



HAL
open science

REGARDS SUR LES DYNAMIQUES PAYSAGÈRES DU PLÉISTOCÈNE SUPÉRIEUR (SIM 3 ET SIM 2) DU LUBERON ET DE BASSE PROVENCE (FRANCE)

Vincent Ollivier, Frédéric Magnin, Jean-Louis Guendon, Cécile Miramont

► **To cite this version:**

Vincent Ollivier, Frédéric Magnin, Jean-Louis Guendon, Cécile Miramont. REGARDS SUR LES DYNAMIQUES PAYSAGÈRES DU PLÉISTOCÈNE SUPÉRIEUR (SIM 3 ET SIM 2) DU LUBERON ET DE BASSE PROVENCE (FRANCE). Quaternaire, 2014. hal-01766594

HAL Id: hal-01766594

<https://hal.science/hal-01766594v1>

Submitted on 25 May 2018

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

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

REGARDS SUR LES DYNAMIQUES PAYSAGÈRES DU PLÉISTOCÈNE SUPÉRIEUR (SIM 3 ET SIM 2) DU LUBERON ET DE BASSE PROVENCE (FRANCE)



Vincent OLLIVIER^{1,2}, Frédéric MAGNIN³, Jean-Louis GUENDON²
& Cécile MIRAMONT³

RÉSUMÉ

Par l'importance et la diversité des formations sédimentaires quaternaires qui le composent, le piémont méridional du Grand Luberon est un véritable laboratoire des mutations paysagères pléistocènes et postglaciaires en domaine méditerranéen. La présence d'horizons pédogénétiques dans les glaciés à gélifractions du Pléistocène supérieur signe l'impact des différents interstades tempérés du dernier pléiglaciaire et constitue un témoignage morphoclimatique unique en Provence. Sur la base des datations radiométriques, de la géométrie des dépôts et des analyses paléocéologiques réalisées sur ces formations atypiques, les rythmes locaux de la morphogénèse sont définis pour le Pléistocène supérieur. Ces résultats sont ensuite intégrés dans une synthèse régionale originale incluant la Provence et une partie des Alpes du Sud. Horizons pédologiques, loess, formations éoliennes, séquences alluviales et travertineuses, de même que différents enregistrements paléocéologiques, nous réinvitent à réfléchir sur l'histoire, souvent avare de données, des paysages et des paléoenvironnements à la veille de la terminaison I dans le sud-est de la France.

Mots-clés : Provence, Alpes du Sud, Pléistocène supérieur, morphogénèse, paléocéologie

ABSTRACT

PERSPECTIVES ON THE UPPER PLEISTOCENE (MIS 3 AND MIS 2) LANDSCAPE DYNAMICS OF LUBERON AND LOWER PROVENCE (SOUTHERN FRANCE)

By the importance and diversity of its Quaternary sedimentary formations, the southern piedmont of the Grand Luberon is a laboratory for both Pleistocene and Postglacial landscape mutations in the Mediterranean area. The presence of pedogenic horizons in the Upper Pleistocene cryoclastic formations signs the impact of the different temperate interstadials of the last Pleniglacial and is a unique morphoclimatic testimony in Provence. On the basis of radiometric datings, geometry of the deposits and palaeoecological analyses performed on these peculiar formations, local morphogenetic rhythmicity are defined for the Upper Pleistocene. These results are then integrated into an original regional synthesis including Provence and a part of the Southern Alps. Soil horizons, loess, aeolian formations, alluvial terraces and travertines, as well as different paleoecological proxies, reinstate us to think about landscapes and palaeoenvironmental history of Southeastern France on the eve of Termination I.

Keywords: Provence, Southern Alps, Upper Pleistocene, morphogenesis, palaeoecology

1 - INTRODUCTION

Du point de vue des dynamiques paysagères, le Pléistocène supérieur du sud-est de la France, et plus encore celui du domaine provençal *stricto sensu*, est mal connu. Les données concernant cette période charnière au niveau bioclimatique et culturel sont encore trop peu nombreuses. Différentes formations sédimentaires marquant des changements environnementaux majeurs au cours du Pléistocène ont été identifiés dans les recherches de ces dernières décennies : lambeaux de

terrasses alluviales étagées en Durance (Dubar, 1979a) ou dans la vallée de l'Arc (Jorda, 1993), placages loessiques (Ambert, 1973 ; Magnin, 1991, 1992), niveaux de sols soulignant des discontinuités sédimentaires (Magnin, 1991 ; Jorda *et al.*, 1993), lambeaux de glaciés à faciès cryoclastiques (Jorda *et al.*, 1993), séquences travertineuses (Magnin *et al.*, 1990). Mais ces enregistrements sont souvent discontinus, aussi bien sur le plan chronologique que spatial. Il convient alors de proposer des synthèses ou des résultats composites lorsque l'on souhaite établir un cadre paléoenvironnemental plus

¹ Collège de France, Institut du Proche-Orient Ancien, CNRS, PrOCauLAC UMR 7192, FR-75005 PARIS.

Courriel : vincent.ollivier@college-de-france.fr

² Aix-Marseille Université, CNRS, Ministère de la Culture et de la Communication, LAMPEA UMR 7269, FR-13094 AIX-EN-PROVENCE.

Courriels : ollivier@mmsh.univ-aix.fr, guendon@mmsh.univ-aix.fr

³ Aix-Marseille Université, CNRS, IMBE UMR 7263, Europôle Méditerranéen de l'Arbois, FR-13545, AIX-EN-PROVENCE cedex 4.

Courriels : frederic.magnin@imbe.fr, cecile.miramont@imbe.fr

précis. Cette discontinuité des enregistrements semble refléter l'image du caractère tourmenté des dynamiques environnementales méditerranéennes.

Le piémont méridional du Grand Luberon fournit un contexte très favorable à la conservation des archives sédimentaires et les nouvelles données obtenues ces dernières années (Ollivier, 2006, 2011) constituent un nouveau point de départ solide. Les résultats recourent pour le Pléistocène les stades isotopiques marins 3 et 2 (SIM 3 et SIM 2) et démontrent un important potentiel d'analyses paléoenvironnementales. Celui-ci s'exprime notamment au travers de puissants glacis d'accumulation comprenant des sols rouges à leur base. L'objectif de cet article est de présenter et d'intégrer les derniers résultats du Luberon dans une trame synthétique « actualisée » de l'évolution paysagère pléistocène de Provence, afin de contribuer à compléter notre connaissance des mutations

paysagères méridionales au Pléistocène, et d'apporter des éléments aux recherches sur les environnements des sociétés de transition dans l'aire méditerranéenne (Slimak *et al.*, 2008).

2 - LE LUBERON : UN ESPACE GÉOGRAPHIQUE DE TRANSITION, UNE RÉFÉRENCE POUR LE QUATERNAIRE MÉRIDIONAL

Localisé dans le sud-est de la France, à l'interface entre basse Provence et Alpes du Sud (fig. 1), le Luberon est un espace géographique privilégié offrant par son altitude, son climat et sa flore, un mélange de caractères alpins et méditerranéens. Cette moyenne montagne calcaire de direction est-ouest se déploie sur environ 70 km entre Volx et Cavaillon et borde la rive droite du cours infé-

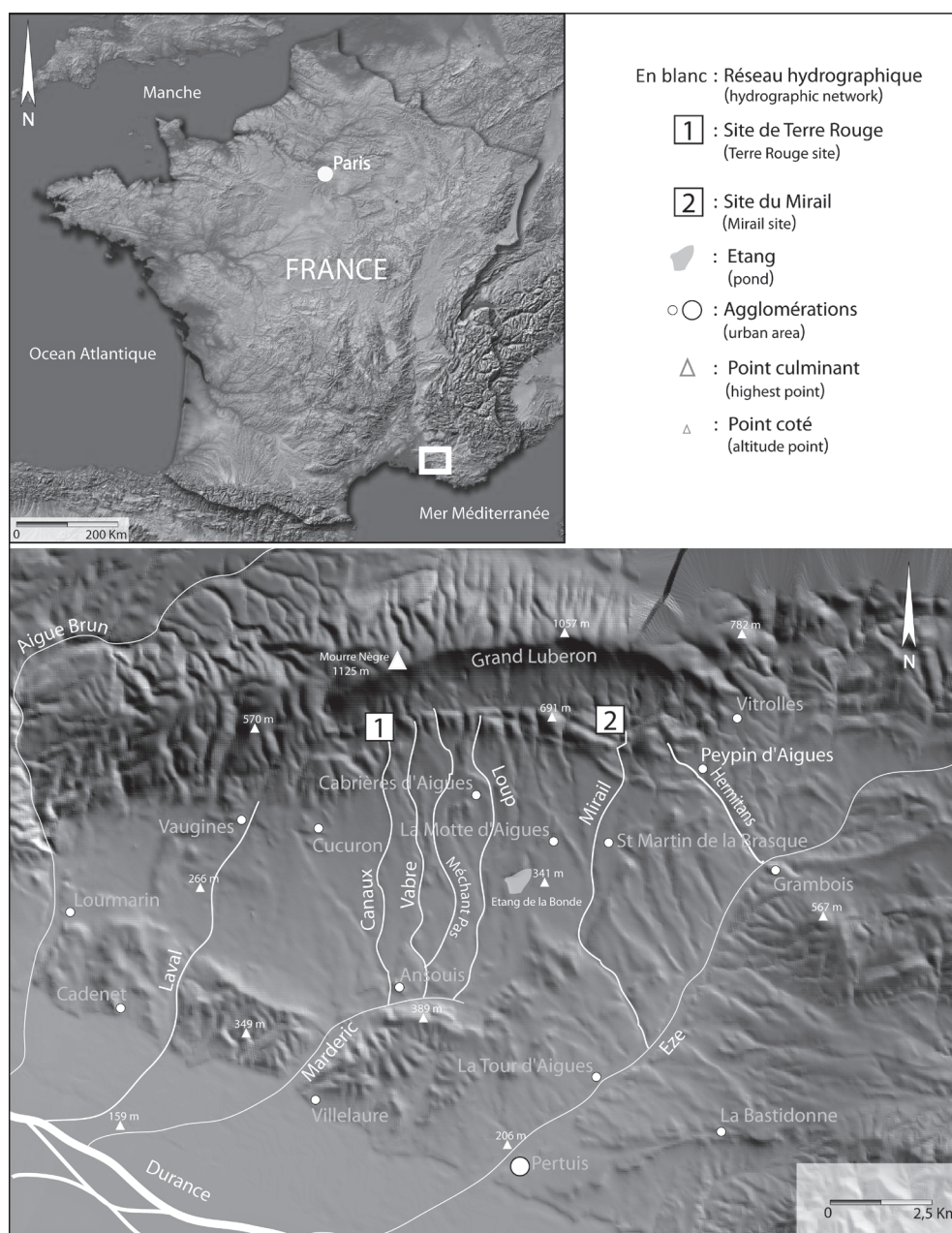


Fig. 1 : Carte de localisation du massif du Grand Luberon et des sites de Terre Rouge et du Mirail.
Fig. 1: Location map of the Grand Luberon massif and of the studied sites of Terre Rouge and le Mirail.

rieur de la Durance. La rivière de l'Aiguebrun entaille profondément le massif selon un axe nord-sud en séparant un Petit Luberon peu élevé (culminant à 727 m) prenant des allures de plateau, d'un Grand Luberon aux altitudes plus généreuses (jusqu'à 1 125 m au Mourre Nègre). Ce dernier est flanqué, sur son versant méridional, d'un piémont bien développé (12 km) séparé de la Durance par un ensemble de collines qui forment la limite sud du pays d'Aigues.

Massif provençal aux aspects de mont jurassien, le Grand Luberon se structure sous la forme d'un anticlinal à enveloppe calcaire crétacé déjeté vers le sud et affecté à la base par une faille inverse chevauchante (fig. 2). Le cœur du pli, constitué majoritairement de roches marneuses et marno-calcaires, 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.

On note de très nettes disparités dans le nombre et l'importance des formations quaternaires entre le sud et le nord du Grand Luberon. Celles-ci sont à rattacher à l'organisation morphostructurale particulière de son piémont méridional. Tout d'abord, celui-ci connaît un développement important en occupant l'espace intermédiaire entre la montagne et la rivière de la Durance ce qui en fait une zone d'atterrissement privilégiée marquée par la faiblesse des pentes (fig. 1). Ensuite, deux systèmes de reliefs méridiens ralentissent singulièrement le transit des sédiments vers l'aval en direction de la Durance en offrant une zone de stockage en doubles paliers qui rompent la régularité de la déclivité entre le haut piémont en glacis d'érosion et le niveau de base durancien (fig. 3).

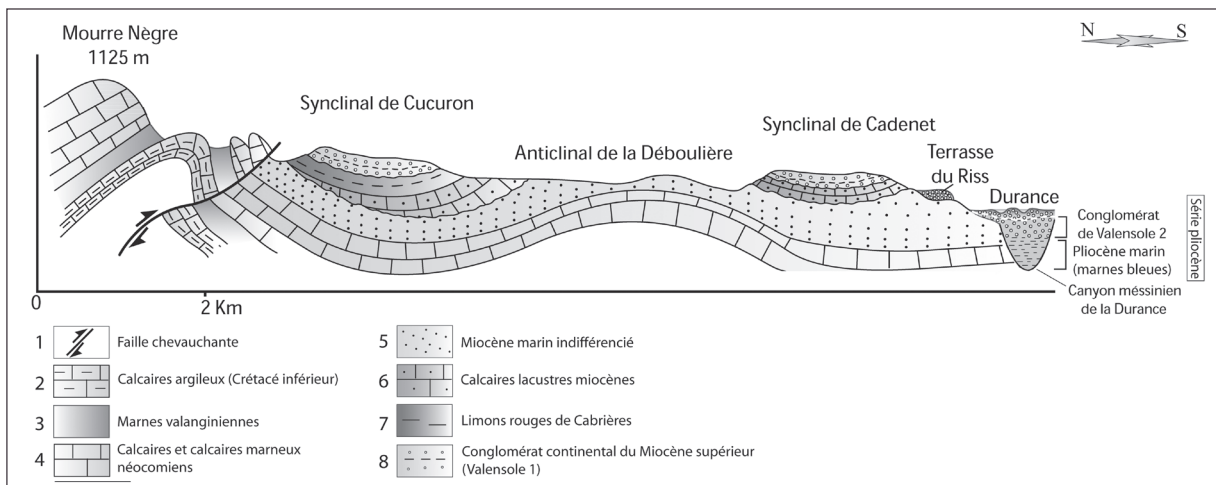


Fig. 2 : Coupe géologique du Grand Luberon du Mourre Nègre à la Durance.

Fig. 2: Geological cross-section of the Grand Luberon from the Mourre Nègre to the Durance River. 1/ Thrust fault, 2/ Clayey limestones (Lower Cretaceous), 3/ Valanginian marls, 4/ Neocomian limestones and calcareous marls, 5/ Undifferentiated marine Miocene, 6/ Miocene lacustrine limestones, 7/ Red silt of Cabrières, 8/ Upper Miocene continental conglomerate (Valensole 1).

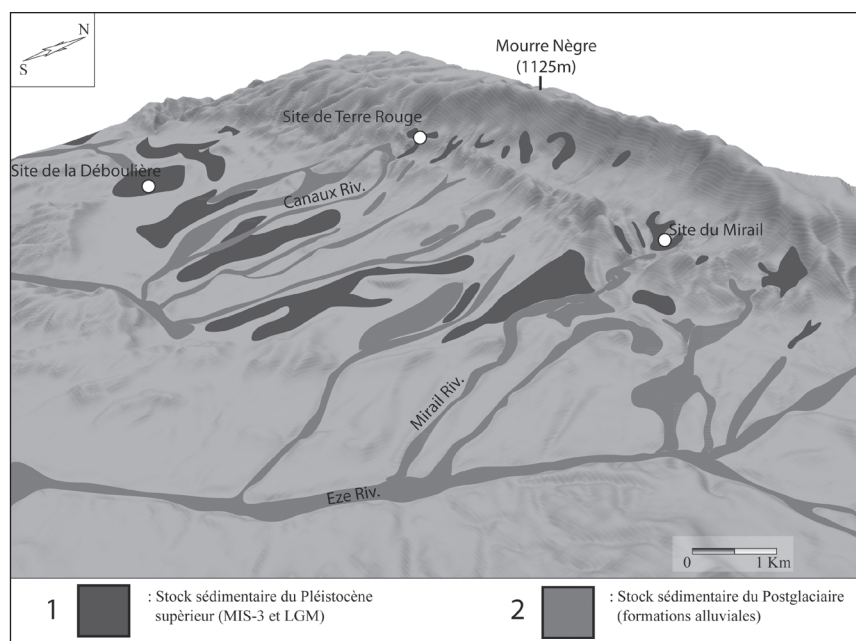


Fig. 3 : Modèle Numérique de Terrain du Grand Luberon comprenant les stocks sédimentaires du Pléistocène supérieur (1) et du Postglaciaire (2) et les sites du Mirail, de Terre Rouge et de la Déboulrière.

Fig. 3: Digital Terrain Model of Grand Luberon including Upper Pleistocene (1) and Postglacial (2) sedimentary stocks, and the Mirail, Terre Rouge and the Déboulrière sites.

La première série de collines résulte de la présence du front de chevauchement. La seconde, qui ceinture efficacement le massif, provient de la puissante incision linéaire en cluse des niveaux supérieurs miocènes constituant les synclinaux de Cadenet, de Cucuron (en inversion de relief) et l'anticlinal de la Déboulrière. Seules de puissantes formations pléistocènes sont en partie piégées et conservées au niveau du premier palier. La deuxième zone de stockage récolte l'ensemble des sédiments en transit vers la partie basse du piémont (fig. 3). Cette constatation relève probablement de la différence entre la pente vigoureuse du versant, sujette au ravinement, et la douce inclinaison de la basse plaine, zone de transfert et de stockage.

3 - MATÉRIELS ET MÉTHODES

Du point de vue des recherches portant sur le Quaternaire *lato sensu*, le secteur du Grand Luberon était assez mal connu. Seules quelques rares études étaient consacrées aux reconstitutions paléoenvironnementales de ce territoire (Bonifay, 1961 ; Gabert, 1964 ; Luminet & Ramade, 1970 ; Brundu & Crauchet, 1990 ; Ollivier, 2001). La plupart d'entre elles concernaient principalement la période postglaciaire. Depuis 2006 (Ollivier, 2006, 2009), l'intégralité des ravins a été prospectée d'aval en amont, du piémont sud au piémont nord, jusque sur les versants et les crêtes du Grand Luberon. Cette approche systématique inscrite au préalable dans le cadre du programme de recherche pluridisciplinaire « 10 000 ans de présence humaine sur le piémont méridional du Grand Luberon » dirigé par André Muller, a permis la découverte de formations pléistocènes à horizons pédologiques, objet de nos actuelles analyses.

Un ensemble de huit datations ^{14}C AMS a été réalisé sur des coupes naturelles représentatives des dynamiques environnementales pléistocènes. Afin de pouvoir établir nettement une définition des successions sédimentostratigraphiques et morphosédimentaires au sein d'une chronologie événementielle la plus précise possible. De nombreux sondages ont été réalisés pour atteindre la base des coupes (parfois jusqu'au substratum) ou mettre au jour d'éventuelles transitions latérales de faciès. Certaines formations ont pu être datées de la semelle des remblaiements jusqu'à leur toit et plusieurs ruptures séquentielles ont pu être chronologiquement encadrées. Ces datations ont principalement été réalisées par accélérateur couplé à une spectrométrie de masse (AMS) au Poznan Radiocarbon Laboratory (Adam Mickiewicz University, Poznan, Pologne). Des tests préliminaires de susceptibilité magnétique ont été entrepris sur le sol rouge de la formation du Mirail par Michel Dubar sur la plateforme technique du CEPAM (UMR 7274, Nice). La détermination des couleurs des horizons pédologiques a été effectuée à l'aide du code des couleurs des sols (Cailleux, 1981). Dans ce domaine, la limite caractéristique entre sols rouges et sols bruns est fixée en Europe occidentale à 7,5 YR (Vaudour, 1968). Les sols du Luberon s'inscrivent juste dans cette limite et pourraient être quali-

fiés de sols brun-rouge. Les données quantitatives sur les volumes érodés et accumulés concernant les glacis ont été réalisées à partir de prospections de terrains et cartographies géomorphologiques (Ollivier, 2006). Une relation entre surface à l'affleurement et puissance des dépôts a ensuite été établie afin de calculer les volumes à partir d'une numérisation polygonale des cartes géomorphologiques et Top 25 IGN (sous MapInfo professional v. 9.0) permettant de chiffrer l'étendue spatiale des formations en km^2 et d'estimer leur volume en m^3 . Le calcul de la vitesse d'érosion est ensuite obtenu selon l'approche où M est la masse volumique totale des formations, h la hauteur de la formation, d la densité et t le temps (Corbel, 1959 ; Holland, 1978 ; Cojan & Renard, 2000, notamment). La masse volumique est calculée sur la superficie érodée accumulée, selon le principe de conservation des masses (toute la masse érodée se retrouve dans les sédiments des formations). Ceci induit une part relative car l'altération chimique n'est pas présente dans le calcul. Toutefois, dans notre cas, les processus d'érosion mécanique peuvent être considérés comme dominants (notamment la gélifraction). La masse volumique réelle retenue pour le calcul des vitesses d'érosion est de 2600 kg/m^3 (Neville, 2000). Le Luberon a également fait l'objet de plusieurs travaux de recherche sur l'écologie des mollusques terrestres actuels en relation avec le climat (Labaune & Magnin, 2001), ou avec le pâturage et d'autres modes de gestion du paysage. On dispose donc pour cette région d'un remarquable référentiel actuel pouvant permettre des reconstitutions fines des paléoenvironnements. Une séquence de référence comprenant plusieurs horizons pédogénétiques a pu être échantillonnée et analysée dans le vallon du Mirail. Celle-ci complète le peu de données disponibles sur le Pléistocène supérieur de Provence dans ce domaine où seule une autre séquence a pu bénéficier d'une analyse approfondie (Magnin, 1992). La plupart des charbons envoyés pour datation ^{14}C ont été déterminés afin d'obtenir une image plus précise de la végétation des fonds de vallons pléistocènes mais également d'estimer la qualité de l'échantillonnage. L'analyse des caractères anatomiques a été effectuée au Centre de Bioarchéologie et d'Ecologie de Montpellier (CBAE, UMR CNRS 5059) par Adam Ali.

4 - RÉSULTATS

4.1 - LES FORMES ET FORMATIONS PLÉISTOCÈNES DU GRAND LUBERON

Les héritages pléistocènes prédominants sont représentés par des glacis d'accumulation et de vastes cônes torrentiels coalescents qui régularisent une grande partie du piémont sud (de Lourmarin à Peypin d'Aigues) et dans une moindre mesure, du piémont nord (principalement de Castellet à Céreste). D'importants éboulis périglaciaires à matériel calcaire drapent l'essentiel des versants. La plupart de ces formes d'accumulation, et notamment les glacis du piémont sud, ont été attribués en âge relatif à un ultime stade du Pléistocène supérieur (Würm selon la

chronologie alpine) et semblent, au cours de leur élaboration, avoir gommé la plupart des formations antérieures. Toutefois, d'autres héritages détritiques plus anciens peuvent se retrouver sous une forme très relictuelle à l'état de lambeaux caillouteux torrentiels, souvent cimentés en brèches et assez bien conservés à l'amont et aux débouchés des talwegs. Au niveau des formations anciennes composant le piémont, il ne faut pas oublier le lambeau de terrasse alluviale rissienne (SIM 6) de la Durance, qui domine en rive droite le lit majeur de la rivière de Pertuis à Lauris (puissance relative d'une dizaine de mètres) ni celui du Marderic qui s'engouffre dans le passage du torrent jusqu'à l'aval d'Ansois. Il est également fréquent de rencontrer au niveau des gorges, combes et cluses les plus encaissées, des baumes ou « abris sous roche », formes d'érosion témoignant de la vigueur des processus périglaciaires pléistocènes.

4.2 - LE CAS SINGULIER DES HORIZONS DE SOLS ROUGES DE TYPE INTERSTADIAIRE

On retrouve assez fréquemment des horizons de sols rouges à la base des puissants glaciers d'accumulation de gélifractions remaniés (transport de type « torrentiel ») du piémont méridional du Grand Luberon. Ces horizons mériteraient des analyses pédologiques et minéralogiques approfondies afin d'en éclaircir toutes les caractéristiques. Toutefois, un nombre significatif de critères issus d'analyses paléocéologiques, géochronologiques et sédimentologiques ne laissent guère de doutes sur leur origine pédologique. D'une manière synthétique, les horizons ou esquisses de sols rouges du Luberon reposent sur des sables ou des gélifractions calcaires. Sols évolués à profil ABC, ils disposent d'un horizon textural « argilique », de structures polyédriques et de prismes individualisés. Leurs éléments structuraux sont rela-

tivement anguleux et l'ensemble de leurs horizons est largement rubéfié. Leur couleur caractéristique ne peut en aucun cas être d'origine lithochrome dans le sens où ces sols rouges se retrouvent dans plusieurs vallons aux contextes lithologiques variés peu propices à ce type de phénomènes. Les datations obtenues entre 51 000 BP et 26 400 BP (tab. 1) rangeraient leur développement dans des phases plus clémentes du SIM 3 correspondant aux contextes de formations qui leurs sont habituellement attribués (climats plus humides et tempérés). Les premières analyses paléocéologiques sur certains profils, indiquent qu'ils correspondent à des périodes de développement marqué de la couverture végétale dans un contexte climatique tempéré. Enfin, les premiers tests de susceptibilité magnétique donnent des valeurs en adéquation avec celles obtenues sur d'autres sols du même type dans le sud-est de la France (Michel Dubar, communication orale).

4.3 - LES GLACIS D'ACCUMULATION DU GRAND LUBERON : DES FORMATIONS TÉMOINS DE L'INTENSITÉ DES ÉROSIONS ET DES TRANSFERTS SÉDIMENTAIRES EN VERSANT SUD MÉDITERRANÉEN AU PLÉISTOCÈNE SUPÉRIEUR

Deux formations majeures de glaciers d'accumulation à sols rouges basaux ont été étudiées sur le piémont sud du Luberon (fig. 1 et 3) : la formation de Terre Rouge (Cucuron) et celle du Mirail (Peypin d'Aigues). Ce type d'exposition méridionale permet, au travers d'observations faciologiques des sédiments, de mesurer la nature et l'ampleur des processus d'érosion/transport (gélifraction et torrentialité de piémont) dans des contextes d'insolation optimale en phase climatique froide méditerranéenne. D'une puissance dépassant les 30 m, les glaciers étudiés moulent des paléotopographies de vallons

Lab Code	Echantillon (Sample)	Date ¹⁴ C uncal. BP (1 sigma)	Date ¹⁴ C cal. BP (2 sigma)	Anthracologie (Anthracology)	G.P.S.	Auteur (Author)
Poz-12432	Terre Rouge (n4)	51000 ± 3000	Date out of range	<i>Pinus t. sylvestris</i>	N 43°47.580 E 005°28.070	Ollivier, 2006
Poz-12430	Terre Rouge (n6)	46600 ± 1600	50155 ± 2520	<i>Pinus t. sylvestris</i>	N 43°47.580 E 005°28.070	Ollivier, 2006
MAMS-11037	La Déboulière (Deb 18100)	41415 ± 415	44938 ± 712	<i>Pinus t. sylvestris</i>	N 43°45.525 E 005°24.059	Miramont, 2008 inédit/unpublished
Poz-12387	MIR 11 (n4b)	38900 ± 600	43310 ± 592	<i>Quercus t. pubescens</i>	N 43°47.580 E 005°32.220	Ollivier, 2006
Poz-7800	MIR 11 (n1b)	37000 ± 700	42227 ± 376	<i>Pinus t. sylvestris</i>	N 43°47.580 E 005°32.220	Ollivier, 2006
Poz-12429	Terre Rouge (n10)	32700 ± 300	38016 ± 697	<i>Pinus t. sylvestris</i>	N 43°47.580 E 005°28.070	Ollivier, 2006
Poz-17627	Terre Rouge II	26400 ± 600	31145 ± 527	<i>Pinus t. sylvestris</i>	N 43°47.543 E 005°27.746	Ollivier, 2007 inédit/unpublished
Poz-17284	Mirabeau 11	11420 ± 140	13323 ± 180	-	N 43°41.410 E 005°40.741	Ollivier 2006

Tab. 1 : Datations radiocarbone et déterminations anthracologiques réalisées dans le Luberon.
Tab. 1: Radiocarbon datings and anthracological determinations performed in the Luberon.

préalablement incisés. Ces formations pléistocènes sont les plus volumineuses connues dans l'ensemble des massifs provençaux. Les séries géologiques à l'affleurement, alternant majoritairement entre marno-calcaires et molasses sableuses, y sont plus tendres que les calcaires denses constituant les reliefs de la Sainte-Victoire, de la Sainte-Baume ou encore des Alpilles. Disposant d'un fort développement amont-aval sur environ 6 km, ils couvrent une surface approximative de 10 km². Leur volume de dépôt, représentant environ 100 Mm³, esquisse remarquablement bien la vigueur de l'érosion et des transferts sédimentaires ayant affecté la combe anticlinale du Grand Luberon. Les taux d'érosion moyens du versant pour les SIM 3 et SIM 2, périodes d'aggradation des formations de glacis (en fonction des bassins les concernant), sont estimés autour de 0,2 à 1,2 mm/an. En considérant l'état globalement clairsemé de la couverture végétale méditerranéenne sur la durée des deux stades, dominée par les taxons steppiques et arbus-tifs ainsi que quelques pins de type *sylvestris* (Cattani & Renault-Miskovsky, 1989 ; Magnin, 1991 ; López-Sáez *et al.*, 1998 ; Théry, 1998), ces valeurs ne sont pas considérablement éloignées de celles obtenues en rhexistatie sur des lithologies marno-calcaires et topographies voisines du Luberon (Delannoy & Rovéra, 1996 ; Hallet *et al.*, 1996 ; Lecompte *et al.*, 1998 ; Rovéra *et al.*, 1999). Ces vitesses d'érosion, sans être exceptionnelles, sont aussi très comparables à celles obtenues en basse Provence sur de plus longues durées, dans des travaux

intégrant également l'évolution de la tectonique active (Siame *et al.*, 2004 ; Molliex *et al.*, 2013).

4.4 - LE GLACIS D'ACCUMULATION DE TERRE ROUGE

Incisé de manière importante sur 25 à 30 m d'épaisseur par le torrent des Canaux, le glacis de Terre Rouge (fig. 1, 3 et 4) offre de nombreuses coupes stratigraphiques lisibles sur 15 m de puissance relative. La section étudiée correspond à la marge latérale d'un paléovallon positionné une dizaine de mètres en contre haut du ravin actuel. Cette position marginale par rapport à l'axe d'écoulement lors de la phase de dépôt a probablement permis le développement de plusieurs niveaux de « sols rouges » (berges ?) entre 51 000 ± 3 000 BP et 46 600 ± 1 600 BP. Avant 32 000 ± 300 BP, un puissant cailloutis torrentiel composé de gélifracsts remaniés recouvre en contact ravinant ces niveaux de sols. Ces deux phases majeures de sédimentation sont vraisemblablement associées au passage de conditions climatiques plus tempérées (développement de la pédogenèse) à un ou des contextes plus froids de type périglaciaire où la cryoclastie s'exprime largement (fournissant en abondance un matériel calcaire gélifracté sub-anguleux à anguleux). Le transit des matériaux d'origine périglaciaire semble assuré par des conditions de type torrentiel évoquant l'existence de phases climatiques contrastées (variabilité des régimes de précipitations) dans une ambiance à dominante froide.

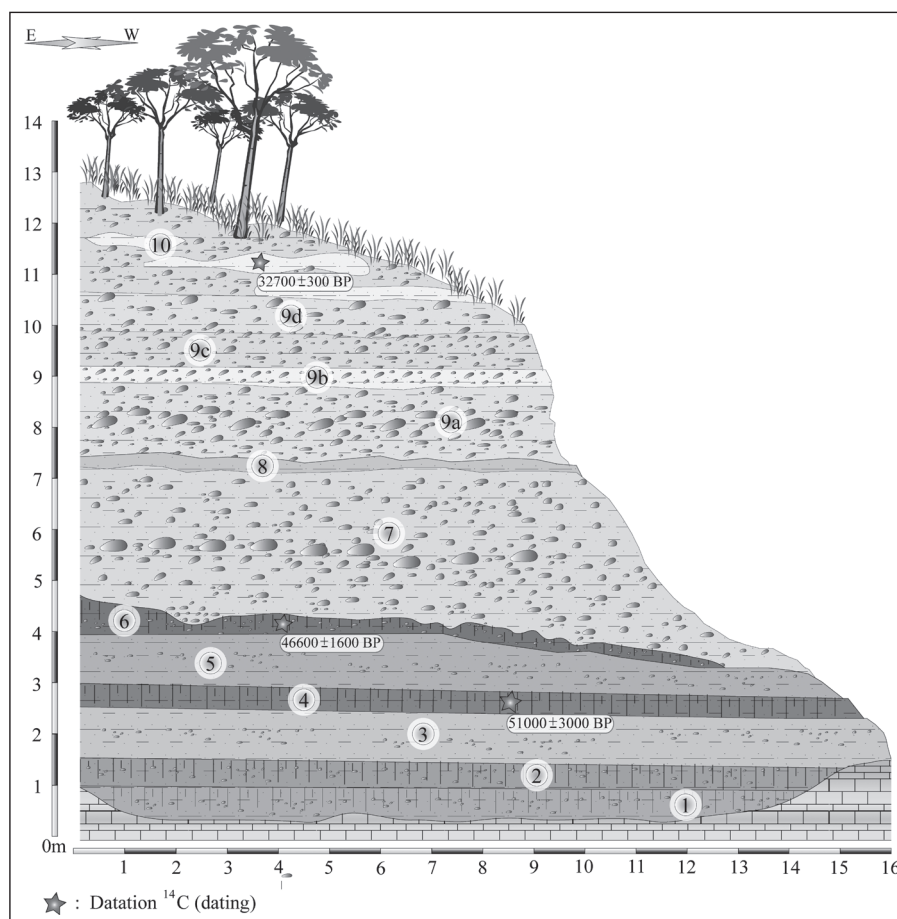


Fig. 4 : Coupe stratigraphique de Terre Rouge.
Fig. 4: Stratigraphic section of Terre Rouge.

4.4.1 - Profil stratigraphique de la section de Terre Rouge

De la base au sommet (fig. 4), on distingue les unités stratigraphiques suivantes :

– 1/ esquisse de sol rouge (rose, 7,5 YR 8/4) à tendance limono-sableuse. Quelques éléments du substratum (ici constitué de molasse miocène) sont présents sous la forme de petits cailloutis sub-anguleux à anguleux de 1 à 3 cm de grand axe. Quelques phénomènes d'altérations et de carbonatation secondaire (agrégats) sont à signaler ;

– 2/ niveau quasiment identique à pédogenèse plus marquée (rose, 7,5 YR 7/4) et cailloutis épars sub-anguleux à sub-émoussé ;

– 3/ ensemble limono-sableux rose (7,5 YR 8/4) à cailloutis épars (sub-anguleux à sub-émoussé et de 1 à 5 cm de grand axe) ;

– 4/ « sol rouge » (brun clair, 7,5 YR 6/4) assez développé à tendance argilo-limoneuse contenant d'importants et nombreux charbons de *Pinus* type *sylvestris* (date obtenue : 51 000 ± 3 000 BP) ;

– 5/ niveau rose (7,5 YR 8/4) assez sableux à cailloutis épars (sub-anguleux à sub-émoussé de 1 à 3 cm de grand axe) et phénomènes de carbonatation secondaire ;

– 6/ « sol rouge » (jaune rouge, 5 YR 6/6) à tendance argilo-limoneuse. Quelques cailloutis épars (sub-anguleux et de 1 à 3 cm de grand axe) et de nombreux charbons de *Pinus* type *sylvestris* (date obtenue : 46 600 ± 1 600 BP) sont à remarquer ;

– 7/ nappe caillouteuse en contact ravinant sur le « sol rouge » du niveau 6, composée d'un cailloutis calcaire (matériel lithologique d'amont) sub-anguleux à anguleux, de 5 à 40 cm de grand axe, emballé dans une matrice sableuse (blanche, 10 YR 9/2) fortement carbonatée ;

– 8/ ensemble limono-sableux blanc (5 Y 8/1) ;

– 9a-d/ alternance de niveaux à gélifrac (cailloutis calcaire) sub-anguleux de 5 à 40 cm de grand axe emballés dans une matrice sableuse blanche (5 Y 8/1) fortement carbonatée ;

– 10/ niveau caillouteux (cailloutis calcaire sub-anguleux de 1 à 10 cm de grand axe) à lentilles limono-sableuses blanches (5 Y 8/1) très carbonatées et macro-charbons (branche carbonisée provenant de *Pinus* type *sylvestris* datée à 32 000 ± 300 BP).

Une centaine de mètres en aval de cette première coupe, une seconde section présente un sol rouge relativement bien développé (brun, 7,5 YR 5/2) et recouvert en contact ravinant par de puissantes nappes caillouteuses à gélifrac remaniés. Dans la coupe amont, les niveaux pédogénésés sont positionnés environ 10 m en contre haut du chenal actuel, ici le « sol » repose directement sur le substrat du fond de vallon. La relation géométrique entre ces différents horizons de sols rouges est rompue. Une datation de ce niveau très riche en charbons a donné 26 400 ± 600 BP (31 145 ± 527 ans cal. BP). Cette seconde formation emboîtée dans la précédente implique une phase d'incision postérieure à 32 700 ± 300 BP (38 016 ± 697 ans cal. BP) à laquelle succède une ultime période de pédogenèse pléistocène.

L'analyse morphosédimentaire des formations pléistocènes de Terre Rouge permet de dégager un premier schéma local d'évolution en six étapes : I) conditions édaphiques relativement stables, climat de type interstadaire, développement de la pédogenèse, constitution de sols rouges ; II) contact érosif ravinant, installation d'un pôle sédimentaire de plus haute énergie (renforcement des caractéristiques alluviales et fortes accumulations de gélifrac remaniés) inféodé à un changement des conditions climatiques ; III) mise en place d'une incision majeure se développant entre 32 700 ± 300 BP et 26 400 ± 600 BP (38 016 ± 697 et 31 145 ± 527 ans cal. BP) ; IV) nouvelle phase de pédogenèse signant le retour de condition tempérées autour de 26 400 ± 600 BP (38 016 ± 697 et 31 145 ± 527 ans cal. BP) ; V) retour de conditions péri-glaciaires à production et accumulation de gélifrac au sein de dynamiques torrentielles ; VI) incision/dissection du glaciais jusqu'au niveau du talweg actuel entre la fin du Dernier Maximum Glaciaire et le début du Tardiglaciaire.

4.5 - LE GLACIS D'ACCUMULATION DU MIRAIL

Offrant des caractéristiques morphosédimentaires relativement similaires à la formation de Terre Rouge, le glaciais d'accumulation du Mirail (fig. 1, 3 et 5) est également profondément entaillé sur plus de 30 m par une branche latérale gauche du ravin. Une imposante section en rive gauche a pu être étudiée en détail. Le remplissage repose sur le substratum marno-calcaire et correspond à une bordure de paléotalweg dont une partie seulement de la sédimentation du chenal est préservée. La séquence montre successivement de la base au sommet des niveaux sablo-limoneux à traces de rubéfaction (liserés charbonneux) et nombreux charbons dont des éléments de sol rouge antérieurs ont probablement été remaniés. Des horizons de sol rouge bien développé succèdent ensuite et sont recouvert en contact légèrement ravinant par un épais cailloutis de gélifrac remaniés sur plus d'une vingtaine de mètres de puissance.

4.5.1 - Profil stratigraphique de la section du Mirail

Située N 43°47'58" et E 05°32'22", la section du Mirail (fig. 5) montre de la base au sommet :

– 1a/ niveau sablo-limoneux brun très pâle (10 YR 7/4, à charbons diffus) ;

– 1b/ niveau limono-sableux brun très pâle (10 YR 7/4) à charbons épars et traces de rubéfaction. Une date à 37 000 ± 700 BP a été obtenue sur charbon de *Pinus* type *sylvestris* ;

– 2/ niveau limono-sableux jaune rouille (7,5 YR 7/8) à charbons diffus et lentilles caillouteuses aux éléments calcaires hétérométriques émoussés à sub-émoussés de 0,5 à 30 cm de grand axe (fig. 5) ;

– 3/ ensemble à cailloutis hétérométriques émoussés de 0,3 à 10 cm de grand axe. L'interphase avec le niveau supérieur présente un liseré charbonneux (fig. 5), parfois rubéfié à charbons abondants (rose, 5 YR 7/4) ;

– 4a/ niveau sablo-limoneux rose (5 YR 8/4) à charbons diffus de taille importante et lentilles caillouteuses dont les éléments font entre 0,3 et 5 cm ;

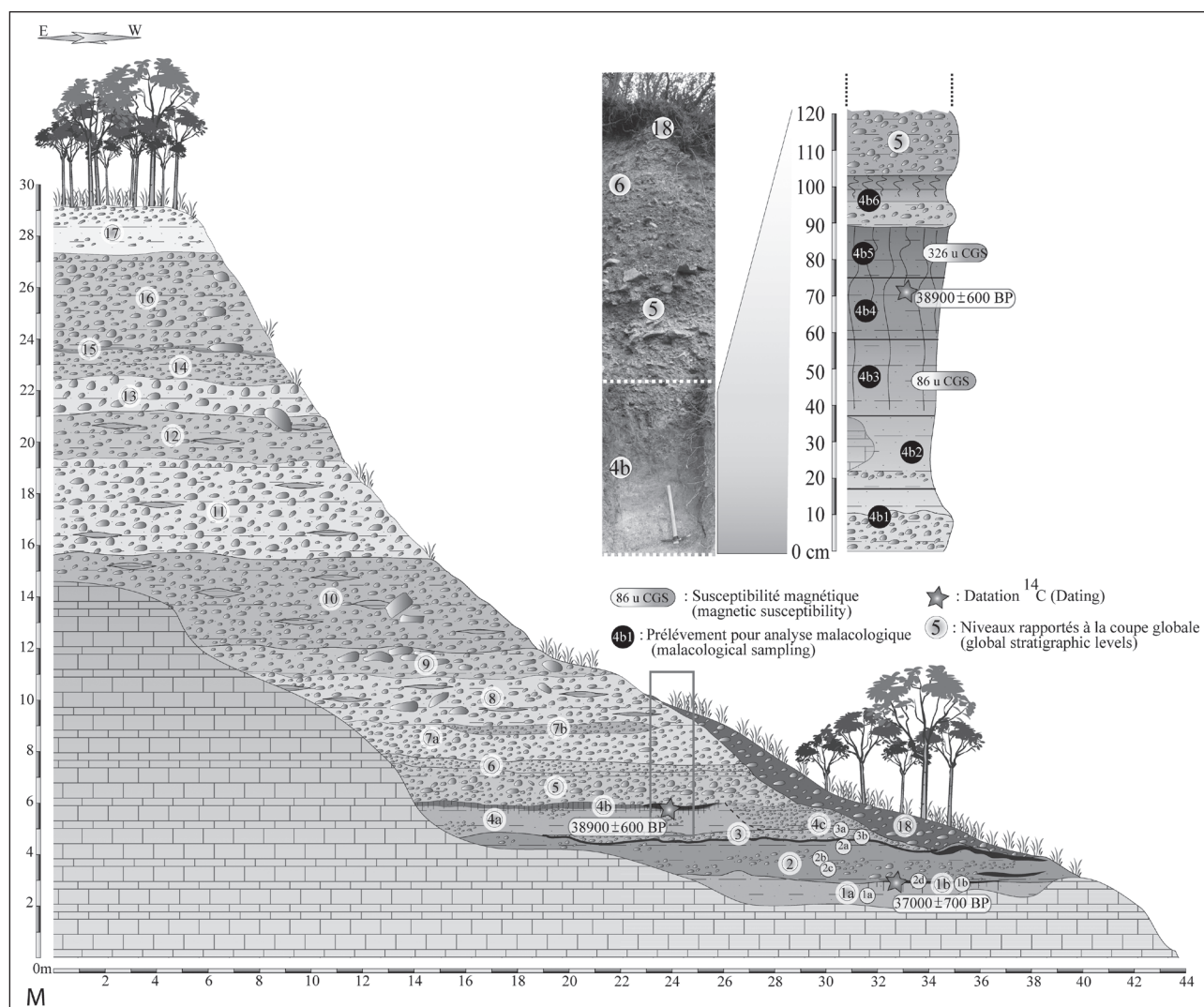


Fig. 5 : Coupe stratigraphique du Mirail et détail sur la zone de prélèvements malacologiques et de susceptibilité magnétique dans les horizons pédologiques.

Fig. 5: Stratigraphic section of le Mirail and detail of the area sampled for molluscs and magnetic susceptibility in soil horizons.

– 4b/ horizons de « sol rouge » (cf. description additionnelle) brun vif (7,5 YR 5/8) daté à $38\,900 \pm 600$ BP sur charbon de *Quercus* type *pubescens* (fig. 5) ;

– 4c/ niveau sablo-limoneux rose (5 YR 8/4) à charbons diffus de taille importante et lentilles caillouteuses dont les éléments font entre 0,3 et 5 cm. En sommet de niveau un ensemble limoneux rubéfié contenant quelques charbons peut être observé ;

– 5/ alternance de blocs calcaires volumineux sub-anguleux à sub-émoussés jusqu'à 20 cm de grand axe et de cailloutis au granoclassement positif de 0,5 à 5 cm de diamètre sub-émoussés et emballés dans une matrice sableuse brun très pâle (10 YR 8/3) ;

– 6/ niveau caillouteux plus fin dont les éléments ne dépassent pas 4 cm de grand axe et sont quasiment sans matrice sédimentaire fine ;

– 7-16/ niveaux caillouteux à lentilles sablo-limoneuses (fig. 5). Quelques altérations, carbonatations et cimentations interviennent dans un ensemble relativement homogène blanc (10 YR 9/2) ;

– 17/ ensemble limono-sableux jaune (2,5 Y 9/6) très altéré et carbonaté surmonté d'un petit cailloutis et de blocs calcaires épars ;

– 18/ nappe alluviale récente à cailloutis calcaire sub-émoussé et hétérométrique emballé dans une matrice sablo-limoneuse brune (brun pâle, 10 YR 6/3).

4.5.2 - Détail des niveaux concernant les horizons de sol rouge de la section du Mirail

– 4b1/ nappe alluviale à petit cailloutis émoussé de 0,5 à 2 cm de grand axe, sables et argiles (brun très pâle, 10 YR 8/3) ;

– 4b2/ niveau correspondant probablement à un horizon pédologique C (?) à argiles et sables roses (7,5 YR 7/4). Un bloc marno-calcaire du substrat est présent ;

– 4b3/ horizon C à argiles bruns très pâles (10 YR 7/4), sables, agrégats et nodules de carbonatation (0,5 cm de diamètre maximum) et charbons. Test de susceptibilité magnétique : 86 u CGS ;

– 4b4/ probable horizon B à argiles brunes (7,5 YR 5/2) au débit polyédrique. Quelques rares agrégats et nodules de carbonatation (0,3 cm de diamètre maximum) sont présents. Un charbon de *Quercus* type *pubescens* a été daté à $38\,900 \pm 600$ BP dans ce niveau ;

– 4b5/ probable horizon B à argiles (brun vif, 7,5 YR 5/6) et sables grossiers. Test de susceptibilité magnétique : 326 u CGS ;

– 4b6/ probable horizon C d'un niveau de sol supérieur érodé, composé d'argiles roses (7,5 YR 7/4), sables et passée caillouteuse basale aux éléments hétérométriques (3 cm de grand axe) et relativement anguleux.

Les tests de susceptibilité magnétique montrent des résultats significatifs (4b5 : 326 u CGS ; 4b3 : 86 u CGS) qui entrent dans les mêmes valeurs que celles obtenues pour des « sols rouges » de ce type en domaine durancien (Michel Dubar, communication orale) pour le niveau 4b5. Des analyses approfondies devront être effectuées pour définir ce qui relève de l'altération pédologique et/ou d'un hypothétique incendie.

Trois étapes de l'évolution de la morphogenèse du Pléistocène supérieur peuvent être dégagées de l'analyse de la formation du Mirail : I) accumulation alluviale et développement d'une pédogenèse dans un contexte climatique de type interstadaire ; II) incision modeste/recoupement du chenal principal et accumulation caillouteuse au sein de conditions climatiques de type périglaciaire ; III) incision majeure probablement de la fin du Dernier Maximum Glaciaire, petite accumulation emboîtée récente et dernière incision atteignant le substratum.

4.6 - EXPRESSION PALÉOCLIMATIQUE ET PALÉO-ENVIRONNEMENTALE DU SOL ROUGE DU MIRAIL : LES DONNÉES MALACOLOGIQUES

Seule la base de la section du Mirail (niveaux 1 à 4, fig. 5) a fait l'objet de prélèvements pour analyses malacologiques. La faune malacologique est plus abondante et diversifiée que les observations de terrain le laissaient espérer : 3 473 individus et 33 taxons identifiés. La plus grande pauvreté de certains échantillons est due à la fragmentation (3b), à la pédogenèse (4b5) ou à la conjugaison des deux phénomènes (4b6).

Dans son ensemble, la malacofaune recueillie indique des milieux forestiers ouverts et un climat tempéré, probablement au moins aussi chaud que l'actuel. *Pomatias elegans* est une espèce relativement thermophile, qui craint les hivers rigoureux, et qui ne se trouve pas, actuellement, à des altitudes supérieures à 1 100 m. On la trouve ici dans tous les prélèvements. *Rumina decollata* est une espèce strictement méditerranéenne, plus thermophile que la précédente, et qui ne vit plus aujourd'hui sur le site. Elle a été trouvée dans six des quatorze prélèvements analysés. D'autres espèces méditerranéennes plus ou moins thermophiles sont présentes dans différents échantillons.

On peut noter quelques différences entre les niveaux 1 à 3 et le niveau 4. Ces différences, soulignées par l'absence d'assemblages de transition, pourraient être un argument en faveur d'une discordance entre ces niveaux, discordance déjà envisagée parce que le contact entre les niveaux 1 à 3 et le niveau 4 n'est pas visible sur le terrain, et parce que ce dernier niveau, quoique plus haut, a fourni un âge ¹⁴C plus ancien. Cependant, l'absence même d'assemblages de transition peut expliquer la perception de ces différences. Quarante-huit pour cent

des taxons sont communs aux deux groupes de niveaux. Les niveaux 1 à 3 ont en propre les espèces suivantes : *Lauria cylindracea*, *Granopupa granum*, *Vallonia costata*, *Truncatellina callicratis*, *Vitrea narbonensis*, *Euomphalia strigella*, *Xerosecta cespitum*, *Urticicola* sp. *G. granum* et *V. costata* sont particulièrement représentatives ; relativement abondantes et constantes dans ces niveaux, elles disparaissent soudainement dans le niveau 4. En revanche, les taxons suivants sont propres au niveau 4 : *Sphyradium doliolum*, *Abida polyodon*, *Testacella haliotidea*, *Clausiliidae* sp. indéterminé., *Xerocrassa geyeri*, *Monacha cantiana*, *Candidula unifasciata* et *Cernuella* sp. Ici c'est l'apparition soudaine d'espèces comme *T. haliotidea* et *C. unifasciata* qui est surprenante.

Il est difficile d'établir avec certitude la signification paléoenvironnementale de ces différences. L'abondance de *G. granum*, *V. costata*, *T. callicratis*, *P. pygmaeum*, *V. contracta* et *Oxychilus* sp. semble indiquer, pour les niveaux 1 à 3, des milieux plus fermés avec un recouvrement important du sol par la litière. Au contraire, la présence de *C. unifasciata*, de *Cernuella* sp. et de *X. geyeri* pourrait traduire une meilleure représentation de la strate herbacée dans le niveau 4.

Les assemblages des niveaux 1 à 3 sont très comparables et ne permettent pas de mettre en évidence des changements significatifs du climat ou de l'environnement. Il en est de même pour le niveau 4. Seule la présence de *X. geyeri* dans l'échantillon 4b6 pourrait éventuellement correspondre aux prémices d'un refroidissement climatique. Dans le Luberon, cette espèce ne vit aujourd'hui qu'à des altitudes supérieures à 775 m. Cet éventuel changement climatique doit être vérifié. Pour cela, il faudra rechercher dans le reste de la séquence, constituée essentiellement d'éléments grossiers, des lentilles de sédiment fin susceptibles d'être étudiées, à condition toutefois, que le niveau 5 soit bien en continuité avec le niveau 4.

5 - RYTHMES ET BILANS DE LA MORPHOGENÈSE PLÉISTOCÈNE DANS LE LUBERON

La morphogenèse de la fin du Pléistocène est remarquablement bien représentée dans les formations du Luberon (fig. 6 et 7). De l'étude de ces héritages morphogéniques plusieurs points se dégagent. En dehors des hautes terrasses de l'Eze, de la Durance et d'une ancienne surface d'abandon à croûte calcaire bien observable dans les secteurs des villages de Peypin d'Aigues et de la Motte d'Aigues (dont l'âge relatif doit remonter à minima au SIM 6 ; Ollivier, 2006), il n'y a pas de formations antérieures au SIM 3 sur le piémont méridional du Grand Luberon. La plupart des talwegs et vallons, sièges d'une intense morphodynamique jusqu'à l'actuel, ont été incisés et vidangés jusqu'au substratum antérieurement à 55 000 BP. Par la suite, de nombreux et puissants glacis d'accumulation s'y sont développés. Ces glacis comprennent à la base des horizons pédologiques synonymes d'épisodes tempérés, recouverts lors des phases plus froides par plusieurs nappes caillouteuses. L'en-

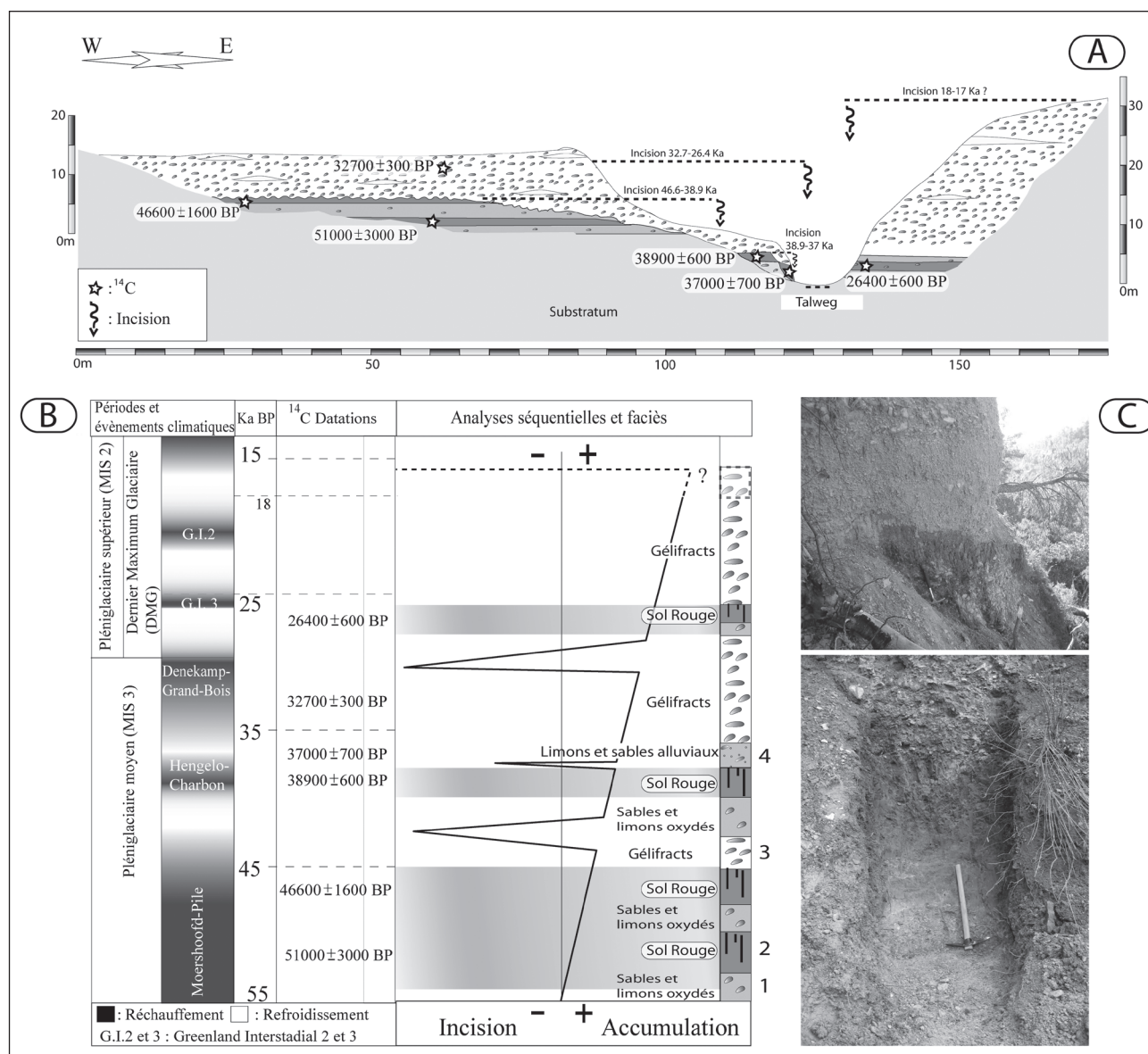


Fig. 6 : Synthèse de l'évolution morphogénique du Pléistocène supérieur dans le Grand Luberon.

A/ Organisation des formations, B/ Analyse séquentielle synthétique des successions stratigraphiques, C/ Photo des paléosols à la base des glacis à Terre Rouge et dans le Mirail.

Fig. 6: Summary of the Upper Pleistocene morphogenetic evolution in the Grand Luberon. A/ Formation organisation, B/ Synthetic sequential analysis of stratigraphic successions, C/ Picture of paleosols at the basis of the glacis at Terre Rouge and le Mirail sites.

semble de ces dépôts s'exprime largement à partir des versants avant de mourir à proximité de la plaine durancienne. Leur analyse permet d'établir une trame détaillée de l'évolution paysagère du Luberon pour la seconde moitié du Pléistocène supérieur.

5.1 - SIM 3

Dès 51 000 ± 3 000 BP plusieurs sols rouges se développent dans des vallons déjà largement surcreusés (fig. 6 et 7). Ces sols ou horizons de sols se sont majoritairement développés au cours des interstades intrapléniglaciaire de Moershoofd-Pile, Hengelo-Charbon et Denekamp-Grand Bois (Van der Hammen *et al.*, 1967 ; Zagwijn, 1974, Van Huissteden, 1999). Ces anomalies climatiques (au regard du contexte glaciaire dominant) affichent des températures proches de l'actuel d'après les études paléoclimatiques globales. Pour la Provence,

les premiers résultats des analyses malacologiques du Luberon (présence de *Rumina decollata* L., espèce à distribution méditerranéenne) soutiennent cet état de fait.

Une série répétée de trois épisodes de pédogenèses plus ou moins développées se distingue au cours de l'interstade de Moershoofd-Pile. Deux d'entre eux sont identifiés à Terre Rouge respectivement vers 51 000 ± 3 000 BP et 50 155 ± 2 520 ans cal. BP (46 600 ± 1 600 BP). Un troisième épisode entre 43 310 ± 592 ans cal. BP (38 900 ± 600 BP) et 42 227 ± 376 ans cal. BP (37 000 ± 700 BP) est également enregistré dans la formation de glacis du Mirail. Entre 45 443 ± 882 ans cal. BP (42 000 ± 600 BP) et 42 227 ± 376 ans cal. BP (37 000 ± 700 BP), une importante incision est mise en évidence. Celle-ci pourrait correspondre à une augmentation des précipitations soulignée par des phases d'érosion/incisions autour de ca. 43 000/40 000 ans cal. BP dans des séquences fluvia-

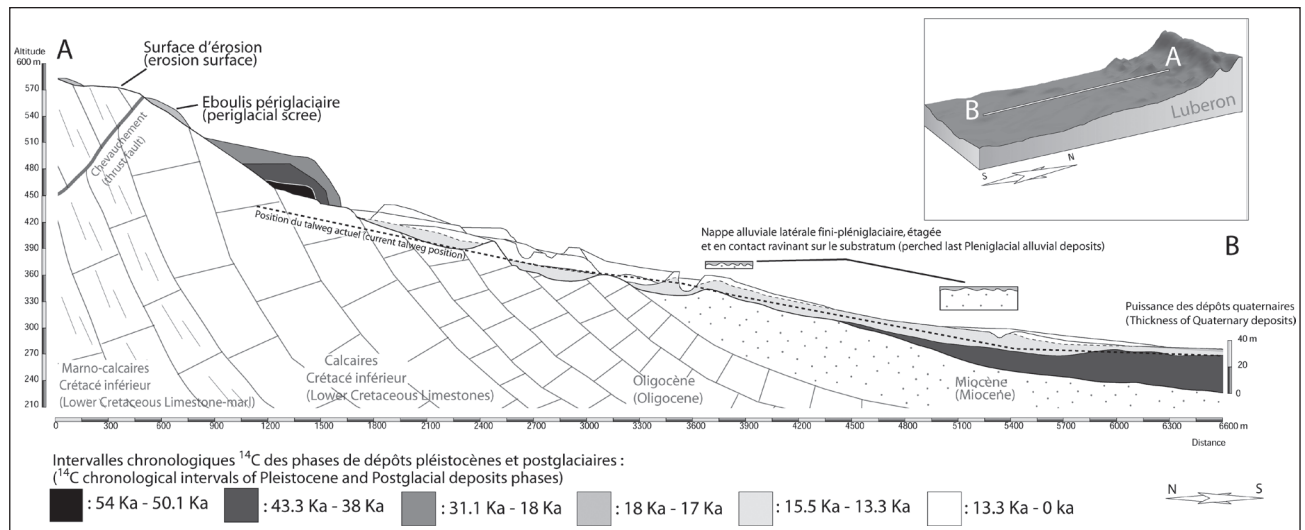


Fig. 7 : Organisation longitudinale des dépôts du Pléistocène supérieur et du Postglaciaire sur le piémont sud du Grand Luberon.
 Fig. 7: Longitudinal organisation of Upper Pleistocene and Postglacial deposits on the southern piedmont of the Grand Luberon.

tiles ouest européennes (Van Huissteden *et al.*, 2001 ; Van Huissteden & Pollard, 2003). La présence de nappes torrentielles limono-argileuses et charbonneuses datées autour de $44\,938 \pm 712$ ans cal. BP ($41\,415 \pm 415$ BP) et emboîtées dans la partie aval du glacier de Terre Rouge (site de la Déboulière dans la gravière de Vaugines), pourrait témoigner de ces épisodes d'érosion et de recrudescence des précipitations.

Les nombreux sols rouges, qui expriment individuellement des périodes de stases morphogéniques, sont ensuite recouverts d'un puissant cailloutis torrentiel qui se dépose au moins jusqu'à $38\,016 \pm 697$ ans cal. BP ($32\,700 \pm 300$ BP). Les formations de glacis d'accumulation comprenant les sols rouges et les nappes caillouteuses torrentielles dépassent alors les 30 m de puissance. L'énergie de transit semble forte, au regard des faciès caillouteux souvent de diamètre important et des volumes accumulés, mais discontinue car les émoûssés sont faibles, évoquant des précipitations contrastées et/ou épisodiques.

5.2 - SIM 2

Une nouvelle incision de grande ampleur intervient ensuite postérieurement à $38\,016 \pm 697$ ans cal. BP ($32\,700 \pm 300$ BP) en atteignant le substratum (fig. 6 et 7). Une dernière phase de pédogenèse se développe ensuite autour de $31\,145 \pm 527$ ans cal. BP ($26\,400 \pm 600$ BP) juste avant l'avènement du Dernier Maximum Glaciaire (DMG) dont l'expression se traduit ici par le retour rapide, en contact ravinant sur ce sol, des nappes de gélifracis remaniés.

Lors du DMG, les phases de dépôts sont plus fréquemment représentées par des formations d'éboullis cryoclastiques et de glacis d'accumulation à faible extension aval (fig. 7), retranchés à proximité des versants et aux cailloutis intensément et finement gélifracés à l'organisation proche des grèzes litées. Les remblaiements, bloqués sur les amonts, ont une puissance supérieure à ceux du SIM 3 (fig. 6 et 7), en corrélation avec l'exacerbation de la production sédimentaire et la modestie des

transferts longitudinaux inhérentes au contexte bioclimatique froid. Les volumes des glacis du SIM 3 sont en revanche comparables ou supérieurs à ceux du SIM 2 car ils recouvrent une importante surface sur le piémont en rapport avec des conditions climatiques plus fluctuantes et de plus forts transits longitudinaux.

Ceci se traduit dans les paysages par l'absence de formations caractéristiques du SIM 2 sur la partie basse du piémont (fig. 7) où ne résident que la prolongation des glacis d'accumulation du SIM 3, sous la forme de cônes de déjections massifs et coalescents ou de remplissages de larges alvéoles et dépressions structurales (carrière de Vaugines par exemple). D'ailleurs, la couverture de surface des glacis, semble avoir été débitée *in situ* par le gel (donc sans remobilisation ni transport importants) et porte des marques d'éolisations sur la face supérieure des cailloutis superficiels (confirmation des observations effectuées par Gabert, 1964) dont la matrice sableuse contient des grains de quartz piquetés par déflation (Gabert, 1964). Ces observations témoignent du caractère sec du climat du Dernier Maximum Glaciaire en Luberon et tranchent avec les propositions de Prentice *et al.* (1992) et Peyron *et al.* (1998) sur une augmentation des précipitations en région méditerranéenne pour cette période.

5.3 - TRANSITION SIM 2 / TARDIGLACIAIRE

Postérieurement au DMG dont l'apogée se situe autour de 20 000 ans cal. BP en moyenne Durance (Jorda *et al.*, 2000) des conditions plus humides et moins froides, qui préfigurent l'entrée dans le Postglaciaire, réalimentent les bassins torrentiels et relancent le transit longitudinal des sédiments. Ces flux hydriques, encore probablement diffus et superficiels, engendrent en amont l'emboîtement pelliculaire de lanières torrentielles dans les glacis du SIM 3. En aval, cette dynamique se traduit par le dépôt en contact ravinant, sur les escarpements miocènes qui dominent la plupart des vallons, de nappes torrentielles caillouteuses (fig. 7) dont l'émoûssé des éléments et la puissance des accumulations soulignent le carac-

tère hydrodynamique renforcé des écoulements par rapport à l'amont (secteur de la Stèle vers Saint-Martin-de-la-Brasque, d'Ansouis, etc.). La pérennité de cette nouvelle tendance morphogénique associée ou corrélative de changements environnementaux majeurs autour de 18 000 ans cal. BP (Schoeneich, 2003) engendre l'établissement d'une puissante phase d'incision (entre 17 000-18 000 ans cal. BP, Greenland Stadial-2b / transition Pléniglaciaire supérieur-Tardiglaciaire) qui entaille profondément les formations de glaciis du dernier Pléniglaciaire sur plus de 30 m en débutant par les amonts (cf. coupes de Terre Rouge et du Mirail) où s'ouvrent à nouveaux les bassins de réception.

6 - SYNTHÈSE RÉGIONALE ET DISCUSSION

Les héritages morphosédimentaires du dernier Pléniglaciaire sont largement visibles lorsqu'on observe dans le détail les paysages alpins et provençaux. Cependant, compte tenu des problèmes de conservation des données liés à l'âge et aux faciès souvent caillouteux des formations, inhibiteurs de la préservation des matériaux organiques datables, encore trop peu de datations radiocarbones sont disponibles pour cette période dans le sud-est de la France (tab. 2). Les nouveaux résultats obtenus dans le sud Luberon fournissent des indications de première importance qui élargissent les possibilités d'analyses et de comparaisons des modalités de la morphogénèse du dernier glaciaire. Différents indicateurs géomorphologiques régionaux datés peuvent être confrontés aux données du Luberon afin de préciser les rythmes et les moteurs des réponses paysagères aux variations climatiques au cours du Pléistocène supérieur en Provence (fig. 8 et 9, tab. 2 et 3). Parmi ces différents marqueurs, les horizons de sols, formations loessiques ou éoliennes, terrasses alluviales et édifices travertineux sont à privilégier de par leurs caractéristiques et significations morphoclimatiques. Les vestiges paléoécologiques qu'ils contiennent renforcent le détail des reconstitutions climatiques affectant la dynamique paysagère.

6.1 - HORIZONS PÉDOLOGIQUES

Dans le Luberon, les horizons de sols rouges datés entre 51 000 ± 3 000 BP et 42 227 ± 376 ans cal. BP correspondent au complexe interstadial de Moershoofd-Pile (SIM 3). Nos premières analyses malacologiques confirment une augmentation des températures (relativement proches ou équivalentes de l'actuel) lors de cet interstade en Provence. La découverte d'un paléosol noir par Michel Dubar à Forcalquier en 1982 rejoindrait ce constat (fig. 8 et 9). Celui-ci, inscrit dans une formation alluviale, contenait plusieurs fragments d'os de grands mammifères dont la partie distale d'un cubitus humain. La datation ¹⁴C AMS de charbons contenus dans le même niveau, réalisée beaucoup plus récemment (2005), donna 45 000 ± 4 000 BP (Dubar, 2008). Ce résultat confère à la découverte un caractère exceptionnel puisqu'il s'agirait en toute vraisemblance du reste humain le plus ancien

découvert dans le bassin de la Durance, qui plus est en pleine tendance tempérée au niveau régional.

Dans le vallon de la Vautubière (Ambert et al., 1974), entre Berre et Salon (fig. 8 et 9), un horizon lithochrome séparant deux séries de dépôts éoliens à structure dunaire a été daté à 37 398 ± 1 957 ans cal. BP (31 900 ± 1 700 BP). A Terre Rouge (Cucuron), sur le piémont méridional du Grand Luberon, un niveau à traces de rubéfaction et à charbons volumineux et abondants (*Pinus* type *sylvestris*) intercalé entre plusieurs nappes caillouteuses torrentielles à gélifractions est daté à 38 016 ± 697 ans cal. BP (32 700 ± 300 BP). Enfin, à la Tuilière de Saint-Saturnin (commune de Villeneuve), une colluvion argileuse rouge caillouteuse (Dubar, 1979b) est datée < 37 000 BP et > 30 000 BP. Ces trois ensembles appartiennent à la période interstadiale d'Hengelo-Charbon qui succède, après un « bref » retour des conditions glaciaires, à celle de Moershoofd-Pile. Une augmentation de la couverture végétale lors de cette pulsation tempérée pourrait expliquer la présence de charbons dans les différents niveaux datés de cette période entre Luberon et basse Provence. Il est possible que la plus « courte durée » d'Hengelo-Charbon, associée à un réchauffement climatique probablement moins important que celui de Moershoofd-Pile, soient responsables de l'apparente absence de sol dans les formations étudiées.

L'évolution de la morphogénèse provençale lors du Dernier Maximum Glaciaire semble globalement suivre celle des Alpes du Sud. Cette apparente similarité provient peut être du manque de données chronologiques radiométriques qui pourraient préciser cette évolution dans le détail et mettre en évidence quelques différences. Les formations périglaciaires d'éboulis cryoclastiques, de cônes détritiques ou de petits glaciis d'accumulation près des versants de même que les placages loessiques ou de sables éoliens dans les vallées principales sont nombreux. Toutefois, le dernier épisode de sol rouge du vallon de Terre Rouge (31 145 ± 527 ans cal. BP ; 26 400 ± 600 BP) et les données du sol rouge colluvial de la séquence de Mirabeau (niveau 4) daté à 29 396 ± 694 ans cal. BP (24 600 ± 500 BP, Magnin, 1992), soulignent la persistance de caractéristiques climatiques tempérées jusqu'au tour de 30 000 ans cal. BP. Cette indication se retrouve également dans la région périalpine avec le développement de « sols bruns » (7,5 YR 5/6) à la malacofaune forestière au cours de l'interstade de la Bléone (Jorda & Delibrias, 1981 ; Dubar, 1983 ; Jorda, 1988) autour de 29 399 ± 369 ans cal. BP (24 600 ± 450 BP). Enfin, le « petit paléosol » du Puy-Saint-Pierre (commune de Gaubert, Dubar, 1979), daté à 28 461 ± 1 227 ans cal. BP (23 800 ± 1 000 BP) bien que constitué dans une ambiance de froid modéré et sec (d'après les assemblages de malacofaunes), traduit toutefois les prémisses d'un climat plus clément (Dubar, 1979b). Ces données (tab. 2, fig. 8 et 9) ne plaident pas en la faveur d'un retour sérieux du refroidissement antérieur en Provence et confortent l'idée d'un Dernier Maximum Glaciaire s'instaurant graduellement à partir de 29 000 ans cal. BP des Alpes du Sud à la Méditerranée.

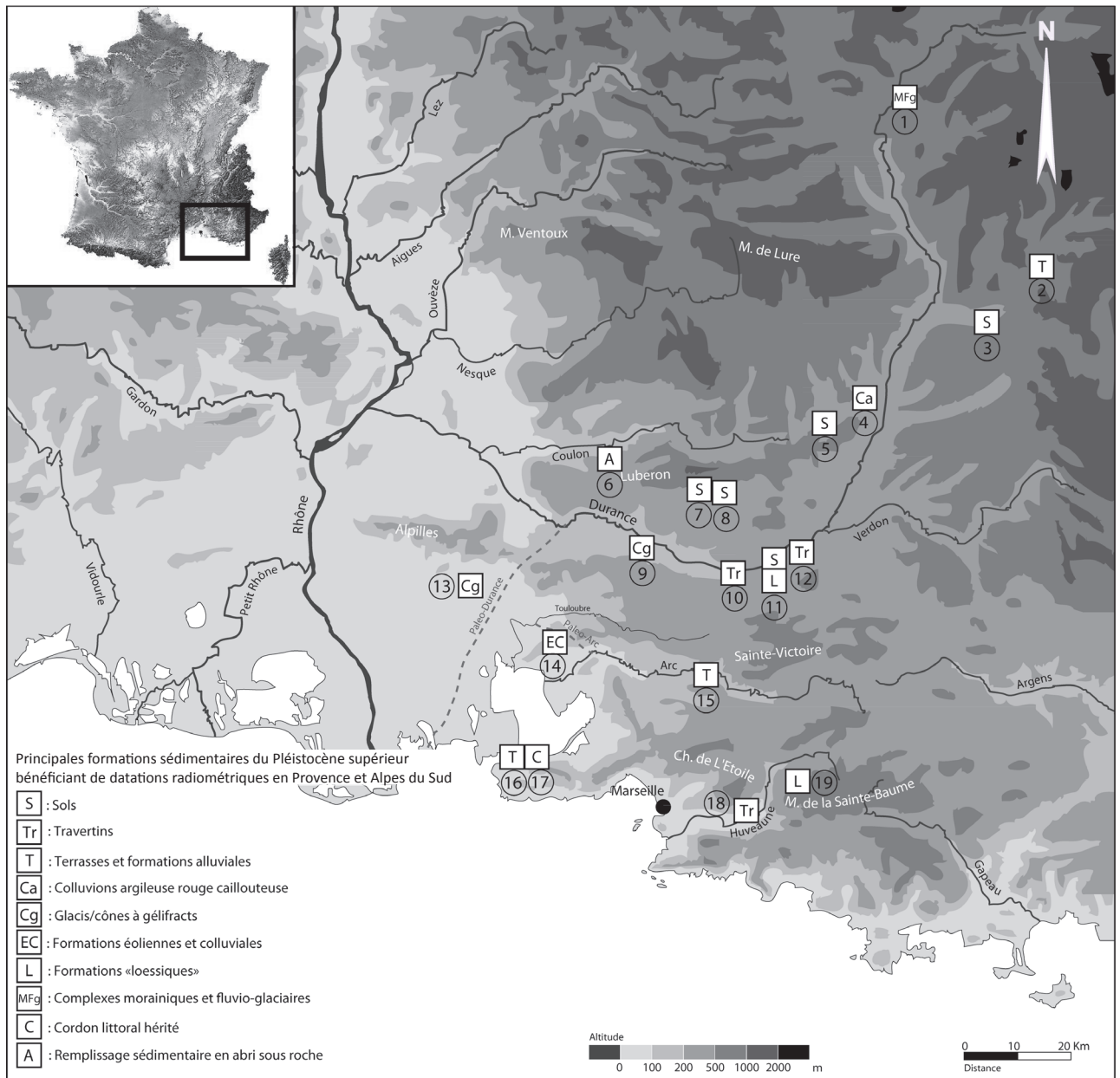


Fig. 8 : Principales formations sédimentaires du Pléistocène supérieur disposant de datations radiométriques en Provence et dans les Alpes du Sud.

S : sol ; Tr : travertin ; T : terrasses et dépôts alluviaux ; EC : formations éoliennes et colluviales ; L : loess ; MFG : moraines and dépôts fluvioglaciers ; C : banc de sable hérité ; A : dépôts d'abris sous roche.

1/ La Peyrierie (Rosique, 2004), 2/ Bléone-Baquin (Jorda & Delibrias, 1981), 3/ Puy St Pierre (Dubar, 1979b), 4/ La Tuilière de St Saturnin (Dubar, 1979b), 5/ Forcalquier (Dubar, 2008), 6/ La Combette-Bonnieux (López-Sáez *et al.*, 1998), 7/ Terre Rouge-Luberon (Ollivier, 2006), 8/ Mirail-Luberon (Ollivier, 2006) et Déboulière-Luberon (Miramont, *inédit*), 9/ Charleval (Magnin, *inédit*), 10/ Meyrargues (Magnin *et al.*, 1990), 11/ Mirabeau (Magnin, 1992 ; Ollivier, 2006), 12/ Vinon-Cadarache (Guendon, *inédit*), 13/ Crau (Evin *et al.*, 1983), 14/ La Vautubière (Ambert, 1973, 2013), 15/ Mignet-Aix en Provence (Magnin, 2014), 16/ Martigues (Jorda, 1993), 17/ Berre-Bourrelly (Ambert, 1973), 18/ Roquevaire (d'Anna *et al.*, 1988), 19/ Gémenos (Magnin, 2014).

Fig. 8: Main sedimentary formations of the Upper Pleistocene with radiometric datings in Provence and Southern Alps. S: soil; Tr: travertine; T: terraces and alluvial deposits; EC: eolian and colluvial formations; L: loess; MFG: moraines and fluvioglacial deposits; C: inherited sandbar; A: rock shelters deposits.

6.2 - LOESS ET FORMATIONS ÉOLIENNES

La découverte de gisements de loess en basse Durance remonte aux années 1950 (Bonifay, 1952 ; Tricart, 1952 ; Bourdier, 1940, notamment). Les premières analyses malacologiques les concernant sont dues à Mazonet (1956). Depuis, une série de travaux se sont concentrés sur ce type de formation et leur contenu paléocologique, *a priori* témoins clés des phases majeures

de refroidissements en Provence (Ambert, 1973, 1980 ; Dubar, 1979b ; Bazile-Robert, 1981 ; Magnin, 1991, 1992, notamment). Assez abondants au voisinage des principales vallées alluviales (dans notre cas Durance, Arc et Huveaune, Bonifay, 1965), ils trouvent le plus souvent leur origine dans les sédiments de fleuves ayant eu des appareils glaciaires dans la partie supérieure de leur cours (Bonifay, 1965). Les placages limono-sableux s'organisent sur les versants exposés à des

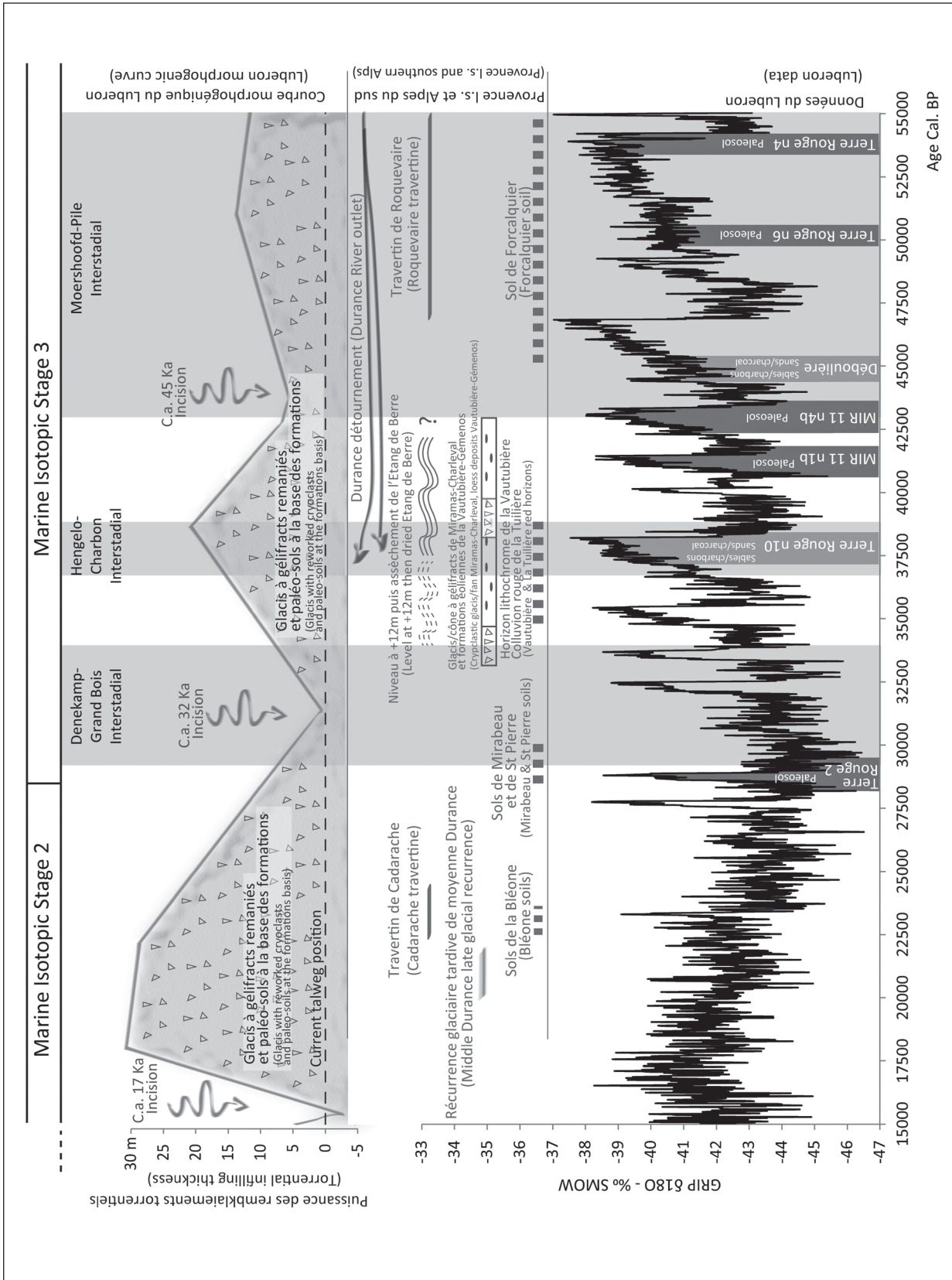


Fig. 9 : Évolution des tendances morphogéniques du Luberon, héritages sédimentaires morphoclimatiques datés dans le sud-est de la France, et courbe paléoclimatique isotopique de GRIP (Svensson et al., 2008).
 Fig. 9: Evolution of Luberon morphogenic trends, sedimentary morphoclimatic heritages dated in the south-east of France, and GRIP paleoclimatic isotopic curve (Svensson et al., 2008).

Site	Age ¹⁴ C BP (1 σ)	Age ¹⁴ C années cal. BP (2 σ)	Matériel (Material)	Auteur (Author)
Luberon	51 000 \pm 3 000	Out of range	Charbon (Charcoal)	Ollivier, 2006
Roquevaire	\geq 50 000	-	Charbon (Charcoal)	Guendon, 2008, inédit (unpublished)
Aix-Mignet	50 000 \pm 5 000	54 778 \pm 5 938	Coquille de gastéropode terrestre (Terrestrial gastropod shell)	Magnin <i>et al.</i> , ce numéro (this issue)
Aix-Mignet	48 000 \pm 3 000	52 809 \pm 4 422	Coquille de gastéropode terrestre (Terrestrial gastropod shell)	Magnin <i>et al.</i> , ce numéro (this issue)
Roquevaire	\geq 47 000	-	Charbon (Charcoal)	Guendon, 2008, inédit (unpublished)
Luberon	46 600 \pm 1 600	50 155 \pm 2 520	Charbon (Charcoal)	Ollivier, 2006
Forcalquier	45 000 \pm 4 000	49 855 \pm 4 637	Charbon (Charcoal)	Dubar, 2008
Aix-Mignet	45 000 \pm 2 000	48 706 \pm 2 574	Coquille de gastéropode terrestre (Terrestrial gastropod shell)	Magnin <i>et al.</i> , ce numéro (this issue)
Aix-Mignet	44 000 \pm 4 000	48 768 \pm 4 410	Coquille de gastéropode terrestre (Terrestrial gastropod shell)	Magnin <i>et al.</i> , ce numéro (this issue)
Luberon	41 415 \pm 415	44 938 \pm 712	Charbon (Charcoal)	Miramont inédit (unpublished)
Aix-Mignet	40 000 \pm 2 000	44 059 \pm 1 552	Coquille de gastéropode terrestre (Terrestrial gastropod shell)	Magnin <i>et al.</i> , ce numéro (this issue)
Luberon	38 900 \pm 600	43 310 \pm 592	Charbon (Charcoal)	Ollivier, 2006
Gemenos	38 690 \pm 790	43 085 \pm 734	Charbon (Charcoal)	Magnin <i>et al.</i> , ce numéro (this issue)
Aix-Mignet	38 273 \pm 400	42 725 \pm 507	Coquille de gastéropode terrestre (Terrestrial gastropod shell)	Magnin <i>et al.</i> , ce numéro (this issue)
Charleval	\geq 38 000	-	Charbon (Charcoal)	Magnin, 1994, inédit (unpublished)
Luberon	37 000 \pm 700	42 227 \pm 376	Charbon (Charcoal)	Ollivier, 2006
Tuilère- St Saturnin	< 37 000 ; > 30 000	-	Charbon (Charcoal)	Dubar, 1979
Berre-Bourrely	\geq 35 000	-	Coquille de gastéropode terrestre (Terrestrial gastropod shell)	Ambert, 1973
Luberon	32 700 \pm 300	38 016 \pm 697	Charbon (Charcoal)	Ollivier, 2006
Gemenos	32 230 \pm 490	36 737 \pm 933	Charbon (Charcoal)	Magnin <i>et al.</i> , ce numéro (this issue)
La Vautubière	31 900 \pm 1 700	37 398 \pm 1957	Charbon (Charcoal)	Ambert <i>et al.</i> , 1974
Martigues	31 500 \pm 2 700	36 481 \pm 2 913	Bois (Wood)	Jorda, 1993
La Vautubière	30 100 \pm 3 400/-2 600	-	Charbon (Charcoal)	Ambert, 2013
Crau-Miramas	28 200 \pm 460	32 718 \pm 489	Coquille de gastéropode terrestre (Terrestrial gastropod shell)	Evin <i>et al.</i> , 1983
Mirabeau	26 550 \pm 5 000/-3 000	-	Charbon (Charcoal)	Ambert, 1980
Luberon	26 400 \pm 600	31 145 \pm 527	Charbon (Charcoal)	Ollivier, inédit (unpublished)
Mirabeau	24 600 \pm 500	29 396 \pm 694	Charbon (Charcoal)	Magnin, 1992
Bléone-Baquin	24 600 \pm 450	29 399 \pm 369	Charbon (Charcoal)	Jorda & Delibrias, 1981
Puy St Pierre	23 800 \pm 1 000	28 461 \pm 1227	Charbon (Charcoal)	Jorda <i>in</i> Dubar, 1979
Baume Rainaude	20 300 \pm 400	24 216 \pm 514	Charbon (Charcoal)	Bazile-Robert, 1981
Bléone-Baquin	20 200 \pm 600	24 124 \pm 712	Charbon (Charcoal)	Jorda, 1988
Bléone-Baquin	19 600 \pm 250	23 410 \pm 424	Charbon (Charcoal)	Jorda, 1988
La Peyrierie	18 600 \pm 200	22 221 \pm 392	Charbon (Charcoal)	Rosique, 2004
La Peyrierie	17 680 \pm 180	21 096 \pm 371	Charbon (Charcoal)	Rosique, 2004
Les Vaugreniers-Le Muy	16 510 \pm 100	19 823 \pm 313	Charbon (Charcoal)	Montoya <i>et al.</i> , ce numéro (this issue)
Les Vaugreniers-Le Muy	16 320 \pm 90	19 536 \pm 290	Charbon (Charcoal)	Montoya <i>et al.</i> , ce numéro (this issue)

Tab. 2 : Datations radiocarbone réalisées pour le Pléistocène supérieur entre Provence et Alpes du Sud.

Les âges calibrés ont été calculés à l'aide du logiciel en ligne CalPal (<http://www.calpal-online.de/>; Danzeglock *et al.*, 2013).

Tab. 2: Radiocarbon datings performed for the Upper Pleistocene between Provence and Southern Alps. Calibrated age have been calculated using online software CalPal (<http://www.calpal-online.de/>; Danzeglock *et al.*, 2013).

Site (Site)	Age (Age)	Méthodologie (Methodology)	Matériel (Material)	Auteur (Author)
Meyrargues	172 900 +2 000/-1 700	U/Th	Travertin (Travertine)	Magnin <i>et al.</i> , 1990
Meyrargues	167 500 +3 300/-2 600	U/Th	Travertin (Travertine)	Magnin <i>et al.</i> , 1990
Meyrargues	144 700 +6 600/-4 200	U/Th	Travertin (Travertine)	Magnin <i>et al.</i> , 1990
Roquevaire	91 000 +6 200/-5 800	U/Th	Travertin (Travertine)	Guendon, 1994, inédit (unpublished)
Roquevaire	91 000 +4 500/-4 200	U/Th	Travertin (Travertine)	Guendon, 1994, inédit (unpublished)
Roquevaire	49 200 ± 1 700	U/Th	Travertin (Travertine)	Guendon, 1994, inédit (unpublished)
La Combette Bonnieux	57 400 +4 000/-3 000	Thermo- luminescence	Matière organique du sédiment (Sediment organic material)	López-Sáez <i>et al.</i> , 1998
Vinon sur Verdon / Cadarache	23 400 (+8 500/-7 800)	U/Th	Travertin (Travertine)	Guendon, 1996

Tab. 3 : Datations U/Th et par thermoluminescence réalisées pour le Pléistocène supérieur en Provence.

Tab. 3: U/Th and thermoluminescence dating performed for the Upper Pleistocene in Provence.

vents de nord / nord-ouest le plus souvent, compte tenu de l'organisation des réseaux hydrographiques régionaux, en rive gauche des rivières (cf. Durance). Toutefois, certains placages éoliens peuvent se retrouver au niveau de dépression, cuvettes ou versants plus ou moins éloignés des grands organismes alluviaux (région de Salon, de Jouques ou de Meyrargues). A Gémenos, deux datations radiocarbone ont permis de contraindre chronologiquement l'une de ces formations éoliennes autour de $43\,085 \pm 734$ ans cal. BP - $36\,737 \pm 933$ ans cal. BP ($38\,690 \pm 790$ BP - $32\,230 \pm 490$ BP, Magnin, 2014). Cet encadrement chronologique s'accorderait bien, par exemple, avec la phase de développement en contexte « périglaciaire/torrentiel » vers $38\,016 \pm 697$ ans cal. BP ($32\,700 \pm 300$ BP), $\geq 38\,000$ BP et $32\,718 \pm 489$ ans cal. BP ($28\,200 \pm 460$ BP) des nappes de gélifracis constituant respectivement les glacis d'accumulation du Luberon (Ollivier, 2006) et de Charleval (analyses réalisées par Magnin, inédit) de même que les cônes alluviaux du secteur de Miramas (Evin *et al.*, 1983, tab. 1 et fig. 9).

Une nouvelle datation de l'ensemble « loessique » supérieur de la séquence pléistocène de Mirabeau (Ollivier, 2006, tab. 2, fig. 8 et 9) devait nous préciser le calage chronologique régional précis du DMG aux températures inférieures de 8 °C à la valeur actuelle (Magnin, 1992). La date ^{14}C (AMS) que nous avons obtenue à la base de ces « loess » ou placages éoliens (niveau 11) nous a donné un résultat à $13\,039\text{-}13\,617$ ans cal. BP ($11\,420 \pm 140$ BP). Cette surprenante donnée correspond à une étape réputée plus « tempérée » du Tardiglaciaire (GI-1c ou GI-1b, Allerød). Des limons loessiques éoliens postglaciaires auraient été identifiés dans la partie méridionale de la Durance (Bonifay, 1965). Dans ce cas, des possibilités d'accumulation de telles séquences en dehors de tout contexte excessivement plus froid que l'actuel seraient envisageables. Les analyses malacologiques de Magnin (1992) et les paléotempératures obtenues sont pourtant compatibles avec l'attribution de l'ensemble loessique

supérieur au Pléniglaciaire du SIM 2. De nouvelles datations et analyses semblent nécessaires pour clarifier ce point.

On ne saurait évoquer les formations éoliennes de Provence sans signaler l'importance de la déflation/corrasion responsable à la fois de morphologies spécifiques en alvéoles/dépressions ovoïdes ou allongées selon la direction du vent dominant, mais également de leur charge sédimentaire arrachée aux substrats molassiques miocènes environnant (Ambert, 1974, 2013, notamment). Au niveau de l'étang de Berre, la coalescence de plusieurs de ces dépressions joue un rôle important dans les mutations paysagères (sur les littoraux, l'organisation des réseaux hydrographiques, et l'occurrence d'ingressions marines, Ambert, 1973, 1994, 2013). Ainsi, par corrélation avec la chronostratigraphie des dépôts éoliens des versants nord du massif de la Fare (coupes de la Vautubière, tab. 2, fig. 8 et 9), le creusement des cuvettes endoréiques de la bordure ouest de l'étang de Berre est attribué à deux phases périglaciaires appartenant respectivement au SIM 4 et au SIM 2 (autour de $37\,398 \pm 1\,957$ ans cal. BP, soit $31\,900 \pm 1\,700$ BP, Ambert, 2013, notamment). Le caractère asséché de l'étang de Berre, et donc les possibilités d'expression des processus éoliens sur sa « plaine », est d'ailleurs souligné par l'approfondissement par érosion régressive du paléotalweg de la rivière de l'Arc dans la passe de Caronte (découverte à -18 m dans le talweg de Martigues de débris de troncs d'arbres datés de $36\,481 \pm 2\,913$ ans cal. BP / $31\,500 \pm 2\,700$ BP, Jorda, 1993, tab. 2, fig. 8 et 9).

Cependant, la chronologie précise des différentes phases pléistocènes de mise en eau de l'étang reste difficile à évaluer. La présence de deux cordons littoraux (au cordon inférieur daté à $> 35\,000$ BP, Ambert, 1973, tab. 1, fig. 8 et 9) associée à d'autres formations littorales témoins, permettent de proposer un paléo-niveau général de l'étang de Berre autour de 12 m, vraisemblablement indépendant du niveau marin de même époque (Ambert, 1973, tab. 2, fig. 8 et 9).

6.3 - FORMATIONS ALLUVIALES

A l'échelle du Pléistocène supérieur, les terrasses alluviales sont d'intéressants marqueurs des fluctuations paléoclimatiques et de leur influence sur les régimes paléohydrologiques. Dans certains cas, ce sont des jalons pertinents de l'évolution néotectonique provençale (Terrier & Lenotre, 1989 ; Peulvast *et al.*, 1999 ; Siame *et al.*, 2004 ; Molliex *et al.*, 2013, notamment). Les dispositifs étagés du réseau d'hydrosystèmes subalpin et provençal nous renseignent surtout sur l'ampleur et les rythmes des principales dynamiques morphosédimentaires sous contrôle climatique. Pour la basse Provence, certaines morphologies fluviales évoluent sous la double influence des paramètres bioclimatiques subalpins et méditerranéens. Cette configuration concerne plus particulièrement le cas de la Durance et du Var qui comprennent respectivement quatre et trois niveaux inférieurs de terrasses élaborés entre les SIM 6 et SIM 2 (Dubar, 1984). Les cours d'eau dont l'origine est uniquement méridionale, sans aucun lien avec un domaine glaciaire amont sédimentogène (moraines, décharges fluvioglaciaires, etc.), possèdent des dispositifs moins développés que leurs analogues sud alpins. L'Argens, l'Huveaune, l'Arc, le Bayon, la Naisse, l'Eze ou le Mardaric, par exemple, ne présentent que un à deux niveaux de terrasses attribuables au Pléistocène supérieur (SIM 6 à SIM 2, Dubar, 1984 ; Jorda & Provansal, 1992 ; Jorda, 1993 ; Ollivier, 2001, 2006). Dans le Luberon, tout comme sur le piémont sud de la Sainte-Victoire, ce sont surtout les glacis torrentiels qui dominent pour cette période. Alimentés au Pléistocène par des organismes alluviaux non pérennes, de faible rang et aux petits bassins versants, ceux-ci s'organisent souvent en deux unités étagées ou emboîtées à l'instar des hydrosystèmes les mieux développés. A Aix-en-Provence (site de Mignet) et dans le secteur du Muy (les Vaugreniers), les remblaiements alluviaux de la Torse et de la Nartuby, ont récemment fait l'objet de datations ¹⁴C. A Mignet (Magnin & Bonnet, 2014), les dépôts sédimentaires datés entre 55 000 et 42 000 ans cal. BP (50 000 et 38 000 BP) affichent des faciès et une malacofaune de milieux palustres succédant à une ou plusieurs périodes de sédimentation fluviale. Ces données reflètent des caractéristiques climatiques locales tempérées / humides dans des contextes de drainage incertain. Aux Vaugreniers (Montoya *et al.*, 2007, 2014), les nappes sédimentaires estimées autour de 20 000 - 19 500 ans cal. BP (16 500 BP / 16 300 BP) traduisent plutôt de faibles taux de sédimentation de composantes colluvio-alluviales à éoliennes. Pour chacune de ces deux formations, les faciès exprimés concordent avec les conditions morphoclimatiques généralement évoquées pour les stades isotopiques auxquels ils sont attribués : ambiance climatique d'interstade plus tempérée et humide pour le SIM 3 (Mignet), et contexte environnemental plus sec et plus froid à faible transit longitudinal pour le SIM 2 (Les Vaugreniers). Ces deux séquences sédimentaires ont en outre délivrées des artefacts du Paléolithique assez rares pour notre région (Montoya *et al.*, 2007, 2014 ; Magnin & Bonnet, 2014).

Enfin, une des mutations paysagères des plus remarquables en Provence réside dans le spectaculaire (mais progressif) changement du cours quaternaire de la Durance (fig. 9). Il s'illustre notamment dans le paysage par la juxtaposition successive des cônes de déjection (cailloutis de la Crau) depuis le retrait de la mer pliocène jusqu'à l'ultime détournement de cette rivière vers sa confluence avec le Rhône en Avignon et l'abandon du seuil de Lamanon (Colomb *et al.*, 1969 ; Colomb & Roux, 1978, 1986 ; Clauzon *et al.*, 1990). La chronologie de cet événement est estimée autour de 74-35 ka par les données obtenues sur les terrasses/cônes du secteur de Miramas (Evin *et al.*, 1983 ; Molliex *et al.*, 2013, tab. 2, fig. 8 et 9).

Outre une intervention de la tectonique et des façonnements nivéo-éoliens proposés par plusieurs auteurs, il n'est pas improbable d'envisager un lien avec la vidange des vallons du Luberon, antérieure à 55 000 BP. Une augmentation de la production sédimentaire des massifs et de son transit longitudinal aurait pu renforcer singulièrement le débit solide de la Durance et, par effet cumulatif avec la tectonique (antérieure et/ou contemporaine de l'évènement), favoriser le détournement de son cours. Ce phénomène, qui ne saurait être exclusif au massif du Luberon (et pourrait également s'exprimer en amont dans la zone sud alpine), prend fin vers 50 000 ans cal. BP (Ollivier, 2006) avec une reprise de l'accumulation sédimentaire sur les piémonts et un ralentissement du transit des matériaux dans la zone de transfert alimentant la Durance en charge solide. Bien que de nombreux travaux soient encore nécessaires sur un tel sujet, cette hypothèse morphotectonique et morphosédimentaire exprimée de longue date (Colomb & Roux, 1986 ; Clauzon *et al.*, 1990, notamment) pourrait trouver un encadrement chronologique absolu un peu plus précis à la lumière des dernières recherches.

6.4 - FORMATIONS TRAVERTINEUSES

La richesse des accumulations sédimentaires du Pléistocène supérieur du Luberon ne doit pas faire oublier l'existence de nombreux autres marqueurs morphogéniques des mutations paysagères et climatiques de Provence. Les formations travertineuses, par exemple, nous renseignent sur les phases les plus tempérées du Pléistocène régional. La relation entre tendances climatiques tempérées (interstadiques ou interglaciaires) et développement des travertins est largement avérée (Weisrock, 1986 ; Pedley *et al.*, 1996 ; Dramis *et al.*, 1999 ; Frank *et al.*, 2000 ; Horvatinčić *et al.*, 2000 ; Zák *et al.*, 2002 ; Ordóñez *et al.*, 2005, notamment). Les mécanismes de la carbonatogenèse s'accordent en effet particulièrement bien avec des conditions climatiques où les températures clémentes, la répartition, les régimes et l'intensité (modérée) des précipitations favorisent, entre autres facteurs, le développement des cyanobactéries, de la ripisylve (microenvironnement propice à la biolithogénèse), d'une couverture pédologique (richesse en CO₂) préservée de l'érosion et des écoulements abondants et

réguliers aux eaux fraîches homothermes (autour de 14 à 15 °C).

Malheureusement, les formations travertineuses pléistocènes ne sont pas très nombreuses dans le sud-est de la France. Celles-ci sont d'ailleurs souvent assez anciennes et ne concernent que très rarement le SIM 3 (tab. 2 et 3) alors que c'est dans cet intervalle que s'expriment l'ensemble des horizons de sols les plus riches. La formation de Meyrargues, datée entre 172 900 BP et 144 700 BP (Magnin *et al.*, 1990), et la séquence de Roquevaire, datée entre 91 000 et 47 000 BP (d'Anna *et al.*, 1988 et analyses réalisées par Jean-Louis Guendon, inédit) sont les mieux connues. Le travertin de Meyrargues souligne deux épisodes climatiques tempérés à végétation forestière au sein du SIM 6 d'après les analyses paléoécologiques. La formation travertineuse de Roquevaire fournit quant à elle un état de l'environnement dans un cycle essentiellement climato-sédimentaire passant d'une période « tempérée » (niveaux travertineux construits) à un climat plus « frais » (présence de niveaux « loessiques ») entre les SIM 4 et SIM 3.

Une ultime formation travertineuse provençale raccordée aux stades isotopiques SIM 3 / SIM 2 et dont l'existence reste inédite se trouve aux alentours de Vinon-sur-Verdon/Cadarache. Celle-ci a été datée à 23 400 ± 8 500 / -7 800 BP (rapport U/Th moyen de 6,5, analyses réalisées par Jean-Louis Guendon dans le cadre du programme GEO TER, tab. 3, fig. 8 et 9). Cet édifice travertineux repose sur des dépôts alluviaux attribuables au Riss (SIM 6) ou au tout début du Würm (SIM 4 à SIM 2) par leur altitude relative et les relations géométriques possibles avec les ensembles sédimentaires duranciens proches. De nouvelles datations demeurent nécessaires compte tenu des imprécisions constatées et de l'originalité du contexte climatique représenté si cette séquence carbonatée était plutôt attribuable au SIM 2. Il est également utile de signaler la présence d'une remarquable formation travertineuse en rive droite de la Torse à Aix-en-Provence (Ollivier, 2006), dont les matériaux ont servis à la construction de la Tour d'Aygos (Tour de guet médiévale datant du xv^e siècle). Un âge relatif ante-würmien est mentionné dans la carte géologique d'Aix-en-Provence (Rouire *et al.*, 1969). La séquence travertineuse, composée de faciès crayeux, de niveaux détritiques fins et grossiers et de niveaux construits cascading, contient un nombre important d'empreintes foliaires au sein des faciès stromatholitiques. Leur détermination, ajoutée à une nécessaire datation de la formation par U/Th, pourrait alimenter les discours sur les contextes bioclimatiques de la fin du Pléistocène.

6.5 - PALÉOÉCOLOGIE : MALACOLOGIE ET ANTHRACOLOGIE

L'évolution de la végétation est déterminante dans les dynamiques morphogéniques. Notamment pour les situations d'extrêmes climatiques rencontrées lors des phases froides et des pulsations plus tempérées qui les ponctuent. Cette variabilité joue sur la vulnérabilité des massifs calcaires aux processus érosifs. L'ensemble

des données portant sur le Pléistocène de Provence convergent sur la nature de la couverture végétale et l'existence de phases interstadiques tempérées au cours du Pléistocène supérieur. Dans le Luberon, les résultats anthracologiques (tab. 1) montrent une forte présence de *Pinus* type *sylvestris* dans les sols de phases tempérées (52 000, 51 000, 43 000 / 42 000 et 31 000 ans cal. BP, ca. 51 000, 46 000, 39 000 / 37 000 et 26 000 BP) et les dépôts caractéristiques de phases froides (32 000 BP / 38 000 ans cal. BP notamment) soulignant une évidente capacité d'adaptation de cette espèce à des conditions climatiques difficiles et/ou des contextes pédologiques indigents (contextes marno-calcaires et sols pauvres). Cette même constatation peut s'effectuer pour d'autres secteurs de Provence depuis 57 000 BP (tab. 3, López-Sáez *et al.*, 1998) et jusqu'aux alentours de 24 000 ans cal. BP (ca. 20 500 BP, Bazile-Robert, 1981). Cette dominance depuis le Pléistocène et jusqu'à l'actuel dans des environnements de fond de vallon frais et humides des Alpes (Archambault, 1967 ; Delibrias *et al.*, 1984 ; Gautier, 1992 ; Rosique, 1994 ; Miramont, 1998 ; Sivan, 2002) de basse Provence (d'Anna *et al.*, 1988) et du Luberon (Ollivier, 2006), confirme le caractère « durablement pionnier » des peuplements (Tessier, 1984), vraisemblablement présents depuis le Tertiaire en domaine méditerranéen (Gausson, 1960). Dans le Luberon, les phases les plus tempérées sont caractérisées par la présence de peuplements de *Quercus pubescens* et d'une malacofaune comprenant *Pomatias elegans* et *Rumina decollata* autour de 37 000 / 39 000 BP (43 000 / 42 000 ans cal. BP). En basse Durance, l'identification de *Pinus pinea* (Bazile-Robert, 1981) et de gastéropodes relativement thermophiles comme *Pomatias elegans* (Magnin, 1993), complète les données concernant les épisodes plus tempérés du SIM 3, définissant un ultime contexte climatique clément vers 25 000 BP / 29 000 ans cal. BP (avec toutefois des températures moyennes inférieure de 2 °C par rapport à l'actuel ; Magnin, 1992). Les épisodes les plus froids du dernier cycle climatique sont généralement caractérisés en Provence par une végétation steppique et/ou arbustive. La végétation méditerranéenne disparaît en temps qu'étage en basse Provence calcaire (Douguedroit, 1976). Celle-ci se composait essentiellement de *Juniperus*, *Artemisia*, *Chenopodiaceae*, *Ephedra*, et *Helianthemum* (Triat-Laval, 1978, 1979). Quelques rares pins rompaient la monotonie de ces étendues steppiques. Des secteurs de basse altitude auraient toutefois permis la survivance d'une couverture forestière fragmentaire notamment composée de *Fagus*, *Abies*, *Quercus pubescens*, *Corylus*, *Tilia*, *Fraxinus*, *Ulmus* et *Quercus ilex* (Triat-Laval, 1979), sur une frange littorale qui, par glacio-eustatisme, était un peu plus méridionale que l'actuelle (10 km plus loin en basse Provence pour un niveau marin global autour de -120 m NGF, Brosolo *et al.*, 2012). Lors de ces mêmes épisodes froids, les malacofaunes du Luberon se caractérisent surtout par la classique présence de *Xerocrasa geyseri*. Plus généralement en basse Durance, ce sont

Oligolimax annularis (espèce alpine d'altitude), *Abida secale*, *Pupilla triplicata*, *Vallonia costata*, *Clausilia rugosa parvula* et *Urticicola glabellus* qui dominent des assemblages caractérisant aujourd'hui des environnements subalpins ouverts (Magnin, 1993).

7 - CONCLUSION

La présence d'horizons pédogénétiques soulignant l'influence des interstades du SIM 3 dans la morphogénèse du Luberon a permis d'en définir les rythmes et les composantes morphoclimatiques. Sur cette base, en appui avec un ensemble de formations superficielles caractéristiques des stades SIM 3 et SIM 2 en région méditerranéenne, une traduction composite des dynamiques sédimentaires soutenue par une quarantaine de datations radiométriques (publiées ou inédites) a pu être établie. Une estimation des volumes et vitesses d'érosion, fournit un ordre de grandeur relatif de l'impact des processus érosifs sur les versants et des capacités de transport solide dans certains vallons du Grand Luberon, massif provençal emblématique. Une histoire des paysages du Pléistocène supérieur de Provence se dessine (fig. 9). Les phases de développement des paléosols du Grand Luberon, toutes inscrites dans le MIS-3 et ses interstades (Moershoofd-Pile, Hengelo et Denekamp-Grand Bois), rejoignent celles de moyenne et basse Durance (Forcalquier, Mirabeau et petit paléosol du Puy-Saint-Pierre). La présence de charbons dans des niveaux sans pédogenèse de formations attribuables à Moershoofd-Pile et Hengelo (Terre Rouge, la Déboulrière, la Vautubière et la Tuilière de Saint-Saturnin), et leur absence dans les séquences reflétant des ambiances climatiques plus froides, souligne également la discrète densification de la couverture végétale lors de ces phases plus tempérées. Dans le même intervalle, le développement des travertins de Roquevaire se poursuit. Partout, l'empreinte des processus d'érosion/dépôt de type périglaciaire s'exprime entre les interstades du SIM 3 (Miramas-Charleval, la Vautubière, Gémenos) et tout au long du SIM 2 (massifs provençaux et moyenne Durance) confirmant dans la morphogénèse, les caractéristiques froides et sèches imputées depuis longtemps au climat des périodes glaciaires en Provence. La plus grande variabilité climatique du SIM 3 renforce celle des rythmes de sédimentation enregistrés dans le Luberon, par des phases de remblaiements entrecoupées de puissantes incisions (ca. 45 ka et ca. 32 ka). Au SIM 2, période où le froid s'accroît sensiblement de manière continue, la morphogénèse semble plus régulière et offre de plus importantes puissances de dépôts en amont et de plus faibles transits sédimentaires longitudinaux. C'est uniquement lors de la transition entre le Dernier Maximum Glaciaire et le Tardiglaciaire, que la plus importante incision linéaire des talwegs reconnue en Provence (par endroits > 30 m) prend place (ca. 17 ka dans le Luberon). Cette dernière est à l'image du changement environnemental conséquent imposé par l'avè-

nement du réchauffement Postglaciaire. Mais cette histoire reste très certainement incomplète. Afin d'atteindre plus de précision, la nécessité du développement de recherches impliquant de nouvelles techniques paraît indispensable. Un premier jalon dans cette direction semble posé par l'intermédiaire du Programme de recherche ECCOREV « *dénudation moyen/court terme du Luberon* » porté par Aix Marseille Université et les laboratoires CNRS du CEREGE (UMR 7730) et de l'IMBE (UMR 7263).

REMERCIEMENTS

Nous tenons à remercier Michel Dubar (Université de Nice Sophia-Antipolis, CEPAM UMR CNRS 7264) et Adam Ali (Université de Montpellier 2, CBAE UMR CNRS 5059) pour leur participation tant théorique qu'analytique dans ce travail. Nous remercions également M. Bernd Kromer (Heidelberg Academy of Sciences) pour la datation radiocarbone réalisée sur le site de la Déboulrière dans le Luberon. Cette étude a également bénéficié du soutien du Parc Naturel Régional du Luberon et de la réserve de biosphère Luberon-Lure. Un grand merci doit également être adressé aux relecteurs pour leur conseils et remarques pertinentes.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES

- AMBERT P., 1973** - *Géomorphologie de l'Etang de Berre et de ses Bordures*. Thèse de Doctorat, Université d'Aix-Marseille 2, Aix-en-Provence, 460 p.
- AMBERT P., 1974** - Les dépressions nivéo-éoliennes de Basse Provence. *Comptes Rendus Hebdomadaires des Séances de l'Académie des Sciences. Série D, Sciences Naturelles*, **279** (7-8), 727-729.
- AMBERT P., 1980** - Les formations quaternaires de l'étang de Berre. In J. Chaline (ed.), *Problèmes de stratigraphie quaternaire en France et dans les pays limitrophes*. Supplément au Bulletin de l'Association Française pour l'Etude du Quaternaire, N.S. n° 1. Association Française pour l'Etude du Quaternaire, Dijon, 321-323.
- AMBERT P., 2013** - Formes et formations périglaciaires du Pléistocène supérieur dans le Midi méditerranéen français : l'exemple de l'étang de Berre. *Quaternaire*, **24** (3), 293-301.
- AMBERT P., ÉVIN J. & GABERT P., 1974** - Datation 14C d'un horizon lithochrome würmien en Basse Provence occidentale. *Comptes Rendus Hebdomadaires des Séances de l'Académie des Sciences. Série D, Sciences Naturelles*, **278** (1), 33-35.
- ARCHAMBAULT M., 1967** - Découverte des restes d'une formation forestière fossile entre deux nappes colluviales quaternaires. *Comptes Rendus Hebdomadaires des Séances de l'Académie des Sciences. Série D, Sciences Naturelles*, **265** (7), 104-107.
- BAZILE-ROBERT E., 1981** - Le Pin pignon (*Pinus pinea* L.) dans le Würm récent de Provence. *Geobios*, **14** (3), 395-397.
- BONIFAY E., 1952** - Les limons loessiques de la région de Marseille (Bouches du Rhône). *Bulletin de la Société Géologique de France*, Série 6, **2** (7-9), 461-466.
- BONIFAY E., 1961** - Présence de sédiments interglaciaires (Riss-Würm) dans la vallée méridionale de la Durance. *Comptes Rendus Hebdomadaires des Séances de l'Académie des Sciences*, **252** (3-4), 1489-1491.
- BONIFAY E., 1965** - Stratigraphie des loess anciens et récents dans le sud-est de la France. *Bulletin de l'Association Française pour l'Etude du Quaternaire*, **2** (1), 21-34.
- BOURDIER F., 1940** - Les dépôts quaternaires et le problème du loess dans la vallée de la Durance méridionale. *Comptes Rendus Hebdomadaires des Séances de l'Académie des Sciences*, **210**, 405-408.
- BROSOLO L., MASCLE J. & LOUBRIEU B., 2012** - *Morpho-Bathymetry of the Mediterranean Sea*. Commission for the Geolo-

- gical Map of the World & United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization, Paris.
- BRUNDU E. & CRAUCHET L., 1990** - *Le piémont du sud Luberon évolution holocène de l'environnement géomorphologique (paramètres naturels et anthropiques)*. Mémoire de Maîtrise, Université de Provence, Aix-en-Provence, 55 p.
- CAILLEUX A., 1981** - *Code des couleurs des sols & Notice sur le code des couleurs des sols*. Boubée, Paris, 15 p.
- CATTANI L. & RENAULT-MISKOVSKY J., 1989** - La réponse des végétations aux variations climatiques quaternaires autour des sites archéologiques du sud de la France et nord-est de l'Italie. *Il Quaternario*, **2** (2), 147-170.
- CLAUZON G., AMBERT P. & VAUDOUR J., 1990** - Cartographie géomorphologique de la Basse-Provence rhodanienne. *Méditerranée*, **71** (3-4), 75-82.
- COJAN I. & RENARD M., 2000** - *Sédimentologie*. Dunod, Paris, 418 p.
- COLOMB E., GERVAIS J., PUISSÉGUR J.-J. & ROUX R.-M., 1969** - Présence de niveaux à faune d'âge rissien sous le cailloutis de la Crau de Miramas. *Comptes Rendus Hebdomadaires des Séances de l'Académie des Sciences. Série D, Sciences Naturelles*, **268** (3), 1683-1685.
- COLOMB E. & ROUX R.-M., 1978** - La Crau. Données nouvelles et interprétations. *Géologie Méditerranéenne*, **5** (3), 303-324.
- COLOMB E. & ROUX R.-M., 1986** - La Crau, histoire Plio-Pléistocène. *Méditerranée*, **58** (3), 31-42.
- CORBEL J., 1959** - Erosion en terrain calcaire (vitesse d'érosion et morphologie). *Annales de Géographie*, **68** (366), 97-120.
- D'ANNA A., ÉVIN J., GUENDON J.-L., JAUBERT J., MAGNIN F., OTTO T., QUINIF Y., ROIRON P., THINON M., VERNET J.-L. & VAUDOUR J., 1988** - Les édifices travertineux d'Auriol (Pont-de-Joux) et de Roquevaire (Saint-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**, 17-36.
- DANZEGLOCKE U., JÖRIS O. & WENINGER B., 2013** - CalPal-2007^{online}. <http://www.calpal-online.de/>, accessed 2013-02-05.
- DELANNOY J.J. & ROVÉRA G., 1996** - L'érosion dans les Alpes occidentales : contribution à un bilan des mesures et des méthodes. *Revue de Géographie Alpine*, **84** (2), 87-101.
- DELIBRIAS G., GABERT J. & JORDA M., 1984** - Données nouvelles sur la chronostratigraphie et l'évolution paléomorphologique postglaciaire des Alpes du Sud (Moyenne Durance). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences. Série 2, Mécanique-Physique, Chimie, Sciences de l'Univers, Sciences de la Terre*, **299** (6), 263-266.
- DOUGUEDROIT A., 1976** - La notion de climax appliquée à la Basse Provence calcaire. *Méditerranée*, **25** (2), 55-71.
- DRAMIS F., MATERAZZI M. & CILLA G., 1999** - Influence of climatic changes on freshwater travertine deposition: a new hypothesis. *Physics and Chemistry of the Earth. Part A, Solid Earth and Geodesy*, **24** (10), 893-897.
- DUBAR M., 1979a** - Sédimentologie : I. - Les caractères sédimentologiques des terrasses fluviales et de leur couverture limoneuse en Moyenne Durance. *Bulletin de l'Association Française pour l'Etude du Quaternaire*, **16** (3), 109-120.
- DUBAR M., 1979b** - Malacofaunes terrestres de couches datées par la méthode du carbone 14 en Provence. *Bulletin du Musée d'Anthropologie Préhistorique de Monaco*, **23**, 19-36.
- DUBAR M., 1983** - *Stratigraphie des dépôts du Néogène supérieur et du Pléistocène du bassin de la moyenne Durance ; interprétations géodynamiques et paléogéographiques*. Thèse de Doctorat, Université de Provence Aix-Marseille 1, Marseille, 428 p.
- DUBAR M., 1984** - Les terrasses fluviales au sud des Alpes. *Bulletin de l'Association Française pour l'Etude du Quaternaire*, **21** (1-3), 134-138.
- DUBAR M., 2008** - Découverte d'un fragment osseux de Néanderthalien en 1982 à Forcalquier. *Patrimoine du Pays de Forcalquier*, **11**, 18-19.
- ÉVIN J., MARECHAL J. & MARIEN G., 1983** - Lyon natural radiocarbon measurements IX. *Radiocarbon*, **25** (1), 59-128.
- FRANK N., BRAUM M., HAMBACH U., MANGINI A. & WAGNER G., 2000** - Warm period growth of travertine during the last interglaciation in Southern Germany. *Quaternary Research*, **54** (1), 38-48.
- GABERT J., 1964** - Le piémont du Luberon central. *Méditerranée*, **5** (2), 109-131.
- GAUSSEN H., 1960** - *Les Gymnospermes actuelles et fossiles. Fascicule VI. Chapitre XI. Généralités, genre Pinus*. Travaux du Laboratoire Forestier de Toulouse, **6** (11). Faculté des Sciences, Toulouse, 272 p.
- GAUTIER E., 1992** - *Recherches sur la morphologie et la dynamique fluviales dans le bassin du Buëch (Alpes du Sud)*. Thèse de Doctorat, Université Paris 10 - Nanterre, Nanterre, 439 p.
- HALLET B., HUNTER L. & BOGEN J., 1996** - Rates of erosion and sediment evacuation by glaciers: A review of field data and their implications. *Global and Planetary Change*, **12** (1-4), 213-235.
- HOLLAND H.D., 1978** - *The chemistry of the atmosphere and oceans*. Wiley, New York, 351 p.
- HORVATINČIĆ N., ČALIĆ R. & GEYH M.A., 2000** - Interglacial growth of tufa in Croatia. *Quaternary Research*, **53** (2), 185-195.
- JORDA M., 1988** - Modalités paléoclimatiques et chronologiques de la déglaciation würmienne dans les Alpes françaises du Sud (Bassin durancien et Alpes de Haute-Provence). *Bulletin de l'Association Française pour l'Etude du Quaternaire*, **25** (2-3), 111-122.
- JORDA M., 1993** - Les terrasses alluviales de l'Arc à l'aval de Roquevaire : étude géomorphologique et chronostratigraphique. In P. Leveau & M. Provansal (dir.), *Archéologie et environnement : de la Sainte Victoire aux Alpilles*. Travaux du Centre Camille Jullian, **14**. Publications de l'Université de Provence, Aix-en-Provence, 235-248.
- JORDA M. & DELIBRIAS G., 1981** - Données nouvelles sur le Pléistocène supérieur des Alpes Françaises du Sud : le Würm récent du bassin de la Bléone (Alpes de Haute Provence). *Bulletin de l'Association Française pour l'Etude du Quaternaire*, **18** (3-4), 173-182.
- JORDA M., PARRON C., PROVANSAL M. & ROUX M.R., 1993** - Erosion et détritisme holocène en Basse Provence calcaire. L'impact de l'anthropisation. In P. Leveau & M. Provansal (dir.), *Archéologie et environnement : de la Sainte-Victoire aux Alpilles*. Travaux du Centre Camille Jullian, **14**. Publications de l'Université de Provence, Aix-en-Provence, 65-74.
- JORDA M. & PROVANSAL M., 1992** - La montagne Sainte-Victoire. Structure, relief, et morphogénèse antérieure au Postglaciaire. *Méditerranée*, **75** (1-2), 17-28.
- JORDA M., ROSIQUE T. & ÉVIN J., 2000** - Données nouvelles sur l'âge du dernier maximum glaciaire dans les Alpes méridionales françaises. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences. Série 2, Sciences de la Terre et des Planètes*, **331** (3), 187-193.
- LABAUNE C. & MAGNIN F., 2001** - Land snail communities in Mediterranean upland grasslands: the relative importance of four sets of environmental and spatial variables. *Journal of Molluscan Studies*, **67** (4), 463-474.
- LECOMPTE M., LHÉNAFF R. & MARRE A., 1998** - Huit ans de mesures du ravinement des marnes dans les Baronnies méridionales (Préalpes françaises du sud). *Géomorphologie : Relief, Processus, Environnement*, **4** (4), 351-373.
- LÓPEZ-SÁEZ J.A., TEXIER P.-J. & BUI-THI-MAI, 1998** - Paléoenvironnement durant le Pléistocène Supérieur en Vaucluse : analyse palynologique des couches inférieures de l'Abri de la Combette (Bonnieux, Vaucluse, France). *Trabajos de Prehistoria*, **55** (2), 151-162.
- LUMINET R. & RAMADE J., 1970** - *Le massif du Petit Luberon et ses bordures : étude géomorphologique*. Mémoire de Maîtrise, Université Aix-Marseille, Aix-en-Provence, 112 p.
- MAGNIN F., 1991** - *Mollusques continentaux et histoire quaternaire des milieux méditerranéens (Sud-Est de la France, Catalogne)*. Thèse de Doctorat, Université Aix-Marseille 2, Aix-en-Provence, 340 p.
- 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. Special Issues*, **2**, 275-289.
- MAGNIN F., 2014** - Middle Pleniglacial to Holocene molluscan assemblages in the Marseille-Aubagne basin (Provence, France). *Quaternaire*, **25** (2), 113-125.
- MAGNIN F., GUENDON J.-L., QUINIF Y., ROIRON P. & THINON M., 1990** - Datations isotopiques et études des paléoenvironnements de la formation à travertins de la Papeterie Vasio (Meyrargues, Bouches-du-Rhône, France). Mise en évidence de deux périodes de réchauffement durant le Riss. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences. Série 2. Sciences de la Terre et des Planètes*, **310** (9), 1285-1292.
- MAGNIN F. & BONNET S., 2014** - Une succession malacologique du Pléniglaciaire moyen et du Postglaciaire à Aix-en-Provence (France) : éléments de datation, taphonomie des assemblages et paléoenvironnements. *Quaternaire*, **25** (2), 163-185.
- MAZENOT G., 1956** - Recherches sur les faunes malacologiques du loess récent würmien et de divers limons terrestres holocènes dans le Sud-Est de la France. *Bulletin Mensuel de la Société Linéenne de Lyon*, **25** (1), 9-24, **25** (2), 41-56 & **25** (3), 73-88.

- MIRAMONT C., 1998 - *Morphogenèse, activité érosive et détritisme alluvial holocènes dans le bassin de la moyenne Durance*. Thèse de Doctorat, Université Aix-Marseille I, Aix-en Provence, 286 p.
- MOLLIEX S., SIAME L., BOURLÈS D., 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 (^{10}Be). *Geomorphology*, **195**, 45-52.
- MONTOYA C., GUENDON J.-L., BOUQUET L., DE STEFANI M., FABRE M., LAROCHE M., LOPINET P., PORTALIER N. & RILLARDON M., 2007 - *Le gisement paléolithique des Vaugreniers (Le Muy, 83) : Document final de synthèse de fouille préventive 16 janvier 2006 - 31 mars 2006*. ESEP (UMR 6636), Aix-en-Provence & Service Régional de l'Archéologie de Provence-Alpes-Côte-d'Azur, Aix-en-Provence, 65 p.
- MONTOYA C., GUENDON J.-L., BOUDIAS J.-B., BOUQUET L., DE STEFANI M., 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), 127-146.
- NEVILLE A.M., 2000 - *Propriétés des bétons*. Editions Eyrolles, Paris, 806 p.
- 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*, **5**, 32-46.
- OLLIVIER V., 2006 - *Continuités, instabilités et ruptures morphogéniques en Provence depuis la dernière glaciation. Travertinisation, détritisme et incisions sur le piémont sud du Grand Luberon (Vaucluse, France). Relations avec les changements climatiques et l'anthropisation*. Thèse de Doctorat, Université de Provence Aix-Marseille I, Aix-en-Provence, 357 p.
- OLLIVIER V., 2009 - *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*. Sans Papier French Studies Program, Cornell University, New York, 360 p.
- OLLIVIER V., 2011 - Les formations travertineuses et détritiques pléistocènes à postglaciaires du piémont sud du Grand Luberon. In V. Ollivier & J.-L. Guendon (dir.), *Livret guide : Excursion de l'Association Française pour l'Étude du Quaternaire (AFEQ) : 21 au 23 juin 2011 : Paysages, travertins et paléoenvironnements quaternaires entre Provence et Alpes occidentales*. Stéphane Renault, LAMPEA, Aix-en-Provence, 14-33.
- ORDÓÑEZ S., GONZÁLEZ MARTÍN J.A., GARCÍA DEL CURA M.A. & PEDLEY H.M., 2005 - Temperate and semi-arid tufas in the Pleistocene to Recent fluvial barrage system in the Mediterranean area: The Ruidera Lakes Natural Park (Central Spain). *Geomorphology*, **69** (1-4), 332-350.
- PEDLEY M., ANDREWS J., ORDÓÑEZ S., GARCÍA DEL CURA M.A., GONZÁLES MARTÍN J.-A. & TAYLOR D., 1996 - Does climate control the morphological fabric of freshwater carbonates? A comparative study of Holocene barrage tufas from Spain and Britain. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, **121** (3-4), 239-257.
- PEULVAST J.-P., BAROUX E., BELLIER O. & SEBRIER M., 1999 - Le problème de l'activité des failles de Nîmes, de Salon-Cavaillon et de la Moyenne Durance (SE de la France) : apports de la géomorphologie structurale. *Géomorphologie : Relief, Processus, Environnement*, **5** (4), 327-358.
- PEYRON O., GUIOT J., CHEDDADI R., TARASOV P., REILLE M., DE BEAULIEU J.-L., BOTTEMA S. & ANDRIEU V., 1998 - Climatic reconstruction in Europe for 18,000 yr B.P. from pollen data. *Quaternary Research*, **49** (2), 183-196.
- PRENTICE I.C., GUIOT J. & HARRISON S.P., 1992 - Mediterranean vegetation, lake levels and palaeoclimate at the Last Glacial Maximum. *Nature*, **360** (6405), 658-660.
- ROSIQUE T., 1994 - Les gisements de bois fossiles conservés dans les formations détritiques tardi- et postglaciaires du bassin du Büsch (Hautes Alpes) : interprétation géodynamique et paléoclimatique. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences. Série 2, Sciences de la Terre et des Planètes*, **319** (3), 373-380.
- 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.
- ROUIRE J. (coord.), CATZIGRAS F., COLOMB E., DURAND J.-P., GUIEU G., ROUSSET C., TEMPIER C., NURY D., DAMIANI L. & DUROZOY G., 1969 - *Carte géologique de la France au 1/50 000 (n° 1021), Aix-en-Provence (XXXII-44), 2^e édition. Notice explicative*. Bureau de Recherches Géologiques et Minières, Orléans, 19 p.
- ROVÉRA G., ROBERT Y., COUBAT M. & NEDJAI R., 1999 - Erosion et stades biorhexistatiques dans les ravines du Saignon (Alpes de Provence). Essai de modélisation statistique des vitesses d'érosion sur marnes. *Etude de Géographie Physique*, **28**, 109-115.
- SCHOENEICH P., 2003 - Que s'est-il passé pendant la première partie du Tardiglaciaire? Indices d'un changement écologique majeur dès 17-18 000 cal BP. *Preistoria Alpina*, **39**, 9-17.
- SIAME L., BELLIER O., BRAUCHER R., SEBRIER M., CUSHING M., BOURLES D., HAMELIN B., BAROUX E., DE VOOGD B., RAISBECK G. & YIOU F., 2004 - Local erosion rate versus active tectonics: cosmic ray exposure modelling in Provence (south-east France). *Earth and Planetary Science Letters*, **220** (3-4), 345-364.
- SIVAN O., 2002 - *Activité érosive et évolution des paléoenvironnements alpins postglaciaires. Etude dendrogéomorphologique des gisements de troncs subfossiles dans les Alpes du Sud*. Thèse de Doctorat, Université Aix-Marseille I, Aix-en-Provence, 241 p.
- SLIMAK L., AMBERT P., BAZILE F., BON F., BRESSY C., BRUGAL J.-P., CHZRAZVEZ J., EIZENBERG L., D'ERRICO F., FABRE M., GERBE M., GIRAUD Y., OLLIVIER V., GUENDON J.-L., HIGHAM T., JEANNET M., LAROU-LANDIE V., LOMPRÉ A., PESESE D., MAGNIN F., MALLOL C., ROIRON P., TALON B. & WOERZ P., 2008 - Projet collectif de recherche interrégional « Diversité biologique, diversité culturelle entre le 45^e et 35^e millénaire BP, Problématique, contexte ». *Bilan Scientifique - Direction Régionale des Affaires Culturelles Provence-Alpes-Côte-d'Azur, Service Régional de l'Archéologie*, 2008, 35-36.
- SVENSSON A., ANDERSEN K.K., BIGLER M., CLAUSEN H.B., DAHL-JENSEN D., DAVIES S.M., JOHNSEN S.J., MUSCHELER R., PARRENIN F., RASMUSSEN S.O., RÖTHLISBERGER R., SEIERSTAD I., STEFFENSEN J.P., VINSTER B.M., 2008 - A 60 000 year Greenland stratigraphic ice core chronology. *Climate of the Past*, **45** (1), 47-57.
- TERRIER M. & LENOTRE N., 1989 - Reconnaissance néotectonique d'un accident majeur en Provence (France). Utilisation de la comparaison des nivellements et de l'analyse morphostructurale. *Bulletin de l'Association Française pour l'Étude du Quaternaire*, **26** (3), 161-170.
- TESSIER L., 1984 - *Dendroclimatologie et écologie de Pinus sylvestris L. et Quercus pubescens Willd. dans le sud-est de la France*. Thèse de Doctorat d'État, Université Aix-Marseille 3, Aix-en-Provence, 275 p.
- THÉRY I., 1998 - *Economie du combustible et paléoclimatologie en contexte glaciaire et périglaciaire : Paléolithique moyen et supérieur du sud de la France (anthracologie, expérimentation, taphonomie)*. Thèse de Doctorat, Université Paris 1 Panthéon-Sorbonne, Paris, 545 p.
- TRIAT-LAVAL H., 1978 - *Contribution pollenanalytique à l'histoire tardi- et postglaciaire de la végétation de la basse vallée du Rhône*. Thèse de Doctorat d'État, Université Aix-Marseille 3, Aix-en-Provence, 343 p.
- TRIAT-LAVAL H., 1979 - Histoire de la forêt provençale depuis 15 000 ans d'après l'analyse pollinique. *Forêt Méditerranéenne*, **1**, 19-24.
- TRICART J., 1952 - Paléoclimats quaternaires et morphologie climatique dans le Midi méditerranéen. *Eiszeitalter und Gegenwart*, **2** (1), 172-188.
- VAN DER HAMMEN T., MAARLEVELD G.C., VOGEL J.-C. & ZAGWIJN W.H., 1967 - Stratigraphy, climatic succession and radiocarbon dating of the last glacial in the Netherlands. *Geologie en Mijnbouw*, **46** (3), 79-95.
- 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** (1), 75-88.
- VAN HUISSTEDEN K. & POLLARD D., 2003 - Oxygen isotope stage 3 fluvial and eolian successions in Europe compared with climate model results. *Quaternary Research*, **59** (2), 223-233.
- VAUDOUR J., 1968 - A propos d'une conférence... Notes sur les sols méditerranéens. *Annales de Géographie*, **77** (422), 483-488.
- WEISROCK A., 1986 - Variations climatiques et périodes de sédimentation carbonatée à l'Holocène - L'âge des dépôts. *Méditerranée*, **57** (1-2), 165-167.
- ZAGWIJN W.H., 1974 - Vegetation, climate and radiocarbon datings in the late Pleistocene of the Netherlands. Part II: Middle Weichselian. *Mededelingen Rijks Geologische Dienst. Nieuwe Serie*, **25** (3), 101-111.
- ŽÁK K., LOŽEK V., KADLEC J., HLADÍKOVÁ J. & CÍLEK V., 2002 - Climate-induced changes in Holocene calcareous tufa formations, Bohemian karst, Czech Republic. *Quaternary International*, **91** (1), 137-152.