

Prélèvements des blocs micromorphologiques pour confection des lames-minces sur la coupe MIR-11 (Luberon) - Photo Vincent Ollivier

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

Nais SIRDEYS^{1,2}, Vincent OLLIVIER^{2,3}, Olivier BELLIER^{1,3} et Jean-Pierre BRACCO²

RÉSUMÉ

Le Grand Luberon fait l'objet de recherches scientifiques en géomorphologie du Quaternaire depuis une vingtaine d'années. Outre l'établissement d'un cadre détaillé sur les impacts des variations climatiques sur les dynamiques paysagères de ce massif, de nouvelles études se concentrent sur les transferts sédimentaires amont-aval et la lecture à haute résolution des épisodes érosifs au sein de sols développés lors des phases tempérées du dernier épisode glaciaire. La présence d'un affleurement d'origine volcanique est utilisée par l'intermédiaire d'analyses élémentaires (rayons X) afin de tracer les flux sédimentaires du haut piémont. Les résultats de cette étude permettent de mieux comprendre les modalités de l'érosion des sols, des écoulements superficiels et concentrés, et de mieux estimer l'amplitude des modifications paysagères dans le cadre des changements climatiques.

Mots-clés : Quaternaire, source-to-sink, volcanisme, géochimie, géomorphologie, Luberon.

TITLE

Tracing the drainage systems and the erosion of slopes and valleys during the Quaternary using a volcanic outcrop in the southern Luberon.

ABSTRACT

The Luberon has been the subject of Quaternary geomorphological research for about twenty years. In addition to establishing a detailed framework of the impact of climatic variations on the landscape dynamics of this massif, new studies focus on the upstream-downstream transfer of sediments and the high-resolution reading of erosion episodes within the soils formed during the temperate phases of the last glacial episode. The presence of an outcrop of volcanic origin will be used to trace the sedimentary flows of the High Piedmont through elemental analyses (X-rays). The results of this study allow a better understanding of the modalities of soil erosion, surface and concentrated flows, and a better estimation of the amplitude of landscape changes in the context of climate change.

Keywords : Quaternary, source-to-sink, volcanism, geochemistry, geomorphology, Luberon

1. Aix Marseille Université, CNRS, IRD, Inrae, Cerege, Aix-en-Provence. Courriel : sirdeys@cerege.fr

2. CNRS, Aix Marseille Université, Ministère de la Culture, Lampea, Aix-en-Provence. Courriel : vincent.ollivier@cnrs.fr

3. Aix Marseille Université, CNRS, FR Eccorev, Aix-en-Provence.

INTRODUCTION

La morphogenèse réside dans le fonctionnement, conjoint ou alterné, de processus d'attaque de la roche en place et de processus d'évacuation des débris qui autorisent la poursuite et la progression de l'attaque (Biro, 1981). D'une manière générale l'érosion peut également être appréhendée comme un phénomène naturel mais aussi un fait de civilisation (Neboit, 2010). Les climats et de manière plus récente l'Homme en modifient l'évolution et l'intensité. Les études que nous menons sur les rythmes de sédimentation des cours d'eau et des versants sur la longue durée (composantes de la morphogenèse) permettent de mieux identifier et comprendre les conséquences des variations climatiques et des activités anthropiques sur les paysages du Luberon (Ollivier, 2001 ; Ollivier, 2006 ; Ollivier *et al.*, 2006 ; Sirdeys, thèse en cours). Ce travail a donc pour objectif de démontrer l'ampleur et la vitesse des changements paysagers de notre région sous le contrôle des variations du climat au Quaternaire récent. Pendant cette période, des épisodes froids alternent avec des réchauffements brefs mais rapides, connus sous le nom d'interstades. Ces phases sont caractérisées par des indicateurs sédimentaires particuliers, tels que les paléosols interstadias régionaux (Ollivier *et al.*, 2014 ; Sirdeys, thèse en cours). Les périodes étudiées au travers de ces paléosols n'ont pas encore été réellement concernées par l'empreinte de l'Homme sur le cycle de l'érosion. Les variations des paramètres bioclimatiques y sont les facteurs dominants de la morphogenèse. Dans ce contexte, nos données et interprétations possèdent une signification paléoclimatique à laquelle il faudra ajouter, les effets plus tardifs de l'anthropisation du milieu. À terme, les données recueillies offriront un modèle de référence des dynamiques morphogéniques à travers le temps, utile à la gestion et à la préservation du territoire du Parc, voire de la région, sur la problématique de l'érosion.

1- CONTEXTE GÉNÉRAL

1-1- Cadre et morphogenèse quaternaire du piémont sud du Grand Luberon

Le Grand Luberon culmine à 1 125 mètres au Mourre Nègre. C'est un anticlinal à 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. 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). Les périodes chronologiques couvertes concernent *a minima* le Pléistocène supérieur (débutant il y a environ 126 000 ans) et couvrent l'intégralité du Postglaciaire (derniers 15 000 ans). Les rythmes de sédimentation en relation avec les changements climatiques et les occupations humaines depuis la dernière glaciation ont été étudiés de manière précise (Ollivier, 2006). Ceux-ci nous indiquent des variations de haute fréquence et de haute amplitude dans les modalités du drainage et les bilans sédimentaires des cours d'eau et versants du piémont sud du Grand Luberon.

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 géli-fracts. À leur base, plusieurs « sols rouges » et leur contenu paléontologique, indiquent le caractère plus tempéré des épisodes interstadias du Stade isotopique 3 en domaine méditerranéen (Ollivier, 2006 ; Ollivier *et al.*, 2014). Entre le dernier maximum glaciaire (24 000-18 000 cal. BP ; Mix *et al.*, 2001) 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 physico-chimique et biochimique) se développent aux débouchés d'exurgences karstiques et témoignent du réchauffement climatique en cours (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 ans avant aujourd'hui en alternance avec des phases de remblaiements. Les fluctuations morphogéniques de

cette première partie du Postglaciaire 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^e et le XIII^e siècle après Jésus-Christ, on note l'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 XVII^e siècle, au cours du Petit âge glaciaire (entre le XIII^e et le milieu

du XIX^e siècle; Wanner *et al.*, 2022), 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 de la morphogenèse de la seconde partie du Postglaciaire.

Au sein de cette dynamique clairement établie de la dernière glaciation à nos jours, les paléosols rouges du Grand Luberon qui se développent lors des phases interstadiaires comprises entre 55000 et 26000 ans (Ollivier, 2006), font l'objet de nouvelles études détaillées car ce sont des indicateurs d'ordre climatique et de moindre activité érosive (Sirdeys, thèse en cours). Des lectures plus fines des processus en action dans l'évolution des paysages sont effectuées avec une résolution inédite dans ce secteur (figure 1). Dans ce cadre, l'identification dans les séquences sédimentaires de marqueurs géochimiques issus d'un affleurement d'origine volcanique localisé sur le versant sud du Grand Luberon est déterminante.

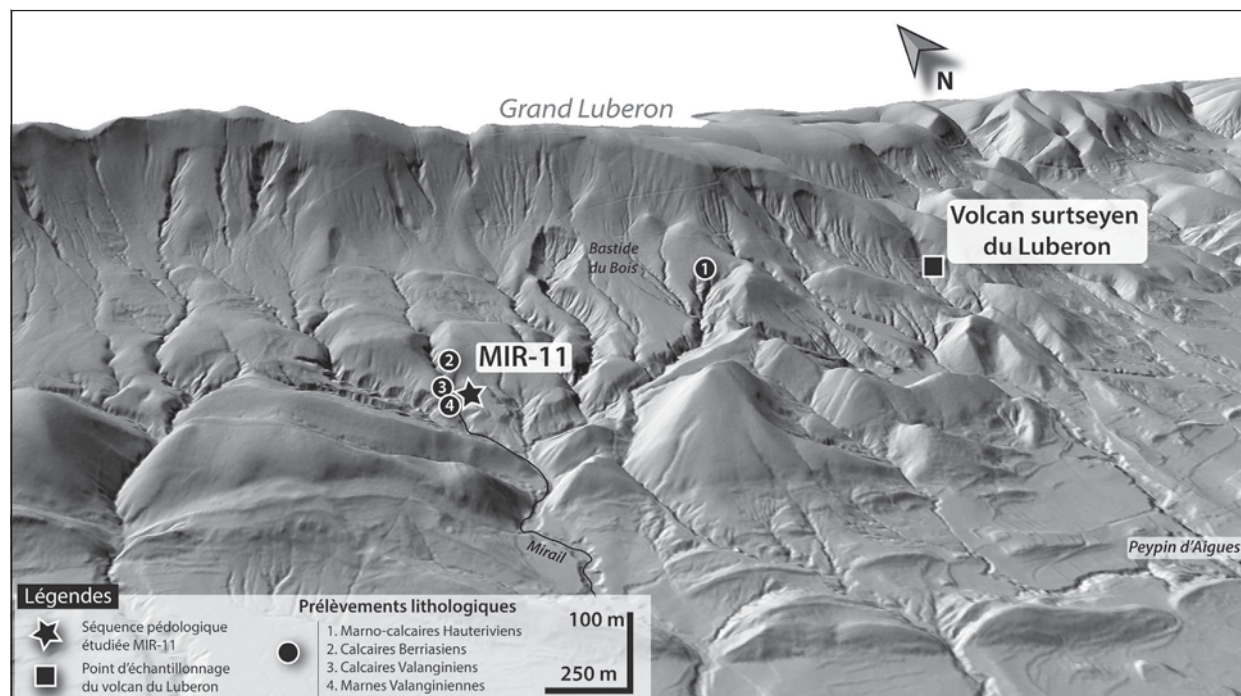


Fig. 1 : modèle numérique de terrain du piémont sud du Luberon présentant la zone d'étude et de prélèvement et la zone estimée de la surface du volcan du Luberon (source BD Alti ®, IGN, <https://geoservices.ign.fr> et carte géologique au 1/1000000)

1-2- Un affleurement original utile aux recherches sur le Quaternaire dans notre région : Le volcan du Luberon

En 1977, à la suite du creusement de la piste qui longe la combe de flanc du Grand Luberon, deux petits affleurements de roches d'origine volcanique sont mis à jour (Sylvestre, 1977) (figure 1). Principalement constitués de fragments de roches altérées incluses dans les marno-calcaires de l'Hauterivien, un net contact de croûte basaltique noircissant les marnes est toutefois visible (photo couverture). Cette formation volcanique récemment étudiée (Cochemé, 2011), se situe le long de failles d'orientation SO-NE, et se compose entre autres éléments, de basaltes, de lherzolite à grenats, de péridotite et de perles de verre basaltique (hyaloclastites). Ces études ont pu confirmer qu'il s'agit des restes d'un volcanisme issu d'une éruption surtseyenne, c'est-à-dire liée à des épanchements magmatiques sous-marins ou à fleur d'eau. Cet affleurement unique dans le massif du Luberon peut être rapproché du volcanisme de Beaulieu datant du Miocène (Burdigalien, environ $18,2 \pm 0,5$ Ma à $17,5 \pm 0,3$ Ma, Baubron *et al.*, 1975, Réhault *et al.*, 2012) localisé vers Rognes (Bouches-du-Rhône), mais aucun âge précis ne lui est attribué.

Le caractère unique de ces formations dans les paysages de la Provence calcaire est un atout dans le cadre d'études de type « source-to-sink » (de la source de sédiment à la zone de dépôt) car leur composition unique (pouvant être analysée par les rayons X), bien différenciée de celle des séquences calcaires du bassin sédimentaire du Sud-Est, permet de détecter, sur des distances plurikilométriques, les produits de leur érosion déposés au sein des dépôts quaternaires.

D'une manière générale, nombre de dépôts volcaniques ont des compositions élémentaires riches en silice, aluminium, alcalins, fer, calcium et magnésium. Dans notre cas, l'élément le moins disponible dans l'environnement lithologique de notre étude est le magnésium (Mg). Il est en revanche très présent dans les roches et minéraux constituant la formation volcanique du Luberon (Thomas, 2003). À titre d'exemple, la péridotite (famille de roches à laquelle les lherzolites appartiennent) constitue l'une des roches les plus riches en Mg de la croûte terrestre (Monchoux & Besson, 1969; Le Maitre, 1976). Cet élément, caractéristique et anecdotique dans le ter-

ritoire du Parc, sera donc considéré, dans notre étude, comme un traceur des flux sédimentaires amont/aval. En cela, il enrichit nos méthodes de recherche et précise notre perception des systèmes hydrologiques et des modalités de l'érosion qui ont affecté les paysages du dernier glaciaire dans le Luberon.

2- OBJECTIFS, MATÉRIEL ET MÉTHODE

Cette étude, issue d'un travail de thèse de doctorat en cours à Aix-Marseille Université (laboratoires CEREGE et LAMPEA, Aix-en-Provence), s'appuie sur une approche intégrée développée sur la plateforme de sédimentologie PlaSedO (laboratoire UMR 7269 LAMPEA, Aix-en-Provence, <https://lampea.cnrs.fr/spip.php?article3853>), visant à :

1. Obtenir et caractériser les séquences pédologiques du dernier glaciaire à l'aide de méthodes d'acquisition rapides telles que la spectrocolorimétrie, la fluorescence X, l'imagerie de granulométrie et la calcimétrie digitale.
2. Identifier l'origine et les changements dans les dynamiques de transport sédimentaires en examinant les propriétés physicochimiques des dépôts et des lithologies environnantes.
3. Définir les impacts des changements climatiques et paysagers sur les sociétés (et inversement) depuis la dernière glaciation.

2-1- L'échantillonnage

Dans cet article plus spécifiquement centré sur les formations à sols rouges du Dernier glaciaire, les analyses élémentaires et sédimentologiques ont été réalisées sur trois séries d'échantillonnages concernant : 1) la coupe MIR-11 du ravin du Mirail (sol interstadiaire étudié), 2) les unités lithologiques locales (référentiel géologique), et 3) l'affleurement volcanique du Luberon (élément de traçage des flux sédimentaires). La première série a été échantillonnée sur la séquence de paléosol MIR-11 ($43,799644^\circ\text{N}$ - $5,538264^\circ\text{E}$), avec le prélèvement de 22 sachets de 200 à 500 g de sédiments et de 4 blocs micro-morphologiques (figure 2). La seconde série concerne le prélèvement de 5 blocs issus d'affleurements localisés à l'amont de MIR-11, comprenant des calcaires berriasiens, des marno-calcaires hauteriviens ainsi que des

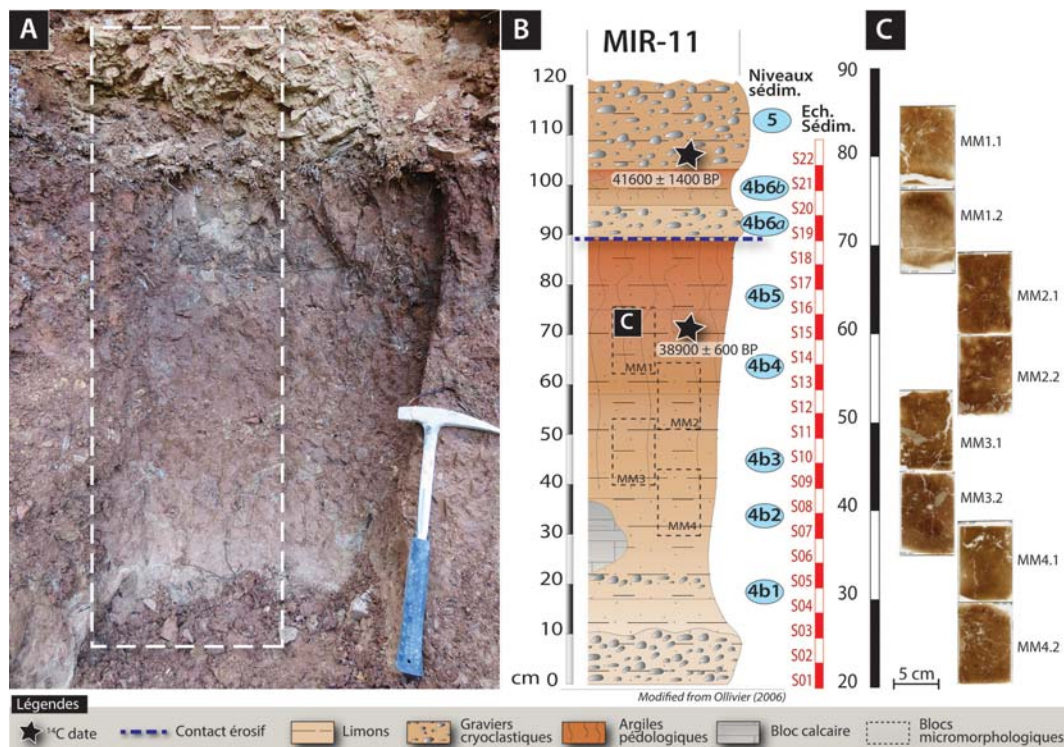


Fig. 2: présentation de la section MIR-11 localisée dans le ravin du Mirail, sur le piémont sud du Luberon : A/ Photographie de la section pédogénérée échantillonnée; B/ Stratigraphie présentant les niveaux sédimentaires de la section avec les emplacements des échantillons pour analyses sédimentologiques et physico-chimiques et des prélèvements micromorphologiques et C/ Photographies de 8 lames-minces obtenues à partir des 4 blocs micromorphologiques prélevés.

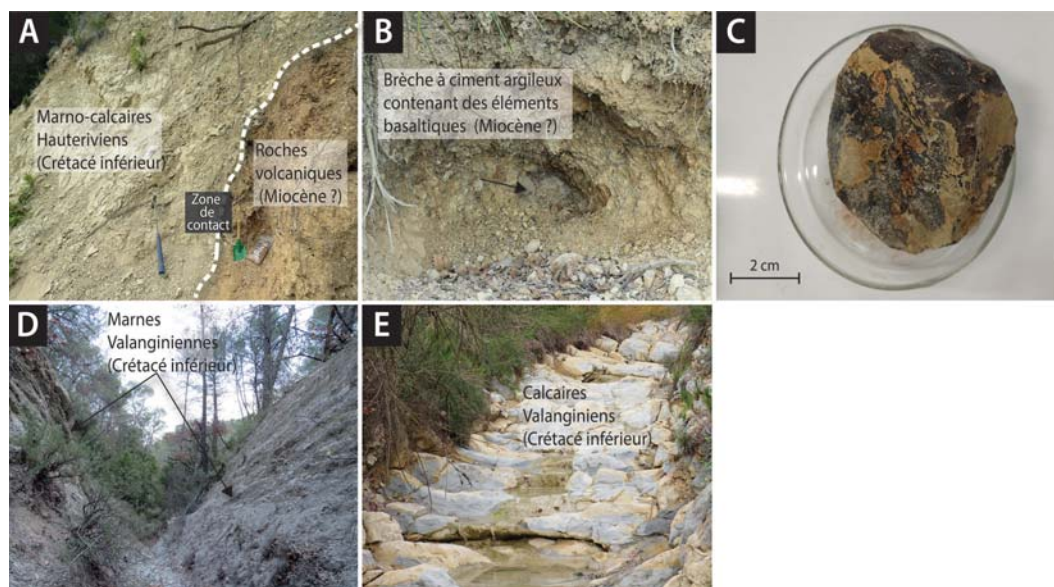


Fig. 3: Vue des différentes lithologies environnantes : A/ Zone de contact entre les marno-calcaires hauteriviens et les roches volcaniques; B/ Brèche à ciment argileux contenant des éléments basaltiques; C/ Bloc de roche volcanique prélevé et analysé aux rayons-X; D/ Vue des marnes et E/ des calcaires valanginiens (Crétacé inférieur) dans l'environnement proche de MIR-11.

marnes et calcaires du Valanginien (figure 3). Enfin, la dernière série a permis de prélever un échantillon de roches volcaniques au sein de l’affleurement géoréférencé par Sylvestre (1977) et Cochemé (2011) (5,56999°E - 43,80534°N).

2-2- Les datations radiocarbone

Au total, deux analyses radiocarbones réalisées sur du charbon de bois sont utilisées dans ce travail (tableau 1). La première est issue de l’étude du paléosol MIR-11 (Ollivier, 2006), et la seconde, plus récente et liée à la réalisation de nos travaux, a été effectuée au laboratoire de radiocarbone AMS de Poznan. L’ensemble des datations ont été calibrées (conversion de l’âge radiocarbone conventionnel en années calendaires) à l’aide du logiciel CALIB 8.1.0 (Stuiver & Reimer, 1993) à deux σ avec la courbe de calibration IntCal20 (Reimer *et al.*, 2020). Elles sont utilisées pour corrélérer l’évolution des marqueurs sédimentaires étudiés avec leurs contextes géochronologiques.

2-3- Les analyses colorimétriques par la spectrocromimétrie

Les propriétés spectrocromimétriques permettent de connaître l’origine spatiale et l’évolution d’un sédiment. Ces dernières ont été extraites pour obtenir une détection préliminaire et non destructive de la composition des sédiments dans les échantillons prélevés sur la séquence MIR 11 (par exemple, estimation des teneurs en carbonate, carbone, ou même des changements dans la minéralogie). Les mesures ont été effectuées à l’aide d’un spectrocromimètre portable Konica Minolta CM-700d sur des sédiments préalablement séchés pendant 24 heures à 50°C. En raison de la petite surface de mesure et pour obtenir

un signal homogène dans tout l’échantillon, trois mesures ont été prises sur chaque échantillon puis moyennées. Les données brutes sont composées de la réflectance spectrale diffuse d’une surface de matériau dans le spectre visible (de 400 à 700 nm) et réfèrent les propriétés chromatiques dans l’espace chromatique défini par la Commission internationale de l’éclairage (CIE) en 1976 et appelé le CIEL*a*b*. Le paramètre L* correspond à la mesure de la réflectance totale, des teintes plus foncées ou plus claires, symbolisées par des valeurs de 0 % à 100 %, respectivement. Le paramètre a* reflète les couleurs du vert au rouge (valeurs négatives à positives, respectivement) et b* représente les nuances du bleu au jaune (valeurs négatives à positives, respectivement). Une calibration préalable a été réalisée en mesurant un zéro et en utilisant un capuchon standard de calibration blanc CM-700d.

2-4- L’analyse des compositions élémentaires par la fluorescence X (XRF)

Pour identifier les différents faciès au sein des horizons de sol, lire leur évolution, variations et déterminer leurs sources, ou pour caractériser les roches, les compositions élémentaires ont été obtenues à l’aide d’une unité de fluorescence X portable (pXRF) Vanta C sur les sédiments bruts de MIR-11 et les lithologies environnantes préalablement séchés à 50°C pendant 24 heures. Nous rapportons les compositions des éléments majeurs tels que la silice (Si), le calcium (Ca), l’aluminium (Al), le fer (Fe), le titane (Ti), le magnésium (Mg) (%) dans la limite de détection (par exemple, le Mg n’est pas détecté en dessous de 0,3 %). Les résultats sont représentés sans la fraction des éléments légers (ceux dont la masse atomique ne dépasse pas 12, tels que l’hydrogène, l’hélium, l’oxygène ou encore le carbone), car ces éléments sont mesurés de manière indifférenciée par le pXRF (figures 4 et 5).

Tableau 1 :
Datations radiocarbone réalisées sur la pédoséquence MIR-11 (Mirail, Luberon).

Code Labo.	Echantillon (niveau)	Date ¹⁴ C BP	Date ¹⁴ C cal. BP	Anthracologie	GPS	Auteur
Poz-12387	MIR -11 (4b5)	38 900 ± 600	43 236 – 42 092	<i>Quercus t. pubescens</i>	N 43°47.580 E 005°32.220	Ollivier (2006)
Poz-134104	MIR-11 (5)	41 600 ± 1 400	46 584–42 575	-	N 43°47.580 E 005°32.220	Sirdeys

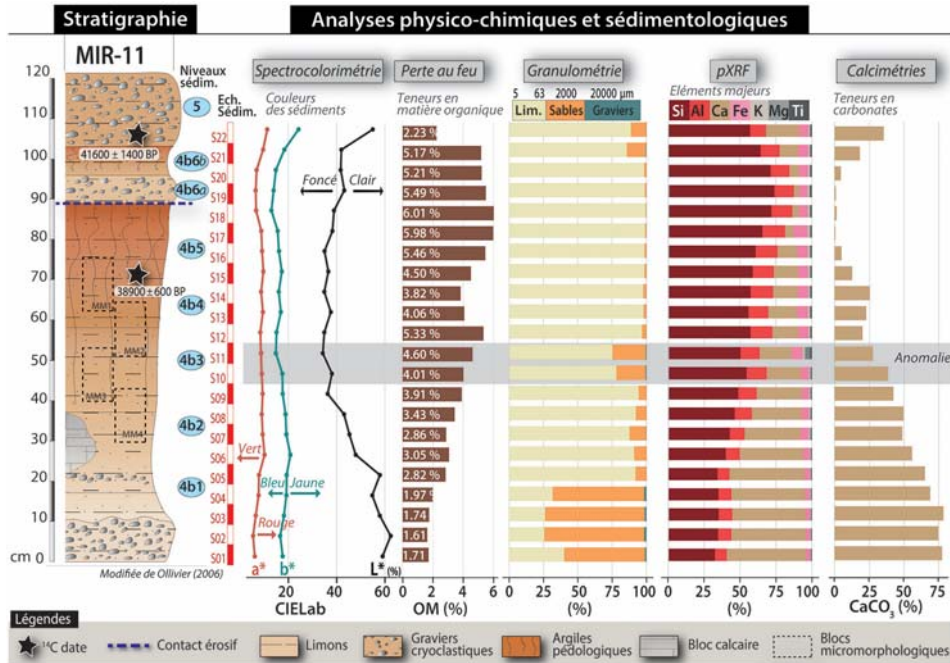


Fig. 4 : résultats des analyses sédimentologiques et physico-chimiques de la section MIR-11 étudiée : stratigraphie, spectrorcolorimétrie (couleurs des sédiments), perte au feu (teneurs en matière organique), granulométrie, analyses élémentaires (pXRF) et calcimétrie (teneurs en carbonates).

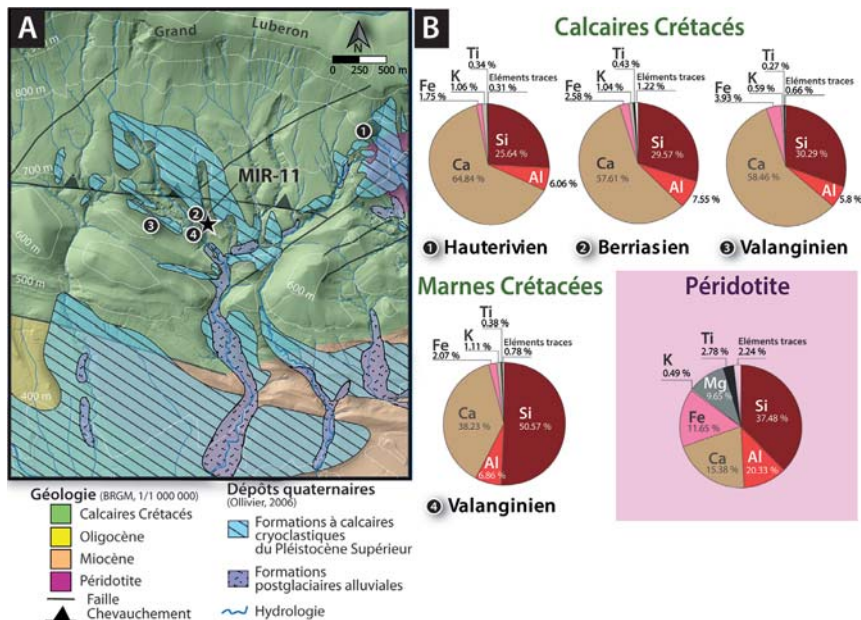


Fig. 5 : A/Principales unités géologiques et dépôts quaternaires dans l'environnement de MIR-11. Les numéros correspondent aux prélèvements lithologiques (1.Hauterivien; 2.Berriasien; 3.Calcaires Valanginiens; 4.Marnes Valanginiennes); B/Diagrammes des compositions élémentaires des lithologies environnantes de la séquence MIR-11 (Hauterivien, Berriasien, Valanginien) et de la périodotite 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 périodotites.

2-5- La teneur en carbonates des sédiments de la coupe MIR-11

Dans des contextes lithologiques riches en carbonates, la quantification des teneurs en carbonates de calcium (CaCO_3) est un indicateur clé de l'évolution des faciès sédimentaires. Notre méthode intègre cette analyse pour discriminer les sédiments pédologiques du *substratum* rocheux selon le principe que la perte de CaCO_3 est principalement liée à la dissolution des calcaires sous l'action de la pédogenèse (Zamanian *et al.*, 2016). Pour déterminer la teneur en carbonate de nos échantillons de paléosol, un calcimètre numérique FOGII™ a été utilisé sur 1 g de sédiments séchés pendant 24 heures, broyés puis mélangés à une solution de HCl (6 M) (figure 4). Le calcimètre a été calibré à l'aide d'un échantillon commercial de carbonate de calcium pur à 99,1 %.

2-6- La matière organique dans les sédiments de MIR-11

Pour quantifier la teneur en matière organique (MO) des échantillons de MIR-11, permettant de caractériser le degré de développement pédologique du paléosol, la méthode de perte au feu fournit une caractérisation utile de la composition des sédiments et des faciès sédimentaires (Santisteban *et al.*, 2004; Boyle, 2004). Ici, les échantillons bruts ont été préparés selon le protocole de Dean (1974). Tout d'abord, les échantillons sont pesés avant et après (A) un séchage à 105 °C et un refroidissement dans un dessiccateur pendant 30 minutes pour obtenir la teneur en humidité. Ensuite, les échantillons sont chauffés à 550 °C pendant 2 heures, refroidis dans un dessiccateur pendant 30 minutes et pesés à nouveau (B). La perte de matière organique est calculée à l'aide de l'équation suivante: $\text{MO} (\%) = (B / A) * 100$ (figure 4).

2-7- Les analyses granulométriques de la coupe MIR-11

Les propriétés granulométriques ont été acquises pour détecter les dynamiques sédimentaires à haute énergie dans les matrices des échantillons de la section MIR-11. Les résultats granulométriques précis ont été obtenus à l'aide du granulomètre Analysette 28 Fritsch Imagesizer, qui combine des mesures de granulométrie en procédé humide (pour les sédiments allant de 5 μm à 3 mm) et en procédé sec (pour les sédiments de granulométrie com-

prise entre 20 μm et 20 mm) (figure 4). Les teneurs en argiles ne sont pas déterminées à l'aide du granulomètre mais sont évaluées en se basant sur les observations directes effectuées sur le terrain. La préparation des échantillons a nécessité un tamisage humide à 250 μm (limite du sable fin à moyen, selon les classes granulométriques de Blott & Pye, 2001) pour optimiser la qualité des données (par exemple, l'application du processus sec sans particules plus fines permet d'acquérir des résultats plus précis sur les fractions plus grossières). La fraction supérieure à 250 μm a été séchée pendant 24 heures à 50 °C, pesée et mesurée en utilisant le processus sec. Environ 5 g de sédiment de la fraction inférieure à 250 μm ont été directement traités par le processus humide sans aucune préparation préalable. Les proportions de taille de particules des deux ensembles de données (humide et sec) ont été déduites en pondérant les pourcentages de chaque ensemble de données par les masses de chaque fraction (fraction > 250 μm et < 250 μm). Le résultat offre un jeu de données de taille de particules combiné et représentatif des proportions de sédiments fins et grossiers.

2-8- La structure des sols du dernier glaciaire

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 telles que leurs compositions minéralogiques, leurs textures, leurs structures, leurs processus de formation (ex.: traces d'altération), la présence de matière organique (ex.: racines récentes, charbons, graines), de carbonates (ex.: concrétions), de pédofaune (ex.: bioturbation par des vers, termites ou des mollusques), des indices climatiques (ex.: traces d'oxydation). Une analyse micromorphologique a été effectuée sur lames minces (de dimensions 9 x 6 cm) obtenues à partir de quatre blocs de sédiments (de dimensions 20 x 15 x 10 cm) prélevés dans la séquence MIR-11 (figure 6). Les blocs micromorphologiques prélevés ont été transformés en lames minces au laboratoire Terrascope par S. Save (Troyes, France). Chaque bloc a été séché à l'air libre pendant plusieurs semaines puis imprégné d'un mélange de résine polyester d'inclusion incolore et transparente, de styrène monomère et de catalyseur à base de cétone. Le bloc a été placé en chambre à vide pendant 4 h durant lesquelles un léger vide a été appliqué afin d'aider à la pénétration de la résine au cœur du bloc. Une fois le bloc

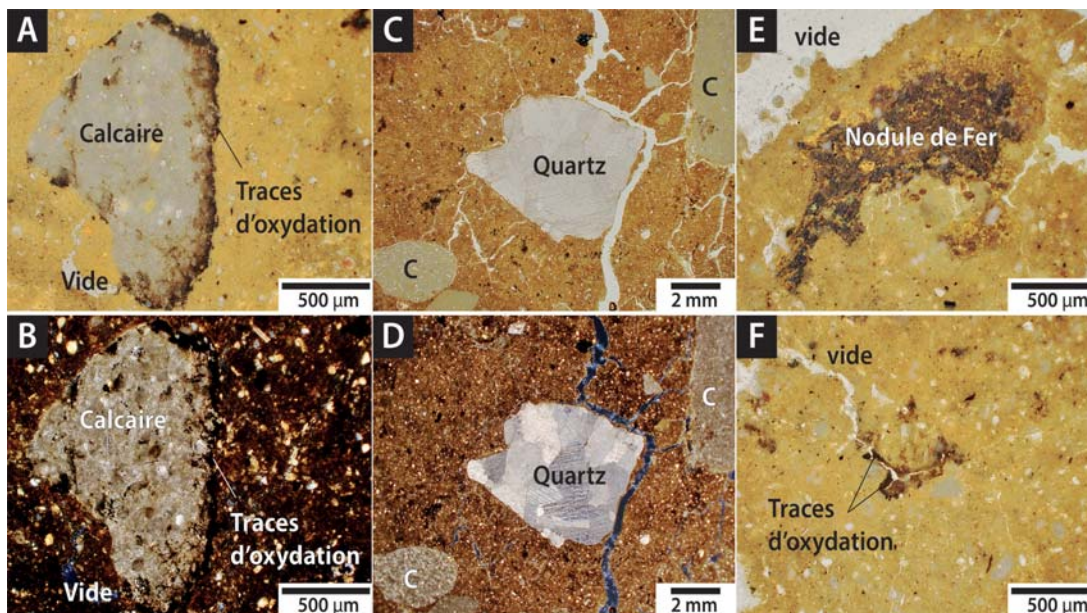


Fig. 6: photomicrographies des lames-minces des blocs micromorphologiques MM3 et MM4 prélevés dans MIR-11. Ce focus permet de mettre en évidence la structure et la texture du niveau localisé entre 45 et 55 cm possédant du matériel remanié (cailloutis, nodules de fer) et des traces d'oxydation (traces noircies manganoso-ferrugineuses). Ces photos sont présentées en lumière plane (PPL) et polarisée (XPL). A/(PPL) et B/(XPL): Grain de calcaire sub-émoussé avec revêtement d'oxydation manganoso-ferrugineuse; C/(PPL) et D/(XPL): Grain de quartz subangulaire et grains de calcaires émoussés (C); E/(PPL): nodule ferrugineux remanié (disorthique) et F/(PPL): Traces d'oxydation manganoso-ferrugineuses autour de vides plans.

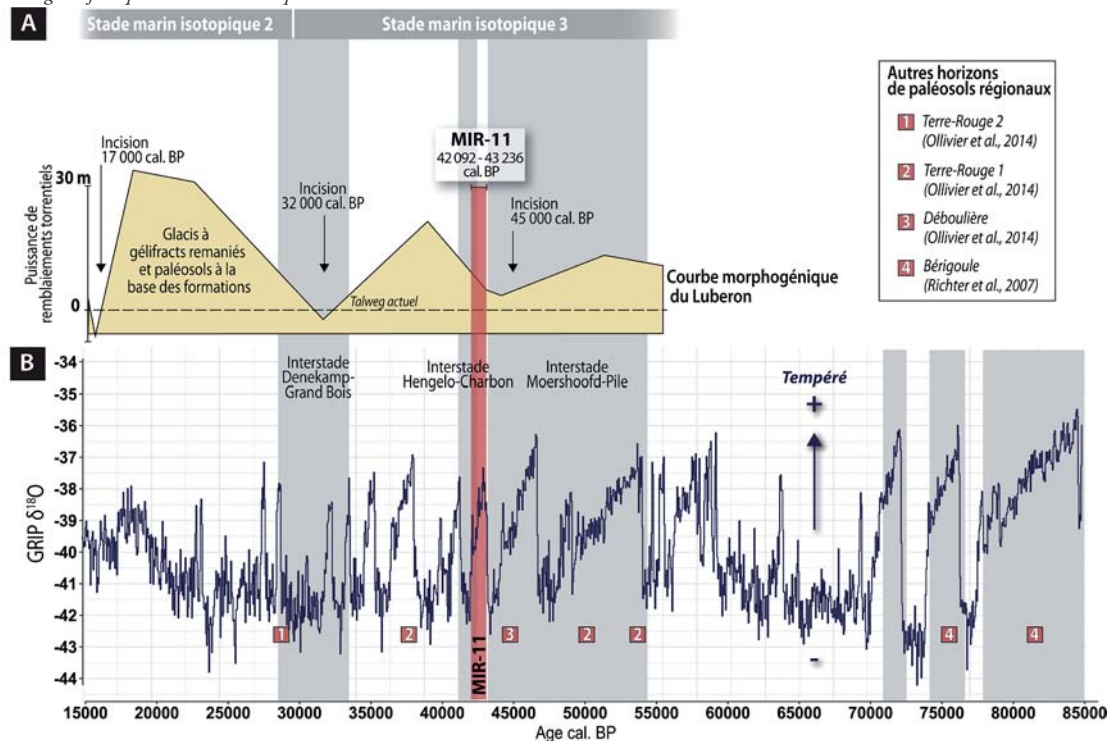


Fig. 7: A/ Courbe morphogénétique du Luberon illustrant les principales phases d'incision et de remblaiement entre 15 000 et 55 000 ans cal. BP (modifiée de Ollivier et al., 2014). B/ Courbe paléoclimatique isotopique de GRIP (Rasmussen et al., 2014).

parfaitement induré, celui-ci a été découpé en tranches pour obtenir une lame mince d'une épaisseur optimale de 30 µm. 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 motorisée (HR-5000E) a permis d'obtenir des images avec une meilleure résolution en lumière normale, plane (PPL) et polarisée (XPL) (figure 6). Les interprétations ont été effectuées en suivant les principes descriptifs appliqués à l'étude des lames minces micromorphologiques (Bullock *et al.*, 1985; Stoops, 2003; Stoops *et al.*, 2018).

3- RÉSULTATS ET INTERPRÉTATIONS

3-1- Les résultats stratigraphiques et sédimentologiques de MIR-11

3-1-1- Stratigraphie et datations

La section pédologique de MIR-11 s'étend sur 120 cm dans la première partie d'une séquence d'un glaciaire d'accumulation d'environ 30 m de puissance et majoritairement composée de gélifrac (Ollivier, 2006) (figure 4). 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. Ce processus se traduit par un changement de faciès à dominante limono-argileuse rosée dans lesquels apparaissent progressivement des nodules carbonatés (4b2, 4b3) dont un niveau fin de colluvions (d'une épaisseur proche de 5 cm). Les niveaux suivants (4b4; 4b5) sont plus organiques. Composés d'argiles limoneuses brunes à débitage polyédrique, ils indiquent une continuité dans les processus pédologiques. Leur sommet est daté à $38\,900 \pm 600$ BP ($43\,236 - 42\,092$ cal. BP) (tableau 1; Ollivier *et al.*, 2014). Le profil pédologique se termine par un contact érosif marqué par l'accumulation d'une unité sédimentaire composée de blocs calcaires grossiers et de galets emballés dans une matrice sableuse brune (4b6a, 4b6b et 5). Ce dépôt est daté à $41\,600 \pm 1\,400$ BP ($46\,584 - 42\,575$ cal. BP) (au-dessus de 4b5) (tableau 1).

3-1-2- Paramètres sédimentologiques et physico-chimiques de MIR-11

Un horizon minéral bien caractérisé

Les propriétés sédimentologiques et physico-chimiques mesurées à la base de la séquence MIR-11 (de S01 à S05, figure 4) reflètent des propriétés proches du matériel parent sur lequel s'est formé le sol et où l'altération pédologique ne s'exprime pas encore totalement. La composition granulométrique révèle une prédominance de la fraction sableuse, représentée avec des valeurs comprises entre 58,9 % et 72,9 %. Les propriétés colorimétriques mesurées varient faiblement. Avec des teintes beige clair, elles témoignent de teneurs élevées en carbonates (plus de 60 %) et également d'une composition élémentaire riche en Ca (tableau 2). À l'inverse, ce niveau contient de faibles teneurs en matière organique (MO) (moins de 2 %), ainsi qu'en Si, Al, Fe, K et Ti.

Un sol bien développé

Les résultats obtenus mettent en évidence la mise en place d'un sol bien développé à partir de 20 cm (S05). Il se caractérise par une texture principalement argilo-limoneuse avec plus de 85 % de limons en moyenne (figure 4, tableau 2). Ce changement apparaît visuellement avec le passage de teintes beige clair au brun rouge (tableau 2). Les teneurs en carbonates et en Ca diminuent de moitié tandis que les teneurs en matière organique et en éléments Si, Al, Fe, K et Ti augmentent progressivement (tableau 2).

Un sol enregistrant une anomalie sédimentologique à haute résolution

Entre 45 et 55 cm, les sédiments se caractérisent par une augmentation des teneurs en particules grossières (sables et graviers, respectivement 20 et 0,5 %) (tableau 2). Les observations micromorphologiques témoignent, elles aussi, de la présence de ce matériel grossier centimétrique émoussé à sub-émoussé pris dans une matrice argilo-limoneuse brun-rouge. La matrice présente également des taches noires manganoso-ferriques et des nodules de fer produits *in situ* par des phénomènes d'oxydation résultant de phases d'assèchement en contexte humide. (figure 6). La colorimétrie n'indique pas de changements particuliers pour ce niveau, excepté un léger éclaircissement des teintes (avec

Tableau 2 :
Résultats des analyses sédimentologiques sur les échantillons prélevés dans la pédoséquence MIR-11 (Mirail, Luberon).

ND : Non Détecté, MO - Matière organique.

	Position	MO	CaCO ₃	Spectrocolorimétrie			Granulométrie			Eléments majeurs						
				L*	a*	b*	Limons	Sables	Grav.	Ca	Si	Al	Fe	K	Ti	Mg
Echantil.	(cm)	(%)	(%)	(%)			(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)	(%)
S01	0-5	1,71	61,9	59,05	6,07	17,65	40,1	58,9	0,9	55,29	32,03	8,36	2,79	0,72	0,46	ND
S02	5-10	1,61	59,7	62,41	5,36	16,61	25,6	72,9	1,5	51,45	34,25	9,46	3,05	0,91	0,54	ND
S03	10-15	1,74	62,7	57,90	6,48	18,17	26,2	72,5	1,2	50,76	34,51	9,59	3,19	0,86	0,56	ND
S04	15-20	1,97	55,1	54,77	7,63	19,16	31,7	66,8	1,5	51,12	34,43	9,24	3,32	1,01	0,55	ND
S05	20-25	2,82	52	57,94	7,83	19,25	92,0	7,9	0,0	52,22	33,77	8,49	3,54	1,00	0,59	ND
S06	25-30	3,05	44,6	47,90	10,12	20,84	91,1	8,8	0,0	44,39	39,54	9,93	3,97	1,20	0,57	ND
S07	30-35	2,86	38,9	45,29	9,33	19,13	87,7	12,2	0,2	38,98	42,09	10,51	5,40	1,63	0,79	ND
S08	35-40	3,43	39,6	43,05	8,97	18,83	92,4	7,6	0,0	34,72	45,60	12,09	4,86	1,42	0,76	ND
S09	40-45	3,91	33,8	36,27	9,34	17,64	94,4	5,6	0,0	31,82	48,07	12,96	4,47	1,36	0,78	ND
S10	45-50	4,01	30,7	38,07	8,92	17,52	78,0	21,4	0,5	23,88	53,92	14,21	5,18	1,51	0,79	ND
S11	50-55	4,60	21,9	34,27	8,63	14,81	75,2	24,4	0,4	22,43	49,65	13,48	7,19	1,82	1,03	3,81
S12	55-60	5,33	16	34,91	8,34	15,07	96,8	3,2	0,0	18,28	56,54	15,53	6,48	1,68	0,93	ND
S13	60-65	4,06	18,2	37,59	9,43	16,89	98,0	2,0	0,0	20,32	55,05	14,00	7,11	1,94	0,96	ND
S14	65-70	3,82	20,2	34,88	8,70	16,01	97,7	2,3	0,0	17,01	56,66	15,81	7,20	1,65	1,03	ND
S15	70-75	4,50	10,1	36,59	9,63	17,27	98,6	1,4	0,0	17,13	58,11	14,82	6,51	1,93	0,91	ND
S16	75-80	5,46	3,9	34,96	9,08	16,08	98,6	1,4	0,0	13,76	60,03	15,41	7,09	2,03	0,97	ND
S17	80-85	5,98	0,4	38,28	8,76	15,57	99,1	0,9	0,0	5,96	64,72	16,01	9,46	2,15	1,03	ND
S18	85-90	6,01	1,1	38,92	6,61	12,98	99,5	0,5	0,0	4,51	71,12	14,82	5,90	1,93	1,06	ND
S19	90-95	5,49	0,7	43,20	6,46	13,88	98,9	1,1	0,0	4,10	72,93	13,76	5,21	2,01	1,20	ND
S20	95-100	5,21	3,5	41,71	6,83	14,83	98,4	1,6	0,0	6,65	70,64	13,17	5,97	1,84	1,09	ND
S21	100-105	5,17	14,5	41,98	9,51	18,31	85,7	14,0	0,3	12,87	63,69	13,43	6,84	1,70	0,96	ND
S22	105-110	2,23	28,3	54,99	11,23	24,20	88,8	11,2	0,0	23,20	56,43	11,29	6,03	1,60	1,00	ND

un gain de 2 % pour L*) sans doute associé à la présence de matériel grossier détritique riche en carbonates (ex. : clastes calcaires issus des lithologies environnantes, cf. figure 4). La composition élémentaire décrit des valeurs similaires à celles des faciès pédogénésés antérieurs (cf. paragraphe précédent). La différence notable réside dans l'apparition d'un pic de Mg atteignant 3,9 % et de plus de 1 % de Ti.

Un retour des marqueurs d'érosion

À la suite de cette anomalie, la texture des niveaux sus-jacents est de nouveau majoritairement argilo-limoneuse (supérieure à 95 % de limons) mais avec des teneurs en sables plus faibles (comprises entre 0,9 et 3,2 % ; tableau 2). La couleur de la matrice indique une légère modification des teintes avec l'augmentation des tons rougêtres (avec un gain de plus de 1 % pour a*). Les taux de matière organique atteignent près de 6 % au sommet de la séquence tandis que les teneurs en carbonates sont particulièrement faibles. Elles deviennent presque nulles vers 85 cm. Les teneurs en Ca sont très faibles (5 %) et celles des éléments Si, Al, Fe et K sont les plus élevés relevés dans la séquence. L'élément Ti reste stable. L'ensemble de ces paramètres indiquent une reprise de la pédogenèse.

Au-dessus du contact ravinant, à partir de 90 cm, les tendances s'inversent avec l'enregistrement de près de 10 % de teneurs en sables supplémentaires, et un retour faible mais présent de graviers (0,3 %). Les teneurs en matière organique sont faibles et assimilables aux pourcentages relevés initialement en base de séquence, soit équivalentes à 2 %. Ces niveaux sont marqués par une augmentation de la présence de carbonates (proche de 30 %) et de Ca (avec un maximum de 23,2 % au sommet) alors que les éléments associés à la pédogenèse, Si, Al, Fe, K et Ti, sont en constante diminution (tableau 2). Ces résultats caractérisent un faciès cryoclastique.

3-2-Les compositions élémentaires des lithologies environnantes : un référentiel indispensable à l'identification des sources sédimentaires

La composition élémentaire des lithologies du bassin versant en amont de MIR-11 (calcaires et marnes du Crétacé inférieur, péridotites) est également présentée dans la figure 5. Ces résultats nous permettent d'identifier les signatures élémentaires des lithologies locales qui alimentent les formations quaternaires étudiées. Les

calcaires et marno-calcaires crétacés (Berriasien, Valanginien, Hauterivien) sont principalement composés de Ca, avec des teneurs comprises entre 57,61 % et 64,84 %. Les valeurs de Si varient de 25,64 % à 30,29 %, puis plus faibles en Al, Fe, K, et Ti (figure 5). La composition élémentaire des marnes valanginiennes révèle une teneur élevée en Si avec 50,57 %, plus faible en Ca et minoritaires pour Al, Fe, K, et Ti (figure 5). L'absence de détection de Mg et de faibles teneurs en Ti sont des caractéristiques communes à tous ces faciès calcaires et marneux analysés. La roche issue du volcanisme du Luberon se distingue par son éloignement de MIR-11, et par une composition élémentaire bien distincte des autres lithologies. Elle se caractérise par de fortes teneurs en Si (37,48 %) et Ca (15,38 %), mais également en Al (20,33 %), Fe (15,38 %), Mg (9,65 %), Ti (2,78 %) (figure 5).

4- DISCUSSION

4-1- Les impacts climatiques du dernier glaciaire sur les paysages visibles au travers des glacis du Luberon

Le secteur du Grand Luberon montre des reliefs dont les pentes sont souvent régularisées par des glacis qui forment un vaste plan incliné rejoignant la Durance. Les accumulations associées qui dominent le paysage et qui, par leur nature caillouteuse, ont engendré la création de gravières dans tout le pays d'Aigues, ont longtemps été attribuées au Würm. Les datations ¹⁴C AMS réalisées sur charbons nous ont permis de préciser l'âge de ces formations qui correspondent au stade isotopique 3 entre 51 000 ± 3 000 BP et 26 000 ± 300 BP (29 728 - 31 010 cal. BP) (Ollivier, 2006 ; Ollivier *et al.*, 2014 ; Sirdeys, thèse en cours).

Des sols rouges sont localisés, on l'a vu, à la base des glacis d'accumulation. Leur datation les rattache aux interstades intra-pléniglaciaire de Moershoofd-Pile (60 000 à 43 000 BP) et d'Hengelo-Charbon (36 000-38 600 BP ; Vandenberghe & Van der Plicht, 2016) dont les analyses des entomofaunes suggèrent des températures aussi clémentes que celles connues actuellement (Coope & Angus, 1975 ; Coope *et al.*, 1997). Les assemblages malacologiques de la séquence MIR-11 étudiés par F. Magnin (dans Ollivier, 2006 et Ollivier *et al.*, 2014) fournissent un résultat similaire.

Le retour de conditions climatiques plus froides engendre le remplissage des vallons par des nappes caillouteuses torrentielles remaniant l'abondant stock de gélifracsts occasionné par une alternance soutenue de cycles gel/dégel sur la roche. Ces décharges détritiques grossières s'effectuent avec une énergie de transit forte (compte tenu de la taille des éléments) mais discontinue et ponctuelle (les blocs et cailloutis ne sont que faiblement émoussés et parfois retravaillés et fendus par le gel après leur dépôt). Ce mode de sédimentation suggère des précipitations contrastées (orages et/ou concentration des cumuls) et épisodiques (saisonnalité?) dans un contexte globalement froid attesté par les marques de gélifraction sur les galets et par l'apparition du gastéropode *Xerocrassa geyeri* dans les premiers termes caillouteux surmontant les sols rouges (de climat tempéré) du vallon du Mirail.

Les deux datations ¹⁴C AMS réalisées sur la section MIR-11, l'une au sein du sol, et l'autre au-dessus du contact ravinant de ce dernier (dans les gélifracsts), sont stratigraphiquement inversées. Bien que, les dates calibrées donnent des âges comparables, 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, figure 4).

Cela mène à deux interprétations potentielles :

1) La première considèrerait que le charbon appartient au dépôt à gélifracsts et aurait donc le même âge que celui-ci. Ceci, indiquerait que la mise en place de ces dépôts à gélifracsts en contact ravinant sur le sol aurait pu être en définitive rapide, tout comme l'installation du refroidissement climatique responsable de leur formation (figure 7). Cette rapidité d'action corrélée au refroidissement pourrait expliquer la bonne préservation des sols rouges, bien qu'arasés à leur sommet (contact érosif), avec une intense production sédimentaire en gélifracsts et un transport à la dynamique modérée (écoulements viscoplastiques/ruissellements de surface de type torrentiel).

2) 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 potentielle rapidité de l'installation du refroidisse-

ment climatique responsable de la formation de ce dépôt cryoclastique à gélifracsts.

4-2- L'origine du Mg et Ti dans les sols : une anomalie sédimentaire ou un processus endogène ?

Les processus responsables de la formation des sols 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 (Yaalon & Ganor, 1973; Goudie & Middleton, 2001; Vingiani *et al.*, 2018; Herrmann *et al.*, 2022). 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. Ainsi, les éléments « volatiles ou mobiles » tels que le Ca, Na, K seront les premiers à disparaître tandis que les minéraux plus argileux et composés de Si, Al, Fe, Ti, seront de plus en plus présents dans les niveaux ayant enregistré une pédogenèse plus prononcée (Verheye & de la Rosa, 2009). C'est ce qui est observé dans la séquence MIR-11 (figure 4).

Dans la section MIR-11, excepté entre 45 et 55 cm, les analyses aux rayons-X effectuées ne détectent pas la présence de Mg, (figure 4). L'environnement lithologique local ne montre pas non plus de signature de Mg et seulement de faibles teneurs en Ti (inférieures à 0,5 % en moyenne). Les processus de pédogenèse menant à la formation de sols étant progressifs, ils ne peuvent pas, à eux seuls, expliquer la présence de Mg et de Ti (9,65 % et 2,78 %), de manière ponctuelle dans la coupe. Ceci témoigne donc d'une contribution d'origine externe (cf. entre 45 et 55 cm ; figure 4).

Parmi les processus susceptibles de générer des apports externes et ponctuels en Mg dans les séquences, il y a :

1) Les processus géologiques naturels, tels que les éruptions volcaniques, peuvent également impacter la composition élémentaire des sols de manière localisée. Les particules, projetées en aérosols dans l'atmosphère lors de ces éruptions, peuvent être transportées sur de vastes distances et enregistrées dans les séquences sédimentaires,

formant ainsi des couches généralement bien distinctes servant de repères chronologiques : ce sont les tephras (verres volcaniques). Pour la période étudiée, correspondant à la période de développement de la section MIR-11 (aux alentours de 38 000 et 41 600 ans BP), seule l'éruption du volcan à ignimbrites campanien datée à 39 286 ± 1 100 ans BP (De Vivo *et al.*, 2001) constitue un événement potentiel et contemporain. Cette éruption est la plus explosive d'Europe sur les derniers 200 000 ans (Barberi *et al.*, 1978 ; Fisher *et al.*, 1993 ; Civetta *et al.*, 1997 ; Fedele *et al.*, 2003). Or, les données aérologiques modélisées à partir des relevés de tephras à travers l'Europe indiquent une répartition qui s'étend vers la Russie, la Méditerranée de l'Est et l'Afrique du Nord (Costa *et al.*, 2012 ; Fitzsimmons *et al.*, 2013) mais sans atteindre le Sud-Est de la France.

2) Les événements climatiques extrêmes, par le biais d'épisodes hydrométéorologiques intenses et responsables du lessivage d'éléments dans les bassins versants sont parmi les processus les plus courants. Ce phénomène accentue le transport d'éléments vers l'aval, sous différentes formes (éléments, cailloutis ou particules plus fines). Si le bassin versant contient des roches riches en Mg (ex. : comme la dolomite, l'olivine ou encore la serpentine), ces éléments remaniés et lessivés vont se déposer sur les surfaces qui composent le bassin versant (sol, etc.) et les enrichir en Mg. Après leur dépôt, ils subissent ensuite des processus d'altération sous l'influence du développement du sol. Ce phénomène peut perturber l'équilibre des éléments dans le sol, entraînant une augmentation ponctuelle des concentrations en Mg et Ti.

Ainsi, la proximité d'un affleurement volcanique comme source potentielle de Mg transportés ponctuellement jusqu'à la séquence MIR-11 par transports gravitaires apparaît comme l'explication la plus plausible. Cette hypothèse est corroborée par les analyses élémentaires réalisées sur la roche du volcan du Luberon (figure 5) qui révèle des teneurs élevées en Mg et Ti avec 9,65 % et 2,78 % respectivement, contrairement à la lithologie calcaire environnante.

4-3- Des traceurs témoins des transports sédimentaires et des changements paysagers durant le Quaternaire

Par définition, les sols se forment dans des environnements à faibles dynamiques sédimentaires avec peu d'érosion, un couvert végétal bien développé, une ambiance climatique tempérée (ex. : Fedoroff & Courty, 2013).

Les données sédimentologiques et physico-chimiques révélées au sein du profil décrivent bien cette tendance avec des données granulométriques indiquant des transports de faible énergie avec peu de particules grossières (graviers et sables) intégrés dans une matrice majoritairement argilo-limoneuse à plus de 95 %. L'augmentation progressive des teneurs en matière organique tout au long du profil révèle la mise en place d'un couvert végétal durable de plus en plus important qui va de pair avec le développement du sol.

Pourtant, l'apparition de particules grossières (augmentation nette des teneurs en sables et en graviers) et ce, seulement entre 45 et 55 cm, indique une augmentation de l'intensité des dynamiques sédimentaires dans ce niveau, de manière singulière comparée au reste de la séquence. L'étude des lames-minces micromorphologiques (figure 6) a permis d'observer la nature et la forme de ces grains en détail. Les grains visibles sur ces lames sont principalement des quartz et des fragments de roche calcaire. Leurs formes sub-anguleuses à émoussées montrent ainsi des traces d'usure caractéristiques de phénomènes d'abrasion pendant leur transport. Sur ces cailloutis ainsi que dans la matrice, les observations micromorphologiques révèlent aussi la présence de nodules de fer et de tâches d'oxydation mangano-ferriques suggérant que ce niveau a été exposé à des variations d'humidité (figure 6). D'autre part, certains grains ne semblent pas avoir de nature calcaire et pourraient se rapprocher du type de roche observé dans l'affleurement d'origine volcanique.

L'ensemble de ces grains grossiers mis en évidence dans la section MIR-11 sont donc très certainement à relier à un ou plusieurs épisodes d'érosion et de transport sous l'action d'événements hydrométéorologiques marqués. Soulignons que, selon Van Huissteden *et al.* (2001), l'interstade d'Hengelo, période durant laquelle se développe la séquence MIR-11, se caractérise par une augmentation des précipitations provoquant une recrudescence des épisodes de crues en contextes fluviaux.

Comme illustré sur la figure 1, l’affleurement volcanique n’est pas localisé directement à l’amont de la section MIR-11, mais au N-E, à l’amont d’un bassin versant dont le réseau hydrographique n’est plus connecté avec celui dans lequel se situe MIR-11 aujourd’hui. Cette déconnexion pourrait remettre en cause l’alimentation potentielle et ponctuelle de MIR-11 en roches volcaniques issues de l’affleurement actuel, si le Luberon n’avait pas subi autant de phases, à la fois contrastées et successives, d’accumulation et d’érosion au cours du Quaternaire (Ollivier, 2006; Ollivier *et al.*, 2014). Une seconde hypothèse réside toutefois dans la possibilité d’un second affleurement volcanique encore non découvert et localisé directement à l’amont de MIR-11.

Ces deux possibilités se rejoignent sur le fait que sur la période durant laquelle le sol de MIR-11 s’est mis en place, aux alentours de 38 000 et 41 600 ans BP, l’affleurement volcanique était déjà en surface et le réseau hydrographique bien différent de l’actuel.

La plupart des vallons étaient comblés par les formations de glacis drapant le piémont sud du Luberon. Le drainage, moins bien organisé et moins profond, a occasionné des transports sédimentaires plus méridiens (d’orientation Est-Ouest) que ceux connus actuellement (figure 1).

Les rythmes de sédimentation du dernier glaciaire (phases d’incisions et de remblaiements des vallons) étaient beaucoup plus fluctuants (figure 7). Et les paysages que nous connaissons, bien différents.

Ces transformations paysagères s’inscrivent dans une période de transition entre le Paléolithique moyen et le début du Paléolithique supérieur (41 030-39 260 ans BP; Higham *et al.*, 2014). Cette période correspond à une homogénéisation de la présence d’*Homo sapiens* à travers l’Europe (Slimak, 2023; Hublin *et al.*, 2020). Les formations de glacis à sols rouges sont donc des repères importants dans les reconstructions des relations Homme/milieux et des paysages méditerranéens du passé (Dubar, 1978; Brugal *et al.*, 1989; Richter *et al.*, 2007).

CONCLUSION

Cette recherche située au cœur du territoire du Parc naturel régional du Luberon revêt un caractère particulier. Il s’agit de la première fois qu’une approche “source-to-

sink” est appliquée dans le Luberon. Initialement basée sur le suivi des flux sédimentaires des versants à la plaine afin de mieux cerner l’origine des matériaux et des processus impliqués dans l’évolution des bassins versants, cette approche est appliquée ici *via* la découverte d’un traceur original d’origine volcanique au sein des séquences sédimentaires à sols interstadières du dernier glaciaire. Extrêmement rares en Provence occidentale, ces affleurements volcaniques aux signatures géochimiques singulières sont de précieux outils pour tracer les flux sédimentaires au cours du Quaternaire. Ces signaux spécifiques et singuliers, difficilement décelables à la simple lecture globale des faciès des séquences sédimentaires, sont incorporés dans les archives sédimentaires et répondent ainsi aux mêmes processus de mise en place. Dans le Luberon et dans de nombreux massifs de Provence, l’analyse des contextes érosifs à l’origine de la formation des imposants glacis d’accumulation à sols rouges et gélifracis nous renseigne sur les impacts des variations climatiques, parfois rapides, sur les paysages méditerranéens. Leur étude précise, souvent complexe et impliquant des méthodes de diverses résolutions, est un élément capital dans la connaissance des modalités et de la variabilité des dynamiques géomorphologiques sur la durée. Cette approche appliquée sur le territoire du Parc, peut à terme, alimenter les modélisations futures et plus régionales sur les changements bioclimatiques et favoriser la prise de conscience de la fragilité et de l’impermanence de nos paysages.

REMERCIEMENTS :

Nous remercions le Parc naturel régional et Stéphane Legal, pour sa collaboration dans le cadre de la thèse en cours (N. Sirdeys). Ce travail a été soutenu par le projet Aix-Marseille Université - Labex Eccorev - Lost. Ces travaux ont également reçu le soutien de l’État français dans le cadre du plan d’investissement France 2030, dans le cadre de l’Initiative d’Excellence d’Aix-Marseille Université - A*Midex - Institut d’archéologie méditerranéenne Arkaiia (AMX-19-IET-003, projet MéditeRANat). Ce travail a également été soutenu par le Programme Tellus Syster Dystraparnat du CNRS-INSU. Nous remercions Olivier Sivan pour les précieuses précisions apportées à la révision de cet article, ainsi que Mirko Ollivier pour sa participation active sur le terrain du volcan du Luberon et Bahia Ollivier pour son aide précieuse sur les prélèvements micromorphologiques.

Bibliographie

BARBERI F., INNOCENTI F., LIRER L., MUNNO R., PESCATORE T. & SANTACROCE R., 1978. The Campanian Ignimbrite : a major prehistoric eruption in the Neapolitan area (Italy). *Bulletin volcanologique*. Vol. 41, pp. 10-31.

BAUBRON J.-C., DONVILLE B., MAGNE J. & WALLEZ M.-J., 1975. Datation absolue du volcanisme de Beaulieu (Bouches-du-Rhône, France). Conséquences stratigraphiques. *Bulletin de la Société géologique de France*. Vol. XVII, n° 5, pp. 773-776.

BIROT P., 1981. *Les processus d'érosion à la surface des continents*. Ed. Masson, Paris, 605 p.

BLOTT S. J. & PYE K., 2001. GRADISTAT: a grain size distribution and statistics package for the analysis of unconsolidated sediments. *Earth surface processes and landforms*. Vol. 26, n° 11, pp. 1 237-1 248.

BOYLE J., 2004. A comparison of two methods for estimating the organic content of sediments. *Journal of paleolimnology*. Vol. 29, n° 3, pp. 387-390.

BRUGAL J.-P., JAUBERT J. & TEXIER P.-J., 1989. Découverte d'un site moustérien de plein-air en Vaucluse (Bérigoule-Murs). *Bulletin de la Société préhistorique française*. Vol. 86, n°3, pp. 69 71.

BULLOCK P., FEDOROFF N., JONGERIUS A., STOOPS G. & TURSINA T., 1985. *Handbook for Soil Thin Section Description*. WAINE Research Publications, Wolverhampton, 152 p.

CIVETTA L., ORSI G., PAPPALARDO L., FISHER R. V., HEIKEN G. & ORT M., 1997. Geochemical zoning, mingling, eruptive dynamics and depositional processes—the Campanian Ignimbrite, Campi Flegrei caldera, Italy. *Journal of volcanology and geothermal research*. Vol. 75, n° 3-4, pp 183-219.

COCHEMÉ J.-J., 2011. Un volcan sursteyen dans le massif du Luberon. *Courrier scientifique du Parc naturel régional du Luberon et de la Réserve de biosphère Unesco Luberon-Lure*. N° 10, pp. 134-137.

COOPE G. R. & ANGUS R. B., 1975. An ecological study of a temperate interlude in the middle of the last glaciation, based on fossil Coleoptera from Isleworth, Middlesex. *The Journal of Animal Ecology*. Vol. 44, n° 2, pp. 365-391.

COOPE G.R., GIBBARD P.L., HALL A.R., PREECE R.C., ROBINSON J.E. & SUTCLIFFE A.J., 1997. Climatic and environmental reconstructions based on fossil assemblages from the middle Devensian deposits of the river Thames at South Kensington, central London, *Quaternary Science Reviews*. Vol. 16, n° 10, pp. 1 163-1 195.

COSTA A., FOLCH A., MACEDONIO G., GIACCIO B., ISAIA R. & SMITH V. C., 2012. Quantifying volcanic ash dispersal and impact of the Campanian Ignimbrite super-eruption. *Geophysical research letters*. Vol. 39, n° 10, 5 p.

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*. Vol. 44, n° 1, pp. 242-248.

DE VIVO B., ROLANDI G., GANS P. B., CALVERT A., BOHRSON W. A., SPERA F. J., & BELKIN H. E., 2001. New constraints on the pyroclastic eruptive history of the Campanian volcanic Plain (Italy). *Mineralogy and Petrology*. N° 73, pp. 47-65.

DUBAR M., 1978. Les dépôts quaternaires et les industries paléolithiques du flanc sud de la montagne de Lure. *Bulletin du Musée d'anthropologie préhistorique de Monaco*. N° 22, pp. 19 30.

FEDELE F. G., GIACCIO B., ISAIA R. & ORSI G., 2003. The Campanian Ignimbrite eruption, Heinrich Event 4, and Paleolithic change in Europe : A high-resolution investigation. *Geophysical Monograph of the American Geophysical Union*. N°139, pp. 301-328.

- FEDOROFF N. & COURTY M. A., 2013. Revisiting the genesis of red Mediterranean soils. *Turkish Journal of Earth Sciences*. Vol. 22, n°3, pp. 359-375.
- FISHER R. V., ORSI G., ORT M. & HEIKEN G., 1993. Mobility of a large-volume pyroclastic flow-emplacment of the Campanian ignimbrite, Italy. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. Vol. 56, n° 3, pp. 205-220.
- FITZSIMMONS K. E., HAMBACH U., VERES D. & IOVITA R., 2013. The Campanian Ignimbrite eruption : new data on volcanic ash dispersal and its potential impact on human evolution. *PLoS One.*, Vol. 8, n° 6, e65839.
- GOUDIE A. S. & MIDDLETON N. J., 2001. Saharan dust storms : nature and consequences. *Earth-science reviews*. Vol. 56, n° 1-4, pp. 179-204.
- 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*. Vol. 218, art. 106566.
- HIGHAM T., DOUKA K., WOOD R. et al., 2014. The timing and spatiotemporal patterning of Neanderthal disappearance. *Nature*. Vol. 512 (7514), pp. 306-309.
- HUBLIN J.J., SIRAKOV N., ALDEIAS V. et al., 2020. Initial palaeolithic *Homo sapiens* from Bacho Kiro Cave, Bulgaria. *Nature*. N° 581, pp. 299-302.
- LE MAITRE R. W., 1976. The chemical variability of some common igneous rocks. *Journal of petrology*. Vol. 17, n° 4, pp. 589-598.
- MIX A.C., BARD E. & SCHNEIDER R., 2001. Environmental processes of the ice age: land, oceans, glaciers (EPILOG). *Quaternary Science Reviews*. Vol. 20, n° 4, pp. 627-657.
- OLLIVIER V., 2001. Evolution géomorphologique postglaciaire du piémont méridional du Grand Luberon en relation avec l'occupation humaine. *Courrier scientifique du Parc naturel régional du Luberon et de la Réserve de biosphère Unesco Luberon-Lure*. N° 5, pp. 32-46.
- OLLIVIER V., 2002. Répartition et nature des formes et formations quaternaires dans le Grand Luberon. *Courrier scientifique du Parc naturel régional du Luberon et de la Réserve de biosphère Unesco Luberon-Lure*. N° 6, pp. 59-66.
- OLLIVIER V., 2006. *Continuités, instabilités et ruptures morphogéniques en Provence depuis la dernière glaciation. Travertinisation, détritisme et incisions sur le piémont sud du Grand Luberon (Vaucluse, France). Relations avec les changements climatiques et l'anthropisation*. Doctoral dissertation, Thèse de doctorat de Géographie Physique, Université de Provence. 369 p.
- OLLIVIER V., GUENDON J. L., ALI A., ROIRON P. & AMBERT P., 2006. Evolution postglaciaire des environnements travertineux provençaux et alpins: nouveau cadre chronologique, faciès et dynamiques morphosédimentaires. *Quaternaire*. Vol. 17, n° 2, pp. 51-67.
- OLLIVIER V., MAGNIN F., GUENDON J. L. & MIRAMONT C., 2014. Regards sur les dynamiques paysagères du Pléistocène supérieur du Luberon et de Basse Provence (SIM 3 et SIM 2, France). *Quaternaire*. Vol. 25, n° 2, pp. 91-111.
- MONCHOUX P. & BESSON M., 1969. Sur les compositions chimiques des minéraux des lherzolites pyrénéennes et leur signification génétique. *Bulletin de minéralogie*. Vol. 92, n° 3, pp. 289-298.
- NEBOIT R., 2010. *L'Homme et l'érosion*. Presses Universitaires Blaise-Pascal. Collection. Nature & sociétés, 3e éd., 346 p.

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*. Vol. 106, pp. 14-28.

RÉHAULT J. P., HONTHAAS C., GUENOC P., BELLON H., RUFFET et al., 2012. Offshore Oligo-Miocene volcanic fields within the Corsica-Liguria Basin : Magmatic diversity and slab evolution in the western Mediterranean Sea. *Journal of Geodynamics*. Vol. 58, pp. 73-95.

REIMER P. J., AUSTIN W. E., BARDE E., BAYLISS A., BLACKWELL P. G. et al., 2020. The IntCal20 Northern Hemisphere radiocarbon age calibration curve (0–55 cal kBP). *Radiocarbon*. Vol. 62, n° 4, pp. 725-757.

RICHTER D., MERCIER N., VALLADAS H., JAUBERT J., TEXIER P.J., BRUGAL J.P., KERVAZO B., REYSS J.L., JORON J.L. & WAGNER G.A., 2007. Thermoluminescence dating of heated flint from the mousterian site of Bérigoule, Murs, Vaucluse, France. *Journal of archaeological science*. Vol. 34, n° 4, pp. 532-539. 10.1016/J.Jas.2006.06.006

SANTISTEBAN J. I., MEDIAVILLA R., LOPEZ-PAMO E. et al., 2004. Loss on ignition: a qualitative or quantitative method for organic matter and carbonate mineral content in sediments ? *Journal of paleolimnology*. Vol. 32, pp. 287-299.

SIRDEYS N. (Thèse en cours). *Où sont les sites ? Géomorphologie, taphonomie, potentiels archéologiques et risques naturels depuis les derniers 50 000 ans en contexte méditerranéen (S-E France)*. Université d'Aix-Marseille.

SLIMAK L., 2023. The three waves: Rethinking the structure of the first Upper Paleolithic in Western Eurasia. *Plos one*. Vol. 18, n° 5, e0277444.

STOOPS G., 2003. *Guidelines for Analysis and Description of Soil and Regolith Thin Sections*. Soil Science Society of America, Madison, WI., 256 p.

STOOPS G., MARCELINO V. & MEES F., 2018. Micromorphology as a tool in soil and regolith studies. *In Interpretation of micromorphological features of soils and regoliths*. Elsevier, pp. 1-19.

STUIVER M. & REIMER P. J., 1993. Extended 14C data base and revised CALIB 3.0 14C age calibration program. *Radiocarbon*. Vol. 35, n°1, pp. 215-230.

SYLVESTRE J.-P., 1977. Présence d'un dyke de lherzolite dans le massif calcaire du Luberon (Vaucluse). *Comptes rendus hebdomadaires des séances de l'Académie des sciences. Série D, Sciences naturelles*. T. 285, pp. 495-496.

THOMAS P., 2003. *Comment présenter les péridotites ?*, Planet Terre, ENS Lyon, Ressources scientifiques pour l'enseignement des sciences de la Terre et de l'Univers. <https://planet-terre.ens-lyon.fr/ressource/peridotites-presentation.xml#chimie>

VANDENBERGHE J. & VAN DER PLICHT J., 2016. The age of the Hengelo interstadial revisited. *Quaternary Geochronology*. Vol. 32, pp. 21-28.

VAN HUISSTEDEN J. K., GIBBARD P. L. & BRIANT R. M., 2001. Periglacial fluvial systems in northwest Europe during marine isotope stages 4 and 3. *Quaternary International*. Vol. 79, n° 1, pp. 75-88.

VERHEYE W. & DE LA ROSA D., 2009. Mediterranean soils. *Encyclopedia of Land Use, Land Cover and Soil Sciences*. Vol. 7 (part 2), pp. 96-120.

VINGIANI S., DI IORIO E., COLOMBO C. & TERRIBILE F., 2018. Integrated study of red Mediterranean soils from southern Italy. *Catena*. Vol. 168, pp. 129-140.

WANNER H., PFISTER C. & NEUKOM R., 2022. The variable European little ice age. *Quaternary science reviews*. Vol. 287, 107531.

YAALON D. H. & GANOR E., 1973. The influence of dust on soils during the Quaternary. *Soil Science*. Vol. 116, n° 3, pp. 146-155.

ZAMANIAN K., PUSTOVOYTOV K. & KUZUYAKOV Y., 2016. Pedogenic carbonates : forms and formation processes. *Earth-Science Reviews*. Vol. 157, pp. 1-17.

Glossaire

Anthropisation

Modification d'un milieu naturel sous l'effet de l'action humaine.

Anticlinal

Pli convexe vers le haut, en forme de voûte.

Colluvion

Dépôt sur une pente ou à son pied, issu de la dislocation des niveaux dominants et mis en place par gravité.

Cryoclastie

(= Gélifraction)

Fragmentation des roches sous l'effet du gel.

Entomofaune

Ensemble des insectes, ou plus largement des arthropodes, d'un lieu ou d'un milieu donné.

Exsurgence

Apparition en surface d'une eau résultant d'écoulements souterrains.

Faille chevauchante

Faille inverse de faible inclinaison.

Faille inverse

Faille dont le compartiment supérieur glisse vers le haut sous l'effet de la compression.

Gélifract

Fragment de roche issu de l'action mécanique de l'alternance gel-dégel.

Glacis

Forme du relief consistant en une surface plane et peu incisée.

Karst

Ensemble des formes géologiques superficielles et souterraines dues à la dissolution des roches calcaires.

Lithologie

Étude de la nature et des caractères physico-chimiques des roches (indépendamment de leur âge, des fossiles qu'elles renferment, etc.).

Malacologie

Étude des mollusques, et en particulier des gastéropodes à partir de leurs coquilles conservées dans le sol.

Morphogenèse

Processus de constitution et d'évolution des formes de la surface terrestre.

Paléoécologie

Étude des organismes vivants disparus et de leurs milieux et conditions de vie.

Paléosol

Sol ancien, formé sous des conditions climatiques et biologiques révolues.

Pédofaune

Faune du sol.

Travertin

Roche biosédimentaire carbonatée continentale, tendre, poreuse ou vacuolaire. Les travertins se déposent dans les fines lames d'eaux riches en calcaire de certaines sources ou de petites cascades, par précipitation des carbonates activée par les turbulences et la perte de dioxyde de carbone.