais qui revient ensuite, en parallèle de la dominance biocarbonatée. *L'unité III* montre un retour du détritisme, une légère diminution des carbonates et un retour à un milieu réduit. Le signal du potassium (K) se maintient tout au long de la séquence avec d'importantes oscillations, tandis que les teneurs en phosphore (P) restent très faibles. Cette dernière unité indique toutefois une légère alternance entre des niveaux crayeux et construits non sans rappeler le cycle de sédimentation carbonaté déjà mis en place au Jonquier, parfois même entrecoupé de niveaux crayeux et cendreux voir riches en charbons. Toutefois, nous devons garder à l'esprit, que contrairement aux coupes du Jonquier et du Luberon, la sédimentation à Pont de Joux est le reflet de changements qui s'opèrent sur un organisme hydrologique plus important : l'Huveaune. Cette rivière qui prend sa source sur le massif de la Sainte-Baume, soit à plus d'une dizaine de kilomètres, draine un bassin versant plus étendu. Ainsi, les modifications observées au sein de la coupe peuvent être susceptibles d'apporter des informations à une échelle de lecture plus large. Ainsi, bien que la coupe ne présente pas d'artéfacts archéologiques témoignant de potentielles occupations à cette période, les occupations à l'échelle du bassin versant connues dès le Paléolithique, peuvent être susceptibles d'être enregistrées. C'est le cas notamment des niveaux crayo-cendreux (ex. *niveau 11*), plus fréquents dans le sommet de la séquence, qui pourrait être assimilés à la pratique de brûlis autour voire plus à l'amont du site.

Phase II : 2ème moitié de l'Holocène moyen

Cette période correspond aux enregistrements sédimentaires des coupes MIR-5, les parties sommitales de la Thomassine et du Jonquier, ainsi que de Pont de Joux (**Tableau 36**).

Tableau 36. Synthèse chronologique des principales tendances enregistrées à l'Holocène moyen (2ème partie) par les indicateurs utilisés.

	Faciès dominants	$CaCO_3$ biogénique	Détritisme	Conditions redox	Matière organique
2nde partie de l'Holocène moyen *(6,2 à 4,2 cal. BP)*					
MIR-5 *(unités VI à VIII)*	Tufs construits et crayeux à détritico-crayeux (*VI et VII*) (*c.* 5450 ans cal. BP) Avec sol d'occupation Néolithique final (*VII*) (*c.* 5210 ans cal. BP)	Valeurs maximales pour la séquence Multiples oscillations	Moins marqué qu'en première partie d'Holocène moyen mais très présent Oscillations anti corrélées à celles des carbonates	Milieu moins réduit Présente des oscillations plus fréquentes et de de plus grandes amplitudes	Augmentation jusqu'au sommet de la séquence.
La Thomassine *(unité VI et VII)*	Faciès de tufs de plus en plus détritiques (*VI*) Faciès détritico-crayeux (*VII*) (*c.* 4830 ans cal. BP) riche en matériel archéologiques	Baisse (*unité VI*) Ré augmentation (*unité VII*)	Maintenu à intensité croissante	D'abord oxydé (*VI*) puis réduit (*VII*)	Réduction puis augmentation nette des apports en P dans le dernier niveau (*VII*)
Le Jonquier *(unité VII)*	Détritique à faible composante carbonatée (*c.* 4980 ans cal. BP)	Forte diminution	Augmentation forte Signature différente du signal initial mais dans la continuité de celui détecté en *unité IV.*	Réduit	Apports
Pont de Joux *(unités IV et V)*	Légèrement détritique mais riche en carbonates (*IV*) Faciès crayeux et construits remaniés	Teneurs élevées mais grandes variations/oscillations (*IV*) Réaugmentation progressive et constante (*V*)	Elevé et multiples oscillations complémentaires aux $CaCO_3$ Nette diminution(*V*)	Milieu réduit (*IV*) qui devient légèrement plus oxydé (*V*)	P toujours discret K en légère et constante diminution

Sur le piémont sud du Grand Luberon, cette période est représentée par les *unités VI à VIII* de la coupe MIR-5. Elle débute vers *c.* 5400 cal. BP et révèle une dynamique sédimentaire fluctuante où les *unités VI* et *VII* sont caractérisées par une alternance de tufs construits et crayeux et/ou des faciès détritico-crayeux, témoignant d'une instabilité environnementale marquée et appuyée par les variations de grandes amplitudes de l'indice d'oxydo-réduction (Mn/Fe) qui suggère un milieu globalement mieux oxygéné mais qui subit de grandes variations dans les types d'écoulements. De plus, bien que leurs concentrations subissent de multiples oscillations, c'est à partir de cette période que les niveaux indiquent une production de carbonates brutes et biogéniques atteignant des valeurs maximales dépassant 80 %. Le signal détritique, bien que moins marqué comparé à l'ensemble des niveaux précédents, reste très présent et indique des oscillations fréquentes en opposition de celles des carbonates.

L'ensemble de ces modifications témoignent de la mise en place de cycles de carbonatation, possiblement induits par un forçage anthropique et des variations climatiques rapides (Ollivier, 2006). L'augmentation du ruissellement et de l'érosion, liés par exemple, à l'ouverture du milieu végétal ou encore les modifications de la chimie des sols dues aux pratiques agricoles, peuvent expliquer cette évolution, comme observé à Salernes (*inédit*) et, sur d'autres coupes de tufs dans le Grand Luberon (Ollivier, 2006).

Cette hypothèse d'une influence anthropique est renforcée par la présence **d'indices directs** d'occupations humaines dans et à proximité de la coupe. Un sol d'occupation datant du Néolithique final (*c.* 5300 cal. BP), associé à *l'unité VII* et contenant des tessons de céramiques, confirme l'installation pérenne de populations dans ce secteur durant

cette phase seconde phase de l'Holocène moyen (Néolithique Final) jusqu'alors non détectée dans la coupe.

La séquence de la Thomassine, au S-O du Grand Luberon, étudiée au travers des *unités VI* et *VII*. Ces unités révèlent d'abord une continuité dans les faciès construits devenant progressivement plus détritiques témoignant d'une première phase de dégradation environnementale de la production de tufs (réel arrêt de la production ou sommet érodé ou déplacement du talweg ?) (*unité VI*). Ensuite, cette tendance s'inverse avec *l'unité VII* (*c.* 4830 cal. BP), marquée par des faciès détritico-crayeux riches en matériel archéologique. Cette unité est marquée par une reprise des apports anthropiques, qui se maintiennent ensuite avec une intensité croissante jusqu'au sommet de la séquence. L'analyse du signal géochimique confirme cette évolution : initialement oxydé dans *l'unité VI*, le milieu devient progressivement plus réduit dans *l'unité VII*, témoignant d'une réduction des apports en eau coïncidant avec les données malacologiques qui indiquent un environnement ouvert et sec. Enfin, la nette augmentation des apports en MO *via* le phosphore (P) dans le dernier niveau de *l'unité VII*, de manière similaire à MIR-5, peuvent être associé ici aussi au reflet de l'intensification de l'occupation et des activités humaines.

Dans la haute vallée de la Bresque, la toute dernière unité (*VII*) étudiée de la séquence du Jonquier potentiellement datée à environ *c.* 4975 cal. BP par corrélation avec la datation de Farizier (1980), reflète un regain détritique majeur de matériaux fins et cendreux couplé à une diminution drastique de la production de carbonates biogéniques, ainsi qu'une augmentation des apports en MO reflétés par le potassium (ratio K/Ca). Le mode de sédimentation fine mis en place de manière progressive traduit un changement qui s'est opéré sur un temps prolongé. L'indicateur des conditions redox (Mn/Fe), témoigne également d'un changement progressif vers un milieu plus oxydé où les écoulements sont dynamiques, en accord avec les données malacologiques, suggérant des transports sédimentaires qui s'effectuent de manière plus soutenue. Cette augmentation de l'hydrodynamisme a sans doute facilité la mise en place d'une phase d'érosion, puis la mise en place de faciès construits massifs qui scellent la séquence en partie sommitale.

Enfin, dans la vallée de l'Huveaune, les *unités IV* et *V* de la séquence de Pont de Joux sont ici mises en relation avec la transition Néolithique final/Âge du Bronze sur la base de la corrélation altitudinale avec la datation de D'Anna *et al.* (1988) effectuées sur la séquence de tufs en rive opposée de l'Huveaune (*c*. 4000 cal. BP). Cependant, cette datation demande à être confirmée par de nouvelles datations directes. *L'unité IV* se caractérisé par des oscillations entre des faciès construits et crayo-cendreux, témoignant d'une certaine instabilité environnementale. De la même manière qu'au Mirail ou à Salernes, nous observons ici aussi un contraste marqué à haute fréquence entre des faciès tantôt riches en matériaux détritiques et tantôt riches en carbonates biogéniques ce qui pourrait être lié au cycle de sédimentation carbonaté mentionné comme résultant de la combinaison entre des forçages anthropiques et/ou climatiques. Bien qu'aucun artéfact archéologique n'ait été retrouvé directement dans la coupe, plusieurs indices indirects suggèrent une présence humaine à proximité du site, voire à l'amont, durant cette période : les niveaux crayo-cendreux centimétriques fréquents (*niveaux 15 et 17*) et la présence de charbons centimétriques résultant de brûlis potentiels confirment l'hypothèse de la présence d'humains à proximité du site, voire à l'amont. *L'unité V*, quant

à elle, indique une autre tendance avec une diminution des apports détritiques couplés au maintien de la production de carbonates biogéniques potentiellement relié à une augmentation des écoulements. Le signal physico-chimique confirme cette évolution : le milieu, initialement réduit dans *l'unité IV*, devient légèrement plus oxydé dans *l'unité V*, suggérant une augmentation du débit hydrologique. Les teneurs en phosphore (P) restent discrètes tout au long de la séquence, tandis que le potassium (K) suit une légère et constante diminution. Ces observations convergent pour suggérer une pression anthropique globalement plus faible durant dans *l'unité V*, possiblement liées à une baisse de l'emprise sur le territoire synonyme d'une exploitation peut être moins intensive du milieu.

5.1.5. L'Holocène récent : antiquité tardive (MIR-5 et MIR-8) et période médiévale (MIR-1 et MIR-8)

Pour la période de l'Holocène récent, les niveaux attribués à **l'Antiquité tardive** des coupes MIR-5 et MIR-8 dans le piémont méridional du Grand Luberon constituent les premiers faciès sédimentaires hérités de cette période (**Tableau 37**).

Nous retrouvons notamment le dernier niveau de la coupe MIR-5, non-daté mais qui contient des tessons de céramiques attribués à l'Antiquité tardive. Cette unité est majoritairement dominée par la production de tufs construits et de craies détritiques remaniées. La production de carbonates biogéniques élevée est aussi fortement perturbée par une composante détritique bien marquée, dans des conditions oxydées accompagnées d'apport de matière organique riche en K. *L'unité IV* de la coupe MIR-8 rassemble des niveaux datés à *c.* 1650 cal. BP dont les principales composantes sont de natures détritiques avec des fragments de tufs construits remaniés. Ce niveau s'emboîte dans les niveaux plus anciens de l'Holocène moyen et sont tronqués à leur sommet par des sédiments médiévaux sur la base de datations radiocarbones.

D'autres coupes de cette période ont été étudiées dans le Luberon, c'est le cas notamment des coupes MIR-2 et MIR-6 et peuvent servir de références (Ollivier, 2006).

Tableau 37. Synthèse chronologique des principales tendances enregistrées à l'Holocène récent (Antiquité tardive et période médiévale) par les indicateurs utilisés.

	Faciès dominants	$CaCO_3$ biogénique	Détritisme	Conditions redox	Matière organique
Antiquité tardive					
MIR-5 *(unité IX)*	Tufs construits	Production importante	Elevé	Oxydé	Apports en K, diminution de P
MIR-8 *(unité IV)*	Détritique avec fragments de tufs construits remaniés	Faible production mais maintenue	Elevé	Réduit	Apports
Période médiévale					
MIR-8 *(unités V à VI)*	Majoritairement détritique avec présence de tufs construits parfois remaniés	Globalement légèrement plus élevée qu'en base de séquence Multiples oscillations	Elevé Oscillations anti-corrélées à la production de carbonates biogéniques	Oscillations liées à de courtes phases oxydées corrélées aux niveaux de tufs construits.	Globalement plus élevés qu'à l'Holocène moyen (base de séquence)
MIR-1 *(unité VI)*	Détritique (*c.* 575 ans cal. BP)	Faible	Elevé	Milieu oxydé	Faibles apports.

Au cours de la période médiévale, les unités formant les emboîtements supérieurs des coupes MIR-1 et MIR-8 ont enregistré les dynamiques spécifiques relatives à cette période (*unités V à VI*, MIR-8 ; *unité VI*, MIR-5 ; **Figures 120** et **121**). Les tendances observées sont majoritairement détritiques avec quelques phases de tufs/ faciès riches en carbonates biogéniques de types construits. Malgré une tendance générale au détritisme, des différences de sédimentation entre les deux séquences traduisent des variabilités spatiales. En effet, les deux coupes présentent des caractéristiques distinctes, reflétant des dynamiques de dépôt variables sur le piémont sud du Luberon :

- à proximité de l'exsurgence karstique (MIR-8) : On observe des phases de tufs et des faciès riches en carbonates biogéniques construits, indiquant une carbonatation active.
- à l'aval : les niveaux médiévaux sont exclusivement détritiques, sans ou avec une très faible biosédimentation carbonatée, mais principalement caractérisés par des nappes caillouteuses.

Ces différences soulignent l'importance de considérer les variations spatiales des dépôts sur le piémont, avec un gradient amont-aval marqué. Cette tendance confirme le modèle morphogénique pour le Luberon proposé par Ollivier (2006).

Dans le détail, l'analyse physico-géochimique de MIR-8 révèle des teneurs en carbonates biogéniques plus élevées qu'en base de séquence, malgré des fluctuations importantes. Ensuite, la présence d'un détritisme élevé, avec des maximas corrélés aux minima de biocarbonatation, caractérisant une alternance dans les processus sédimentaires confortés par des phases d'oxydation du milieu corrélées aux faciès riches en tufs.

Ces observations, combinées aux données séquentielles et radiocarbones d'Ollivier (2006), suggèrent :

- Des cycles de carbonatation fréquents, indiquant un milieu instable et incisé à plusieurs reprises.
- Des hiatus sédimentaires et une perte d'informations potentielle.
- Une instabilité des circulations d'eau du Mirail, possiblement liée à des modifications environnementales, incluant une potentielle pression anthropique (irrigation ?).
- Des apports en matière organique plus importants qu'en partie basale.

L'analyse de l'unique échantillon de la coupe MIR-1 présente une signature essentiellement détritique, faible composante biogénique et un milieu oxydé faiblement enrichi en matière organique. L'absence de faciès de tufs construits et la dominance des nappes détritiques faiblement carbonatées confirment la nature détritique de cet emboîtement. L'absence de données malacologiques limite l'interprétation paléoenvironnementale et la caractérisation de la végétation associée.

Ainsi ces niveaux révèlent des dynamiques sédimentaires contrastées, influencées par la position spatiale par rapport à l'exsurgence karstique et potentiellement par les activités anthropiques. L'absence de données malacologiques pour ces niveaux ne permet pas d'obtenir un référentiel paléoenvironnemental permettant de définir le type de

végétation associée. Ceci dit, il est important de noter que dans le ravin du Mirail, la production de tufs à proximité de la source du Mirail n'est pas inhibée par les pressions anthropiques et l'augmentation du détritisme souvent lié à l'intensification de l'exploitation de la couverture forestière au Moyen-Âge.

5.1.6. Bilan sur les variations observées

Des chronologies aux sites d'études

Les analyses sédimentologiques et physico-géochimiques des séquences apportent une vision détaillée des dynamiques sédimentaires internes enregistrées par les tufs, d'abord centrée sur le Piémont sud du Luberon pour la période du Tardiglaciaire (coupes MIR-1 et MIR-8) et en terminaison de l'Holocène ancien (coupes MIR-5). Dès le début de l'Holocène moyen, cette vision s'élargit à l'ensemble des sites étudiés pour définir les principales tendances observées en Provence occidentale. Finalement, les périodes associées à l'Holocène récent (périodes antique et médiévale) se recentrent pour offrir un aperçu des tendances provençales à partir des séquences du Luberon (MIR-5, MIR-8).

Des modes de sédimentation répondant d'abord aux processus d'ordre climatique

Ainsi, au **Tardiglaciaire, dans le Luberon,** l'amorce de la sédimentation biocarbonatée sous forme de dépôts crayeux qui s'installe en place en parallèle d'un détritisme toujours présent. Dans le cas de MIR-1, la mise en place des dépôts crayeux signe un apport détritique différent de la base de la séquence montrant une évolution des transports sédimentaire amont-aval, d'abord faibles car très localisés puis, provenant des lithologies calcaires localisées à l'amont. En fin d'**Holocène ancien**, l'étude de la composition physico-chimique des niveaux de la séquence luberonnaise MIR-5 révèlent le passage d'une stabilité environnementale matérialisée par un couvert boisé ouvert à un milieu qui transitionne vers une humidification du milieu. Durant ces deux périodes, **l'absence d'indices (directs ou indirects)** d'occupation dans les séquences luberonnaises suggère que les variations des dynamiques sédimentaires observées reflètent probablement des fluctuations d'ordre climatique.

Le Néolithique : un tournant dans les dynamiques sédimentaires ?

L'Holocène moyen est marqué par une mise en place généralisée de la carbonatation biogénique dans l'ensemble des séquences étudiées. Cette carbonatation domine le détritisme, bien que des variations de faciès et des différences inter-coupes mettent en évidence des facteurs d'influence propres à chaque site. Par exemple, au Jonquier, la richesse des teneurs en carbonates reflète l'expression d'un karst mieux développé que dans le Luberon. Toutefois l'expression de faciès construits à la Thomassine, questionne sur l'impact de la composition des eaux dans le processus de précipitation (eaux également riches en souffre).

L'analyse détaillée des successions de faciès observés durant la première moitié de l'Holocène moyen (Néolithique ancien et moyen) révèle des variations hydrologiques couplées à des cycles de sédimentation (« stabilisation, incisions, détritisme et formations de faciès de tufs construits »). Ces cycles s'expriment de manière hétérogène selon les

sites. Un signal très rythmé est observé au Jonquier dès la mise en place des faciès carbonatés, il en est de même à Pont de Joux. À la Thomassine, ces cycles sont présents, mais moins rythmés, tandis qu'au Mirail, la sédimentation se maintient sous forme crayeuse, sans cycle apparent. Cette variabilité spatiale des cycles de sédimentation soulève la question de l'impact potentiel des activités anthropiques sur les modes de sédimentation, même en l'absence d'indices directs (**indices indirects ?**). Des études complémentaires pourraient se concentrer sur la recherche d'indices indirects (*ex.* pollens, micro-charbons), afin de mieux comprendre le rôle des populations néolithiques dans ces changements environnementaux.

Ce n'est qu'à partir de la seconde moitié de l'Holocène moyen (Néolithique final) que s'observe une homogénéisation des dynamiques sédimentaires avec une rythmicité marquée et une fréquence élevée des cycles « stabilisation, incisions, détritisme et formations de faciès de tufs construits » dans toutes les séquences. De plus, c'est aussi à partir de cette période que des artéfacts archéologiques (tessons de céramique, graines calcinées, niveaux centimétriques cendreux) apparaissent clairement à travers les séquences étudiées (**indices directs**), traduisant une emprise prégnante de l'Homme dans l'environnement. Ces éléments de lecture raccordés à l'étude des variations des signaux physico-géochimiques traduisant les apports détritiques, organiques et les conditions d'oxydoréductions reliées aux modes d'écoulement, et confrontées aux données malacologiques, permettent d'apporter plus de détails concernant les milieux et les modes de sédimentations associés.

Holocène récent : Une affirmation de l'influence anthropique sur les dynamiques sédimentaires ?

À **l'Holocène récent**, de nouvelles données sont apportées pour la période antique et médiévale à partir des coupes luberonnaises elles confirment la persistance de l'influence anthropique sur les dynamiques sédimentaires. Dans un premier temps, à l'Antiquité tardive, les résultats des coupes MIR-5 et MIR-8 du Luberon révèlent une activité sédimentaire marquée, caractérisée par le maintien de dépôts de tufs construits, de craies détritiques et une présence significative de matière organique, et des artéfacts (tessons) témoignant d'une influence anthropique sur l'environnement.
En période médiévale, le détritisme augmente, mais n'inhibe pas la production des carbonates sous la forme de faciès construits. Les incisions et érosions conduisent à un environnement instable. Longitudinalement, les dynamiques sédimentaires sont variables par rapport à l'exsurgence karstique. La carbonatation ne s'effectue probablement plus ou peu en raison de pressions anthropiques de plus en plus marquées.

5.2. Discussion des résultats à échelle régionale au regard des données paléoenvironnementales et des occupations dans le S-E de la France et en domaine Méditerranéen au Tardiglaciaire et à l'Holocène

5.2.1. Au Tardiglaciaire

Le début de l'accumulation de tufs en Provence : contexte climatique

Le début de l'accumulation de tufs en Provence s'effectue dès le Tardiglaciaire (dès 15531-14981 cal. BP ; Ollivier, 2006). Les séquences témoins étudiées ici, MIR-1 et MIR-5, ainsi que celles du ravin voisin, le ravin du Loup (Loup-4 et Loup-5) indiquent que l'accumulation biocarbonatée s'établie dans un environnement bioclimatique de transition. Ce dernier, initialement frais, évolue progressivement vers des conditions plus tempérées, comme en témoigne la nature des faciès. Exclusivement crayeuse, la sédimentation est encore empreinte d'une composante détritique significative. Cette dernière, bien qu'elle puisse être associée à l'événement froid du GS-2a (Dryas I- Bølling), pourrait également avoir débuté dès le GS-2b (Allerød), période plus tempérée. Cela a déjà été observé dans les lacs alpins tels que les lacs de Pelléautier et Siguret en Haute-Durance (Eicher & Siegenthaler, 1983) ou encore dans les lacs du Jura suisse nord-occidental (Mojon *et al.,* 2015).

Autour de *c.* 15 000 cal. BP (MIR-1, *unités I à III*), la carbonatation reste limitée, les dépôts étant largement dominés par des apports pédologiques et détritiques. Ces derniers, issus de transferts sédimentaires très localisés (ex., molasses miocènes autour de la coupe MIR-1 ; **Figure 105.B**), témoignent d'un environnement stable, en accord avec les observations d'Ollivier qui décrit un faible hydrodynamisme pour cette période sur l'ensemble du piémont Sud du Luberon (Ollivier, 2006)**.** Les données malacologiques confirment cette stabilité environnementale et indiquent des malacocénoses caractéristiques d'environnements froids, et probablement plus humides que ceux du Dernier Maximum Glaciaire. Ces conditions, caractérisées par une humidité importante, sont corroborées par les conditions réductrices observées dans les sédiments, suggérant la présence de zones humides à faibles écoulements/eaux stagnantes. La présence de troncs subfossiles (*Pinus* type *sylvestris*) parfaitement conservés et fossilisés en conditions de vie dans la coupe Loup-1 témoigne de taux de sédimentation élevés. Ces derniers, favorisés par la présence d'une végétation hydrophile (phragmitaies) contribuant au piégeage des particules, confirment l'image d'un environnement humide à faible hydrodynamisme.

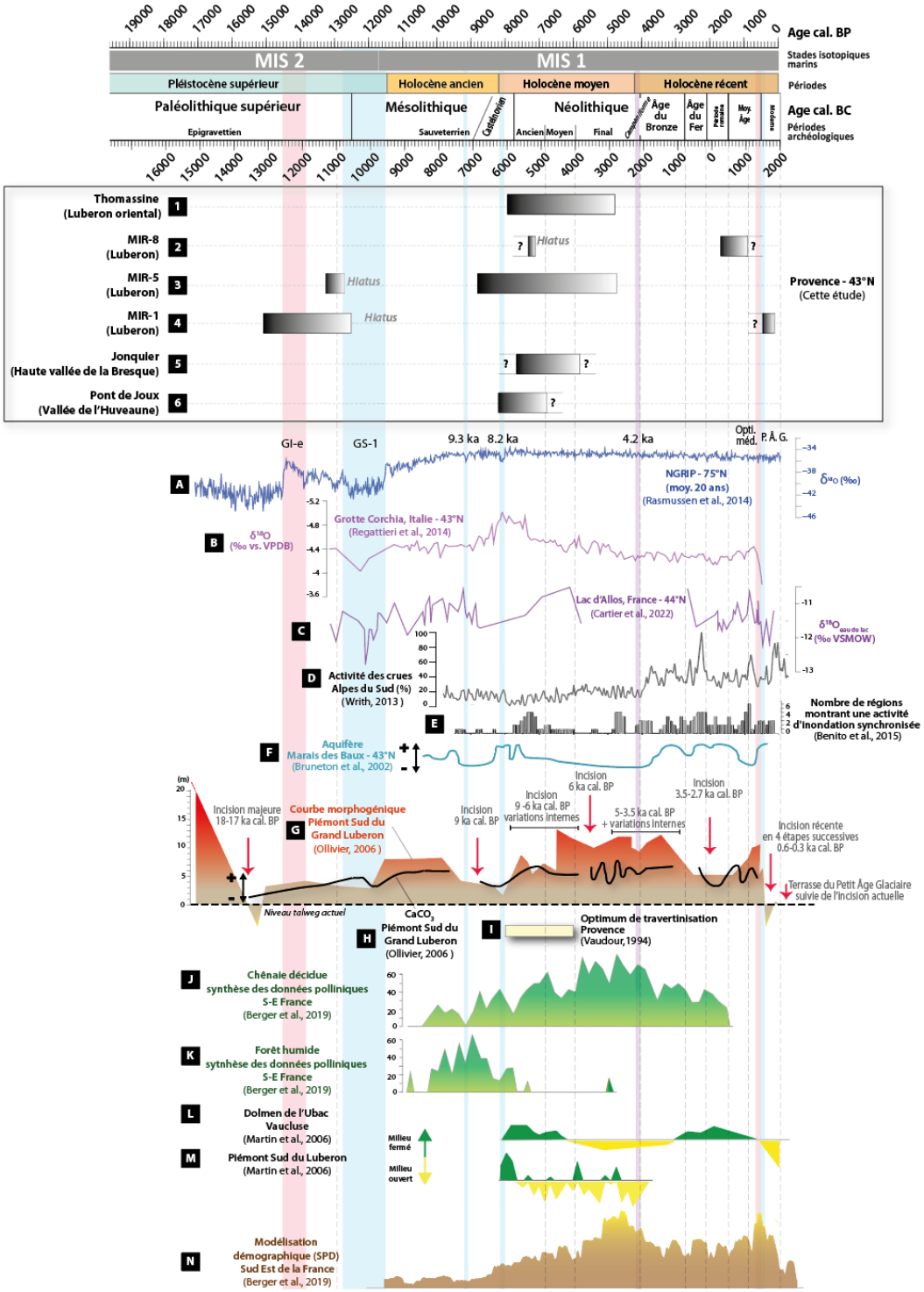


Figure 135. 1 à 6) Synthèse de la couverture chronologique couverte par les coupes étudiées dans cette thèse comparée à d'autres données modifiée de la figure synthèse pour la Provence de la thèse de Q. Wackenheim (2023) : A) NGRIP (Rasmussen *et al*., 2014) ; B) Variations isotopiques de l'oxygène du spéléothème de la grotte de Corchia (Regattieri *et al.,* 2014) ; C) Variations estimées du δ18O dans les eaux du Lac d'Allos (Cartier *et al.,* 2022) ; D) Activité des crues dans les Alpes du Sud (Wirth, 2013) ; E) Nombres de régions montrant une activité intense d'inondation synchronisée en Méditerranée (Benito *et al*., 2015) ; F) Estimation du niveau de l'aquifère du Marais des Baux, Alpilles (Bruneton *et al.,* 2002) ; G) Modèle morphogénique du piémont sud du Luberon (Ollivier, 2006) ; H) Courbe composite des carbonates brutes mesurés dans les tufs du piémont sud du Luberon (Ollivier, 2006) ; I) Optimum de la travertinisation dans le S-E de la France (Vaudour, 1994) ; J) Synthèse des données polliniques du S-E de la France décrivant la chênaie décidue et K) la forêt humide (Berger *et al.,* 2019, a) ; L et M) Degrés d'ouverture/fermeture des milieux d'après les malacocénoses du Dolmen de l'Ubac (L), du Piémont du Luberon (M), (Martin *et al.,* 2006) ; N) Modélisation démographique du S-E de la France (Berger *et al.,* 2019).

Vers *c.* 12 800-12 600 cal. BP (MIR-1 *unité IV* et MIR-5, *unité I*), un changement majeur s'opère dans la dynamique sédimentaire. La production de carbonates biogéniques devient dominante, coïncidant avec l'amélioration climatique de l'Allerod (Ollivier, 2006 ; Magnin *et al.,* 2024). Cette augmentation de la biocarbonatation s'accompagne d'une diminution du détritisme, probablement liée au développement d'une couverture végétale plus dense, capable de piéger efficacement les apports sédimentaires. Cette évolution traduit une stabilisation progressive de l'environnement.

Après 12 000 cal. BP (MIR-1, *unité V*), la tendance s'inverse à nouveau. Malgré une courte phase de diminution associée à un épisode détritique ponctuel (nappe caillouteuse, MIR-1, *niveau 7*) possiblement liée à une migration latérale du chenal (Ollivier, 2006 ; Magnin *et al.,* 2024), le détritisme augmente tandis que la production de $CaCO_3$ biogénique se maintient.

Une emprise trop faible sur le milieu pour être détectée ?

Malgré la présence avérée de sites paléolithiques dans le Vaucluse et à proximité du Grand Luberon, témoignant d'occupation humaines au Paléolithique (ex., La Combette à Bonnieux, Texier *et al.* 1998, Texier *et al.,* 2003 ; la Baume des Peyrards à Buoux, Deydier & Lazard 1909-1910 ; de Lumley, 1957, Porraz, 2002 ; Bau de l'Aubesier, de Lumley-Woodyear 1969), la carte archéologique du bassin versant de l'Eze témoigne d'une absence d'enregistrements pour les périodes du Paléolithique et du Mésolithique (**Figure 136**). Seule la grotte de l'Adaouste (Onoratini, *et al.* 1997 ; Mafart *et al.,* 2004) enregistre une activité associée au Paléolithique supérieur à proximité du bassin versant (en rive gauche de la Durance) pour les restes les plus anciens.

L'étude d'autres coupes à proximité de sites archéologiques et associés à ces périodes permettraient d'apporter un regard plus fiable sur l'impact direct des activités anthropiques sur les dynamiques sédimentaires. Toutefois, si les modes d'occupations associés à ces périodes restent difficilement perceptibles dans l'environnement, il est important de rester optimiste concernant la possibilité d'en retrouver des indices à travers l'étude des dynamiques sédimentaires.

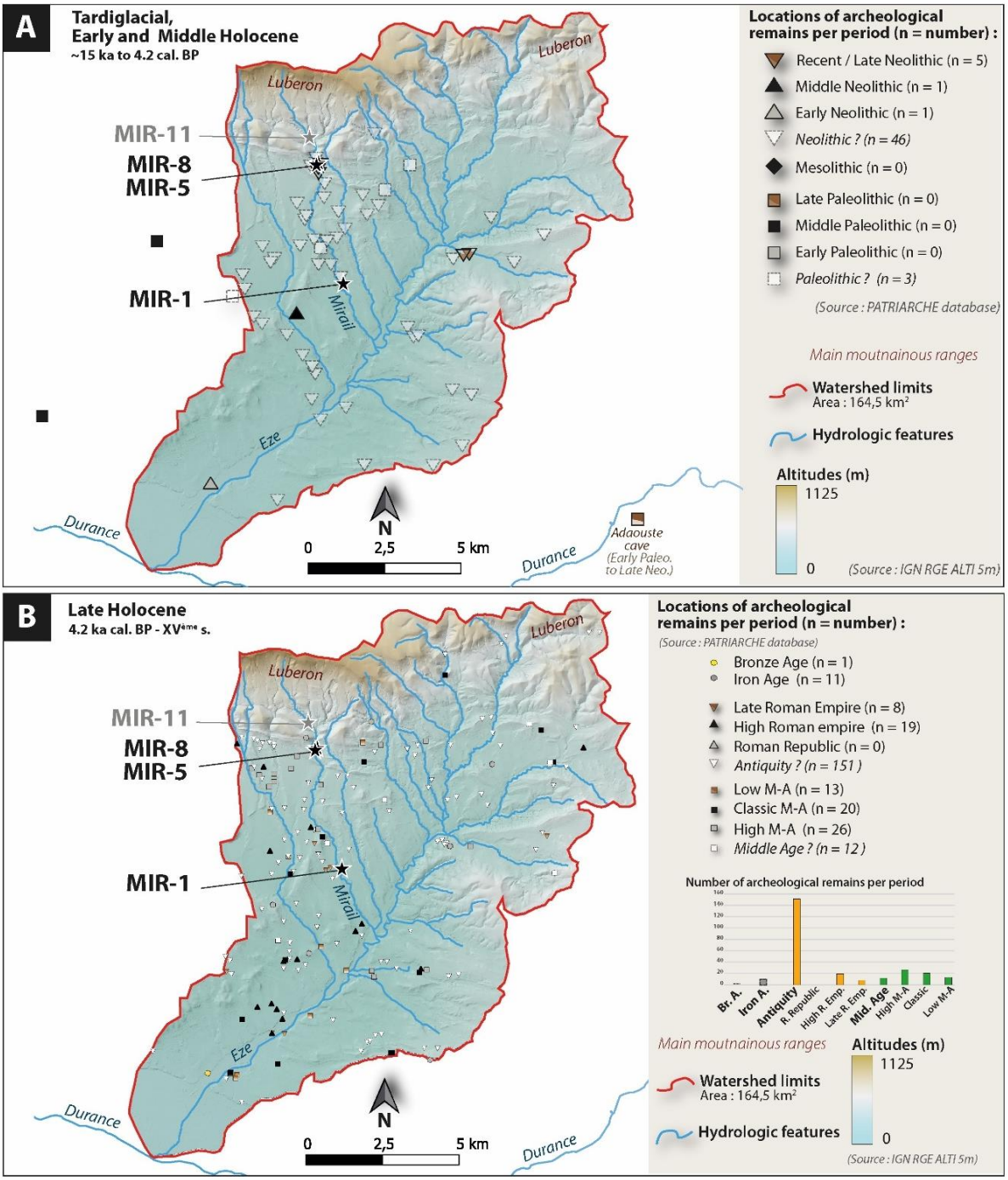


Figure 136. Répartition des vestiges archéologiques obtenus à partir de la base de données PATRIARCHE dans le bassin versant de l'Eze pour les périodes suivantes : le Tardiglaciaire, l'Holocène ancien et moyen (A) et l'Holocène récent (B). Les sites étudiés dans le cadre de ce travail (MIR-1, MIR-5, MIR-8 et MIR-11) sont représentés par les étoiles noires.

5.2.2. Fin de l'Holocène ancien

Un contexte environnemental instable et contrasté

Nos résultats, issus de l'analyse de la coupe MIR-5, mettent en lumière une période charnière de l'Holocène ancien, recoupée par *l'unité II* (et potentiellement *III*) et datée autour de c. 8500 cal. BP. Cette période, marquée par une transition vers des conditions plus humides, se caractérise par une dynamique sédimentaire particulière. En effet, *l'unité II* témoigne d'une continuité avec le Tardiglaciaire, avec la présence d'ensembles pédologiques et crayo-détritiques. La zone, initialement asséchée, voit se développer une couverture végétale dans un contexte de diminution des apports détritiques, comme en témoigne la présence d'un environnement boisé et ouvert mis en évidence par les assemblages malacologiques et les apports en MO (reflétés par le rapport P/Ca).

Cependant, *l'unité III* marque un changement avec l'apparition de nappes caillouteuses, témoins d'événements à forte énergie typiques de conditions plus humides. Malgré ces fluctuations, on observe une augmentation globale de la production de carbonates biogéniques par rapport au Tardiglaciaire.

Ces observations trouvent un écho à l'échelle régionale et méditerranéenne. L'Holocène ancien est en effet marqué par d'importantes fluctuations climatiques, avec notamment les événements de 9,2 et 8,2 ka cal. BP (Magny *et al.,* 2003; Rasmussen *et al.,* 2014). Ces événements, enregistrés dans des archives lacustres, marines (Sapropel 1, Ariztegui *et al.,* 2000) et continentales, ont eu un impact significatif sur les dynamiques sédimentaires.

Dans le S-E de la France, et plus particulièrement dans le Luberon, ces instabilités climatiques se traduisent par une phase d'incision généralisée autour de 9 ka cal. BP, confortée par une intensification de l'activité des crues dans les Alpes du Sud jusqu'à 8,2 ka cal. BP. Ces phénomènes, à l'origine de hiatus et de remaniements sédimentaires importants, ont pu affecter la conservation des sites archéologiques, comme observé en Grèce et dans la péninsule ibérique (Berger *et al.,* 2010).

Peu d'occupations ou des vestiges à la conservation malmenée ?

Or, cette période est cruciale du point de vue de l'occupation humaine. Les modèles démographiques régionaux suggèrent une croissance faible, mais progressive des populations de chasseurs-cueilleurs qui s'amorce dès le milieu du Mésolithique (Berger *et al.,* 2019). Cependant, le massif du Luberon, bien qu'occupé dès le Paléolithique ancien, présente un paradoxe : les sites mésolithiques y sont rares (**Figure 136**) à l'image des tendances régionales du S-E de la France (Bracco, 2022 ; Sénépart, 2014) et le bassin versant de l'Eze, où s'inscrit notre étude, ne fait pas exception, avec une absence totale de vestiges pour le Paléolithique supérieur et le Mésolithique. L'hypothèse présentée dans la littérature suggère que la majorité des sites associés à cette période sites sont souvent localisés dans des contextes géomorphologiques fragiles, exposés à l'érosion ou sous des abris à proximité de cours d'eau (Brochier & Livache, 2004). Cela a notamment été observé dans les vallées de la Nesque et du Coulon au Nord du massif du Luberon (Brochier & Livache, 2004 ; Binder & Sénépart, 2004) ou encore dans la vallée du Rhône (Espeluche "Lalo" ; Berger *et al.,* 2016).

Ainsi, nos résultats, bien que reflétant potentiellement des cumuls de variations d'ordre météorologiques sur des temps courts (évènements brefs et « pauses » morphogéniques) du fait de la sensibilité de ce type d'archives situées en zone de piémont (connexions directes aux versants et forte réactivité aux épisodes hydrométéorologiques importants), témoignent probablement d'une part de cette d'instabilité environnementale de l'Holocène ancien, matérialisée ici par des transferts sédimentaires plus grossiers (*unité III*). Ceci offre une explication plausible à la rareté des sites mésolithiques dans le Luberon, qui peut aussi probablement résulter d'une faible démographie. Si de nombreux hiatus sédimentaires liés aux fluctuations climatiques ont pu entraîner la destruction ou l'enfouissement de sites dans plusieurs régions méditerranéennes, l'absence de vestiges dans le Luberon pourrait trouver sa source dans des processus similaires. Ainsi l'absence de sites ne signifie donc pas nécessairement une absence d'occupation, mais souligne l'importance de prendre en compte les biais taphonomiques dans l'interprétation des données archéologiques.

5.2.3. À l'Holocène moyen

1re moitié de l'Holocène moyen

Une synchronisation régionalisée de l'accumulation de tufs ?

Dans le cadre de ce travail, les résultats obtenus couvrent la totalité de cette période grâce aux enregistrements sédimentaires des coupes du Piémont Sud du Luberon (MIR-5 et MIR-8), du Luberon oriental (coupe de la Thomassine), de la vallée de la Bresque (coupe du Jonquier) et de la vallée de l'Huveaune avec la coupe de Pont de Joux (**Tableau 35**). Cette première phase de l'Holocène moyen est caractérisée par la mise en place de l'accumulation biosédimentaire de tufs, généralisée en Provence, aux alentours de *c.* 7500 cal. BP. Plus spécifiquement, elle se met en place à partir *c*. 7300 cal. BP pour le Jonquier, aux alentours de *c*. 7400 cal. BP à la Thomassine et à environ *c.*7400 cal. BP à Pont de Joux. Cette sédimentation s'exprime à la suite de dépôts colluvio-alluviaux, à travers des faciès présentant des oscillations crayo-limoneuses à la base pour Pont de Joux (*unités II*), crayeuse pour la Thomassine (*unités II*) et crayo-limoneuse pour le Jonquier (*unités II*). Pour ce qui est de la coupe MIR-5, cette période correspond une sédimentation majoritairement crayeuse (*unité IV*).

Cette tendance parait résulter d'une tendance synchrone observée à échelle régionale, si ce n'est que, comme énoncé précédemment, la sédimentation carbonatée est déjà bien installée dans le piémont sud du Luberon au sein des coupes et ce, dès le Tardiglaciaire (*Cf. c*oupes MIR-5 et MIR-1 ainsi que les coupes contemporaines des ravins avoisinants - *ex.* ravin du Loup) qui complètent le modèle morphogénique du Luberon (Ollivier, 2006). Si les conditions climatiques tempérées de « l'optimum climatique Atlantique » (entre 9000 et 5000 cal. BP) constituent un forçage majeur responsable de ce qui a été nommé « l'optimum de travertinisation en Provence » (Dramis *et al.*, 2014 ; Martín- Algarra *et al.*, 2003; Vaudour, 1986a; Vaudour, 1994; Weisrock, 1986), l'impact des mécanismes d'incisions et/ou d'érosion locales précédemment observés ont également pu jouer un rôle conséquent dans la conservation des niveaux de tufs plus anciens ce qui remet en question la synchronicité du regain dominant de l'accumulation biosédimentaire

observée régionalement, au-delà du domaine provençal (Dabkowski, 2020). En effet, l'accumulation des systèmes tufacés s'effectue d'abord au cœur des talwegs pour déborder sur les bordures du chenal. Ainsi, si les incisions observées à la fin de l'Holocène ancien sont réellement généralisées sur l'ensemble des cours d'eau, les tufs conservés ne sont presque qu'essentiellement localisés sur les bordures, ajoutant ainsi un biais interprétatif quant à l'âge réel du début de l'accumulation (Ollivier *et al.,* 2006).

Les dynamiques sédimentaires enregistrées dans les tufs

Qu'en est-il du signal détritique en parallèle de l'édification des tufs : une inhibition ou un maintien ? Quelles sont les tendances ?

Bien que l'Holocène moyen présente une tendance générale à l'édification de tufs de manière régionale, en partie favorisée par une amélioration climatique, il est important de noter que, le détritisme ne disparait pas complètement. En réalité, bien qu'il semble d'abord être interrompu, il réapparait progressivement et de façon assez rapide. À la Thomassine l'expression d'apports allochtones en parallèle de la production des carbonates biogéniques s'exprime timidement à partir de 6450 cal. BP, au Jonquier, entre 7250 et 7000 cal. BP, et à Pont de Joux à 7800 cal. BP au sein d'une accumulation rapide de ~1 m/siècle comme observé à Pont de joux et à la Thomassine.

Au Mirail, ce signal reste toutefois assez timide dans les coupes luberonnaises. La vision plus large proposée par le modèle morphogénique du Luberon indique que cette phase s'inscrit au sein d'une reprise des remblaiements sédimentaires ponctués de multiples incisions de faibles amplitudes associées à des variations internes des systèmes (**Figure 135.G**) (Ollivier, 2006).

Les causes de ce détritisme : une influence climatique ?

Cette période est également associée à des changements climatiques rapides identifiés par (Mayewski *et al.,* 2004). En effet, la tendance climatique qui succède à l'épisode climatique frais et humide de 8,2 ka cal BP indique un réchauffement couplé à un assèchement aux alentours de 7000 cal. BP (Magny *et al.,* 2003 ; Berger et Guilaine, 2009 ; Zanchetta *et al.,* 2007), qui se pérennisent à partir de la seconde moitié de l'Holocène moyen (Benito *et al.,* 2015). Toutefois, nous notons que dans les Alpes du Sud, l'activité de crues qui s'intensifie entre *c.* 6000 et 5000 cal. BP, associée à une augmentation du régime de précipitation plus important, est visible à cette période (Wirth, 2013). Ceci questionne l'origine des apports sédimentaires résultant d'une intensitification du régime de précipitations.

De plus, ces conditions humides sont régionalement observées dans les plusieurs séquences de tufs dont la coupe de St-Antonin (Ali *et al.,* 2003 ; Guendon *et al.,* 2003) et la séquence de Meyrargues (Magnin *et al.,* 1988, 1991 ; 2011 ; Magnin, 1991). Par exemple, au Jonquier, l'humidité croissante détectée par les analyses isotopiques effectuées sur les tufs de cette séquence (J. Dabkowski dans Wackenheim, 2023) a probablement contribué

à un ruissellement de surface qui aurait pu remanier des éléments jusque dans les cours d'eau.

L'expression croissante du détritisme en parallèle de la formation de tufs aux alentours 7000 cal. BP en Provence, pourrait ainsi être causée par une intensification des précipitations combinée à des changements climatiques rapides.

La détection des impacts de l'anthropisation : des interactions paysagères complexes

La nature du signal détritique : un indice indirect de l'anthropisation ?

Toutefois, au Jonquier, la signature physico-géochimique du signal détritique enregistré dans la coupe du Jonquier bien que faiblement détectable initialement (entre 7250 et 7000 cal. BP) s'intensifie progressivement jusqu'au sommet de la séquence étudiée et traduit un enrichissement notable en Zr soulignant une modification dans la nature des apports détritiques (**Figure 133**). Ces apports ne s'effectuent plus de manière très locale ou en lien direct avec le substrat géologique dans lequel se développe le tuf, mais suggèrent des apports mixtes sans doute légèrement plus éloignés, dont la composition traduit une dynamique sédimentaire perturbée à l'échelle du vallon. Bien que ces apports soient potentiellement reliés à une intensification du régime de précipitations, l'augmentation globale de ce signal sur l'ensemble de la coupe indique une intensification de cette perturbation potentiellement imputable à la croissance de la pression anthropique. En effet, la localisation de la coupe du Jonquier, surplombée à quelques centaines de mètres par la baume de Fontbrégoua dont les premiers niveaux d'occupations ont été datés dès le Mésolithique et se poursuivent pendant le Néolithique soulignent ainsi des occupations prolongées et contemporaines du développement des tufs du Jonquier (Courtin, 1975). La première phase d'occupation de la Baume de Fontbrégoua attribuée au Mésolithique (entre 9570 ± 120 BP et 7500 ± 100 BP, indique la présence d'un campement avec des aires de combustions dont les activités de subsistances étaient principalement dépendantes de la chasse, de la pêche et de la cueillette (Courtin, 1975). En conséquence, les occupations étaient déjà présentes à proximité du ravin de Fontbrégoua, mais les impacts ne s'en ressentaient pas encore, peut-être en raison d'un signal ou d'activités trop faibles. À partir du Néolithique (6700 ± 100 BP) les pratiques sont associées à une augmentation de l'agriculture et du pastoralisme intenses sur les versants (Courtin, 1975) contribuant à la remise en suspension des matériaux plus fins (érosion de surface liée au piétinement, surpâturage, brûlis, dégradation de la couverture végétale) (Degaugue & Guendon, 1992). En effet, cette relation entre détritisme et pression anthropique néolithique a déjà été abordée par ces auteurs qui détectent les premiers effets de l'anthropisation du milieu à ce à partir du *niveau 3c*, soit à environ 200 cm (*niveau 18* sur la coupe de Degaugue & Guendon, 1992 ; **Figure 128**). D'après le signal de Zr, le changement dans la nature des apports détritiques, potentiellement reliés à l'anthropisation du milieu, aurait sans doute débuté dès le *niveau 2c* (soit à partir de ~130 cm).

À la Thomassine, d'abrupts changements sédimentaires amorcés par un faible signal détritique dans les niveaux construits (*unité V*) et poursuivis par un arrêt de la sédimentation carbonatée (*niveau IV*) combiné à la présence d'artéfacts archéologiques couplés à une première ouverture du milieu questionne davantage sur le moteur du détritisme en soulignant une certaine synchronicité entre les occupations et ces dynamiques sédimentaires.

La question de la relation entre le couvert végétal et l'anthropisation

Un autre facteur responsable des transferts sédimentaires sur les pentes réside dans la densité du couvert végétal. Il est donc important de discuter de la structure des milieux végétaux pour discuter des facteurs responsables de ces apports détritiques dès 7000 cal. BP : sont-ils générés par des variations d'ordre naturel ou climatique ?

Selon Magnin *et al.,* (2024) les espèces xérophiles sont particulièrement bien représentées entre *c.* 8000 et *c.* 6600 cal an BP à la **Thomassine**, contre jusqu'à *c.* 5500 cal an BP au **Mirail** occasionnant un déphasage entre le Luberon oriental et le front du piémont du grand Luberon, probablement en raison de la dispersion faible d'espèces d'escargots xérophiles. (La lecture des indicateurs reliés à la MO indique également les mêmes tendances). C'est dans ces périodes que les signaux détritiques apparaissent, supposant une corrélation entre augmentation du détritisme et baisse du couvert forestier. L'étude malacologique conduite par Q. Wackenheim (2023) montre que les séquences du **Jonquier** et de **Pont de Joux** sont cohérentes à l'échelle régionale avec cette période climatiquement humide détectée dans les études paléoenvironnementales. Une légère différence est notable concernant les données plus contrastées du Jonquier, où les formations végétales, éclaircies dès la base de la séquence, seraient à mettre en relation avec l'activité humaine à proximité du site (dès *c.* 7300 cal. BP) comme suggéré par Q. Wackenheim (2023).

Notons toutefois qu'à **Pont de Joux**, les apports en potassium sont globalement plus élevés que dans les niveaux colluviaux de la base, mais une nette diminution de ces derniers et des oscillations sont observées entre *c.* 7750 et 7500 cal. BP, niveaux qui sont corrélés à une absence de P et une malacozone stérile. Mais nous nous accordons sur une mise en relation avec une accumulation rapide de carbonates.

Au cours de la première moitié de l'Holocène ancien, la végétation du S-E de la France est associée à un couvert forestier important comme l'indiquent les synthèses polliniques pour la chênaie décidue dans le S-E de la France, qui augmente au cours de du Néolithique ancien, puis chute drastiquement au Néolithique moyen (Berger *et al.,* 2019). A Aix-en-Provence, les archives malacologiques décrivent un milieu xérophile ouvert (Magnin *et al.,* 2022). D'après Martin *et al.,* (2006) l'Holocène moyen est caractérisé par des milieux plutôt fermés qui s'ouvrent progressivement à partir du Chasséen (Néolithique moyen), soit entre 6700-6500 cal. BP en raison de l'anthropisation du milieu qui va, de par ses activités, contribuer à l'ouverture des milieux forestiers dans la première moitié de l'Holocène moyen, bien que ceci soit variable d'un site à l'autre. En résumé, bien que les

résultats des études paléoenvironnementales soient variés, l'Holocène moyen en Provence est marqué par la présence d'une forêt climacique plus ou moins humide qui s'ouvre progressivement à partir de *c.* 6000 cal BP.

En conséquence, bien que les conditions climatiques humides amorcent une augmentation des apports détritiques au sein des tufs, dans la première partie de l'Holocène moyen, les perturbations paysagères liées à l'anthropisation néolithique des milieux semblent jouer aussi un rôle important, mais non uniforme au sein de la région.

Qu'en est-il des occupations à cette période ?

Il est difficile d'attribuer ces ouvertures du milieu directement à l'anthropisation du milieu au travers des données paléoenvironnementales. En effet, les modifications induites par la présence humaine sont particulièrement rares au Néolithique ancien puisque ce n'est qu'à partir du Néolithique final que cela apparait clairement de manière généralisée à l'échelle régionale comme discuté ci-après (*Cf.* cette section, 2e partie de l'Holocène moyen).

En effet, l'apparition des premières populations néolithiques en Provence s'est effectuée aux alentours de 6500 cal. BP (Manen, 2019 ; Guilaine & Manen, 2012), mais certains auteurs, dont Berger (2010), suggèrent la possibilité que des occupations néolithiques antérieures soient tout à fait probables. Les données démographiques modélisées pour le S-E de la France (SPD, Berger *et al.,* 2019 ; **Figure 135.N**), enregistrent une légère augmentation, mais ce n'est qu'à partir de la seconde moitié de l'Holocène que la croissance démographique augmente nettement (Néolithique final). Les modes d'occupations associés traduisent des modifications importantes (occupations de l'espace et développement des pratiques agropastorales) qui prennent la forme de différents types d'indices. Ajoutons que dans la région de Pont de Joux, le Néolithique ancien est attesté par la découverte dès la fin du XIXe siècle de nombreuses stèles anthropomorphes dans le site de la Bastidonne dans la région de Trets, qui est aujourd'hui assimilée à l'une des plus anciennes manifestations d'art statuaire anthropomorphe de Méditerranée occidentale, entre 3900 et 3600 av. J.-C. environ (Cotte, 1905 ; Escalon de Fonton 1955 ; D'Anna, 1977 ; D'Anna *et al.,* 2004; Masson-Mourey *et al.,* 2020).

2e moitié de l'Holocène moyen

Les coupes les plus représentatives sont les coupes MIR-5 (*unités VI à VIII*) et les niveaux sommitaux des coupes de la Thomassine, du Jonquier et de Pont de Joux, respectivement représentées par les *unités VI et VII ; VII* et enfin *IV et V*). Notons que les niveaux sommitaux des coupes du Jonquier et de Pont de Joux sont attribués à cette période sur la base de datations anciennes et corrélées au niveau des coupes actuelles par analogies, afin de contraindre la stratigraphie de façon la plus complète possible.

L'expression d'un nouveau mode de sédimentation : un changement qui apparait en décalage et en parallèle d'indices directs d'occupations à proximité

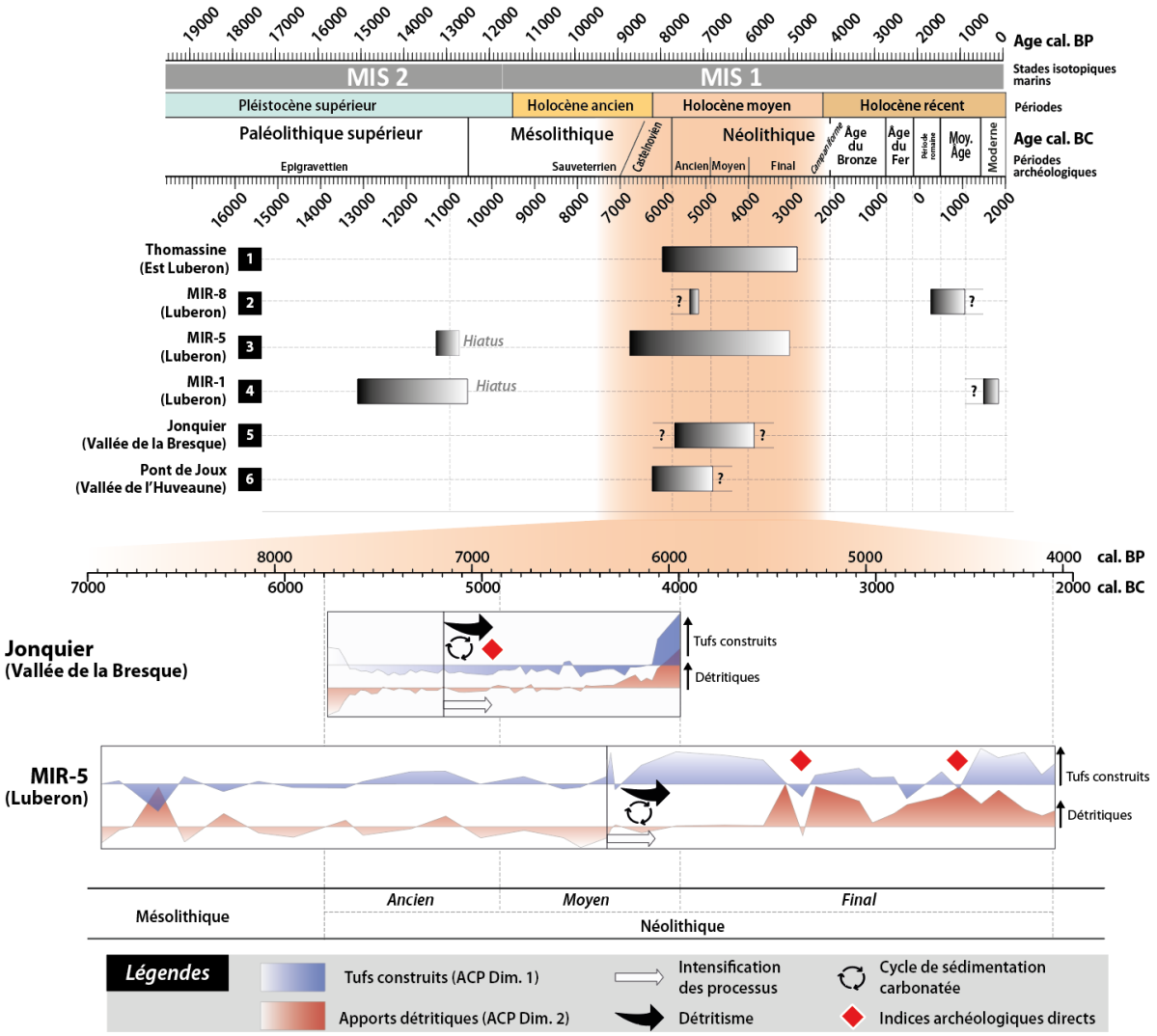


Figure 137. Exemples de l'intensification de la fréquence des cycles de carbonatation, d'épisodes détritiques et des indices archéologiques directs à l'Holocène moyen observées dans les analyses sédimentologiques des niveaux de la coupe du Jonquier et la séquence MIR-5.

A la différence de la première phase de l'Holocène moyen, le cycle de sédimentation qui s'exprime désormais très bien même dans le Luberon (*Cf.* coupe MIR-5), révèle ainsi de forts contrastes à haute fréquence d'une sédimentation tantôt détritique, tantôt carbonatée et où la carbonatation s'exprime par des faciès crayeux mais aussi, et pour la première fois dans le Mirail, sous la forme de faciès construits. L'expression de ce mode de sédimentation oscillant indique un milieu « perturbé » qui subit de fortes instabilités synchrones à une période d'augmentation de la pression anthropique sur l'environnement comme le témoigne la présence d'artéfacts archéologiques de manière quasi-systématiques dans les coupes étudiées ou leurs environnements proches (**Figure 137**).

De plus, il est bon de rappeler que ce cycle s'exprime déjà depuis le début de l'Holocène moyen dans la séquence du Jonquier, aussi qu'à Pont de Joux. Toutefois, une augmentation de la fréquence de ce cycle est notamment bien visible sur la séquence de Pont de Joux.

Dans ces deux dernières séquences, les niveaux crayo-détritiques centimétriques s'associent à la présence de cendres qui teintent des niveaux en gris foncé de manière homogène, pouvant être interprétées comme des indices de pratiques répétés de brûlis dans les environs.

Le **décalage** observé entre le Piémont sud du Grand Luberon et la vallée de la Bresque et de l'Huveaune peut trouver sa réponse parmi différents paramètres. Le premier s'appuie sur l'hypothèse que les forçages responsables de la mise en place du cycle de sédimentation carbonaté à haute fréquence soient principalement anthropogénique. Ainsi, ces modes de sédimentations seraient des indices indirects d'anthropisation locale du milieu et indiqueraient une occupation à proximité. En conséquence, le décalage serait lié à une occupation inégale du territoire. Ceci est également suggéré au regard des données malacologiques où Magnin *et al.* (2022 ; 2024) ont mis en évidence un décalage dans les populations d'escargots qui s'expriment plus tardivement dans le Luberon que dans les séquences étudiées, plus au sud, à Aix-en-Provence.

Le second paramètre pourrait être d'origine climatique, sur la base d'un gradient latitudinal où les conditions climatiques ne s'exprimeraient pas de la même manière au nord de la Provence (Luberon) que pour les sites localisés plus au sud et dont les répercussions sur le cycle de sédimentation tarderaient à se mettre en place.

Des modes d'occupations attestés de manière généralisée en Provence à l'origine du maintien d'une dynamique sédimentaire instable ?

Le Néolithique final en Provence se caractérise par une intensification significative de la présence humaine et de son impact sur l'environnement. Les nombreux sites archéologiques recensés, notamment dans le Luberon (Marchesi *et al.,* 1990 ; Caraglio, 2014 ; **Figure 136.A**), témoignent d'une occupation humaine dense. Mais pourquoi détectons-nous plus de signaux d'origine anthropiques à cette période dans nos séquences ?

À l'échelle régionale, les modèles démographiques basés sur les nombres de sites archéologiques du S-E de la France montrent une augmentation marquée du nombre de sites (**Figure 135.N** ; Berger *et al.,* 2019). Cette croissance démographique, observée notamment au travers de l'augmentation du nombre de sites, également visibles à proximité des séquences étudiées (**Figure 138, 139** et **140**), suggère une pression accrue sur les ressources disponibles et pourrait avoir engendré une augmentation des déplacements vers des zones encore peu occupées telles que les zones collinaires (Carozza *et al.,* 2005 ; Lemercier *et al.,* 2007 ; Loison *et al.,* 2010, Berger *et al.,* 2019). L'occupation de ces nouveaux espaces aurait alors entraîné de profonds changements paysagers, comme le suggère l'augmentation de chênaies en défaveur des aulnes et autres sapins subalpins, un changement pouvant être relié à un impact anthropique lié à l'intensification du pastoralisme (**Figure 135.J** ; Berger *et al.,* 2019). Parallèlement à cette influence anthropique, d'autres transformations environnementales majeures sont perceptibles à cette période. Ainsi, les études géomorphologiques régionales mettent en évidence l'interruption de l'accumulation du tuf (ex., dans les Alpilles, Bruneton *et al.,* 2002), tandis que les analyses paléoenvironnementales malacologiques (Magnin *et al.,* 2024, Martin *et al.,* 2006) ou anthracologiques (Battentier *et al.,* 2020 ; Battentier, 2018) révèlent des changements significatifs dans la biodiversité et l'ouverture des milieux.

L'étude des séquences de tufs analysées dans le cadre de ce travail vient souligner cette relation complexe entre dynamiques humaines et environnementales. Plusieurs sites étudiés semblent indiquer un impact direct des activités humaines sur la sédimentation, bien que d'autres facteurs puissent également l'influencer. C'est le cas au Mirail, dans les environs du site de MIR-5, avec son sol datant du Néolithique final (*niveaux 14, unité VIII*), qui illustre l'impact direct des activités humaines sur la sédimentation. L'étude du sondage archéologique effectuée en 2003 a révélé la présence d'un mobilier archéologique fragmenté et composé de plusieurs milliers de tessons de céramique (Ollivier *et al.,* 2003 ; Delaunay *et al.,* 2006), confirmant la présence d'un habitat sur ce site. De même, à la Thomassine, après une accumulation rapide et épaisse de tufs construits (*unité V*, puis *VI*), les niveaux enregistrent un détritisme grossier (blocs décimétriques), ainsi qu'un niveau sommital contenant de nombreux fragments de céramiques accompagnés des graines calcinées d'orge cultivé (*Hordeum vulgare*) (*unité VII*) (Magnin *et al.,* 2024). À Pont de Joux, la présence d'une occupation à proximité est suggérée par la présence de charbons centimétriques et de niveaux grisés cendreux au sein de la coupe (*niveau 15, unité IV*). Cette hypothèse est renforcée par formation de tufs en rive opposée de l'Huveaune contenant à sa base des fragments de céramiques néolithiques mélangés à des tufs et des sables datés de 3710 ± 160 BP (4447-3638 cal. BP) à 192 m NGF (D'Anna *et al.,* 1988). La forte densité de sites archéologiques du Néolithique final recensés sur les cartes archéologiques, notamment autour de Pont de Joux, renforce encore ce constat (**Figure 138**). À titre d'exemple, nous citerons le site de Camp Sarlier en périphérie d'Aubagne, mis au jour par les travaux de l'INRAP (responsable scientifique : D. Dubesset, 2020-2024), et qui indique une véritable occupation depuis le Néolithique moyen et témoigne de l'attractivité de cette région durant tout le Néolithique.

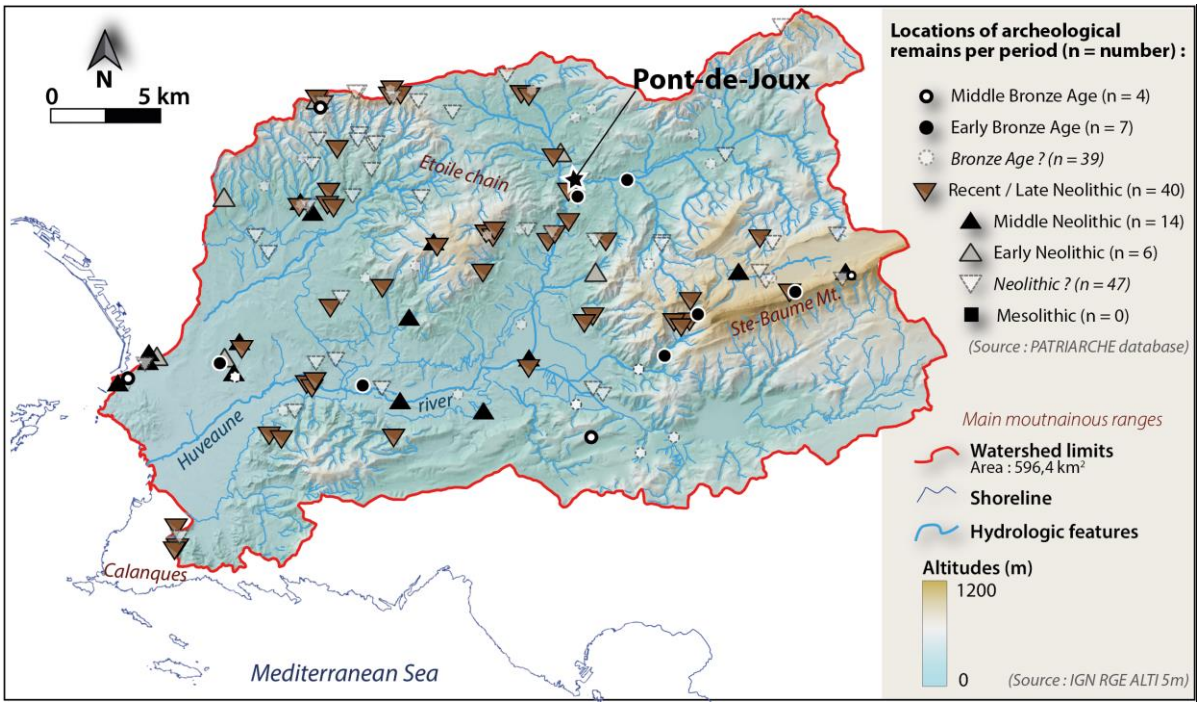


Figure 138. Carte bassin versant de l'Huveaune Pont de Joux Répartition des vestiges archéologiques obtenus à partir de la base de données PATRIARCHE dans le bas-bassin versant de l'Huveaune durant l'Holocène. Le site étudié dans le cadre de ce travail (Pont de Joux) est représenté par l'étoile noire.

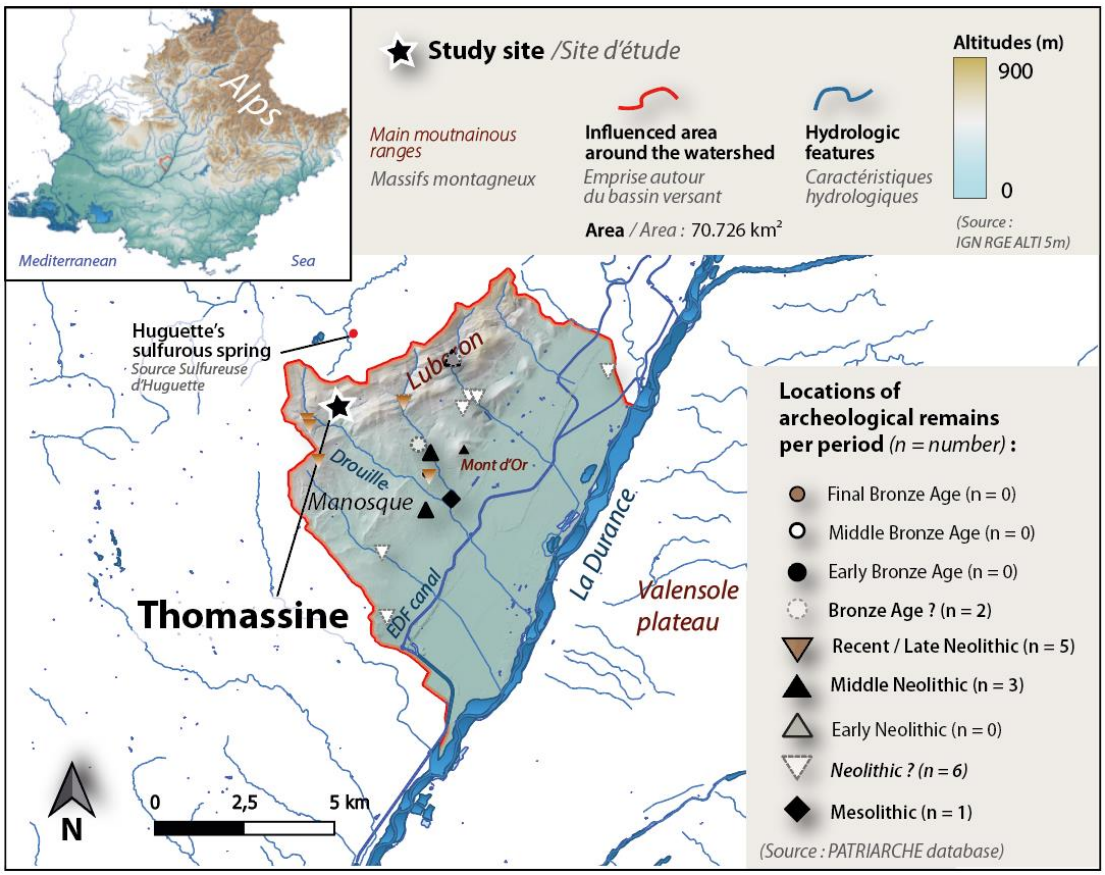


Figure 139. Répartition des vestiges archéologiques obtenus à partir de la base de données PATRIARCHE dans le bassin à proximité de la Thomassine du Mésolithique à la fin de l'âge du Bronze. Le site étudié dans le cadre de ce travail (coupe du Jonquier) est représenté par l'étoile noire.

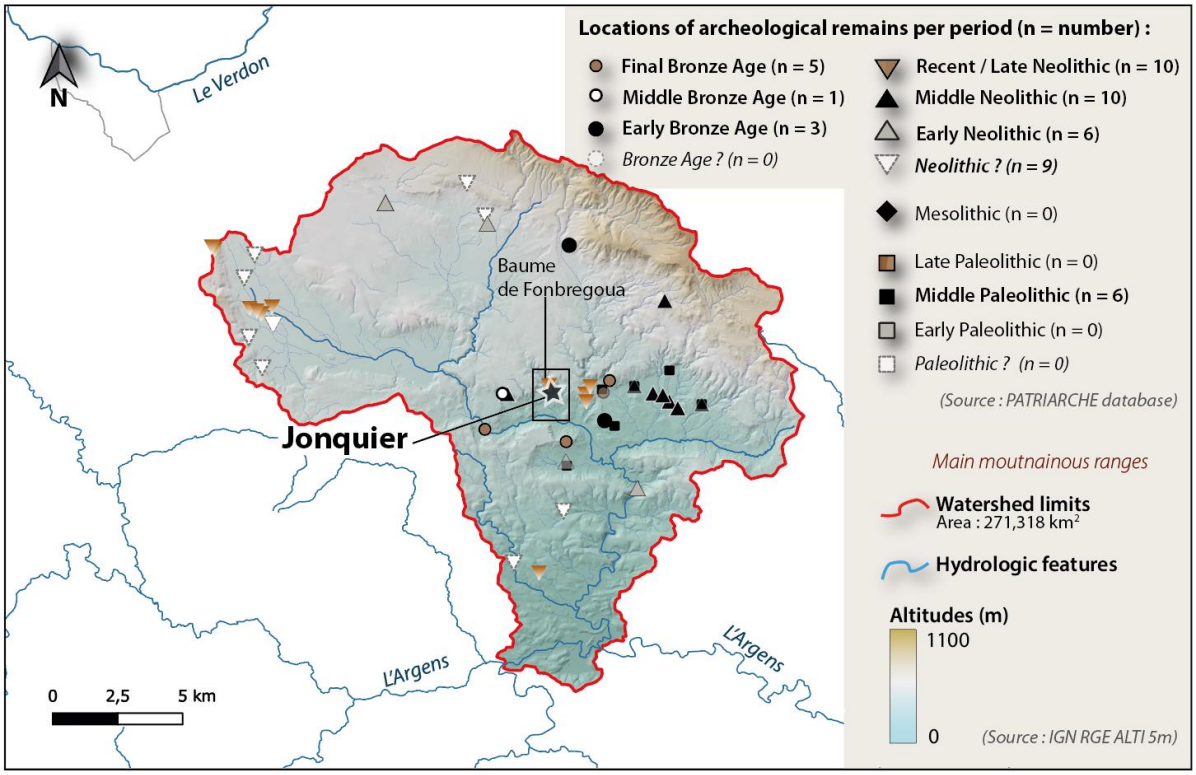


Figure 140. Répartition des vestiges archéologiques obtenus à partir de la base de données PATRIARCHE dans le bas-bassin versant de la Bresque du Paléolithique à la fin de l'âge du Bronze. Le site étudié dans le cadre de ce travail (coupe du Jonquier) est représenté par l'étoile noire.

L'impact des paramètres climatiques dans les variations observées

Toutefois, bien que l'emprise croissante de l'Homme sur son milieu soit bien marquée dès le Néolithique final, les fluctuations climatiques associées à cette période ont également pu jouer un rôle dans les modalités de sédimentation. L'anthropisation devient alors un paramètre indissociable de la lecture des dynamiques sédimentaires observées, peut-être même en partie responsable de l'amorce généralisée de cycle de sédimentation sur l'ensemble des coupes. En effet, la seconde partie de l'Holocène moyen est caractérisé par une phase plus sèche de la région méditerranéenne également sujette à des changements climatiques rapides (ex., des événements de 5,2 et 4,2 cal. BP) (Mayewski *et al.*, 2004).

Si l'assèchement décrit une tendance globale, la période enregistre des événements extrêmes dont des activités de crues centennales dans les Alpes du Sud (Wirth *et al.*, 2013) couplés à un grand nombre d'épisodes d'inondations en région Méditerranéenne (Benito *et al.*, 2015) (**Figure 135.D** et **E**) et qui ont par conséquent, pu affecter notre zone d'étude en créant des phénomènes d'érosion répétés, des mises en charges du karst favorisant ainsi l'alternance entre la production de sédiments détritiques et de tufs construits.

Pour comprendre la mise en place de faciès construits, nous pouvons également questionner la disponibilité du phosphore diminuant au fur et à mesure que les milieux s'assèchent (Sardans et Peñuelas, 2004 ; 2007). Si l'assèchement progressif observé à partir de 5000 cal. BP instaure une diminution du phosphore disponible dans le milieu, alors la précipitation des carbonates peut être facilitée. En revanche, en présence d'occupations et d'activités agro-pastorales, le milieu aura tendance à s'enrichir en phosphores inhibant alors le processus de précipitation menant à la production de faciès de tufs construits.

L'ensemble de ces éléments souligne l'importance du Néolithique final dans l'histoire de l'occupation humaine du S-E de la France, période charnière marquée par une interaction croissante et complexe entre l'homme et son environnement. L'augmentation de la population, couplée à une exploitation plus intensive des ressources, et des fluctuations climatiques a entraîné des transformations significatives des paysages, des modes de sédimentation et des écosystèmes.

5.2.4. A l'Holocène récent : antiquité tardive et période médiévale

Les périodes de la Protohistoire et de l'Antiquité

La Protohistoire n'est pas couverte à travers les séquences étudiées dans le cadre de ce travail. En revanche, la période antique est bien représentée dans la coupe MIR-5, notamment par des artefacts retrouvés dans la partie sommitale de *l'unité IX*, incluant des tessons de céramique remaniés, attribués à l'Antiquité tardive (Delaunay *et al.,* 2006). Ces artéfacts proviennent probablement d'un site situé à l'amont de la coupe. Cette séquence est caractérisée par des niveaux de tufs construits, associés à un écoulement hydrodynamique actif, marqué par une sédimentation détritique importante combinée à des apports organiques (K/Zr et P/Zr). Cette période est aussi représentée à travers les *niveaux 9 à 11* (*unité IV*) de la coupe MIR-8, composés d'éléments détritiques et de tufs construits remaniés et présentant des fragments de céramiques.

Ce contexte suggère un environnement localement instable, où le détritisme n'entrave toutefois pas la formation de tufs carbonatés, traduisant un équilibre dynamique entre les apports détritiques et la production biogénique.

Conditions climatiques fluctuantes et impact régional

Sur le plan climatique, l'Antiquité tardive est marquée par la période chaude romaine (250 av. n. ère - 450 de n. ère), caractérisée par des températures supérieures d'environ 2°C aux moyennes actuelles (Hu *et al.,* 2022 ; Margaritelli *et al.,* 2020 ; Taricco *et al.,* 2009). À la fin de cette période, un refroidissement progressif s'installe, accompagné de conditions plus humides. L'analyse des ostracodes dans le marais des Baux, dans les Alpilles indique un niveau élevé de l'aquifère qui démontre des apports humides constants et relativement élevés tout au long de l'Antiquité (Bruneton *et al.,* 2002) tandis que l'activité des crues dans les Alpes du Sud et le nombre d'inondations dans le domaine méditerranéen traduisent de nombreux événements associés à cette période (Wirth *et al.,* 2013 ; Benito *et al.,* 2015 ; **Figure 135.D, E**). Ces éléments ont sans doute été responsables des nombreuses crises érosives torrentielles observées à l'échelle régionale, notamment en Provence (Provansal, 1995 ; Allée, 2003 ; Leveau *et al.,* 2002), dans les Alpes du Sud (Jorda et Provansal, 1996 ; Miramont *et al.,* 1999), ou encore dans la Drôme (Flaux *et al.,* 2024), soulignant ainsi une forte instabilité des versants.

Dans le Grand Luberon, les coupes localisées à l'amont des exsurgences karstiques décrivent une sédimentation fortement détritique comportant des incisions qui se matérialisent sous la forme de nappes très caillouteuses et d'emboitements successifs, illustrant une fois encore une instabilité très présente sur les versants (Ollivier, 2006). Il est donc probable que les nappes caillouteuses en amont des exsurgences karstiques du piémont sud du Luberon résultent des mêmes conséquences climatiques.

Rôle des processus d'incision et de sédimentation

Contrairement à ce qui est généralement observé à l'échelle régionale, voire européenne, – où la production de tufs diminue dès la fin du Néolithique et le début de l'âge du Bronze (Vaudour, 1994 ; Goudie *et al.,* 1993b ; Dabkowski, 2020 ; Dabkowski *et al.,* 2024) -, la période antique luberonnaise est marquée par une carbonatation persistante, en dépit, nous l'avons vu, d'un détritisme important. Ce paradoxe peut, entre autres, s'expliquer par une incision généralisée des organismes fluviaux (Neboit-Guilhot, 1992 ; Bravard, 1994). Cette tendance à l'incision aurait provoqué une augmentation des pentes en amont, par érosion régressive, favorisant ainsi un écoulement plus rapide et concentré. Cette dynamique est favorable à une production de tufs construits qui vont s'accumule dans les cours d'eau et les berges (Ollivier, 2006).

Soulignons également les processus de mise en charge du karst, probablement favorisés par des conditions plus humides, ou héritées d'épisodes de précipitations importantes et concentrées dans la durée. Ce phénomène couplé à climat tempéré peut également être à l'origine d'accumulations rapides de tufs aux faciès construits, comme également observé au sein des séquences situées plus à l'aval de l'exsurgence karstique du ravin du Mirail (*Cf.* les coupes MIR-6 et MIR-2) (**Figure 141**).

Impact anthropique et occupation humaine

Dans le piémont sud du Luberon et contrairement à d'autres massifs mieux exploités à la même période (ex., Ste-Victoire, D'Anna *et al.,* 1992 ; Mocci *et al.,* 2004 ; ou les Alpilles, Fabre *et al.,* 2005 ; Leveau, 2008), l'Antiquité reste toutefois la période la mieux représentée par le nombre de vestiges (avec la période médiévale) dans le massif du Luberon (**Figure 136.B**). En effet, Le Luberon est intensivement occupé et exploité avec des zones d'occupations privilégiées sur les versants et dans les vallées dans lesquels ont été retrouvées de nombreuses villas et exploitations agricoles, principalement viticoles (ex., à Vaugines, Sannes, Cabrières d'Aigues). Le réseau rural est dense et donne lieu à des exportations de vins et d'huile. L'évolution des occupations à l'Antiquité tardive décrit une migration des populations vers les plaines dans lesquelles des traces agraires ont été retrouvées grâce à la bonne conservation générale des sols.

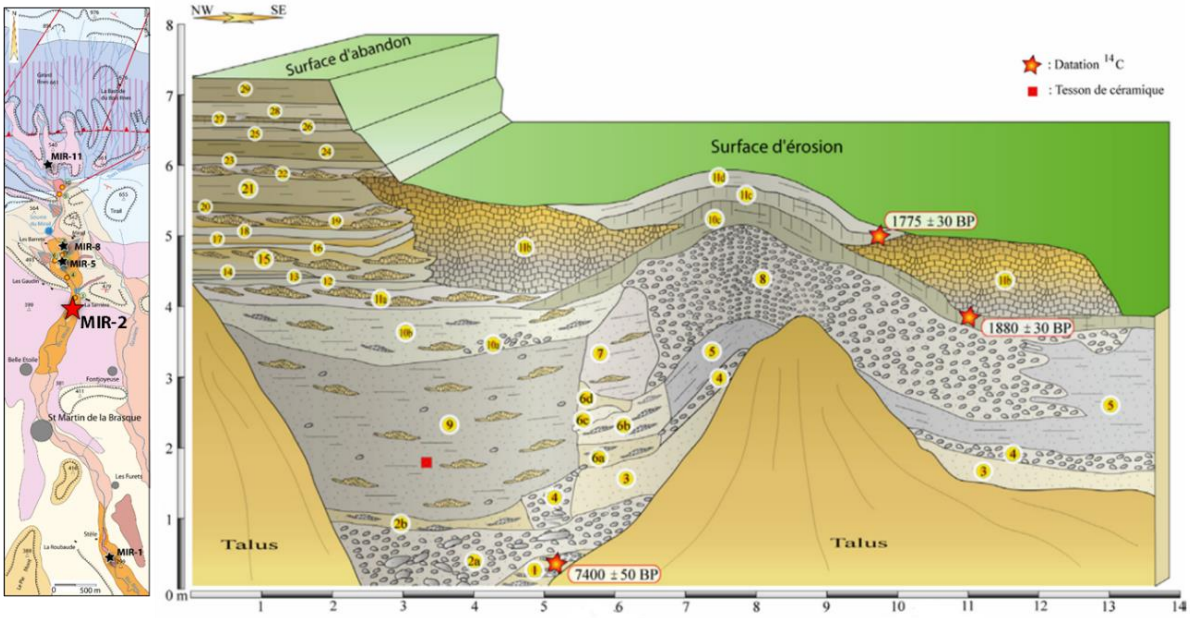


Figure 141. Localisation (étoile rouge) et relevé stratigraphique de la coupe MIR-2 dans le vallon du Mirail illustrant les puissantes accumulations de tufs construits récentes (Ollivier, 2006)

Aux abords de la coupe MIR-5, les analyses malacologiques effectuées traduisent également cet impact anthropique qui se matérialise par un renouvellement taxonomique en lien avec l'occupation humaine contemporain d'une réduction de la zone humide et de l'ouvertures du milieu (Magnin *et al.,* 2024). Ces éléments reflètent une transformation profonde de l'environnement, à la fois écologique et paysagère, avec un mode de sédimentation encore propice à l'accumulation de tufs sous forme de faciès construits, combiné à l'augmentation des apports détritiques.

La période médiévale

Dans le sud du Luberon, la période médiévale est caractérisée par des dynamiques de sédimentation complexes marquées par de multiples phases d'incisions et d'emboîtements successifs entrecoupées d'épisodes d'accumulations carbonatées. A l'origine de ces dynamiques contrastées, une interaction entre des variations climatiques rapides, ainsi qu'une intensification des activités anthropiques sur les versants telles que la déforestation ou encore des travaux de drainage localisés à l'aval du piémont. Dans ce travail, l'analyse sédimentologique des parties sommitales des séquences MIR-8 et MIR-1 et leurs datations par radiocarbone fournissent un aperçu des dynamiques sédimentaires contemporaines au cours de cette période (Ollivier, 2006).

Contexte climatique : fluctuations et impact régional

Durant cette période, les conditions climatiques oscillent entre la phase tempérée du **Petit Optimum Médiéval** (entre le Xème et le XIIIème siècle ; Mann *et al.,* 2002), et la phase de refroidissement associée au **Petit Âge Glaciaire** (XIVème-XIXème siècle ; Carozza *et al.,* 2014). Ces fluctuations climatiques alternant entre des périodes sèches et

tempérées et des périodes plus fraîches et plus humides, se manifestent de manière uniforme dans le domaine ouest méditerranéen. Cette tendance est confirmée par les courbes isotopiques de l'oxygène obtenues à partir des spéléothèmes de la grotte Corchia en Italie (Regattieri *et al.,* 2014), ainsi que par des coquilles d'ostracodes prélevés dans une carotte de sédiments lacustres provenant du lac d'Allos (Cartier *et al.,* 2022).

Ces variations influencent directement les régimes de précipitation et des processus d'érosion observés dans la région. Ainsi, dans l'espace méditerranéen ainsi que dans les Alpes du Sud, cette période est marquée par des régimes de précipitation plus intenses et une augmentation de la fréquence des crues comme observé dans les archives lacustres et fluviales (Wirth *et al.,* 2013 ; Benito *et al.,* 2015 ; **Figure 135.D, E**). Ces phénomènes sont également mis en évidence par des études menées dans d'autres régions méditerranéennes, telles que la vallée de la Pecora en Toscane, où l'oscillation climatique a favorisé des épisodes de remaniement sédimentaire et de démantèlement des dépôts de tufs qui se retrouvent à l'aval dans la vallée (Pieruccini *et al.,* 2021). En bordure littorale héraultaise, l'étude d'archives sédimentaires provenant de l'étang de Bagnas (Méditerranée occidentale) met en évidence des dépôts de tempêtes intenses corrélées avec des périodes froides historiques, dont le Petit Âge glaciaire (Degeai *et al.,* 2015). Dans les bassins versants de la Durance et de l'Ubaye, des changements significatifs dans la morphologie fluviale et les flux sédimentaires sont également observés pendant cette période médiévale (Miramont *et al.,* 2004 ; Sivan *et al.,* 2010).

Influence anthropique : déforestation et gestion des eaux

Les facteurs anthropiques jouent un rôle tout aussi important dans les variations observées dans les séquences de tufs médiévales. La rareté de ces archives en Provence concernant cette chronologie (*Cf*. le démantèlement Néolithique-Antique, souvent mentionné dans la littérature régionale) nous conduit à rester dans l'hypothèse plus que dans l'affirmation, faute d'avoir d'autres séquences analogues qui confirmeraient cet aspect.

Un exemple de tufs médiévaux réside en Toscane, dans la vallée de la rivière Pecora, en bordure littorale tyrrhénienne (Italie centrale) (Pieruccini *et al.,* 2021). Cette étude fournit une description de séquences contemporaines et met en relation le démantèlement de plusieurs de ces formations de tufs couplé à une augmentation de l'accumulation détritiques localisées à l'amont de la rivière en raison d'intensification des pratiques agropastorales (défrichements) entre le VIIème et le XIIème siècle. Ce processus s'est ensuite intensifié avec l'implantation du site archéologique médiéval de Vetricella et la mise en place de travaux de drainage des zones humides au XIIIème siècle (captation de sources karstiques, contournements des barrages et creusements au sein des terrasses de tufs), mettant un terme à l'accumulation de tufs (Pieruccini *et al.,* 2021).

La présence anthropique dans le Luberon est approuvée par le nombre important de vestiges attribués à cette période, comme c'est également observé dans le bassin versant de l'Eze (**Figure 136.B**). De la même manière, les modélisations démographiques du S-E de la France traduisent un signal important qui ne cesse de croître entre les Xème et XIIIème siècles, après la dépression des VII et VIIIème siècles (Berger *et al.,* 2019 ; **Figure**

135.N). Les modes d'occupations suivent une forte augmentation du nombre de sites relié à la création de villages fortifiées, de mottes féodales/castrales et d'oppida sur les hauteurs, indiquant une croissance démographique concentrée sur des territoires stratégiques également responsables du recul des forêts en raison d'activités agricoles croissantes.

Les pratiques de drainage et d'exploitation des terres dans le piémont sud du Luberon mises en place dès la période antique couplés aux processus de déforestation ont probablement contribué aux contrastes de faciès observés dans la coupe de tufs entre des incisions et des niveaux d'accumulation tantôt détritiques et tantôt riches en calcite (*Cf.* cycle de sédimentation carbonatée) pour finalement contribuer à l'arrêt de la production sédimentaire biocarbonatée lors de la transition vers le Petit Âge Glaciaire. Dans la vallée de la Bléone, affluent de la Durance dans les Préalpes du Sud, cette période, entre les XVIe-XVIIIe siècles, correspond à un accroissement de l'exploitation forestière pour répondre au développement de la construction navale royale, à la croissance des villes dans les plaines, ainsi qu'à des besoins de pâturage intensif (Gamba *et al.,* 2023). En effet, malgré une faible variation démographique et un durcissement des réglementations, la pression sur le couvert forestier reste importante, comme le soulignent les auteures. L'exploitation forestière, répondant à la fois à des besoins locaux (exploitation, pâturages) et à des demandes économiques extra-régionales (construction navale, croissance urbaine), ainsi qu'à des réglementations étatiques, révèle la complexité de l'histoire forestière régionale provençale et sud-alpine. Il est donc difficile d'isoler un unique facteur de contrôle, à l'image des relations complexes entre les tufs et de leurs propres facteurs de contrôle. Si les activités anthropiques semblent avoir agi de concert avec les fluctuations climatiques pour amplifier les contrastes morphogéniques et sédimentaires, là encore, l'identification d'un facteur explicatif unique s'avère difficile.

Conséquences sur la dynamique sédimentaire et hypothèses pour le Luberon

Concernant les dynamiques sédimentaires généralisées sur le piémont sud du Luberon, la coupe MIR-8 s'inscrit dans la chronologie précise suivante : au VIIème siècle après J.-C. (vers 1345-1275 cal. BP), une incision importante est observée suivie de la formation de tufs construits. Aux IX-Xème siècles de multiples niveaux contenant des indices d'occupation synchrones apparaissent dans divers ravins, indiquant une présence humaine significative près des talwegs (ex., *niveaux, 13, 14*). Aux Xème-XIème siècles (vers 1176-1050 cal. BP et 1016-933 cal. BP) (ex., *niveau 15* ; dans la coupe MIR-8), une incision mineure et brève interrompt ces niveaux, illustrant une variabilité morphogénique locale. Pendant la période médiévale tempérée (« Petit Optimum Médiéval »), les travertins continuent de se développer sous l'influence d'érosions et d'incisions fréquentes (*niveau 18*, de MIR-8 - ?), tandis qu'après le XIème siècle, une diminution des accumulations carbonatées est observée (Ollivier, 2006).

Cette diminution des accumulations pourrait être liée à une intensification des épisodes de précipitations, qui ont pu entraîner des transferts sédimentaires plus importants et augmenter le nombre de hiatus au sein des coupes de ces périodes. Les variations dans les régimes de précipitations, qui contribuent à alimenter le karst (mise

en charge), auraient pu générer des phases plus humides favorisant la précipitation de carbonates, ainsi que des périodes plus sèches accentuant l'érosion.

Les fluctuations interannuelles des précipitations, observées par Prosper-Laget *et al.* (2009) dans la région de l'Ubaye, illustrent cette dynamique principalement observée au Petit Âge glaciaire. Contrairement à une augmentation uniforme des précipitations, ce sont les contrastes entre des années très pluvieuses et très sèches qui semblent avoir contribué à l'intensification des crues et aux modifications des modes de sédimentation.

Dans le cas de la séquence MIR-8, bien que la partie sommitale ne semble pas se recouper avec la période du Petit Âge Glaciaire, les niveaux non datés (*niveau 16 à 21*) pourraient correspondre à la transition vers cette période froide. Le démantèlement des dernières accumulations de tufs, observé à cette époque, pourrait indiquer un forçage climatique lié à cette transition froide, ainsi qu'une modification des pratiques humaines dans la région (Ollivier, 2006).

En résumé pour l'Holocène récent

Une continuité dans les processus de diversification des faciès mis en place dès le Néolithique final…

A la suite du Néolithique final, on assiste à une diversification des faciès au sein des tufs se traduisant par une augmentation de la fréquence et une variation des amplitudes du cycle de sédimentation carbonatée, couplés à des phases d'assèchement du contexte alluvio-palustre dans lequel les tufs se développent. Ces modifications sont générées par des changements dans les conditions environnementales (changements climatiques rapides, même si difficiles à mettre en évidence dans ces modes de sédimentation) et un impact anthropique croissant (éclaircissements de la végétation ? Aménagements anthropiques - ?).

Ces paramètres responsables de la mise en place d'accumulation de tufs construits sursaturés en calcites en suivant le cycle de sédimentation carbonatée, témoigne d'un mode de sédimentation discontinu et contrasté qui se poursuit dans le temps jusqu'au démantèlement des tufs à l'aube du Petit Âge glaciaire. Ce démantèlement est très probablement lié à l'augmentation des pressions anthropiques.

Une période antique synonyme de persistance de la production de tufs malgré une forte instabilité des versants

Ainsi, malgré la faible représentativité associée à l'Antiquité tardive dans les coupes étudiées, nos analyses révèlent néanmoins la présence d'**indices directs** d'occupations du territoire avec la présence quasi-systématique de tessons de céramique et d'éléments métalliques (ex., cuivre). A cela s'ajoutent les données issues de la carte archéologique qui témoigne d'une implantation dense sur la façade sud du Luberon et de manière générale, dans le S-E de la France. Dans les séquences, nous observons le maintien d'une sédimentation carbonatée, combinée à un détritisme important avec des phénomènes d'érosions traduisant une forte instabilité des versants, à l'image de ce qui est

fréquemment observé à échelle régionale. Sur la base des observations faites au Néolithique final, nous interprétons ces variations rapides et contrastées dans les modes de sédimentations comme résultant d'impacts indirects de l'activité humaine sur l'environnement (**indices indirects**). Cependant les régimes de précipitations et de fluctuations climatiques rapides observées au cours de cette période compliquent davantage cette lecture. Il devient ainsi difficile de discriminer la part des impacts climatiques des impacts anthropiques à la seule lecture de ces quelques séquences et surtout dans des zones de piémonts très sensibles aux phénomènes météorologiques.

Des dynamiques sédimentaires médiévales : l'atteinte d'un point de non-retour pour les tufs

A travers nos résultats (coupes MIR-8 et MIR-1), la période médiévale présente des variations sédimentaires rapides et contrastées, à l'image de celles esquissées durant l'Antiquité tardive, mais surtout intensifiée avec notamment une augmentation de la fréquence des emboîtements (phénomènes d'érosion et d'incisions) et une augmentation du détritisme.

Au regard du variations climatiques et de la pression anthropique encore plus importante qu'à l'Antiquité, ces variations peuvent être caractérisées par des forçages d'origines climato-anthropiques.

Cependant, il est important de noter, que cette période est toutefois marquée par l'atteinte d'un point de non-retour dans l'arrêt de la production de faciès construits très probablement relié aux déforestations intensives des versants observés dans le Luberon mais aussi régionalement, induisant un impact significatif peut-être relié à un facteur plus anthropique que réellement climatique.

5.2.5. Synthèse des comparaisons régionales pour la compréhension des dynamiques sédimentaires

À la lumière des données paléoclimatiques, archéologiques, morphogéniques et paléoécologiques, cette section intègre nos résultats pour les confronter à un contexte régional qui nous permet de discriminer les différents forçages à l'origine des variations des dynamiques observées et en déduire des indices d'occupation.

En raison de la faible activité anthropique associée aux périodes du Paléolithique supérieur et du Mésolithique dans le Luberon, les dynamiques sédimentaires associées à la **période Tardiglaciaire** et **à l'Holocène ancien** semblent ainsi traduire les impacts des fluctuations climatiques caractérisées par un réchauffement progressif en contexte humide.

C'est à partir **du début de l'Holocène moyen (Néolithique Ancien et Moyen)** que les processus impactant les modes de sédimentation se complexifient. En effet, les séquences dont les environnements sont les plus anthropisés (présence ***d'indices directs*** au Jonquier, Pont de Joux ou encore la Thomassine) enregistrent des faciès construits et un mode de sédimentation respectant le rythme saccadé et contrasté du cycle de sédimentation carbonaté proposé par V. Ollivier (2006) dans un contexte climatique qui tend vers un assèchement global, mais qui est également soumis à des épisodes

météorologiques extrêmes générateurs d'inondations sur l'ensemble du domaine méditerranéen et de crues sur les reliefs sud-alpins, combinés à des changements climatiques rapides.

Ce n'est qu'à partir de la seconde moitié de **l'Holocène moyen** (Néolithique final) que le Mirail enregistre aussi cette succession de faciès, de manière également contemporaine à l'installation d'occupations dans le milieu, fournissant un argument supplémentaire en faveur d'un impact anthropique sur la sédimentation locale et faisant de cet enchainement de faciès un ***indice indirect*** de détection de potentielles occupations à proximité des séquences. Cependant, la seule influence de l'homme parmi les forçages potentiels doit être remise en question. En effet, l'intensification des crues, les fluctuations climatiques rapides et la nature des séquences localisées en zones de piémont rendant ces petits hydrosystèmes particulièrement sensibles aux événements d'ordres météorologiques sont autant d'éléments qui ne nous permettent pas de discriminer pleinement la part des processus climatiques et/ou anthropiques dans la lecture que nous avons des séquences. L'élargissement des comparaisons avec d'autres séquences régionales serait profitable afin de mieux dissocier les impacts associés à ces deux influences.

À **l'Holocène récent**, et plus précisément à **l'Antiquité tardive**, la production de tufs se maintient, pour s'accumuler parfois sur plusieurs mètres d'épaisseur, probablement en raison d'une incision généralisée à cette période, des précipitations plus importantes favorisant la mise en charge du karst combiné qui plus est, à une occupation très importante et particulièrement bien enregistrée dans la région et sur le piémont sud du Grand Luberon et très probablement responsables de l'expression d'un détritisme très marqué. Ces activités sont également enregistrées via des ***indices directs*** d'enrichissements en métaux (cuivre et zinc, *Cf.* ***Annexe IV***). L'augmentation du détritisme et la carbonatation sont très probablement contrôlés par des facteurs anthropiques, puis par des phénomènes climato-météorologiques. **Durant la période médiévale**, la part de détritisme s'exprime d'autant, voire plus. L'expression de faciès construits s'exprime encore jusqu'au démantèlement final observé au Petit Âge Glaciaire, très probablement favorisé par une anthropisation forte du milieu qui empêche le système de revenir à un état initial.

Conclusions de ce chapitre

L'objectif principal de ce chapitre consistait à analyser l'évolution des dynamiques morphosédimentaires des systèmes tufacés en Provence, au regard des facteurs contrôlant leur développement de manière à discriminer la part de ces forçages dans l'évolution de ces séquences. À terme, l'objectif ultime de cette caractérisation est d'utiliser cette grille de lecture pour discriminer les périodes de présence ou d'absence de sites d'occupation à proximité des séquences étudiées et de répondre à la question « Où sont les sites ? ».

Pour ce faire, une approche multi-proxies a été adoptée, combinant des analyses sédimentologiques (calcimétrie, fluorescence X, mesures de la fraction insoluble, spectrocolorimétrie), des traitements statistiques des données pour identifier les variables significatives associées aux différents faciès, des données paléoenvironnementales et de nouvelles datations pour préciser le contexte chronologique dans lesquelles ces formations se sont développées.

La multiplicité des coupes étudiées supportées par le modèle morphogénique du Luberon et les données paléoenvironnementales offrant un cadre déjà bien défini, a permis de confronter ces données dans un contexte régional plus large permettant de préciser les phases suivantes :

- Durant le Tardiglaciaire et l'Holocène ancien, les fluctuations climatiques, marquées par un réchauffement progressif en contexte humide, semblent être le principal moteur des dynamiques sédimentaires. L'impact anthropique, limité durant ces périodes, est difficilement identifiable.
- Cette tendance se complexifie à partir de la première partie de l'Holocène moyen, notamment à travers le processus de néolithisation en Provence qui ne s'effectue pas de manière uniforme. En effet, l'émergence de faciès construits, de l'intensification progressive du détritisme combiné à une augmentation de la rythmicité du cycle de sédimentation carbonaté (*indices indirects*) coïncide avec un assèchement global et une augmentation des événements météorologiques extrêmes. Bien que des traces d'activité humaine directes soient synchrones aux variations observées des dynamiques sédimentaires sur les sites, il reste difficile de déterminer l'influence respective des facteurs climatiques et anthropiques sur ces changements. De plus, ces changements n'apparaissent pas de manière synchrone sur l'ensemble des coupes, à l'image des variations observées régionalement à travers les données malacologiques, et qui semblent refléter une zonation géographique hétérogène des occupations à cette période.
- L'Holocène moyen voit se multiplier les indices d'une occupation humaine croissante, confirmant le rôle probablement inévitable de l'homme dans l'évolution des paysages tufacés. En effet, la seconde moitié de l'Holocène moyen voit l'apparition de ces indices indirects synchrones à l'apparition d'indices directs d'occupation sur l'ensemble des sites, avec un exemple très visible dans la séquence MIR-5. Cet exemple suggère un impact anthropique croissant, faisant de ces faciès un potentiel indicateur indirect d'occupation. Cependant, l'influence des

crues et la sensibilité des hydrosystèmes aux fluctuations climatiques empêchent de conclure définitivement sur un impact anthropique, mais les ouvertures du milieu végétal couplées aux variations rapides des faciès ne peuvent être d'ordre climatique seulement.

- À l'Holocène récent, le détritisme augmente, mais n'inhibe pas la production biocarbonatée. La fréquence du rythme de sédimentation carbonatée couplée à une importante accumulation de tufs, probablement liée à une combinaison de facteurs : incision généralisée, précipitations accrues, et forte occupation humaine. Le détritisme marqué, associé à des indices directs d'enrichissement en métaux, témoigne d'une activité anthropique intense. Enfin, la période médiévale voit la poursuite du détritisme et l'expression de faciès construits jusqu'au Petit Âge Glaciaire, période de démantèlement final probablement favorisée par une anthropisation accrue et une exploitation des milieux forestiers à grande échelle.

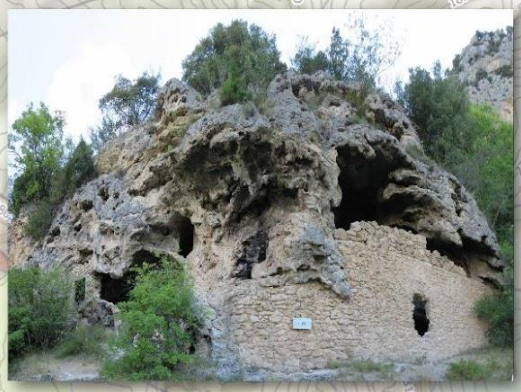
L'identification de ces phases d'évolution des dynamiques sédimentaires, et notamment la mise en évidence de marqueurs indirects d'occupation humaine, fournit des pistes précieuses pour la localisation de sites archéologiques. Le chapitre suivant explore ces liens de manière approfondie et questionne les aspects conservatifs de potentiels sites au regard des précisions apportées concernant les dynamiques sédimentaires pour répondre à la question « Où sont les sites ? ».

Chapitre 5

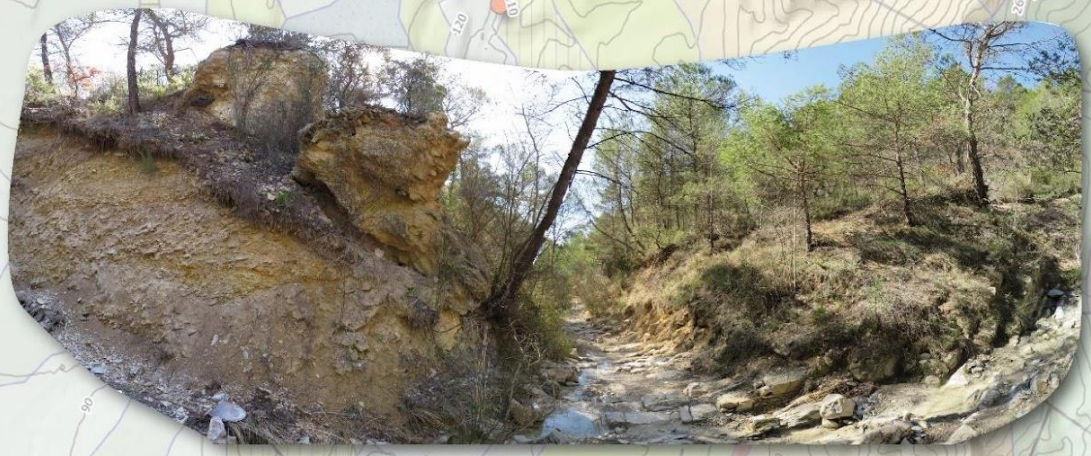
Synthèse et applications : Où sont les sites ?



Aqueduc antique du ravin de l'Aurigon, Sainte-Victoire, Le Tholonnet (2021)



Réserve de St-Maurin, La Palud-sur-Verdon (2023)



Four à chaux près de la coupe MIR-9 - Ravin du Mirail, Luberon (2022)

« Nous avons un héritage, laissé par la nature et par nos ancêtres. Des paysages ont été des états d'âme et peuvent encore l'être pour nous-mêmes et ceux qui viendront après nous ; une histoire est restée inscrite dans les pierres des monuments ; le passé ne peut pas être entièrement aboli sans assécher de façon inhumaine tout avenir. Les choses se transforment sous nos yeux avec une extraordinaire vitesse. Et on ne peut pas toujours prétendre que cette transformation soit un progrès. Nos « belles » créations se comptent sur les doigts d'une main, nos « destructions » sont innombrables. »

- **J. Giono**, *La chasse au bonheur, 1988.*

Chapitre 5 :
Synthèse et applications :
Où sont les sites ?

L'objectif de ce chapitre est de proposer une synthèse de l'ensemble des résultats sédimentologiques à l'échelle de l'ensemble des sites et des tendances régionales afin de répondre à la question : « Où sont les sites ? ».

Un premier volet présente les apports de ce travail par période, pour le Pléistocène, puis l'Holocène, en relation avec les résultats précédemment présentés (*Cf.* **Chapitres 3** et **4**). Ensuite, je discuterai de la pertinence de l'utilisation des marqueurs sédimentaires cités, de manière régionale pour répondre à la question « Où sont les sites ? ».

Un second volet abordera les enjeux futurs de la conservation des vestiges archéologiques et des archives sédimentaires face aux effets résultant des projections climatiques en milieu méditerranéen.

Ce chapitre fait appel à quelques figures des résultats issus des **chapitres 3** et **4**.

1. Où sont les sites ?

1.1. Paléolithique Supérieur : quelle conservation possible pour les sites de plein air associés ?

Les populations paléolithiques de chasseurs-cueilleurs ont faiblement impacté l'environnement et l'utilisation majoritaire de matériaux périssables dans le temps contribue à la difficulté à détecter les sites archéologiques de cette période. En effet, les vestiges associés à ces occupations de plein air sont des éléments de type outillage ou arme (ex., lames, industrie osseuse, propulseur, sagaies, harpons, etc.) et déchets alimentaires. Dans les cavités et abris sous roche, de premières manifestations artistiques apparaissent dès le Paléolithique supérieur (ex., le bison de Ségriès, de Lumley 1968a et 1968b ; Paillet *et al.,* 2021 ; la grotte Cosquer, Clottes *et al.,* 1992).

Pour le Paléolithique Supérieur en Provence, cette faible empreinte archéologique est exacerbée sous l'influence de processus naturels impactant directement la préservation des vestiges dont :

- des changements climatiques rapides associés à des fluctuations majeures aux SIM 3 et 4 avec des interstades tempérés qui surviennent rapidement (Sanchez-Goni, 2022) ;

- des dynamiques sédimentaires contrastées (enfouissement, érosion) (Ollivier *et al.,* 2014 ; Thomas *et al.,* 2021) ;
- des versants particulièrement sensibles aux fluctuations environnementales, ce qui expose les sites (altitude, orientation) à une faible conservation.

Les biais impactant la conservation des sites sont particulièrement amplifiés en contexte méditerranéen où les reliefs escarpés et les alternances entre saisons sèches et humides amplifient naturellement les processus géomorphologiques et la discontinuité des archives continentales.

Comme souligné dans le **Chapitre 3**, les potentialités archéologiques du Paléolithique supérieur sont fortement reliées à la préservation d'archives associées à ces périodes et donc aux dynamiques sédimentaires, elles-mêmes héritées des fluctuations climatiques rapides. Antérieurement au SIM 3, les archives sont plus difficiles à mettre en évidence. En revanche, au SIM 3, les archives sédimentaires existent et nécessitent d'être étudiées. Souvent enfouis sous plusieurs mètres d'épaisseur de dépôts cryoclastiques, ces paléosols associés à la transition entre Paléolithique moyen et supérieur observés dans le Luberon et dans d'autres massifs témoignent d'une conservation régionalisée de ces marqueurs, mais trop souvent délaissés en raison d'un désintérêt pour les zones de piémont par les campagnes de fouilles programmées et/ou préventives (Margarit & Deal, 2010).

À l'échelle des propriétés sédimentaires et géochimiques des paléosols, deux aspects importants sont mis en évidence :

- des conditions de développement héritées de sols formés en contexte méditerranéen et développés sur substrat calcaire, par nature peu acides, pouvant toutefois favoriser une meilleure conservation des artéfacts osseux ;
- même si quelques exemples traduisent l'expression d'une dynamique sédimentaire à plus haute énergie, concomitante de la pédogénèse (apports de matériaux allochtones grossiers dans les séquences de MIR-11, Luberon ou de la Baume au Mont-Ventoux), ces processus n'ont pas été suffisants pour interrompre les processus pédologiques, ce qui est favorable à un faible remaniement des artéfacts localisés dans les paléosols.

1.2. Au Tardiglaciaire et à la fin de l'Holocène ancien

Au Tardiglaciaire (fin du Paléolithique supérieur) et à l'Holocène ancien (Mésolithique), une faible emprise des groupes humains est avérée sur le milieu (Sénépart, 2014 ; Berger *et al.,* 2019) en raison d'un faible nombre de sites, d'une part, et d'indices d'impacts sur le milieu faiblement détectables, d'autre part. D'après Perrin & Manen (2021), la rareté des sites mésolithiques répond à une qualité inégale des méthodes d'investigations archéologiques induisant un biais régional important qui s'ajoute à l'établissement d'une chronologie peu fiable, car contrainte par d'importants biais dans la courbe de calibration de datation par méthode radiocarbone (Reimer *et al.,* 2022).

D'autre part, Perrin & Manen (2021) soulignent que ces populations de chasseurs-cueilleurs ont également dû s'adapter à des changements environnementaux majeurs, liés en particulier au Dryas récent, soulignant ainsi un potentiel rôle climatique. Enfin,

plusieurs auteurs suggèrent que la majorité des sites associés au Mésolithique est localisée dans des contextes géomorphologiques fragiles et plus fréquemment exposés à une érosion importante, ayant des impacts taphonomiques significatifs (Brochier & Livache, 2004 ; Binder & Sénépart, 2004 ; Berger *et al.,* 2016).

Comme présenté dans le **Chapitre 4**, la question de la conservation des sites est abordée sous l'angle de l'analyse de séquences de tufs localisées dans le ravin du Mirail (séquences MIR-1 et MIR-5, Luberon) où l'amorce de la formation de tufs s'installe dès le Tardiglaciaire sous la forme d'une sédimentation crayo-détritique et où le détritisme s'exprime en possédant une signature locale, issue de l'érosion des lithologies à proximité. Le réchauffement du Bolling-Allerod, vers 12 800-12 600 cal. BP, marque une transition vers des conditions plus clémentes et l'émergence d'une sédimentation biocarbonatée crayeuse, malgré la persistance d'apports détritiques progressivement plus importants et possiblement issus de lithologies calcaires à l'amont. Dans ces processus, les apports sont à relier à la mobilité des chenaux (bandes actives à cailloutis), aux phases d'exondation produisant des traits de pédogenèse hydromorphe, à des apports plus diffus et plus sableux à sablo-limoneux provenant de l'amont.

Ces processus sédimentaires sont caractérisés par des taux de sédimentation importants reflétant des milieux humides à faible hydrodynamisme, où l'enfouissement a pu être rapide.

Cependant, l'impact sur la conservation des sites mésolithiques est mitigé. Si l'accumulation biocarbonatée favorise le piégeage des artéfacts localement et dans un environnement à faible hydrodynamisme, la présence d'une sédimentation carbonatée, suggère que les sites, quand ils sont présents sur le versant, sont enfouis.

Toutefois, les incisions postérieures et généralisées observées sur le versant méridional du Grand Luberon, notamment autour de 9 ka cal. BP, ont probablement entraîné des pertes considérables (hiatus sédimentaires et archéologiques), rejoignant des processus similaires observés dans plusieurs régions méditerranéennes. Malgré cela, ces archives offrent un meilleur potentiel de conservation que les remblaiements alluviaux détritiques postglaciaires des fonds de vallons, localisés à l'amont.

1.3. La 1re moitié de l'Holocène moyen (Néolithique ancien et moyen)

La première moitié de l'Holocène moyen retrace un moment charnière de l'occupation des premières populations néolithiques où les modes de vie passent progressivement de sociétés de chasseurs-cueilleurs à des sociétés sédentarisées. Cette période est marquée par une augmentation démographique progressive attestée jusqu'à environ 4000 ans cal. BP, mais avec un nombre de sites associés relativement faible (Berger *et al.,* 2019). Cette période correspond essentiellement à l'optimum climatique atlantique (9000-5000 cal. BP) dans laquelle l'épisode frais et humide de 8,2 ka cal. BP est suivi d'un réchauffement et d'un assèchement vers 7000 cal. BP. Une intensification des précipitations entre 6000 et 5000 cal. BP favorise ensuite des crues dans les Alpes du Sud (Wirth *et al.,* 2013).

Nos résultats à échelle régionale (du Luberon jusqu'au Var) mettent en évidence un signal optimal de travertinisation, potentiellement biaisé par la conservation des archives

favorisée en marge des cours d'eau, mais érodée aux cœurs de talwegs (Ollivier *et al.,* 2006). Ce biais pose un risque pour la conservation des vestiges antérieurs, notamment pour les vestiges piégés dans les tufs et érodés, car situés dans les axes des cours d'eau.

Malgré la dominance des carbonates biogéniques, la présence de détritisme dans les tufs témoigne d'un transport sédimentaire local actif, probablement influencé par le climat et l'anthropisation, l'intensification des pratiques agropastorales ayant pu déstabiliser les modes de sédimentation.

En conséquence, concernant la conservation des vestiges, une emprise anthropique plus marquée sur le paysage, bien qu'augmentant statistiquement les potentialités archéologiques, contribue à accroître une déstabilisation du milieu en mesure d'impacter la sédimentation biocarbonatée. Car si le potentiel incrustant de l'eau reste stable durant l'Holocène (Ollivier, 2006), la précipitation des carbonates est fortement influencée par les variations paléohydrologiques et le rapport entre l'intensité du dépôt de $CaCO_3$ et l'intensité de l'érosion (Bakalowicz, 1988). L'accumulation de tufs et le signal détritique sont donc liés à des dynamiques climatiques et anthropiques complexes, avec des interactions locales (incisions, occupations, couvert végétal) variables sur le territoire.

En l'absence d'une relation de cause à effet directe entre détritisme et présence humaine, nous formulons l'hypothèse que l'impact anthropique, pour la première fois, peut toutefois exercer une influence sur les processus de surface (sédimentation). L'homme devient ainsi un agent géomorphologique supplémentaire exerçant une pression sur l'environnement et la conservation des vestiges avec son emprise croissante sur le milieu.

Notons toutefois que cette emprise humaine sur le milieu n'est observable que de façon hétérogène sur le territoire. Par exemple, dans le Luberon, les données contemporaines obtenues au Mirail ne permettent pas de remettre en cause la présence humaine.

En conclusion, l'augmentation du potentiel archéologique est ainsi soutenue par un impact grandissant de l'emprise humaine sur le milieu encore trop faible pour être détectée de manière homogène sur l'ensemble du territoire, combiné à une tendance à l'accumulation biosédimentaire des tufs à même d'enregistrer des indices directs et indirects des vestiges à travers un nombre de séquences conservées important dans la région.

1.4. La 2e moitié de l'Holocène moyen (Néolithique final)

Symbolisant un tournant important dans l'histoire des occupations sur le territoire, le Néolithique final est caractérisé par une augmentation drastique du nombre de sites, coïncidant avec une croissance démographique importante matérialisée dès 4000 ans cal. BP (Berger *et al.,* 2019). Cette augmentation est couplée à une exploitation plus intensive des ressources dans un contexte où les fluctuations climatiques ont entraîné des transformations significatives des paysages, des modes de sédimentations et des écosystèmes (*Cf.* **Chapitre 4**).

À l'échelle de nos sites, on observe une sédimentation discontinue matérialisée par la succession de processus d'incision - détritisme - accumulation de tufs construits ou crayeux, généralisée sur l'ensemble des séquences étudiées. Cette succession met en

évidence des hiatus sédimentaires importants dans ces milieux. L'apparition de faciès construits parmi les faciès de tufs souligne des accumulations rapides capables de piéger des objets archéologiques et contribuant ainsi à un fort potentiel de conservation d'objets archéologiques (ex., des macro-restes pris dans une matrice construite dans la coupe MIR-6 au Mirail, Luberon ; **Figure 142**).

Si les fluctuations climato-anthropiques imposent des rythmes de sédimentation discontinues (cycle de sédimentation carbonaté) responsables de ruptures plus ou moins importantes sur les piémonts (ex., incision à 6000 cal. BP ; Ollivier, 2006), elles induisent également des modalités de sédimentation rapides matérialisées par la formation de tufs construits, à même de conserver les objets archéologiques, qui, en relation avec un pic démographique particulièrement élevé, sont statistiquement plus importants.

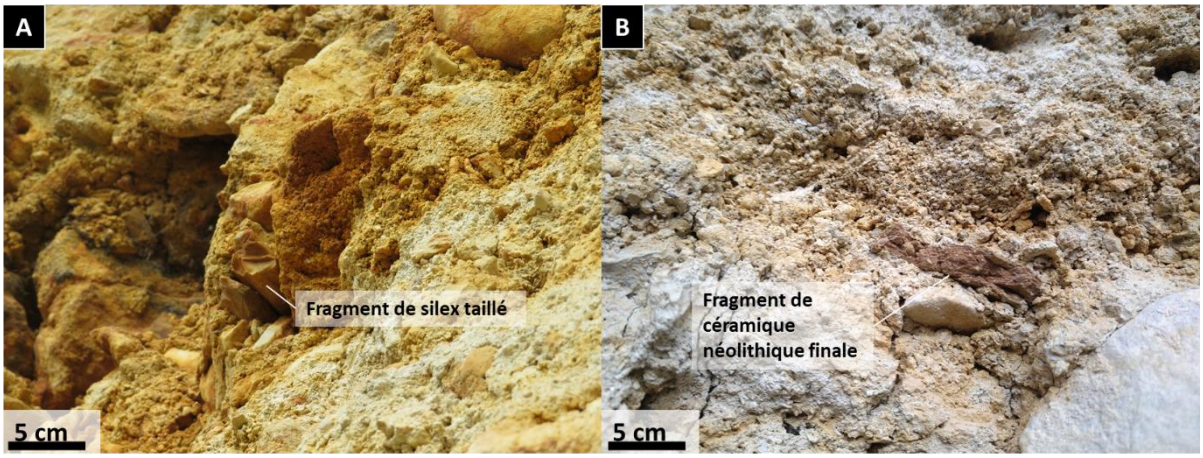


Figure 142. A) Niveau de tufs construits à blocs décimétriques calcaires contenant un nombre important de vestiges (ossements, fragments de pièces lithiques taillées) et B) Fragment de céramique néolithique finale piégée dans un niveau de tufs indurés. Les deux photographies ont été prises sur la coupe MIR-6, dans le ravin du Mirail, Luberon (décrite dans la thèse de V. Ollivier, 2006) (© N. Sirdeys).

1.5. À l'Holocène récent (Antiquité et période médiévale)

Les périodes de l'Antiquité et du Moyen-Âge sont les mieux représentées dans le Luberon par leurs vestiges. En Provence, les occupations sont denses et matérialisées par la construction de villas, le développement d'exploitations agricoles, notamment viticoles, formant une forte proportion d'habitats en plaine pendant l'Antiquité. Puis, en période médiévale, les habitats migrent vers les reliefs pour former des habitats perchés dès la fin du VIe siècle en Provence (Constant et Segura, 2020).

La pression engagée sur les paysages est de plus en plus forte. Si des périodes de baisses des emprises sont observées, elles sont souvent mises en relation avec des crises climatiques et des épidémies (ex., peste de Justinien au VIe siècle, peste noire au milieu du XIVe siècle) (Dotterweich, 2008).

À travers les signaux enregistrés dans les séquences, le détritisme de plus en plus marqué s'exprime en alternance avec la formation de niveaux de tufs construits encore bien développés jusqu'au démantèlement total des tufs à partir de la fin du petit Âge

Glaciaire (Ollivier, 2006) (*Cf.* **Chapitre 4**). Les cycles de sédimentation carbonatés se succèdent avec des ruptures de moins grandes amplitudes, mais avec une fréquence nettement plus importante que celle observée au Néolithique final.

De plus, le modèle morphogénique du Luberon met en évidence des phases d'accumulation et d'incision successives entre 6000 cal. BP et aujourd'hui qui ont fortement influencé la conservation des sites et vestiges. Ainsi, si l'emprise humaine a favorisé la création de nombreux vestiges, elle a également contribué à la déstabilisation des versants, intensifiant un détritisme significatif au détriment de la sédimentation carbonatée des tufs.

1.6. Synthèse sur les marqueurs utilisés

En définitive, ce travail intègre deux marqueurs/archives sédimentaires distincts à fortes valeurs géoarchéologique (processus conservatifs favorables) et paléoenvironnementales (enregistrement de phases tempérées, bioindicateurs paléoenvironnementaux) et bien adaptées au cadre d'étude provençal pour reconstituer les dynamiques et les modalités de dépôts sédimentaires au cours de leurs périodes de développement.

De par leurs propriétés, ces deux marqueurs (paléosols et tufs calcaires) témoignent de développements dans des contextes globaux similaires (calmes à dynamiques, avec un environnement à faible apport détritique et sur des périodes prolongées, leur permettant de mieux enregistrer de fines variations à l'échelle d'un bassin versant. En période de faible détritisme, les paléosols témoignent du réchauffement climatique, des dynamiques colluviales et du couvert forestier, tandis que les tufs calcaires enregistrent ces mêmes paramètres dans un environnement alluvial. Leurs chronologies couvrent des périodes de transition clés dans l'histoire de l'occupation humaine du S-E de la France, faisant de ces archives sédimentaires, de puissants outils pour décrire les effets potentiels du climat et des dynamiques morphogéniques sur la préservation et la répartition des sites archéologiques (Sirdeys *et al.,* 2023c).

Aujourd'hui, la tendance à l'incision actuelle des ravins, qui s'exprime de manière uniforme dans la région, expose ces séquences en les incisant et en les fragilisant de manière continue.

2. Projections climatiques : vers une meilleure gestion des risques pour le patrimoine archéologique

Ce dernier volet de la discussion aborde une question importante pour le patrimoine archéologique et souligne l'importance d'intégrer les sciences environnementales dans la gestion des territoires et du patrimoine.

2.1. Rapports du GIEC et scénarios futurs : la Méditerranée comme "hotspot" de vulnérabilité face au changement climatique

En contexte de changement climatique actuel, les rapports sur les impacts sont unanimes (Ali *et al.,* 2022 ; GREC-Sud, 2022), l'intensité et la fréquence des événements extrêmes sont en augmentation croissante depuis le milieu du XXe siècle.

D'après le rapport du GIEC, les quelques projections avec des scénarios de réchauffement global à +1,5 °C et +4 °C traduisent les impacts suivants pour la région du Nord-Ouest de la Méditerranée :

- sécheresse et augmentation des risques d'incendie ;
- augmentation de la fréquence et des intensités des épisodes méditerranéens ;
- remontée du niveau marin (sites littoraux).

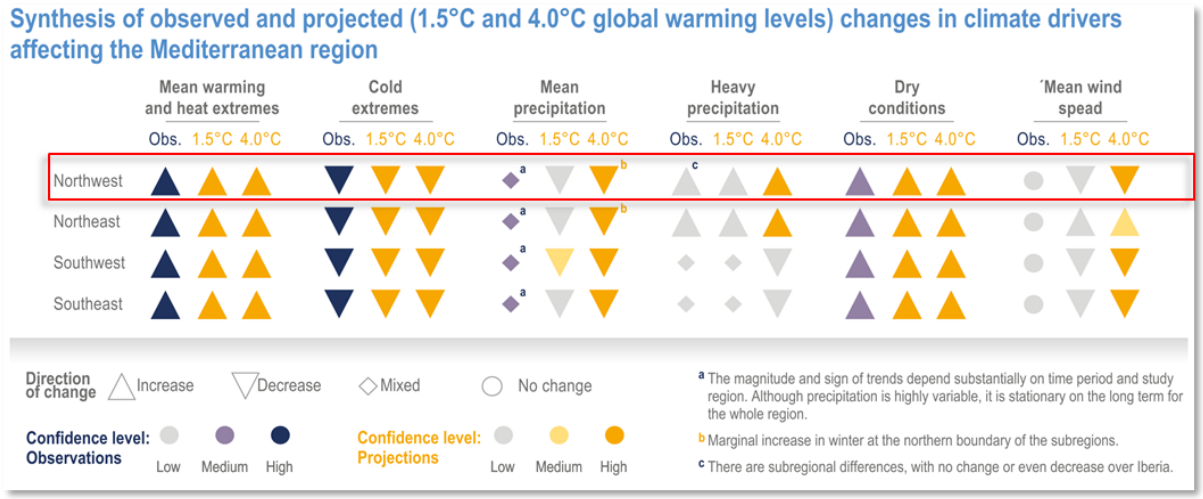


Figure 143. Observations et projections (à des niveaux de réchauffement global de 1,5° et 4°C) : direction des changements des facteurs climatiques et niveaux de confiance pour les sous-régions terrestres méditerranéennes (extrait de Ali *et al.,* 2022, 6e Rapport du GIEC, Chapitre transversal 4 : Région Méditerranéenne).

Ces aléas, qui peuvent toutefois présenter des écarts locaux importants, ne s'expriment pas de manière uniforme sur le territoire (MedECC, 2020). Cependant, lorsqu'ils sont appliqués aux paysages, ils révèlent une menace croissante pour la stabilité des versants, avec une potentielle accentuation de l'incision actuelle qui pourrait s'exprimer davantage et de manière généralisée sur l'ensemble des massifs provençaux (et d'autres). Cette évolution serait exacerbée par l'intensification des phénomènes méditerranéens extrêmes, tels que les sécheresses, les incendies et les crues.

Ces effets sont déjà visibles aujourd'hui, si l'on prend l'exemple des épisodes méditerranéens, plusieurs études confirment qu'en France, à l'échelle de la région méditerranéenne, une nette hausse de l'intensité de ces phénomènes est observée depuis le milieu du XXe siècle. Prenons notamment l'exemple des épisodes de « flash floods » qui soulignent la tendance générale à l'augmentation de ce type d'événements liée aux impacts du réchauffement climatique. La météo méditerranéenne devient de plus en plus dangereuse (Stamataki, 2023) comme en témoignent les sécheresses intenses menant à des incendies (ex., Grèce, Sud de la France) et les nombreux épisodes de « flash floods » (ex., la tempête Daniel en Grèce, été 2023 ; ou encore dans les Alpes Maritimes en 2015).

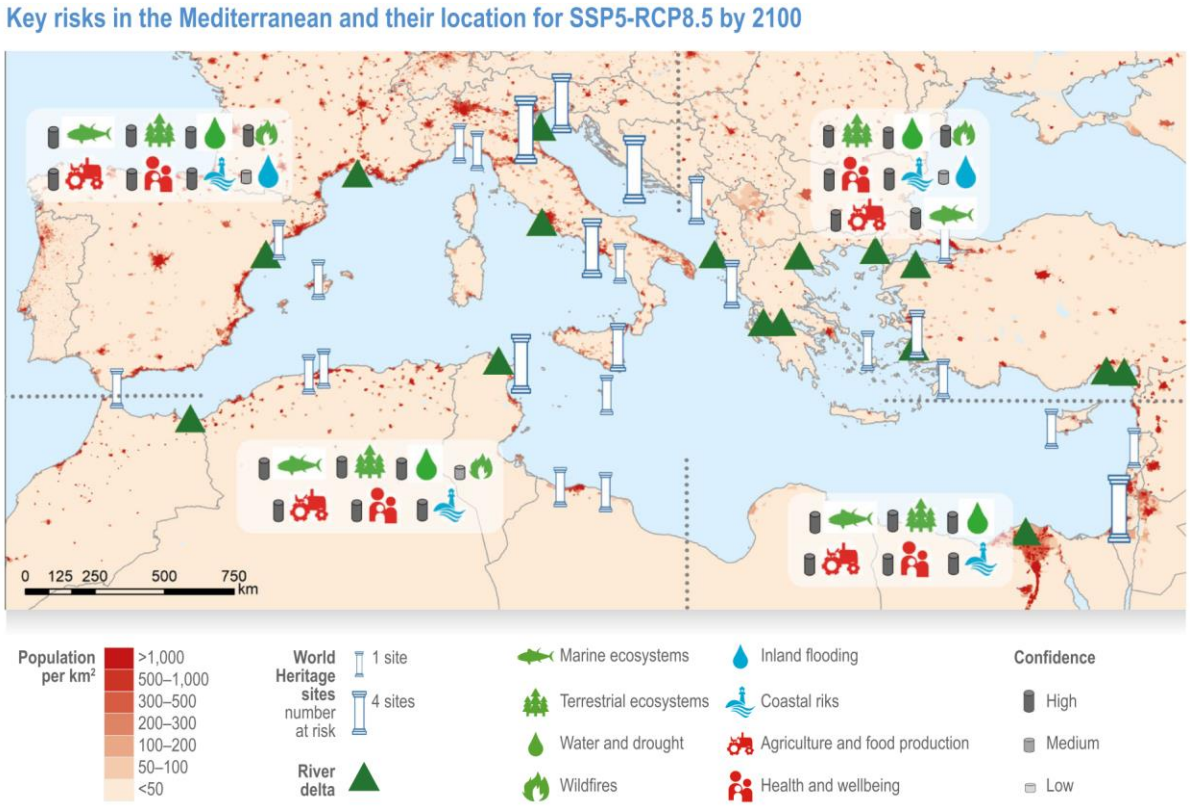


Figure 144. Principaux risques en Méditerranée et leur localisation selon les scénarios du GIEC d'ici 2100. Les sites du patrimoine mondial sont exposés à des risques d'inondation et d'érosion liés à la montée du niveau de la mer, et les deltas méditerranéens sont des points vulnérables au changement climatique. La population exposée est cartographiée (en rouge). Des mesures d'adaptation peuvent atténuer ces risques (d'après : Reimann *et al.,* 2018a ; 2018b ; Wolff *et al.,* 2018 et extraite de Ali *et al.,* 2022).

Dans le rapport du GREC-SUD (2020) dédié au Parc naturel régional du Luberon à l'épreuve du changement climatique, le même constat est observé concernant la tendance à l'augmentation des épisodes méditerranéens. Le risque d'inondation causé par ces événements menace une partie du Parc du Luberon, comme par exemple les deux épisodes du 23 septembre et du 1er décembre 2019, qui ont entrainé le débordement de l'Eze aux abords de Pertuis pour lesquels l'état de catastrophe naturelle a été décrété. Ailleurs sur le territoire du Parc, des glissements de terrain et des coulées de boues ont également affecté les routes des villages proches du piémont (ex., à la Motte d'Aigues, Piémont sud du Grand Luberon ; **Figure 145**).

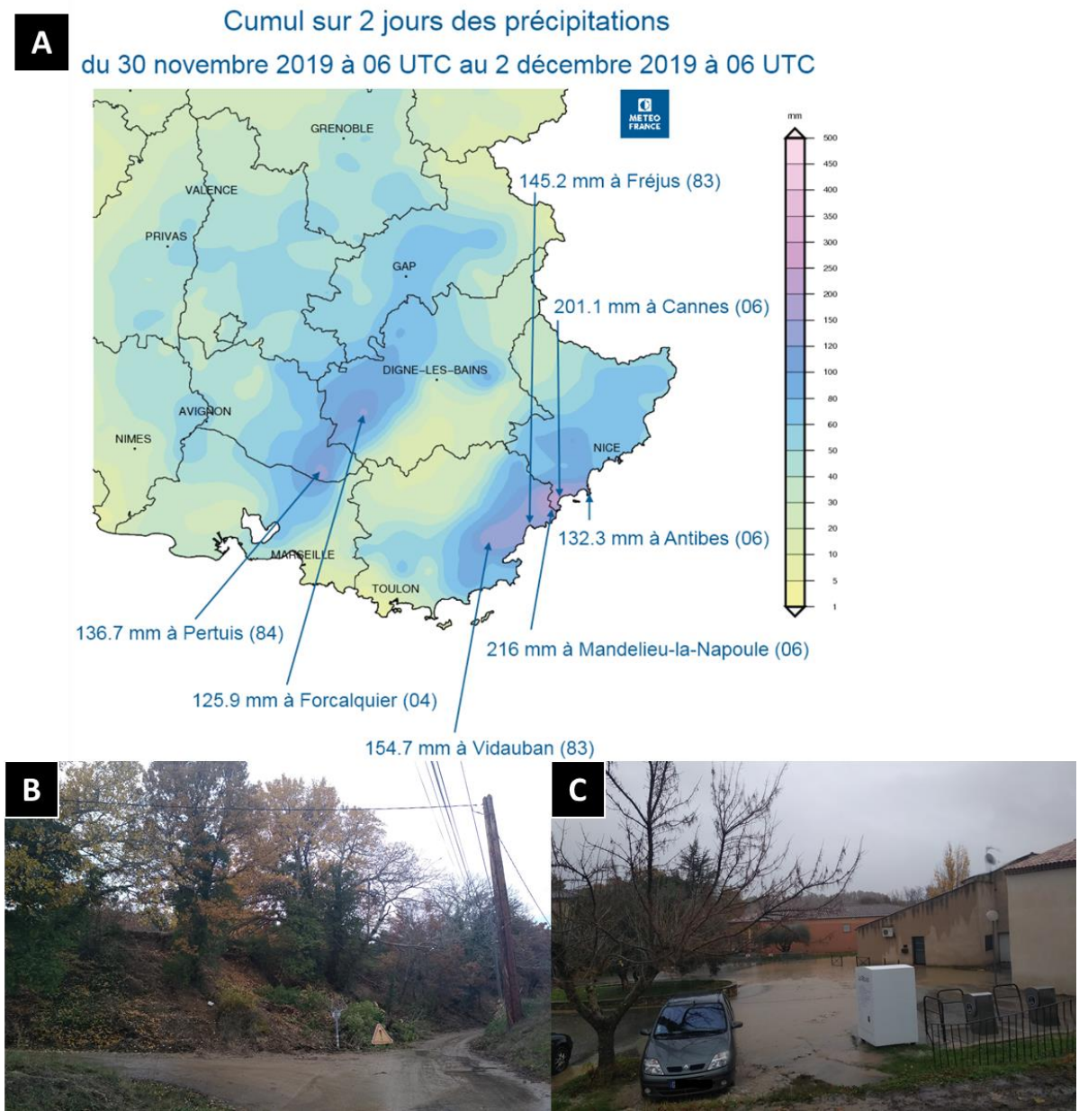


Figure 145. A) Carte des précipitations cumulées sur 2 jours du 30 novembre au 2 décembre 2019 (source : MétéoFrance) ; B) Glissement de terrain sur la voie (GPS : 43°46'31.72"N, 5°31'12.31"E) et C) inondations du parking de la salle des fêtes (La Motte d'Aigues, Luberon ; crédit photo : V. Ollivier, décembre 2019).

2.2. Conséquences pour le patrimoine : quelques exemples régionaux

« D'ici 2100, 47 des 49 sites de l'Organisation des Nations unies pour l'éducation, la science et la culture (UNESCO) sont projetés être en danger en raison des inondations côtières ou de l'érosion. Au-delà de 2100, les niveaux de la mer sont destinés à continuer à augmenter et représentent une menace existentielle pour le grand nombre de patrimoines culturels côtiers situés en Méditerranée. » Reinmann *et al.,* 2018a.

Si le patrimoine est aujourd'hui menacé, certains sites ont déjà été impactés. À titre d'exemple, la Grotte Cosquer, entre autres, est particulièrement exposée à la remontée du niveau marin et à la pollution marine, qui affectent directement la conservation à long terme des peintures rupestres paléolithiques (Montoya *et al.,* 2022 ; https://archeologie.culture.gouv.fr/cosquer/fr).

À la Sainte-Victoire, les vestiges de l'aqueduc antique de Saint-Antonin construit sur un substrat particulièrement sujet à l'érosion (argilites crétacées) au S-O de la Sainte-Victoire et bien exposé aujourd'hui (faible couvert végétal) menace grandement de disparaître. Les taux d'érosion mesurés sur plusieurs années dans le petit ravin de l'Aurigon (**Figure 146**) localisé sur le tracé de l'aqueduc romain et entaillant les argilites rougeâtres du Montien (Crétacé supérieur) impliquent des taux d'érosions importants surtout lors d'épisodes de pluies intenses (Ballais, 1997).

À proximité de nos sites d'étude, l'exemple du four à chaux du ravin du Mirail illustre bien l'instabilité à laquelle sont soumis les vestiges archéologiques au cours de l'Holocène. Localisés au niveau de la coupe MIR-9 (Ollivier, 2006 ; **Figure 147**), à l'aplomb du talweg actuel, un four à chaux non daté est aujourd'hui menacé de s'effondrer, car déstabilisé par l'incision actuelle du ravin. Au moment de sa construction, le cours d'eau circulait plus loin que le talweg actuel (quelques dizaines de mètres en rive droite). Les terrasses de la coupe de MIR-9 indiquent que ces changements se sont mis en place de manière successive en réponse aux fluctuations morphosédimentaires (phases d'incisions et d'accumulations importantes à l'Holocène) témoignant d'une forte instabilité de cet hydrosystème au fil des millénaires (**Figure 147**).

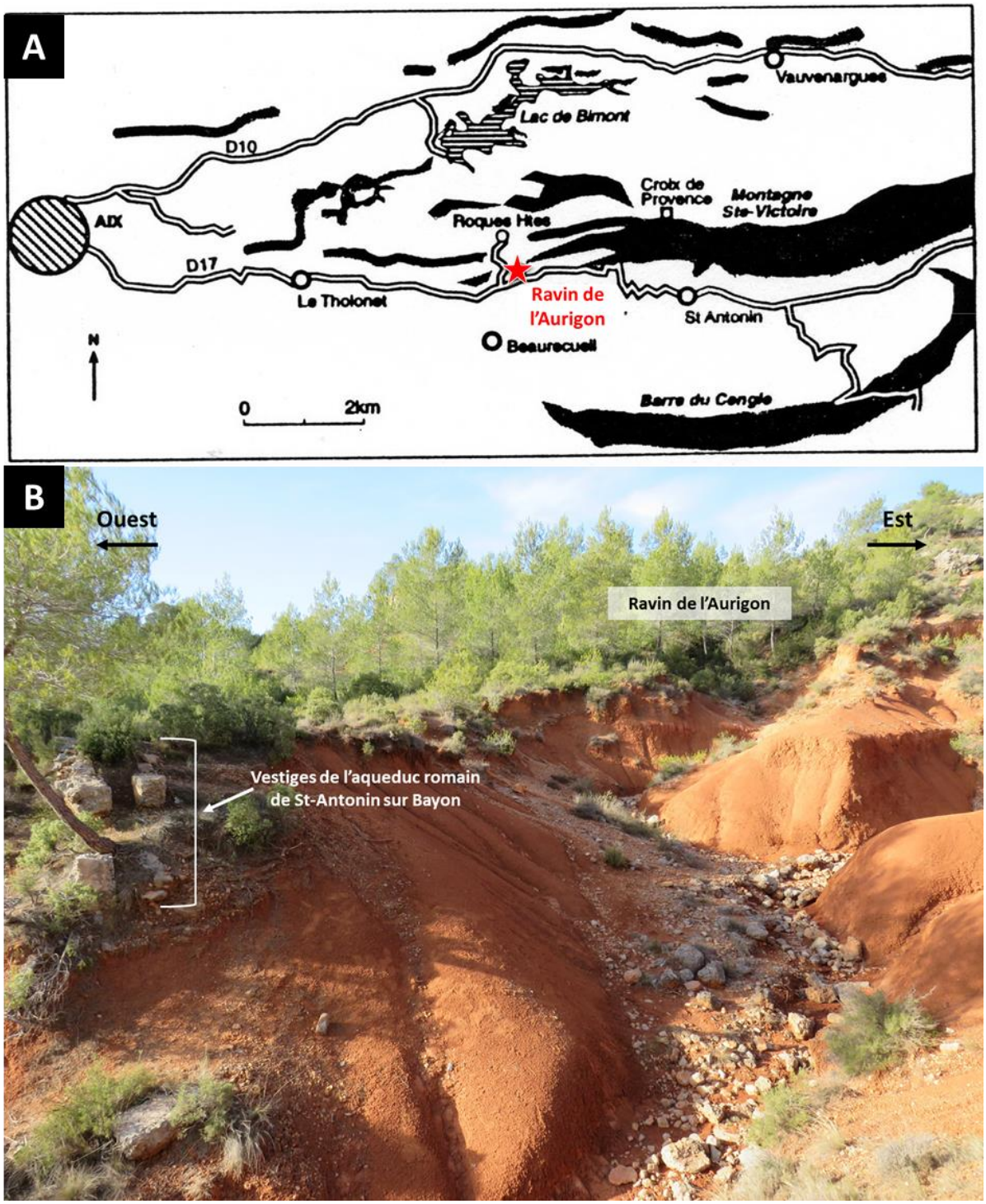


Figure 146. A) Localisation du ravin de l'Aurigon au S-O de la Sainte-Victoire (modifiée de Ballais, 1997); B) Vue panoramique du ravin incisant les argilites (Crétacé supérieur) et vestiges de l'aqueduc romain (N.Sirdeys).

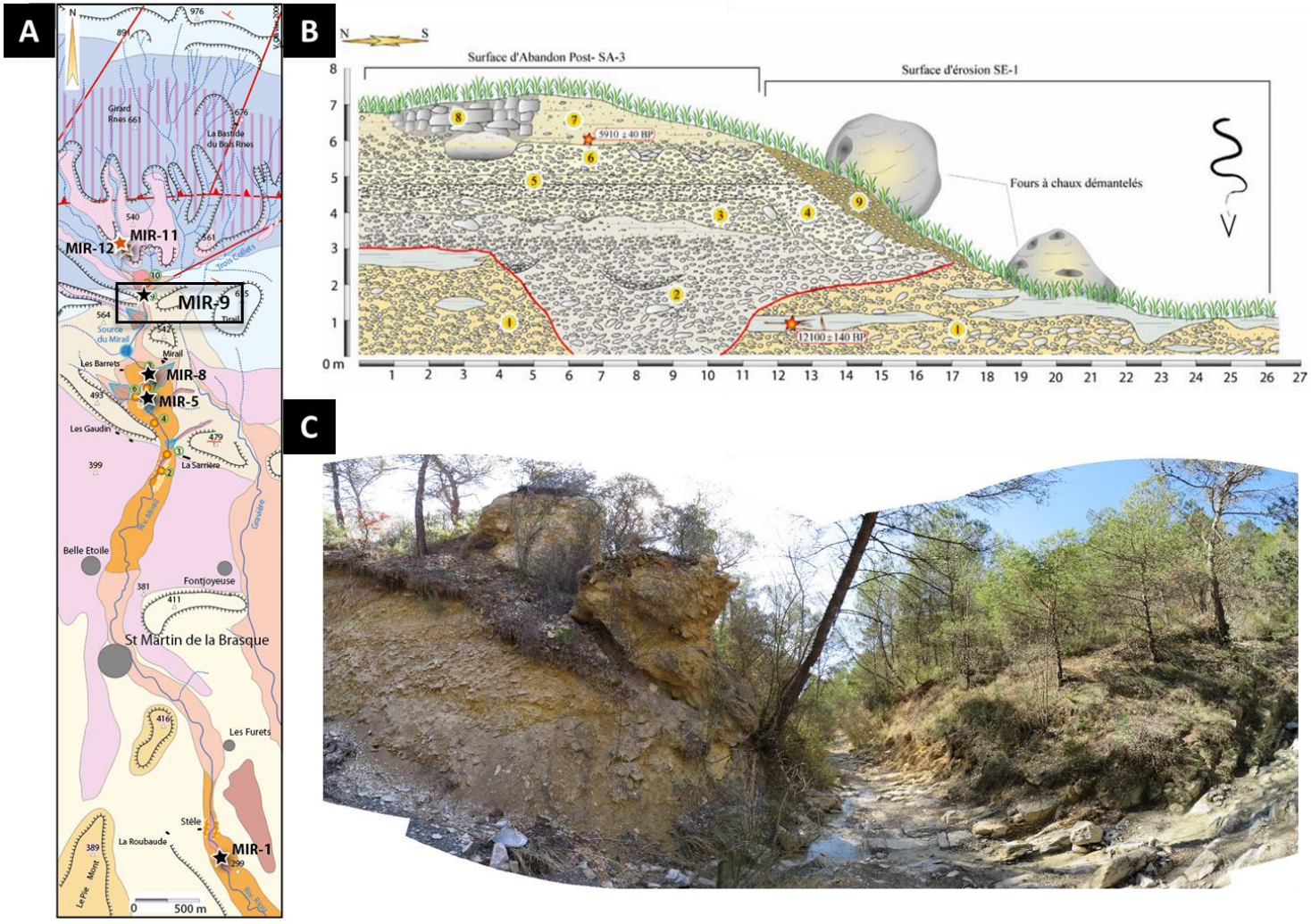


Figure 147. A) Localisation de la coupe MIR-9 (encadrée) sur la carte du vallon du Mirail (Ollivier, 2006) ; B) Relevé stratigraphique de la coupe MIR-9 (Ollivier, 2006) ; C) Vue panoramique des terrasses d'abandons près de la coupe MIR-9, le four à chaux est à droite et la prise d'image est faite en direction de l'aval (Mirail, Luberon) (N. Sirdeys).

2.3. Intégration de la grille de lecture à la lecture de terrain pour une meilleure détection et gestion des aléas sur le patrimoine et l'environnement

L'étude des évolutions paysagères au service de la préservation du patrimoine archéologique et naturel face aux aléas

La capacité à fournir une lecture locale à régionale des fonctionnements de géosystèmes, à la fois exportable et extrapolable des dynamiques environnementales, constitue une approche facilitant l'appréhension des aléas environnementaux, permettant ainsi de mieux protéger le patrimoine naturel et archéologique (élaboration de stratégies d'adaptations, mise en valeur, etc.).

Des solutions fondées sur la nature : une stratégie d'adaptation préventive

En réponse à l'augmentation des aléas climatiques menaçant les éco- et géosystèmes dans les années à venir, les solutions fondées sur la nature (SFN) se révèlent être des alternatives efficaces et économiquement viables pour lutter contre la dégradation des espaces naturels pouvant constituer des solutions pérennes.

Dans les dernières années de nombreux projets ont vu le jour mettant en place ce type de solutions (Balbo *et al.,* 2017 ; Albert *et al.,* 2017 ; Somarakis *et al.,* 2019 ; Couvet *et al.,* 2022). À titre d'exemple, le projet **NATALIE** (« Accelerating and mainstreaming transformative NATure-bAsed solutions to enhance resiLIEence to climate change for diverse bio-geographical European regions » ; 2023-2028), initié par l'Office International de l'Eau, propose des solutions basées sur les écosystèmes visant à renforcer la résilience des espaces face aux inondations, aux incendies et à la gestion de l'eau en Europe en réponse au changement climatique.

Ces initiatives démontrent qu'une compréhension approfondie des processus naturels, intégrant des disciplines variées, peut conduire à des solutions moins coûteuses et plus durables que les infrastructures de génie civil classiques (Arfaoui et Gnonlonfin, 2022).

Adaptées à la conservation du patrimoine, ces solutions pourraient être utilisées à la conservation préventive de sites archéologiques ou d'espaces naturels protégés (ex., archives sédimentaires quaternaires à forte valeur pour la reconstruction paléoenvironnementale et pourtant fragilisées).

Ces solutions ne peuvent s'appliquer que sous couvert de politiques de gestion des sites et des territoires. Sur ce dernier point et en dépit de ces avancées, Durrant *et al.* (2023) ont démontré la persistance significative du **manque d'intégration de la gestion des risques de catastrophes naturelles** appliquées aux sites du patrimoine archéologique mondial de l'UNESCO. L'intégration de ces dimensions permettrait de renforcer la protection des sites, mais contribuerait également à une certaine résilience et donc à leur durabilité, ce qui améliorerait la longévité de ces structures pour une meilleure transmission aux générations futures.

Conclusion
&
Perspectives



Versant Sud du Grand Luberon, 2023

« Si ce n'est aujourd'hui, ce sera demain : rappelons-nous que la patience est le pilier de la sagesse. »

- **F. Mistral**, *Les Olivades*, 1912.

Conclusion & Perspectives

Les enjeux et l'intérêt de l'étude

L'objectif de cette thèse est d'analyser l'influence des processus et dynamiques sédimentaires sur la localisation et la conservation des sites archéologiques en Méditerranée, et plus précisément en Provence occidentale, et d'en déduire le rôle de ces dynamiques dans la préservation des sites.

S'appuyant sur le modèle morphogénique du Luberon, qui dresse un état des lieux des connaissances sur l'évolution des géosystèmes nord méditerranéens du Quaternaire récent, ce travail exploite les marqueurs complémentaires d'épisodes morphoclimatiques favorables aux occupations humaines du Pléistocène supérieur et du Postglaciaire pour affiner la compréhension des processus impliqués. L'analyse est étendue à d'autres massifs montagneux du domaine méditerranéen.

Pour la première fois dans la région, la thèse caractérise les modes de formation de ces archives sédimentaires, établissant un lien potentiel avec des variations climatiques à plus grande échelle. Surtout, elle ouvre une discussion sur la relation entre la conservation de ces archives et celle des sites archéologiques, notamment ceux du Paléolithique supérieur.

Comment ? La stratégie méthodologique employée

Ce travail s'est basé sur l'analyse des principaux marqueurs de dynamiques morphosédimentaires issues de la cartographie géomorphologique du Grand Luberon et élargit au domaine de la Provence calcaire :

- Les paléosols localisés à la base de formations de glacis d'accumulation péniglaciaire constituant de véritables marqueurs de stabilisation associés à des phases climatiques tempérées du Pléistocène supérieur ;
- Les formations de tufs calcaires (ou travertineuses) de fonds de vallons et localisées au débouché d'exsurgences karstiques, constituant des archives sédimentaires, paléoenvironnementales et archéologiques clés au cours de l'Holocène.

De nouvelles datations ont été effectuées afin d'étoffer le corpus de données déjà existantes. Ces datations ont notamment permis de contraindre l'âge du paléosol de référence MIR-11, mais aussi de caler chronologiquement l'ensemble des paléosols datés ainsi que les dynamiques observées au sein des séquences de tufs.

La chronologie, une fois reprécisée, a permis de recontextualiser l'évolution des marqueurs sédimentaires dans un cadre paléoclimatique global et archéologique régional.

L'approche principale de notre travail est principalement basée sur une analyse sédimentologique (granulométrique, colorimétrie, calcimétrie, perte au feu) poussée à l'échelle élémentaire (fluorescence X). Ces données ont été complétées par des corpus de données issues de disciplines complémentaires (malacologie, anthracologie, archéologie) qui ont permis de renforcer les interprétations de nos résultats.

Ces données ont ensuite été comparées à celles obtenues de manière régionale (Alpes du Sud, Basse Provence, etc.).

Qu'a-t-on appris ? Les résultats majeurs et leurs implications

Ce travail offre plusieurs contributions significatives basées sur de nouvelles données acquises à partir des séquences étudiées :

Pour les paléosols du Pléistocène :

- **Une référence régionale** : L'étude documente précisément une séquence de référence grâce à l'analyse du paléosol MIR-11 qui établit, grâce à de multiples analyses, une meilleure connaissance des conditions paléoenvironnementales qui ont permis le développement d'un paléosol en contexte interstadiaire en Provence, offrant un comparatif à d'autres séquences régionales.
- **Une caractérisation fine :** L'étude de MIR-11, combinant l'utilisation de la méthode "source-to-sink", souligne la capacité de ces paléosols à enregistrer des événements majeurs, révélant ainsi d'importantes modifications paysagères sur les versants. En conséquence et, contrairement aux idées reçues, ces vestiges ne matérialisent pas seulement des phases de stases paysagères, mais constituent de véritables archives des dynamiques sédimentaires.
- **Des processus pédogénétiques aux paléoenvironnements** : Une documentation sur la caractérisation des processus pédogénétiques aux échelles locale et régionale combinées aux conditions paléoenvironnementales est apportée. Les processus observés dans les paléosols du SIM 3, plus nombreux et diversifiés, répondent globalement aux mêmes dynamiques de mise en place que les paléosols plus anciens, soulignant une cohérence régionale dans les mécanismes de formation.
- **Des outils d'analyse stratégiques** : Le rapport goethite/hématite déduit des données spectrocolorimétriques, permet à faible coût, d'identifier d'apporter des informations concernant la minéralogie des sols afin d'obtenir des informations sur les variations des conditions environnementales et climatiques. L'utilisation d'indices géochimiques normalisés par rapport aux substrats a permis de comparer des séquences géographiquement éloignées et de les corréler avec des ambiances environnementales contemporaines.
- **Formation et temporalité** : L'étude met en évidence la durée des processus de formation de ces paléosols, étendue sur au moins plusieurs siècles, confirmant ainsi leur pertinence pour l'étude des dynamiques environnementales à long terme (ex., tendances et modèles morphogéniques).

Pour les tufs calcaires holocènes :

- **Une caractérisation du détritisme :** La comparaison systématique de la nature du détritisme aux lithologies locales effectuée dans ce travail a permis d'identifier des modifications dans les dynamiques sédimentaires (composition, origine).
- **Des fluctuations des dynamiques sédimentaires :** L'analyse approfondie des faciès sédimentaires renforce la détection des fluctuations dans les dynamiques sédimentaires à travers leurs compositions. Le cycle de carbonatation, déjà observé dans les séquences luberonnaises, est également détectable dans les données sédimentologiques d'autres séquences régionales, soulignant ainsi la pertinence de l'approche sédimentologique utilisée.
- **Une mise en évidence d'indices indirects d'occupation basée sur les modes de sédimentation** : L'utilisation du modèle de sédimentation carbonatée combiné à la détermination du détritisme a mis en évidence une augmentation des perturbations d'origine anthropique, constituant ainsi de premiers indices indirects d'occupation.
- **Une occupation régionale hétérogène** ? L'étude sédimentologique des séquences de tufs met en lumière une occupation régionale hétérogène entre différents espaces géographiques (ex., occupations au Jonquier, Vallée de la Bresque *vs.* absence au Mirail, Luberon). Cette hétérogénéité est confirmée par les données paléoécologiques (malacologie) et chronologiques.

Ces approches obtenues à partir de séquences régionales, pour la plupart, déjà bien étudiées, fournissent une caractérisation à haute définition de ces marqueurs sédimentaires clés de la Provence calcaire qui, mis en relation avec les données paléoenvironnementales et archéologiques, apportent de solides éléments de lecture concernant les processus à l'origine des hiatus archéologiques observés pour plusieurs périodes archéologiques.

Un bref retour sur les avancées de ce travail…

i) Des paléosols rouges interstadiaires : de leurs caractérisations, à leurs significations paléoclimatiques jusqu'aux implications concernant les sites archéologiques de plein air

L'étude approfondie des horizons pédogénéisés du Pléistocène en Provence occidentale a permis de mieux comprendre l'impact des dynamiques morphosédimentaires sur la formation et la conservation des paléosols et *in fine*, des sites archéologiques de plein air, sous l'influence des paramètres climatiques et des conditions taphonomiques associées. Les données obtenues à partir des différentes coupes étudiées, intégrant le modèle morphogénique du Luberon et les données paléoenvironnementales existantes, ont été analysées dans un contexte régional élargi à la Provence occidentale, couvrant un transect Nord-Sud d'environ 100 km.

Cette approche a permis de caractériser les phases de développement suivantes :

Les séquences antérieures au SIM 3 sont rares et difficiles à dater précisément, malgré un nouvel effort apporté dans le cadre de ce travail à l'aide de datations OSL et de nouvelles dates ^{14}C. L'analyse de leur composition révèle des variations par rapport aux substrats, similaires à celles observées dans les sols du SIM 3. Ces paléosols se sont formés sous l'influence des variations climatiques interstadiaires suggérant un impact climatique majeur dans les processus pédologiques observés en Provence. Toutefois, les conditions environnementales de formation varient d'un paléosol à l'autre : à la Sainte-Victoire (~SIM 8 ou 7) et à Bérigoule I (SIM 5-4), les indices d'altération indiquent que ces paléosols sont moins développés qu'à Marseilleveyre (~SIM 6), où la pédogénèse est plus marquée. Leur état de conservation diffère également, car fortement influencé par le contexte géomorphologique de chaque site. On peut noter, par exemple, que l'exceptionnelle conservation de la séquence de Marseilleveyre semble liée à la sédimentation de niveaux supérieurs très indurés, qui l'ont protégée des effets de sa position littorale. Sans cette couverture protectrice, la séquence aurait très probablement disparu sous l'effet de l'érosion et de la transgression marine tyrrhénienne, laquelle a largement contribué à la rareté des archives comparables dans la région.

Pendant le SIM 3, les séquences étudiées apportent plusieurs résultats majeurs. La première série de résultats basée sur la chronologie de ces marqueurs sédimentaires indique que les développements pédologiques sont synchrones aux trois phases interstadiaires de ce pléniglaciaire : Moershoofd, Hengelo et Denekamp.

La lecture des résultats obtenus pour la séquence MIR-11, attribuée à l'interstade d'Hengelo — plus bref —, suggère une mise en place rapide des marqueurs pédologiques en réponse à des fluctuations climatiques elles-mêmes rapides. Elle permet également, pour la première fois, d'estimer la durée de développement du paléosol associé au SIM 3 en Provence qui est au moins comprise entre 400 et 2000 ans (dans sa partie conservée), au cours de cet interstade.

L'analyse sédimentologique et micromorphologique met en évidence un paléosol caractéristique des conditions méditerranéennes (rubéfaction, carbonates, horizon argilique) et formé sous un climat humide et tempéré, mais sujet à des variations saisonnières marquées (nodules Mn-Fe, illuviation faible, mais présente). Un dépôt détritique important, postérieur à la formation initiale du sol, indique une phase de transport sédimentaire longitudinal significatif, et totalement déconnecté du réseau hydrographique actuel, témoignant d'une évolution significative du paysage sur le versant méridional du Luberon.

Les variations des propriétés observées dans les horizons se manifestent surtout au travers des apports allochtones, des conditions redox et des teneurs en matière organique enregistrées. Ces paramètres dépendants de facteurs locaux sont aussi inféodés au degré de conservation des horizons, et sont notamment fonction de l'état plus ou moins évolué de la fraction conservée et/ou qui n'a pas été érodée.

Les paléosols du SIM 3, étudiés dans différents massifs, présentent des traits communs (rubéfaction, altération des carbonates, faibles teneurs en matière organique). Toutefois, l'analyse normalisée, utilisée pour la comparaison intersites, révèle des variations dans

les paramètres redox, suggérant une influence des contextes environnementaux dont l'échelle de lecture reste néanmoins à être définie (locale ou régionale ?), ainsi que des différences dans les processus de conservation dépendantes des contextes géomorphologiques locaux.

De plus, ces résultats soulignent la pertinence de l'exportabilité du modèle morphogénique du Luberon pour le Pléistocène supérieur à d'autres massifs provençaux, où les dynamiques sédimentaires de piémonts observées répondent aux mêmes tendances d'ordre climatique, mais s'expriment aussi de la même manière, c'est-à-dire par la formation de paléosols en périodes tempérées interstadiaires ensuite en partie érodés, puis enfouis à la base de formations périglaciaires cryoclastiques. Les paléosols deviennent donc des marqueurs utiles pour caractériser cette période à échelle régionale.

D'autre part, ces apports soulignent également un potentiel archéologique important pour la période du Paléolithique supérieur encore sous-représentée en Provence. Ces paléosols représentant des périodes de stases ou d'accalmies dans les dynamiques sédimentaires sont favorables à la conservation d'objets archéologiques. S'intéresser à ces marqueurs, revient donc aussi à s'intéresser à la potentialité archéologique qu'ils renferment.

Sur la base des résultats chronologiques, nous observons également un nombre plus important de paléosols associés à cette période et notamment à la phase interstadiaire de Moershoofd, plus longue.

Cette apparente différence nous invite à nous questionner sur la valeur conservative des sites à travers la préservation de ces marqueurs sédimentaires.

- L'apparente abondance des paléosols au SIM 3 serait en réalité surreprésentée en raison de l'absence de paléosols antérieurs, hypothèse étayée par l'observation de formations sédimentaires datées à 50 ka reposant directement sur le substrat géologique, suggérant une vidange des paléovallons, potentiellement due à un contexte climatique spécifique, analogue aux incisions profondes (de plus de 30 m) documentées dans le Luberon.
- La préservation de ces paléosols est soumise à l'influence conjuguée de processus taphonomiques et géomorphologiques. Si la proximité des zones de production de gélifracts a favorisé un enfouissement rapide, préservant ainsi les paléosols, elle a également entraîné une perte d'informations pédologiques due à l'érosion des séquences.
- Actuellement, ces précieuses archives sont menacées par les incisions qui affectent le piémont. Ce phénomène, facteur de risque pour leur conservation, peut paradoxalement faciliter leur mise au jour.

Appliquées à la répartition et à la préservation des sites archéologiques de plein air du Paléolithique supérieur, ces conclusions révèlent des défis majeurs liés aux processus naturels contrastés (enfouissement, érosion passée, incision actuelle), mais aussi à la faible exploration des zones de piémont, souvent peu accessibles aux recherches archéologiques.

À terme, l'étude approfondie de ces paléosols est donc essentielle pour comprendre l'évolution des paysages provençaux au Pléistocène supérieur, mais également pour localiser les sites archéologiques préservés du Paléolithique supérieur.

ii) Du Mésolithique à la période médiévale : l'analyse des dynamiques sédimentaires au travers des tufs calcaires au regard des occupations humaines et de la conservation des sites en Provence

Les formations de tufs calcaires constituent des archives précieuses des processus et dynamiques sédimentaires en réponse aux multiples fluctuations climatiques et anthropiques qui se sont succédées au Tardiglaciaire, puis tout au long de l'Holocène.

Dans le cadre de ce travail, leur étude s'est appuyée sur un corpus de coupes naturelles exceptionnellement bien préservées du Grand Luberon (vallon du Mirail) couvrant la chronologie la plus ancienne remontant au Tardiglaciaire. Ce corpus a été alimenté par une séquence supplémentaire du Luberon oriental (la Thomassine), ainsi que par la séquence du Jonquier (haute vallée de la Bresque, Var) et par la coupe de Pont-de-Joux (vallée de l'Huveaune), offrant ainsi des points de comparaison contemporains.

L'analyse multisite supportée par le modèle morphogénique du Luberon et les données paléoenvironnementales et archéologiques complémentaires a permis de resituer ces observations dans un contexte régional plus large.

L'analyse des séquences de tufs calcaires enregistrées dès le Tardiglaciaire dans le Luberon met en évidence des dynamiques sédimentaires complexes, actives tant au Tardiglaciaire qu'au début de l'Holocène. En l'absence d'indices (directs ou indirects) d'occupation dans les séquences luberonnaises, ces dernières suggèrent que les variations des dynamiques sédimentaires observées reflètent probablement des fluctuations d'ordre climatique associées à un réchauffement progressif en contexte humide.

Dès le Tardiglaciaire, la sédimentation carbonatée sous forme de dépôts crayeux est combinée à un détritisme amont-aval, impactant la conservation des sites archéologiques, déjà rares pour cette période caractérisée par des signaux anthropiques peu perceptibles. **À la fin de l'Holocène ancien**, la séquence MIR-5 montre une transition vers un milieu plus humide. Ces fluctuations ont induit des processus sédimentaires contrastés dans le S-E de la France (accumulation puis incision généralisée autour de 9 ka cal. BP ; Ollivier, 2006, intensification des crues dans les Alpes du Sud jusqu'à 8,2 ka cal. BP), générant hiatus et remaniements importants dans les archives sédimentaires, et **compromettant ainsi la conservation des vestiges archéologiques**. Bien que l'enfouissement rapide puisse préserver certains éléments, l'action combinée de ces processus a **vraisemblablement raréfié les vestiges archéologiques de plein air**, les rendant difficiles à détecter, soit car soumis à un enfouissement important, ou au contraire en raison de processus érosifs, comme observés plus largement en Méditerranée (ex., en Grèce et dans la péninsule ibérique, Berger, 2010). Bien que des enfouissements rapides, favorables à la conservation de certains vestiges soient possibles (ex. : troncs d'arbres en position de vie dans le ravin du Loup, Luberon ; Ollivier, 2006), ces modalités dans les

dynamiques sédimentaires posent un défi majeur pour la recherche archéologique des sites mésolithiques dans la région.

Dès la première moitié de l'Holocène moyen (Néolithique Ancien et Moyen), un tournant s'opère dans les dynamiques sédimentaires observées. Cette période est marquée par la dominance de la sédimentation carbonatée sur le détritisme, puis par une reprise mineure, mais affirmée du détritisme. À la lecture des faciès, des différences intercoupes sont observées au niveau des cycles de sédimentation témoignant de la complexité des processus impactant les modes de sédimentation à échelle locale. Ainsi, dans les environnements anthropisés (avec la présence d'indices directs d'occupations dans les séquences), des faciès construits et un mode de sédimentation calqué sur le cycle carbonaté sont observés (*Cf.* coupes du Jonquier, Pont de Joux ou encore la Thomassine). En revanche, au Mirail, ce signal reste toutefois assez timide, car cette phase s'inscrit au sein d'une reprise des remblaiements sédimentaires ponctués de multiples incisions de faibles amplitudes associées à des variations internes des systèmes.

La question de l'origine du détritisme, initialement attribuée à l'intensification des précipitations combinée à des changements climatiques rapides, pourrait être reliée à l'anthropisation du milieu à proximité des séquences du Jonquier et de la Thomassine, suggérant une synchronicité entre occupations et dynamiques sédimentaires.

L'absence d'indices similaires au Mirail indique une occupation hétérogène du territoire, également mentionnée par les études malacologiques régionales (ex., Magnin *et al.,* 2022 ; 2024). Cette hétérogénéité pourrait résulter de modes d'occupation diversifiés, résultant des vagues successives de néolithisation qui se sont exprimées de manière non uniforme à travers le territoire (Guilaine & Manen, 2012). Toutefois, si la conservation des vestiges est favorisée au sein de certaines séquences, les processus conservatifs peuvent aussi jouer un rôle important. En ce sens, les observations au Mirail suggèrent que des dynamiques sédimentaires vigoureuses et contrastées (incisions et variations des modalités de sédimentation) peuvent aussi compromettre la préservation des vestiges.

À l'échelle locale, l'hétérogénéité des dynamiques sédimentaires joue donc un rôle crucial dans la conservation des sites. Les "faciès construits" récurrents offriraient de meilleures conditions de conservation. À l'inverse, la faible densité de vestiges pourrait être attribuée aux zones à dynamique plus intense, comme le Mirail, où les expressions d'épisodes érosifs sont plus importantes.

Ce n'est qu'à partir de la seconde moitié de l'Holocène moyen (Néolithique final) que les modes de sédimentation sont similaires sur l'ensemble des coupes étudiées (y compris celles du Mirail, dans le Luberon) et matérialisées par de forts contrastes à haute fréquence d'une sédimentation tantôt détritique, tantôt carbonatée et où la carbonatation s'exprime par des faciès crayeux, mais aussi, et pour la première fois dans le Mirail, sous la forme de faciès construits. Cette homogénéisation coïncide avec une pression anthropique généralisée en Provence, attestée par exemple au Mirail par des indices directs d'occupation encore absents jusque-là. Cet enchaînement de faciès constitue donc un ***indice indirect*** de potentielles occupations à proximité.

La distribution des sites archéologiques au Néolithique final est donc en grande partie causée par l'intensification de l'occupation humaine, où la croissance démographique est attestée par les modèles démographiques régionaux (SPD ; Berger *et al.,* 2019). Dans les environs de tous les sites étudiés, le nombre de sites archéologique augmente, conduisant à une pression accrue sur les ressources et à l'occupation de nouveaux espaces (notamment en zones collinaires).

L'enregistrement et la conservation de ces vestiges en grand nombre sont donc directement liés à ces premiers paramètres d'ordre démographiques et culturels qui prennent le pas sur des dynamiques sédimentaires pourtant instables, car marquées par une augmentation de la fréquence entre l'apparition de petites incisions, des dépôts détritiques, des faciès construits et crayeux couplés à des ouvertures du milieu détectées dans les analyses paléoécologiques. Bien que visibles, les pressions sur le milieu restent localisées, principalement détectables dans les séquences sédimentaires proches des sites d'occupation. Toutefois, l'approche méthodologique adoptée permet d'élargir la détection des impacts anthropiques à l'échelle du bassin versant, comme observé à Pont de Joux, Salernes ou la Thomassine, par contraste avec le Mirail, où l'étude se concentre à quelques mètres du site principal.

À l'Holocène récent, et plus précisément à **l'Antiquité tardive**, la production de tufs se maintient, en s'accumulant parfois sur plusieurs mètres d'épaisseur, probablement en raison de précipitations plus importantes favorisant la mise en charge du karst, combinée à une occupation très dense et particulièrement bien enregistrée dans la région et sur le piémont sud du Grand Luberon. Cette occupation est très probablement responsable de l'expression d'un détritisme encore bien présent. Ces activités sont également enregistrées, notamment via des ***indices directs*** d'enrichissements en métaux (cuivre et zinc, *Cf.* ***Annexe IV***). L'augmentation du détritisme et de la sédimentation carbonatée sont très probablement contrôlées par des facteurs d'ordre anthropiques ainsi que par des variations climatiques (impacts à grande échelle spatiale) et des phénomènes météorologiques à courtes durées (ex., fréquences de crues, orages).

Ainsi, malgré une occupation humaine plus dense et pérenne, la conservation des vestiges archéologiques est paradoxalement compromise par l'instabilité des dynamiques sédimentaires sur les versants. L'augmentation démographique et les aménagements importants (villas, aqueducs, etc.) ont profondément modifié les paysages. Cependant, à l'amont, l'érosion et les petites incisions fréquentes, visibles par les emboîtements et nappes caillouteuses dans les coupes stratigraphiques, ont remanié et enfoui de nombreux vestiges. Des exemples passés, comme le cas du bas-relief des Nautes découvert dans le ravin du Loup (Luberon, Ollivier, 2006), et actuels, comme le four à chaux menacé par l'érosion sur le versant du Mirail, illustrent cette fragilité. L'érosion généralisée des versants, accentuée par la nature parfois friable des lithologies, affecte les édifices antiques pourtant plus imposants (ex., aqueduc du Ravin de l'Aurigon aujourd'hui menacé par l'érosion sur le versant sud de la Sainte-Victoire).

En période Médiévale, la part de détritisme s'exprime d'autant plus fortement. L'expression de faciès construits se poursuit encore jusqu'au démantèlement final des formations tufeuses observé au Petit Âge Glaciaire, très probablement favorisé par une anthropisation forte du milieu lié à une gestion des cours d'eau et des espaces forestiers

qui empêchent le système de revenir à son état initial (production et accumulation de tufs).

Les modes d'occupations suivent une forte augmentation du nombre de sites relié à la création de villages fortifiés, de mottes féodales/castrales et d'oppida sur les hauteurs, indiquant une croissance démographique concentrée sur des territoires stratégiques également responsables du recul des espaces forestiers en raison d'activités agricoles et économiques croissantes.

Les pratiques de drainage et d'exploitation des terres dans le piémont sud du Luberon mises en place dès la période antique et couplées aux processus de déforestation ont probablement contribué aux contrastes de faciès observés dans la coupe de tufs entre des incisions et des niveaux d'accumulation tantôt détritiques et tantôt riches en calcite (*Cf.* cycle de sédimentation carbonatée) pour finalement contribuer à l'arrêt de l'accumulation sédimentaire biocarbonatée lors de la transition vers le Petit Âge Glaciaire.

Dans un premier temps, la répartition des sites médiévaux dépend des modes d'occupation du territoire. Cependant, leur conservation est compromise par l'impact de l'anthropisation sur les dynamiques sédimentaires. En effet, malgré la persistance d'une sédimentation carbonatée, l'augmentation de l'érosion, la déstabilisation des versants remaniant les vestiges, et la canalisation des chenaux tendent à raréfier les séquences sédimentaires tufacées associées à cette période. L'incision actuelle et persistante des cours d'eau aggrave encore ce phénomène, menaçant, encore aujourd'hui, la conservation des sites de piémont.

Les perspectives et les prolongements possibles

Afin d'approfondir notre compréhension des environnements du SIM 3 en Méditerranée nord-occidentale, il est **essentiel d'élargir le corpus de données** en intégrant des séquences supplémentaires de paléosols pléistocènes et de tufs calcaires du Tardiglaciaire et de l'Holocène à un domaine méditerranéen plus large (allant du sud de la France à d'autres régions). Ce jeu de données étendu servira de référence et permettra d'établir un gradient climatique entre les différents massifs. La confrontation de ces données issues de séquences naturelles avec celles de sites archéologiques provençaux et d'autres données morphosédimentaires du Tardiglaciaire contribuera à affiner notre compréhension de l'impact des facteurs humains et des fluctuations climatiques sur la dynamique sédimentaire des systèmes travertineux. Elle pourrait également révéler de nouvelles méthodes de détection d'occupations humaines, encore peu étudiées pour cette période.

Du point de vue de la chronologie, plusieurs limitations contraignant ce travail sont à mentionner :

- Les datations trop proches des limites de la méthode du ^{14}C et des incertitudes trop larges des datations OSL, limitent la recontextualisation des données obtenues sur les paléosols. De nouvelles datations incluant d'autres méthodes de datations (ex., cosmonucléides, ESR) pourraient être intégrées.

- Dans l'objectif d'estimer la durée des processus pédologiques, la mise en place d'une méthode de datations ciblant la base du paléosol, son sommet et la base du niveau sus-jacent permettraient ainsi de mieux contraindre le développement dans le temps de ces marqueurs et d'obtenir une vision de la durée des premiers stades de développements de ces phases de stases environnementales sur les versants pour ainsi déduire des durées de potentialités archéologiques.
- Il est également nécessaire de renouveler certaines anciennes datations du corpus utilisé afin de limiter les marges d'erreur, et d'en ajouter de nouvelles associées aux séquences de paléosols non calées chronologiquement.
- Afin d'augmenter la précision chronologique, une actualisation de certaines datations existantes est nécessaire, ainsi que l'ajout de nouvelles datations pour les séquences de paléosols non encore chronologiquement contraintes.

La difficulté persistante à distinguer l'influence respective des processus climatiques et anthropiques sur les dynamiques sédimentaires met en évidence deux points d'amélioration : l'intégration de disciplines complémentaires par le biais de collaborations, et une meilleure compréhension du contexte morphologique et morphosédimentaire afin d'optimiser l'interprétation des données.

Concernant la méthodologie employée :

- La construction des ratios géochimiques (nécessité d'alimenter ces recherches avec des données plus précises issues de l'ICP-MS ou ICP-EOS afin d'obtenir des ratios plus précis et des points de comparaison concernant les paléosols et les tufs calcaires.
- Pour les paléosols, des analyses XRD pourraient être utiles pour la détection de l'hématite et ainsi renforcer l'interprétation du ratio Goethite/Hématite et tester sa précision. Ce type d'analyse pourrait également être utilisé pour l'identification des types d'argiles et en déduire les degrés d'altération des paléosols.
- Des analyses isotopiques sur le Fe^{2+}/Fe^{3+} afin de comparer les degrés d'oxydation et en déduire les conditions environnementales dominantes durant les processus de développement des sols.

L'influence des failles sur la formation et la sédimentation des tufs en Provence mérite une exploration approfondie. Il s'agit d'analyser l'ensemble des paramètres impliqués, en particulier l'impact des circulations d'eaux souterraines à travers des failles sur les propriétés physico-chimiques des eaux et, par conséquent, sur les modes de formations de tufs et les faciès associés. L'hypothèse se base sur le fait que les fluides/eaux, après avoir transité le long des failles, se chargent en éléments traces spécifiques qui pourraient être piégés au sein des séquences de tufs. L'identification de ces signatures géochimiques permettrait de mieux comprendre les modalités de formation des tufs calcaires et leur lien avec l'activité tectonique régionale (failles, fracturations). Cette approche a déjà été abordée de manière exploratoire en Provence et en Arménie (Sirdeys *et al.,* 2023a ; Ollivier & Sirdeys, 2024), et les recherches se poursuivent actuellement dans le cadre de programmes de recherches (Programme ECCOREV "Médicat", Resp. V. Ollivier & O. Bellier).

En conclusion, cette étude met en lumière les importantes potentialités, mais aussi les limites de l'utilisation combinée des paléosols et des tufs calcaires pour reconstituer les environnements en Méditerranée nord-occidentale.

Le corpus de séquences étudiées, associé à une approche méthodologique plus complète incluant des analyses géochimiques et isotopiques plus précises, pourrait apporter plus de détails concernant la discrimination des forçages en jeu. Ceci pourrait également être complété par des collaborations interdisciplinaires afin d'affiner l'interprétation des données et de mieux contraindre l'impact respectif des facteurs climatiques et anthropiques sur la dynamique sédimentaire de ces systèmes et distinguer encore plus précisément leur importance dans les hiatus archéologiques.

L'amélioration de la chronologie, notamment par l'utilisation de méthodes de datation complémentaires et la révision des datations existantes, est également cruciale pour une meilleure contextualisation des résultats. Enfin, l'exploration approfondie de l'influence des failles sur la formation des tufs, en particulier grâce à l'analyse des éléments traces piégés dans les séquences, ouvre des perspectives prometteuses pour la compréhension des interactions entre l'activité tectonique, les environnements du passé et les risques encourus aujourd'hui dans cette région.

Une grille de lecture aux applications multiples…

Cette recherche offre des perspectives intéressantes pour divers acteurs régionaux, qu'il s'agisse de l'archéologie ou de la gestion du territoire (parcs naturels, collectivités territoriales). L'analyse approfondie des dynamiques sédimentaires, telle que menée dans ce travail, apporte des outils précieux pour les acteurs de l'archéologie préventive et programmée, ainsi que pour les recherches en paléoenvironnement.

Concernant l'archéologie, la meilleure compréhension des environnements anciens implique une meilleure localisation d'éventuels sites d'occupation humaine et permet de retracer les dynamiques de peuplement. Elle permet également d'identifier et d'évaluer les risques archéologiques, contribuant ainsi à la protection et à la valorisation du patrimoine.

Les gestionnaires d'espaces naturels bénéficieront également de ces avancées. Les données collectées éclairent sur l'évolution des paysages et permettent d'évaluer les risques naturels liés aux mouvements sédimentaires (érosion, dépôts) et d'analyser l'impact des changements climatiques sur les géosystèmes. De plus, la modélisation des processus d'érosion, intégrant les fluctuations passées des climats et de la végétation, permettra de projeter les changements paysagers à l'échelle régionale et locale.

La connaissance de la fréquence, de la rythmicité, de l'ampleur et de la répartition des événements passés, qu'ils soient d'origine naturelle ou anthropique, est essentielle pour anticiper les risques actuels et futurs sur l'environnement et sur les vestiges à préserver. L'approche méthodologique adoptée, en élargissant l'analyse à l'échelle du bassin versant, permet une détection plus complète des impacts, offrant ainsi une meilleure compréhension des dynamiques et des mécanismes de formation et de conservation des archives sédimentaires.

Enfin, cette grille de lecture, par son caractère intersectoriel et interdisciplinaire, offre une piste de réflexion aux décideurs dans l'élaboration de stratégies de gestion et de conservation pertinentes et durables en phase avec les problématiques des opérateurs de la culture et de l'aménagement. La plus-value patrimoniale, notamment en termes de mise en valeur touristique du géopatrimoine, est également un atout important.

Bibliographie

AMBERT, P., 1980. Les formations quaternaires de l'étang de Berre. In: J. Chaline (ed.). Problèmes de stratigraphie quaternaire en France et dans les pays limitrophes. — Bull. AFEQ, N.S. 1: 321-323.

ABBES S., PRISON O. D. & GOUR J., 1997 - Quelques points de repères sur le massif des Alpilles. *Forêt méditerranéenne*, 18(1), 76-77.

ACHARD, C.-F, & BOUCHE, C.-F. 1787. Description historique, géographique et topographique des villes, bourgs, villages et hameaux de la Provence ancienne et moderne. Aix, P.-J. Calmen, t.II.

ALBERT, C., SPANGENBERG, J. H. et SCHRÖTER, B., 2017. - Nature-based solutions : criteria, Nature, 543(7645), p. 315.

ALI, A. A., TERRAL, J. F., GUENDON, J. L., & ROIRON, P. 2003. Holocene palaeoenvironmental changes in southern France: a palaeobotanical study of travertine at St-Antonin, Bouches-du-Rhône, The Holocene, 13(2), p. 293-298.

ALLÉE, P. 2003. Dynamiques hydrosédimentaires actuelles et holocènes dans les systèmes fluviaux de moyenne montagne (Limousin, Hautes Cévennes, Maures), Habilitation à diriger des recherches, Université de Limoges.

ALLEN, J. R., BRANDT, U., BRAUER, A., HUBBERTEN, H. W., HUNTLEY, B., KELLER, J., ... & ZOLITSCHKA, B., 1999. Rapid environmental changes in southern Europe during the last glacial period. Nature, 400(6746), 740-743.

ALLEN, M. J., 2017. - Molluscs in Archaeology: methods, approaches and applications.

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

AMBERT, P. & DELGIOVINE, A. 1979. Les tufs de la Resclauze à Gabian, Archéologie en Languedoc, 2, p. 17-18.

AMBERT, P. 1979-1981. L'abri Rothschild (Cabrières-Hérault), Rapport de fouille de sauvetage, D.R.A.C., Languedoc-Roussillon, 58 p. (inédit).

AMBERT, P. 1982. Les reliefs pléistocènes anté-volcaniques du Languedoc central, Bulletin de l'Association de géographes français, 59(485), p. 83-89.

AMBERT, P. 1988. Les tufs de la Resclauze (Gabian-Hérault), leur évolution à l'Holocène, Les édifices travertineux et l'histoire de l'environnement dans le Midi de la France, U.A. 903 CNRS, Travaux 13, Aix-en-Provence, p. 99-106.

AMBERT, P. 1991. L'évolution géomorphologique du Languedoc Central (Grands Causses méridionaux - Piémont languedocien) depuis le Néogène, Thèse de doctorat, Aix-Marseille 2.

AMBERT, P., 1974. LES DEPRESSIONS NIVEO-EOLIENNES DE BASSE PROVENCE.

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

AMBERT, P., EVIN, J., GABERT, P., 1974. Datation 14C d'un horizon lithochrome würmien en Basse Provence Occidentale. *Comptes rendus de l'Académie des Sciences* Tome 278, série D, pp. 33-35.

ARFAOUI, N., GNONLONFIN, A., PITON, G. et DOUAI, A., 2022. - Efficience économique et financement des solutions fondées sur la nature : le cas du bassin versant de la Brague, L'année psychologique, 30(3), pp. 238-253.

ARIZTEGUI, D., ASIOLI, A., LOWE, J. J., TRINCARDI, F., VIGLIOTTI, L., TAMBURINI, F., ... & OLDFIELD, F. 2000. Palaeoclimate and the formation of sapropel S1: inferences from Late Quaternary lacustrine and marine sequences in the central Mediterranean region, *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 158(3-4), p. 215-240.

ATSAWAWARANUNT, K., COMAS-BRU, L., AMIRNEZHAD MOZHDEHI, S., DEININGER, M., HARRISON, S. P., BAKER, A., ... & SCROXTON, N., 2018. The SISAL database: a global resource to document oxygen and carbon isotope records from speleothems. *Earth System Science Data*, 10(3), 1687-1713.

AUDIARD, B., THERY-PARISOT, I., BLASCO, T., MOLOGNI, C., TEXIER, P. J., & BATTIPAGLIA, G., 2019. Crossing taxonomic and isotopic approaches in charcoal analyses to reveal past climates. New perspectives in Paleobotany from the Paleolithic Neanderthal dwelling-site of La Combette (Vaucluse, France). Review *of Palaeobotany and Palynology*, 266, 52-60.

AZZALI, E., CARBONE, C., MARESCOTTI, P., & LUCCHETTI, G., 2011. Relationships between soil colour and mineralogical composition: application for the study of waste-rock dumps in abandoned mines. Neues Jahrbuch fur Mineralogie-Abhandlungen, 188(1), 75.

BADÍA, D., MARTÍ, C., PALACIO, E., SANCHO, C., & POCH, R. M., 2009. Soil evolution over the Quaternary period in a semiarid climate (Segre river terraces, northeast Spain). CATENA, 77(3), 165–174. https://doi.org/10.1016/J.CATENA.2008.12.012.

BAIZE, D., & GIRARD, M. C., 2008. Référentiel pédologique 2008. Editions Quae. https://www.afes.fr/les-sols/referentiel-pedologique/.

BAIZE, D., 2020. Les sols et leur formation sous climats tempérés. Planet-Vie, https://planet-vie.ens.fr/thematiques/ecologie/les-sols-et-leur-formation-sous-climats-temperes (consulté en 2023).

BAIZE, Denis, 2024. Six facteurs de la pédogenèse. Encyclopédie de l'Environnement. Consulté le 11 décembre 2024 [en ligne ISSN 2555-0950] url : https://www.encyclopedie-environnement.org/sol/facteurs-pedogenese/.

BAIZE, S., CUSHING, M., LEMEILLE, F., GRANIER, T., GRELLET, B., & CARBON, D., 2002. Inventaire des indices de rupture affectant le quaternaire, en relation avec les grandes structures connues, en France métropolitaine et dans les régions limitrophes. *Mémoires de la Société géologique de France (1924)*, 175, 1-141.

BAKALOWICZ, M., 1988. - La formation des travertins : aspects géochimiques, essai de synthèse et discussion, Les édifices travertineux et l'histoire de l'environnement dans le Midi de la France, U.A. 903 CNRS, Travaux 13, Aix-en-Provence, pp. 261-268.

BALBO, A. L., MARTINEZ-FERNÁNDEZ, J. et ESTEVE-SELMA, M. A., 2017. - Mediterranean wetlands : archaeology, ecology, and sustainability, Wiley Interdisciplinary Reviews: Water, 4(6), article e1238.

BALL, D. F., 1964. - Loss-on-ignition as an estimate of organic matter and organic carbon in non-calcareous soils, Journal of Soil Science, 15(1), pp. 84-92.

BALLAIS, J.-L., 1997. - La morphogénèse actuelle sur le piémont méridional de la montagne Sainte-Victoire (Basse Provence) : l'exemple du ravin de l'Aurigon, [Rapport de recherche], U.R.A. 903 C.N.R.S., Aix-en-Provence, France, 27 p. hal-01573168.

BALSAM, W., DAMUTH, J. E., & DEATON, B., 2007. Marine sediment components: identification and dispersal assessed by diffuse reflectance spectrophotometry. *International Journal of Environment and Health*, 1(3), 403-426.

BANKS W.E. & ZILHÃO J., 2013 - Human-climate interaction during the Early Upper Palaeolithic : testing the hypothesis of an adaptive shift between the Proto-Aurignacian and the Early Aurignacian. *Journal of Human Evolution*, 64(1), 39-55, 10.1016/j.jhevol.2012.10.001.

BANKS, W. E., D'ERRICO, F., PETERSON, A. T., KAGEYAMA, M., SIMA, A., SÁNCHEZ-GOÑI, M.-F., 2008. Neanderthal extinction by competitive exclusion. *PLoS One*, 3, 12, e3972.

BATTENTIER, J., BINDER, D., GUILLON, S., MAGGI, R., NEGRINO, F., SÉNÉPART, I., ... & DELHON, C. 2018. The environment of the last hunters-gatherers and first agro-pastoralists in the Western Mediterranean region, between the Rhone and the Northern Apennines (7th-6th millennium cal. BCE): Attractiveness of the landscape units and settlement patterns, Quaternary Science Reviews, 184, p. 167-182.

BATTENTIER, J., DURAND, A., MARGARIT, X., BAILLY, M., THÉRY-PARISOT, I., & DELHON, C. 2020. Le paysage végétal littoral de Provence au Néolithique final, dynamique naturelle et gestion agro-pastorale : apports de l'étude anthracologique de Ponteau (Martigues, Bouches-du-Rhône), Quaternaire. Revue de l'Association française pour l'étude du Quaternaire, 31(1), p. 45-70.

BAZILE-ROBERT, E., 1981. Le Pin pignon (Pinus pinea L.) dans le Würm récent de Provence. — *Géobios*, 14, 3: 395-397.

BEECHING, A., 1999. Les premières étapes de circulation et de peuplement dans les Alpes françaises au Néolithique. Apport de la céramique. *Circulations et identités culturelles alpines à la fin de la Préhistoire*, 427-80.

BEECHING, A., BROCHIER, J. L., & CORDIER, F. 2000. La transition Mésolithique-Néolithique entre la plaine du Rhône moyen et ses bordures préalpines, Les Paléoalpins : Hommage à Pierre Bintz, Géologie Alpine, Mémoire Hs, 31, p. 201-210.

BELLIER, O., CUSHING, E. M., SÉBRIER, M., 2021. Thirty years of paleoseismic research in metropolitan France. C.R. Acad. Sc. Geoscience, Seismicity of France, Spec. Vol. for the 100 years of BCSF. Invited paper. C.R. Acad. Sc., Geoscience, Tome 353, n°S1(2021), 339-380. https://doi.org/10.5802/crgeos.102.

BENITO, G., MACKLIN, M. G., ZIELHOFER, C., JONES, A. F., & MACHADO, M. J. 2015. Holocene flooding and climate change in the Mediterranean, Catena, 130, p. 13-33.

BERGER, A., LOUTRE, M. F., & YIN, Q., 2010. Total irradiation during any time interval of the year using elliptic integrals. Quaternary Science Reviews, 29(17-18), 1968-1982.

BERGER, J. F., & GUILAINE, J. 2009. The 8200 cal BP abrupt environmental change and the Neolithic transition: a Mediterranean perspective, Quaternary International, 200(1-2), p. 31-49.

BERGER, J. F., MAGNIN, F., THIÉBAULT, S., & VITAL, J. 2000. Emprise et déprise culturelle à l'Âge du Bronze : l'exemple du Bassin Valdainais (Drôme) et de la moyenne vallée du Rhône, Bulletin de la Société préhistorique française, p. 95-119.

BERGER, J. F., SHENNAN, S., WOODBRIDGE, J., PALMISANO, A., MAZIER, F., NUNINGER, L., ... & ROBERTS, C. N. 2019. Holocene land cover and population dynamics in Southern France, The Holocene, 29(5), p. 776-798.

BERGER, J.-F. 2010. Les changements climato-environnementaux de l'Holocène ancien et la néolithisation du bassin méditerranéen. La révolution néolithique dans le monde, DEMOULE, J.-P., *CNRS Éditions*, https://doi.org/10.4000/books.editionscnrs.15662.

BERGER, J.-F., DELHON, C., MAGNIN, F., SANDRINE, B., PEYRIC, D., THIÉBAULT, S., GUILBERT, R., & BEECHING, A. 2016. A fluvial record of the mid-Holocene rapid climatic changes in the middle Rhone valley (Espeluche-Lalo, France) and of their impact on Late Mesolithic and Early Neolithic societies, *Quaternary Science Reviews*, 136, p. 66-84. DOI : 10.1016/j.quascirev.2015.11.019.

BERNHARDT, I. C., 2012. - Particle size analysis: Classification and sedimentation methods, Vol. 5, Springer Science & Business Media.

BERTRAN, P. et al., 2015. - Experimental archaeology in a mid-latitude periglacial context: insight into site formation and taphonomic processes, Journal of Archaeological Science, 57, pp. 283-301.

BERTRAN, P. et TEXIER, J.-P., 1997. - Géoarchéologie des versants, Table Ronde Tenue À Lyon les 17 et 18 Novembre 1995, pp. 59-86.

BICHO N., CASCALHEIRA J., MARREIROS J. & PEREIRA T., 2017 - Rapid climatic events and long term cultural change : The case of the Portuguese Upper Palaeolithic. *Quaternary International*, 428, 3-16, 10.1016/j.quaint.2015.05.044.

BIETTI, A., & NEGRINO, F., 2008. L'Aurignacien et le Gravettien du Riparo Mochi, l'Aurignacien du Riparo Bombrini: comparaisons et nouvelles perspectives. Arch. Inst. Paléontologie Humaine, *mém,* 39, 133-140.

BINDER, D. 2013. Mésolithique et Néolithique ancien en Italie et dans le sud-est de la France entre 7000 et 5500 BCE cal : Questions ouvertes sur les dynamiques culturelles et les processus d'interaction, in : Transitions, ruptures et continuité durant la préhistoire, actes du XXVIIe Congrès préhistorique de France (Bordeaux-Les Eyzies, 2010), p. 341-355.

BINDER, D., & MAGGI, R. 2001. Le Néolithique ancien de l'arc liguro-provençal, Bulletin de la Société préhistorique française, p. 411-422.

BINDER, D., & SÉNÉPART, I. 2004. Derniers chasseurs et premiers paysans de Vaucluse. Mésolithique et Néolithique ancien : 7000-4700 av. J.-C., in : Vaucluse préhistorique. Le territoire, les Hommes, les cultures et les sites, Éditions Barthélemy, Avignon, p. 131-162.

BINTLIFF J., 2002 - Time, process and catastrophism in the study of Mediterranean alluvial history : a review. World Archaeology, 33(3), 417-435, 10.1080/0043824012010745.

BOND, G. C., SHOWERS, W., ELLIOT, M., EVANS, M., LOTTI, R., HAJDAS, *I.*, ... & JOHNSON, S., 1999. The North Atlantic's 1-2 kyr climate rhythm: relation to Heinrich events, Dansgaard/Oeschger cycles and the Little Ice Age. Geophysical Monograph-American Geophysical Union, 112, 35-58.

BONIFAY, E., 1986. Origine et âge des formations travertineuses de la Vallée de l'Huveaune entre Roquevaire et Auriol, Méditerranée, 57(1), p. 101-104.

BONIFAY, E., 1970. Antiquités archéologiques sous-marines. Gallia préhistoire, 13(2), 585-592.

BONIFAY, E., PRUVOST, P.. 1957. Age et signification des sols rouges méditerranéens en Provence. Gauthier-Villars, éditeur-imprimeur-libraire des comptes rendus des séances de l'Académie Des Sciences (cf. page 43).

BOREL, J.-L., JORDA, M. & MONJUVENT, G., 1984. - Variations climatiques, morphogenèse et évolution de la végétation post-würmienne dans les Alpes françaises. In collectif d'auteurs (éd.), Les Alpes, 25e Congrès International de Géographie, 27-31 août 1984, Paris, Comité international d'organisation du 25e congrès de Géographie, pp. 43-53.

BOSQ, M., 2020. Le système éolien Pléistocène supérieur de la vallée du Rhône (sud-est de la France). Thèse de Doctorat, Université de Bordeaux.

BOSQ, M., KREUTZER, S., BERTRAN, P., DEGEAI, J. P., DUGAS, P., KADEREIT, A., ... & SAUER, D., 2020. Chronostratigraphy of two Late Pleistocene loess-palaeosol sequences in the Rhône Valley (southeast France). Quaternary Science Reviews, 245, 106473.

BOTTET, B., 1947. La Baume Bonne, à Quinson (BA)(Industries paléolithiques avec œuvres d'Art). Bulletin de la Société préhistorique de France, 44(5/6), 152-170.

BOTTET, B., 1956. La grotte-abri de la Baume Bonne à Quinson (B.-A.) et ses industries du Paléolithique inférieur et moyen. Bulletin du Musée d'Anthropologie préhistorique de Monaco, vol. 3, p. 79-121.

Boule, M., & de Villeneuve, L., 1927. La grotte de l'Observatoire à Monaco (Vol. 1). Masson.

BOWERS, P., BONNICHSEN, R. et HOCH, D., 1983. - Flake dispersal experiments : noncultural transformation of the archaeological record, American Antiquity, 48, pp. 553-572.

BRACCO J.-P. 2022. Le peuplement humain à l'époque de *la grotte Cosquer, Archéologia,* hors série 35, p. 46-49

BRACCO J.-P., GAGNEPAIN J., STOUVENOT C., BIDART P. et VIGIER S. 1997. L'industrie lithique épigravettienne de Saint-Antoine - locus 2 (Vitrolles, Hautes-Alpes) : première analyse, Paléo, 9, p. 221-243 DOI: 10.3406/pal.1997.1234

BRACCO, J. P., & Montoya, C., 2015. Le Paléolithique supérieur en Europe occidentale: de la construction des cadres classiques aux interrogations actuelles. In *La préhistoire de l'Europe occidentale: un bilan des connaissances à l'aube du IIIe millénaire*: travaux issus du colloque de Toulon (Var) du 12 octobre 2005 (pp. 75-86). Musée de Préhistoire des gorges du Verdon/Conseil départemental des Alpes de Haute-Provence.

BRACCO, J.-P., 2004. Fonction et fonctionnement du gisement Épigravettien de Saint-Antoine, à Vitrolles (Hautes-Alpes): données et propositions, in P. Bodu et C. Constantin (dir.), Approches fonctionnelles en Préhistoire, actes du 25e Congrès préhistorique de France (Nanterre, 24-26 novembre 2000), Paris, Société préhistorique française, p. 335-340.

BRACCO, J-P., 2022. La Provence au Paléolithique: une très longue histoire… Marseille, La revue culturelle de la Ville de Marseille. 272. p.33-37.

BRADTMÖLLER M., PASTOORS A., WENINGER B. & WENIGER G., 2012 - The repeated replacement model : Rapid climate change and population dynamics in Late Pleistocene Europe. Quaternary International, *247, 38-49, 10.1016*/j.quaint.2010.10.015.

BRANDT R., GROENEWOUDT B*.J. & KVAMME K.L., 1992 - An experiment in archaeological site location : modeling in the* Netherlands using GIS techniques. *World Archaeology*, 24(2), 268-282.

BRAVARD, J. P. 1994. L'incision des lits fluviaux : du phénomène morphodynamique naturel et réversible aux impacts irréversibles, Géocarrefour, 69(1), p. 5-10.

BROCHIER, J.-É., & LIVACHE, M., 2004. Le Paléolithique supérieur en Vaucluse, aux confins des mondes atlantiques et italiques. In J. Buisson-Catil, A*. Guilcher*, C. Hussy, M. Olive & M. Pagni (éds.), *Vaucluse préhistorique, le territoire, les hommes, les cultures et les sites*. Éditions Barthélemy, Avignon, 94-126.

BRUGAL, J. P., JAUBERT, J., et TEXIER, P. J., 1989. Découverte d'un site moustérien de plein-air en Vaucluse (Bérigoule-Murs). Bulletin de *la Société préhistorique française*, 86(3), 69-71.

BUISSIN-CATIL, J., & TEXIER, J. P., 1996. Malaucène Les Argiliers. Serv. Rég. Archéol. PACA, Bilan scientifique, 156-157.

BUISSON-CATIL, J., GUILCHER, A., HUSSY, C., OLIVE, M., & PAGNI, M. 2004. Vaucluse préhistorique. Le territoire, les hommes, *les cultures et les sites,* Le Pontet, Éditions A. Barthélemy.

BULLOCK, P., FEDOROFF, N., JONGERIUS, A., STOOPS, G., & TURSINA, T. 1985. Handbook for soil thin section *description* (pp. 152-pp).

CABOI, R., CIDU, R., FANFANI, L., ZUDDAS, P., & ZUDDAS, P. P., *1991. Geochemistry of Funtana Maore travertines (Central Sardinia, Italy).* Mineralogica et petrographica acta, 34, 77-95.

CAPEZZUOLI E., GANDIN A. & PEDLEY M., 2014 – Decoding tufas and travertine (freshwater carbonates) in *the sedimentary record: the state* of the art. Sedimentology, 61 (1), 1-21.

CARBONI, S., PALOMBA, M., VACCA, A., & CARBONI, G. 2006. Paleosols provide sedimentation, relative age, and climatic information about the alluvial fan of the River Tirso (Central-Western Sardinia, Italy). Quaternary *International*, 156, 79-96.

CAROZZA, J.-M. et al., 2024. - L'évolution géomorphologique des basses plaines littorales méditerranéennes : un outil de compréhension des biais taphonomiques en archéologie ?, GéoProdig, portail d'information géographique, consulté le 29 décembre 2024, http://geoprodig.cnrs.fr/items/show/51629.

CAROZZA, J.-M., DEVILLERS, B., MORHANGE, C. & MARRINER, N. (dirs.), 2014. - Le petit âge de glace en Méditerranée. Méditerranée, 122 [En ligne], mis en ligne le *10 décembre* 2016, consulté le 22 septembre 2022. URL : https://journals.openedition.org/mediterranee/6997 ; DOI : https://doi.org/10.4000/mediterranee.6997.

CHABAL, L., 1997. - Chapitre 1. La méthode anthracologique. In Forêts et sociétés en Languedoc (Néolithique final – Antiquité tardive), Éditions de la Maison des sciences de l'homme. https://doi.org/10.4000/books.editionsmsh.43430.

CHADWICK, O. A., DERRY, L. A., VITOUSEK, P. M., HUEBERT, B. J., & HEDIN, L. O. 1999. Changing sources of nutrients during four million years of ecosystem development. Nature, 397(6719), 491-497.

CHAFETZ, H. S., AKDIM, B., JULIA, R., & REID, A., 1998. Mn-and Fe-rich black travertine shrubs; bacterially (and nanobacterially) induced precipitates. Journal of Sedimentary Research, 68(3), 404-412.

CHARDON D. & BELLIER O., 2003 - Geological boundary conditions of the 1909 Lambesc (Provence, France) earthquake : structure and evolution of the Trévaresse ridge anticline. Bulletin de la Société géologique de France, 174(5*)*, 497-510.

CHARLES, N., BLANC, J. J., COLLINA-GIRARD, J., & MONTEAU, R. 2021. Curiosités géologiques du Parc national des Calanques. BRGM éditions.

CHU, W. et NETT, J. J., 2021. - The past in dust: current trends and future directions in Pleistocene geoarcheology of European loess, Journal of *Quaternary Science, 36(8), pp.* 1279-1292.

CLAUZON G., 1979 - Le canyon messinien de la Durance (Provence, France) : une preuve *paléogéographique du bassin profond de dessiccation.* Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 29, 15-40.

CLAUZON G., 1982 - Le canyon messinien du Rhône : une preuve décisive du "desiccated deep-basin model". Bulletin de la Société géologique de France, 24, 597-610.

CLAUZON G., 1996 - Limites de séquences et évolution géodynamique. Géomorphologie : relief, processus, environnement, 2(1), 3-21.

CLAUZON, G., AMBERT, P., & VAUDOUR, J. 1990. Cartographie géomorphologique de la Basse-Provence rhodanienne. Méditerranée*, 71(3-4), 75-82.*

CLOTTES, J., BELTRÁN, A., COURTIN, J. et COSQUER*, H., 1992.* - La grotte Cosquer (cap Morgiou, Marseille), Bulletin de la Société préhistorique française, pp. 98-128.

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

COLTORI, M., & PIERUCCINI, P. 2006. The last interglacial pedocomplexes in the litho-and morpho-stratigraphical framework of the central-northern Apennines (Central Italy). Quaternary International, 156, 118-132.

COLTORI, M., PIERUCCINI, P., MONTAGNA, P., & ZORZI, F. 2015. Stratigraphy, facies analysis and chronology of Quaternary deposits at Capo S. Marco (Sinis Peninsula, west Sardinia, Italy). Quaternary International, 357, 158–175. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2014.03.033.

COLUMBU, A., SPÖTL, C., DE WAELE, J., YU, T. L., SHEN, C. C., & GÁZQUEZ, F. *2019.* A long record of MIS 7 and MIS 5 climate and environment from a western Mediterranean speleothem (SW Sardinia, Italy). *Quaternary Science Reviews*, 220, 230-243.

CONSTANT, A. et SÉGURA, J. A., 2020. - Sites perchés des Ve-IXe siècles en Provence : bilan, questions et avancées récentes, Archéologie du Midi Médiéval, 9(1), pp. 41-52.

COOPER, A., TURNEY, C. S., PALMER, J., HOGG, A., MCGLONE, M., WILMSHURST, J., ... & ZECH, R. 2021. A global environmental crisis 42,000 years ago. Science, 371(6531), 811-818.

CORNELL, R. M., & SCHWERTMANN, U. 2003. The iron oxides: Structure, properties, reactions, occurrences and uses (2nd ed., pp. 1–664). Wiley-VCH.

COTTE, C., & CHAIX, M. 1908. La caverne de l'Adaouste-Fouilles archéologiques 1907-1908. Congr. AFA S. Clermont-Ferrand, 714-725.

COUVET, 2022. - Les grands défis des solutions fondées sur *la nature, Presses universitaires de Grenoble.*

CREMASCHI, M., TROMBINO, L., & ZERBONI, A., 2018. Palaeosoils and relict *soils: A systematic review*. Interpretation of micromorphological features of soils and regoliths, 863-894.

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.

CREVOLA G., PUPIN J.-P. & TOUTIN-MORIN N., 1991 - La Provence varisque : structure et évolution géologique anté-triasique. Sciences Géologiques, 44(3), 287-310.

CROUDACE, I. W., & ROTHWELL, R. G., 2015. Micro-XRF Studies of Sediment Cores: Applications of a non-destructive tool for the environmental sciences (Vol. 17, p. 668). Dordrecht: Springer.

CUSHING M., O. BELLIER, S. NECHTSCHEIN, M. SÉBRIER, PH. VOLANT, A. LOMAX, P. DERVIN, P. *GUIGNARD,* L. BOVE. 2008. A multidisciplinary study of a slow-slipping fault for seismic hazard assessment: the example of the Middle Durance Fault (SE France). *Geophys. J. Int.*, 172, 1163-1178. doi: 10.1111/j.1365-246X.2007.03683.

D'ANNA, A., 1992. Le peuplement préhistorique du massif de Sainte-Victoire, Méditerranée, 75(1), p. 59–68.

D'ANNA, A. D., & COURTIN, J., 1986. Travertins holocènes et sites préhistoriques: exemples dans le Var et les Bouches-du-Rhône. Méditerranée, 57(1), 31-38.

D'ANNA, A., & COURTIN, J. 1986. Holocene travertines and prehistoric sites: examples from the Var and Bouches-du-Rhône, Actes Table Ronde "Travertins et évolution des paysages holocènes dans le domaine méditerranéen", n° 1–2, Méditerranée, Aix-en-Provence, 5–6 nov. 1985, p. 31–38.

D'ANNA, A., EVIN, J., VAUDOUR, J., GUENDON, J., JAUBERT, J., & MAGNIN, F. 1988. Les *édifices* travertineux d'Auriol (Pont-de-Joux) et de Roquevaire (St Vincent). Révision stratigraphique. Contribution à l'histoire de l'environnement dans la vallée de l'Huveaune (B-du-R) depuis 50 000 ans, Travaux - Centre national de la recherche scientifique, Unité associée n° 903, (17), p. 17–36.

D'ANNA, A., RENAULT, S., GUENDON, J.-L., MASSE, J.-P., PINET, L., & WALTER, P. 2004. Stèles anthropomorphes néolithiques de Provence : catalogue du musée Calvet d'Avignon, Avignon : Établissement public Calvet, 96 p.

D'ERRICO, F., & BANKS, W. E. 2015. Tephra studies and the reconstruction of Middle-to-Upper Paleolithic cultural trajectories. Quaternary Science Reviews, 118, 182-193.

D'ERRICO, F., & GOÑI, M. F. S. 2003. Neandertal extinction and the millennial scale climatic variability of OIS 3. Quaternary Science Reviews, 22(8-9), 769-788.

DABKOWSKI J., 2014. High potential of calcareous tufass for integrative multidisciplinary studies and prospects for archaeology inEurope. Journal of *Archaeological Science,* 52, 72-83.

DABKOWSKI J., 2020.The late-Holocene tufas decline in Europe: Myth or reality? Quaternary Science Reviews, 230, 10.1016/j.quas-cirev.2019.*106141.*

DABKOWSKI, J., & BEAUMONT, L. 2024. Rise and decline of Holocene tufas across Europe: exploring east/west and north/south similarities and differences in their development, Journal of Quaternary Science, 39(6), p. 960–971.

DABKOWSKI, J., LIMONDIN LOZOUET, N., ANTOINE, P., et al. 2011. Enregistrement des variations climatiques au cours des interglaciaires d'après l'étude des isotopes stables de la calcite de tufs calcaires pléistocènes du nord de la France : exemple des séquences de Caours (SIM 5e; Somme) et de La Celle (SIM 11; Seine-et-Marne), Quaternaire. Revue de l'Association française pour l'étude du Quaternaire, 22(4), p. 275–283.

DAHL-JENSEN, D., ALBERT, M. R., ALDAHAN, A., AZUMA, N., BALSLEV-CLAUSEN, D., BAUMGARTNER, M., BERGGREN, A. M., BIGLER, M., BINDER, T., BLUNIER, T., BOURGEOIS, J. C., BROOK, E. J., BUCHARDT, S. L., BUIZERT, C., CAPRON, E., CHAPPELLAZ, J., CHUNG, J., CLAUSEN, H. B., CVIJANOVIC, I., … ZHENG, J. 2013. Eemian interglacial reconstructed from a Greenland folded ice core. Nature, 493(7433), 489–494. https://doi.org/10.1038/nature11789.

DANSGAARD, W., JOHNSEN, S. J., CLAUSEN, H. B., DAHL-JENSEN, D., GUNDESTRUP, N., HAMMER, C. U., & OESCHGER, H. 1984. North Atlantic climatic oscillations revealed by deep Greenland ice cores. Climate processes and climate sensitivity, 29, 288-298.

DAVIES, B. E., 1974. - Loss-on-ignition as an estimate of soil organic matter, Soil Science Society of America Journal, 38(1), pp. 150-151.

DE LUMLEY, H. 1957. Le Moustérien de la Baume des Peyrards (Vaucluse) : Note préliminaire. Bulletin de la Société d'Etude des Sciences Naturelles de Vaucluse, pp. 1-23. halshs-00360251.

DE LUMLEY, H. 1962. Paléolithique ancien et moyen en Vaucluse. Société d'Etude des Sciences naturelles de Vaucluse, 29-47.

DE LUMLEY, H., 1968a. - *Le Bison gravé de Segriès, Moustiers-Sainte-Marie (Basses-Alpes), Actes du Simposio Internacional* de Arte Rupestre, Barcelone, Espagne, 1968a, pp. 109-121.

DE LUMLEY, H., 1968b. - Proportions et constructions dans l'art paléolithique : le bison, Actes du Simposio Internacional de Arte Rupestre, Barcelone, Espagne, 1968b, pp. 123-145.

DE LUMLEY, H. D. *1969. Le Paléolithique inférieur et moyen du Midi méditerranéen dans son* cadre géologique. Tome I. Ligurie–Provence (Vol. 5, No. 1, pp. 0-0). *Persée-Portail des revues scientifiques en SHS*.

DE LUMLEY, H. 1971. *Découverte des restes humains antenéandertaliens du début du Riss à la Caune* de *l'Arago (Tautavel, Pyrénées-Orientales). Comptes Rendus de l'Académie* de Sciences, Paris.

DE LUMLEY, H. 1975. Cultural evolution in France in its paleoecological *setting during the Middle Pleistocene. After* the australopithecines, 745-808.

DE LUMLEY, H. 2005. La grotte du Lazaret. Un campement de chasseurs il y a 160 000 ans. Edisud, Aix-en-Provence.

DE LUMLEY, H., AROBBA, D., CAUCHE, D., DESCLAUX, E., ECHASSOUX, A., KHATIB, S., ... & VICINO, G. 2008. Les cultures acheuléennes et moustériennes dans les Alpes-Maritimes et en Ligurie. Bulletin du Musée d'Anthroplogie prèhistorique de Monaco, 1, 11-20.

DE VILLENEUVE, L., BOULE, M., VERNEAU, R., & CARTAILHAC, É. 1906. Les Grottes de Grimaldi (Baoussé-Roussé). (Vol. 1). Monaco.

DEAN, W. E. 1974. Determination of carbonate and organic matter in calcareous sediments and sedimentary rocks by loss on ignition; comparison with other methods. Journal of Sedimentary Research, 44(1), 242-248.

DEBRET, M., SEBAG, D., DESMET, M., BALSAM, W., COPARD, Y., *MOURIER, B., ...* & WINIARSKI, T., 2011. - Spectrocolorimetric interpretation of sedimentary dynamics : The new "Q7/4 diagram", Earth-Science Reviews, 109(1-2), pp. 1-19.

DEGAUGUE, F., & GUENDON, J.-L. 1992. Sedimentological and Geoarchaeological Study of the Jonquier Travertines (Salernes, Var, France), Travaux URA 903 du *CNRS, n°* XXI, Aix-en-Provence, p. 81–95.

DEGEAI, J. P., DEVILLERS, B., DEZILEAU, L., OUESLATI, H., & BONY, G. 2015. Major storm periods and climate forcing in the Western Mediterranean during the Late Holocene, Quaternary Science Reviews, 129, p. 37–56.

DELAUNAY, G., OLLIVIER, V., MÜLLER, A., et al. 2006. Le site Néolithique final du Verger (Le Mirail, Peypin d'Aigues, Vaucluse) : une occupation en contexte travertineux : résultats des études paléoenvironnementales et du sondage archéologique 2003, in Paysages et peuplements : aspects culturels et chronologiques en France méridionale : actualité de la recherche, Actes des 6e Rencontres Méridionales de Préhistoire Récente (Périgueux, 2004), ADRAHP-PSO, Cressensac, p. 113–124.

DELLA CASA, PHILIPPE. 2013. La Préhistoire des Alpes: enjeux scientifiques, méthodes et perspectives de la recherche. In: Borello, Maria. Les hommes préhistoriques et les Alpes. Oxford: Oxbow Books, 17-26.

DENAIRE, A., DOPPLER, T., NICOD, P.-Y., et al. 2011. Espaces culturels, frontières et interactions au 5e millénaire entre la plaine du Rhin supérieur et les rivages de la Méditerranée. Annuaire d'Archéologie Suisse, 94, p. 21-59.

DEYDIER, M, & LAZARD, *F.1910. La Baume des Peyrards (Vaucluse), Atelier Paléolithique, in :* Congrès préhistorique de France : compte *rendu de la 5ème session,* Beauvais 1909, Paris, Société préhistorique française, 1910, p. 158-187.

DOLFINI, A. 2013. The emergence of metallurgy in the central Mediterranean region: a new model. European Journal of Archaeology, 16(1), p. 21-62.

DOTTERWEICH, M., 2008. - The history of soil erosion and fluvial deposits in small catchments of central Europe : deciphering the long-term interaction between humans and the environment—a review, Geomorphology, 101(1-2), pp. 192-208.

DRAKE, P. L., LAWRYK, N. J., ASHLEY, K., SUSSELL, A. L., HAZELWOOD, K. J., & SONG, R. 2003. Evaluation of two portable lead-monitoring methods at mining sites. *Journal of Hazardous Materials*, 102(1), 29-38.

DRAMIS, F., FUBELLI, G., CALDERONI, G., & ESU, D. 2014. Holocene aggradation/degradation phases of tufa dams in northern Ethiopia and central Italy: a palaeoclimatic comparison between East Africa and Mediterranean Europe. Zeitschrift für Geomorphologie, 58(4), p. 419-434.

DRIESE, S. G. 2004. Pedogenic translocation of Fe in modern and ancient Vertisols and implications for interpretations of the Hekpoort paleosol (2.25 Ga). The Journal of Geology, 112(5), 543-560.

DRUZBICKA, J., & CRAW, D. 2013. Evolving metalloid signatures in waters draining from a mined orogenic gold deposit, New Zealand. Applied Geochemistry, 31, 251-264.

DUBAR, M. 1978. Les dépôts quaternaires et les industries paléolithiques du flanc sud de la montagne de Lure (Alpes de Haute-Provence). Bulletin du Musée d'Anthropologie *Préhistorique de Monaco,* (22), 19-30.

DUBAR, M., 1979. - Les caractères sédimentologiques des terrasses fluviatiles et leur couverture limoneuse en Moyenne Durance, Quaternaire, 16(3), *pp.* 109-120.

DUBAR, M. 1983. Stratigraphie des dépôts du Néogène Supérieur et du Pléistocène du bassin de la moyenne Durance. Interprétations géodynamiques et paléogéographiques. *Anthropologie (L') Paris, 87(1*), 135-137.

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

DUBAR, M., & CLAPPIER, P. 1989. Ségriès-Moustiers Sainte-Marie (Alpes de Haute-Provence) : un site préhistorique remarquable de l'avant-pays alpin. Bulletin *archéologique de Provence,* (18), p. 1-6.

DUFRAISSE, A., 2005. - Économie du bois de feu et sociétés néolithiques : analyses *anthracologiques appliquées aux sites* d'ambiance humide des lacs de Chalain et Clairvaux (Jura, France), Gallia Préhistoire – Archéologie de la France préhistorique, 47, pp. 187-233.

DUMAS M. (éd.), 2013 - Le Luberon, encyclopédie d'une montagne provençale. Tome 1 : Milieu naturel, histoire et peuplements. Les Alpes de Lumière, Forcalquier, 342 p.

DURRANT, L. J., VADHER, A. N., & TELLER, J., 2023. Disaster risk management and cultural heritage: The perceptions of European world heritage site managers on disaster risk management. International journal of disaster risk reduction, 89, 103625.

DUTOUR, A., PHILIP, H., JAURAND*, E., & COMBES, P. 2002. Mise en évidence de déformations en faille* inverse avec ruptures de surface cosismiques dans des dépôts colluviaux würmiens du versant nord du mont Ventoux (Provence occidentale, France). *Comptes Rendus Géoscience*, 334(11), 849-856.

DUTTON, A., CARLSON, A. E., LONG, A. J., MILNE, G. A., CLARK, P. U., DeCONTO, R., HORTON, B. P., RAHMSTORF, S., & RAYMO, M. E. 2015. Sea-level rise due to polar ice-sheet mass loss during past warm periods. Science, 349(6244). https://doi.org/10.1126/SCIENCE.AAA4019/SUPPL_FILE/DUTTON-SM.PDF

DYPVIK, H., & HARRIS, N. B. 2001. Geochemical facies analysis of fine-grained siliciclastics using Th/U, Zr/Rb and (Zr+ Rb)/Sr ratios. Chemical Geology, 181(1-4), 131-146.

EGLI, M., DAHMS, D., & NORTON, K. 2014. Soil formation rates on silicate parent material in alpine environments: Different approaches-different results? Geoderma, 213, 320–333. https://doi.org/10.1016/J.GEODERMA.2013.08.016

EICHER, U., & SIEGENTHALER, U. 1983. Paléoenivronnement tardiglaciaire et holocène des lacs de Pelléautier et Suguret (Hautes-Alpes, France). IV. Stable isotopes of oxygen and carbon in the carbonate sediments of Lac de Siguret (Hautes-Alpes, France). Ecologia mediterranea, 9(3-4), p. 49-53.

EMBERGER L., 1955 - Une classification biogéographique des climats. Recueil des travaux de laboratoire géolo-zoologique, Faculté des sciences. Service botanique, 7, 3-43.

ERGİNAL, A. E., KIYAK, N. G., MAKAROĞLU, Ö., BOZCU, M., ÖZTÜRK, M. Z., SELIM, H. H., NOWACZYK, N. R., KAYA, N., OZTURK, T., KARABIYIKOĞLU, M., & POLYMERIS, G. S. 2022. Aeolian imprints of multiple Mediterranean invasions of the Black Sea during

Pleistocene. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 592. https://doi.org/10.1016/j.palaeo.2022.110902

ESCALON DE FONTON, M., & LUMLEY, H. D. *1955. Quelques civilisations de la Méditerranée septentrionale et leurs intercurrences (*Épipaléolithique, Leptolithique, Épileptolithique). Bulletin de la Société préhistorique française, 52(7), p. 379-394.

EVEN, R. J., MACHMULLER, M. B., LAVALLEE, J. M., ZELIKOVA, T. J. & COTRUFO, M. F., 2025. - Large errors in soil carbon measurements attributed to inconsistent sample processing, Soil, 11(1), pp. 17-34.

FABRE, G., FICHES, J.-L., & LEVEAU, P. 2005. Recherches récentes sur les aqueducs romains de Gaule méditerranéenne. Gallia, 62, p. 5-12.

FALGUÈRES, C., LAURENT, M., AJAJA, O., BAHAIN, J., YOKOYAMA, Y., GAGNEPAIN, J., & HONG, M. Y. 1993. Datation par les méthodes U-Th et ESR de la grotte de la Baume Bonne. XIIème Congrès UISPP, 98-107.

FARIZIER, M. 1980. Research on macrofossils of Quaternary tuffs in southern France. E.P.H.E. Master's thesis, USTL Montpellier, p. 326.

FAUQUETTE, S., GUIOT, J., MENUT, M., DE BEAULIEU, J. L., REILLE, M., & GUENET, P. 1999. Vegetation and climate since the last interglacial in the Vienne area (France). Global and Planetary Change, 20(1), 1-17.

FAUST, D., ZIELHOFER, C., BAENA ESCUDERO, R., & DIAZ DEL OLMO, F. 2004. High-resolution fluvial record of late Holocene geomorphic change in northern Tunisia: Climatic or human impact? Quaternary Science Reviews, 23(16–17), 1757–1775. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2004.02.007

FEDELE, F. 1993. Zoo-archéologie sans les os: hypothèses sur la chasse épipaléolithique d'altitude dans les Alpes. 1992. Exploitation des animaux sauvages à travers le temps. Juan-les-Pins. Editions APDCA, pp Actes XI-IIe Rencontres int. d'Archéologie *et d'Histoire d'Antibes.*

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

FEDOROFF, N., COURTY, M. A., & GUO, Z. 2018. Palaeosoils and relict soils: A conceptual approach. In Interpretation of micromorphological features of soils and *regoliths (*pp. 821-862). Elsevier.

FICK, S. E., & HIJMANS, R. J. 2017. WorldClim 2: new 1km spatial resolution *climate surfaces for global* land areas. International Journal of *Climatology*, 37(12), 4302-4315.

FITZPATRICK, E. A., 1984. - The micromorphology of soils. In Micromorphology of Soils, Springer, Dordrecht, https://doi.org*/10.1007/978-94-009-5544-8_13.*

FLAUX, C., CANILLOS, T., & VASCHALDE, C. 2024. Enregistrement sédimentaire de deux épisodes de forte torrentialité dans le Diois (Drôme) *durant l'Antiquité tardive* et l'époque moderne. Géocarrefour, 98(98/1).

FLEITMANN, D., CHENG, H., BADERTSCHER, S., EDWARDS, R. L., MUDELSEE, M., GÖKTÜRK, O. M., ... & TÜYSÜZ, O. 2009. Timing and climatic impact of Greenland interstadials recorded in stalagmites from northern Turkey. *Geophysical Research Letters*, 36(19).

FLOQUET M., 2021 - Les fluctuations de la mer sud-provençale au Jurassique, de -201,3 Ma (±0,2) à -145 Ma (±0,8). La Géologie des Bouches du Rhône, roches et paysages remarquables, BRGM éd., 21-34.

FORD, T. D., & PEDLEY, H. M. 1996. A review of tufa and travertine deposits of the world. Earth-Science Reviews, 41(3-4), p. 117-175.

FRAHM, E., & DOONAN, R. C. 2013. The technological versus methodological revolution of portable XRF in archaeology. Journal of Archaeological Science, *40(2), 1425-1434.*

FREYTET, P. & VERRECCHIA, E., 1989. - Les carbonates continentaux du pourtour méditerranéen : microfaciès et milieux de formation. Méditerranée, 68(2), pp. 5-28.

GAGNEPAIN, J. 1996. "Etude magnétostratigraphique des sites du pléistocène inférieur et moyen des Alpes maritimes et d'Italie: la grotte *du Vallonnet, Marina* Airport, Ca'Belvedere di monte Poggiolo, Isernia la Pineta, Venosa Loreto". Paris, Muséum national d'histoire naturelle.

GAGNEPAIN, J. 2004. La Baume-Bonne–1946-2004: évolution des méthodes de fouilles et de recherche et de la perception des séquences climatiques, chronostratigraphiques et culturelles. CONGRÈS DU CENTENAIRE: Un siècle de construction du discours scientifique en Préhistoire, « Des idées d'hier… », vol. 2.

GAGNEPAIN, J., & BRACCO, J. P. 2006. Collection of bones, evidence of the environment and human activity= Los conjuntos faunísticos, testigos del medio ambiente y de las actividades humanas. Prehistoric man and his environment= El hombre prehistórico y *su entorno*, 81-82.

GAGNEPAIN, J., & GAILLARD, C. 2003. La grotte de la Baume Bonne (Quinson, Alpes de Haute-Provence): synthèse chronostratigraphique et séquence culturelle d'après les fouilles récentes (1988-1997). In La grotte de la Baume Bonne (Quinson, Alpes de Haute-Provence): synthèse chronostratigraphique et séquence *culturelle d'après les fouilles récentes (1988-1997)* (pp. 73-86). John and Erica Hedges Ltd.

GAGNEPAIN, J., & GAILLARD, C. 2005. La grotte de la Baume Bonne (Quinson, Alpes de Haute-Provence): synthèse chronostratigraphique et séquence culturelle. N. Molines, M.-H. Moncel, J.-*L. Monnier, Les premiers peuplements en Europe [Actes du colloque* de Rennes, 22-25 septembre 2003], Oxford.

GAGNEPAIN, J., & GAILLARD, C. 2011. Neanderthal occupation in the Verdon valley (Haute-Provence, southeastern France). Neanderthal Lifeways, Subsistence and Technology: One Hundred Fifty Years of Neanderthal Study, *43-51.*

GAGNEPAIN, J., BRACCO, J. P., BERTRAN, P., BEZ, J. F., BIDART, P., SALOMO, A. C. I., ... & VIGIER, S. 1999. Saint-Antoine à Vitrolles, *locus 2 (Hautes-Alpes):* premiers résultats des fouilles de sauvetage urgent (1995-1996) d'un gisement épigravettien. *Bulletin de la Société préhistorique française*, 191-202.

GAGNEPAIN, J., BRACCO, J.-P., BERTRAN, P., BEZ, J.-F., BIDART, P., CANALS *i SALOMO, A., JORDA, C., JORDA, M., PHILIBERT*, S., STOUVENOT, C., & VIGIER, S. 1999. Saint-Antoine à Vitrolles - locus 2 (Hautes-Alpes) : premiers résultats des fouilles de sauvetage urgent (1995-1996) d'un gisement épigravettien. Bulletin de la Société préhistorique française, 96(2), p. 191-202. DOI : 10.3406/bspf.1999.10941.

GAGNEPAIN, J., GAILLARD, C., & NOTTER, O. The Quinson point: new approach following the recent excavations in the eponymous site, La Baume Bonne Cave (Quinson, South-eastern France).

GAMBA, E., SHINDO, L., ISOARDI, D., & TALON, B. 2024. Multidisciplinary approach to investigate human-forest relationships in southern French Alps: How to estimate the impact of populations on the local mountain wood stock? Quaternary International, 700, p. 80-96.

GARCIA, D. 2005. Du village à la ville protohistorique dans *le sud-est de la France. Revista d'Arqueologia de Ponent, 119-131.*

GENTY, D., BLAMART, D., OUAHDI, R., GILMOUR, M., BAKER, A., JOUZEL, J., & VAN-EXTER, S. 2003. Precise dating of Dansgaard–Oeschger climate oscillations in western Europe from stalagmite data. Nature, 421(6925), 833-837.

GEORGES-LEROY, M., BOCK, J., DAMBRINE, É., & DUPOUEY, J. L. 2009. Le massif forestier, objet pertinent pour la recherche archéologique. L'exemple du massif forestier de Haye (Meurthe-et-Moselle). Revue Géographique de l'Est, 49(2-3).

GHAFIRI, A. 1995. Paléosismicité de failles actives en contexte de sismicité modérée: application à l'évaluation de l'aléa sismique dans le Sud-Est de la France (Doctoral dissertation, Paris 11).

GIBELIN A.L., DUBUISSON B., CORRE L., DEAUX N., JOURDAIN S., LAVAL L. ... & TAMBURINI A., 2014 - Évolution de la température en France depuis les années 1950 : constitution d'un nouveau jeu de séries homogénéisées de référence. *La Météorologie*, 2014(87), 45-53.

GILLOT, T. 2014. Apport de l'étude des paléosols carbonatés et des climofonctions spécifiques aux reconstitutions paléoenvironnementales et paléoclimatiques: application aux séries alluviales oligo-miocènes d'Europe occidentale (Doctoral dissertation, Ecole Nationale Supérieure des Mines de Paris).

GILPIN, W., FELDMAN, M. W., & AOKI, K. 2016. An ecocultural model predicts Neanderthal extinction through competition with modern humans. Proceedings of the National Academy of Sciences, 113(8), 2134-2139.

GIOSA, A. 2016. Archéopédologie et analyses spatiales. Appréhension et qualification des espaces au sein du site archéologique, 219.

GIUSTINI, F., BRILLI, M., DI SALVO, C., MANCINI, M., & VOLTAGGIO, M. 2020. Multidisciplinary characterization of the buried *travertine body of Prima Porta (Central* Italy). Quaternary International, 568, p. 65-78.

GODWIN, H. 1962. Half-life of radiocarbon. Nature, 195(4845), 984-984.

GOLDBERG, P. & BERNA, F., 2010. - Micromorphology and context, Quaternary International, 214(1-2), pp. 56-62.

GONZÁLEZ MARTÍN, J. A., RUBIO FERNÁNDEZ, V., GARCÍA GIMÉNEZ, R., & JIMÉNEZ BALLESTA, R. 2007. Red palaeosols sequence in a semiarid Mediterranean environment region. *Environmental Geology*, 51, 1093-1102.

GOUDIE, A. S. 2005. The drainage of Africa since the Cretaceous. Geomorphology, 67(3-4), p. 437-456.

GOUDIE, A. S., & MIDDLETON, N. J. 2001. Saharan dust storms: nature and consequences. Earth-Science Reviews, 56(1-4), 179-204.

GOUVERNET, C., GUIEU, G., & ROUSSET, C. 1979. Guide Géologique de Provence. Masson.

GRAVES, P. 1991. New models and metaphors for the Neanderthal debate. Current Anthropology, 32(5), 513-541.

GREC SUD, 2022. - Le Parc naturel régional du Luberon à l'épreuve *du changement climatique,* Les cahiers du GREC-SUD, Association pour l'innovation et la recherche au service du climat (AIR Climat), juillet 2020, 52 p. ISBN : 978-2-9560060-9-1.

GRIMALDI, S., PORRAZ, G. E., & SANTANIELLO, F. 2014. *Raw* material procurement and land use in the northern Mediterranean Arc: insight from the first Proto-Aurignacian of Riparo Mochi (Balzi Rossi, Italy). *Quartär*, 61, 113-127.

GUÉNDE G., FABRE B. & RÉBUFFEL G., 2012 - Réaménagement de la forêt domaniale de Lure sud : éléments de diagnostic phytoécologique des systèmes alticoles. Courrier scientifique du Parc naturel régional du Luberon et de la Réserve de biosphère *Luberon-Lure*, 11, 22-35.

GUENDON, J. L., & VAUDOUR, J. 1981. LES TUFS HOLOCENES DE SAINT-ANTONIN-SUR-BAYON (BOUCHES-DU-RHONE). ASPECTS PETROGRAPHIQUES ET SIGNIFICATION PALEOGEOGRAPHIQUE.

GUENDON, J. L., ALI, A., ROIRON, P., TERRAL, J. F., ANNA, A. D., DIAZ DEL OLMO, F., & BAENA ESCUDERO, R. 2003. Les travertins de Saint-Antonin : séquence géobotanique et climato-anthropique holocène (Bouches-du-Rhône, France). Karstologia, 41(1), p. 1-14.

GUILAINE, J. 2001. La diffusion de l'agriculture en Europe : une hypothèse arythmique. Zephyrus, 53, p. 54.

GUILAINE, J. 2003. Un demi-siècle de recherches françaises en archéologie néolithique (1950-2000). La revue pour l'histoire du CNRS, (8).

GUILAINE J., 2018 - A personal view of the neolithisation of the Western Mediterranean. Quaternary International, 470, 211-225, 10.1016/j.quaint.2017.06.019.

GUILAINE, J., & MANEN, C. 2005. From Mesolithic to early Neolithic in the western Mediterranean. In Going over: The Mesolithic-Neolithic Transition in North-West Europe, p. 21-51. Oxford University Press.

GUILAINE J., MANEN C. & VIGNE J.-D., 2007 - Du Mésolithique au Néolithique en Méditerranée de l'Ouest : aspects culturels. In J. Guilaine, C. Manen & J.-D. Vigne (éds.), *Pont de Roque-Haute (Portiragnes, Hérault). Nouveaux regards sur la néolithisation de la France méditerranéenne*. Toulouse, Archives d'Écologie préhistorique, 303-322.

HALL, R. D., & ANDERSON, A. K. 2000. Comparative soil development of *Quaternary* paleosols of the central United States. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 158(1-2), 109-145.

HAMER, J. M. M., SHELDON, N. D., NICHOLS, G. J., & COLLINSON, M. E. 2007. Late Oligocene–Early Miocene palaeosols of distal fluvial systems, Ebro Basin, Spain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 247, 220–235.

HANCOCK, P. L., CHALMERS, R. M. L., ALTUNEL, E., & CAKIR, Z. 1999. Travitonics: using travertines in active fault studies. Journal of Structural Geology, 21(8-9), p. 903-916.

HEIMSATH, A. M., DIETRICH, W. E., NISHIIZUMI, K., & FINKEL, R. C. 1997. The soil production *function and landscape equilibrium*. Nature, 388(6640), 358-361.

HELD, F., CHENG, H., EDWARDS, R. L., TÜYSÜZ, O., KOÇ, K., & FLEITMANN, D. 2024. Dansgaard-Oeschger cycles of the penultimate and last glacial period recorded in stalagmites from *Türkiye. Nature Communications*, 15(1). https://doi.org/10.1038/s41467-024-45507-5.

HERRMANN, N., STADTMANN, R., MEISTER, J., & KIRCHNER, A. 2022. Importance of substrate genesis for Mediterranean soil evolution – An example from a limestone hillslope in the Estremadura (W-Portugal). Catena, 218. https://doi.org/10.1016/j.catena.2022.106566.

HIGHAM, T., COMPTON, T., STRINGER, C., JACOBI, R., SHAPIRO, B., TRINKAUS, E., ... & FAGAN, M. 2011. The earliest evidence for anatomically modern humans in northwestern Europe. *Nature*, 479(7374), 521-524.

HILTON, M. R., 2003. - Quantifying postdepositional redistribution of the archaeological record produced by freeze-thaw and other mechanisms : an experimental approach, Journal of Archaeological Method and Theory, 10(3), pp. 165-202.

HIPPOLYTE J.-C., CLAUZON G. & SUC J.-P., 2011 - Messinian-Zanclean canyons in the Digne nappe (southwestern Alps): tectonic implications. Bulletin de la Société géologique de France, 182(2), 111-132.

HOAREAU, L., BINDER, D., & BEYRIES, S. 2019, October. Retracer la biographie des objets de parure épigravettiens, de la matière première à la composition ornementale. Approche systémique de la parure en coquille de l'abri Martin (Alpes-Maritimes, France). In *L'art du paraître: apparences de l'humain, de la Préhistoire à nos jours/The art of human appearance: from prehistory to the present day* (pp. 167-179).

HOLLIDAY, V. T., & GARTNER, W. G. 2007. Methods of soil P analysis in archaeology. Journal of Archaeological Science, 34(2), 301-333.

HOLMQVIST, E. 2017. Handheld portable energy-dispersive X-ray fluorescence spectrometry (pXRF). In The Oxford Handbook of Archaeological Ceramic Analysis, 363-381.

HOWARD, P. J. A. & HOWARD, D. M., 1990. - Use of organic carbon and loss-on-ignition to estimate soil organic matter in different soil types and horizons, Biology and Fertility of Soils, 9, pp. 306-310.

HU, H. M., MICHEL, V., VALENSI, P., MII, H. S., STARNINI, E., ZUNINO, M., & SHEN, C. C. 2022. Stalagmite-inferred climate in the western Mediterranean during the Roman Warm Period. Climate, 10(7), p. 93.

IRION, G. & MÜLLER, G., 1968. - Mineralogy, Petrology and Chemical *Composition of Some Calcareous Tufa from* the Schwäbische Alb, Germany. In G. Müller & G. M. Friedman (eds.), Recent Developments in Carbonate Sedimentology in Central Europe, Springer, Berlin, Heidelberg, pp. 157-171, 10.1007/978-3-642-88052-0.

IRION, G., & MUELLER, G. 1968. Mineralogy, petrology and chemical composition of some calcareous tufa from the Schwäbische Alb, Germany. In Recent Developments in Carbonate Sedimentology in Central Europe (pp. 157-171). Springer Berlin Heidelberg.

JALUT G., AMAT A.E., I MORA S.R., FONTUGNE M., MOOK R., BONNET L. & GAUQUELIN T., 1997 - Holocene climatic changes in the western Mediterranean : installation of the Mediterranean climate. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - *Earth and Planetary Science*, 325(5), 327-334.

JAUBERT, J. 1990. Murs, Bérigoule, in: J.P. JACOB (Ed.), Provence-Alpes-Côte d'Azur, 1990, Gallia Informations, pp. 272e276.

JAURAND, Activité récente de la terminaison nord de la faille de Nîmes et de son raccordement avec le Ventoux. Mise en évidence d'un indice de déformation quaternaire dans le bassin de Malaucène, DEA, Université Montpellier-2, 2000, 39 p.

JENNY, H. 1941. Calcium in the soil: III. Pedologic relations.

JI, J., BALSAM, W., CHEN, J., & LIU, L. 2002. *Rapid* and quantitative *measurement of* hematite and goethite in the Chinese loess-paleosol sequence by diffuse reflectance

spectroscopy. Clays and Clay Minerals, 50(2), 208–216. https://doi.org/10.1346/000986002760832801.

JOHNSEN, S. J., CLAUSEN, H. B., DANSGAARD, W., FUHRER, K., GUNDESTREP, N., HAMMER, C. U., ... & STEFFENSEN, J. P. 1992. Irregular glacial interstadials recorded in a new Greenland ice core. *Nature*, 359(6393), 311-313.

JORAND, E. 2000. Activité récente de la terminaison Nord de la Faille de Nîmes et son raccordement avec le Mont-Ventoux: Mise en évidence d'un indice de déformation quaternaire dans le bassin de Malaucène. 49.

JORDA, M. 1993-. Histoire des paléoenvironnements tardi- et postglaciaires de moyenne altitude. Essai de reconstitution cinématique, Géomorphologie et aménagement de la montagne, Hommage à P. Gabert, CNRS, Caen, pp. 91-111.

JORDA, M., & DÉLIBRIAS, G. 1981. Données nouvelles sur le Pleistocène 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., & LIPPMANN-PROVANSAL, M. 1992. La montagne Sainte-Victoire. Structure, relief et morphogenèse antérieure au Postglaciaire. Méditerranée, 75(1), 17-28.

JORDA, M., PARRON, C., PROVANSAL, M., ROUX, M. R. 1992. Érosion et *détritisme holocène en Basse Provence calcaire*. L'impact de l'anthropisation, in LEVEAU, Ph. Et PROVANSAL, M. (dir.), *Archéologie et environnement : de la Sainte Victoire aux Alpilles*, travaux du Centre Camille Jullian n°14, Publication Université de Provence, pp. 65-74.

JORDA, MAURICE; ROSIQUE, THIERRY; ÉVIN, JACQUES. 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. Elsevier.

KÄMPF, L., RIUS, D., DUPRAT-OUALID, F., CROUZET, C., & MILLET, L. 2022. Evidence *for* wind patterns and associated landscape response in Western Europe between 46 and 16 ka cal. BP. Quaternary Science Reviews, 298, 107846. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2022.107846.

KONSTANTINOV, M. M., & STRUJKOV, S. F. 1995. Application of indicator halos (signs of ore remobilization) in exploration for blind gold and silver deposits. Journal of Geochemical Exploration, 54(1), 1-17.

KOUTSODENDRIS, A., DAKOS, V., FLETCHER, W. J., KNIPPING, M., KOTTHOFF, U., MILNER, A. M., *MÜLLER, U. C., KABOTH-BAHR, S., KERN,* O. A., KOLB, L., VAKHRAMEEVA, P., WULF, S., CHRISTANIS, K., SCHMIEDL, G., & PROSS, J. 2023. Atmospheric CO2 forcing on Mediterranean biomes during the past 500 kyrs. Nature Communications, 14(1). https://doi.org/10.1038/s41467-023-37388-x.

KOVÁCS, E., NAGY, A., KOVÁCS, N., PREGUN, C., & TAMÁS, J. 2006. Pilot study on the trace element content of sediment and fish from a contaminated stream in Hungary.

KRAUß, 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. Palaeogeography, *Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 461, 401-417.

KREUTZER, S., VALLADAS, H., PIERRE-JEAN TEXIER, MOINEAU, V., MOLOGNI, C., & MERCIER, N. 2021. The Mousterian loess sequence La Combette (France) and its chronological framework: a re-investigation. Comptes Rendus - Palevol, 20(14), 225–252. https://doi.org/10.5852/CR-PALEVOL2021V20A14.

KUBIENA, W. L. 1963. Paleosoils as indicators of paleoclimates.

KUHARIC, C. A. 1993. An X-ray fluorescence survey of lead contaminated residential soils in Leadville, Colorado: a case study. US Environmental Protection Agency, Office of Research and Development, Environmental Monitoring Systems Laboratory.

KYLANDER, M. E., AMPEL, L., WOHLFARTH, B., & VERES, D. 2011. High-resolution X-ray fluorescence core scanning analysis of Les Echets (France) sedimentary sequence: new insights from chemical proxies. Journal of Quaternary Science, 26(1), 109-117.

LACHENAL, T. 2014. Chronologie de l'Âge du Bronze en Provence. In I. Sénépart, F. Leandri, J. Cauliez, T. Perrin et E. Thirault (eds.), Actes des 10e rencontres méridionales de Préhistoire récente. Archives d'Écologie Préhistorique, Toulouse, p. 197-219.

LACHENAL, T., ROURE, R., & LEMERCIER, O. 2018. Demography and Migration. Population Trajectories from the Neolithic to the Iron Age. Proceedings of the XVIII UISPP World Congress (4-9 June 2018, Paris, France) Volume 5, Sessions XXXII-2 and XXXIV-8.

LADIER J. & BOISSEAU B., 1993 - Typologie des stations forestières du massif Sainte-Victoire. Forêt Méditerranéenne, XIV(4), 275-290.

LANDURÉ, C. 2019. PCR Sociétés humaines et paléoenvironnements dans la plaine de Saint-Maximin du Paléolithique à l'âge du Fer. Bilan Scientifique de la Région Provence Alpes Côté d'Azur, Ministère de la Culture et de la Communication, Direction générale des patrimoines, Sous-direction de l'Archéologie. 182.

LARSEN, I. J., ALMOND, P. C., EGER, A., STONE, J. O., MONTGOMERY, D. R., & MALCOLM, B. 2014. Rapid Soil Production and Weathering in the Southern Alps, New Zealand. Science, 343(6171), 637–640. https://doi.org/10.1126/SCIENCE.1244908.

LATTARD, A., MOCCI, F., ISOARDI, D., HUGUET, C., & SAINT-PIERRE *II* - THORAME-BASSE, 04. 2021. Bilan *Scientifique 2020*, DRAC-PACA, SRA, Ministère de la culture et de la communication, p. 45-4.

LAVERGNE, D. 2019. Lacoste, La Font Pourquière. Bilan Scientifique de la Région Provence Alpes Côté d'Azur, Ministère de *la Culture et de la Communication, Direction générale* des patrimoines, Sous-direction de l'Archéologie. 112.

LAVILLE, P., VILLENEUVE, M., & MONTEAU, R. 2018. Carte géologique de la France à 1/50 000 (n° 1044), Aubagne-Marseille. Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Orléans, France.

LÊ, S., JOSSE, J., & HUSSON, F. 2008. FactoMineR: an R package for multivariate analysis. Journal of *Statistical Software,* 25, p. 1-18.

LEBEL, S., & TRINKAUS, E. 2002. Middle *Pleistocene human remains from the Bau de l'Aubesier.* Journal of Human Evolution, 43(5), 659-685.

LECHLEITNER, F. A., AMIRNEZHAD-MOZHDEHI, S., COLUMBU, A., COMAS-BRU, L., LABUHN, I., PÉREZ-MEJÍAS, C., & REHFELD, K. 2018. The potential of speleothems from Western Europe as recorders of regional climate: a critical assessment of the SISAL database. *Quaternary*, 1(3), 30.

LEGOUT, C., POULENARD, J., NEMERY, J., NAVRATIL, O., GRANGEON, T., EVRARD, O. & ESTEVES, M., 2013. - Quantifying suspended sediment sources during runoff events in headwater catchments using spectrocolorimetry, Journal of Soils and Sediments, 13, pp. 1478-1492.

LEMERCIER, O., BLAISE, E., CAULIEZ, J., CONVERTINI, F., D'ANNA, A., DELAUNAY, *G.,* ... & EVIN, J. 2007. Le Néolithique final couronnien en Basse-Provence occidentale, de Max Escalon de Fonton au projet collectif de recherche de l'UMR 6636 (1947-2004). Congrès du centenaire de la Société préhistorique française : Un siècle de construction du discours scientifique en Préhistoire, 1, p. 473-483.

LEMERCIER, O. 2018. Journal of Neolithic Archaeology.

LEMIÈRE, B. 2018. A review of pXRF (field portable X-ray fluorescence) applications for applied geochemistry. Journal of Geochemical Exploration, 188(August 2017), 350–363. https://doi.org/10.1016/j.gexplo.2018.02.006.

LENOBLE, A., BERTRAN, P. et LACRAMPE, F., 2008. - Solifluction-induced modifications of archaeological levels : simulation based on experimental data from a modern periglacial slope and application to French Palaeolithic sites, Journal of Archaeological Science, 35, pp. 99-110.

LESPEZ, L., 2020. - La géoarchéologie, la nature des sociétés du passé, in DUFOUR, S. et LESPEZ, L. (dir.), Géographie de l'Environnement. La Nature de l'Anthropocène, Armand Colin, Coll. U., pp. 109-121.

LEVEAU, P. 2008. Conduire l'eau et la contrôler : l'ingénierie des aqueducs romains, Archéologie et histoire des technologies du monde romain, p. 132–164.

LEVEAU, P., PROVANSAL, M., BRUNETON, H., PALET-MARTINEZ, J. M., POUPET, P., & WALSH, K. 2002. La crise environnementale de la fin de l'Antiquité et du Haut Moyen Âge : définition d'un modèle et retour aux milieux réels. In ANNALES LITTÉRAIRES - UNIVERSITÉ DE BESANÇON, vol. 730, p. 291-304 (Dialogues d'histoire ancienne).

LIAN O. B. & ROBERTS R. G., 2006 - Dating the Quaternary: progress in luminescence dating of sediments, Quaternary Science Reviews, 25(19-20), pp. 2449-2468.

LIANG, M., GUO, Z., KAHMANN, A. J., & OLDFIELD, F. 2009. Geochemical characteristics of the Miocene eolian deposits in China: their provenance and climate implications. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 10(4).

LINDERHOLM, J. 2010. The soil as a source material in archaeology: Theoretical considerations and pragmatic applications. Archaeology and Environment.

LISIECKI, L. E., & RAYMO, M. E. 2005. A Pliocene-Pleistocene stack of 57 globally distributed benthic δ18O records. Paleoceanography, 20(1), 1–17. https://doi.*org/10.1029/2004PA001071*.

LIVACHE, M., & CARRY, A. 1975. Le gisement de La Font Pourquière (Lacoste, Vaucluse). Origini. Preistoria e Protoistoria *delle Civilta* Antiche Roma, 9, 7-62.

LOEPPERT, R., & SUAREZ, D. L. 1996. Carbonate and Gypsum. In Methods Of Soil Analysis, Part 3: Chemical Methods (John Wiley, pp. 437–474). https://doi.org/10.31826/9781463223557-016.

LOISON, G., GANDELIN, M., VERGÉLY, H., et al. 2011. Dynamiques d'occupation des sols à la Préhistoire récente dans la basse vallée de l'Hérault : les apports de l'A75, tronçon Pézenas-Béziers, in Marges, frontières et transgressions : actualité de la recherche, actes des 8es Rencontres méridionales de Préhistoire récente, Marseille, 7–8 novembre 2008, Toulouse : Archives d'écologie préhistorique, p. 317–344.

LONG, X., JI, J., BARRÓN, V., & TORRENT, J. 2016. Climatic thresholds for *pedogenic iron oxides under aerobic conditions: Processes and* their significance in paleoclimate reconstruction. Quaternary Science Reviews, 150, 264–277. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2016.08.031.

LOWE, J. J., WALKER, M. J. C., PORTER, S. C., & ELIAS, S. A. 2007. Understanding Quaternary climatic change. Encyclopedia of Quaternary Science. 1st ed. Oxford: Elsevier, 28-39.

LUMLEY (DE), H. 1957. Le Moustérien de la Baume des Peyrards (Vaucluse). Bulletin de la Société d'Etude des Sciences Naturelles de Vaucluse, 1-23.

LUMLEY-WOODYEAR (DE), H. 1969. Le Paléolithique ancien et moyen du Midi méditerranéen dans son cadre géologique (Ligurie, Provence, Bas-Languedoc, Roussillon, Catalogne). Paris, Centre national de la Recherche scientifique, 1969, 463 p. ; 445 p. (Supplément à Gallia-Préhistoire, 5).

MACPHAIL R.I., 1987 - A Review of Soil Science in Archaeology in England. In: Keeley H.C.M. (Ed.), Environmental Archaeology and Regional *Review Vol II* Occasional Paper No. 1, Historic Buildings and Monuments Commission for England, London, pp. 332-379.

MACPHAIL, R.I. 1987. A Review of Soil Science in Archaeology in England. In: KEELEY, H.C.M. (Ed.), Environmental Archaeology and Regional *Review Vol II Occasional Paper No. 1*. Historic Buildings and Monuments Commission for England, London, pp. 332–379.

MAFART, B., BARONI, I., & ONORATINI, G. 2004. LES RESTES HUMAINS DE LA GROTTE DE L'ADAOUSTE DU NEOLITHIQUE ANCIEN FINAL (BOUCHES DU RHÔNE, FRANCE) : CANNIBALISME OU RITUEL FUNERAIRE?, British Archaeological Report, p. 289–294.

MAGLIULO, P., TERRIBILE, F., COLOMBO, C., & RUSSO, F. 2006. A pedostratigraphic marker in the geomorphological evolution of the Campanian Apennines (Southern Italy): The Paleosol of Eboli. Quaternary International, 156, 97-117.

MAGNIN F. & MARTIN S., 2008 - Grandeur et misère de l'analyse malacologique, ou comment discriminer les facteurs climatiques et anthropiques de l'évolution *des paysages holocènes. In: Mélanges offerts à Gaetan Congès et* Gérard Sauzade, Bulletin Archéologique de Provence Supplément, 5, pp. 61-73.

MAGNIN, F, GUENDON, J.-L, POIRON, P, THINON, M, QUINIF, Y. & EVIN, J. 1988. Les formations travertineuses de Meyrargues. In Les édifices travertineux et l'histoire de l'environnement dans le Midi de la France, 39-54.

MAGNIN, F, GUENDON, J.L, VAUDOUR, J. & MARTIN, P. 1991. Les travertins : accumulations carbonatées associées aux systèmes karstiques, séquences sédimentaires et paléoenvironnements quaternaires. Bulletin - Société Géologique de *France,* 162 (3), 585-594.

MAGNIN, F, ROIRON, P, MEZRHAB, A. & GUENDON, J.-L. 2011. Les formations travertineuses de Meyrargues (Bouches-du-Rhône, France). In V. Ollivier, J.-L*. Guendon, A. Ali, M. Dubar*, *F. Magnin et* P. Roiron (eds.), Livret Guide Excursion de l'Association Française pour l'Etude du Quaternaire. AFEQ, 9-14.

MAGNIN, F. 1991. Mollusques continentaux et histoire quaternaire des milieux méditerranéens (Sud-Est de la France, Catalogne). Thèse de Doctorat, Aix-Marseille 2.

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. 1993. Quaternary non-marine Mollusca and palaeoclimates in Mediterranean France. Scripta Geologica, 2, 275–289.

MAGNIN, F. 2014. Middle Pleniglacial to Holocene molluscan assemblages in the Marseille-Aubagne basin (Provence, France). Quaternaire, 25(2), 113–125. https://doi.org/10.4000/quaternaire.7006.

MAGNIN, F., BONNET, S., & CENZON-SALVAYRE, C. 2022. Land snail fauna and Holocene environmental changes in Mediterranean France: a digest from three *representative sedimentary sequences, Quaternary Science Reviews, 276, 107303. DOI : 10.1016/j.quascirev.2021.107303.*

MAGNIN, F., BONNET, S., & CENZON-SALVAYRE, C. 2022. Land *snail* fauna and Holocene environmental changes in Mediterranean France: A digest from three representative sedimentary sequences. Quaternary Science Reviews, 276, 21. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2021.107303.

MAGNIN, F., MARTIN, S., OLLIVIER, V., & SIRDEYS, N. 2024. What do Lateglacial and Holocene land snail communities tell us about the palaeoenvironments of Mediterranean France? Boreas. https://doi.org/10.1111/bor.12681.

MAGNY, M., BÉGEOT, C., GUIOT, J., & PEYRON, O. 2003. Contrasting patterns of hydrological changes in Europe in response to Holocene climate cooling phases, Quaternary Science Reviews, 22(15-17), p. 1589–1596.

MANDEL, R. D., & BETTIS III, E. A. 2001. Use and analysis of soils by archaeologists and geoscientists: A North American perspective. In Earth sciences and archaeology (pp. 173-204). Boston, MA: Springer US.

MANEN, C., & HAMON, C. 2018. Chapitre premier. Les mécanismes de la néolithisation de la France, in La protohistoire de la France, p. 11–26, Hermann.

MANEN, C., PERRIN, T., RAUX, A., BINDER, D., LE BOURDONNEC, F. X., BRIOIS, F., ... & QUEFFELEC, A. 2019. Le sommet de l'iceberg?, Bulletin de la Société préhistorique française, 116(2), p. 317–362.

MANN, M. E., 2002. - Medieval climatic optimum. Encyclopedia of global environmental change, 1, pp. 514-516.

MARGARIT, X., & DEAL, C. 2010. Quelle archéologie préventive pour l'espace montagnard ? Pratiques et enjeux dans l'Arc alpin et le département des Hautes-Alpes. In S. TZORTZIS & X. DELESTRE (éds.), Archéologie de la montagne européenne (1–). Publications du Centre Camille Jullian. https://doi.org/10.4000/books.pccj.279.

MARGARITELLI, G., CACHO, I., CATALÀ, A., BARRA, M., BELLUCCI, L. G., LUBRITTO, C., ... & LIRER, F. 2020. Persistent warm Mediterranean surface waters during the Roman period, Scientific Reports, 10(1), 10431. DOI : 10.1038/s41598-020-67487-5.

MARSH, R., MILLS, R. A., GREEN, D. R., SALTER, I., & TAYLOR, S. 2007. Controls on sediment geochemistry in the Crozet region. *Deep Sea Research Part II: Topical Studies in Oceanography*, 54(18-20), 2260-2274.

MARTIN S., 2004 - Caractérisation de l'anthropisation à l'Holocène en Provence et en Languedoc oriental, par les mollusques terrestres, Thèse de doctorat, Université Panthéon-Sorbonne-Paris I.

MARTIN S., MAGNIN F. & KISS L., 2003 - Land snails and human impact: temporal resolution of Holocene assemblages. In: The Mediterranean World: Environment and History, pp. 239-250.

MARTIN, S., MAGNIN, F., & CHEVILLOT, P. 2005. Mise en évidence des discontinuités spatiales et temporelles dans l'anthropisation de la plaine de la Vistrenque à Nîmes

*(Gard) durant l'Holocène. Apport de l'*analyse malacologique. Quaternaire, 16(4), 339-353.

MARTÍNEZ-SÁNCHEZ, R.M., VERA-RODRÍGUEZ, J.C., PÉREZ-JORDÀ, G., PEÑA-CHOCARRO, L., & BOKBOT, Y. 2018. The beginning of the Neolithic in northwestern Morocco. Quaternary International, 470, 485-496.

MARTIN-GOUSSET L., TERRACOL J. & ROUX J.-P., 2019 - Habitats et dynamiques de végétation en ubac du Mont-Ventoux : étude de *la Réserve biologique intégrale. Naturae,* 2019(5), 113-164.

MARTRAT, B., GRIMALT, J. O., LOPEZ-MARTINEZ, C., CACHO, I., SIERRO, F. J., FLORES, J. A., ZAHN, R., CANALS, M., CURTIS, J. H., & HODELL, D. A. 2004. Abrupt Temperature Changes in the Western Mediterranean over the Past 250,000 Years. Science, 306(5702), 1762–1765. https://doi.org/10.1126/science.1101706.

MASSON, B., VALLIN, L. et FERAY, Ph., 2014. - Impacts des phénomènes périglaciaires sur la conservation des sites archéologiques, in DENYS, C. et PATOU-MATHIS, M. (eds.), Manuel de Taphonomie, Errance, Collection Archéologiques, pp. 227-250.

MASSON-MOUREY, J., ANNA, A. D', REGGIO, A., BELLOT-GOURLET, L., VAN WILLIGEN, S., & PARIS, C. 2020. Les stèles anthropomorphes de *la* Bastidonne (Trets, Bouches-du-Rhône) et leur contexte du Néolithique moyen. Bulletin de La Société Préhistorique Française, 117(2), 273–302. https://doi.org/10.3406/bspf.2020.15107

MATHIEU B., 2020 - Le système éolien Pléistocène supérieur de la vallée du Rhône (sud-est de la France). Thèse de doctorat, Université de Bordeaux.

MAURAN, G., LEBON, M., DETROIT, F., CARON, B., NANKELA, A., PLEURDEAU, D., & BAHAIN, J. J. 2019. First in situ pXRF analyses of rock paintings in Erongo, Namibia: results, current limits, and prospects. *Archaeological and Anthropological Sciences*, 11, 4123-4145.

MAYEWSKI, P. A., MEREDITH, M. P., SUMMERHAYES, C. P., TURNER, J., WORBY, A., BARRETT, P. J., ... & VAN OMMEN, T. 2009. State of the Antarctic and Southern Ocean climate system. Reviews of Geophysics, 47(1).

MedECC, 2020. - Climate and Environmental Change in the Mediterranean Basin – Current Situation and Risks for the Future, First Mediterranean Assessment Report *[CRAMER,* W., GUIOT, J., MARINI, K. (eds.)], Union for the Mediterranean, Plan Bleu, UNEP/MAP, Marseille, France, 632 pp. ISBN 978-2-9577416-0-1. doi : 10.5281/zenodo.4768833.

MEHRER M.W. & WESCOTT K.L. (éds.), 2005 - GIS and archaeological site location modeling. CRC Press.

MENG, X., LI, G. K., LONG, X., LI, S., & JI, J. 2023. Quantifying soil goethite/hematite ratios: A new method based on diffuse reflectance spectra. Geophysical Research Letters, 50(8), e2022GL102280.

MIAO, Y., SONG, Y., LI, Y., YANG, S., LI, Y., ZHAO, Y., & ZENG, M. 2020. Late Pleistocene fire in the Ili Basin, Central Asia, and its potential links to paleoclimate change and human activities. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 547, 109700.

MINISTÈRE DE LA CULTURE, 2024. - La grotte Cosquer, https://archeologie.*culture.gouv.fr/cosquer/fr;* consulté le 10 janvier, 2024.

MIRABELLA, A., & CARNICELLI, S. 1992. Iron oxide mineralogy in red and brown soils developed on calcareous rocks in central Italy. Geoderma, 55(1-2), 95-109.

MIRALLES I., ORTEGA R., SÁNCHEZ-MARAÑÓN M., SORIANO M. & ALMENDROS G., 2007 - Assessment of biogeochemical trends in soil organic matter sequestration in Mediterranean calcimorphic mountain soils (Almería, Southern Spain), Soil Biology and Biochemistry, 39(10), pp. 2459-2470.

MIRAMONT, C., EDOUARD, J. L., & JORDA, E. M. 1999. Étude dendrogéomorphologique d'un bassin versant de *marnes noires dans les Alpes du* sud. Etudes de géographie physique, (28), 87-95.

MIRAMONT, C., ROSIQUE, T., SIVAN, O., EDOUARD, J. L., MAGNIN, F., & TALON, B. 2004. Le cycle de sédimentation « postglaciaire principal » des bassins marneux subalpins : état des lieux. Méditerranée, 102(1), 71-84.

MIX A. C., RUGH W., PISIAS N. G., VEIRS S., LEG 138 SHIPBOARD SEDIMENTOLOGISTS & LEG 138 SCIENTIFIC PARTY, *1992* - Color Reflectance Spectroscopy: A Tool for Rapid Characterization of Deep-Sea Sediments. In: L. Mayer, N. Pisias & T. Janecek (éds), Proceedings of the Ocean Drilling Program, Initial Reports, 138, pp. 67-77, https://doi.org/10.2973/odp.proc.ir.138.104.1992.

MOCCI, F., SEGARD, M., WALSH, K., GOLOSETTI, R., DUMAS, V., CENZON SALVAYRE, C., & TALON, B. 2010. Données récentes sur l'occupation humaine dans les Alpes méridionales *durant l'Antiquité. In* S. TZORTZIS & X. DELESTRE (éds.), Archéologie de la montagne européenne (1–). Publications du Centre Camille Jullian. https://doi.org/10.4000/books.pccj.503.

MOCCI, F., WALSH, K., & DUMAS, V. 2004. Perception d'un paysage marginal en Basse Provence : la montagne Sainte-Victoire et ses piémonts méridionaux, de la Protohistoire à la fin de l'Antiquité. Méditerranée, 102(1), 85-94.

MOCOCHAIN L., AUDRA P. & BIGOT J.-Y., 2011 - Base level rise and per ascensum model of speleogenesis (PAMS). Bulletin de la Société géologique de France, 182(2), 87-93.

MOCOCHAIN L., CLAUZON G., BIGOT J.-Y. & BRUNET P., 2006 - Geodynamic evolution of the peri-Mediterranean karst during the Messinian and the Pliocene: evidence from the Ardèche and Rhône Valley systems canyons, Southern France. Sedimentary Geology, 188, 219-233.

MOJON, P. O., PASQUIER, F., & EMERY-BARBIER, A. 2015. Micropaléontologie des dépôts lacustres Tardiglaciaires à Holocènes du Val-de-Travers et de la Vallée des ponts (Jura Suisse Nord-Occidental). Bulletin de la Société Neuchâteloise des Sciences Naturelles, 135, 51-77.

MOLLIEX S., BELLIER O., TERRIER M., LAMARCHE J., MARTELET G. & ESPURT N., 2011 - Tectonic and sedimentary inheritance on the structural framework of Provence (SE France): importance of the Salon-Cavaillon fault. Tectonophysics, 501, 1-16.

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. https://doi.org/10.1016/j.geomorph.2013.04.025.

MOLOGNI, C., PURDUE, L., AUDIARD, B., DUBAR, M., KREUTZER, S., & TEXIER, P. J. 2021. Loess deposition and steppe-like cold environments from ~64 ka. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 576. *https:*//doi.org/10.1016/j.palaeo.2021.110503.

MONTOYA et al., 2022. - La grotte Cosquer, Marseille (13), Rapport d'opération 2022, Programme Collectif de Recherche avec relevés d'art rupestre, DRAC Occitanie, Ministère de la Culture, LAMPEA UMR 7269 (Aix-en-Provence).

MONTOYA, C. 2016. « Lacoste, La Font Pourquière ». Bilan Scientifique de la Région Provence Alpes Côté d'Azur. Ministère de la Culture et de la Communication. Direction générale des patrimoines, Sous-direction de l'Archéologie, 186.

MONTOYA, C., ARFIB, B., BATHOT, S., BRACCO, J.-P., et al. 2022. La grotte Cosquer, Marseille (13) : Programme Collectif de Recherche avec relevés d'art rupestre. Rapport d'opération 2022.

MONTOYA, C., GUENDON, J., BOUDIAS, J., BOUQUET, L., STEFANI, M. DE, FABRE, M., LAROCHE, M., LOPINET, P., PORTALIER, N., & RILLARDON, M. 2014. Le site paléolithique des Vaugreniers (Le Muy, Var) : un nouveau faciès épigravettien ancien dans le sud-est de la France ? Quaternaire, 25(2), 127–145. https://doi.org/10.4000/quaternaire.7014.

MORENO, N. 2022. La réhabilitation écologique dans une zone protégée : Le cas de l'ancien circuit de motocross dans le Vallon de Vaudoret, Commune de Mouriès, Parc Naturel Régional des Alpilles. Mémoire de Master 1, Aix-Marseille Université, 2021/2022.

MOSELEY, G. E., SPÖTL, C., BRANDSTÄTTER, S., ERHARDT, T., LUETSCHER, M., & EDWARDS, R. L. 2020. NALPS19: Sub-orbital-scale climate variability recorded in northern Alpine speleothems during the last glacial period. Climate of the Past, 16(1), 29–50. https://doi.org/10.5194/cp-16-29-2020.

MOSKA, P. 2019. Luminescence dating of Quaternary sediments–some practical aspects. Studia Quaternaria, 36.

MOULIN, F. 1904. L'abri moustérien du Bau de l'Aubesier (Vaucluse). Bulletin de la Société préhistorique de France, 1(1), 14-20.

MOURIER B., POULENARD J., CARCAILLET C. & WILLIAMSON D., 2010 - Soil evolution and subalpine ecosystem changes in the French Alps inferred from geochemical analysis of lacustrine sediments, Journal of Paleolimnology, 44, pp. 571-587.

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. Quaternary Science Reviews, 29(19-20), 2518-2543. Elsevier.

NEBOIT-GUILHOT, R. 1992. Accumulation et creusement dans les vallées depuis 10 000 *ans* autour de la Méditerranée. Rapport de synthèse. Bulletin de l'Association de géographes français, 69(3), 189-206.

NICOD, J. 1971. Dynamique des dépressions fermées dans les zones supra-forestières des *karsts méditerranéens et alpins. Bulletin de* la Société Botanique de France, 118:sup2, 89-98. https://doi.org/10.1080/00378941.1971.10838987.

NICOD, J. 2010. Barrages de tufs calcaires et cascades dans le Centre-Var: rapport avec les eaux des sources karstiques, historique et déclin actuel. Physio-Géo. Géographie physique et environnement, Volume 4, 42-67.

NICOSIA C. & STOOPS G. (Eds.), 2017 - Archaeological soil and sediment micromorphology, John Wiley & Sons.

NOTTER, O. 2007. Études des industries lithiques du Paléolithique inférieur et moyen de la grotte de la Baume Bonne (Quinson, Alpes de Haute-Provence, France) (Doctoral dissertation, Aix-Marseille 1).

NOVIELLO M., CAFARELLI B., CALCULLI C., SARRIS A. & MAIROTA P., 2018 - Investigating the distribution of archaeological sites : multiparametric vs probability models and potentials for remote sensing data. Applied Geography, 95, 34-44.

OLIVIER, V. 2002. Répartition et nature des formes et formations quaternaires dans le Grand Luberon. Courrier scientifique du Parc naturel régional du Lubéron et de la réserve de biosphère Luberon-Lure.

OLIVIER, 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.

OLIVIER, V., MAGNIN, F., ALI, A., BALME, C., & FRAPA, P. 2015. Le tuf calcaire de la Thomassine : paysages et climats du Néolithique ancien dans les collines de Manosque. Courrier Scientifique du Parc Naturel Régional du Luberon et de La Réserve de Biosphère Luberon-Lure, 13, 44–57. https://www.dropbox.com/s/ck24fqkctnsjk6u/OLLIVIER_ET_AL_2015.pdf?dl=0.

OLIVIER, 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. *Revue de l'Association française pour l'étude du Quaternaire*, 25(2), 91-111.

OLLIVIER, V., & SIRDEYS, N. 2023. Rapport d'analyses sur la formation travertineuse de la *réserve de St-Maurin (La Palud Sur Verdon, 04) Caractérisations géomorphologique, sédimentologique et géochimique*.

OLLIVIER, V., DELAUNAY, G., MÜLLER, A., MARTIN, S., GUENDON, J. L., BLAISE, E., ... & PELLISIER, M. 2006b. Le site néolithique final du Verger (le Mirail, Peypin-d'Aigues, Vaucluse): une occupation en contexte travertineux. Résultats des études paléoenvironnementales et du sondage archéologique 2003. actes des 6e Rencontres Méridionales de Préhistoire Récente, Périgueux 14-16 octobre 2004.

OLLIVIER, V., GUENDON, J. L., ALI, A. A., ROIRON, P., & AMBERT, P. 2006a. Evolution postglaciaire des environnements travertineux provençaux et alpins: nouveau cadre chronologique, faciès et dynamiques morphosédimentaires. Quaternaire. Revue de l'Association française pour l'étude du Quaternaire, 17(2), 51-67.

OLLIVIER, V., GUENDON, J. L., MÜLLER, A., & MARTIN, S. 2004a. Les travertins du Mirail (sud Luberon, Vaucluse), témoins des fluctuations morphosédimentaires holocènes

OLLIVIER, V., GUENDON, J. L., MÜLLER, A., & MARTIN, S. 2004b. LES TRAVERTINS DU SUD LUBERON: DE LONGUES SÉQUENCES SÉDIMENTAIRES POSTGLACIAIRES. Courrier scientifique du Parc naturel régional du Lubéron et de la réserve de biosphère Luberon-Lure.

OLLIVIER, V., MAGNIN, F., ALI, A., BALME, C., & FRAPA, P. 2015. Le tuf calcaire de la Thomassine: paysages et climats du Néolithique ancien dans les collines de Manosque. Courrier scientifique du Parc naturel régional du Luberon et de la Réserve de biosphère Unesco Luberon-Lure, n° 17 - 2023, p. 26 à 45.

OLLIVIER, V., MULLER, A., & DELAUNAY, G. 2003. Données récentes sur les relations entre morphogenèse et anthropisation sur le piémont méridional du grand Luberon. Courrier Scientifique du Parc naturel régional du Luberon, 7, 12-29.

ONORATINI, G. 1975. La station de plein air de la Cabre (Var). Bulletin d'Histoire Naturelle de Marseille, 35, 259-269.

ONORATINI, G. 1978. Un nouveau type de pointe à cran : La pointe de la Bouverie dans le complexe général des pointes à cran. Bulletin de la Société préhistorique française, 75(11/12), 522-542. JSTOR.

ONORATINI, G. 1984. Les industries du Paléolithique supérieur et de l'Épipaléolithique en Provence. Cahiers Ligures de Préhistoire et d'Archéologie, 1, 1-43.

ONORATINI, G. 1986. Découverte en Provence orientale (grotte Rainaude) d'une industrie souche de l'Aurignacien : Cette civilisation est-elle monolithique ? Bulletin de la Société préhistorique française, 240-256.

ONORATINI, G. 1986. Découverte en Provence orientale (grotte Rainaude) d'une industrie souche de *l'Aurignacien : Cette civilisation* est-elle monolithique ? Bulletin *de la Société préhistorique française*, 240-256. JSTOR.

ONORATINI, G., CAUCHE, D., CELIBERTI, V., & SIMON, P. 2010. Le Noaillien dans le complexe Gravettien du sud-est de la *France. Bulletin du Musée d'Anthropologie* Préhistorique de Monaco, 50, 39-53.

ONORATINI, G., MAFART, B. Y., JORIS, C., & BARONI, I*. 1997. Les occupations humaines* de la grotte de l'Adaouste (Jouques, Bouches-du-Rhône). Quaternaire, 8(2), 175-187.

ORTIZ, I., SIMÓN, M., DORRONOSORO, C., MARTÍN, F., & GARCÍA, I. 2002. Soil evolution over *the Quaternary period in a Mediterranean* climate (SE Spain). Catena, 48. Elsevier. www.elsevier.com/locate/catena.

PAILLET, E., PAILLET, P. et KONIK, S., 2021. - Un bison en Provence : l'abri du bison à Ségriès, Moustiers Sainte-Marie (Alpes-de-Haute-Provence), Préhistoires Méditerranéennes, (9.1).

PATEL-SORRENTINO, N., LUCAS, Y., EYROLLE, F., & MELFI, A. J. 2007. Fe, Al and Si species and organic matter leached off *a ferrallitic and podzolic soil system* from Central Amazonia. *Geoderma*, 137(3-4), 444-454.

PEDLEY, H. M. 1990. Classification and environmental models of cool freshwater tufas. Sedimentary Geology, 68(1-2), 143-154.

PEDLEY, M., MARTÍN, J. A. G., DELGADO, S. O., & GARCÍA DEL CURA, M. 2003. Sedimentology of Quaternary perched springline and *paludal tufas*: criteria for recognition, with examples from Guadalajara Province, Spain. Sedimentology, 50(1), 23-44.

PENTECOST, A. 1995. The quaternary travertine deposits of Europe and Asia Minor. Quaternary Science Reviews, 14(10), 1005-1028.

PENTECOST, A. 2005. Travertine. Springer Science & Business Media.

PENTECOST, A. 2010. The fractionation of phosphorus in some modern and late-Holocene calcareous tufas in North Yorkshire, UK. Geological Society, London, Special Publications, 336(1), 239-244.

PENTECOST, A., & VILES, H. 1994. A review and reassessment of *travertine classification. Géographie* physique et Quaternaire, 48(3), 305-314.

PÉREZ-MEJÍAS, C., MORENO, A., SANCHO, C., BARTOLOMÉ, M., STOLL, H., CACHO, I., CHENG, H., EDWARDS, R.L. 2017. Abrupt climate changes during Termination III in Southern Europe. Proc. Natl. Acad. Sci. U.S.A., 114(38), 10047-10052, https://doi.org/10.1073/pnas.1619615114.

PERRIN T., MANEN C., VALDEYRON N. & GUILAINE J., 2018 - Beyond the sea… The Neolithic transition in the southwest of France. Quaternary International, 470, 318-332.

PERRIN, T. 2023. The time of the last hunters: Chronocultural aspects of early holocene societies in the western Mediterranean. Open Archaeology, 9(1), 20220275.

PERRIN, T., & MANEN, C. 2021. Potential interactions between Mesolithic hunter-gatherers and Neolithic farmers in the Western Mediterranean: The geochronological data revisited. PloS one, 16(3), e0246964.

PHILIP J., 2012 - L'exploration géologique de la Provence : deux siècles et demi de débats et de controverses. Presses des MINES.

PIERUCCINI, P., SUSINI, D., BUONINCONTRI, M. P., BIANCHI, G., HODGES, R., LUBRITTO, C., & DI PASQUALE, G. 2021. Late Holocene human-induced landscape changes in calcareous tufa environments in Central Mediterranean valleys (Pecora river, Southern Tuscany, Italy). Geomorphology, 383, 107691.

PIOREK, S. 1994. Principles and applications of man-portable X-ray fluorescence spectrometry. TrAC Trends in Analytical Chemistry, 13(7), 281-286.

PORRAZ, G. 2002. Les pièces amincies de la Baume des Peyrards (Massif du Luberon, Vaucluse): Analyse des *procédés de réalisation*. Préhistoires Méditerranéennes, 10-11, 27-38.

PORRAZ, G. 2005. En marge du milieu alpin - Dynamiques de formation des ensembles lithiques et modes d'occupation des territoires au Paléolithique moyen (Doctoral dissertation, Université de la Méditerranée-Aix-Marseille II).

PORRAZ, G., SIMON, P., & PASQUINI, A. 2010. Identité *technique et comportements économiques* des groupes proto-aurignaciens à la grotte de l'Observatoire (Principauté de Monaco). *Gallia Préhistoire – Préhistoire de la France dans son contexte européen*, 52, 33-59.

PORRAZ, G., TOMASSO, A., & PURDUE, L. 2014. Les Prés-de-Laure, un premier site du Paléolithique supérieur sur les terrasses de la moyenne vallée du Jabron (Var, France). *Bulletin de la Société préhistorique française*, 111(1), 135-138.

PORRAZ, G., TOMASSO, A., MOLOGNI, C., AUDIARD, B., HOAREAU, L., JULIEN, M. A., ... & PURDUE, L. 2018. Fin du Pléistocène et début de l'Holocène dans la vallée du Jabron (Var, France) : les occupations humaines à la Baume de Monthiver. *Bulletin de la Société préhistorique française*, 115(2), 390-393.

POTTS, P. J., & WEST, M. (Eds.). 2008. Portable X-ray fluorescence spectrometry: Capabilities for in situ analysis. Royal Society of Chemistry.

POURSOULIS G. & LEVRET-ALBARET A., 2014 - Le tremblement de terre de 1708 à Manosque. Apport d'une étude historique et archéologique à l'évaluation du risque sismique en Moyenne Durance. Perpignan, France.

PRIORI, S., COSTANTINI, E. A., CAPEZZUOLI, E., PROTANO, G., HILGERS, A., SAUER, D., & SANDRELLI, F. 2008. Pedostratigraphy of Terra Rossa and Quaternary geological evolution of a lacustrine limestone plateau in central Italy. Journal of Plant Nutrition and Soil Science, 171(4), *509-523.*

PROSPER-LAGET, V., PICHARD, G., MIRAMONT, C., & SIVAN, O. *2009. Les conditions climatiques de la torrentialité au* cours du Petit Age Glaciaire en Provence. Archéologie du Midi Médiéval, 27(1), 157-167.

PROVANSAL, M. 1995. The role of climate in landscape morphogenesis since the Bronze Age in Provence, southeastern France. The Holocene, 5(3), 348-353.

QUEIROZ ALVES, E., WONG, W., HEFTER, J., GROTHEER, H., TESI, T., GENTZ, T., ... & MOLLENHAUER, G. 2023. Deglacial export of pre-aged terrigenous carbon to the Bay of Biscay. Climate of the Past *Discussions, 2023, 1-21.*

R.F. GALBRAITH & R.G. ROBERTS, 2012 - Statistical aspects of equivalent dose and error calculation and display in OSL dating: An overview and some recommendations, Quaternary Geochronology, 11, pp. 1-27, https://doi.org/10.1016/j.quageo.2012.04.020.

RASMUSSEN, S. O., BIGLER, M., BLOCKLEY, S. P., BLUNIER, T., BUCHARDT, S. L., CLAUSEN, H. B., ... & WINSTRUP, M. 2014. A stratigraphic framework for abrupt climatic changes during the Last Glacial period based on three synchronized Greenland ice-core records: refining and extending the INTIMATE event stratigraphy. Quaternary Science Reviews, 106, 14-28.

RASSE, M. 2008. La diffusion du Néolithique en Europe (7000-5000 av. J.-C.) et sa représentation cartographique. Mappemonde, 90(2), 1-22.

REDONDO, C. 1974. Contributions à l'étude des formations quaternaires et des paléosols des vallées de la Bléone et de la Durance (de Digne à Malijai et de Mison à Vinon-sur-Verdon). Bulletin de l'Association Française Pour l'Étude du Quaternaire, 11(2), 81-98. https://doi.org/10.3406/quate.1974.1243

REGATTIERI, E., ZANCHETTA, G., DRYSDALE, R. N., ISOLA, I., HELLSTROM, J. C., & DALLAI, L. 2014. Lateglacial to Holocene trace element record (Ba, Mg, Sr) from Corchia Cave (Apuan Alps, central Italy): paleoenvironmental implications. Journal of Quaternary Science, 29(4), 381-392.

REIMANN, L., VAFEIDIS, A. T., BROWN, S., HINKEL, J. et TOL, R. S., 2018. - Mediterranean UNESCO World Heritage at risk from coastal flooding and erosion due to sea-level rise, Nature Communications, 9(1), article 4161.

REIMER, P. J., AUSTIN, W. E. N., BARD, E., BAYLISS, A., BLACKWELL, P. G., BRONK RAMSEY, C., BUTZIN, M., CHENG, H., EDWARDS, R. L., FRIEDRICH, M., GROOTES, P. M., GUILDERSON, T. P., HAJDAS, I., HEATON, T. J., HOGG, A. G., HUGHEN, K. A., KROMER, B., MANNING, S. W., MUSCHELER, R., ... & TALAMO, S. 2020. The IntCal20 Northern Hemisphere Radiocarbon Age Calibration Curve (0-55 cal kBP). Radiocarbon, 62(4), 725-757. https://doi.org/10.1017/RDC.2020.41

RIBEIRO L. M. A. L., SAWAKUCHI A. O., WANG H., SALLUN FILHO W. & NOGUEIRA L., 2015 - OSL dating of Brazilian fluvial carbonates (tufas) using detrital quartz grains, Quaternary International, 362, pp. 146-156.

RICHTER, D., MERCIER, N., VALLADAS, H., JAUBERT, J., TEXIER, P. J., BRUGAL, J. P., ... & WAGNER, G. A. 2007. Thermoluminescence dating of heated flint from the Mousterian site of Bérigoule, Murs, Vaucluse, France. *Journal of Archaeological Science*, 34(4), 532-539.

ROBERTS C. N., WOODBRIDGE J., PALMISANO A., BEVAN A., FYFE R. & SHENNAN S., 2019 - Mediterranean landscape change during the Holocene: Synthesis, comparison and regional trends in population, land cover and climate. The Holocene, 29(5), 923-937.

ROHDENBURG, H., & ROHDENBURG, M. 1989. Landscape ecology, geomorphology. Reiskirchen, Germany: Catena.

ROMEY, C. 2013. Histoire des paysages et de l'occupation humaine du massif des Calanques depuis 300 000 ans. Thèse de Doctorat, Aix Marseille Université.

ROMEY, C., ROCHETTE, P., VELLA, C., ARFIB, B., ANDRIEU-PONEL, V., BRAUCHER, R., ... & SCHWENNINGER, J. L. 2014. Geophysical and geomorphological investigations of a Quaternary karstic paleolake and its underground marine connection in Cassis (Bestouan, Cassis, SE France). *Geomorphology*, 214, 402-415.

ROSIQUE, T. 2004. La dernière phase glaciaire de *la moyenne Durance* (région de Gap à Sisteron) : bilan des recherches, dernières conclusions chronologiques. *Méditerranée*, 1(2), 25-36.

ROSSONI-NOTTER, E., NOTTER, *O., SIMONE, S., & SIMON, P. 2016. Acheulean in Monaco: Observatoire cave and its* singular occupations. Quaternary *International*, 411, 212-235.

ROUIRE, J., BLANC, J.-J., MASSE, J.-P., TRILLAT, J.-M., TRUC, G., ANGLADA, R., COLOMB, E., CLAUZON, G., DUROZOY, G., DAMIANI, L., & GLINTZBOECKEL, G. 1975. Notice explicative, Carte géol. France (1/50 000*)* Feuille XXXI-41, Orléans: BRGM. Carte géologique par J.-J. Blanc et al. (1975).

RUXTON, B. P. 1968. Measures of the degree of chemical weathering of rocks. Journal of Geology, 76, 518-527.

RYAN, D. D., STARNINI, E., SERRADIMIGNI, M., ROSSONI-NOTTER, E., NOTTER, O., ZERBONI, A., NEGRINO, F., *GRIMALDI,* S., VACCHI, M., RAGAINI, L. 2024. A geoarchaeological review of Balzi Rossi, Italy: A crossroad of Palaeolithic populations in the northwest Mediterranean. *Quaternary Science Reviews*, 327, 108515. Elsevier.

RYE, R., & HOLLAND, H. D. 2000. Geology and geochemistry of paleosols developed on the Hekpoort basalt, Pretoria Group, South Africa. American Journal of Science, 300(2), 85-141.

SÁNCHEZ GOÑI, M. F. 2020. Regional impacts of climate change and its relevance to *human evolution.* Evolutionary Human Sciences, 2, e55.

SÁNCHEZ GOÑI, M. F. 2022. The climatic and environmental context of the Late Pleistocene. In: Updating Neanderthals: Understanding Behavioural Complexity in the Late Middle Palaeolithic, 5, 17-38. https://doi.org/10.1016/B978-0-12-821428-2.00017-2

SÁNCHEZ 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. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2009.11.014

SÁNCHEZ GOÑI, M. F., DESPRAT, S., FLETCHER, W. J., MORALES-MOLINO, C., NAUGHTON*, F.,* OLIVEIRA, D., ... & ZORZI, C. 2018. Pollen from the deep-sea: A breakthrough in the mystery of the Ice Ages. *Frontiers in Plant Science*, 9, 38.

SÁNCHEZ-MARAÑÓN M., DELGADO G., MELGOSA M., HITA E. & DELGADO R., 1997 - CIELAB color parameters and their relationship to soil characteristics in Mediterranean red soils, Soil Science, 162(11), pp. 833-842.

SAPORTA, G. de 1867. La flore des tufs quaternaires en Provence. Comptes rendus de la 33e session du Congrès Scientifique de France, 2-32.

SARDANS, J., & PEÑUELAS, J. 2004. Increasing drought decreases phosphorus availability in an evergreen Mediterranean forest. Plant and Soil, 267, 367-377.

SARDANS, J., & PEÑUELAS, J. 2007. Drought changes phosphorus and potassium accumulation patterns in an evergreen Mediterranean forest. Functional Ecology, 21(2), 191-201

SAUER, D. 2010. Approaches to quantify progressive soil development with time in Mediterranean climate—I. Use of field criteria. Journal of Plant Nutrition and Soil Science, 173(6), 822-842. https://doi.org/10.1002/jpln.201000136

SAUER, T. J., CAMBARDELLA, C. A., & BRANDLE, J. R. 2007. Soil carbon and tree litter dynamics in a red cedar–scotch pine shelterbelt. *Agroforestry Systems*, 71, 163-174.

SCARCIGLIA, F., MERCATANTE, G., FONDEVILLA, V., ANADÓN, P., OMS, O., DONATO, P., AGNINI, C., PAPINI, M., ROOK, L., GHINASSI, M. 2018. Pleistocene paleosol development and paleoenvironmental dynamics in East Africa: A multiproxy record from the Homo-bearing Aalat pedostratigraphic succession, Dandiero basin (Eritrea). *Quaternary Science Reviews*, 191, 275-298. Elsevier.

SCARCIGLIA, F., SAUER, D., & ZERBONI, A. 2023. Pleistocene paleosols of Italy: Pedostratigraphy, genesis, paleoclimate and geoarchaeology. Alpine and Mediterranean Quaternary, 36(2), 1-35.

SCHEUVENS, D., SCHÜTZ, L., KANDLER, K., EBERT, M., & WEINBRUCH, S. 2013. Bulk composition of northern African dust and its source sediments—A *compilation.* Earth-Science Reviews, 116, 170-194.

SCHMIDT I., BRADTMÖLLER M., KEHL M., PASTOORS A., TAFELMAIER Y., WENINGER B. & WENIGER G. C., 2012 - Rapid climate change and variability of settlement patterns in Iberia during the Late Pleistocene. Quaternary International, 274, 179-204.

SÉBRIER, M., GHAFIRI, A., & BLE, J. L. 1997. Paleoseismicity in France: Fault trench studies in a region *of moderate seismicity.* Journal of Geodynamics, 24(1-4), 207-217.

SÉNEPART, I. 2014. Le Mésolithique et le Néolithique ancien en Provence rhodanienne: occupations, chronologie et transition. Chronologie de la Préhistoire récente dans le Sud de la France, actes des *10e* Rencontres méridio-finales de Préhistoire récente (Porticcio, Corse, 18-20 octobre 2012), Toulouse, Archives d'écologie préhistorique, 23-35.

SHACKLETON, N. J., SÁNCHEZ-GOÑI, M. F., PAILLER, D., & LANCELOT, Y. 2003. Marine isotope substage 5e and the Eemian interglacial. Global and Planetary Change, 36(3), 151-155.

SHELDON, N. D. 2003. Pedogenesis and geochemical alteration of the Picture Gorge Subgroup, Columbia River Basalt, Oregon. Geological Society of America Bulletin, 115, *1377-1387.*

SHELDON, N. D. 2005. Do red beds indicate paleoclimatic conditions? A Permian case study. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 228, 305-319.

SHELDON, N. D. 2006. Quaternary glacial-interglacial climate cycles in Hawaii. Journal of Geology, 114, 367-376.

SHELDON, N. D., TABOR, N. J. 2009. Quantitative paleoenvironmental and paleoclimatic reconstruction using paleosols. Earth-Science Reviews, *95(1-2), 1-52.* Elsevier.

SILVA, P. G., ROQUERO, E., LÓPEZ-RECIO, M., HUERTA, P., & MARTÍNEZ-GRAÑA*, A. M.* 2017. Chronology of fluvial terrace sequences for large Atlantic rivers in the Iberian Peninsula (Upper Tagus and Duero drainage basins, Central Spain). Quaternary Science Reviews, 166, 188-203. https://doi.org/10.1016/J.QUASCIREV.2016.05.027

SINOGA, J. D. R., PARIENTE, S., DIAZ, A. *R.,* & MURILLO, J. F. M. 2012. Variability of relationships between soil organic carbon and some soil properties in Mediterranean rangelands under different climatic conditions (South of Spain). *Catena*, 94, 17-25.

SIRDEYS, N., BELLIER, O., OLLIVIER, V. 2023b. Travertines between karsts and tectonics: a support *for* the analysis of fault activity and seismic hazard in southeastern France? XXI INQUA Congress, July 14th-20th 2023, Roma, Sapienza University.

SIRDEYS, N., OLLIVIER, V., BELLIER, O., & BRACCO, J. P. Utilisation d'un marqueur d'origine volcanique dans le sud du Grand Luberon pour retracer les systèmes de drainage et l'érosion des versants et vallons au Quaternaire. Courrier scientifique du Parc naturel régional du Luberon et de la Réserve de biosphère Unesco Luberon-Lure, n° 17 - 2023, p. 26 à 45.

SIRDEYS, N., OLLIVIER, V., BELLIER, O., WACKENHEIM, Q., DABKOWSKI, J., LIMONDIN-LOZOUET, N., ... & BRACCO, J. P. 2023a. Integrated approach of sedimentary processes on paleosol and calcareous tufas in two Late Quaternary sequences in *Mediterranean* contexts (Southern France). Quaternaire. Revue de l'Association française pour l'étude du Quaternaire, 34(4), 213-232.

SLIMAK, L. 2023. The three waves: Rethinking the structure of the first Upper Paleolithic in Western Eurasia. PLOS ONE, 18(5), e0277444.

SLIMAK, L., LEWIS, J. E., CRÉGUT-BONNOURÉ, E., METZ, L., OLLIVIER, V., ANDRÉ, P., ... & MAGNIN, F. 2010. Le Grand Abri aux Puces, a Mousterian site from the Last Interglacial: paleogeography*, paleoenvironment, and new excavation results. Journal of Archaeological Science, 37(11), 2747-2761.*

SLIMAK, L., ZANOLLI, C., HIGHAM, T., FROUIN, M., SCHWENNINGER, J. L., ARNOLD, L. J., ... & METZ, L. 2022. Modern human incursion into Neanderthal territories 54,000 years ago at Mandrin, France. Science Advances, 8(6), eabj9496.

SOMARAKIS, G., STAGAKIS, S., CHRYSOULAKIS, N., MESIMÄKI, M. et LEHVÄVIRTA, S., 2019. - *ThinkNature* nature-based solutions handbook.

SOURISSEAU, C. 2000. La Provence et les échanges commerciaux au premier Âge du Fer. Le temps des Gaulois en Provence. Musée Ziem, Martigues, 59-66.

SPÖTL, C., SCHOLZ, D., & MANGINI, A. 2008. A terrestrial U/Th-dated stable isotope record of the Penultimate Interglacial. Earth and Planetary Science Letters, 276(3-4), 283-292.

SPRATT, R. M., & LISIECKI, L. E. 2016. A Late Pleistocene sea level stack. Climate of the Past, 12(4), 1079-1092. https://doi.org/10.5194/cp-12-1079-2016

STAMATAKI, 2023. - Greece's record rainfall and flash floods are part of a trend – across the Mediterranean, the weather is becoming more dangerous, The Conversation, 08/09/2023.

STILES, C. A., MORA, C. I., & DRIESE, S. G. 2001. Pedogenic iron-manganese nodules in Vertisols: a new *proxy for paleoprecipitation? Geology*, 29(10), 943-946.

STOCCHI, P., VACCHI, M., LORSCHEID, T., ET AL. 2018. MIS 5e relative sea-level changes in the Mediterranean Sea: Contribution of isostatic disequilibrium. Quaternary Science Reviews, 185, 122-134.

STOCKMANN, U., CATTLE, S. R., MINASNY, B., & McBRATNEY, A. B. 2016. Utilizing portable X-ray fluorescence spectrometry for in-field investigation of pedogenesis. CATENA, 139, 220-231. https://doi.org/10.1016/j.catena.2016.01.007

STOCKMANN, U., MINASNY, B., & McBRATNEY, A. B. 2014. How fast does soil grow? Geoderma, 216, 48-61. https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2013.10.007

STOCKMANN, U., MINASNY, B., PIETSCH, T. J., & McBRATNEY, A. B. 2013. Quantifying processes of pedogenesis using optically stimulated luminescence. European *Journal of Soil* Science, 64(1), 145-160. https://doi.org/10.1111/EJSS.12012

STOOPS, G. 2018. Micromorphology as a Tool in Soil and Regolith Studies. In Interpretation of Micromorphological Features of Soils and Regoliths. Elsevier B.V. https://doi.org/10.1016/b978-0-444-63522-8.00001-2

STOOPS, G. 2021. Guidelines for analysis and description of soil and regolith thin sections (Vol. 184). John Wiley & Sons.

STRAHM, C., AMBERT, P., & VAQUER, J. 2005. L'introduction et la diffusion de la métallurgie en France. La première métallurgie en France et dans les pays limitrophes, 27-36.

STRINGER, C. B. 2020. Replacement, continuity and the origin of Homo sapiens. In Continuity or replacement (pp. 9-24). CRC Press.

STRINGER, C. B. *2020. Replacement, continuity and the origin of Homo sapiens.* In Continuity or replacement (pp. 9-24). CRC Press.

STUIVER M. & REIMER P. J., 1993 - Extended 14C data base and revised CALIB 3.0 14C age calibration *program, Radiocarbon, 35(1), pp. 215-230.*

STUIVER, M. 2005. CALIB radiocarbon calibration. http://calib.qub.ac.*uk/*calib/.

TABOR, N.J., MONTÁNEZ, *I.P., ZIERENBERG, R., CURRIE,* B.S. *2004a. Mineralogical* and geochemical evolution of a basalt-hosted fossil soil (Late Triassic, Ischigualasto Formation, northwest Argentina); Potential for paleoenvironmental reconstruction. *Geological Society of America Bulletin*, 116, 1280-1293.

TARGULIAN, V. O., & KRASILNIKOV, P. V. 2007. Soil system and pedogenic processes: Self-organization, time scales, and environmental significance. Catena, 71(3), 373-381.

TARICCO, C., GHIL, M., ALESSIO, S., & VIVALDO, G. 2009. Two millennia of climate variability in the Central Mediterranean. Climate of the Past, 5(2), 171-181.

TASSIN C., 2012 - Paysages végétaux du domaine méditerranéen. IRD Edition, Marseilles, 421 p.

TEXIER, J.-P., BERTRAN, P., COUTARD, J.-P. et al., 1998. - TRANSIT, an experimental archaeological program in periglacial environment : problematic, methodology, first results, Geoarchaeology: An International Journal, 13, pp. *433-473.*

TEXIER, P. J. 1972. Industries du Paléolithique inférieur et moyen de la basse vallée du Var dans leur cadre géologique. Mémoires de l'Institut de Préhistoire et d'Archéologie des Alpes-Maritimes, XV, 75-82.

TEXIER, P. J., BRUGAL, J. P., LEMORINI, C., THÉRY-PARISOT, I., & WILSON, L. 2005. Abri du Pont de La Combette (Bonnieux, Vaucluse): variabilité intrasite des comportements néandertaliens. *Actes des congrès nationaux des sociétés historiques et scientifiques*, 126(9), 115-130.

TEXIER, P.-J. 2004. Le Paléolithique moyen de la Montagne du Luberon au Mont-Ventoux. Le *Vaucluse préhistorique*, Buisson-Catil, 2004.

TEXIER, P.-J., BRUGAL, J.-P., DESCLAUX, E., LEMORINI, C., ANTONIO, J., SÂEZ, L., THÉRY, I., & LUCY, W. 2003. La Combette (Bonnieux, Vaucluse, France): a Mousterian sequence in the Luberon mountain chain, between the plains of the Durance and Calavon rivers. In *Preistoria Alpina* v (Vol. 39).

TEXIER, P.-J., BRUGAL, J.P., LEMORINI, C., WILSON, L. 1998. Fonction d'un site du Paléolithique moyen *en marge d'un territoire : l'abri de la* Combette (Bonnieux, Vaucluse), in : Economie préhistorique : les comportements de subsistance au Paléolithique, BRUGAL Jean-Philip, MEIGNEN Liliane, PATOU-MATHIS Marylène Eds., Sophia-Antipolis, A.P.D.C.A., 1998, p. 325-348 (Rencontres internationales d'Archéologie et d'Histoire d'Antibes, 18).

TEXIER, P.-J..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.

THÉRY-PARISOT, I., & TEXIER, P. J. 2006. La collecte du bois de feu *dans le* site moustérien de la Combette (Bonnieux, Vaucluse, France): implications paléo-économiques et paléo-écologiques. Approche morphométrique des charbons de bois. *Bulletin de la Société préhistorique française*, 453-463.

THIEBAULT S., 1985 - Les apports de l'anthracologie à l'archéobotanique, Nouvelles de l'Archéologie, 18(1), pp. 33-37.

THOMAS F., GODARD V., BELLIER O., BENEDETTI L., OLLIVIER V., RIZZA M., GUILLOU V., HOLLENDER F., AUMAÎTRE G., BOURLÈS D. L. & KEDDADOUCHE K., 2018 - Limited influence of climatic gradients on the denudation of a Mediterranean carbonate landscape. Geomorphology, 316, 44-58. DOI : 10.1016/j.geomorph.2018.04.014.

THOMAS, F., GODARD, V., BELLIER, O., BENEDETTI, L., OLLIVIER, V., RIZZA, M., ... & KEDDADOUCHE, K. 2018. Limited influence of climatic gradients on the denudation of a Mediterranean carbonate landscape. *Geomorphology*, 316, 44-58.

TIMMERMANN, A. 2020. Quantifying the potential causes of Neanderthal extinction: Abrupt climate change versus competition and interbreeding. Quaternary Science Reviews, 238, 106331.

TOMASSO, A., & PORRAZ, G. 2016. Hunter-gatherer mobility and embedded raw-material procurement strategies in the Mediterranean Upper Paleolithic. *Evolutionary Anthropology: Issues, News, and Reviews*, 25(3), 164-174.

TOMASSO, A., BINDER, D., MARTINO, G., PORRAZ, G., & SIMON, P. 2016. Le référentiel Matières premières de l'arc liguro-provençal (MP-ALP): ressources siliceuses entre vallée du Rhône et Apennins. In *Séance décentralisée de la SPF*, Nice 2013. Société Préhistorique Française, Nice, France.

TORRENT, J. 2005. Mediterranean soils. 418-427.

TORRENT, J., BARRÓN, V., & LIU, Q. 2006. Magnetic enhancement is linked to and precedes hematite formation in aerobic soil. Geophysical Research Letters, 33(2).

TORRENT, J., GUZMAN, R., & PARRA, M. A. 1982. Influence of relative humidity on the *crystallization of* Fe(III) oxides from ferrihydrite. Clays and Clay Minerals, 30(5), 337–340. https://doi.org/10.1346/CCMN.1982.0300503

TOURAINE, F. 1969. Les rapports de l'Oligocène avec les structures E-W du Nord-Varois (gouttière de Rians-Salernes). Bulletin de *la Société Géologique de France, 7(*4), 464-475.

UDDEN, J. A. 1914. Mechanical composition of clastic sediments. Bulletin of the Geological Society of America, 25(1), 655-744.

UZUNIDIS, A., BRUGAL, J. P., FERNANDEZ, P., & MAGNIEZ, P. 2019, July. Paleofaunas and Climate in Mediterranean region: a Southeast French view. In *20th Congress of the International Union for Quaternary Research* (pp. P-3491).

VAN DER HAMMEN, T. 1967. Stratigraphy, climatic succession and radiocarbon dating of the last glacial in the Netherlands. Verlag nicht ermittelbar.

VAN HUISSTEDEN, J., GIBBARD, P. L., & BRIANT, R. M. 2001. Periglacial fluvial systems in northwest Europe during marine isotope stages 4 and 3. Quaternary International, 79, 75-88.

VANCAMPENHOUT, K., SCHELLEKENS, J., SLAETS, J., HATTÉ, C., & BUURMAN, P. 2016. Fossil redox-conditions influence organic matter composition in loess paleosols. Quaternary International, 418, 105-115.

VANDENBERGHE, J., & VAN DER PLICHT, J. 2016. The *age of the Hengelo interstadial revisited.* Quaternary Geochronology, 32, 21-28.

VARANO, M., 2020. - L'habitat de plaine en Provence durant l'Antiquité tardive et le haut Moyen Âge : état de la question, Archéologie du Midi Médiéval, 9(1*), pp. 53-63.*

VAUDOUR, J. 1961. The Huveaune valley. Geomorphological essay (La vallée de l'Huveaune. Essai géomorphologique). Bulletin de l'Association de géographes français, 298(38), 5973.

VAUDOUR, J. 1986. Travertins holocènes et pression anthropique, Méditerranée, (1-2), pp. 168-172.

VAUDOUR, J. 1994. Evolution Holocène des travertins de vallée dans le midi Méditerranéen français. Géographie Physique et Quaternaire, 3(43), 315–326.

VEPRASKAS, M. J., & FAULKNER, S. P. 2001. Redox chemistry of hydric soils. p. *85*–105. In J. L. RICHARDSON & M. J. VEPRASKAS (eds.) *Wetland soils: Their genesis, morphology, hydrology, landscapes and classification*. CRC Press/Lewis Publishers, Boca Raton, FL.

VERHEYE, W., & DE LA ROSA, D. 2005. MEDITERRANEAN SOILS, in Land Use and Land Cover. In Encyclopedia of Life Support Systems (Vol. 4, pp. 418–427). https://doi.org/10.1016/B0-12-348530-4/00023-0

VERNET J. L., 1997 - L'homme et la forêt méditerranéenne de la Préhistoire à nos jours. Errance, Paris, 248 p.

VERNET J. L., BAZILE E. & ÉVIN J., 1979 - Coordination des analyses anthracologiques et des datations absolues sur charbon de bois, Bulletin de la Société préhistorique française, pp. 76-79.

VINGIANI, S., DI IORIO, E., COLOMBO, C., & TERRIBILE, F. 2018*. Integrated study of* Red Mediterranean soils from Southern Italy. Catena, 168, 129–140. https://doi.org/10.1016/j.catena.2018.01.002

WACKENHEIM, Q. 2023. Relations paléoenvironnements, climats et sociétés au cours des derniers 10 000 ans sur la façade méditerranéenne occidentale : l'approche malacologique. Thèse de Doctorat, Paris 1.

WAGNER, S., ECKMEIER, E., SKOWRONEK, A., & GÜNSTER, N. 2014. Quaternary paleosols and sediments on the Balearic Islands as indicators of climate changes. Catena, 112, 112–124. https://doi.org/10.1016/j.catena.2013.06.022

WAGNER, S., ECKMEIER, E., SKOWRONEK, A., & GÜNSTER, N. 2015. Pedogenetic processes and pedostratigraphy of the Quaternary on the Balearic Islands and in the Granada Basin, Spain. Quaternary International, 376, 134–145. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.01.036

WAINWRIGHT, J. 2009. Weathering, Soils, and Slope Processes, in: WOODWARD, J. C. (Ed.), The Physical Geography of the Mediterranean. Oxford University Press. 10.1093/oso/9780199268030.003.0018.

WALKINGTON, H. 2010. Earth-Science Reviews: Soil science applications in archaeological contexts: A review of key challenges. Earth-Science Reviews, 103(3–4), 122–134. https://doi.org/10.1016/j.earscirev.2010.09.002

WALSH, K., BERGER, J. F., ROBERTS, C. N., VANNIERE, B., GHILARDI, M., BROWN, A. G., ... & VERSTRAETEN, G. 2019. Holocene demographic fluctuations, climate and erosion in the Mediterranean: A meta-data analysis. The Holocene, 29(5), 864-885.

WALSH, K., MOCCI, F., TZORTZIS, S., BRESSY, C., TALON, B., RICHER, S., COURT-PICON, M., DUMAS, V., & PALET-MARTINEZ, J. 2010. Les Écrins, un territoire d'altitude dans le contexte des Alpes occidentales de la Préhistoire récente à l'âge du Bronze (Hautes-Alpes, France). In S. TZORTZIS & X. DELRESTRE (Eds.), Archéologie de la montagne européenne (pp. 1–). Publications du Centre Camille Jullian. https://doi.org/10.4000/books.pccj.404

WANG, Shan-qin, LI, Wei-dong, LI, Jing, et al. 2013. Prediction of soil texture using FT-NIR spectroscopy and PXRF spectrometry with data fusion. Soil Science, 178(11), 626-638.

WARNER R. B., 1990 - A Proposed Adjustment for the "Old-Wood Effect", Pact, 29, pp. 159-172.

WARREN R. E. & ASCH D. L., 2000 - A predictive model of archaeological site location in the Eastern Prairie Peninsula. Practical applications of GIS for archaeologists : a predictive modeling kit, 5-32.

WEINDORF, D. C., BAKR, N., & ZHU, Y. 2014. Advances in portable X-ray fluorescence (PXRF) for environmental, pedological, and agronomic applications. Advances in Agronomy, 128, 1-45.

WEISROCK, A. 1986. Variations climatiques et périodes de sédimentation carbonatée à l'Holocène. L'âge des dépôts. Méditerranée, 57(1), 165-167.

WENINGER B., ALRAM-STERN E., BAUER E., LEE C., DANSEGLOCKE U., JÖRIS O., KUBATSKI C., ROLLEFSON G., TODOROVA H. *& VAN* ANDEL T., 2006 - Climate forcing due to the 8200 cal. yr BP event observed at Early Neolithic sites in the eastern Mediterranean. Quaternary Research, 66(3), 401-420.

WENINGER B., CLARE L., GERRITSEN F., HOREJS B., KRAUSS R., LINSTÄDTER J., ÖZBAL R. & ROHLING E. J., 2014 - Neolithisation of the Aegean and Southeast Europe during the 6600-6000 cal. BC period of Rapid Climate Change.

WENTWORTH, C. K. 1922. A scale of grade and class terms for clastic sediments. Journal of Geology, 30, 377–392.

WIEDER, M., & YAALON, D. H. 1974. Effect of matrix composition on carbonate nodule crystallization. Geoderma, 11(2), 95-121.

WILLIAMS, R., ERRICKSON, D., & TAYLOR, G. 2021. Mapping an archaeological site: Interpreting portable X-ray fluorescence (pXRF) soil analysis at Boroughgate, Skelton, UK. Journal of Archaeological Science: Reports, 38, 103109.

WIRTH, S. B. 2013. The Holocene flood history of the central Alps reconstructed from lacustrine sediments: frequency, intensity and controlling climate factors. Thèse de Doctorat, ETH Zurich.

WIRTH, S. B., GLUR, L., GILLI, A., & ANSELMETTI, F. S. 2013. Holocene flood frequency across the Central Alps–solar forcing and evidence for variations in North Atlantic atmospheric circulation. Quaternary Science Reviews, 80, 112-128

WOLFF, E. W., CHAPPELLAZ, J., BLUNIER, T., RASMUSSEN, S. O., *& SVENSSON,* A. 2010. Millennial-scale variability during the last glacial: The ice core record. *Quaternary Science Reviews*, 29(21-22), 2828-2838.

WU, L., WILSON, D. J., WANG, R., YIN, X., CHEN, Z., *XIAO*, W., & HUANG, M. 2020. Evaluating Zr/Rb ratio from XRF scanning as an indicator of grain-size variations of glaciomarine sediments in the Southern Ocean. Geochemistry, Geophysics, Geosystems, 21(11), e2020GC009350.

YAALON, D. H. 1997. Soils in the Mediterranean region: what makes them different? In Catena (Vol. 28).

YAALON, D. H., & GANOR, E. 1973. The influence of dust on soils during the Quaternary. Soil Science, 116(3), 146-155.

YOKOYAMA, Y., BIBRON, R., & FALGUÈRES, C. 1988. Datation absolue des planchers stalagmitiques de la Grotte du Vallonnet à Roquebrune-Cap-Martin (Alpes-Maritimes), France, par la résonance de spin électronique (ESR). L'Anthropologie, 2(92), 429-436.

ZAMANIAN, K., PUSTOVOYTOV, K., & KUZYAKOV, Y. 2016. Pedogenic carbonates: Forms and formation processes. Earth-Science Reviews, 157, 1-17.

ZANCHETTA, G., DRYSDALE, R. N., HELLSTROM, J. C., FALLICK, A. E., ISOLA, I., GAGAN, M. K., & PARESHI, M. T. 2007. Enhanced rainfall in the Western Mediterranean during deposition of sapropel S1: stalagmite evidence from Corchia cave (Central Italy). Quaternary Science Reviews, 26(3-4), 279-286.

ZIEGLER, M., TUENTER, E., & LOURENS, L. J. 2010. The precession phase *of* the boreal summer monsoon as viewed from the eastern Mediterranean (ODP Site 968). Quaternary Science Reviews, 29(11–12), 1481–1490. https://doi.org/10.1016/j.quascirev.2010.03.011

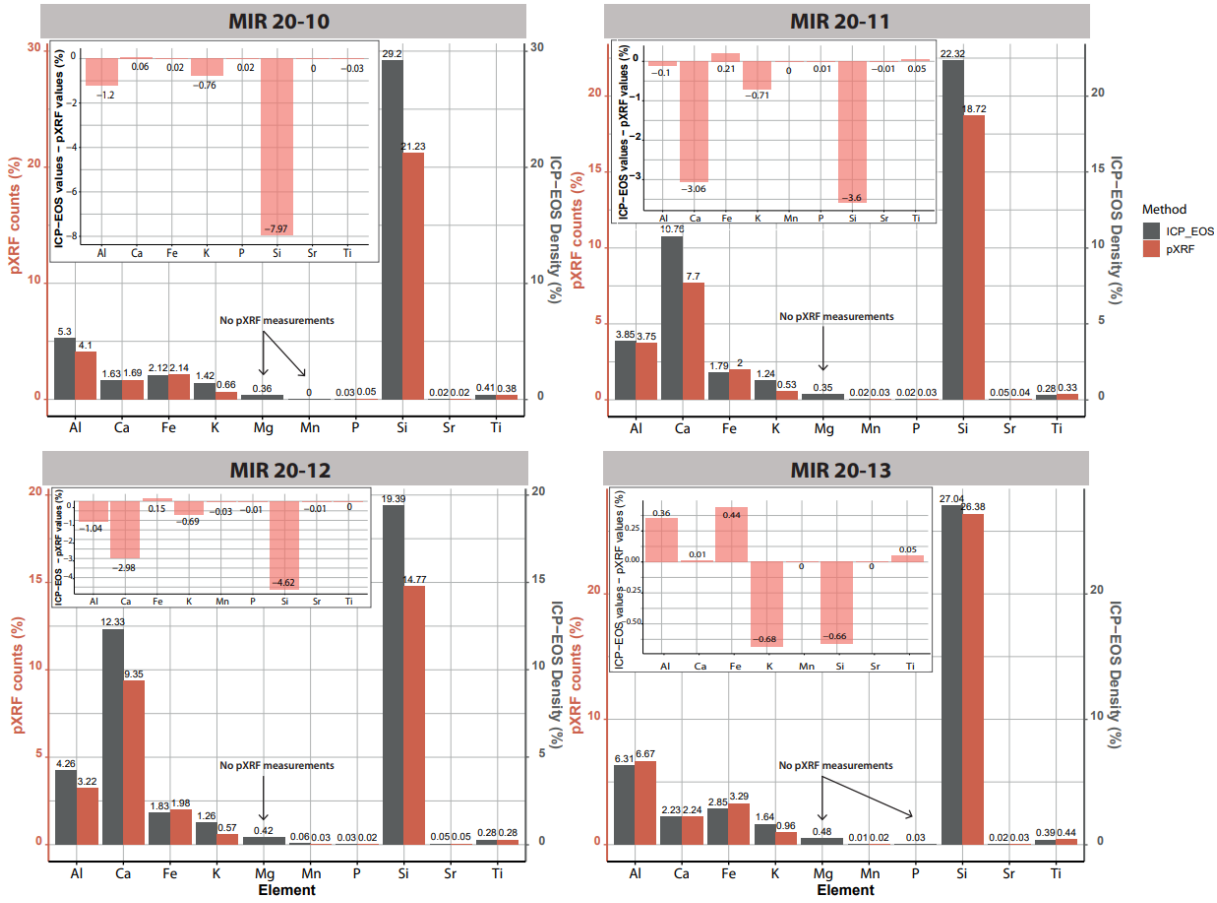
ZIELHOFER, C., RECIO ESPEJO, J. M., NÚNEZ GRANADOS, M. À., & FAUST, D. 2009. *Durations* of soil formation and soil development indices in a Holocene Mediterranean floodplain. Quaternary International, 209(1–2), 44–65. https://doi.org/10.1016/j.quaint.2009.02.023

ZUCCA, C., ANDREUCCI, S., AKŞIT, I., KOCA, Y. K., MADRAU, S., PASCUCCI, V., PREVITALI, F., SHADDAD, S. M., & KAPUR, S. 2014. Buried palaeosols of NW Sardinia (Italy) as archives of the Late Quaternary climatic fluctuations. Catena, 122, 72–90. https://doi.org/10.1016/j.catena.2014.06.005

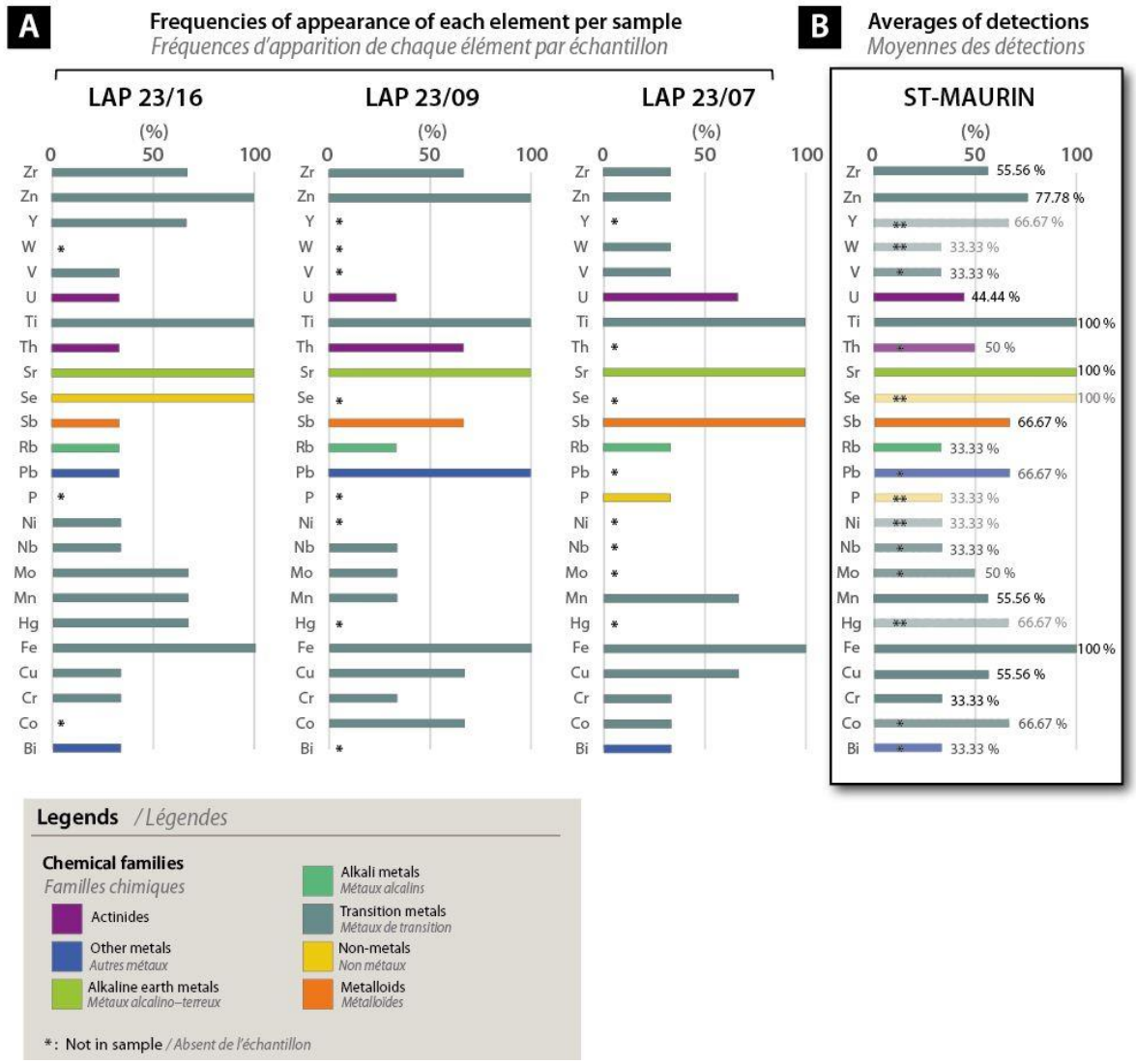
ANNEXES

Annexes I – Tests en laboratoire

Annexe I.1. Tests de fiabilité de la détection des éléments traces au pXRF

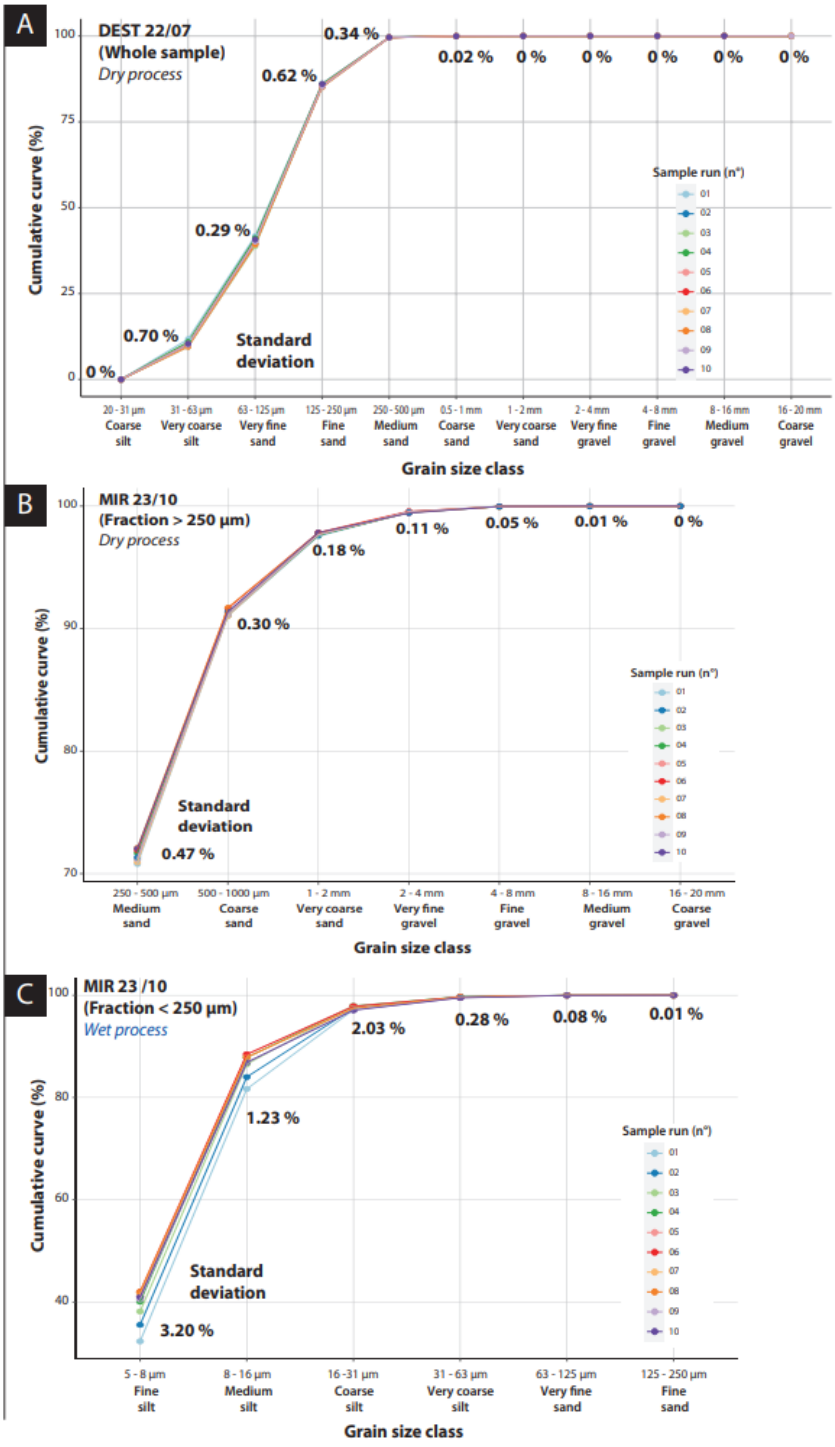


Comparaisons entre des mesures d'échantillons (provenant de la coupe du MIR-11, Luberon, Mirail) effectuée au pXRF et à l'ICP-EOS, afin d'estimer la précision du pXRF pour les éléments suivants : Al, Ca, Fe, K, Mg, P, Si, Sr et Ti. Les mesures à l'ICP-EOS ont été effectuées sur la plateforme de chimie du CEREGE (Aix-en-Provence). Les résultats indiquent une différence globale très faible, inférieur à 1 % pour l'ensemble des mesures.

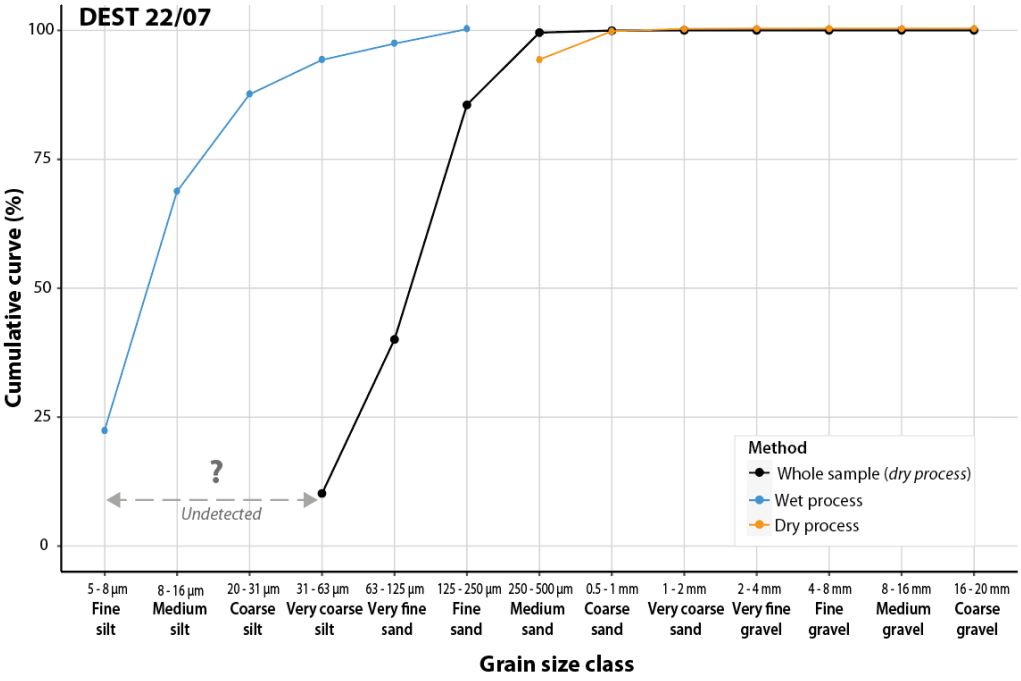


Tests de réplicabilité des mesures des éléments traces sur trois échantillons distincts de tufs calcaires provenant de la réserve de Saint-Maurin (La Palud-sur-Verdon, Gorges du Verdon). Au bout de trois mesures identiques par échantillon, la détection des éléments traces indique une forte variabilité de détection par élément (100 % = correspondant à une détection systématique lorsque l'élément est présent dans l'échantillon).

Annexe I.2. Tests de granulométrie



Annexe I.2.1. Répétitivité des mesures en voie sèche (A & B) et en voie humide (C) pour 10 passages par échantillon avec l'Analsette 28. Les résultats indiquent peu de différences (<1% en voie sèche, moins de 5 % de différences entre les mesures d'un même échantillon en voie humide. La différence la plus élevée est observée pour les particules fines, certainement causée par la défloculation par les ultrasons au fil des passages. Ces tests précisent que des mesures répétées d'un même échantillon peuvent être limitées.



Annexe I.2.2. Granulométrie combinant les deux méthodologies d'acquisition appliquée sur un échantillon (DEST 22/07) : mesure en voie humide de la portion inférieure à 250 µm, en orange, et mesure en voie sèche pour la fraction supérieure à 250 µm, en bleu. La courbe noire présente la mesure de l'échantillon entier. On note une sous-estimation importante des particules fines lors du passage de l'échantillon en entier en voie sèche, soulignant l'importance d'utiliser le protocole scindant l'échantillons en deux pour un passage en voie humide, puis en voie sèche.

Annexes II – Résultats bruts des séquences de paléosols

Annexe II.38. Données brutes de pXRF éléments majeurs de la séquences MIR-11

						Eléments majeurs (%)												
Nom labo	Niveau strati.	Position (cm)	Coupe	Massifs	Facies	Ca	± 1σ	Si	± 1σ	Al	± 1σ	Fe	± 1σ	K	± 1σ	Ti	± 1σ	Mg	± 1σ
MIR 23/01	*S01*	0-5	MIR-11	Luberon	Gélifracts	17,17	0,07	9,95	0,05	2,60	0,05	0,87	0,01	0,22	0,00	0,14	0,01	-	10452
MIR 23/02	*S02*	5-10	MIR-11	Luberon	Gélifracts	17,10	0,06	11,39	0,05	3,14	0,06	1,01	0,01	0,30	0,00	0,18	0,01	-	9974
MIR 23/03	*S03*	10-15	MIR-11	Luberon	Gélifracts	17,99	0,07	12,23	0,06	3,40	0,06	1,13	0,01	0,30	0,00	0,20	0,01	-	10045
MIR 23/04	*S04*	15-20	MIR-11	Luberon	Sol	16,34	0,06	11,00	0,05	2,95	0,06	1,06	0,01	0,32	0,00	0,18	0,01	-	10819
MIR 23/05	*S05*	20-25	MIR-11	Luberon	Sol	16,66	0,06	10,77	0,05	2,71	0,05	1,13	0,01	0,32	0,00	0,19	0,01	-	9850
MIR 23/06	*S06*	25-30	MIR-11	Luberon	Sol	15,27	0,05	13,60	0,06	3,42	0,05	1,36	0,01	0,41	0,00	0,20	0,01	-	9074
MIR 23/07	*S07*	30-35	MIR-11	Luberon	Sol	11,52	0,05	12,44	0,07	3,11	0,06	1,60	0,01	0,48	0,00	0,23	0,01	-	15354
MIR 23/08	*S08*	35-40	MIR-11	Luberon	Sol	11,75	0,04	15,43	0,06	4,09	0,06	1,65	0,01	0,48	0,00	0,26	0,01	-	10267
MIR 23/09	*S09*	40-45	MIR-11	Luberon	Sol	10,97	0,04	16,57	0,07	4,47	0,06	1,54	0,01	0,47	0,00	0,27	0,01	-	10376
MIR 23/10	*S10*	45-50	MIR-11	Luberon	Sol	9,30	0,03	21,00	0,07	5,54	0,06	2,02	0,01	0,59	0,00	0,31	0,01	-	8607
MIR 23/11	*S11*	50-55	MIR-11	Luberon	Sol	6,82	0,04	15,10	0,09	4,10	0,07	2,19	0,02	0,55	0,01	0,31	0,01	1,16	3781
MIR 23/12	*S12*	55-60	MIR-11	Luberon	Sol	6,41	0,02	19,83	0,07	5,45	0,06	2,27	0,01	0,59	0,00	0,33	0,01	-	10787
MIR 23/13	*S13*	60-65	MIR-11	Luberon	Sol	7,15	0,03	19,36	0,09	4,92	0,07	2,50	0,01	0,68	0,01	0,34	0,01	-	17232
MIR 23/14	*S14*	65-70	MIR-11	Luberon	Sol	5,25	0,02	17,47	0,08	4,88	0,07	2,22	0,01	0,51	0,00	0,32	0,01	-	15471
MIR 23/15	*S15*	70-75	MIR-11	Luberon	Sol	5,99	0,02	20,32	0,08	5,18	0,06	2,28	0,01	0,67	0,00	0,32	0,01	-	12539
MIR 23/16	*S16*	75-80	MIR-11	Luberon	Sol	4,53	0,02	19,74	0,08	5,07	0,06	2,33	0,01	0,67	0,00	0,32	0,01	-	14663
MIR 23/17	*S17*	80-85	MIR-11	Luberon	Sol	1,90	0,01	20,68	0,08	5,12	0,06	3,02	0,01	0,69	0,00	0,33	0,01	-	16313
MIR 23/18	*S18*	85-90	MIR-11	Luberon	Sol	1,60	0,01	25,28	0,09	5,27	0,06	2,10	0,01	0,68	0,00	0,38	0,01	-	13712
MIR 23/19	*S19*	90-95	MIR-11	Luberon	Sol	1,40	0,01	24,97	0,10	4,71	0,06	1,78	0,01	0,69	0,01	0,41	0,01	-	16319
MIR 23/20	*S20*	95-100	MIR-11	Luberon	Sol	2,47	0,01	26,27	0,09	4,90	0,06	2,22	0,01	0,69	0,00	0,40	0,01	-	12011
MIR 23/21	*S21*	100-105	MIR-11	Luberon	Sol	4,69	0,02	23,20	0,09	4,89	0,06	2,49	0,01	0,62	0,00	0,35	0,01	-	13051
MIR 20/11	*S22*	100-110	MIR-11	Luberon	Gélifracts	7,70	0,05	18,72	0,13	3,75	0,09	2,00	0,02	0,53	0,01	0,33	0,02	-	-

Annexe II.2. Données brutes de pXRF éléments traces de la séquences MIR-11

	Niveau strati.	Position (cm)				Eléments traces (ppm)																																						légers (%)	
Nom labo			Coupe	Massifs	Facies	P	± 1σ	S	± 1σ	V	± 1σ	Cr	± 1σ	Mn	± 1σ	Ni	± 1σ	Cu	± 1σ	Zn	± 1σ	As	± 1σ	Rb	± 1σ	Sr	± 1σ	Y	± 1σ	Zr	± 1σ	Nb	± 1σ	Mo	± 1σ	Ag	± 1σ	Cd	± 1σ	± 1σ	Pb	± 1σ	Bi	± 1σ	Th	± 1σ	U	± 1σ	LE	± 1σ
MIR 23/01	*S01*	0-5	MIR-11	Luberon	Gélifracts	-	313	-	214	39	11	58	17	183	15	21	4	-	16	29	2	4	1	24	1	637	4	5	1	54	2	-	7	-	9	-	38	-	42	17	6	1	-	29	-	21	-	14	68,94	0,12
MIR 23/02	*S02*	5-10	MIR-11	Luberon	Gélifracts	-	301	114	28	45	11	-	73	194	16	21	4	-	16	30	2	-	6	26	1	675	4	7	1	57	2	-	7	-	9	-	38	-	42	18	10	2	-	30	-	22	-	14	66,75	0,13
MIR 23/03	*S03*	10-15	MIR-11	Luberon	Gélifracts	289	56	182	30	60	13	68	19	165	16	20	5	16	4	36	3	6	1	22	1	965	6	5	1	58	2	-	7	-	10	-	41	-	45	17	-	9	-	33	-	24	-	16	64,56	0,14
MIR 23/04	*S04*	15-20	MIR-11	Luberon	Sol	-	313	139	29	35	11	-	77	144	15	26	4	-	16	33	2	-	6	29	1	572	4	7	1	72	2	4	1	-	10	-	39	-	43	17	10	2	-	30	-	22	-	14	68,05	0,13
MIR 23/05	*S05*	20-25	MIR-11	Luberon	Sol	263	47	117	24	-	45	56	16	153	14	17	4	-	14	36	2	5	1	34	1	476	3	8	1	71	2	4	1	-	9	-	36	-	39	15	10	1	-	27	-	20	-	12	68,10	0,12
MIR 23/06	*S06*	25-30	MIR-11	Luberon	Sol	250	47	117	25	41	11	75	16	136	14	21	4	10	3	46	2	7	1	38	1	497	3	9	1	87	2	8	1	-	9	-	35	-	38	15	9	1	-	26	-	19	-	12	65,61	0,12
MIR 23/07	*S07*	30-35	MIR-11	Luberon	Sol	284	59	309	36	50	13	73	20	236	18	22	5	16	4	46	3	9	1	45	1	533	4	14	1	100	2	13	1	11	2	-	42	-	47	18	12	2	-	32	16	4	-	15	70,44	0,14
MIR 23/08	*S08*	35-40	MIR-11	Luberon	Sol	311	48	415	28	64	11	59	16	194	15	29	4	-	14	52	3	9	1	49	1	523	3	12	1	110	2	6	1	-	8	-	34	-	37	15	12	1	-	26	-	19	-	12	66,17	0,12
MIR 23/09	*S09*	40-45	MIR-11	Luberon	Sol	438	49	435	29	48	11	-	70	230	15	30	4	-	14	53	3	8	1	47	1	488	3	11	1	106	2	5	1	-	9	-	35	-	38	16	10	1	-	26	-	19	-	12	65,53	0,12
MIR 23/10	*S10*	45-50	MIR-11	Luberon	Sol	390	44	320	25	58	10	61	15	342	16	31	4	11	3	64	3	8	1	58	1	480	3	13	1	128	2	7	1	-	8	-	31	-	34	14	14	1	17	4	-	17	-	11	61,05	0,12
MIR 23/11	*S11*	50-55	MIR-11	Luberon	Sol	296	54	294	35	52	12	61	18	274	18	24	5	17	3	66	3	9	1	65	1	428	4	16	1	128	2	14	1	-	9	-	37	-	41	17	18	2	-	29	-	21	-	13	69,58	0,30
MIR 23/12	*S12*	55-60	MIR-11	Luberon	Sol	468	44	285	27	55	10	74	15	355	16	32	4	-	13	63	3	11	1	70	1	388	3	14	1	142	2	8	1	-	8	-	31	-	35	15	16	1	-	24	-	17	-	11	64,93	0,12
MIR 23/13	*S13*	60-65	MIR-11	Luberon	Sol	452	58	377	38	49	13	64	18	398	21	36	5	-	16	71	3	13	1	69	1	419	3	20	1	152	2	14	1	-	10	-	38	-	42	18	15	2	-	29	-	21	-	14	64,84	0,15
MIR 23/14	*S14*	65-70	MIR-11	Luberon	Sol	289	50	287	33	51	11	59	16	550	21	38	5	18	3	63	3	11	1	66	1	375	3	17	1	153	2	9	1	-	9	-	35	-	39	15	15	2	-	27	-	19	-	12	69,16	0,13
MIR 23/15	*S15*	70-75	MIR-11	Luberon	Sol	385	48	404	31	49	11	63	16	413	18	36	4	10	3	62	3	11	1	68	1	362	3	18	1	144	2	12	1	-	8	-	34	-	37	16	14	2	-	26	13	4	-	12	65,04	0,13
MIR 23/16	*S16*	75-80	MIR-11	Luberon	Sol	355	48	433	33	42	11	58	16	698	22	42	5	14	3	73	3	11	1	70	1	295	2	18	1	156	2	13	1	-	9	-	34	-	38	15	18	2	-	26	13	4	-	12	67,11	0,13
MIR 23/17	*S17*	80-85	MIR-11	Luberon	Sol	516	46	768	34	48	10	45	15	76	12	41	4	10	3	77	3	15	1	74	1	204	2	23	1	164	2	15	1	-	8	-	32	-	36	13	18	2	-	24	-	17	-	11	68,05	0,12
MIR 23/18	*S18*	85-90	MIR-11	Luberon	Sol	679	46	838	34	32	11	63	15	86	12	26	4	14	3	77	3	13	1	66	1	196	2	24	1	195	2	15	1	-	8	-	32	-	35	14	16	1	-	24	-	17	5	1	64,45	0,12
MIR 23/19	*S19*	90-95	MIR-11	Luberon	Sol	659	52	1175	40	45	12	73	17	44	12	33	4	14	3	69	3	9	1	66	1	191	2	23	1	214	2	18	1	10	2	19	6	22	7	15	18	2	-	26	12	4	-	11	65,76	0,13
MIR 23/20	*S20*	95-100	MIR-11	Luberon	Sol	554	45	943	33	51	11	70	15	44	11	25	4	25	3	76	3	11	1	69	1	221	2	19	1	205	2	17	1	-	8	-	31	-	35	13	20	2	-	24	-	17	-	10	62,82	0,12
MIR 23/21	*S21*	100-105	MIR-11	Luberon	Sol	562	51	547	35	-	49	49	16	75	13	30	4	15	3	69	3	14	1	60	1	223	2	21	1	189	2	13	1	-	9	-	35	-	38	15	15	2	-	26	14	4	-	12	63,58	0,13
MIR 20/11	*S22*	100-110	MIR-11	Luberon	Gélifracts	303	73	146	45	-	-	-	-	283	30	34	8	-	-	56	5	11	2	58	2	397	5	14	2	171	4	11	2	-	-	-	-	-	-	-	13	3	-	-	-	-	-	-	66,82	0,22

Annexe II.3. Données sédimentologiques (MO, granulométrie, spectrocolorimétrie, calcimétrie) de la séquences MIR-11

| | | | | | | | | Spetrocolorimétrie | | | λ (nm) | | | | | | | | | | | | | | | | | | |

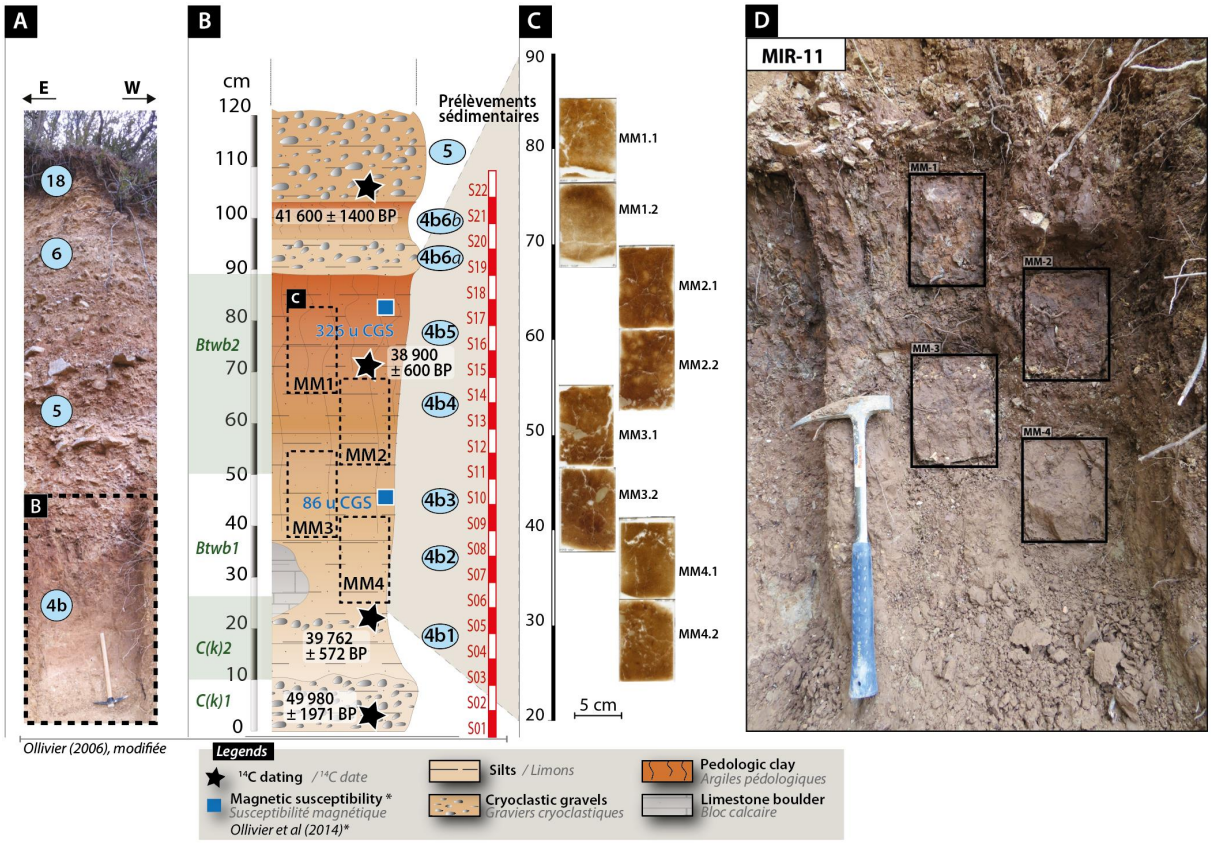
	Niveau strati.	Coupe	Massifs	Facies	MO (%)	SILT (%)	SAND (%)	GRAVEL (%)	CaCO3 (%)	Spectrocolorimétrie			λ (nm)																										
Nom_labo										L* (%)	a*	b*	400	410	420	430	440	450	460	470	480	490	500	510	520	530	540	550	560	570	580	590	600	610	620	630	640	650	660	670	680	690	700
ARGI_21_08	*Niveau 6*	La Baume I	Mont-Ventoux	Sol	6,87	98,74	1,26	0,00	2,80	33,33	6,54	13,17	3,59	3,76	3,97	4,21	4,46	4,65	4,79	4,92	5,05	5,27	5,53	5,84	6,18	6,55	6,98	7,46	8,01	8,54	9,03	9,48	9,85	10,22	10,53	10,89	11,17	11,54	11,89	12,29	12,69	13,13	13,53
ARGI_21_09	*Niveau 2*	La Baume I	Mont-Ventoux	Gelifracts	-	33,09	66,44	0,48	57,20	56,20	11,51	27,22	7,40	7,99	8,65	9,54	10,67	11,64	12,22	12,64	13,21	13,99	15,12	16,43	17,91	19,52	21,38	23,46	25,75	28,02	30,06	31,79	33,14	34,19	35,02	35,76	36,41	37,07	37,75	38,45	39,19	39,91	40,60
ARGI_21_10	*Niveau 3*	La Baume I	Mont-Ventoux	Sol	3,95	28,58	69,91	1,51	20,30	40,48	8,60	16,28	5,05	5,30	5,59	5,94	6,35	6,69	6,94	7,12	7,37	7,67	8,09	8,53	9,03	9,58	10,23	11,00	11,91	12,86	13,78	14,61	15,31	15,92	16,43	16,95	17,36	17,87	18,36	18,85	19,37	19,85	20,32
ARGI_21_12	*Niveau 6*	La Baume I	Mont-Ventoux	Gelifracts	-	88,49	11,48	0,03	48,80	58,67	8,15	22,06	10,43	11,19	12,03	13,07	14,25	15,27	15,97	16,51	17,19	18,09	19,22	20,46	21,80	23,19	24,72	26,39	28,16	29,84	31,38	32,71	33,84	34,82	35,69	36,53	37,28	38,11	38,95	39,80	40,68	41,54	42,33
ARGI_21_14		La Baume I	Mont-Ventoux	Sol	-	72,30	27,57	0,13	17,40	41,83	9,90	19,81	4,54	4,80	5,11	5,52	5,99	6,39	6,68	6,91	7,19	7,59	8,09	8,65	9,29	9,99	10,82	11,80	12,92	14,08	15,17	16,16	16,98	17,67	18,30	18,88	19,39	20,02	20,63	21,23	21,85	22,51	23,10
ARGI_21_02	*Niveau 4*	La Baume II	Mont-Ventoux	Sol	4,41	81,05	18,91	0,04	6,90	47,22	9,00	20,55	6,04	6,43	6,88	7,46	8,14	8,72	9,08	9,36	9,74	10,24	10,92	11,68	12,53	13,46	14,54	15,76	17,12	18,46	19,65	20,67	21,47	22,15	22,72	23,27	23,80	24,39	25,01	25,58	26,25	26,87	27,56
ARGI_21_03	*Niveau 6*	La Baume II	Mont-Ventoux	Sol	3,75	78,46	21,47	0,07	5,60	39,99	10,41	21,21	3,63	3,88	4,17	4,55	5,00	5,37	5,62	5,81	6,07	6,43	6,94	7,48	8,13	8,83	9,67	10,68	11,85	13,02	14,11	15,06	15,82	16,45	16,96	17,45	17,90	18,43	18,91	19,51	20,09	20,64	21,17
ARGI_21_04	*Niveau 5*	La Baume II	Mont-Ventoux	Gelifracts	-	17,56	81,36	1,08	36,60	56,98	6,63	17,28	12,06	12,70	13,42	14,29	15,28	16,10	16,65	17,05	17,57	18,27	19,13	20,08	21,08	22,15	23,36	24,66	26,07	27,43	28,63	29,65	30,50	31,20	31,82	32,44	33,04	33,63	34,31	34,95	35,67	36,34	37,01
ARGI_21_05		La Baume II	Mont-Ventoux	Substrat_env	-	-	-	-	100,90	54,11	3,71	15,05	11,77	12,32	12,90	13,52	14,18	14,80	15,28	15,65	16,13	16,70	17,53	18,51	19,54	20,50	21,48	22,51	23,52	24,31	24,87	25,35	25,72	26,00	26,23	26,56	26,92	27,01	26,85	26,46	27,03	29,48	32,70
ARGI_21_06		La Baume II	Mont-Ventoux	Substrat_env	-	-	-	-	0,10	84,88	2,48	13,48	41,81	43,84	45,83	48,07	50,26	52,06	53,13	54,00	54,96	56,34	57,96	59,67	61,43	63,18	64,98	66,69	68,30	69,67	70,72	71,55	72,17	72,65	73,06	73,53	73,92	74,22	74,34	74,44	74,88	75,98	76,86
ARGI_21_15		La Baume II	Mont-Ventoux	Gelifracts	-	22,89	76,66	0,46	49,40	60,30	5,66	15,60	15,18	15,94	16,75	17,67	18,73	19,62	20,21	20,62	21,20	21,86	22,75	23,74	24,79	25,85	27,06	28,33	29,68	30,95	32,07	33,04	33,85	34,52	35,13	35,73	36,28	36,88	37,48	38,19	38,87	39,54	40,20
AVA_21_03	*Niveau 2b*	Avaranches	Lure	Sol	4,63	98,61	1,38	0,00	0,40	41,26	13,26	21,32	4,27	4,48	4,71	5,03	5,43	5,81	6,06	6,28	6,54	6,86	7,27	7,75	8,30	8,93	9,75	10,82	12,20	13,72	15,25	16,66	17,81	18,75	19,49	20,12	20,65	21,22	21,76	22,32	22,92	23,50	24,04
AVA_21_04	*Niveau 2c*	Avaranches	Lure	Sol	4,47	93,60	6,37	0,03	2,20	40,66	11,06	18,84	4,61	4,84	5,09	5,41	5,78	6,13	6,38	6,58	6,84	7,15	7,55	8,01	8,51	9,11	9,84	10,77	11,93	13,18	14,40	15,53	16,45	17,19	17,80	18,34	18,79	19,31	19,80	20,32	20,84	21,33	21,80
AVA_21_05	*Niveau 3a*	Avaranches	Lure	Gelifracts	-	49,98	49,35	0,67	44,50	41,19	9,17	19,43	4,33	4,61	4,92	5,31	5,80	6,23	6,54	6,75	7,07	7,40	7,90	8,45	9,07	9,72	10,51	11,47	12,59	13,70	14,74	15,65	16,35	16,90	17,38	17,77	18,17	18,56	19,00	19,39	19,86	20,15	20,57
AVA_21_06	*Niveau 1*	Avaranches	Lure	Substrat	-	-	-	-	98,30	60,41	7,89	25,27	9,33	10,27	11,30	12,51	13,88	15,10	16,01	16,79	17,72	18,82	20,17	21,63	23,23	24,85	26,65	28,56	30,52	32,33	33,93	35,30	36,41	37,38	38,24	39,07	39,85	40,64	41,41	42,23	43,05	43,86	44,57
BAY_21_01	*Niveau 5*	Bayon	Sainte-Victoire	Gelifracts	-	11,33	88,03	0,65	51,30	56,78	11,92	24,05	9,05	9,69	10,37	11,25	12,25	13,13	13,72	14,16	14,76	15,50	16,49	17,56	18,69	19,93	21,45	23,34	25,65	28,13	30,48	32,44	33,96	35,08	35,93	36,69	37,31	37,96	38,65	39,27	39,98	40,60	41,23
BAY_21_02	*Niveau 6*	Bayon	Sainte-Victoire	Sol	1,48	62,82	36,61	0,57	32,90	50,49	13,14	27,26	5,19	5,64	6,18	6,87	7,67	8,38	8,86	9,23	9,74	10,41	11,30	12,25	13,29	14,43	15,84	17,62	19,76	22,02	24,14	25,89	27,22	28,21	29,03	29,75	30,42	31,15	31,88	32,67	33,43	34,11	34,73
BAY_21_03	*Niveau 7*	Bayon	Sainte-Victoire	Gelifracts	-	10,64	88,51	0,85	51,60	46,69	10,61	19,85	6,18	6,54	6,97	7,50	8,12	8,65	9,00	9,24	9,61	10,04	10,65	11,27	11,93	12,66	13,58	14,77	16,26	17,89	19,47	20,81	21,81	22,53	23,10	23,55	23,94	24,29	24,72	25,13	25,59	25,89	26,29
BER_21_01	*Niveau 1*	Bérigoule I	Monts de Vaucluse	Substrat	-	0,00	0,00	0,00	79,90	72,07	3,09	18,22	21,08	22,68	24,40	26,34	28,50	30,28	31,33	32,03	32,90	34,08	35,62	37,41	39,37	41,38	43,33	45,09	46,59	47,77	48,65	49,30	49,83	50,27	50,63	51,02	51,40	51,80	52,31	52,70	53,22	53,75	54,28
BER_21_02a	-	Bérigoule I	Monts de Vaucluse	Substrat_env	-	0,00	0,00	0,00	103,00	77,67	6,19	19,90	26,69	28,25	29,94	31,79	33,83	35,65	36,98	37,95	39,17	40,55	42,30	44,15	46,11	48,05	50,23	52,58	55,07	57,43	59,48	61,18	62,56	63,61	64,49	65,30	65,97	66,57	67,00	67,40	67,96	68,92	69,85
BER_21_02b	-	Bérigoule I	Monts de Vaucluse	Substrat_env	-	0,00	0,00	0,00	0,20	70,15	3,12	12,13	25,74	26,87	28,05	29,35	30,73	31,91	32,72	33,33	34,08	34,89	35,86	36,87	37,89	38,88	39,94	41,06	42,23	43,31	44,25	45,06	45,74	46,27	46,75	47,21	47,58	47,99	48,36	48,76	49,19	49,61	49,96
BER_21_03	*Niveau 2*	Bérigoule I	Monts de Vaucluse	Sol	3,83	77,76	22,14	0,10	21,50	36,58	10,65	20,03	3,07	3,25	3,49	3,78	4,13	4,42	4,62	4,77	4,99	5,27	5,66	6,10	6,59	7,17	7,88	8,71	9,70	10,75	11,75	12,63	13,37	13,93	14,43	14,86	15,28	15,69	16,14	16,57	17,07	17,35	17,83
BER_21_04	*Niveau 4*	Bérigoule I	Monts de Vaucluse	Sol	3,72	75,45	24,46	0,09	18,10	39,16	10,94	20,24	3,71	3,94	4,22	4,55	4,92	5,26	5,49	5,67	5,91	6,23	6,67	7,15	7,71	8,35	9,11	10,05	11,17	12,34	13,47	14,46	15,31	15,97	16,53	17,05	17,53	18,04	18,51	19,12	19,66	20,18	20,62
BER_21_05	*Niveau 5*	Bérigoule I	Monts de Vaucluse	Gelifracts		36,97	62,43	0,60	34,40	44,82	10,78	22,28	4,74	5,08	5,49	6,00	6,57	7,07	7,41	7,68	8,03	8,50	9,12	9,81	10,58	11,44	12,47	13,69	15,11	16,60	17,97	19,15	20,11	20,89	21,51	22,08	22,55	23,10	23,60	24,18	24,72	25,27	25,74
BER_21_06a	*Niveau 2b*	Bérigoule II	Monts de Vaucluse	Sol	5,12	98,15	1,85	0,00	0,20	36,59	10,12	20,69	2,94	3,12	3,33	3,66	4,02	4,34	4,51	4,65	4,80	5,09	5,50	5,98	6,55	7,22	8,00	8,91	9,93	10,95	11,91	12,70	13,31	13,77	14,11	14,47	14,73	15,07	15,36	15,75	16,11	16,57	16,89
BER_21_06b	*Niveau 2a*	Bérigoule II	Monts de Vaucluse	Sol	5,89	97,21	2,79	0,00	0,10	42,49	6,98	20,34	4,32	4,65	5,03	5,56	6,16	6,66	6,88	7,03	7,26	7,71	8,34	9,09	9,96	10,93	11,97	13,02	14,04	14,93	15,65	16,21	16,63	16,98	17,28	17,58	17,87	18,19	18,57	18,97	19,37	19,83	20,22
BER_21_07	*Niveau 1*	Bérigoule II	Monts de Vaucluse	Gelifracts	-	40,45	59,14	0,41	37,60	54,27	5,82	21,44	8,03	8,71	9,50	10,51	11,65	12,61	13,13	13,53	13,98	14,77	15,79	16,99	18,33	19,80	21,31	22,79	24,17	25,34	26,28	26,98	27,51	27,94	28,28	28,68	29,01	29,41	29,80	30,27	30,69	31,25	31,51
BER_21_08	*Niveau 4*	Bérigoule II	Monts de Vaucluse	Gelifracts	-	43,06	56,54	0,39	36,40	53,27	9,96	26,62	6,12	6,68	7,34	8,23	9,25	10,12	10,63	11,02	11,56	12,35	13,42	14,65	16,05	17,55	19,23	21,08	23,03	24,87	26,48	27,77	28,78	29,56	30,20	30,81	31,34	31,93	32,59	33,15	33,73	34,32	34,81
DEST_22_03		Destet	Alpilles	Sol	-	0,00	0,00	0,00	10,90	42,70	8,83	19,34	4,89	5,18	5,50	5,89	6,34	6,83	7,21	7,51	7,88	8,31	8,85	9,44	10,09	10,79	11,53	12,46	13,53	14,56	15,52	16,43	17,24	17,93	18,64	19,35	20,01	20,67	21,35	22,01	22,68	23,31	23,90
DEST_22_04	*Niveau 1a*	Destet	Alpilles	Sol	2,26	62,72	37,12	0,16	20,73	48,68	6,18	13,74	9,50	9,89	10,28	10,73	11,20	11,72	12,11	12,43	12,81	13,24	13,76	14,31	14,90	15,53	16,19	17,01	17,94	18,83	19,64	20,42	21,12	21,74	22,36	23,02	23,62	24,24	24,89	25,58	26,27	26,97	27,63
DEST_22_05	*Niveau 1b*	Destet	Alpilles	Sol	1,34	61,11	38,79	0,10	18,70	45,47	7,35	17,81	6,29	6,65	7,07	7,55	8,08	8,64	9,10	9,44	9,87	10,32	10,93	11,58	12,25	12,96	13,72	14,66	15,73	16,72	17,64	18,47	19,21	19,83	20,46	21,06	21,61	22,18	22,78	23,36	23,94	24,44	24,95
DEST_22_06	*Niveau 1c*	Destet	Alpilles	Sol	1,32	53,07	46,68	0,26	13,07	49,65	8,61	20,93	6,87	7,31	7,83	8,45	9,12	9,83	10,39	10,85	11,39	12,01	12,78	13,63	14,51	15,46	16,50	17,71	19,09	20,42	21,62	22,73	23,73	24,57	25,40	26,23	26,94	27,69	28,44	29,15	29,84	30,52	31,10
DEST_22_07	*Niveau 2*	Destet	Alpilles	Gelifracts	-	43,47	56,50	0,03	20,57	54,04	7,39	22,87	7,77	8,34	9,01	9,89	10,93	11,86	12,42	12,83	13,40	14,17	15,24	16,45	17,75	19,13	20,58	22,14	23,74	25,17	26,36	27,35	28,14	28,73	29,29	29,85	30,33	30,83	31,33	31,83	32,30	32,74	33,13
DEST_22_08	*Niveau 3*	Destet	Alpilles	Gelifracts	-	33,66	66,27	0,07	24,13	52,42	4,47	17,27	8,97	9,60	10,31	11,17	12,09	12,88	13,39	13,77	14,30	14,97	15,86	16,82	17,83	18,84	19,83	20,83	21,84	22,69	23,40	24,00	24,54	24,96	25,40	25,86	26,25	26,68	27,08	27,48	27,87	28,21	28,51
DEST_22_10		Destet	Alpilles	Substrat_env	-	0,00	0,00	0,00	96,10	59,64	4,17	15,65	14,06	14,92	15,88	16,93	18,01	19,00	19,72	20,29	21,00	21,79	22,77	23,81	24,84	25,85	26,87	27,90	28,94	29,89	30,73	31,51	32,25	32,89	33,57	34,27	34,90	35,54	36,20	36,87	37,50	38,14	38,71
DEST_22_11		Destet	Alpilles	Substrat_env	-	0,00	0,00	0,00	56,97	48,12	16,33	25,81	5,52	5,77	6,11	6,52	7,03	7,65	8,19	8,61	9,10	9,56	10,17	10,78	11,46	12,26	13,36	14,99	17,22	19,73	22,24	24,56	26,45	27,88	29,07	30,06	30,88	31,64	32,36	33,15	33,89	34,54	35,15
DEST_22_12		Destet	Alpilles	Substrat_env	-	0,00	0,00	0,00	96,83	81,83	2,63	16,97	32,59	34,63	36,86	39,51	42,39	44,56	45,57	46,34	47,36	48,79	50,69	52,91	55,25	57,57	59,83	61,77	63,38	64,65	65,60	66,33	66,94	67,43	67,89	68,43	68,84	69,29	69,79	70,29	70,83	71,47	71,93
DEST_22_13		Destet	Alpilles	Substrat_env	-	0,00	0,00	0,00	85,87	82,44	3,51	20,80	29,57	31,59	33,78	36,47	39,60	42,08	43,32	44,16	45,34	46,88	49,10	51,74	54,67	57,64	60,66	63,31	65,52	67,18	68,33	69,14	69,75	70,18	70,56	70,99	71,33	71,72	72,14	72,66	73,19	73,80	74,29
DEST_22_14		Destet	Alpilles	Substrat_env	-	0,00	0,00	0,00	85,27	62,14	6,60	14,98	17,51	18,24	19,03	19,89	20,79	21,71	22,42	22,98	23,60	24,27	25,05	25,84	26,65	27,54	28,62	30,00	31,67	33,29	34,75	35,97	36,93	37,65	38,30	38,94	39,47	39,99	40,53	41,05	41,58	42,10	42,51
JAIN_21_01	*Niveau 4*	Jaincel	Lure	Sol	-	72,77	26,93	0,31	0,90	39,50	12,74	21,35	3,68	3,88	4,13	4,44	4,83	5,16	5,38	5,54	5,78	6,07	6,50	6,98	7,51	8,13	8,93	9,95	11,22	12,62	13,97	15,18	16,20	16,97	17,63	18,22	18,73	19,29	19,88	20,46	21,08	21,62	22,24
JAIN_21_02	*Niveau 5*	Jaincel	Lure	Gelifracts	3,94	70,43	29,32	0,25	0,00	58,68	4,95	20,16	10,97	11,77	12,66	13,78	15,02	16,11	16,87	17,46	18,19	19,03	20,12	21,34	22,75	24,23	25,78	27,29	28,70	29,87	30,80	31,51	32,08	32,53	32,95	33,39	33,86	34,40	35,04	35,69	36,34	36,98	37,56
JAIN_21_03	*Niveau 3*	Jaincel	Lure	Gelifracts	-	59,38	40,44	0,18	31,10	54,21	6,62	18,04	9,68	10,35	11,13	12,02	12,94	13,76	14,30	14,76	15,27	15,97	16,81	17,70	18,62	19,61	20,71	21,94	23,24	24,50	25,64	26,62	27,43	28,11	28,72	29,31	29,87	30,49	31,10	31,89	32,57	33,39	34,02
JAIN_21_04		Jaincel	Lure	Substrat_env	-	0,00	0,00	0,00	29,00	44,75	0,76	7,06	9,33	9,80	10,30	10,83	11,30	11,71	12,02	12,25	12,52	12,80	13,07	13,40	13,70	14,01	14,29	14,54	14,76	14,96	15,13	15,27	15,40	15,53	15,63	15,76	15,88	16,01	16,13	16,29	16,41	16,57	16,69
LOU_20_01	*Niveau 3b*	Loup	Luberon	Gelifracts	-	62,57	37,20	0,23	41,40	59,64	6,90	22,79	10,06	10,96	11,94	13,20	14,64	15,83	16,52	17,02	17,70	18,61	19,88	21,30	22,89	24,53	26,26	28,02	29,76	31,33	32,65	33,75	34,63	35,34	35,93	36,55	37,11	37,70	38,32	39,00	39,67	40,34	40,90
LOU_20_02	*Niveau 2a*	Loup	Luberon	Sol	3,22	90,96	9,01	0,02	7,40	43,95	10,45	20,34	5,03	5,36	5,72	6,19	6,74	7,21	7,51	7,74	8,04	8,43	8,98	9,60	10,31	11,08	12,00	13,09	14,36	15,68	16,96	18,10	19,04	19,78	20,44	21,05	21,59	22,18	22,76	23,42	24,08	24,69	25,29
LOU_20_03	*Niveau 1a*	Loup	Luberon	Gelifracts	-	67,92	31,96	0,12	54,90	54,68	5,58	20,12	8,58	9,33	10,16	11,21	12,38	13,34	13,93	14,38	14,94	15,69	16,69	17,82	19,06	20,35	21,66	22,95	24,20	25,30	26,25	27,03	27,69	28,23	28,73	29,25	29,69	30,20	30,67	31,27	31,80	32,36	32,81
MIR_20_10a		MIR-11	Luberon	Sol	4,56	95,77	4,19	0,04	3,80	43,13	7,97	15,98	5,96	6,31	6,66	7,10	7,56	7,98	8,24	8,49	8,76	9,13	9,60	10,11	10,68	11,29	11,99	12,78	13,67	14,57	15,46	16,28	17,04	17,70	18,34	19,00	19,59	20,26	20,96	21,73	22,49	23,34	24,06
MIR_20_10b		MIR-11	Luberon	Sol	4,56	95,77	4,19	0,04	3,80	43,13	7,97	15,98	5,96	6,31	6,66	7,10	7,56	7,98	8,24	8,49	8,76	9,13	9,60	10,11	10,68	11,29	11,99	12,78	13,67	14,57	15,46	16,28	17,04	17,70	18,34	19,00	19,59	20,26	20,96	21,73	22,49	23,34	24,06
MIR_20_11	*S22*	MIR-11	Luberon	Gelifracts	-	88,75	11,22	0,03	28,30	54,99	11,23	24,20	7,89	8,53	9,22	10,05	11,04	11,92	12,51	12,96	13,53	14,25	15,20	16,26	17,45	18,73	20,26	22,00	23,98	26,00	27,94	29,66	31,11	32,31	33,30	34,23	34,99	35,82	36,64	37,52	38,39	39,26	40,01
MIR_20_12		MIR-11	Luberon	Sol	3,25	93,01	6,95	0,04	26,30	50,75	9,74	20,41	7,61	8,08	8,62	9,27	10,00	10,65	11,11	11,46	11,92	12,49	13,21	14,02	14,94	15,92	17,07	18,38	19,82	21,30	22,71	23,99	25,13	26,12	27,02	27,90	28,69	29,55	30,41	31,39	32,31	33,22	34,10
MIR_20_13		MIR-11	Luberon	Sol	5,08	99,42	0,58	0,00	1,90	46,95	11,23	18,27	7,37	7,90	8,48	9,22	10,08	10,85	11,36	11,78	12,28	12,92	13,77	14,73	15,79	16,96	18,35	19,99	21,84	23,73	25,57	27,22	28,62	29,76	30,80	31,74	32,55	33,44	34,35	35,28	36,21	37,17	38,04
MIR_20_06	*Niveau 5*	MIR-12	Luberon	Gelifracts	-	73,49	26,45	0,07	56,90	58,58	9,28	23,48	9,75	10,51	11,35	12,40	13,62	14,66	15,33	15,82	16,48	17,29	18,41	19,67	21,07	22,59	24,31	26,17	28,18	30,12	31,89	33,39	34,62	35,58	36,41	37,18	37,81	38,47	39,17	39,86	40,57	41,24	41,90
MIR_20_04	*Niveau 4*	MIR-12	Luberon	Sol	3,79	92,67	7,21	0,12	11,00	43,49	9,15	17,57	5,72	6,02	6,37	6,79	7,26	7,69	8,00	8,25	8,56	8,93	9,41	9,94	10,54	11,20	11,97	12,86	13,90	14,99	16,05	17,02	17,89	18,63	19,32	19,98	20,61	21,27	21,97	22,70	23,47	24,22	24,98
MIR_20_03	*Niveau 3*	MIR-12	Luberon	Sol	5,18	98,09	1,90	0,00	3,50	44,31	4,69	12,68	7,33	7,75	8,17	8,63	9,11	9,53	9,82	10,09	10,45	10,83	11,29	11,78	12,31	12,84	13,38	13,94	14,52	15,07	15,61	16,14	16,63	17,12	17,61	18,12	18,65	19,19	19,79	20,42	21,06	21,76	22,38
MIR_20_05	*Niveau 2*	MIR-12	Luberon	Sol	3,84	68,89	30,24	0,87	3,70	43,04	8,55	15,92	6,03	6,35	6,69	7,10	7,54	7,94	8,21	8,44	8,73	9,07	9,50	9,96	10,50	11,08	11,77	12,59	13,53	14,52	15,49	16,38	17,19	17,87	18,53	19,16	19,73	20,38	21,04	21,77	22,46	23,23	23,92
MIR_20_07		MIR-13	Luberon	Gelifracts	-	81,80	18,10	0,10	67,20	62,18	8,46	20,90	12,96	13,92	14,97	16,19	17,56	18,71	19,41	19,85	20,52	21,29	22,42	23,69	25,10	26,55	28,23	30,09	32,16	34,22	36,07	37,65	38,86	39,80	40,51	41,16	41,63	41,93	42,07	42,09	42,61	43,97	45,61
MIR_20_08		MIR-13	Luberon	Gelifracts	-	12,92	85,28	1,80	28,30	62,96	6,79	17,25	16,18	17,04	17,94	18,96	20,13	21,14	21,82	22,35	22,93	23,73	24,69	25,79	26,94	28,24	29,68	31,22	32,88	34,52	35,98	37,25	38,39	39,13	39,82	40,51	41,12	41,77	42,40	42,98	43,70	44,45	45,30
MIR_20_09		MIR-13	Luberon	Sol	3,42	95,95	4,03	0,02	1,40	52,29	10,58	19,53	8,94	9,39	9,88	10,49	11,21	11,88	12,37	12,71	13,15	13,67	14,36	15,12	15,95	16,86	18,00	19,34	20,93	22,63	24,32	25,86	27,21	28,31	29,26	30,15	30,87	31,67	32,47	33,30	34,14	34,97	35,75
MIRAB_20_01	-	Jouques	Vallee de la Durance	Substrat_env	-	0,00	0,00	0,00	100,70	63,12	3,09	15,34	16,12	17,24	18,42	19,76	21,18	22,39	23,20	23,77	24,52

| | | | | | | Eléments majeurs (%) | | | | | | | | | | | | | | | | Eléments traces (ppm) | | | | | | | | | | | | | | | |

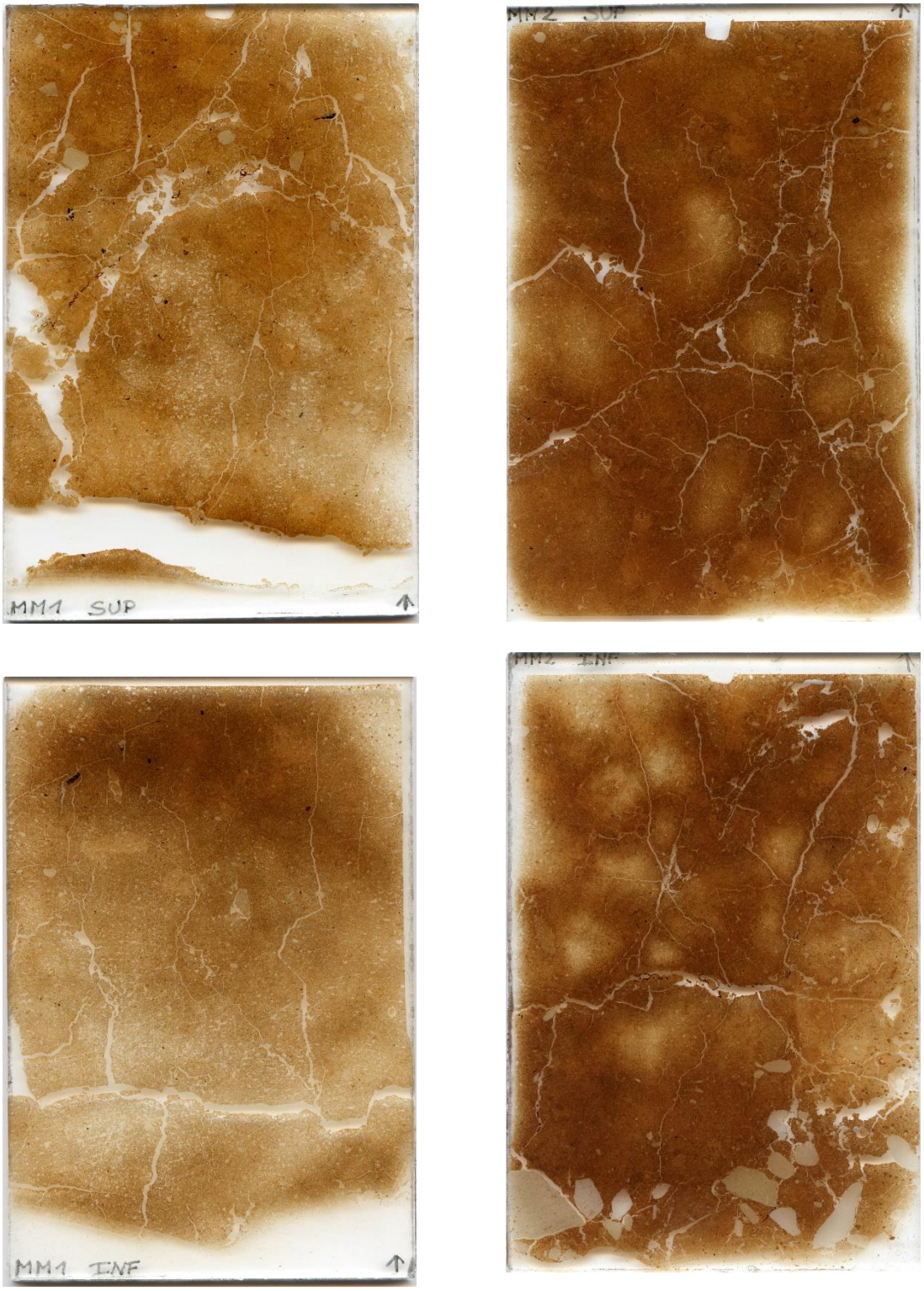
Annexe II.6. Détail des datations OSL effectuées dans le cadre de ce travail de thèse obtenues en collaboration avec M. Rizza.

Nom échantillon	Altitude (m)	Profondeur (m)	H20 (wt%)	K_2O (%)	Th (ppm)	U (ppm)	Rb (ppm)	Débit de dose cosmique (Ga/Ka)	Débit de dose externe (gamma) (Gy/Kyr)	Débit de dose total (Gy/kyr)	Nombre d'aliquots	De (Ga)	Age OSL (ka)	Modèle d'âge
AVA22-01	726	1,65	22 ± 5	1.59 ± 0.32	12.85 ± 1.28	2.13 ± 0.32	100.30 ± 5.01	0.19 ± 0.02	0.87 ± 0.05	1.39 ± 0.07	14(26)	246.91 ± 13.78	**177.46 ± 13.78**	CAM
BAY22-01	416	0,60	12 ± 5	1.20 ± 0.24	7.17 ± 0.72	1.55 ± 0.23	56.58 ± 2.83	0.22 ± 0.02	0.29 ± 0.02	1.49 ± 0.19	11(20)	367.51 ± 27.20	**247.1 ± 35.90**	CAM
BAY22-02	416	0,80	5 ± 5	0.22 ± 0.04	1.27 ± 0.13	0.73 ± 0.15	10.77 ± 1.61	0.20 ± 0.02	0.20 ± 0.02	0.62 ± 0.04	15(15)	224.27 ± 11.96	**363.42 ± 31.15**	CAM
JAIN22-01	491	0,95	15 ± 5	0.59 ± 0.15	4.37 ± 0.44	1.34 ± 0.20	38.86 ± 5.83	0.20 ± 0.03	0.43 ± 0.03	1.17 ± 0.08	15(20)	2.94 ± 0.15	**2.52 ± 0.23**	CAM
MARS22-01	11	2,58	15 ± 5	1.47 ± 0.29	7.59 ± 0.76	1.65 ± 0.25	63.48 ± 3.17	0.15 ± 0.01	0.61 ± 0.04	1.75± 0.11	16 (25)	301.93 ± 13.33	**172.01 ± 13.25**	CAM
MARS22-04	6	7,00	5 ± 5	0.34 ± 0.08	0.86 ± 0.17	0.87 ± 0.17	12.51 ± 1.88	0.09 ± 0.01	0.26 ± 0.02	0.65 ± 0.05	28(30)	38.86 ± 2.93	**59.90 ± 6.67**	CAM
MARS22-04	6	7,00	5 ± 5	0.34 ± 0.08	0.86 ± 0.17	0.87 ± 0.17	12.51 ± 1.88	0.09 ± 0.02	0.26 ± 0.03	0.65 ± 0.06	28(30)	23.96 ± 2.34	**36.93 ± 4.71**	MAM
MARS22-06	6	1,00	5 ± 5	0.57 ± 0.11	1.30 ± 0.13	0.78 ± 0.12	21.02 ± 3.15	0.18 ± 0.02	NA	0.88 ± 0.09	16(30)	62.53 ± 2.93	**70.87 ± 7.86**	CAM
SAB22-01	780	10,00	10 ± 5	0.21 ± 0.04	1.25 ± 0.12	0.58 ± 0.12	9.97 ± 1.99	0.07 ± 0.01	NA	0.43 ± 0.04	21(22)	24.98 ± 1.51	**57.78 ± 6.10**	CAM

Annexes III – Données micromorphologiques

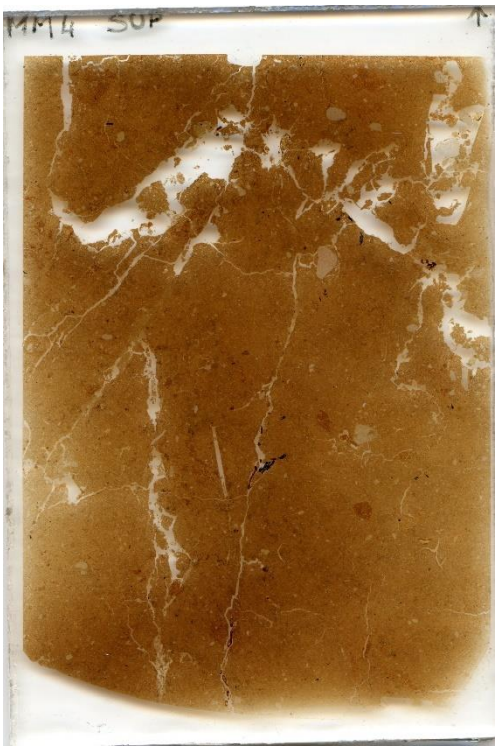


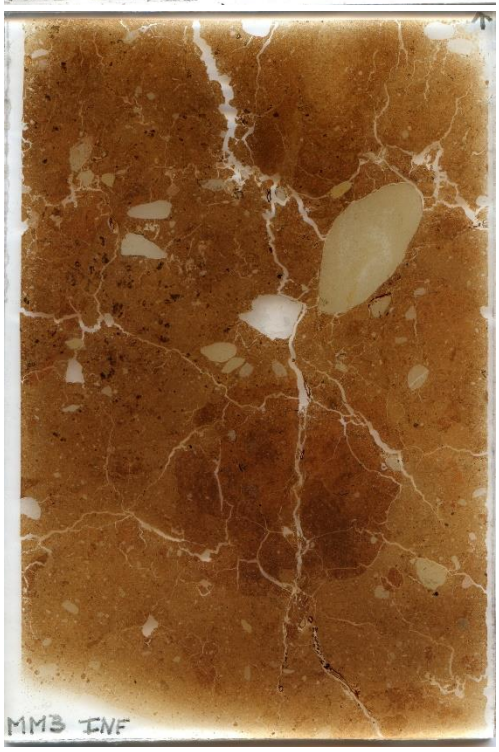
Annexe III.1. Localisation des blocs micromorphologiques dans la séquence MIR-11 (Mirail, Luberon)



Annexe III.2. Lames micromorphologiques obtenues sur les blocs micromorphologiques MM1 et MM2









Annexe III.3. Lames micromorphologiques obtenues sur les blocs micromorphologiques MM3 et MM4

Annexes III – Résultats bruts des séquences de tufs calcaires

Annexe III.1. Données sédimentologiques de la séquence travertineuse de la Thomassine (Manosque)

| | Niveaux | Position | Quartz | CaCO3 | Spectrocol. | | | Eléments majeurs (%) | | | | | | | Trace (ppm) | | | | | | |

Annexe III.2. Jonquier, Salernes, Haute Vallée de la Bresque

	Niveaux	Pos.	Quartz	CaCO3	Spectrocol.			Eléments majeurs (%)							Trace (ppm)																
Sample	strati.	(cm)	Nb /100 gr	(%)	L* (%)	a*	b*	Ca	Si	Al	Fe	K	Ti	Mg	P	S	Mn	Ni	Cu	Zn	As	Rb	Sr	Y	Zr	Pb	Bi	V	Nb	Th	Cr	Mo
LJ21_01	1b	50	50	11,77	38,30	12,75	23,09	22,16	44,02	16,70	5,64	1,82	0,76	8,29	1387	1104	2278	81	40	130	31	119	188	63	468	34	49	ND	ND	ND	ND	ND
LJ21_02	1b	60	50	12,37	38,15	10,90	20,74	25,45	40,76	14,05	8,12	2,45	0,86	7,37	1489	1090	4774	154	85	187	36	163	196	85	694	51	ND	232	39	ND	ND	ND
LJ21_03	2a	65	30	41,33	41,08	7,42	17,03	42,95	31,75	11,75	4,56	1,37	0,70	6,53	1322	622	494	105	73	119	20	119	166	44	395	32	ND	ND	ND	ND	ND	ND
LJ21_04	2a	70	24	87,57	56,66	7,05	18,61	79,90	8,36	3,50	1,63	0,23	0,19	5,76	1073	1057	1493	ND	48	56	ND	32	131	ND	70	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND
LJ21_05	2a	75	27	81,03	52,49	7,09	18,02	83,16	10,70	3,45	1,88	0,43	0,24	ND	ND	ND	509	ND	ND	71	ND	47	154	ND	104	30	ND	ND	ND	ND	ND	ND
LJ21_06	2b	80	9	88,53	60,35	6,12	16,92	86,14	8,81	2,78	1,47	0,38	0,27	ND	ND	ND	525	ND	70	76	ND	47	143	ND	143	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND
LJ21_07	2b	85	9	90,87	58,40	5,84	16,06	82,45	7,77	3,56	1,08	0,16	0,16	4,50	1133	455	777	ND	56	45	ND	24	120	ND	53	ND	82	ND	ND	ND	ND	ND
LJ21_08	2b	90	1	92,03	59,13	6,57	18,59	93,34	3,72	2,01	0,64	ND	ND	ND	ND	1576	612	ND	ND	40	ND	17	119	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND
LJ21_09	2b	95	4	83,53	47,76	6,18	15,91	86,81	7,33	3,55	1,55	0,23	0,22	ND	1086	516	613	89	72	58	ND	35	124	ND	43	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND
LJ21_10	2b	100	0	89,13	57,01	5,12	15,36	95,14	3,02	0,90	0,67	ND	0,16	ND	ND	ND	238	85	ND	56	ND	26	120	ND	21	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND
LJ21_11	2b	105	4	91,90	66,86	4,97	16,08	97,29	2,19	ND	0,41	ND	ND	ND	ND	ND	459	ND	ND	39	ND	ND	113	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND
LJ21_12	2b	110	0	89,23	59,37	5,39	15,64	95,60	2,54	1,30	0,36	ND	ND	ND	916	ND	416	ND	ND	ND	ND	18	111	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND
LJ21_13	2b	115	2	89,40	64,74	5,18	16,57	96,24	2,38	0,82	0,37	0,08	ND	ND	ND	ND	412	ND	ND	52	ND	ND	127	23	ND	ND	ND	ND	ND	78	ND	ND
LJ21_14	2c	120	2	85,90	63,10	5,75	16,80	94,04	3,33	1,65	0,69	ND	ND	ND	655	655	826	ND	ND	43	18	ND	119	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND
LJ21_15	2c	125	0	86,55	60,07	7,08	18,68	93,40	3,64	1,49	1,14	0,09	ND	ND	975	ND	681	ND	ND	48	ND	18	137	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND
LJ21_16	2c	130	0	83,67	55,50	5,88	16,24	91,59	4,88	2,07	1,16	0,17	ND	ND	ND	ND	461	ND	ND	56	ND	33	134	21	36	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND
LJ21_17	2c	135	1	85,37	54,15	5,98	16,30	91,43	4,86	2,05	1,23	0,18	ND	ND	1090	ND	559	ND	ND	82	ND	31	135	ND	28	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND
LJ21_18	2c	140	2	84,57	57,78	5,60	16,23	90,89	4,93	2,85	0,93	0,09	ND	ND	1073	979	403	ND	ND	49	ND	19	123	ND	22	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND
JQ 21_05	2d	150	2	87,67	0,00	0,00	0,00	90,72	3,79	1,70	0,69	ND	0,14	ND	1287	24932	ND	ND	57	ND	ND	21	115	ND	23	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND
LJ21_19	3a	155	6	88,77	61,50	5,00	16,24	94,39	3,23	1,26	0,62	ND	0,16	ND	1120	1161	290	ND	ND	56	ND	19	150	ND	19	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND
LJ21_20	3a	160	8	89,77	63,88	4,93	16,66	96,36	2,17	0,93	0,47	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	38	ND	18	127	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND
LJ21_21	3a	165	17	90,53	59,01	5,27	16,58	95,65	2,69	1,08	0,51	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	114	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND
LJ21_22	3a	170	12	94,73	55,12	5,58	16,73	93,27	3,50	2,05	0,72	ND	0,21	ND	795	702	243	ND	57	48	ND	17	124	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND
LJ21_23	3a	175	6	87,17	57,91	5,57	16,95	93,54	3,76	1,74	0,79	ND	ND	ND	735	ND	330	ND	ND	46	ND	23	117	ND	23	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND
JQ 21_06	3b	195	1	91,33	0,00	0,00	0,00	96,31	1,75	0,83	0,20	0,03	ND	ND	ND	8010	389	ND	ND	ND	ND	ND	107	16	ND	26	ND	ND	ND	ND	ND	ND
LJ21_24	3c	200	6	94,20	59,61	4,03	13,93	95,36	2,83	0,93	0,59	ND	0,14	ND	835	ND	ND	ND	ND	43	ND	17	116	17	26	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND
LJ21_25	3c	205	4	90,80	63,32	4,85	16,92	95,18	2,88	1,00	0,69	0,04	ND	ND	924	ND	395	ND	66	49	ND	ND	114	23	34	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND
LJ21_26	3d	210	3	93,17	56,43	5,61	16,52	92,28	4,27	2,02	0,94	0,06	0,19	ND	1152	ND	524	ND	ND	43	ND	16	127	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND
LJ21_27	3d	215	22	91,83	55,28	5,33	15,20	93,05	3,96	1,81	0,88	ND	ND	ND	1152	524	614	ND	70	64	ND	17	131	ND	ND	23	ND	ND	ND	ND	ND	ND
LJ21_28	3d	220	6	92,17	58,67	6,25	18,41	93,73	3,70	1,27	0,94	ND	0,14	ND	833	ND	644	ND	ND	50	ND	18	118	ND	27	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND
LJ21_29	3d	225	7	90,93	58,54	6,33	18,74	92,75	3,94	2,03	0,93	ND	ND	ND	1119	1135	599	ND	ND	44	ND	19	110	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND
LJ21_30	3d	230	10	89,87	65,27	4,28	15,00	95,05	2,87	1,56	0,39	ND	ND	ND	ND	520	222	ND	ND	ND	ND	ND	103	ND	16	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND
LJ21_31	3d	235	20	89,40	63,21	4,11	14,21	94,72	2,92	1,42	0,37	ND	0,18	ND	1200	1508	232	ND	ND	46	ND	ND	112	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	316	ND
LJ21_32	3f	240	50	88,60	53,12	5,67	15,89	92,36	4,39	1,77	0,86	0,15	0,20	ND	680	ND	1219	ND	77	58	ND	ND	124	25	39	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND
LJ21_33	3f	245	24	87,03	53,39	5,67	15,85	90,81	5,15	2,41	1,07	0,13	0,17	ND	1170	ND	627	ND	70	67	ND	23	125	20	32	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND
LJ21_34	3f	250	35	97,60	54,21	5,61	15,93	91,14	5,02	2,43	0,90	0,10	0,16	ND	1127	ND	556	ND	77	41	ND	22	126	19	36	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND
JQ 21_07	3g	260	0	89,63	0,00	0,00	0,00	95,38	2,96	1,12	0,31	0,18	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	43	ND	ND	124	ND	ND	ND	ND	ND	43	102	ND	43
LJ21_35	3h	265	100	96,73	41,36	3,87	10,35	82,68	9,89	4,29	2,11	0,31	0,19	ND	2383	736	1312	ND	84	52	ND	35	142	ND	61	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND
LJ21_36	3h	270	100	99,87	47,10	4,06	11,65	78,36	9,88	4,48	1,80	0,39	0,19	4,43	2212	930	702	ND	82	57	ND	32	135	15	60	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND
JQ 21_08	3i	280	1	94,03	0,00	0,00	0,00	96,61	2,47	0,70	0,15	ND	ND	ND	ND	ND	309	ND	ND	54	ND	ND	129	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND
LJ21_37	3j	285	11	97,60	65,53	4,23	14,45	90,47	5,15	2,51	1,32	0,12	0,17	ND	1431	ND	351	ND	72	48	ND	29	118	21	38	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND
LJ21_38	3j	290	6	94,03	60,76	4,41	13,44	92,70	4,08	1,58	0,91	0,27	0,19	ND	878	ND	1022	ND	89	ND	ND	30	122	35	30	ND	ND	ND	27	78	ND	ND
LJ21_39	3j	295	11	96,73	61,34	4,54	14,85	92,21	4,24	2,38	1,03	0,04	ND	ND	ND	ND	322	ND	ND	48	ND	20	110	17	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND
LJ21_40	3j	300	4	99,87	59,41	4,61	15,31	91,95	4,17	2,58	0,86	0,02	ND	ND	1739	1534	238	ND	48	46	ND	ND	96	ND	23	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND
LJ21_41	3k	305	30	99,80	57,93	4,50	14,75	92,42	4,17	1,91	1,20	0,10	ND	ND	987	ND	299	ND	ND	42	ND	ND	114	ND	0	ND	ND	ND	ND	ND	ND	33
LJ21_42	3k	310	50	97,10	54,21	4,26	12,36	92,47	4,37	2,24	0,67	0,08	ND	ND	787	ND	280	ND	ND	74	ND	19	110	ND	33	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND
JQ 21_09	3l	320	0	97,05	0,00	0,00	0,00	93,54	4,03	1,69	0,39	0,12	ND	ND	770	867	241	ND	ND	45	ND	ND	115	18	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND
LJ21_43	3m	325	29	91,97	59,65	3,47	11,63	89,16	6,04	3,06	1,11	0,22	0,13	ND	1060	554	546	ND	ND	51	ND	24	114	27	38	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND
LJ21_44	3m	330	35	89,60	61,96	3,49	11,75	89,75	5,73	2,87	1,00	0,31	0,18	ND	706	ND	267	ND	ND	51	ND	27	113	40	32	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND
LJ21_45	3m	335	26	92,03	63,29	3,71	12,55	87,35	6,90	3,72	1,18	0,26	0,29	ND	1140	585	531	ND	ND	70	ND	27	115	27	21	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND
LJ21_46	3m	340	11	91,73	62,26	3,72	12,43	87,95	6,90	3,21	1,11	0,32	0,27	ND	898	ND	466	ND	ND	62	ND	25	110	25	42	ND	ND	ND	ND	ND	320	ND
LJ21_47	3m	345	5	89,87	59,69	3,87	12,50	83,37	9,63	4,74	1,27	0,47	0,29	ND	1186	ND	334	ND	ND	59	ND	40	113	22	32	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND
LJ21_48	3m	350	25	90,53	59,46	4,05	12,54	86,79	7,99	3,18	1,11	0,46	0,25	ND	1062	ND	381	ND	ND	76	ND	34	121	26	37	ND	ND	ND	ND	ND	ND	29
LJ21_49	3n	360	50	88,43	52,25	3,22	9,10	83,84	9,70	4,37	1,06	0,44	0,21	ND	1568	1094	373	ND	65	52	ND	47	106	ND	34	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND
LJ21_50	3n	370	34	87,23	51,62	3,85	10,77	85,11	8,86	3,79	1,19	0,48	0,29	ND	1383	392	250	ND	75	61	ND	45	120	21	37	ND	ND	ND	ND	ND	ND	ND
	Moyenne		-	87,17	51,77	4,89	14,05	87,76	6,82	2,91	1,20	0,35	0,26	6,15	1135	2129	633	103	68	59	27	34	124	28	78	33	66	232	36	86	318	35
	Ecart-type		-	16,71	17,71	2,25	5,16	14,82	8,20	2,99	1,31	0,50	0,18	1,55	364	4971	703	30	13	26	9	30	18	16	140	10	23	-	8	14	3	7

Annexe III.3. Pont de Joux, Auriol, Vallée de l'Huveaune

	Niveaux	Position	Quartz	CaCO3	Spectrocol.			Eléments majeurs (%)							Trace (ppm)																	
Ech	strati.	(cm)	Nb /100 gr	(%)	L* (%)	a*	b*	Ca	Si	Al	Fe	K	Ti	Mg	S	Mn	Zn	Rb	Sr	Zr	P	V	Y	Cu	Nb	Pb	As	Ni	Mo	Th	Sb	Cr	Bi
M12	6	320-305	0	77,47	59,52	7,02	22,85	90,25	5,42	2,12	1,50	0,14	*ND*	*ND*	2968	1220	41	*ND*	880	41	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*
M11	6	305-285	1	74,83	63,58	6,29	21,99	93,31	3,54	1,49	1,17	*ND*	*ND*	*ND*	2939	505	*ND*	*ND*	853	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*
M10	6	285-275	0	70,63	62,29	6,50	22,13	92,15	3,83	2,19	1,09	*ND*	*ND*	*ND*	4381	692	37	*ND*	804	*ND*	923	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*
M9	5	275-255	0	79,00	58,84	7,21	22,90	92,63	3,76	1,78	1,17	0,11	*ND*	*ND*	2225	710	53	*ND*	805	30	1019	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*
M8	5	355-245	2	73,30	61,49	7,00	22,11	91,26	4,80	2,14	1,22	0,10	*ND*	*ND*	2546	673	40	*ND*	850	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*
M7	5	245-235	2	74,70	61,80	6,45	20,70	91,92	4,13	2,59	0,68	*ND*	*ND*	*ND*	3762	574	42	*ND*	768	*ND*	992	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*
M6	5	235-225	1	72,50	59,11	6,13	19,23	91,44	4,59	2,61	0,61	*ND*	*ND*	*ND*	3864	799	37	*ND*	845	*ND*	1191	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*
M5	4	225-215	21	71,90	60,76	5,94	19,58	91,80	4,91	2,20	0,53	0,07	*ND*	*ND*	2835	482	75	*ND*	818	38	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*
M4	4	215-205	8	76,50	57,32	6,01	19,32	88,55	6,74	3,10	0,94	0,22	*ND*	*ND*	2143	454	49	*ND*	879	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	332	*ND*	*ND*
M3	4	205-195	17	70,27	55,91	4,93	16,86	87,12	7,19	3,81	0,98	0,25	*ND*	*ND*	3276	362	54	27	728	*ND*	1167	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	323	93
M2	3	195-185	8	68,68	60,35	4,72	17,11	86,80	7,63	3,53	1,16	0,29	0,19	*ND*	2095	616	*ND*	33	768	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*
M1	3	185-175	7	71,22	53,14	4,13	14,48	86,24	7,95	3,76	1,15	0,29	0,19	*ND*	2254	455	43	28	783	36	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*
M53	2	175-165	25	64,97	57,27	5,16	17,72	87,30	7,19	3,56	1,13	0,28	*ND*	*ND*	1955	719	*ND*	27	797	31	1318	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*
M52	2	165-155	5	66,30	57,06	4,25	16,00	79,41	12,60	4,54	1,80	0,89	0,27	*ND*	1829	440	73	73	673	119	1244	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*
M51	2	155-145	14	61,57	54,80	4,04	14,47	78,71	12,34	6,42	1,33	0,64	0,19	*ND*	1807	544	52	48	706	48	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*
M50	2	145-135	14	65,40	57,48	4,50	15,86	83,35	9,35	4,87	1,46	0,37	*ND*	*ND*	2851	610	59	38	732	42	1177	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*
M49	2	135-125	8	65,10	54,93	5,98	18,73	84,09	8,87	4,57	1,29	0,36	0,20	*ND*	2676	1069	48	26	717	43	1086	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*
M48	2	125-115	30	74,77	54,33	4,94	17,16	74,01	15,93	5,43	2,37	1,33	0,41	*ND*	1614	491	71	67	809	157	1105	*ND*	30	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	109	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*
M47	2	115-105	75	55,93	54,56	4,09	14,89	71,82	17,36	7,08	1,88	1,17	0,30	*ND*	1802	641	46	73	729	134	*ND*	*ND*	23	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*
M46	2	105-95	100	42,83	47,92	4,15	13,61	66,86	21,09	7,23	2,50	1,33	0,57	*ND*	1707	798	86	93	773	297	*ND*	*ND*	39	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*
M45	1b	95-85	200	45,23	41,26	5,15	17,25	44,33	37,25	10,42	4,56	2,32	0,65	*ND*	1060	679	119	119	761	436	1045	*ND*	37	58	*ND*	*ND*	18	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*
M44	1a	85-65	125	43,80	42,08	5,93	19,89	43,12	38,03	9,79	5,22	2,47	0,76	*ND*	1299	1327	145	139	898	457	1141	*ND*	60	*ND*	32	47	*ND*	120	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*
M43	1a	65-45	100	47,73	47,83	6,93	25,48	46,39	35,20	9,72	5,76	1,78	0,65	*ND*	577	1188	113	113	956	399	1045	*ND*	44	85	*ND*	34	*ND*	123	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*
	Moyenne		16,74	71,53	55,70	5,47	18,61	79,50	11,71	4,82	2,47	0,78	0,33	5,19	2140	649	76	65	810	98	1022	235	32	68	29	35	26	108	53	97	332	323	93
	Ecart-type		38,06	10,90	5,66	1,02	3,00	12,41	8,03	2,41	1,67	0,66	0,16	-	687	254	30	39	87	106	181	24	11	15	7	7	8	12	14	2	-	-	-

Annexe III.4. MIR-1, Mirail, Luberon

	Niveaux	Position	CaCO3	Spectrocol.			Eléments majeurs (%)							Trace (ppm)																			
Nom	strati.	(cm)	(%)	L* (%)	a*	b*	Ca	Si	Al	Fe	K	Ti	Mg	P	S	Mn	Ni	Cu	Zn	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Hg	Pb	Th	V	Cr	As	Sb	W
MIR-1 23/01a	1a	25	35,00	57,33	4,48	22,66	36,02	41,58	11,32	6,54	2,95	1,02	*ND*	1138	1188	790	97	56	155	193	1123	56	363	38	41	29	47	97	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*
MIR-1 23/01b	1b	75	35,20	59,52	2,26	16,75	32,37	46,01	12,11	4,77	3,17	0,89	*ND*	1446	1642	818	98	45	160	191	1107	67	362	48	39	*ND*	53	67	165	185	*ND*	*ND*	*ND*
MIR-1 23/02	2	100	30,71	58,95	2,35	14,30	27,62	48,22	13,10	6,49	3,10	0,89	*ND*	1032	1412	612	126	73	193	204	886	67	391	48	28	22	48	78	137	182	*ND*	*ND*	*ND*
MIR-1 23/03a	3a	130	54,68	69,19	2,49	17,67	53,29	34,18	8,10	2,07	1,31	0,54	*ND*	950	475	395	67	39	77	96	2129	36	263	21	*ND*	*ND*	28	49	132	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*
MIR-1 23/03b	3b	175	44,20	69,69	2,38	15,44	50,91	35,42	8,45	2,49	1,54	0,67	*ND*	880	684	431	69	56	115	110	1916	38	301	31	23	*ND*	33	61	*ND*	209	*ND*	*ND*	*ND*
MIR-1 23/03c	3c	200	60,67	73,15	2,27	16,79	54,51	33,05	7,89	1,90	1,37	0,63	*ND*	1148	1239	427	78	39	78	91	2220	47	370	39	39	*ND*	23	68	*ND*	182	*ND*	*ND*	*ND*
MIR-1 23/03d	3d	225	53,93	69,62	2,81	16,15	44,38	40,33	9,95	2,45	1,76	0,66	*ND*	823	621	376	50	27	92	137	1700	32	304	35	17	*ND*	32	40	125	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*
MIR-1 23/04	4	250	54,68	69,24	2,55	15,19	50,97	35,94	8,23	2,27	1,49	0,55	*ND*	1088	844	419	53	32	85	111	1926	45	379	40	32	*ND*	29	90	138	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*
MIR-1 23/05a	5a	265	56,17	69,05	2,75	14,07	44,92	37,69	9,26	2,22	1,68	0,61	3,09	1131	990	421	49	54	88	114	1599	41	280	34	36	*ND*	24	63	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*
MIR-1 23/05b	5b	280	36,50	68,79	2,57	16,70	48,89	36,05	9,73	2,60	1,41	0,59	*ND*	1076	3046	380	51	*ND*	120	153	1517	33	209	20	*ND*	*ND*	25	*ND*	110	176	15	110	*ND*
MIR-1 23/05c	5c	295	53,18	62,10	2,82	11,93	37,75	42,31	11,56	3,27	2,20	0,78	*ND*	1360	16865	338	97	38	166	192	1357	46	238	46	26	*ND*	38	59	118	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*
MIR-1 23/06a	6a	320	67,41	75,61	2,06	15,12	57,44	31,58	7,10	1,65	1,12	0,60	*ND*	751	773	250	*ND*	38	88	91	2284	33	195	28	23	*ND*	25	56	*ND*	159	*ND*	*ND*	*ND*
MIR-1 23/06b	6b	330	66,66	69,11	3,33	18,70	61,24	28,36	5,94	2,43	0,96	0,47	*ND*	1222	813	340	79	43	95	59	2347	38	161	33	49	*ND*	26	87	*ND*	192	20	146	*ND*
MIR-1 23/06c	6c	345	59,92	71,05	2,99	18,28	62,02	28,20	6,11	2,17	0,63	0,37	*ND*	828	696	362	45	37	92	57	2324	25	126	*ND*	*ND*	*ND*	20	*ND*	102	*ND*	25	*ND*	*ND*
MIR-1 23/06d	6d	360	47,40	67,69	5,13	24,11	62,79	25,88	5,53	3,60	0,88	0,62	*ND*	1370	1080	557	103	55	103	63	2695	37	385	32	61	*ND*	24	82	*ND*	*ND*	48	*ND*	*ND*
MIR-1 23/07	7	400	55,70	61,27	7,50	29,30	53,60	30,32	7,52	6,44	0,88	0,58	*ND*	1230	1111	436	103	63	93	66	2522	25	186	18	*ND*	*ND*	28	*ND*	101	159	48	*ND*	*ND*
MIR-1 23/08	8	425	65,16	73,79	2,41	15,29	59,04	30,44	7,69	1,20	0,71	0,49	*ND*	604	571	191	*ND*	*ND*	54	56	1817	23	243	*ND*	*ND*	*ND*	28	*ND*	96	210	*ND*	*ND*	37
MIR-1 23/11	**11**	445	38,20	58,71	5,15	20,39	46,57	36,67	9,88	3,92	1,72	0,67	*ND*	1235	1050	823	72	36	94	122	1273	50	447	19	17	*ND*	33	52	108	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*
	Moyenne		50,85	66,88	3,24	17,71	49,13	35,68	8,86	3,25	1,60	0,65	3,09	1073	1950	465	77	46	108	117	1819	41	289	33	33	26	31	68	121	184	31	128	37
	Ecart-type		11,70	5,69	1,43	4,17	10,38	6,22	2,18	1,71	0,79	0,16	-	230	3767	185	25	12	37	51	532	13	92	10	13	5	9	17	21	18	15	26	-

Annexe III.5. MIR-5, Mirail, Luberon

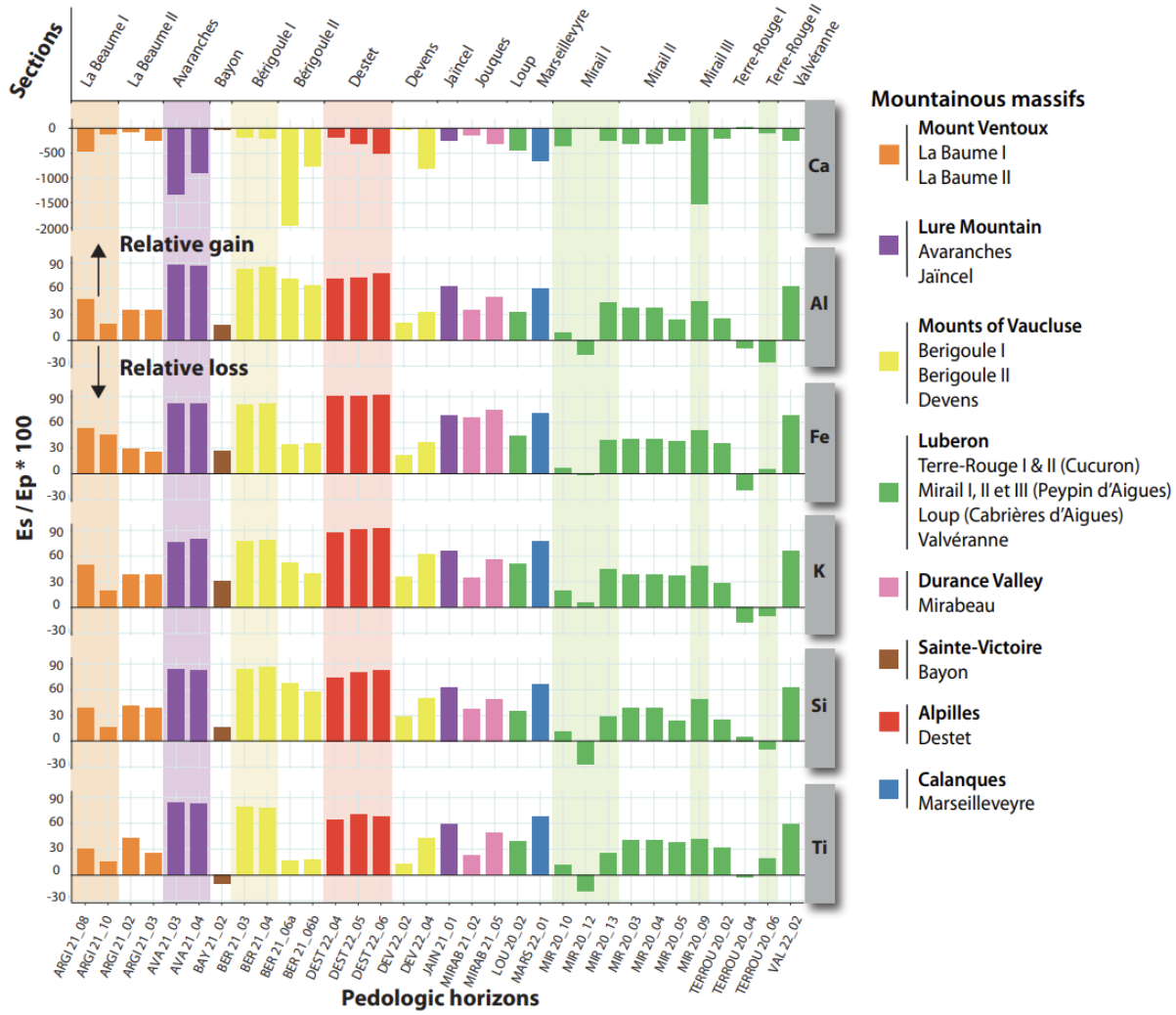
	Niveaux	Position	Quartz	CaCO3	Spectrocol.			Eléments majeurs (%)							Trace (ppm)																					
Nom	strati.	(cm)	g /100 gr	(%)	L* (%)	a*	b*	Ca	Si	Al	Fe	K	Ti	Mg	P	S	Cr	Mn	Ni	Cu	Zn	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Mo	Pb	Th	As	Hg	V	Sb	Se	U
MIR-5 23/01a	01a	110	0,12	73,01	72,91	1,89	10,94	58,21	30,97	7,27	1,43	1,13	0,52	*ND*	512	781	152	314	52	40	79	79	2027	29	221	21	19	31	62	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*
MIR-5 23/01b	01b	130	0,10	69,84	60,15	4,94	19,99	59,17	26,16	6,53	3,09	0,62	0,47	*ND*	636	35122	155	472	58	35	122	66	2350	25	231	15	*ND*	23	*ND*	20	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*
MIR-5 23/02a	02a	145	0,38	57,93	57,86	4,63	16,23	54,34	28,57	7,44	3,24	0,93	0,48	*ND*	1074	45339	148	353	62	29	124	80	2075	29	228	*ND*	*ND*	31	*ND*	29	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*
MIR-5 23/02b	02b	175	0,11	57,14	45,42	2,79	9,59	54,18	31,46	7,73	3,19	1,70	0,73	*ND*	1348	4496	*ND*	419	96	*ND*	141	110	2391	48	324	51	90	28	160	51	37	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*
MIR-5 23/03	3	205	0,04	72,22	66,29	3,42	16,19	60,66	29,05	6,92	1,26	0,76	0,46	*ND*	568	4537	*ND*	339	47	*ND*	74	57	2526	25	224	15	*ND*	25	49	*ND*	*ND*	116	*ND*	*ND*	*ND*
MIR-5 23/04	4	250	0,00	68,25	55,82	2,33	9,84	52,76	33,56	8,76	1,78	0,75	0,51	*ND*	1970	12700	170	418	106	31	111	72	2383	23	266	*ND*	*ND*	26	*ND*	15	*ND*	111	*ND*	*ND*	*ND*
MIR-5 23/05	5	290	0,04	67,46	62,59	4,08	16,10	55,63	31,09	8,66	1,73	0,66	0,43	*ND*	1023	13159	*ND*	366	52	37	106	61	2453	20	147	*ND*	*ND*	27	*ND*	17	*ND*	125	*ND*	*ND*	*ND*
MIR-5 23/06	6	330	0,01	65,07	60,00	2,65	12,73	55,39	32,69	7,75	1,80	1,01	0,55	*ND*	938	3424	*ND*	350	66	36	77	87	2271	31	255	18	*ND*	28	38	*ND*	*ND*	107	110	*ND*	*ND*
MIR-5 23/07a	07a	390	0,00	64,70	64,75	4,23	17,75	50,64	32,65	9,79	2,59	0,72	0,43	*ND*	1450	26561	*ND*	316	80	38	146	55	2450	13	135	*ND*	*ND*	31	*ND*	29	*ND*	91	*ND*	*ND*	*ND*
MIR-5 23/07b	07b	410	0,00	65,50	62,81	3,61	15,57	58,39	30,17	7,40	1,96	0,79	0,44	*ND*	1019	3827	*ND*	325	49	34	101	54	2503	27	219	17	*ND*	27	39	22	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*
MIR-5 23/08a	08a	465	0,49	76,98	68,39	3,48	15,91	67,73	21,56	5,07	3,30	0,51	0,40	*ND*	899	10445	*ND*	241	*ND*	*ND*	82	57	1832	21	188	18	23	23	54	28	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*
MIR-5 23/08b	08b	505	0,03	70,63	69,00	4,18	18,61	69,22	17,92	4,85	6,40	0,53	0,28	*ND*	808	4454	*ND*	162	61	*ND*	91	63	1594	20	136	20	*ND*	18	56	25	*ND*	*ND*	*ND*	15	20
MIR-5 23/08c	08c	545	0,07	76,98	68,12	2,05	11,78	57,43	31,60	7,51	1,35	0,85	0,57	*ND*	1070	2284	*ND*	277	*ND*	31	73	76	2258	29	269	26	21	26	89	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*
MIR-5 23/08d	08d	595	0,01	75,78	68,43	2,30	12,69	65,33	24,59	6,62	1,50	0,97	0,45	*ND*	1125	1309	191	235	49	*ND*	67	88	1595	23	132	31	21	21	*ND*	*ND*	*ND*	126	*ND*	*ND*	18
MIR-5 23/09a	09a	640	0,00	58,59	51,97	2,31	9,58	55,06	32,90	8,03	1,91	0,98	0,53	*ND*	925	1827	182	194	54	27	108	83	1886	29	255	25	*ND*	25	34	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*
MIR-5 23/09b	09b	660	0,01	55,46	53,49	2,32	9,89	47,83	37,60	10,22	1,51	0,94	0,55	*ND*	1111	8717	*ND*	333	29	39	92	92	2368	22	191	*ND*	*ND*	22	*ND*	*ND*	*ND*	157	*ND*	*ND*	*ND*
MIR-5 23/10a	10a	690	0,00	74,21	66,04	2,47	11,95	62,49	27,32	6,55	1,15	0,69	0,48	*ND*	935	8640	216	251	43	41	76	78	2243	24	235	19	*ND*	22	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*
MIR-5 23/10b	10b	695	0,00	91,40	66,47	2,50	11,77	78,76	15,05	4,65	0,67	0,28	0,22	*ND*	737	951	*ND*	140	*ND*	*ND*	42	32	1346	*ND*	50	*ND*	*ND*	20	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*
MIR-5 23/10c	10c	700	0,00	75,00	67,71	2,27	11,29	64,71	25,63	6,01	1,48	0,99	0,55	*ND*	1120	1391	*ND*	253	63	36	95	119	2246	42	292	39	27	24	83	*ND*	33	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*
MIR-5 23/10d	10d	730	0,00	96,09	72,06	1,91	10,52	76,39	17,24	4,32	0,83	0,40	0,37	*ND*	626	961	*ND*	228	39	37	68	55	1702	24	170	24	18	29	55	*ND*	*ND*	115	*ND*	*ND*	*ND*
MIR-5 23/10e	10e	770	0,00	82,03	72,17	2,11	11,96	81,73	13,07	3,52	0,69	0,38	0,23	*ND*	689	953	*ND*	184	48	*ND*	34	29	1359	*ND*	65	*ND*	29	*ND*	56	15	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*
MIR-5 23/11a	11a	825	0,00	64,06	73,84	2,04	13,30	84,33	10,67	3,31	0,89	0,20	0,22	*ND*	660	744	172	190	49	*ND*	76	25	1364	*ND*	47	15	25	17	*ND*	*ND*	*ND*	118	*ND*	*ND*	*ND*
MIR-5 23/11b	11b	870	0,00	73,43	67,01	2,83	15,58	73,34	18,10	5,64	1,88	0,29	0,27	*ND*	1003	1523	*ND*	218	50	*ND*	50	34	1281	*ND*	74	*ND*	*ND*	14	*ND*	*ND*	19	101	*ND*	*ND*	*ND*
MIR-5 23/12a	12a	895	0,00	80,46	52,57	11,55	33,32	62,76	18,75	5,71	11,48	0,45	0,33	*ND*	1509	991	*ND*	333	95	34	153	53	1161	17	87	*ND*	*ND*	24	*ND*	56	22	90	*ND*	*ND*	*ND*
MIR-5 23/12b	12b	915	0,01	76,56	64,03	3,28	14,21	51,31	35,72	8,36	2,03	1,20	0,74	*ND*	1318	1252	196	320	66	41	72	132	2186	33	298	33	22	30	41	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*
MIR-5 23/12c	12c	930	0,01	82,03	53,60	10,87	30,96	62,24	17,07	5,78	9,57	0,72	0,24	3,79	1573	1561	*ND*	779	78	*ND*	92	41	1085	15	58	34	46	19	56	78	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*
MIR-5 23/12d	12d	980	0,00	89,06	69,16	3,60	15,34	72,44	18,78	5,78	1,50	0,62	0,30	*ND*	1085	901	161	1629	78	*ND*	71	71	1214	17	81	15	*ND*	17	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*
MIR-5 23/12e	12e	995	0,01	71,87	66,11	2,91	14,20	65,02	25,74	6,10	1,29	0,85	0,52	*ND*	1081	1055	*ND*	305	*ND*	49	54	59	1532	21	186	31	38	*ND*	85	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*
MIR-5 23/13a	13a	1020	0,00	77,34	60,99	5,02	18,07	66,31	23,10	6,26	2,40	1,00	0,41	*ND*	1444	1395	*ND*	298	61	*ND*	94	89	1322	15	97	25	41	25	64	*ND*	25	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*
MIR-5 23/13b	13b	1035	0,01	63,28	59,73	4,67	16,62	56,25	29,79	7,73	3,66	1,26	0,57	*ND*	1987	1898	*ND*	389	105	70	131	142	1732	29	196	32	40	27	72	29	*ND*	214	*ND*	*ND*	*ND*
MIR-5 23/13c	13c	1075	0,02	71,87	61,47	7,67	22,79	69,07	19,80	5,39	4,32	0,53	0,28	*ND*	2375	933	*ND*	695	65	37	94	55	1216	15	112	*ND*	*ND*	15	*ND*	30	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*
MIR-5 23/14	14	1095	0,12	60,15	53,24	3,50	13,26	67,34	20,69	6,50	2,95	0,85	0,46	*ND*	4959	4018	*ND*	683	66	71	189	99	1505	19	132	*ND*	19	25	47	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*
MIR-5 23/15	15	1120		99,21	71,87	3,21	14,41	81,01	11,98	2,71	0,63	0,10	0,13	*ND*	1928	29857	*ND*	392	*ND*	47	60	16	1471	*ND*	23	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	109	*ND*	*ND*	21
MIR-5 23/16a	16a	1140	0,00	95,31	66,04	3,53	14,16	75,61	10,29	3,81	1,03	0,36	0,15	4,19	1520	42270	*ND*	*ND*	69	*ND*	48	25	1197	16	28	34	60	*ND*	119	16	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*
MIR-5 23/16b	16b	1170	0,00	79,68	67,16	3,34	12,56	84,45	9,90	3,41	1,37	0,17	0,14	*ND*	1758	1785	*ND*	228	49	29	61	34	1173	*ND*	41	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	15	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*
MIR-5 23/16c	16c	1190	0,02	77,34	59,03	2,83	11,12	69,63	20,38	6,05	2,06	0,97	0,35	*ND*	1946	1456	*ND*	285	48	*ND*	83	73	1188	18	115	*ND*	*ND*	33	35	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*
MIR-5 23/17	17	1205	0,05	83,40	63,39	4,71	16,53	72,35	17,66	5,88	2,68	0,59	0,31	*ND*	1333	1673	*ND*	630	61	39	58	29	1029	*ND*	39	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	19	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*
	Moyenne		**0,01**	74,04	63,29	3,73	15,06	64,26	23,93	6,45	2,70	0,77	0,42	0,27	1299	7708	174	376	62	39	89	67	1771	24	158	25	34	24	65	29	27	122	110	15	20
	Ecart-type			10,97	6,81	2,16	5,16	10,53	7,79	1,93	2,55	0,43	0,16	0,96	767	12032	22	262	18	11	34	30	501	8	87	9	19	5	31	17	7	33	-	-	1

Annexe III.5. MIR-8, Mirail, Luberon

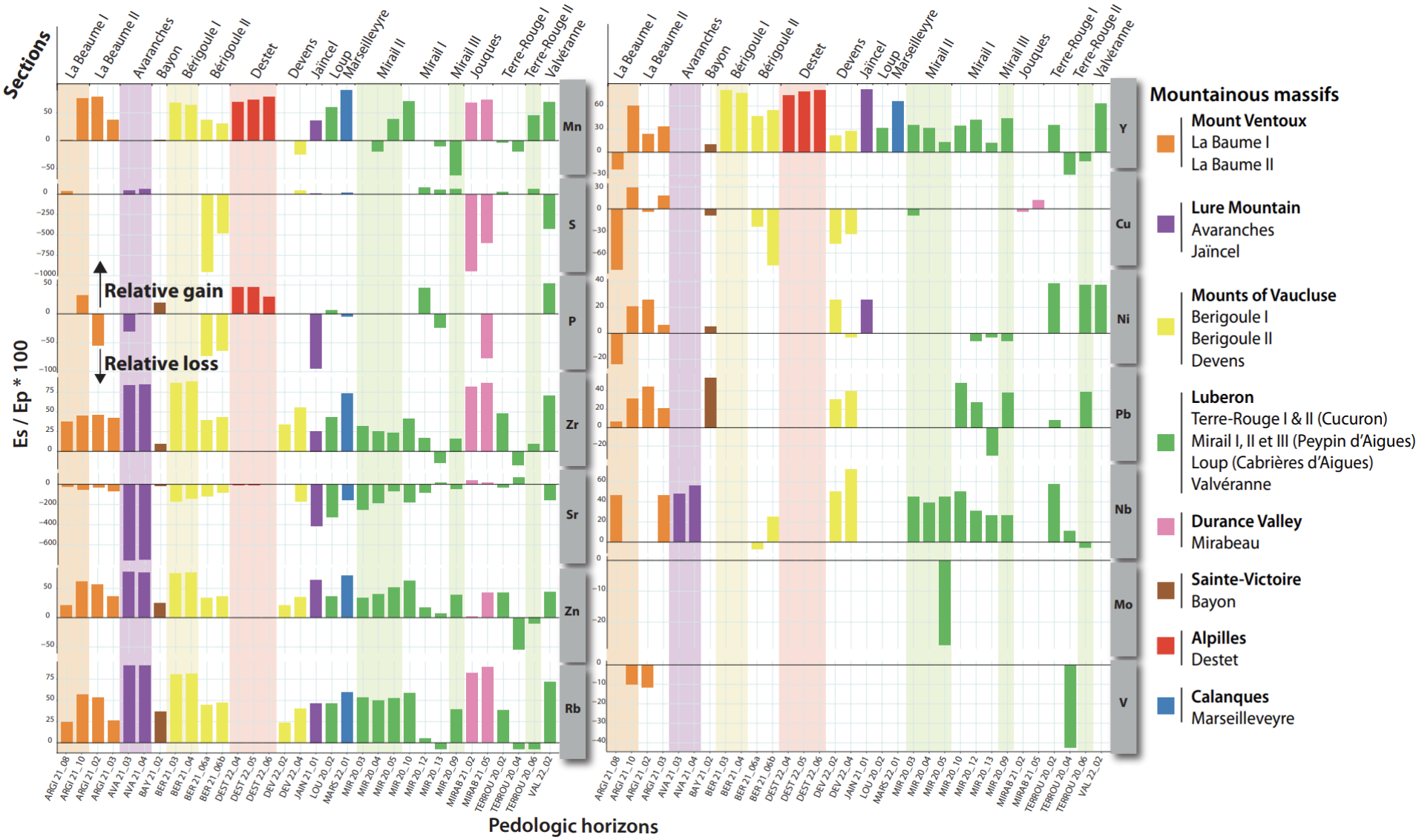
	Niveaux	Position	Quartz	CaCO3	Spectrocol.			Eléments majeurs (%)							Trace (ppm)																		
Nom	strati.	(cm)	g /100 gr	(%)	L* (%)	a*	b*	Ca	Si	Al	Fe	K	Ti	Mg	P	S	V	Cr	Mn	Ni	Cu	Zn	As	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Pb	Th	Mo	Hg	Bi	U
MIR-8 23/35	20	810	0,3155	60,37	49,16	5,41	16,85	46,82	37,84	8,82	4,20	0,91	0,74	*ND*	1132	1254	134	191	461	63	40	105	26	105	2420	31	310	17	34	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*
MIR-8 23/34	19	760	0,3835	64,15	49,17	4,48	14,23	46,81	36,06	9,34	5,09	1,46	0,64	*ND*	956	1351	142	*ND*	790	65	44	125	16	123	1635	30	232	19	38	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*
MIR-8 23/33	18	715	0,3329	81,5	57,00	4,19	15,28	61,07	28,93	7,14	1,58	0,35	0,38	*ND*	1327	1786	*ND*	*ND*	309	56	27	53	*ND*	44	1453	*ND*	146	*ND*	19	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*
MIR-8 23/32	17c	690	0,1325	67,16	54,47	3,12	11,52	51,18	36,64	9,10	1,41	0,60	0,53	*ND*	961	1314	*ND*	226	279	53	*ND*	60	*ND*	60	1859	24	276	*ND*	14	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*
MIR-8 23/31	17b	675	0,1178	64,9	61,98	3,50	13,88	77,31	15,22	5,56	0,91	0,26	0,24	*ND*	1026	1864	118	*ND*	266	63	31	52	*ND*	29	1167	*ND*	42	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*
MIR-8 23/30	17a	665	0,1189	63,39	55,58	3,36	12,47	56,48	32,51	8,15	1,36	0,55	0,52	*ND*	725	1008	*ND*	*ND*	348	44	*ND*	62	*ND*	57	1544	23	192	*ND*	26	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*
MIR-8 23/29	16	640	0,0819	59,62	57,30	2,20	11,77	43,02	36,36	11,05	2,76	1,80	0,66	*ND*	1118	39206	166	*ND*	370	78	53	98	*ND*	133	1697	35	262	23	38	35	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*
MIR-8 23/28	15	615	0,5	70,18	61,03	3,49	11,61	76,30	16,90	4,17	1,36	0,48	0,26	*ND*	1180	1864	116	*ND*	232	54	42	47	*ND*	20	1210	20	72	20	20	52	32	*ND*	*ND*	17
MIR-8 23/27	14g	600	0,0708	38,9	58,47	2,97	11,52	64,72	25,73	6,96	1,11	0,61	0,44	*ND*	550	1190	117	183	250	45	45	53	*ND*	48	1429	*ND*	101	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*
MIR-8 23/26	14f	590	0,1107	58,9	56,84	5,38	18,50	61,89	25,28	7,66	3,74	0,55	0,39	*ND*	908	1593	*ND*	*ND*	241	69	*ND*	93	16	74	1468	16	116	*ND*	19	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*
MIR-8 23/25	14e	580	0,0335	84,2	54,19	4,40	15,66	70,85	19,01	5,06	1,94	1,10	0,33	*ND*	1468	13067	200	*ND*	211	*ND*	54	67	*ND*	51	1298	19	81	24	27	54	30	*ND*	*ND*	*ND*
MIR-8 23/24	14d	570	0,043	69,4	56,47	5,73	21,06	61,74	25,88	6,76	3,95	0,65	0,44	*ND*	703	1690	*ND*	198	296	95	39	92	20	78	1866	25	206	20	25	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*
MIR-8 23/23	14c	565	0,0415	72,4	58,32	4,06	17,54	59,63	27,93	8,11	2,50	0,74	0,45	*ND*	1124	2413	*ND*	*ND*	300	56	*ND*	66	*ND*	80	1714	19	149	*ND*	24	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*
MIR-8 23/22	14b	560	0,037	60,9	58,84	4,02	15,92	58,03	28,67	8,63	2,72	0,98	0,46	*ND*	778	1272	*ND*	163	360	37	*ND*	60	*ND*	92	1717	*ND*	158	*ND*	32	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*
MIR-8 23/21	14a	550	0,0251	80,9	54,27	4,53	18,24	82,18	10,94	3,66	1,93	0,57	0,14	*ND*	1271	2205	*ND*	*ND*	250	71	62	71	*ND*	20	1243	17	43	23	*ND*	94	54	*ND*	*ND*	*ND*
MIR-8 23/19	13	540	0,0138	61,13	50,46	2,77	11,30	42,84	38,98	11,65	2,74	1,44	0,75	*ND*	1581	10648	118	195	394	82	52	123	*ND*	148	2063	30	288	16	30	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*
MIR-8 23/18	12b	515	0,0252	63,39	58,73	2,64	11,97	48,24	37,09	10,44	2,08	0,95	0,54	*ND*	986	2073	135	*ND*	400	74	25	94	*ND*	99	2149	28	244	*ND*	23	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*
MIR-8 23/17	12a	500	0,0165	57,35	53,26	2,62	10,95	43,10	39,05	10,96	2,76	1,11	0,66	*ND*	1578	18198	176	143	416	64	45	100	*ND*	88	2211	21	240	*ND*	26	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*
MIR-8 23/16	11	460	0,0631	57,35	51,17	3,04	12,41	41,65	38,49	10,80	5,27	1,19	0,61	*ND*	1528	15066	123	*ND*	410	63	43	156	20	123	1863	23	262	*ND*	40	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*
MIR-8 23/15	10	420	0,0794	57,35	53,57	3,15	12,98	47,93	36,95	9,93	2,56	0,87	0,66	*ND*	996	6189	96	*ND*	501	57	47	120	21	83	2154	29	256	*ND*	31	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*
MIR-8 23/14	9c	405	0,051	59,62	51,66	3,51	14,17	62,21	25,75	7,61	1,96	1,32	0,53	*ND*	1183	1548	*ND*	*ND*	462	*ND*	70	64	*ND*	67	2171	*ND*	167	25	39	75	53	*ND*	*ND*	*ND*
MIR-8 23/13	9b	400	0,0134	69,3	59,50	3,15	14,64	51,26	34,64	10,56	1,55	0,98	0,48	*ND*	1046	1379	101	202	319	42	23	61	*ND*	59	1630	14	127	*ND*	16	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*
MIR-8 23/12	9a	390	0,0157	65,1	62,77	3,40	17,89	64,09	22,96	8,03	1,39	0,98	0,44	*ND*	720	18102	*ND*	210	261	*ND*	*ND*	63	*ND*	35	1239	*ND*	117	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*
MIR-8 23/11	8	365	0,0029	69,2	49,83	3,53	14,19	48,45	37,12	10,03	2,53	0,74	0,53	*ND*	914	1504	133	188	371	63	39	99	16	78	2031	18	227	*ND*	26	*ND*	*ND*	18	*ND*	*ND*
MIR-8 23/10	7	315	0,0025	62,64	40,28	2,49	8,76	51,86	34,18	9,83	2,15	0,83	0,61	*ND*	1034	1717	*ND*	*ND*	189	53	31	78	22	99	1612	22	221	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	50	*ND*
MIR-8 23/09b	6	306	0,0467	67,16	51,23	2,42	10,31	36,26	47,22	11,84	2,29	1,12	0,76	*ND*	878	992	188	146	294	56	34	90	16	143	1499	37	369	27	42	*ND*	*ND*	19	*ND*	*ND*
MIR-8 23/09a	6	305	0,041	67,16	51,23	2,42	10,31	36,64	46,81	11,41	2,95	0,95	0,74	*ND*	718	1151	152	184	226	63	29	92	24	134	1548	32	347	16	32	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*
MIR-8 23/08	5	290	0,0281	61,88	63,43	3,79	16,86	55,35	32,23	7,63	3,33	0,47	0,45	*ND*	809	1216	107	162	232	52	34	97	29	73	2043	21	258	*ND*	23	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*
MIR-8 23/07	4	270	0,0427	65,66	57,48	5,85	21,16	49,53	31,29	7,86	9,72	0,60	0,47	*ND*	683	1260	*ND*	171	310	68	26	116	42	74	1972	21	249	*ND*	24	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*
MIR-8 23/06	3	230	0,1068	65,66	53,23	4,73	17,44	48,20	33,31	9,43	7,27	0,76	0,49	*ND*	560	1195	*ND*	215	671	66	30	127	17	75	1849	17	166	*ND*	39	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*
MIR-8 23/05	2b	210	0,0579	69,43	48,43	2,72	10,72	50,32	34,43	9,21	4,03	0,85	0,58	*ND*	957	927	149	232	349	67	29	99	19	85	2249	19	226	*ND*	24	*ND*	*ND*	21	*ND*	*ND*
MIR-8 23/04	2a	180	0,1863	68,67	53,70	3,87	16,30	55,19	31,89	8,28	2,64	0,85	0,58	*ND*	677	1184	*ND*	*ND*	413	88	*ND*	116	22	72	2406	39	250	17	25	*ND*	25	*ND*	*ND*	*ND*
MIR-8 23/03	1	115	0,1863	67,92	61,18	5,30	21,76	45,88	35,99	11,36	3,54	1,27	0,49	*ND*	1069	9697	93	150	666	66	39	111	20	120	1892	17	194	15	29	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*
MIR-8 23/02	1	75	0,1112	67,92	66,43	3,85	17,35	57,09	30,84	8,33	1,91	0,79	0,58	*ND*	566	390	160	*ND*	393	70	44	67	*ND*	65	2289	23	155	*ND*	23	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*
MIR-8 23/01	1	50	0,03	67,92	55,74	4,85	23,02	36,61	35,39	14,71	7,42	3,68	0,96	*ND*	1266	7063	196	164	1226	140	53	169	24	235	949	53	352	40	50	45	*ND*	*ND*	*ND*	*ND*
	Moyenne			65,39	55,32	3,74	14,87	54,02	31,67	8,86	3,05	0,95	0,53	-	999	4988	139	184	385	65	40	90	22	85	1758	25	203	21	29	59	39	19	50	17
	Ecart-type			7,91	5,19	1,02	3,64	11,42	8,06	2,30	1,93	0,58	0,16	-	286	7816	32	27	199	19	12	30	6	43	382	9	85	6	8	21	14	2	-	-
MIR-8 23/36	Calcaire Oligocènes	0		55,09	64,80	3,84	17,49	67,15	18,93	7,69	3,18	1,84	0,35	*ND*	1269	1755	*ND*	198	2717	165	38	76	27	33	1900	*ND*	45	16	16	69	27	*ND*	*ND*	*ND*

Annexes IV – Données supplémentaires

Annexe IV.1. Gain et perte d'éléments

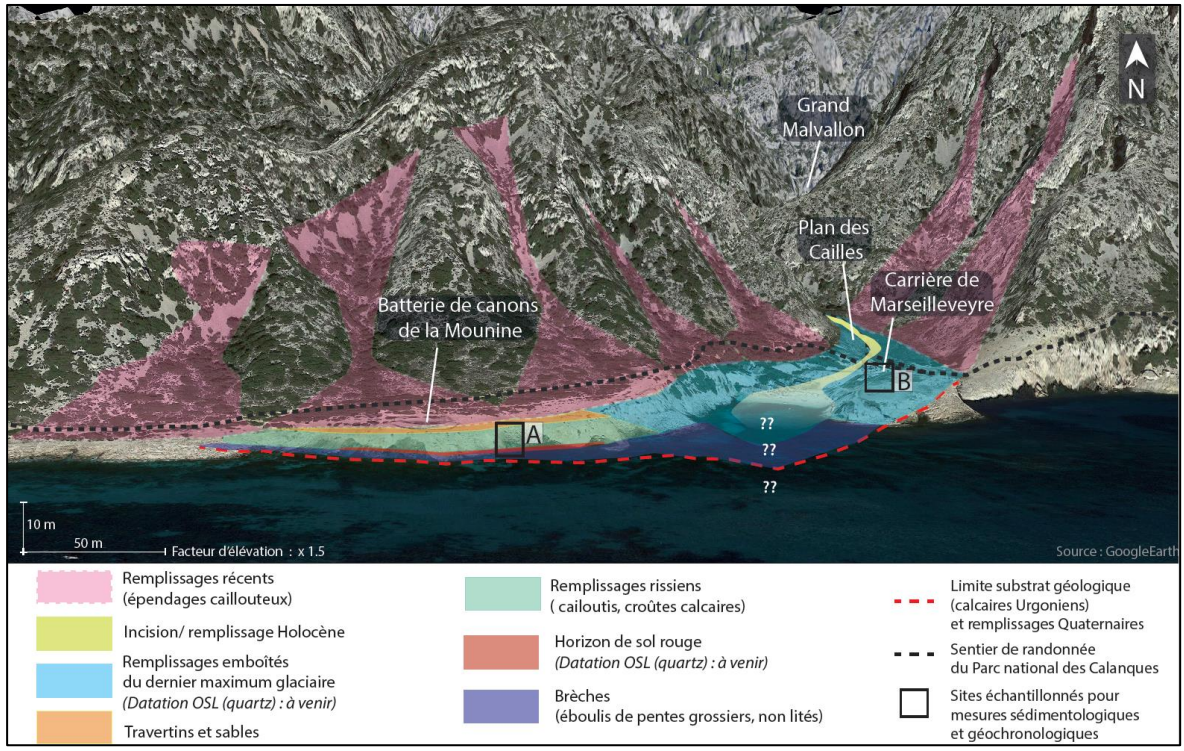


Annexe IV.1.a. Gains et pertes relatives des éléments majeurs présents dans les paléosols par rapport à leurs substrats respectifs en fonction des coupes. Les différentes couleurs se rapportent aux massifs



Annexe IV.1.b. Gains et pertes relatives des éléments traces présents dans les paléosols par rapport à leurs substrats respectifs en fonction des coupes. Les différentes couleurs se rapportent aux massifs.

Annexe IV.2. Marseilleveyre (Calanques)





Annexe IV.2. En haut : Vue synthétique des remplissages quaternaires de la Calanque de Marseilleveyre. En bas : Carrière de Marseilleveyre, datée à sa base à 70.87 ± 7.86 ka et plus près de son sommet à 36.93 ± 4.71 ka (Cf. Annexe II. 6).

Annexe IV.3. La séquence Holocène de la Jaïncel

Bien que centré sur les paléosols du Pléistocène, ce travail intègre l'analyse d'une coupe holocène pour approfondir la compréhension des dynamiques pédogénétiques sur le temps long. Par cet ajout, la comparaison entre les sols holocènes, plus récents, et ceux du Pléistocène permet de distinguer les ruptures et les continuités dans l'évolution des paysages et d'effectuer un parallèle avec les mécanismes observés au Pléistocène, mais sur des périodes plus récentes. Les observations réalisées sur la période principale d'étude (le Pléistocène) sont éclairées par cette approche comparative qui permet de mieux comprendre l'influence des changements climatiques et environnementaux sur la formation des sols à différentes échelles de temps.

La carrière de Jaïncel (Ongles, Lure)

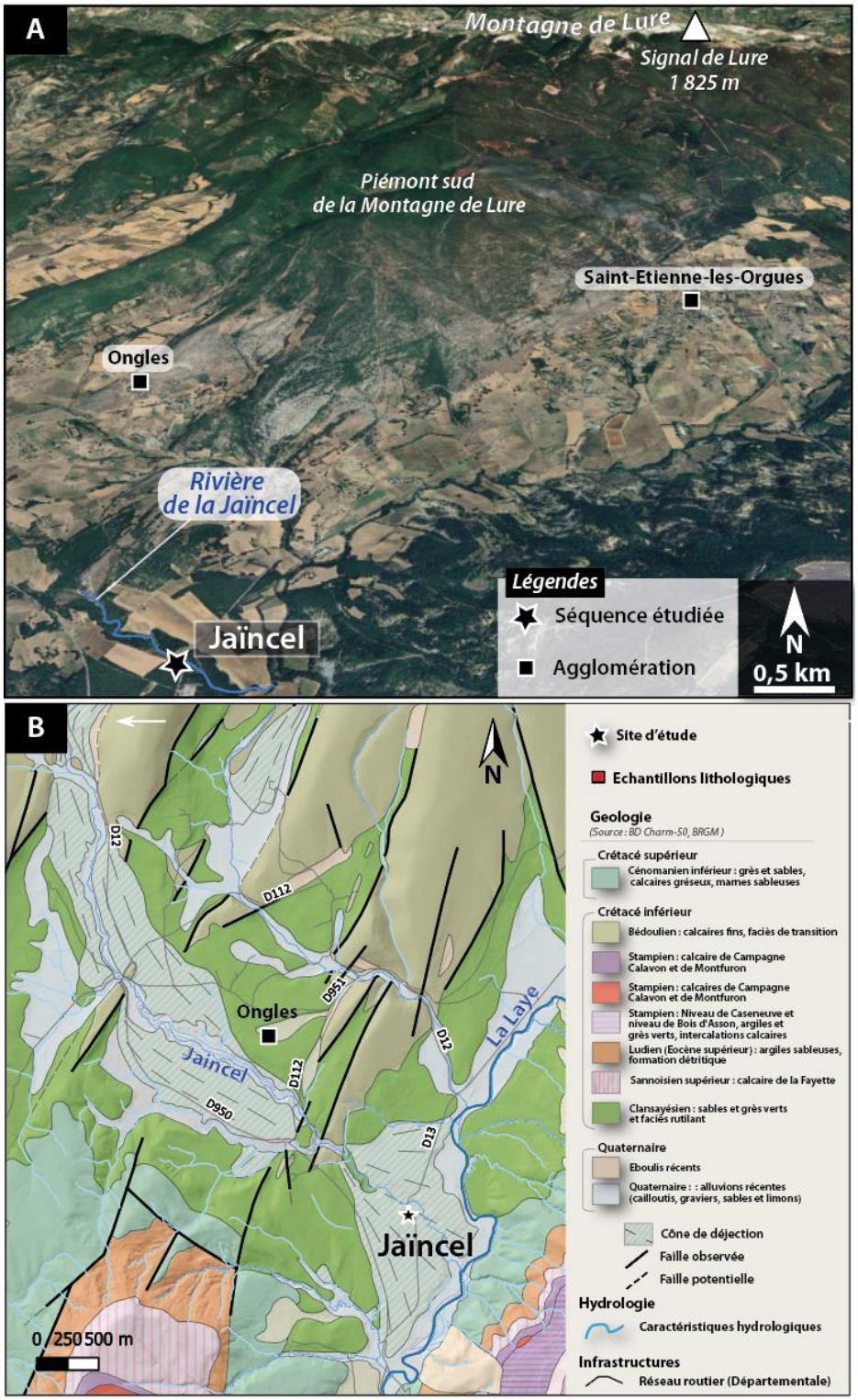
La coupe de la Jaïncel est localisée sur le territoire de la commune de Ongles (dans les Alpes de Haute Provence), au sein d'un cône de déjection situé à l'extrémité aval des vallons incisant le piémont sud de la Montagne de Lure. (GPS : 44° 0'13.45"N ; 5°44'26.64"E). Plus précisément, elle se situe entre les routes départementales D950 à l'ouest et D13 à l'est. L'affleurement résulte de l'exploitation des graviers, de travaux d'aménagements routiers et de l'incision actuelle de la rivière de la Jaïncel qui entaille le cône dans son axe longitudinal, exposant ainsi le substratum rocheux (marnes bleues crétacées - Aptien moyen) dans l'extrémité nord-est de la coupe étudiée (**Figure A & B**).

A. Stratigraphie et échantillonnage

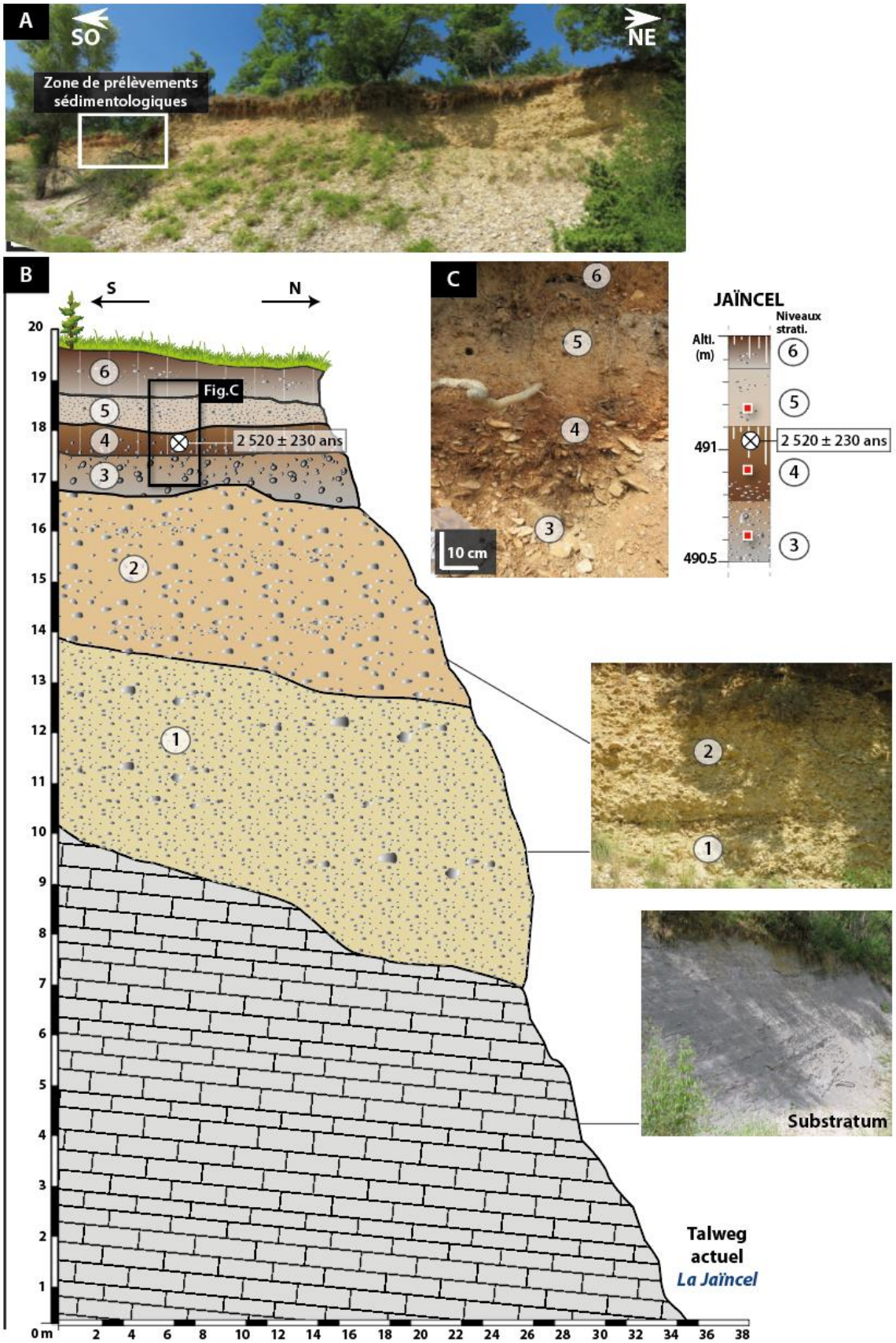
<u>Les différents niveaux de la coupe de la Jaïncel de la base au sommet</u> :

Les ensembles sédimentaires qui composent la séquence reposent sur des marnes particulièrement friables. En contact sur ce substratum repose un premier ensemble sédimentaire (*niveau 1*) composé d'emboîtements successifs de nappes torrentielles constituées de blocs décimétriques et des lentilles de cailloutis calcaires centimétriques émoussés à sub-émoussés résultant d'une fourniture en provenance des lithologies calcaires amont et agglomérée dans ce qui constitue le cœur de ce cône de déjection. Ces éléments sont emballés dans une matrice limono-sableuse beige jaune orangée. Le *niveau 2*, en contact ravinant avec l'ensemble sous-jacent, se compose de nappes caillouteuses. Il se distingue du niveau précédent par une accumulation plus chaotique et grossière, marquée par une quantité plus importante de blocs calcaires décimétriques et de cailloutis centimétriques émoussés à sub-émoussés qui suggèrent un transport à plus haute énergie. La matrice, de couleur orangée, présente une texture limono-sableuse. Au contact avec cet ensemble que s'est développé un niveau à galets plats centimétriques et décimétriques pris dans une matrice sablo-limoneuse grise beige, de plus en plus rougeâtre à son sommet (*niveau 3*). Des racines et radicelles actuelles sont présentes. C'est au-dessus de ce dernier que l'horizon de sol étudié s'est développé (Calcolsol ?) (*Niveau 4*). Ce-dernier est composé d'une matrice rouge argilo-limoneuse et contient de nombreux galets et cailloutis calcaires sub-anguleux à sub-émoussés respectivement centimétriques à sa base. A son sommet, ces éléments grossiers disparaissent ou semblent. Le niveau sus-jacent (*niveau 5*) marque une transition vers un ensemble constitué d'une matrice limono-argileuse grise foncé qui dénote considérablement du niveau sous-jacent. Le *niveau 6* est

l'ensemble qui compose l'unité sommitale de la coupe. Cet ensemble comprend le sol actuel qui s'est développé sur le *niveau 5* et qui est aujourd'hui couvert par la végétation actuelle. Il contient quelques éléments grossiers de type cailloutis calcaires de même facture que dans le niveau 5 et pris dans une matrice argilo-limono sableuse.



A) Localisation de la coupe de la Jaïncel Ongles, Piémont sud de la Montagne de Lure (Fond de carte : Google Earth) ; B) Contexte géologique du site d'étude illustrant la position de la coupe dans le cône de déjection de la Jaïncel (fond : BD CHARM 50, BRGM).



Coupe de la Jaïncel (Ongles, Lure : A) Vue globale de la coupe avec la localisation de la zone de prélèvement ; B) Relevé stratigraphique de la coupe ; C) (à gauche) Vue de la zone de prélèvement contenant l'horizon de sol étudié, (à droite) relevé stratigraphique à l'endroit des prélèvements. Les rectangles rouges correspondent aux prélèvements sédimentologiques effectués dans le cadre cette étude et le cercle blanc correspondent à la datation OSL effectuée.

L'échantillonnage :

Les prélèvements ont été effectués sur les niveaux suivants :

Nombre d'échantillons	
Sédimentologie	***3***

B. Les résultats sédimentologiques

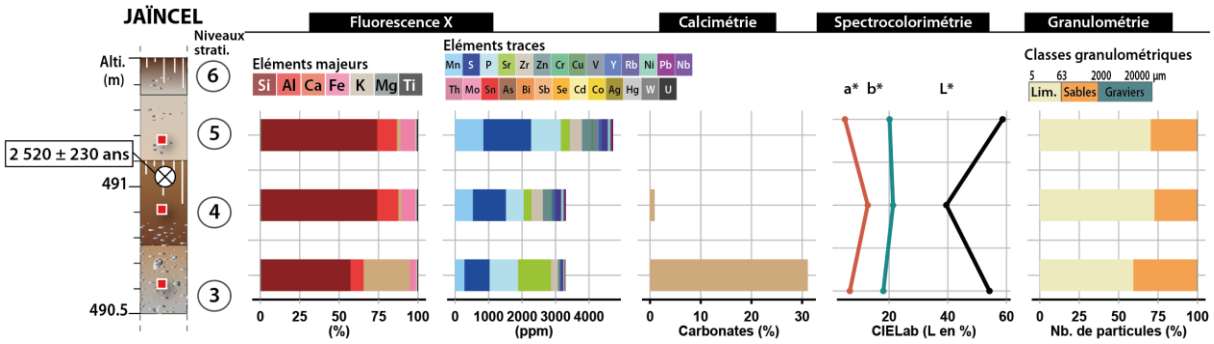
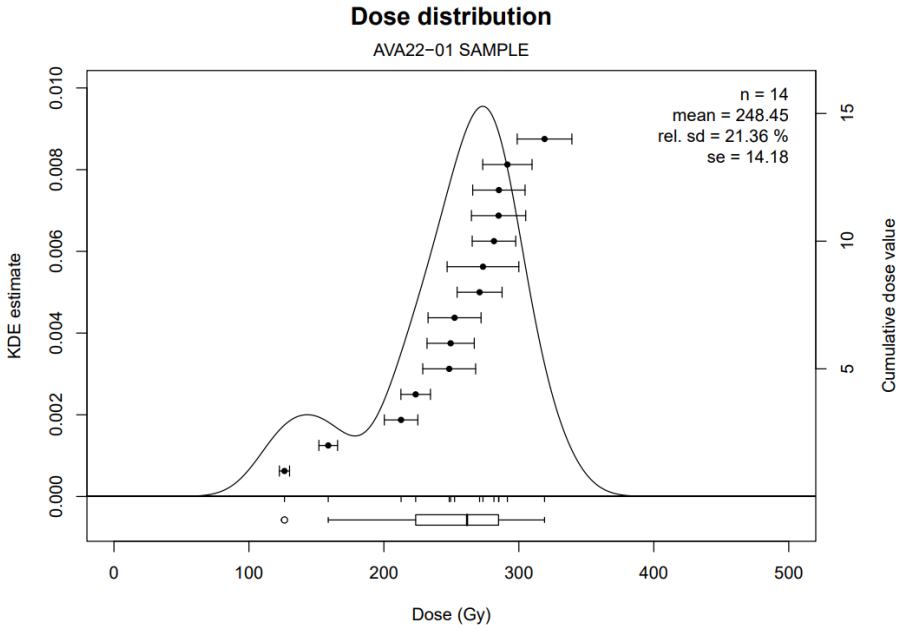


Diagramme des résultats sédimentologiques de la séquence de la Jaïncel (Ongles, Montagne de Lure).

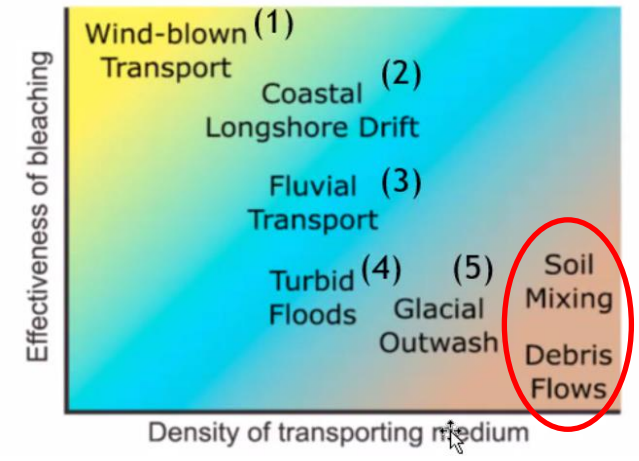
C. Synthèse des résultats

L'esquisse de sol de la Jaïncel constitue le seul référentiel pour l'Holocène. Une altération significative des carbonates, confirmée par les rapports Ca/Al et Ca/Sr normalisés, est observée. Un rapport Si/Al inférieur à 1 suggère une perte en Si, potentiellement due au lessivage et à des conditions humides. Parallèlement, un gain en fer (signe de pédogenèse) et un indice Mn/Fe indiquant du fer sous forme réduite sont cohérents avec un environnement humide. La question se pose de savoir si ces conditions humides relèvent d'un impact climatique global ou de variations locales liées à la proximité d'une rivière. Le rapport Ti/Zr révèle un apport de sédiments allochtones riches en Ti, moindre toutefois qu'à Jouques. Enfin, des teneurs élevées en matière organique (proche de 4%), corroborées par le rapport P/Al, complètent le profil de ce référentiel récent.

Annexes V – Données complémentaires relatives aux datations OSL



Annexe V.1. Distribution des doses individuelles (OSL) du prélèvement **AVA22-01** prélevé dans le **paléosol des Avaranches** (Fontienne, Alpes de Haute Provence). Représentation KDE avec barres d'erreur (1σ), boîte à moustaches, et distribution cumulative pour n = 14 aliquotes (sur n = 26 au total pour cet échantillon). La distribution indique une mauvaise répartition des aliquotes probablement relié à un mauvais blanchiment des grains en contexte de pente et au sein d'un sol (Gray *et al.,* 2019).



Annexe V.2. Diagramme illustrant la relation entre l'efficacité du blanchiment des grains de quartz et les modes de transport sédimentaire (extrait et modifié d'après Gray et al., 2019). Cette représentation met en évidence une très faible efficacité du blanchiment dans les contextes dominés par des processus de « soil mixing » (mélange de sols) et de « debris flow » (coulées de débris), correspondant aux dynamiques identifiées sur le site des Avaranches (cercle rouge).