



HAL
open science

**Livret guide excursion de L'AssociAtion FrAnçAise pour
L'Étude du QuAternAire (AFeQ) paysages, travertins et
paléoenvironnements quaternaires entre provence et
Alpes occidentales**

Vincent Ollivier, Jean Louis Guendon, Adam Ali, Michel Dubar, Frédéric
Magnin, Paul Roiron

► **To cite this version:**

Vincent Ollivier, Jean Louis Guendon, Adam Ali, Michel Dubar, Frédéric Magnin, et al. (Dir.).
Livret guide excursion de L'AssociAtion FrAnçAise pour L'Étude du QuAternAire (AFeQ) paysages,
travertins et paléoenvironnements quaternaires entre provence et Alpes occidentales. 2011. hal-
01766613

HAL Id: hal-01766613

<https://hal.science/hal-01766613>

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.

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**



Sous la conduite de : Vincent Ollivier, Jean Louis Guendon
Adam Ali, Michel Dubar, Frédéric Magnin et Paul Roiron

Textes réunis par : Jean Louis Guendon

Micro édition : Stéphane Renault
Aix-en-Provence, LAMPEA
2011





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

sous la conduite de

Vincent Ollivier, Jean Louis Guendon
Adam Ali, Michel Dubar, Frédéric Magnin et Paul Roiron

Depuis de nombreuses années l'Association Française pour l'Étude du Quaternaire organise une excursion scientifique annuelle. Cette démarche permet à la communauté des quaternaristes de partager des travaux de recherche sur des thématiques et des territoires concernant la France et le bassin méditerranéen (Espagne et Maroc notamment).

La présente excursion intitulée « *Paysages, travertins et paléoenvironnements quaternaires entre Provence et Alpes occidentales* » s'inscrit dans cette tradition. Les travaux portant sur les morphogenèses, les dynamiques de travertinisation et les paléoenvironnements néogènes et quaternaires du sud-est de la France y sont publiquement présentés sur leur terrain. Cette étape du travail de recherche en géomorphologie et paléoenvironnements est, pour des raisons légitimes, rarement possible. Nous exprimons donc notre profonde gratitude au comité de l'AFEQ ayant motivé la valorisation de ce travail sous la forme d'une excursion, instant privilégié de rencontre et de partage scientifiques.

Les études sur les relations entre les mutations paysagères quaternaires, les systèmes travertineux, les variations bioclimatiques et les modes d'occupation humaine dans le sud de la France sont le fruit de collaborations tissées depuis de nombreuses années.

Les recherches régionales plus récentes axées sur les mêmes thématiques ont directement bénéficié de ces différentes et précieuses expertises. Que leurs instigateurs en soient ici amplement remerciés.

Itinérant au travers de la Provence et des Alpes occidentales à la découverte de certaines des plus belles séquences travertineuses régionales, cette excursion aborde également des questions et découvertes portant sur l'évolution du domaine provençal depuis le Néogène jusqu'à l'extrême fin du Quaternaire.

Remontant une partie de la Durance jusqu'aux imposants massifs du Queyras, le portrait d'une région provençale et alpine dotée d'une riche histoire paysagère se dessine. Les marques d'une évolution géodynamique messino-pliocène intensive y sont nombreuses. L'existence de grottes hypogéniques ou de travertins pliocènes redressés en touches de piano témoignent de la complexité des phénomènes. La diversité des contenus paléontologiques (macrorestes végétaux ou gastéropodes), la clarté des horizons pédogénétiques, la cyclicité des faciès travertineux ou la présence répétée de niveaux d'occupation humaine en stratigraphie nous racontent en détail la variabilité des impacts environnementaux et anthropiques de la fin du dernier cycle climatique.

Dans cette aire biogéographique à préserver, les différents travaux de recherche se développent avec l'indispensable soutien des acteurs régionaux et notamment des parcs naturels, réserves géologiques et de leurs conservateurs et Chargés de Mission. Nous remercions, pour leurs différents apports respectifs, les parcs naturels régionaux du Luberon, du Verdon et les réserves géologiques de Digne et du Luberon.

Les collaborations entre les différentes unités de recherche impliquées dans l'analyse des paléoenvironnements quaternaires provençaux et alpins (séquences travertineuses, formations détritiques, géodynamique, notamment) ont été une étape nécessaire dans la concrétisation de nos recherches. Sans l'investissement de l'ensemble des membres des laboratoires impliqués au niveau régional depuis de nombreuses années, rien n'aurait été possible. Nous remercions donc chaleureusement les Directeurs et Chercheurs respectifs des laboratoires du LAMPEA (Laboratoire Méditerranéen de Préhistoire Europe Afrique, UMR 6636 du CNRS, Maison Méditerranéenne des Sciences de l'Homme, Université de Provence, Institut de Recherche pour le Développement, Aix en Provence), du CBAE (Centre de Bioarchéologie et d'Archéologie, UMR 5059 du CNRS, Université de Montpellier 2, Ecole Pratique des Hautes Etudes, Montpellier), de l'IMEP (Institut Méditerranéen d'Ecologie et de Paléoécologie, UMR 6116 du CNRS, Université Paul Cézanne, Université de Provence, Université d'Avignon, Institut de Recherche pour le Développement, Europôle Méditerranéen de l'Arbois, Aix en Provence), du CEPAM (Centre d'Etudes Préhistoire, Antiquité, Moyen Age, UMR 6130, Université de Nice-Sophia Antipolis, Nice), et du CEREGE (Centre Européen de Recherche et d'Enseignement des Géosciences de l'Environnement, UMR 6635, Université Paul Cézanne, Université de Provence, Collège de France, Institut de Recherche pour le Développement, Europôle Méditerranéen de l'Arbois, Aix en Provence) pour la dynamique scientifique et logistique qu'ils ont su encourager dans chacun de nos travaux communs.

En outre, la réalisation de formations universitaires (stages, Masters, Doctorats) sous la Direction de ces organismes de Recherche et d'Enseignement dans le cadre des territoires que nous étudions, ont pu maintenir et renforcer tout l'intérêt qui leur revient.

Territoires multiples, biotopes sensibles forts d'une évolution naturelle et sociétale enrichie au cours des millénaires, les paysages de Provence et des Alpes occidentales détiennent une incontournable valeur scientifique et patrimoniale. C'est donc avec un immense plaisir que nous découvrons ensemble au cours de cette excursion, certaines des facettes qui forgent l'histoire des environnements quaternaires de cet espace au tempérament méditerranéen.

Les travertins ont fréquemment suscités un grand intérêt de la part des géologues, géographes, préhistoriens et paléoenvironmentalistes du sud de la France. A titre d'exemple, depuis le début des années 80, de véritables actions de recherche pluridisciplinaires motivées par la richesse intrinsèque de ces formations se sont développées du Languedoc à la Provence sous l'initiative de Jean Nicod (*formations carbonatées externes tufs et travertins* -Collectif 1981), Jean Vaudour (A.T.P. P.I.R.E.N. : *Les édifices travertineux et l'histoire de l'environnement dans le midi de la France*, -Vaudour 1988), Jean Louis Vernet et Jean Vaudour (A.T.P. P.I.R.E.N. *Milieux et anthropisation à l'Holocène en Méditerranée occidentale à partir des sites karstiques*, Vernet et Vaudour, 1988-1990) ou encore Paul Ambert (G.D.R. 1058 : *Travertins et dépressions fermées de piémont : paléoenvironnements et anthropisation des paysages du midi méditerranéen*, Ambert, 1997).

Les études actuelles, effectuées dans le cadre de Programmes Collectifs de Recherche (*10 000 de présence humaine sur le piémont méridional du Luberon, la France méditerranéenne entre deux mondes, diversité biologique, diversité culturelle entre 45 et 35 Ka*, notamment) ou de Thèses dernièrement soutenues (*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*, Ollivier, 2006, *Les systèmes travertineux holocènes et la caractérisation des paléopaysages méditerranéens et subalpin (France) : une approche géobotanique séquentielle à haute résolution spatiale*, Adam A. Ali, 2003) s'inscrivent naturellement dans la continuité du travail réalisé par ces différentes actions scientifiques dont les principaux résultats connurent déjà quelques comparaisons à l'échelle européenne (Vaudour, 1988).

Cadre géographique :

Au cours de cette excursion, il est envisagé de suivre un gradient bioclimatique Provence-Alpes occidentales, afin d'analyser essentiellement l'évolution des formations postglaciaires travertineuses et détritiques selon une logique d'étagement altitudinal (du méditerranéen à l'alpin).

Deux principaux contextes environnementaux seront concernés en remontant la vallée de la Durance : les domaines méso-méditerranéens à supra-méditerranéens au travers du piémont méridional du Grand Luberon et le domaine alpin avec la vallée de l'Aigue Agnelle dans le Queyras.

Une incursion sera faite sur des formations plus anciennes datant du Miocène et du Pliocène dans le secteur du plateau de Valensole. Au travers de cet aspect de l'excursion, des notions d'évolution néotectonique seront traitées. Ceci donnera l'occasion d'aborder également les milieux subalpins.

Outre la définition des modalités et rythmes des mutations paysagères associées au développement des systèmes travertineux, de nombreux aspects concernant l'évolution de la vallée durancienne au Quaternaire seront présentés (morphogénèse, évolution des hydrosystèmes de piémont et marqueurs pédologiques de complexes interstadias pléistocènes, notamment).

Cadres méthodologiques :

L'analyse des formations a été réalisée selon plusieurs approches méthodologiques et notamment :

- sur le piémont sud du Luberon l'approche concernant l'évolution morphosédimentaire longue durée a été privilégiée au départ en intégrant par la suite des analyses paléoécologiques ;
- dans le Queyras, c'est l'analyse géobotanique qui a été au préalable privilégiée.

Ces différentes approches ont débouché l'une, sur la détermination de tendances morphogéniques, de phases de détritisme, d'incision ou d'accumulation. L'autre sur la mobilité holocène de la limite altitudinale de la forêt et sur l'impact paysagé des variations de fréquences des paléo-incendies liées aux fluctuations climatiques.

L'ensemble des travaux présentés s'ancre également profondément sur les problématiques concernant les relations Homme-milieu dans un contexte géosystémique.

Intervenants prévus

Ollivier Vincent (Chercheur contractuel ANR ANCIENT KURA, Collège de France, PrOCauLAC-UMR 7192 du CNRS, Proche-Orient, Caucase : Langues, Archéologie, Cultures, Paris & Laboratoire Méditerranéen de Préhistoire [Europe-Afrique], UMR 6636, Maison Méditerranéenne des Sciences de l'Homme, Aix en Provence).

Guendon Jean-Louis (Ingénieur de Recherche, Laboratoire Méditerranéen de Préhistoire (Europe-Afrique), UMR 6636, Maison Méditerranéenne des Sciences de l'Homme, Aix en Provence).

Ali A. Adam (Maître de Conférences, Université de Montpellier 2, Centre de Bioarchéologie et d'Écologie, UMR 5059).

Roiron Paul (Maître de Conférences, Université de Montpellier 2, Centre de Bioarchéologie et d'Écologie, UMR 5059).

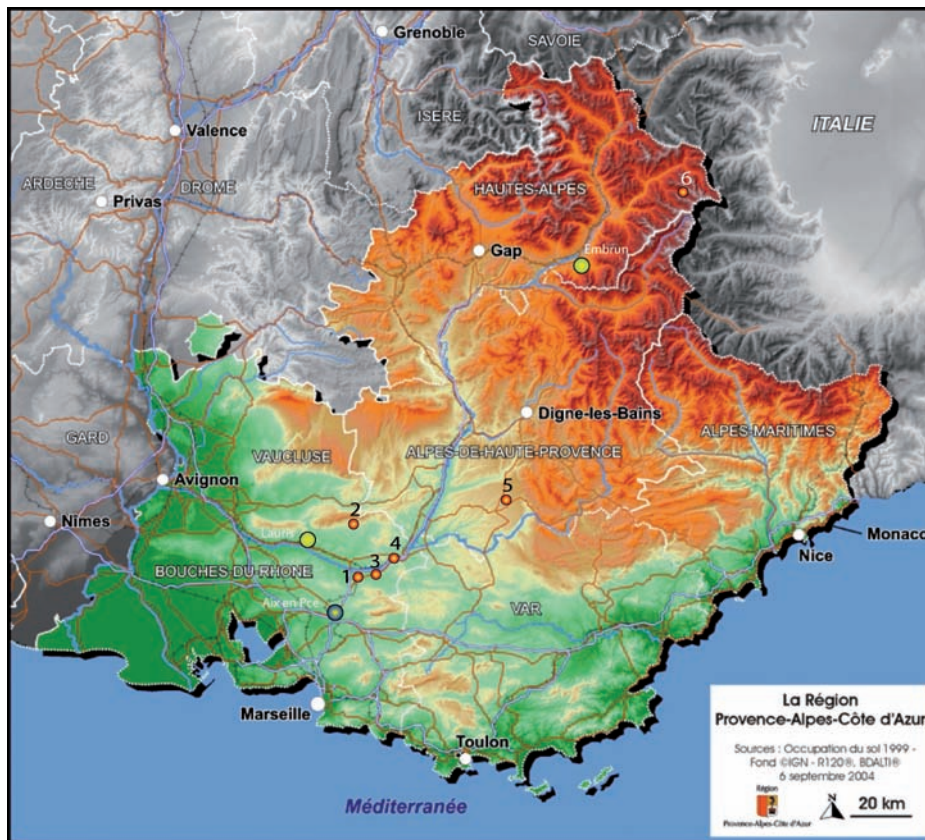
Dubar Michel (Chargé de Recherche CNRS, CEPAM, Valbonne).

Magnin Frédéric (Chargé de Recherche CNRS, IMEP, UMR 6116, Aix en Provence).

et la participation des représentants du :

Parc Naturel Régional du Luberon
Parc Naturel Régional du Verdon
Réserve Naturelle Géologique de Haute Provence

Cartographie des localités abordées lors de l'excursion



- Ville de Départ / Arrivée
- Ville Etape
- Arrêt sur site à travertins
(1: Meyrargues ; 2: Luberon ; 3: Peyrolles ; 4: Pont de Mirabeau ;
5: Ségriès et Serre de Montdenier ; 6: Vallée de l'Aigue Agnelle, Queyras)

Programme synthétique

1er jour, 21 juin 2011- 2ème jour 22 juin 2011 (matinée) en Provence, la vallée de la Durance et le piémont sud du Grand Luberon

21 juin : départ d'Aix-en-Provence, MMSH, à 10h30

1 - Les travertins de Meyrargues (Bouches du Rhône) ;

2 - Les formations travertineuses et détritiques pléistocènes à postglaciaires du Luberon (Vaucluse) : dynamiques sédimentaires séquentielles et évolution.

Étape à Lauris au pied du Luberon

22 juin 2011 à 8h : départ de Lauris

3 & 4 - Deux courtes haltes pour admirer quelques éléments spectaculaires de la flore des travertins tortoniens de Peyrolles (Bouches du Rhône) et quelques traits non moins étonnants de l'histoire du pertuis de Mirabeau.

2ème jour 22 juin (après-midi) le plateau de Valensole et les premiers reliefs alpins

5a - Les formations plio-pléistocènes au toit du plateau de Valensole, dans la région de Puimoisson - Ségriès (Alpes-de-Haute-Provence) ;

5b - Les formations travertineuses holocènes du Serre de Montdenier.

Étape aux Crots dans la région d'Embrun (Hautes-Alpes)

3ème jour 23 juin le domaine montagnard alpin des hautes Vallées du Queyras

23 juin : départ des Crots à 8h

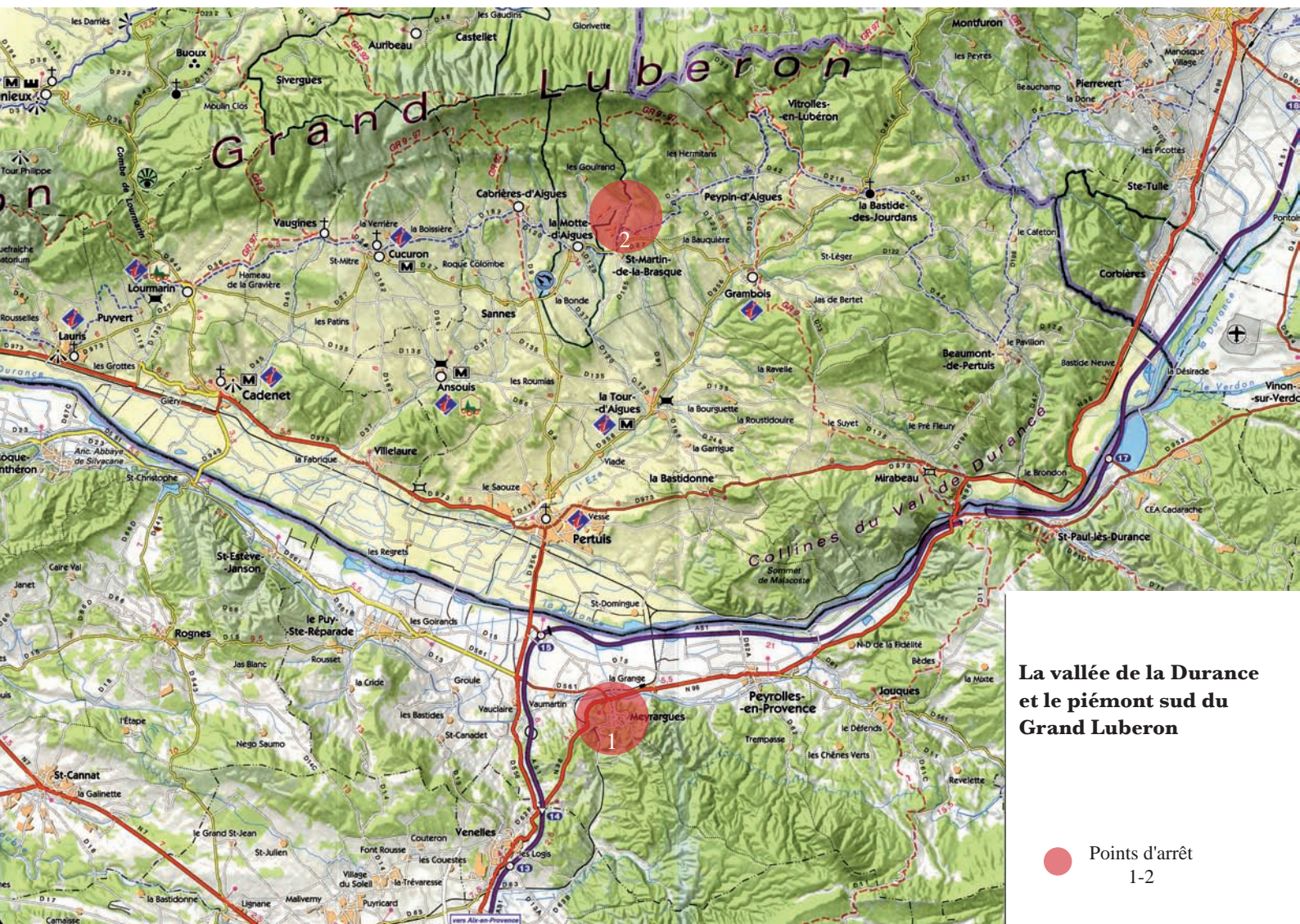
6 - Les formations travertineuses de la Vallée de l'Aigue Agnelle : séquence géobotanique holocène d'altitude (2400 m).

Retour sur Aix-en-Provence à la MMSH prévu vers 19h

1^{er} jour 21 juin

LA VALLÉE DE LA DURANCE ET LE PIÉMONT SUD DU GRAND LUBERON (points 1 et 2)

- Les formations travertineuses de Meyrargues
- Les formations travertineuses et détritiques pléistocènes à postglaciaires du piémont sud du Grand Luberon



La vallée de la Durance
et le piémont sud du
Grand Luberon

● Points d'arrêt
1-2

Les formations travertineuses de Meyrargues (Bouches-du-Rhône, France)

d'après les travaux de

Frédéric Magnin, Paul Roiron, Abdelhamid Mezrhab et Jean Louis Guendon

Meyrargues se situe à 14 km au nord d'Aix-en-Provence, en rive gauche de la Durance, à l'extrémité nord-ouest du massif du Ligourès. Vaste ensemble de collines et de plateaux formés de séries carbonatées jurassiques et crétacées, ce massif abrite un important hydrosystème karstique (Béze, 1976). Le vieux village est dominé par un château féodal du IX^{ème} - X^{ème} siècle, transformé au XVII^{ème} - XVIII^{ème} et qui abrite aujourd'hui une hostellerie. Dans les collines autour du château, subsistent quelques vestiges d'un aqueduc romain qui conduisait à Aix-en-Provence les eaux de la source de la Traconade, près de Jouques.

Les formations à travertins affleurent essentiellement au pied et en face du vieux village (Fig. 1). Elles sont liées aux exutoires de l'hydrosystème karstique du Ligourès et au réseau hydrographique superficiel qui draine la partie occidentale du même massif et dont le Grand Vallat, qui coule au pied du village puis se jette dans la Durance, constitue l'organisme principal.

Connues depuis la publication de leur flore par G. de Saporta (1867), les travertins de Meyrargues, présentent trois ensembles étagés et emboîtés (Fig. 1 et 2) (Magnin, 1991 ; Magnin *et al.*, 1988, 1991).

- L'ensemble de la Plaine forme un vaste entablement vers 280 m d'altitude. Il est constitué de deux épaisses séries emboîtées l'une dans l'autre (1 et 1A) qui fossilisent deux vallées successives. Ces formations remonteraient à la base du Pléistocène moyen, au Pléistocène inférieur ou même au Pliocène pour la série la plus ancienne, mais les analyses U/Th réalisée par Y. Quinif sur les faciès travertineux n'ont pas apporté de résultats fiables. En revanche, les spéléothèmes des cavités karstiques

qui affectent la série la plus vieille ont donné 186, 6 (+25,3 /- 20,1) Ka . Le dépôt de ce travertin est donc nettement antérieur à cette date. La flore fossile de l'ensemble de la Plaine traduit une végétation forestière, de type supraméditerranéen, à Chênes caducifoliés, Pin de Salzmann et Laurier noble, associée à une ripisylve à Saules, Peupliers, Ormes etc... (Saporta, 1867 ; Roiron, 1988). Cette végétation est comparable à celle des tufs des Aygalades datés du Quaternaire inférieur par la présence d'*Elephas antiquus* (Saporta, 1867). L'étude des paléoflores des travertins de la Plaine a malheureusement été réalisée avant la distinction des deux séries qui caractérisent cet ensemble. L'essentiel de cette flore pourrait cependant provenir de la seconde série, moins indurée et apparemment plus riche en empreintes foliaires que la première. D'autre part, il existe au musée de Marseille des fragments de mâchoire et autres os d'un Rhinocéros vraisemblablement récoltés au siècle dernier et étiquetés, sans autres indications, «tufs de Meyrargues» (Bonifay, 1961). Récemment réétudiés et déterminés comme ceux d'un *Dicerorhinus mégarhinu* (Guerin, 1980), ces restes indiquent un âge Pliocène basal. Ils pourraient être issus de la série 1 et, selon toute vraisemblance, du niveau de sables et limons jaunes de base, la description de ces fossiles faisant état de vestiges d'une gangue sableuse calcaire de couleur rouille (Bonifay, 1961).

- L'ensemble de la Papeterie Vasino (2, Fig. 1 et 2), à 230 m d'altitude, à fait l'objet de plusieurs analyses U/Th réalisées par Y. Quinif (Magnin *et al.*, 1990). Si certains résultats apparaissent suspects du fait de rapports $^{230}\text{Th}/^{232}\text{Th}$ trop faibles, d'autres, isotopiquement fiables, ont données des dates du Riss récent (state isotopique 6), entre 201,5 (+50,5/-34,4) Ka et 137,5 (+38/-28,5). Deux niveaux travertineux, débutant chacun par des faciès détritiques,

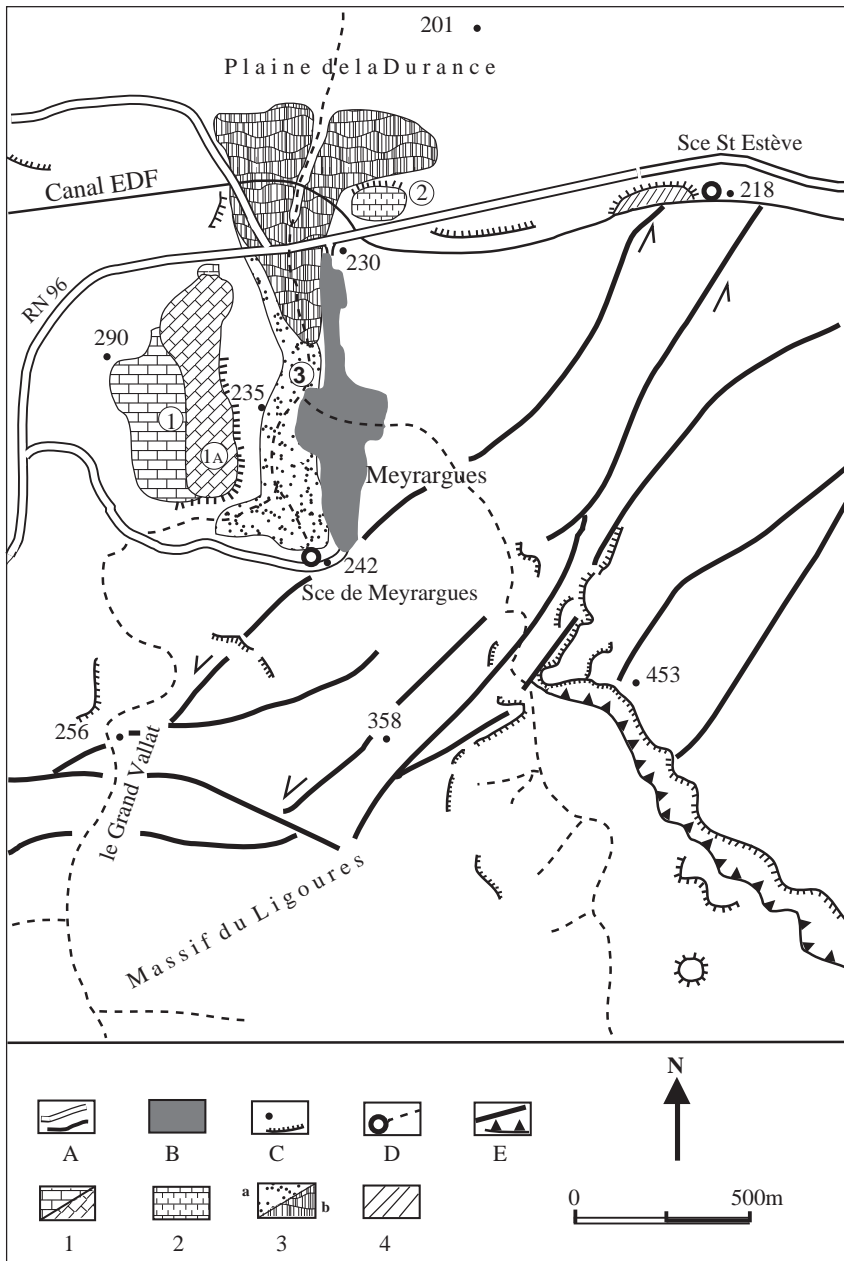
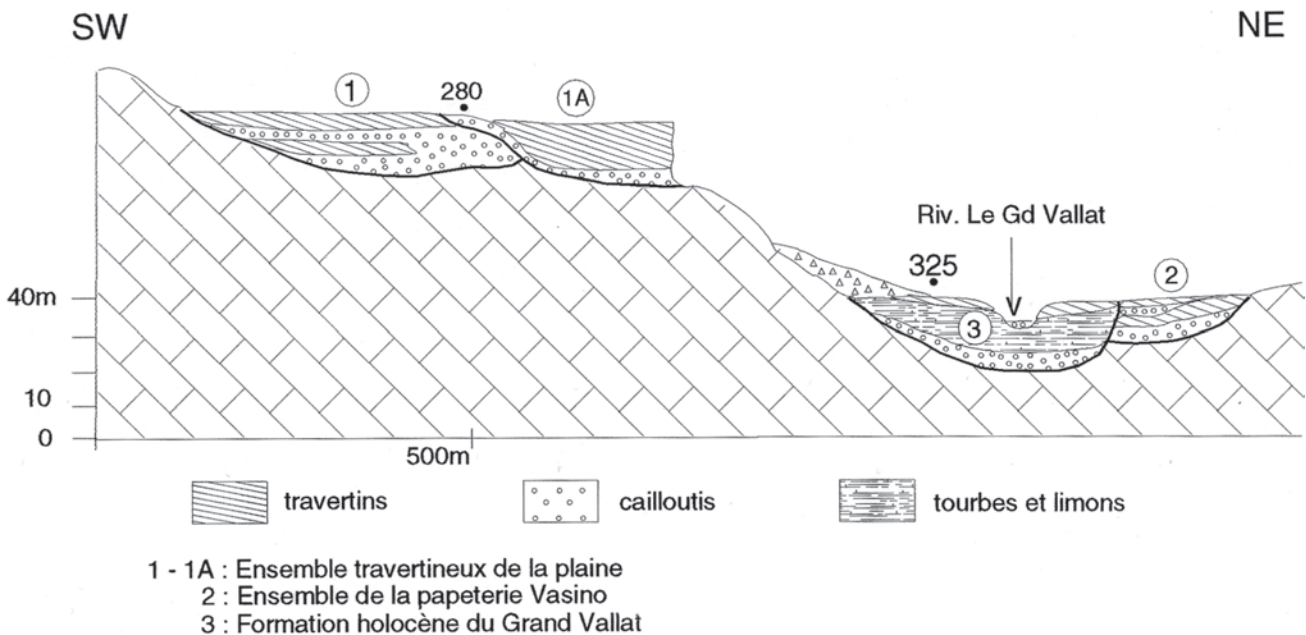


Figure 1 - Carte des formations travertineuses de Meyrargues: A- routes et canal ; B - noyau urbain ; C - points cotés et escarpements ; D - sources et rivières ; E- failles, décrochantes et chevauchantes ; 1 - ensemble travertineux de la Plaine ; 2 - ensemble travertineux de la papeterie Vasino ; 3 - ensemble travertineux holocène du Grand Vallat (a : remblaiement palustre ; b : construction travertineuse) ; 4 - formation travertineuse de St. Estève. (dessin Y. Barnier, d'après Magnin, 1991)

Figure 2 - La série des travertins de Meyrargues : 1 - ensemble travertineux de la Plaine ; 2 - ensemble travertineux de la papeterie Vasino ; 3 - ensemble travertineux holocène du Grand Vallat ; A) Niveaux travertineux ; B) Limons et cailloutis ; C) Tourbes et limons. (dessin Y. Barnier)



ont été distingués. Le niveau inférieur témoigne d'une forêt mixte à Chêne caducifolié et Laurier noble (Fig. 3) avec en sous-bois la Vigne, le Lierre et la Salsepareille. Cette végétation correspond à la série mésoméditerranéenne du Chêne pubescent et caractérise un interstade du Riss. Le niveau supérieur reflète aussi un groupement forestier de type Chênaie mixte (Fig. 4) avec des feuilles de Chêne vert et de Chêne pubescent, de Frêne, d'Erable champêtre, de Saule, de Fusain et des cônes de Pin de Salzmann, dont la présence semble indiquer un milieu un peu plus frais qu'aujourd'hui en Provence (Roiron, 1988). L'étude de la malacofaune associée aux faciès détritiques montre que les deux phases de réchauffement correspondant à la formation des travertins alternent avec deux phases froides à végétation herbacée steppique (Magnin *et al.*, 1990).

- Emboîté dans le précédent ensemble, latéralement mais sensiblement à la même altitude, le système holocène du Grand Vallat (3, Fig. 1 et 2), s'est édifié, pour l'essentiel, entre la période Atlantique et l'époque romaine. Vers

Figure 3 - Empreinte de feuille de Laurier noble (photo : P. Roiron)



l'aval de la vallée et au niveau de la rupture de pente raccordant à la plaine de la Durance, les faciès sont essentiellement carbonatés (3b, Fig. 1 et Fig. 5). Dans une coupe située à proximité du canal EDF qui passe à la sortie nord du village, la base de la séquence a été datée à 7060 ± 220 BP (Ly 4292). Latéralement vers l'amont (directement au pied du village), plusieurs sondages réalisés entre 1984 et 1988 ont montré l'existence d'un remblaiement palustre d'argiles grises et de tourbes totalisant une vingtaine de mètres d'épaisseur (Fig. 1, 2 et 5). À l'époque, un sondage carotté de plus de 17 m de profondeur (Fig. 6) avait permis de faire des études pétrographiques et sédimentologiques détaillées de ce remblaiement (Mezrhah, 1991), ainsi que des analyses malacologiques (Magnin, 1991). Si la base de la séquence n'avait pas pu être alors datée, en revanche, on avait su que la sédimentation tourbeuse, qui occupe la moitié supérieure du remblaiement, avait débutée à 6030 ± 170 BP (Ly 4107). De nouvelles études sont envisagées. Essentiellement axées sur la paléobotanique elle permettront aussi sans doute de préciser la chronologie de cette séquence.

La dégénérescence progressive de ce système travertineux / palustre à été suivie à travers deux périodes d'occupation humaine :

* la première, correspondant à un petit établissement de la fin du Néolithique, datée à 3990 ± 200 BP (Ly 4134), perturbe le milieu et la sédimentation sans les modifier radicalement, puisque des dépôts palustres et travertineux existent encore au-dessus de cet épisode anthropique ;

Figure 4 - empreintes de feuilles de Chêne pubescent, Frêne, et Érable champêtre (ph. P. Roiron)



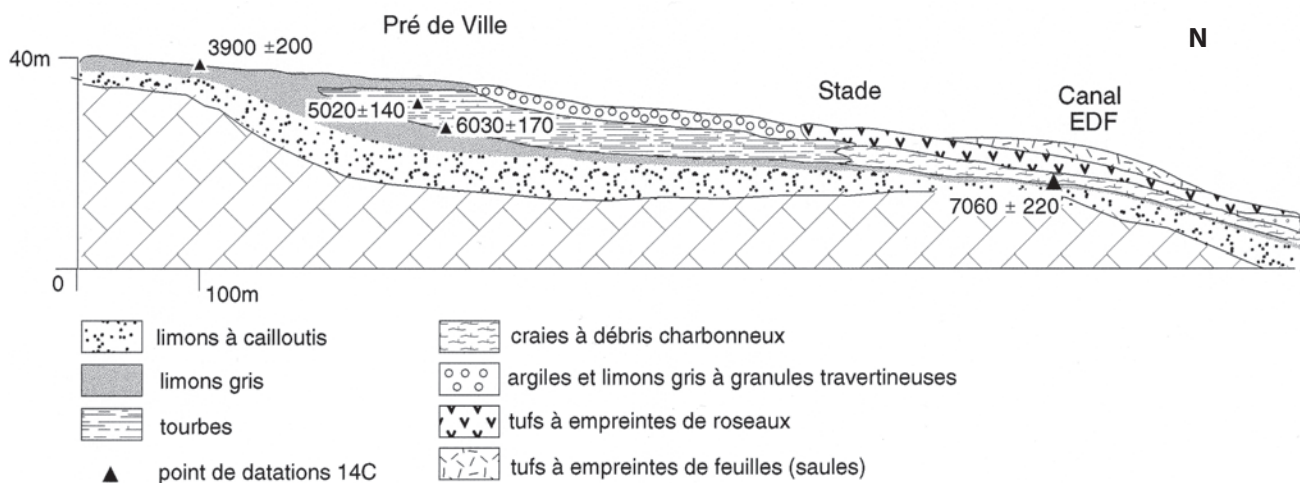


Figure 5 - Séquence longitudinale de la formation holocène de Meyrargues montrant le remblaiement palustre développé à l'arrière des accumulations travertineuses. (dessin Y. Barnier, d'après Magnin, 1991)

* L'autre, de l'époque romaine, s'accompagne d'une forte régression du marais et de modifications importantes de l'environnement végétal (ouverture du milieu et apparition du Pin d'Alep - Magnin *et al.*, 1988, 1991). Elle se marque par l'établissement d'un four de potier du I^{er} siècle de notre ère. Les rejets de cet artisanat recouvrent les derniers horizons travertineux, mais débutent dans une zone encore marécageuse à sédimentation argileuse.

Le ruisseau du Grand Vallat entaille ce dernier ensemble sur quelques mètres d'épaisseur. Les observations sur la travertinisation actuelle montrent que si les dépôts récents semblent modestes, ils pourraient très bien, cumulés sur quelques millénaires, aboutir à des épaisseurs comparables à celles des formations anciennes.

Les travertins de Meyrargues sont des travertins de vallée, associés à des dépôts alluviaux plus ou moins détritiques. Étagements et altitudes relatives des divers ensembles sont significatifs de l'enfoncement de la vallée. Ils témoignent aussi des évolutions du relief et du tracé du réseau hydrographique. Les formations les plus hautes (celles de la Plaine), actuellement en totale inversion de relief, conservent la trace des plus anciens écoulements. Les nouveaux ensembles, développés en bordure des précédents, témoignent de déviations du cours d'eau sous l'effet de l'engorgement de la vallée par les travertins. L'analyse des différents ensembles révèle des discontinuités dans l'incision du réseau hydrographique, sans doute en relation avec les rythmes de l'évolution du niveau de base régional (la Durance) : tantôt des étagements importants (entre le deuxième dépôt de la Plaine et le niveau de la papeterie Vasino, 50 m en contrebas), tantôt des emboîtements sans étagement net (les deux séries de la Plaine entre elles ; la formation holocène par rapport à celle de la papeterie Vasino).

Le système holocène du Grand Vallat est un bon exemple de remblaiement de vallée et de développement de milieux palustres associés à la travertinisation. De nombreux autres cas similaires existent un peu partout dans la région provençale, notamment à Jouques et à Saint-Paul-lez-Durances pour ne citer que les plus voisins, à seulement quelques kilomètres de là (Bonifay, 1962, de Beaulieu, 1972, Nicol-Pichard, 1986). La précipitation des carbonates et l'accrétion sédimentaire qui en résulte entravent l'écoulement des eaux et perturbent le profil d'équilibre de la rivière. Des domaines palustres, ou parfois lacustres, peuvent ainsi se former localement, notamment en amont des zones où, sous l'effet de divers facteurs topographiques ou physico-chimiques, la précipitation travertineuse est la plus active, jusqu'à construire parfois des accumulations importantes en travers les cours d'eau. Ces domaines aquatiques constituent des pièges à sédiments variés (cailloutis, limons, argiles, tourbes, craies, etc...) et concourent au remblaiement rapide de ces vallées. Ils ont été, surtout à l'Holocène et dans les régions méditerranéennes karstiques relativement sèches, des pôles d'attraction pour les populations locales. À Meyrargues, comme dans beaucoup d'autres formations travertineuses holocènes (Vaudour, 1994) ou plus anciennes (Ambert *et al.*, 1989), des vestiges d'occupations humaines préhistoriques ont été mis en évidence.

De nos jours, ces anciens remblaiements palustres sont généralement masqués par des recouvrements colluviaux. Le fond de la vallée, comme ici à Meyrargues, apparaît horizontal, et rien ne laisse imaginer, sous les villas récemment construites et un faible recouvrement superficiel, la présence de ces importantes accumulations tourbeuses, souvent gorgées d'eau. Pourtant, leur mise en évidence et surtout leur prise en considération, notamment dans les domaines des travaux publics et la gestion des risques naturels, seraient indispensables.

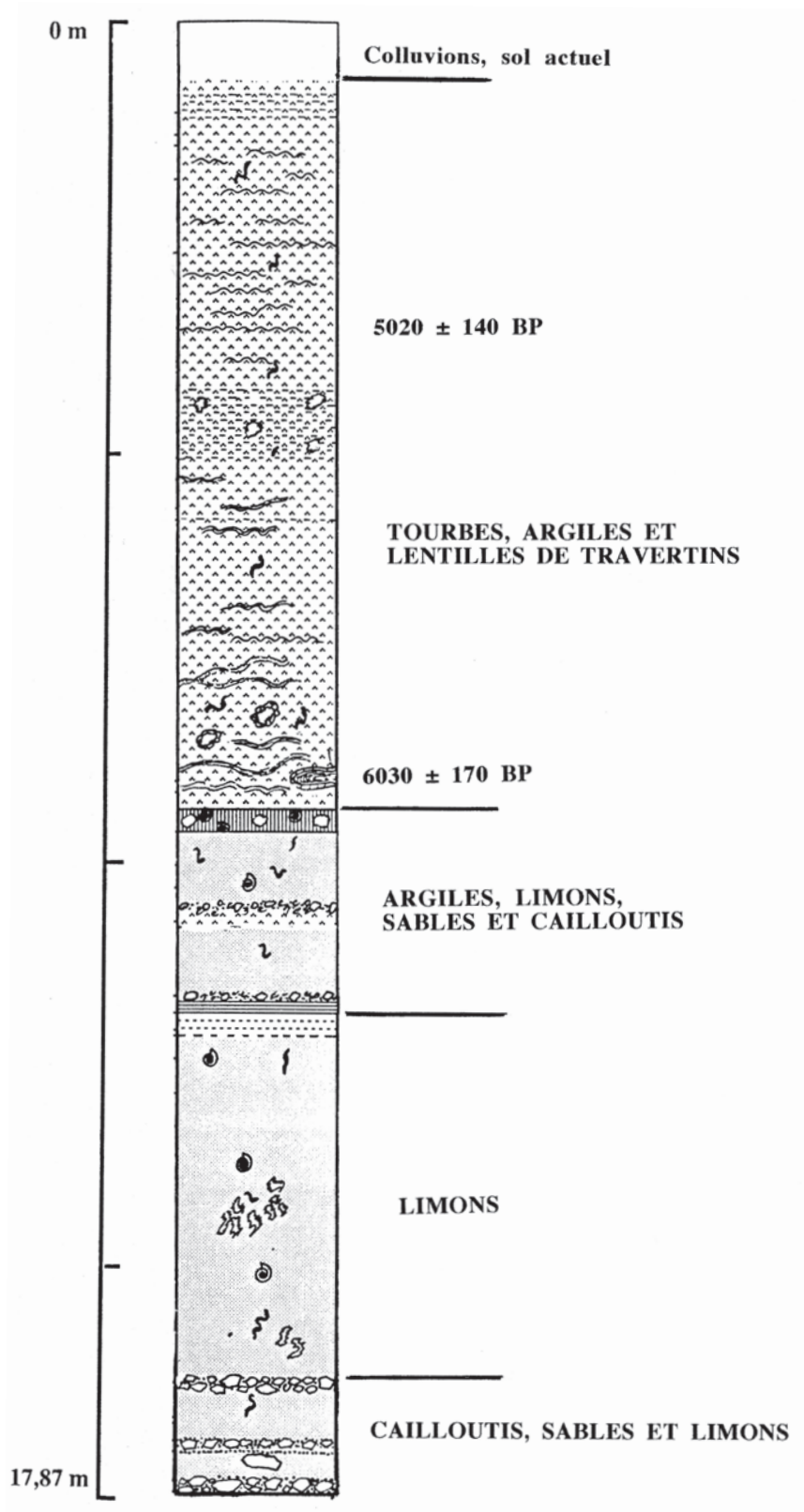


Figure 6 - Séquence sédimentaire du sondage effectuée dans le remblaiement palustre holocène de Meyrargues. (d'après Mezrhab, 1991)

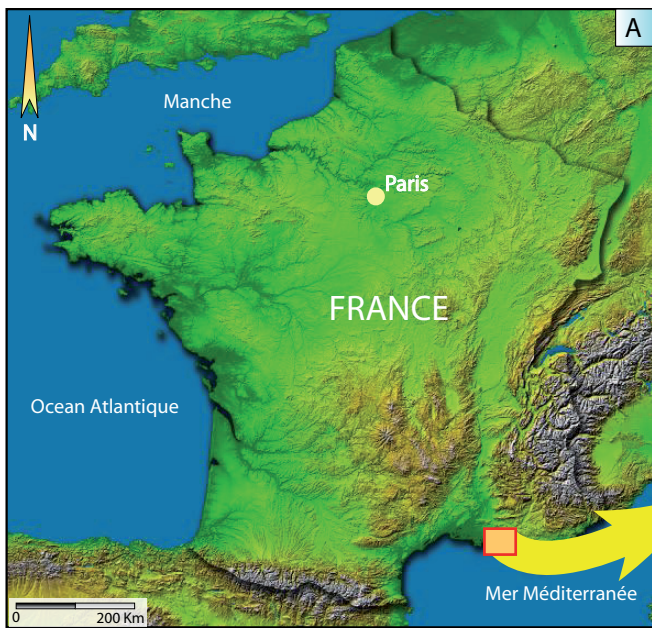
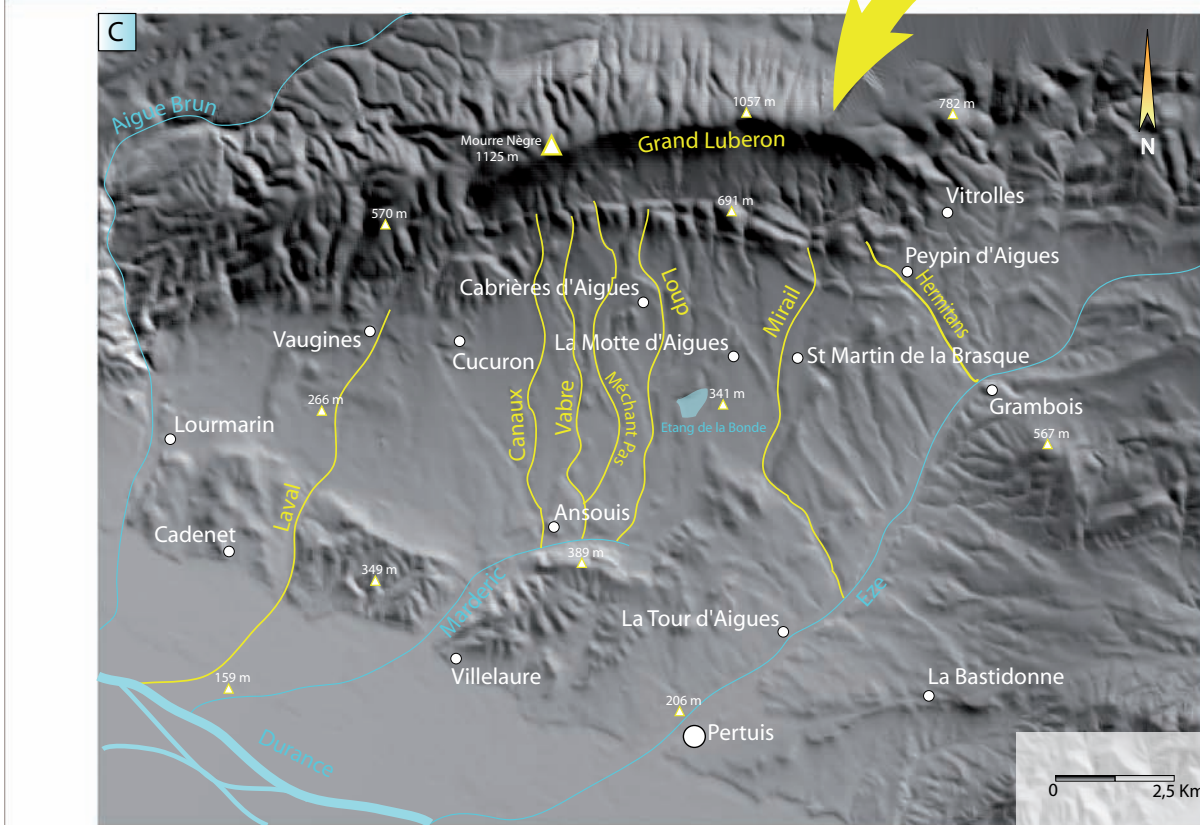
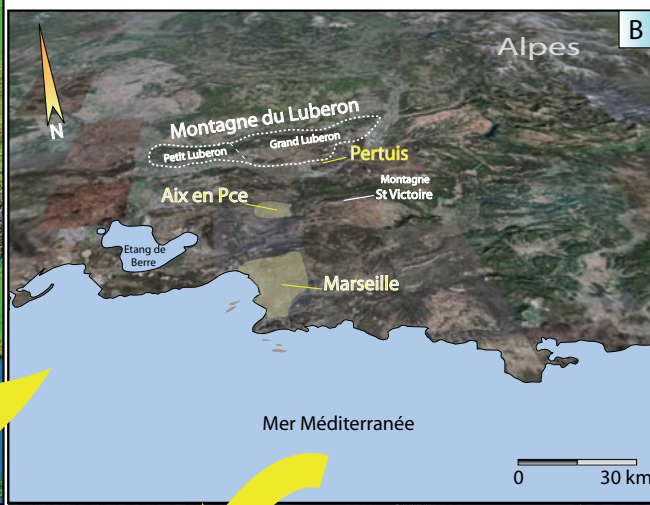
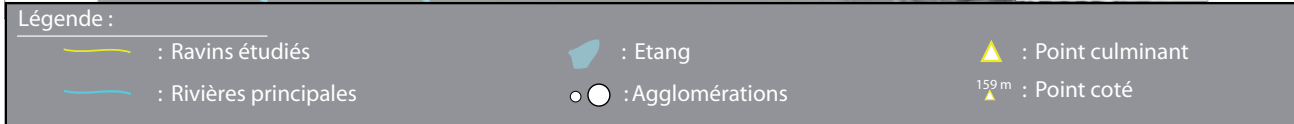


Figure 1 : Carte de localisation du massif du Luberon
 (sources - A : Nasa, 2003 ; B : Digital Globe 2005, C : MNT 2D réalisé sous MAP INFO Professional 7.5, à partir des points IGN du CRIG PACA, OLLIVIER, 2006)



OLLIVIER, 2006



Les formations travertineuses et détritiques pléistocènes à postglaciaires du piémont sud du Grand Luberon

par
Vincent Ollivier

L'objectif de cette étape « Luberon » de l'excursion scientifique que nous proposons n'est pas uniquement d'analyser les spécificités, et elles sont nombreuses, de l'évolution des systèmes travertineux provençaux depuis le début du Postglaciaire. L'intérêt de notre démarche est centré sur la grille de lecture qu'offre l'analyse comparée systèmes travertineux / formations détritiques dans la détermination des dynamiques morphogéniques régionales de la fin du dernier cycle climatique. Ainsi, nous aborderons successivement le développement des glacis pléistocènes et des horizons de sols visibles à leur base (signature des optima climatiques du stade isotopique 3), l'organisation des nappes tardiglaciaires détritiques sur le piémont et enfin les différentes expressions morphosédimentaires du développement postglaciaire de la travertinisation. Les modalités des phénomènes actuels de travertinisation seront également présentés pour une meilleure compréhension des faciès observés en coupes stratigraphiques.

Ces différents éléments en confrontation permettent de proposer une synthèse de l'évolution paysagère en Basse Provence, en relation avec les variations des paramètres climatiques et climato-anthropiques, sur les 50 000 dernières années de son histoire.

Géographie, géologie et géomorphologie du grand Luberon

Espace de transition entre domaine provençal *l.s.* et milieux montagnards alpins, le Grand Luberon constitue la terminaison méridionale du département du Vaucluse dont la frontière le séparant de celui des Bouches du Rhône est matérialisée par la rivière de la Durance (Fig. 1). Nous sommes en basse Durance qui débute en

aval de la cluse de Mirabeau où la rivière épouse le tracé est-ouest des structures provençales et irrigue en partie le terroir agricole du piémont du Luberon.

Climat

Un climat méditerranéen franc concerne le Grand Luberon. Les précipitations annuelles moyennes varient de 600 mm à 800 mm du sud au nord, réparties en moyenne sur 70 à 100 jours par an, avec un profil APHE ou AHPE ; les températures moyennes vont de 4°C à 6°C pour le mois de janvier, le plus froid, et de 22°C à 24°C pour le mois de juillet, le plus chaud. Le gel se produit de 30 à 70 jours par an, de septembre à mai.

Le secteur du Luberon, proche du couloir rhodanien, peut être exposé, malgré la relative protection des reliefs, à un régime de vent fort et notamment au Mistral qui souffle de secteur nord à nord-ouest pendant 150 à 200 jours par an dont 120 avec violence (plus de 16 m/s). La moyenne d'insolation annuelle sur la période 1961-1990 est supérieure à 2800 heures entre Aix en Provence, les Alpilles et le Luberon.

Végétation

Une bipartition climatique se traduisant par la végétation peut être effectuée entre les versants nord et sud du Grand Luberon.

Au Nord, la montagne affiche un contexte climatique plutôt de type méditerranéen à tendance montagnarde. Le versant est couvert en grande partie par une chênaie pubescente (*Quercus pubescens*) qui nécessite des terrains plus riches et plus ombragés que le chêne vert (*Quercus*

ilex, plus commun au sud). On note aussi la présence d'arbustes tels l'amélanchier (*Amelanchier ovalis*), le buis (*Buxus sempervirens*), le genêt, le genévrier commun etc. Outre les arbustes on observe la présence de pins sylvestres (*Pinus sylvestris*) dont l'ombre qu'il procure favorise le développement d'autres arbres tels l'érable de Montpellier (*Acer monspessulanum*), l'érable champêtre (*Acer minor*), l'alisier blanc etc. Enfin la présence du hêtre illustre le caractère plus montagnard du versant nord par opposition au versant sud.

Les crêtes du grand Luberon ont une altitude qui oscille entre 600 et 1100 mètres (étage supraméditerranéen à oroméditerranéen, OZENDA, 1994). Battues par des vents violents, elles sont couvertes de pelouses herbacées jouant un rôle de pare-feu entre les deux versants. La flore des crêtes du Luberon est constituée entre autre d'iris nain, de genêt, de cèdres de l'Atlas, de pins noirs d'Autriche (*Pinus nigra*), etc.

Le versant sud, beaucoup plus sec et ensoleillé que le versant nord, regroupe les caractères climatiques spécifiques du type méditerranéen. Cela se traduit par la présence de garrigues et d'espaces forestiers peu exigeants. On note donc la présence de chênes verts (*Quercus ilex*), de pins d'Alep (*Pinus halepensis*), du thym, du romarin, du buis (*Buxus sempervirens*), des genévriers (de phénicie et oxycèdres), du chêne Kermès (*Quercus coccifera*), du ciste cotonneux, de l'aphyllante de Montpellier etc.

Géologie

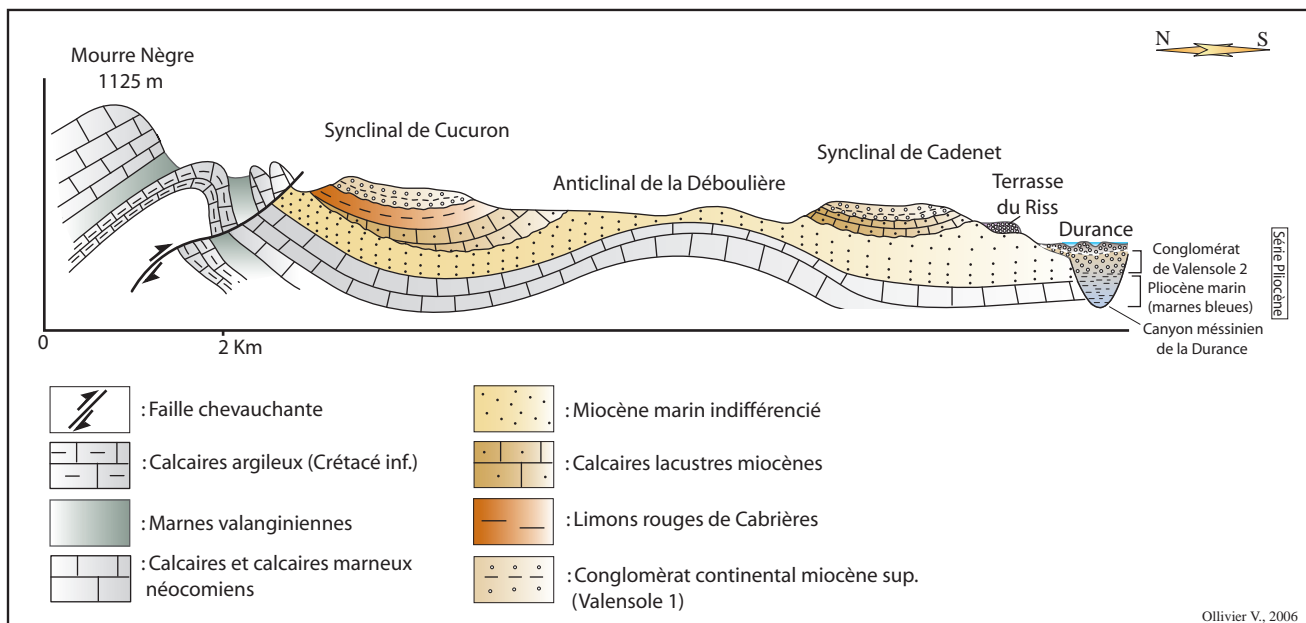
Le Luberon fait partie du bassin sédimentaire du sud-est. Tout comme pour le bassin aquitain et le bassin parisien, l'élaboration du bassin sédimentaire du sud-est date du Crétacé. Cet ensemble est le plus important des bassins sédimentaires français et de loin le plus rempli de

sédiments (12000 mètres jusqu'au socle dans le Diois). Il diffère du bassin aquitain et du bassin parisien par la déformation plicative qui l'affecte et par la présence de grandes failles, majoritairement d'orientation Nord-est/Sud-ouest : Faille de Nîmes, faille d'Alès et principalement pour l'histoire géologique du Luberon, la faille de la Durance. Ces failles sont d'âge récent (fin du Tertiaire) mais représentent le rejeu d'accidents plus anciens datant de la fin du Primaire.

D'orientation générale est-ouest, la chaîne du Luberon est divisée en deux ensembles principaux séparés par la vallée de l'Aiguebrun qui sont le Petit Luberon, qui se prolonge jusqu'aux portes de Cavaillon à l'ouest, et le Grand Luberon dont la terminaison orientale porte souvent le nom de Luberon de Manosque (GOGUEL, 1932). Des crêtes passant par le Mourre Nègre (point culminant du Grand Luberon à 1125 m) jusqu'au flanc sud du Petit Luberon, un même contexte lithologique se perpétue où dominent les calcaires crétacés de l'Hauterivien, calcaires marneux en niveaux réguliers où s'intègrent souvent des bancs calcaires très résistants qui forment l'ossature des paysages. Quelquefois, des passages franchement marneux viennent contrarier cette apparente uniformité. Une puissante assise urgonienne forme le flanc nord de la crête du Petit Luberon (calcaires à silex et bioclastiques, calcaires à rudistes, Barrémien inférieur et supérieur) qui culmine à 727 m d'altitude. L'Urgonien, qui réapparaît plus au sud dans les falaises de Roque Malière, favorise l'aspect tabulaire du sommet de ce relief plus modeste.

Le Grand Luberon, aux aspects de mont jurassien, culmine à 1125 mètres au Mourre Nègre. C'est un anticlinal à enveloppe calcaire crétacée 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

Figure 2 : coupe géologique N-S du Grand Luberon, du point culminant du Mourre Nègre à la Durance (OLLIVIER 2006, d'après JORDA, non publié et CLAUZON, 1984, CLAUZON & RUBINO, 1992)



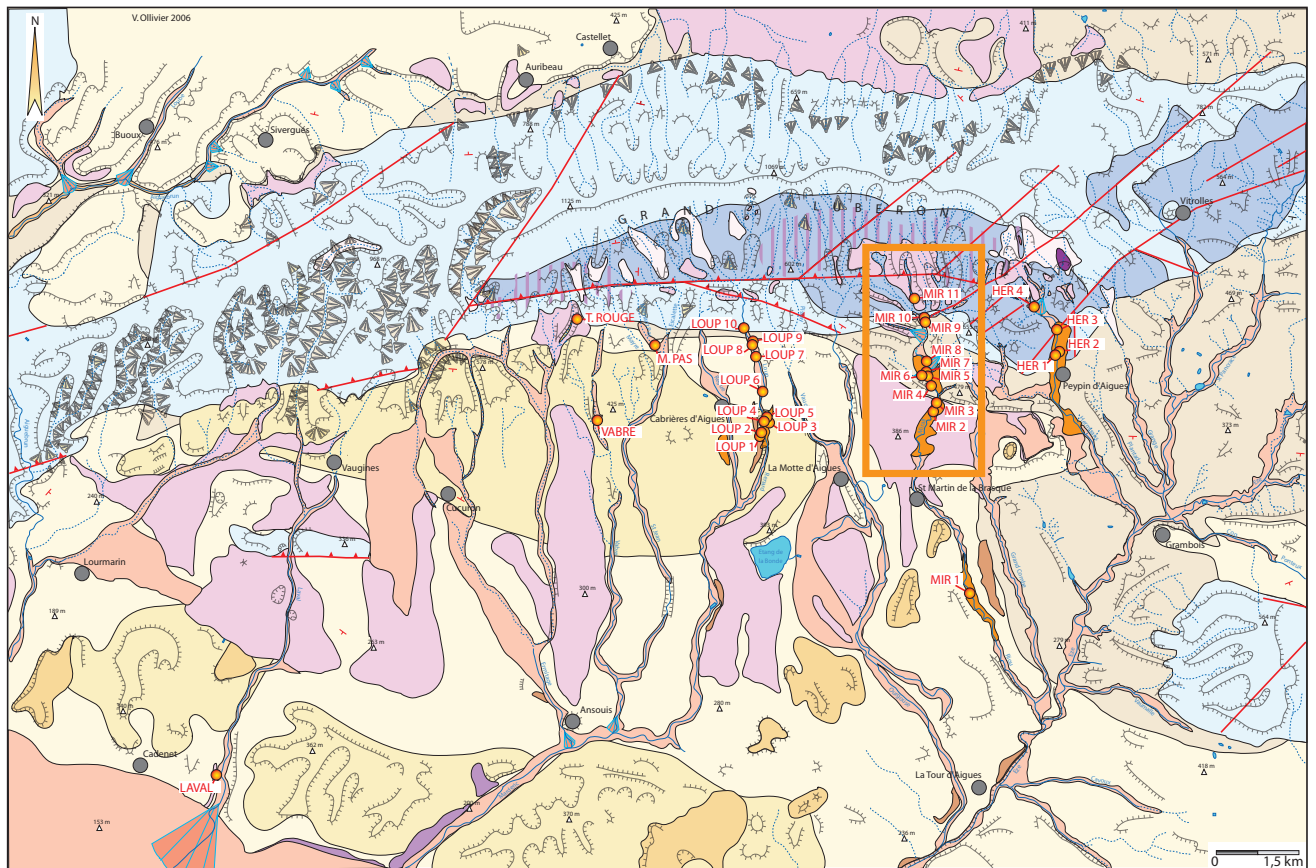


Figure 3 : carte géomorphologique du Grand Luberon (OLLIVIER, 2006, fond géologique d'après BALME *et al.*, 1998). La légende de la carte se trouve en annexe en fin de livret.

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 (Fig. 2 et 3).

Hydrographie

Deux principaux organismes issus de deux bassins versants hydrologiques distincts ceinturent le Luberon: la rivière du Coulon-Calavon qui passe par Apt au niveau du piémont nord du Grand Luberon et la Durance qui la collecte au sud-ouest (au niveau de Cavaillon) après avoir récupéré les eaux du dense réseau hydrographique qui assure difficilement le drainage du piémont sud du Grand Luberon au niveau du Pays d'Aigues.

Les affluents de la rive droite de la Durance sont tous issus du Grand Luberon car, contrairement au petit Luberon, le massif est ici séparé de la Durance par une zone de piémont étendue portant le nom de pays d'Aigues, où se déroulent l'essentiel de nos travaux (Fig. 3). Les plus importants sont l'Eze et l'Aiguebrun qui ont un lit bien développé contrastant avec la petitesse de ceux du Marderic et du Laval principaux cours d'eau drainant le piémont sud. Leur direction d'écoulement est généralement NE-SW en dehors des cours moyens et supérieurs de l'Aiguebrun subséquents au relief du Grand Luberon (SYLVESTRE, 1977). Un important réseau secondaire provenant des

pentons du versant sud du Grand Luberon se connecte à ces organismes principaux en entaillant en cluse les reliefs de son haut et de son bas piémont.

Karstologie

Avant tout pays calcaire, l'hydrologie karstique de l'espace luberonnais et de ses environs est caractérisée par deux éléments majeurs :

- Au Nord du Grand Luberon, le système Vauclose dont l'exutoire principal, la Fontaine de-Vauclose, est par l'importance de son débit, une des premières sources du monde. C'est un système aquifère très étendu, constitué par des terrains d'âge crétacé, qui affleurent au N.E. dans les plateaux de Vauclose, le Mont-Ventoux, la Montagne de Lure (dans le département voisin des Alpes-de-Haute-Provence), ainsi qu'au sud, dans le flanc nord hydrogéologique du Luberon. Ces terrains calcaires fissurés sont le siège de la karstification qui permet aux eaux infiltrées de s'accumuler en profondeur pour rejaillir à Fontaine-de-Vauclose. Au total, le bassin d'alimentation de Fontaine-de-Vauclose a été évalué à 1230 km² et s'étend au-delà du champ de fractures de Banon (04). La source elle-même se situe au pied d'une falaise de 350 m de haut. La gamme de débits varie de 4 m³/s (1967) à plus de 150 m³/s et le débit moyen de la fontaine est de 24 m³/s.

Le système sud-Luberon qui nous concerne plus directement est localisé au versant sud hydrogéologique du massif karstique du Luberon, le versant nord

participant à l'alimentation de l'aquifère de la Fontaine-de-Vaucluse (SYLVESTRE, 1977); cependant, par le jeu de failles méridiennes et sub-méridiennes, une partie du versant nord topographique peut être drainée vers le sud. Ce système aquifère est représenté par les calcaires crétacés fracturés et karstifiés; il se matérialise par une ligne de sources pérennes et temporaires que l'on suit de Robion, à l'ouest, à Peypin-d'Aigues, à l'est; ces exutoires sourdent au contact des calcaires crétacés et de la couverture tertiaire qui joue le rôle d'écran imperméable; leur débit peut varier de 0 à 300 l/s. Parmi les sources pérennes les plus importantes, citons celles des Borrys, du Mirail et des Hermitans. À l'aval de ces deux dernières des accumulations travertineuses postglaciaires se sont développées (dont nous allons étudier la dynamique et l'évolution) et des incrustations carbonatées se produisent encore sans toutefois atteindre les volumes passés. À ce système du sud-Luberon, il faut adjoindre également la source karstique du Grand

Couturas (débit moyen 20 l/s environ) située au sud de Vaugines, sur un affleurement de calcaires crétacés qui se rattache, d'un point de vue structural et hydrogéologique, au Luberon (SYLVESTRE, 1977).

Dans le détail, pour le Luberon *l.s.* les terrains calcaires du Crétacé moyen et même ceux plus marneux du Crétacé inférieur présentent une relative importante aptitude à la karstification avec une densité karstique assez élevée (0,26, SYLVESTRE, 1977). Par comparaison la densité karstique dans le Jura est de 0,17 (COLIN, 1966) et celle de la région de Montpellier de 1,25 (PALOC, 1966). Quelques dolines sont signalées sur les affleurements urgoniens de la partie orientale du Petit Luberon (ROUSSET, 1968). La majeure partie des grottes, de dimension réduite, se situe également dans l'Urgonien.

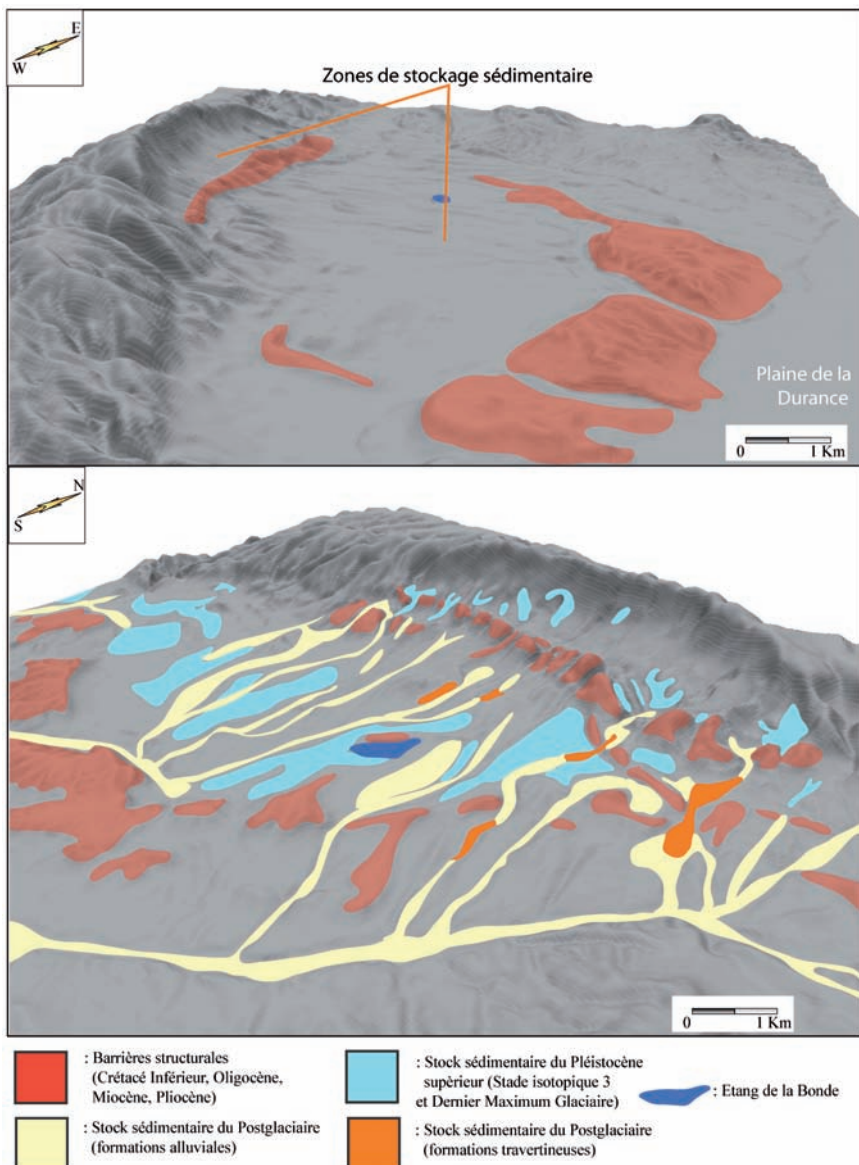
L'ensemble des avens connus se situe dans la masse des calcaires de l'Hauterivien (sauf deux dans l'Urgonien du Petit Luberon, ROUIRE & MARIE, 1960) le plus important étant représenté par celui du Mourre Nègre (point culminant du Grand Luberon) qui possède une verticale d'un seul jet de 100 m (MARTY, 1972). Au

niveau des résurgences, les pertes de l'Aiguebrun (GOUVERNENT *et al.*, 1972) se manifestent au travers des affleurements urgoniens et hauteriviens de la cluse de Lourmarin. Enfin, les exurgences sont parmi les indices karstiques les plus nombreux et expliquent la valeur élevée de la densité karstique (SYLVESTRE, 1977). Elles sont dues au compartimentage du massif par les failles de direction Ouest-est plus ou moins parallèles à l'axe de l'anticlinal et de direction SO-NE à l'exemple du décrochement de Vitrolles (Fig. 3).

Les formes et formations quaternaires : nature et organisation

Les formations quaternaires sont très abondantes dans l'ensemble du massif du Grand Luberon (Fig. 3) mais elles sont largement prédominantes sur son piémont sud. Ceci en fonction d'une organisation morphostructurale particulière où les collines du bas piémont limitent le transit longitudinal des sédiments piégeant ainsi les dépôts sur d'importantes épaisseurs (Fig. 4). Elles couvrent une longue période chronologique qui s'étend du Pléistocène moyen à supérieur à l'intégralité du Postglaciaire. Elles sont majoritairement représentées de

Figure 4 : phénomène structural de piégeage des sédiments sur le piémont sud du Grand Luberon (MNT réalisé sous MAP INFO Professional 7.5, à partir des points IGN du CRIG PACA, OLLIVIER, 2006)



manière diachronique par des glacis d'accumulation, des formations de versant à éboulis cryoclastiques, des niveaux de terrasses alluviales torrentielles, des cônes de déjection et des séquences travertineuses (OLLIVIER, 2006, OLLIVIER *et al.*, 2006).

L'organisation latérale des formations par rapport à l'axe du talweg actuel (Fig. 5) est établie par rapport aux observations de terrains et aux relevés chronostratigraphiques datés par ¹⁴C AMS.

D'une façon synthétique nous pouvons remarquer que :

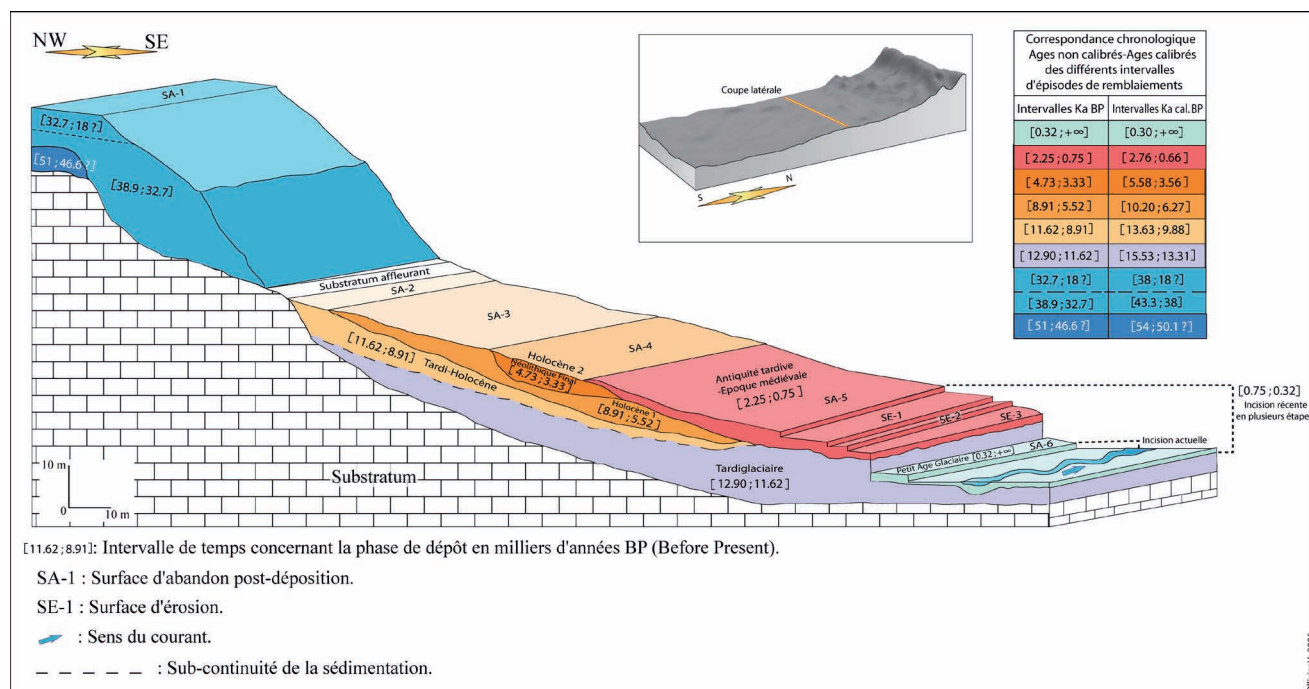
- Des formations de glacis d'accumulation du stade isotopique 3 se positionnent sur les flancs et les interfluvés des escarpements qui bordent les vallons (ils moulent en fait l'ancienne paléotopographie des ravins).
- Des dépôts tardiglaciaires d'origine alluviale sont étagés en contrebas de ces formations héritées du dernier pléniglaciaire à la suite d'une puissante incision.
- Entre le Tardiglaciaire et l'Holocène, il n'y a pas réellement de discontinuité mais peut être un ralentissement de la sédimentation alluviale, du moins d'après les observations réalisées au niveau des pôles travertino-crayeux qui représentent assez bien cette période dans nos vallons.
- Les différentes séquences alluviales holocènes se succèdent ensuite en s'organisant dans une dynamique d'emboîtements plus ou moins concentrés des formations dont la fréquence augmente au cours de la seconde partie de l'Holocène.

Figure 5 : organisation latérale des formations par rapport à l'axe des talwegs sur le piémont du Grand Luberon (OLLIVIER, 2006)

- Une incision récente (XIII^{ème}-XVII^{ème} siècle) par paliers se développe dans les dépôts les plus récents en rejoignant le plus souvent les nappes tardiglaciaires.
- Postérieurement, une petite terrasse alluviale se forme. Celle-ci est à son tour entaillée par une dernière phase d'engraissement des cours d'eau toujours effective actuellement.

L'organisation longitudinale des différentes formations sur le piémont (Fig. 6) indique que :

- Les glacis d'accumulations du dernier pléniglaciaire ont recouvert d'amont en aval l'intégralité de la zone étudiée du piémont et sont étagés en contrebas d'anciennes surfaces d'érosion localisées au niveau de la combe marneuse du Grand Luberon.
- Les formations de versant du Dernier Maximum Glaciaire concernent l'amont des vallons et restent retranchées au niveau des versants.
- Les nappes alluviales torrentielles de la fin du dernier pléniglaciaire sont étagées par rapport aux dispositifs sédimentaires postglaciaires (elles sont soit emboîtées dans les glacis du stade 3 en amont, soit déposées en contact ravinant sur le substratum des escarpements qui jouxtent les vallons en aval).
- Les dépôts tardiglaciaires sont étagés en amont et emboîtés en aval par rapport aux accumulations de glacis pléistocènes.
- Les séquences du début de l'holocène, emboîtées dans celles du tardiglaciaire, se localisent plutôt dans les parties médianes des vallons. Du Néolithique à la période médiévale, les accumulations qui sont organisées au sein



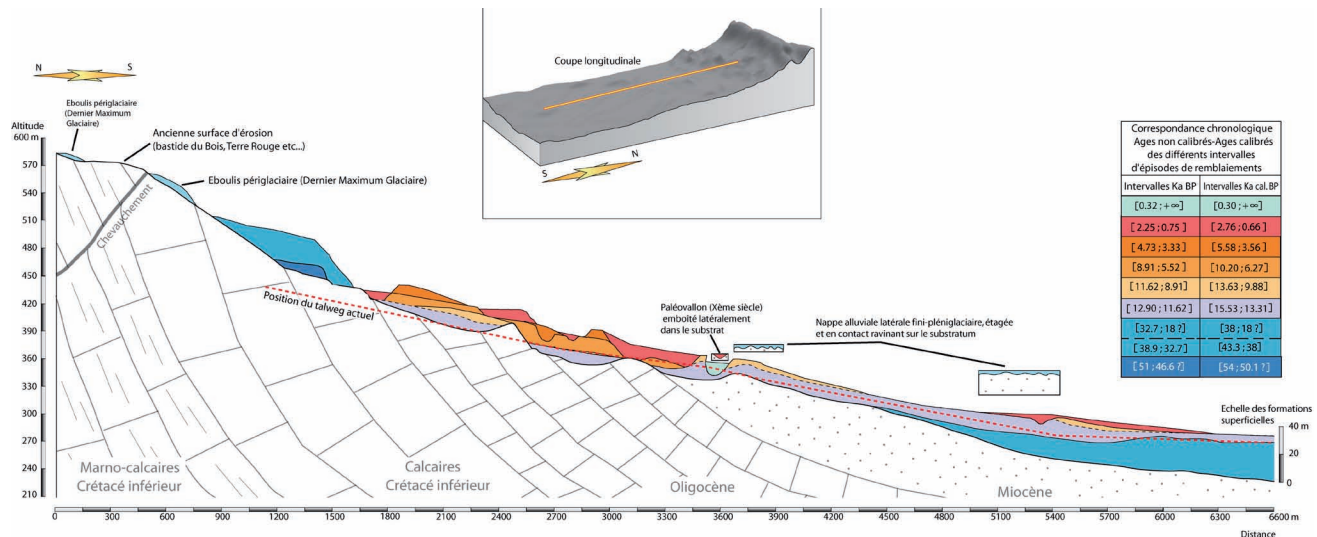


Figure 6 : L'organisation longitudinale des dépôts quaternaires sur le piémont du Grand Luberon (OLLIVIER, 2006)

de paléovallons latéraux qui entaillent les formations sous-jacentes sont plutôt situées au niveau des ruptures de pentes.

Au Tardiglaciaire la sédimentation est plutôt fine et ponctué de décharges caillouteuses dans les dépôts détritiques d'amont, crayeuse et à lentilles caillouteuses dans les formations travertineuses en aval. À l'Holocène les dépôts détritiques sont plutôt grossiers et marqués par des incisions et des niveaux d'occupation. En revanche, les séquences carbonatées montrent des incisions, du détritisme grossier et des niveaux anthropisés. Il faut y ajouter la présence de faciès construits qui soulignent le caractère dynamique et fluctuant de la morphogénèse.

Le ravin du Mirail une synthèse des héritages quaternaires du Luberon :

Encadré par le ravin des Gouirands à l'ouest et par le ravin de la Gravière au sud-est, le vallon du Mirail se divise en deux branches amont correspondant au ravin du Bramadou d'orientation nord-sud et au vallon des Trois Collets de direction nord-est, sud-ouest (Fig. 3 et 7). La partie aval porte le nom de torrent du Riou. La série géologique traversée par le ravin débute par les calcaires et marno-calcaires du Crétacé inférieur puis par les faciès détritiques marneux et calcaires en plaquettes de l'Oligocène. Elle se poursuit par les molasses et sables marins miocènes du synclinal de Cucuron. Les conglomérats pliocènes (Valensole 2) forment de petites buttes d'orientation nord-est, sud-ouest qui dominent la partie basse de la vallée. Au nord, deux failles rejoignent le front de chevauchement qui épouse le cœur de la combe marneuse et suit de manière parallèle l'axe de l'anticlinal du Grand Luberon.

L'alimentation en eau du vallon est double et s'effectue en amont par l'intermédiaire d'un bassin versant « classique » auquel se greffe, à environ 3 Km vers l'aval et en rive gauche du cours, l'exurgence karstique du Mirail (Fig. 7) qui garantit un écoulement permanent.

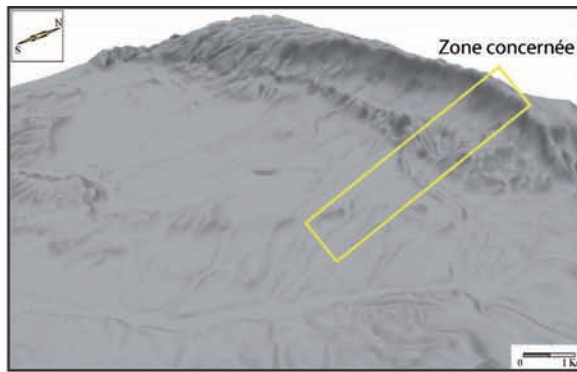
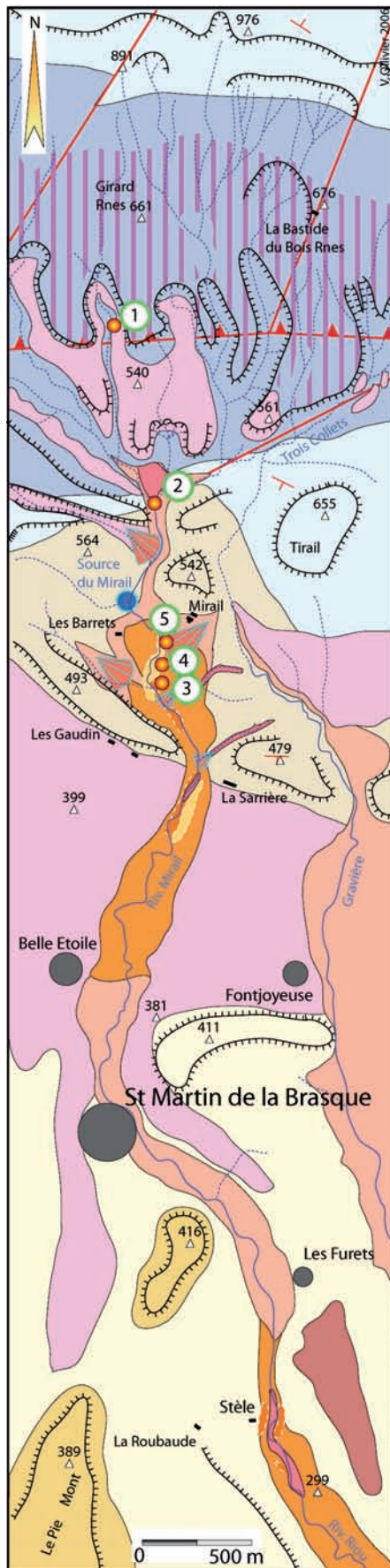
Cette source connaît un débit moyen de 61 l/s, un débit de crue de 328 l/s et un débit d'étiage d'environ 15 l/s (SYLVESTRE, 1977a). La température de l'eau est peu variable et se situe entre 15.5°C et 16.2°C (SYLVESTRE, 1977a). En amont, dans le lit du ravin de Bramadou (au lieu-dit Collet de Miraillon) une petite émergence temporaire de faible débit (1l/s) portant le nom de Miraillon, correspond à un griffon haut de la source du Mirail. L'origine karstique des eaux favorise encore actuellement la formation occasionnelle de travertins dans le lit du Mirail, mais l'essentiel de l'accumulation travertineuse se retrouve sous la forme de séquences postglaciaires.

Les formations quaternaires couvrent le Pléistocène supérieur et le Postglaciaire et sont relativement puissantes (30m pour les glacis pléistocènes et en moyenne 12m pour les dépôts postglaciaires).

Des glacis d'accumulation du Pléistocène supérieur se développent en contrebas d'anciennes surfaces d'érosion (Fig. 3 et 7) localement couvertes par des croûtes calcaires (Bastide du bois notamment). Bien que majoritairement composés de nappes caillouteuses torrentielles (gélifracis remaniés, emballés dans une matrice sablo-limoneuse beige-rouge) ils comportent à la base plusieurs horizons de sols rouges contenant charbons et malacofaunes. En amont, ces formations moulent des paléotopographies en vallons et recouvrent la plupart des petits reliefs n'excédant pas 560 mètres d'altitude.

En aval, elles se confondent avec les surfaces actuelles cultivées en vignobles et seuls les cailloutis sub-émoussés et aplatis, la couleur caractéristique des sables et limons, et une morphologie de surface légèrement bombée permettent de les distinguer.

La sédimentation postglaciaire est bipartite avec en amont, des formations alluviales détritiques et en aval de l'exurgence karstique du Mirail, des séquences travertineuses.



LEGENDE

Quaternaire :

Postglaciaire :

- : Formations emboîtées de terrasses alluviales antiques à historiques (stade isotopique 1)
- : Formations emboîtées de terrasses alluviales tardiglaciaires et holocènes (stades isotopiques 2 et 1)
- : Travertins crayeux et/ou construits antiques à historiques (stade isotopique 1)
- : Travertins crayeux et/ou construits néolithiques (stade isotopique 1)
- : Travertins crayeux et/ou construits tardiglaciaires et holocènes (stades isotopiques 2 et 1)
- : Cône de déjection

Pléistocène :

- : Nappes alluviales fini-pléni-glaciaire (stade isotopique 2)
- : Glacis d'accumulation à horizons de "sols rouges" basaux et abondantes nappes torrentielles à gélifrats (stade isotopique 3)
- : Glacis d'érosion ante-Pléni-glaciaire (localement à croûtes calcaires)

Substratum :

- Tertiaire**
- : Conglomérats du Pliocène (Valensole 2)
 - : Sables et molasses du Miocène
 - : Formations détritiques marnes, calcaires et mégabryches de l'Oligocène
- Secondaire**
- : Calcaires et calcaires argileux du Crétacé inférieur
 - : Marnes et marno-calcaires du Crétacé inférieur

Relief :

- : Principaux escarpements
- : Point coté

Structure :

- : Fronts de chevauchements
- : Failles
- : Pendage

Repères :

- : Agglomération
- : Hameau
- : Ferme
- : Coupe étudiée

Hydrographie :

- : Cours d'eau pérenne
- : Organisme hydrologique non pérenne (vallon, ravine etc...)
- : Exurgence karstique

Figure 7 : cartographie des unités géologiques et des dépôts quaternaires dans le ravin du Mirail (OLLIVIER, 2006)

Les dépôts alluviaux détritiques postglaciaires (Fig. 3 et 7) sont étagés en amont (où ils reposent sur le substratum) et parfois emboîtés en aval par rapport aux formations pléistocènes. Deux à trois niveaux de terrasses, qui sont en réalité le plus souvent des surfaces d'érosion, sont à distinguer. Certaines séquences sont composées de termes caillouteux (cailloutis sub-anguleux à sub-émoussés emballés dans une matrice beige clair) remaniés du stock sédimentaire pléistocène et de lentilles limono-sableuses grises à macro-restes végétaux. D'autres sont constituées de niveaux plus fins sablo-limoneux à petits cailloutis épars. Quelques esquisses de sols charbonneux sont présentes dans les niveaux les plus récents (néolithiques et antiques).

Les séquences travertineuses postglaciaires sont divisées en deux formations localisées en aval de l'exurgence karstique du Mirail (Fig. 3 et 7). La première débute à environ 200 m de la source et s'étend environ sur une superficie de 41,6 hectares avant de s'interrompre progressivement au niveau du petit hameau de Belle Étoile. La seconde se situe à 4,25 km de l'exurgence (au lieu dit de la Stèle), sur la partie du vallon qui prend le nom de rivière du Riou et occupe une surface approximative de 30 hectares. À proximité de la source, la formation travertineuse postglaciaire du Mirail (Photo 1) occupe une petite dépression (408 m d'altitude) quasiment fermée d'un point de vue structural par un affleurement collinaire (493 m à 479 m d'altitude) de calcaires oligocènes qui constitue le début de l'anticlinal du Grand Luberon. Le vallon entaille en cluse ces modestes reliefs qui, par leur position méridienne, ont favorisés le piégeage des sédiments et le développement d'un environnement palustre où se sont accumulés les travertins.

Photo 1 : panorama de la dépression et de la formation travertineuse du ravin du Mirail (OLLIVIER, 2006).



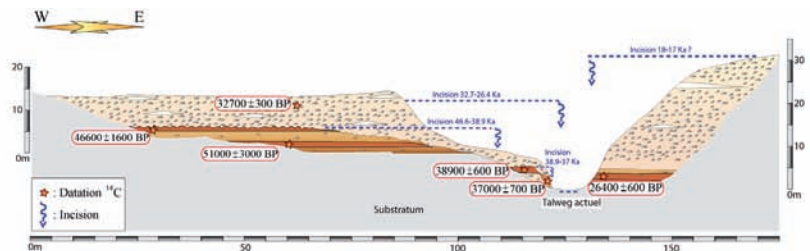
ARRÊT N°1

Les horizons de sols rouges pléistocènes du stade isotopique 3 (Fig. 8).

Les glacis d'accumulation pléistocènes du piémont sud du Grand Luberon sont datés du stade isotopique 3 et sont étagés en contrebas d'anciennes surfaces d'érosion. Ils sont localisés sur l'amont et sur l'aval des vallons. À leur base on trouve des sols rouges interstadias surmontés en contact ravinant par un puissant cailloutis dont les éléments sont des gélifractions remaniés. Entre différents épisodes de pédogenèse, plusieurs phases d'incision d'ampleur variable ont été mises en évidence entre 46.6-38.9 Ka BP ; 38.9-37 Ka BP ; 32.7-26.4 Ka BP (Fig. 8).

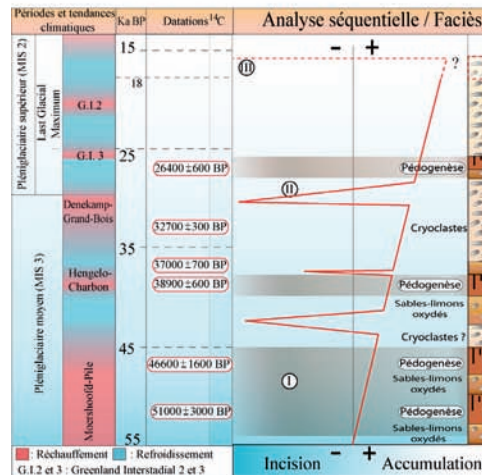
Ces vestiges d'horizons de sols rouges fortement dégradés témoignent de conditions climatiques de type interglaciaire au sein du stade isotopique 3 (période couverte par les datations obtenues). Ce contexte bio-climatique peut être corroboré par les analyses malacologiques réalisées sur certains des horizons pédogénétiques par MAGNIN F. L'étude des assemblages malacologiques 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 1100 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 6 des 14 prélèvements analysés. D'autres espèces méditerranéennes plus ou moins thermophiles sont présentes dans différents échantillons. La corrosion affectant les malacofaunes des différents niveaux témoigne d'une évolution pédologique certaine, d'amplitude moyenne.

Les tests de susceptibilité magnétique réalisés par DUBAR M. montrent des résultats significatifs (4b5 : 326 uCGS ; 4b3 : 86 uCGS) qui entrent dans les mêmes valeurs que celles obtenues pour des « sols rouges » de ce type en domaine durancien (DUBAR, communication orale).

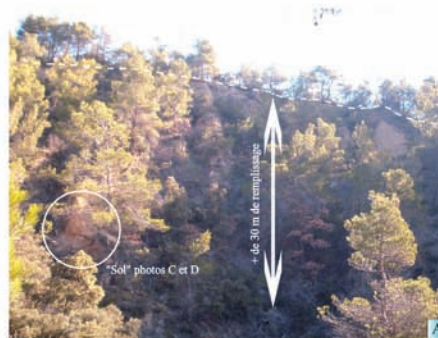


1) Schéma synthétique (regroupant les données amont et aval du vallon) d'organisation des formations à "horizons de sols rouges" du dernier pléniglaciaire dans le sud Luberon.

Figure 8 : synthèse de l'organisation globale des formations de glaciis d'accumulation du stade isotopique 3 et de leurs horizons de sols rouges basaux (OLLIVIER, 2006)



2) Evolution morphodynamique et tendances paléoclimatiques.



A) Vue caractéristique du remplissage du dernier pléniglaciaire des vallons du Grand Luberon comprenant des "horizons de sols rouges" à la base, ravin du Bramadou en amont du Mirail ; B) Coupe caractéristique de la succession sols-géglifraacts, amont du Mirail ; C et D) "Horizons de sols rouges" du ravin du Bramadou ; E) Un des "horizons de sols rouges" de Terre Rouge (Cucuron) ; F) Détail d'un galet géglifraité, sommet de la séquence pléniglaciaire du Mirail.



ARRÊT N° 2

Les nappes alluviales tardiglaciaires.

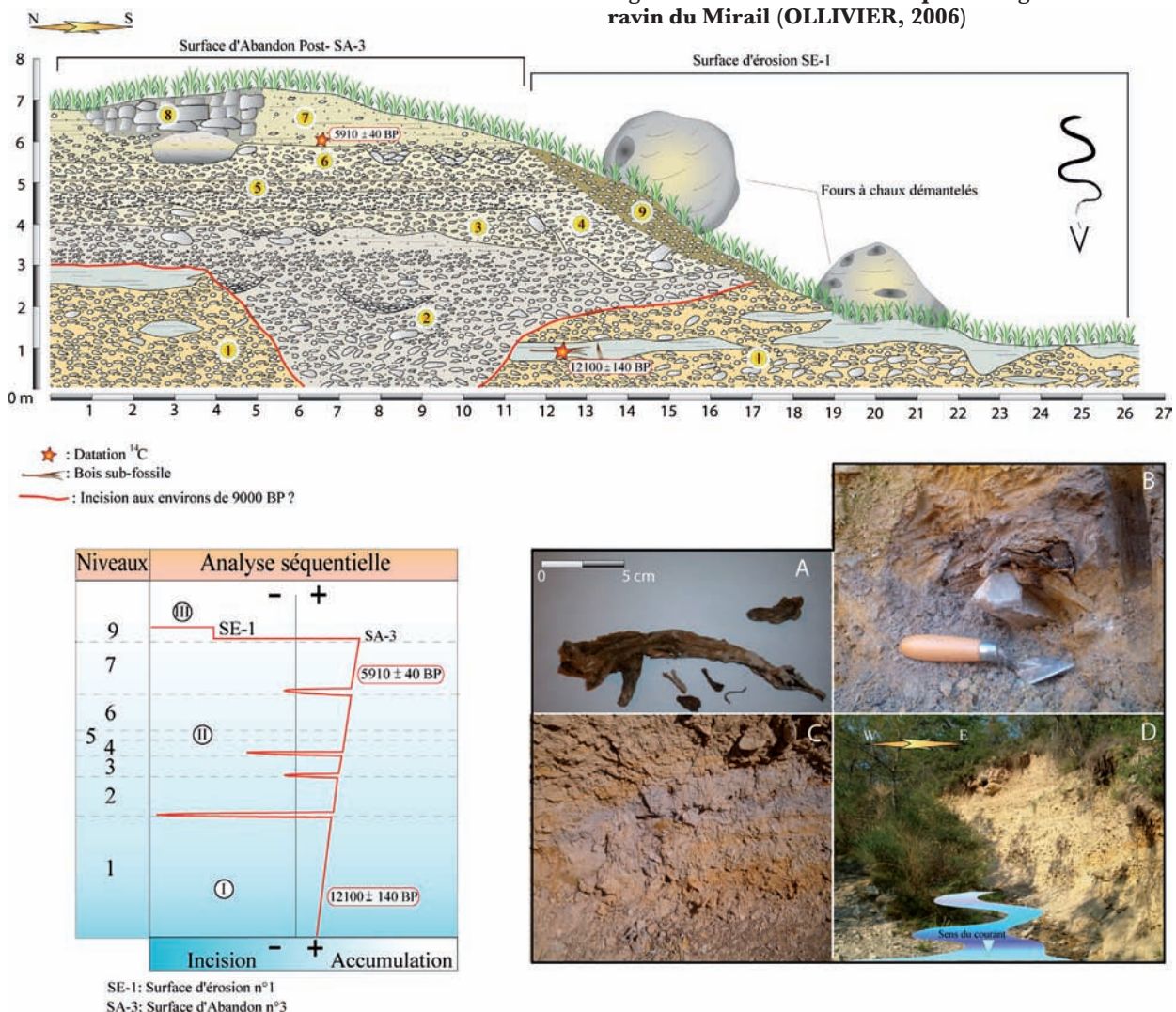
Les dépôts tardiglaciaires se retrouvent sur la quasi-totalité du linéaire du piémont. Ils constituent des formations de fond de vallons qui reprennent, après une incision majeure postérieure au Dernier Maximum Glaciaire, les talwegs empruntés par les nappes torrentielles qui constituent les glacis du Pléistocène supérieur. En amont et dans la partie médiane des ravins, ils sont directement en contact avec le substratum et étagés en contrebas des glacis d'accumulation du stade isotopique 3 (Fig. 9). En aval, ils sont emboîtés dans ces mêmes formations. Comme pour l'ensemble des formations superficielles postglaciaires du piémont, leur origine est double. En amont, il s'agit de remblaiements détritiques aux faciès dépendant de leur relation géomorphologique avec les héritages pléistocènes. En aval, ce sont des séquences travertineuses crayeuses localisées au débouché d'exsurgences karstiques.

En amont des vallons où ils sont à proximité des séquences détritiques du dernier pléniglaciaire, les faciès sont très caillouteux et comprennent parfois des macrorestes

végétaux inscrits dans de rares lentilles limono-sableuses. Dans les ravins où les héritages pléistocènes sont peu nombreux en amont, les dépôts tardiglaciaires sont plutôt constitués de sédiments fins. Les faciès limono-sableux sont les plus représentatifs de la sédimentation tardiglaciaire sur le piémont, ils composent la majeure partie des formations détritiques de cette période. Dans les séquences, on observe fréquemment des niveaux d'incendies comprenant de nombreux charbons, des racines carbonisées de *pinus* type *sylvestris* et des liserés charbonneux rubéfiés. La plupart de ces niveaux brûlés sont centrés sur la période 11600 / 11700 BP. Parfois, des macrorestes végétaux (*salix*) peuvent être découverts dans des lentilles limono-sableuses inscrites dans des formations caillouteuses à l'exemple de la coupe que nous observons.

Du fait de leur situation de formations inaugurant des vallons fraîchement entaillés entre la fin du Dernier Maximum Glaciaire et le début de période et compte tenu de la fréquence des variations morphogéniques postglaciaires, les dépôts sont souvent tronqués au sommet par des emboitements latéraux holocènes ou des nappes caillouteuses de l'Antiquité tardive [d'après le mobilier archéologique].

Figure 9 : formation détritique tardiglaciaire dans le ravin du Mirail (OLLIVIER, 2006)



ARRÊT N°3

Les expressions de la travertinisation actuelle dans le vallon du Verger au Mirail.

Dans les vallons du Luberon où la travertinisation alluviale est encore active, les faciès travertineux crayeux sont localisés sur les marges du talweg et représentent des zones aux caractéristiques palustres à tranche d'eau limitée et de faible hydrodynamisme où se développent parfois des characées (Photo 2). Ils peuvent également se former dans l'axe des chenaux au niveau des très faibles pentes. Le développement de roselière peut aussi favoriser la puissance et la rapidité des accumulations crayeuses en ralentissant le transit des particules carbonatées (ou détritiques fines) en suspension (piège à sédiments).

- Les faciès construits sont principalement localisés dans le chenal et se développent à la faveur d'un hydrodynamisme relativement important qui réunit les conditions optimales de la carbonatation construite (brassage des eaux, dégazage du CO₂ notamment, Photo 3).

Photo 2, zone de bordure de chenal où se développent les faciès travertineux crayeux (cliché OLLIVIER, 2005)



- À la suite de ces observations, les principaux morphotypes de « concrétions libres » connus (Oncolites, choux-fleurs, tubes, plaques) ont pu être classés selon l'hydrodynamisme et le type de milieu auquel ils appartiennent (Tabl. 1).


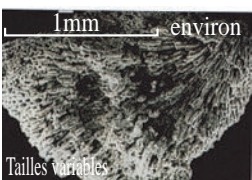

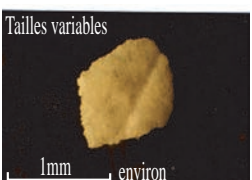
- Au cours de l'été 2003 et en plein débit d'étiage, un important développement de la carbonatation construite a pu être observé dans le vallon du Mirail (Peypin d'Aigues, Photo 4) consécutivement à la hausse exceptionnelle des températures (sur la durée : de mai à août sans interruption ; sur l'intensité : températures dépassant fréquemment les 39°C-40°C, données MÉTÉOFRANCE). Aucun concrétionnement de ce type n'avait jusqu'alors été observé dans le vallon, il n'existait que quelques rares encroûtements pelliculaires sur galets.

À la fin de l'été, la mise en place de seuils en amont par la société du canal de Provence a permis de perpétuer voir d'amplifier les incrustations (motivation des processus physicochimiques et biochimiques responsables de la travertinisation). Les édifices stromatholitiques ont effectués une croissance verticale de plus de 20 cm et dans le même temps ont transgressés en direction des berges (Photo 5). Dès l'automne, la dynamique d'incision actuelle, le retour à la normale des températures (ralentissement de l'activité algale qui conditionne dans une grande part les



Photo 3, milieu de formation optimal de la travertinisation construite

Tableau 1 :
les principaux types de concrétions carbonatées en rapport avec leur hydrodynamisme de genèse et les milieux généraux qui leurs sont associés (observations de terrain OLLIVIER V., 2003-2005 et d'après LANG J-L., 1981 et MAGNY M., 1995, modifiés).

Type de concrétion	Caractéristiques	Hydrodynamisme	Milieu	Concrétions et matériel associé
 <p>Oncolites</p>	Les oncolites caractérisent des zones de faible profondeur et de fort hydrodynamisme. Les oncolites sont composés de laminations concentriques dues au développement saisonnier de colonies d'algues qui se fixent sur un noyau. C'est la mobilité de ce noyau, due à l'agitation de l'eau, qui conduit à la formation de couches de carbonates concentriques.	Fort	Fluviatile	Galets encrustés, coquilles brisées, vasques / barrages travertineux, stromatolithes etc.
 <p>Choux-fleurs</p>	Les concrétions de type choux-fleurs ont souvent une origine algale. L'hydrodynamisme plus faible de leur milieu de dépôt et l'absence d'exondation périodique empêchent la formation de lamines concentriques contrairement aux oncolites.	Moyen	Fluviatile	Galets encrustés, coquilles brisées, vasques / barrages travertineux, stromatolithes etc.
 <p>Tubes</p>	L'activité photosynthétique des Characées entraîne la formation d'un concrétionnement carbonaté de forme tubulaire qui épouse et fossilise les thalles et les verticilles de ces algues vertes. Ces concrétions de type tube sont souvent associées à des oogones, qui ont une forme ovoïde et qui sont les fructifications des Characées. Un encroûtement autour de tiges de roseaux ou d'autres végétaux (ex: concrétions racinaires) peut souvent donner ce type de concrétion.	Fort Moyen Faible	Alluvio-Palustre (marges des talwegs) Fluviatile (sous une forme détritique) Palustre et lacustre	Croûtes zonaires, lamines, oolithes, pisolithes, radicales, coprolithes, Characées, croûtes algales, concrétions racinaires-tiges stromatolithes etc.
 <p>Plaque</p>	La photosynthèse qui se développe au niveau des feuilles des plantes aquatiques provoque la précipitation de carbonates et la formation d'un concrétionnement pelliculaire de type plaque. Encroûtement pelliculaire sur végétaux en rapport au ruissellement (rigoles etc.).	Faible Faible à moyen (variable)	Lacustre palustre Fluviatile de faible intensité	Biohermes / biostromes possibles croûtes zonaires, lamines : diatomées cocolithes, pisolithes, tubes (suivant le type de végétation).



incrustations) et les orages d'automne ont par la suite démantelés les constructions. Depuis l'été 2003 et malgré la présence des seuils, aucune accumulation carbonatée de ce type n'a pu à nouveau être observée, même en période estivale.

Le rôle des températures dans l'accélération du développement des édifices stromatolithiques, soutenue par l'intervention des aménagements de seuils paraît déterminant. La nécessité d'écoulements abondant n'est pas démontrée (débit d'étiage) en revanche, leur régularité semble être un élément essentiel.

Photos 4 et 5, site identique dans le vallon du Mirail en juillet 2003 (stromatolites) et juillet 2004 (pas de concrétionnements), clichés, OLLIVIER, 2003-2004



ARRÊT N°4

La travertinisation postglaciaire longue durée sur le piémont sud du Grand Luberon et en Provence : la coupe du Verger.

Localisée en aval de l'exsurgence karstique du Mirail, cette puissante séquence (Fig. 10) traduit de façon globale la réponse des environnements travertineux aux variations morphogéniques locales sur plus de 15 000 ans. Un sondage nous a permis de rejoindre les niveaux tardiglaciaires encore enfouis à cet endroit.

La coupe naturelle que nous observons ici présente une importante variété de faciès. Elle offre une synthèse intéressante de l'organisation stratigraphique des formations travertineuses de ce piémont.

La première partie des séquences est principalement composée de craies calcaires à oncolites et de limons/sables travertineux plus ou moins détritiques (débris d'encroûtements tubulaires, petits cailloutis épars etc...) ponctuées par des passées caillouteuses (matériel calcaire sub-anguleux et hétérométrique) et des esquisses de sols argileux foncés et hydromorphes. La seconde moitié des dépôts est marquée par de petites incisions dans les craies, comblées par des nappes détritiques grossières

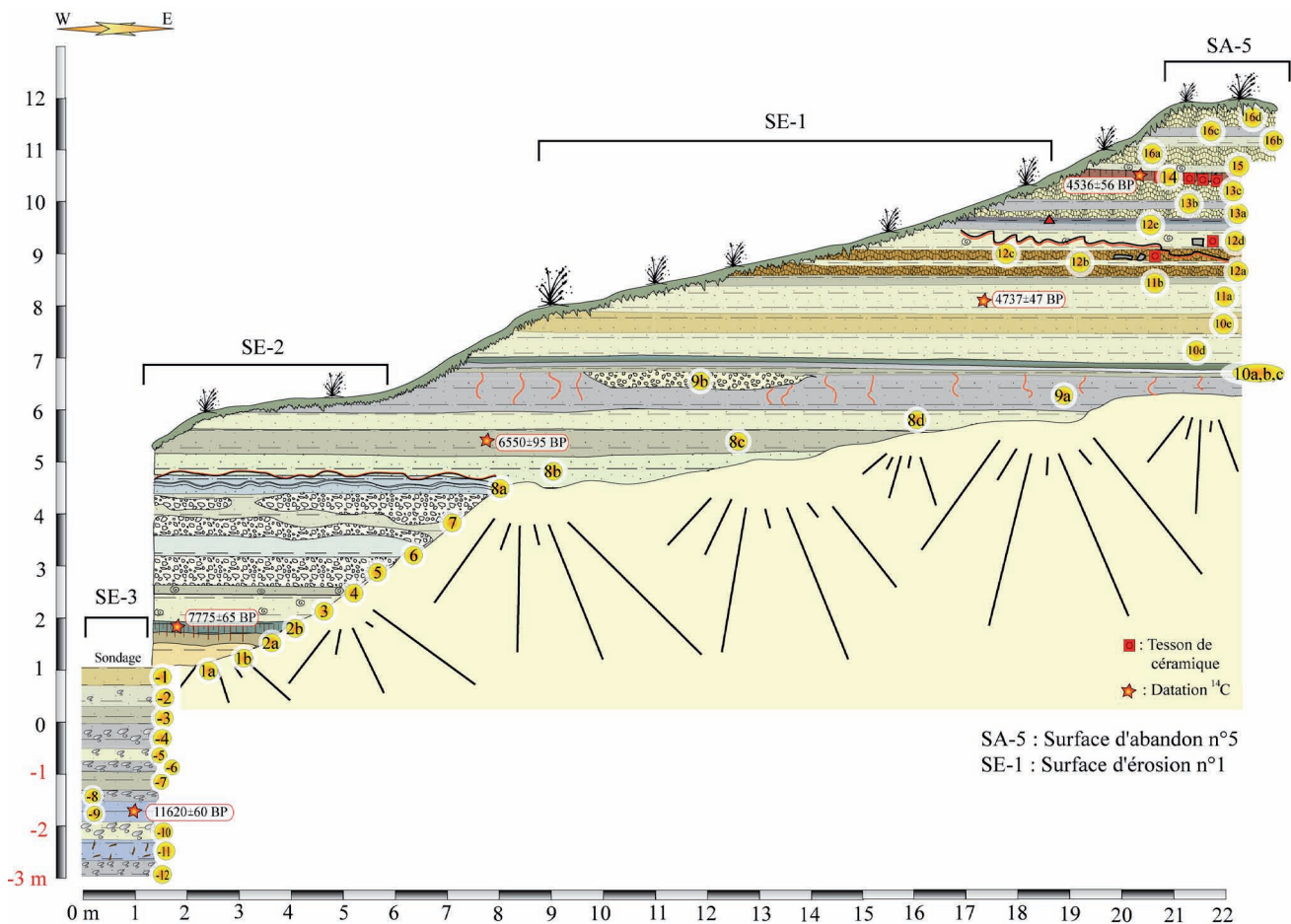
(remaniant parfois du mobilier archéologique du Néolithique final) et des faciès travertineux construits à tubes, mousses, stromatholites et lamines plus ou moins marquées et riches en calcite.

Ce changement de faciès travertineux (craies-travertin construit) associé à l'apparition de phases d'incision témoigne d'un changement important des conditions environnementales.

Des analyses paléoécologiques réalisées sur les différents niveaux de la coupe (BEAUVAIS & CAZORLA, 2002, MARTIN, 2004, OLLIVIER 2006, OLLIVIER *et al.*, 2006) indiquent à ce moment précis plusieurs phases de forte ouverture du milieu végétal (Fig. 11). Leur soudaineté et leur rapidité paraissent significatives d'un impact des populations du Néolithique final sur l'environnement (augmentation de la fréquence des occupations, modes de mise en valeur des territoires etc...).

Enfin, en sommet de formation et reposant sur un niveau de travertins construits, une nappe travertino-détritique (cailloutis et blocs de travertins) à tessons de céramique de l'Antiquité tardive se dépose. Plusieurs surfaces d'érosion marquent ensuite l'encaissement du talweg par une importante incision en paliers, postérieure à l'Antiquité tardive.

Figure 10 : coupe dans la formation travertineuse du Mirail, site du Verger (OLLIVIER, 2006)



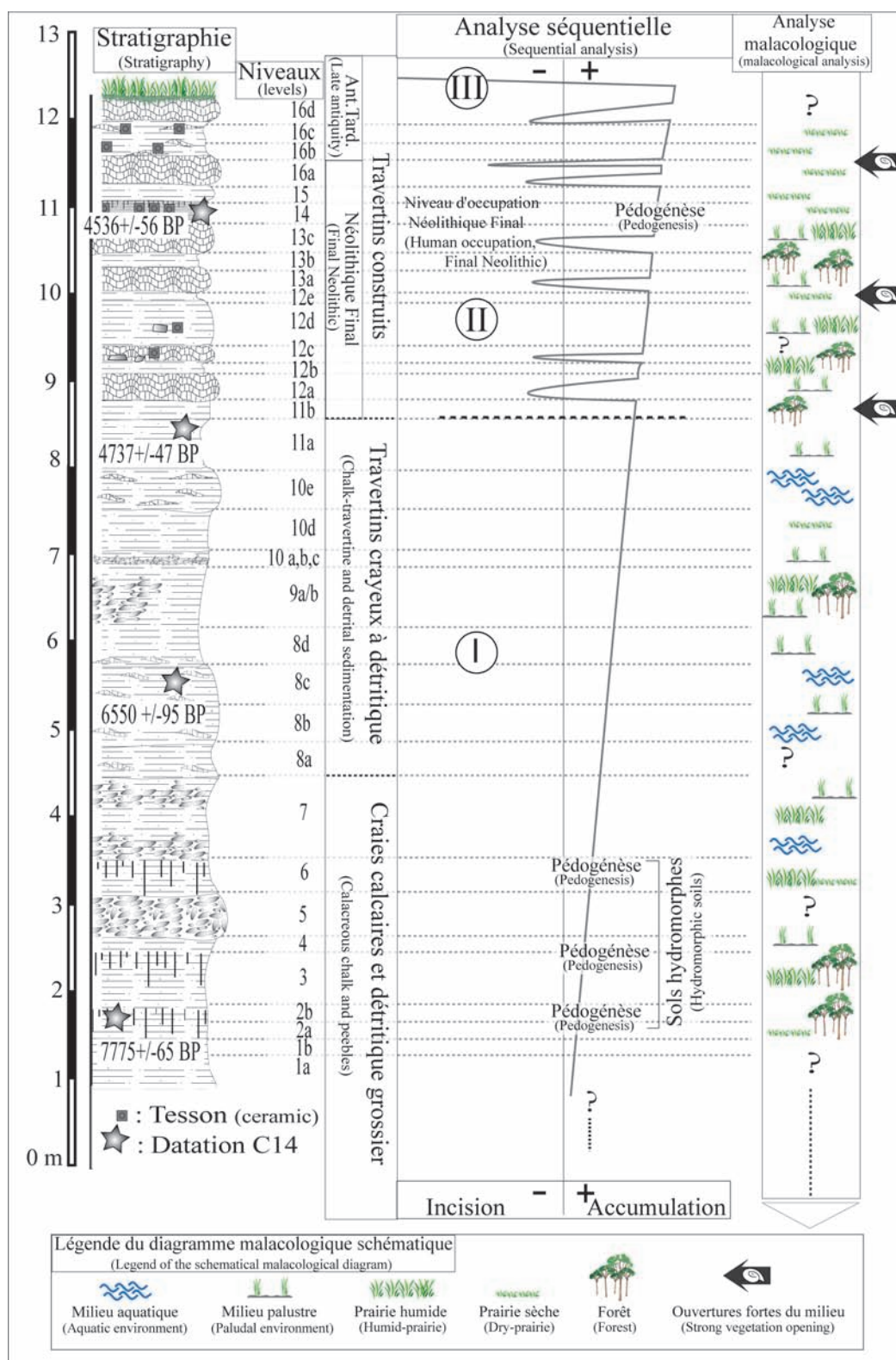


Figure 11 : synthèse des résultats stratigraphiques et paléoécologiques de la formation travertineuse du Mirail, coupe du Verger (OLLIVIER *et al.*, 2006)

ARRÊT N°5

La séquence travertineuse cyclique en domaine alluvial provençal.

Cette coupe stratigraphique est révélatrice de la dynamique morphosédimentaire qui affecte les ensembles travertineux du Luberon dans la seconde moitié de l'Holocène (Fig. 12). Elle montre l'évolution verticale de la carbonatation dans un chenal recoupant une séquence travertineuse alluvio-palustre. Pendant la première moitié de l'Holocène, une accumulation carbonatée crayeuse se développe vers 6830 ± 40 BP entrecoupée de décharges détritiques grossières.

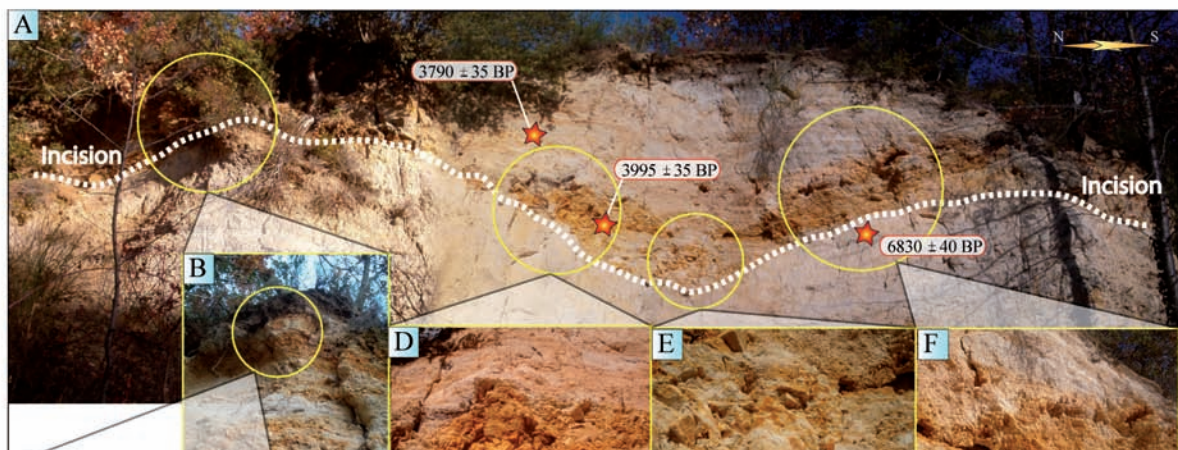
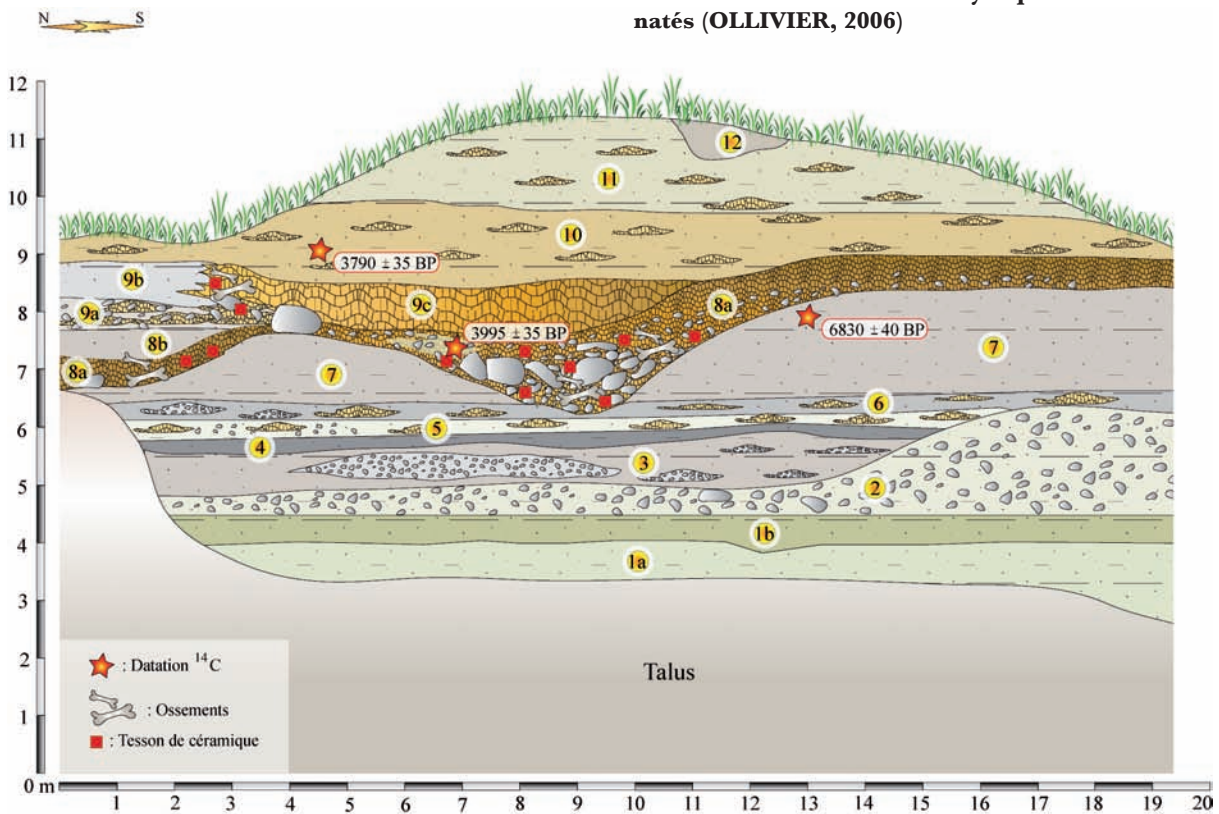
Antérieurement à 3995 ± 35 BP, un renversement de tendance se produit et une incision entaille les niveaux crayeux sous-jacents. Un détritique grossier

l'accompagne. Les blocs et cailloutis sont mêlés à un abondant matériel archéologique (Néolithique final) et encroûtés au fur et à mesure de leur accumulation. Ensuite, un travertin construit se développe et transgresse sur les marges du talweg.

Enfin, postérieurement à 3790 ± 35 BP, les faciès crayeux réapparaissent. Cette coupe représente la référence du modèle d'évolution cyclique de la séquence carbonatée où les craies se développent en environnement stable de faible énergie que les incisions viennent perturber en augmentant l'hydrodynamisme et en favorisant la travertinisation construite.

Cette évolution cyclique explique les variations de faciès (entre craies et niveaux construits) enregistrées à la même période (néolithique).

Figure 12 : coupe dans la formation travertineuse du Mirail montrant l'évolution cyclique des faciès carbonatés (OLLIVIER, 2006)



Trois principaux points supplémentaires sont ici mis en exergue :

1) la non inhibition de la carbonatation construite par le détritisme ; 2) la brutalité de la rupture et la rapidité de la phase de rééquilibrage du système traduite par l'accumulation de faciès construits ; 3) la présence conjointe et importante d'indices d'occupations humaines lors de ces phases de changements.

En contexte alluvio-palustre, la relation entre ruptures morphogéniques, variations paléohydrologiques et changements de faciès travertineux est une constante diachronique que l'on retrouve dans de nombreuses coupes stratigraphiques du Luberon.

ARRÊT N°6

La sédimentation travertineuse à l'Époque Médiévale dans le Luberon.

Dès l'Age des Métaux et jusqu'au Moyen Age, les fluctuations morphogéniques se multiplient et se traduisent par une répétition haute fréquence du cycle sédimentaire carbonaté (craies, incision, détritisme, travertinisation construite et retour de la sédimentation carbonatée fine). Différentes formations soulignent également une certaine continuité de la travertinisation au-delà du néolithique et de la période antique, révisant quelque peu la chronologie habituelle d'interruption de leur développement (habituellement fixé entre le Néolithique final et la Pax romana, VAUDOUR, 1994).

La coupe que nous observons (Fig. 13) est le témoin des nombreuses fluctuations morphosédimentaires qui ont affecté la sédimentation travertineuse dans le sud Luberon principalement sur la période comprise entre le II^{ème} et XI^{ème} siècle après Jésus-Christ.

La première partie de stratigraphie concerne spécifiquement les faciès travertino-craieux en domaine alluvio/palustre se développant au cours de l'Atlantique (aux alentours de 6490 ± 40 BP). La seconde moitié de la coupe, emboîtée dans la précédente, est beaucoup plus récente (période médiévale) et représente majoritairement le pôle alluvial de la formation avec, comme expressions sédimentaires caractéristiques, des faciès travertineux construits et un renforcement du détritisme caillouteux.

Les petites fluctuations morphogéniques sont déjà nombreuses vers 1795 ± 30 BP et se manifestent par des incisions et des érosions. Les nappes détritiques contiennent de nombreux tessons de céramique remaniés et des travertins détritiques (blocs et tubes remaniés). Un niveau d'occupation / sol hydromorphe carbononneux est daté à 1210 ± 30 BP. Plusieurs incisions modestes interviennent. À leur suite, de petites séquences carbonatées cycliques se succèdent autour de 1080 ± 30 BP. Le développement des formations travertineuses dans le sud Luberon, bien que perturbé, se poursuit donc au moins jusqu'à l'an mil. Enfin, les derniers niveaux marquent une recrudescence du détritisme, une forte diminution de l'accumulation carbonatée et l'avènement d'une incision majeure post-médiévale.

La stabilité morphogénique relative de la période antique, souvent évoquée par de nombreux auteurs (notamment, CURT & VERGNE, 1991, LEVEAU & PROVANSAL, 1993, PROVANSAL et al, 1994, BALLAIS & CRAMBES, 1996, MIRAMONT, 1998, BRUNETON, 1999, VELLA, 1999) puis l'avènement du contexte climatique favorable du Petit Optimum Médiéval (LAMB, 1965, LEROY LADURIE, 1983) ont-ils une influence dans la perdurance post-Néolithique de la croissance des édifices travertineux ?

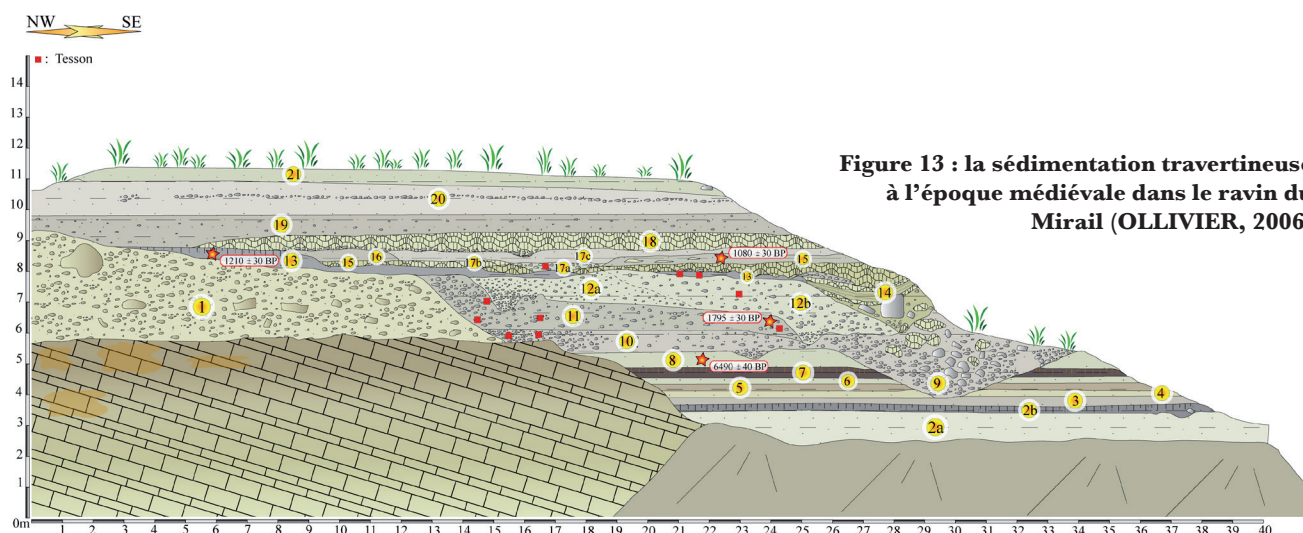


Figure 13 : la sédimentation travertineuse à l'époque médiévale dans le ravin du Mirail (OLLIVIER, 2006)

Synthèse de l'évolution morphogénique du Luberon depuis la dernière glaciation

L'évolution des paysages provençaux (sud Luberon, Vaucluse, France) depuis la dernière glaciation est analysée au travers de la dynamique couplée des formations alluviales et des systèmes travertineux, en relation avec les changements climatiques et l'anthropisation. Des analyses géomorphologiques, sédimento-stratigraphiques et physico-chimiques, dont les résultats sont incrémentés par des études archéologiques et paléocologiques (malacologie et anthracologie) ainsi qu'une cinquantaine de datations ^{14}C , ont permis d'élaborer un modèle de référence des variations de tendance morphogénique en relation avec les changements climatiques et les occupations humaines depuis la dernière glaciation en France méditerranéenne (Fig. 14).

À partir de 55 Ka BP, les vallons du piémont sud du Grand Luberon sont colmatés par de puissants glacis d'accumulation dépassant fréquemment les 30 mètres d'épaisseur et remaniant un abondant matériel torrentiel caillouteux contenant des gélifractions. À leur base, plusieurs « sols rouges » et leur contenu paléontologique, indiquent le caractère plus tempéré des épisodes interstadiers du Stade Isotopique 3 en domaine méditerranéen. Ces horizons de sols rouges ont permis, par leur contenu datable (charbons) et leur position géométrique et stratigraphique, de mettre en évidence plusieurs renversements de tendance morphogénique (remblaiements / incisions) accompagnant les oscillations climatiques. Ainsi, plusieurs phases d'incision linéaire des talwegs sont mises en évidence entre 50.1 - 43.3 Ka ; 43.3 - 42.2 Ka et 38.01 - 31.1 Ka.

Entre le Dernier Maximum Glaciaire et le Tardiglaciaire (18000-17000 cal BP. ?), période charnière au niveau bioclimatique, une incision majeure intervient, surprenante par son ampleur et sa rapidité. Dès 15500 cal. BP, la tendance morphogénique s'inverse et l'on assiste à une reprise de l'accumulation sédimentaire dans les fonds de vallons. Au sein de cette nouvelle

dynamique, de puissantes formations travertineuses se développent aux débouchés d'exurgences karstiques et signalent le réchauffement climatique engagé. Celles-ci constituent jusqu'à présent le plus ancien témoignage du « redémarrage » postglaciaire de la travertinisation dans le sud de la France. Par la suite, et dans l'ensemble des formations détritiques et carbonatées, deux incisions principales se produisent vers 9000 et 6000 cal. BP en alternance avec des phases de remblaiements. Les fluctuations morphogéniques de cette première partie du Postglaciaire s'accordent, et semblent principalement inféodées, aux variations des paramètres bioclimatiques.

Dès le Néolithique Final, dans un contexte d'augmentation des occupations humaines, les séquences enregistrent une série de ruptures (incisions) de haute fréquence et de plus faible amplitude (excepté, en fonction des vallons, pour l'incision se déroulant autour de 3000 cal. BP). Ces perturbations sont accompagnées de changements de faciès dans les systèmes carbonatés et d'ouvertures fortes du milieu végétal déterminées par les analyses paléocologiques. Le caractère particulièrement sensible des ensembles travertineux aux modifications d'origine climato-anthropique du biotope est ainsi souligné.

Entre le XI^{ème} et le XIII^{ème} siècle après Jésus Christ, on note l'interruption, de l'accumulation des travertins et le démantèlement des formations *l.s.* (et non entre la fin du Néolithique et la période antique comme il était communément admis). C'est également dans le même intervalle que s'instaure la dynamique majeure d'incision linéaire des talwegs bien connue dans le sud de la France, mais jusqu'à présent rangée dans une chronologie incertaine. Postérieurement au XVII^{ème} siècle, au cours du Petit Age Glaciaire, une dernière période de remblaiement détritique plus modeste débute. À terme, celle-ci est interrompue par une ultime phase d'incision toujours effective aujourd'hui. L'action conjuguée des oscillations climatiques et des modes d'occupation des sociétés humaines sur le milieu « naturel » apparaît comme le principal moteur d'une morphogénèse mouvementée au cours de la deuxième partie du Postglaciaire.

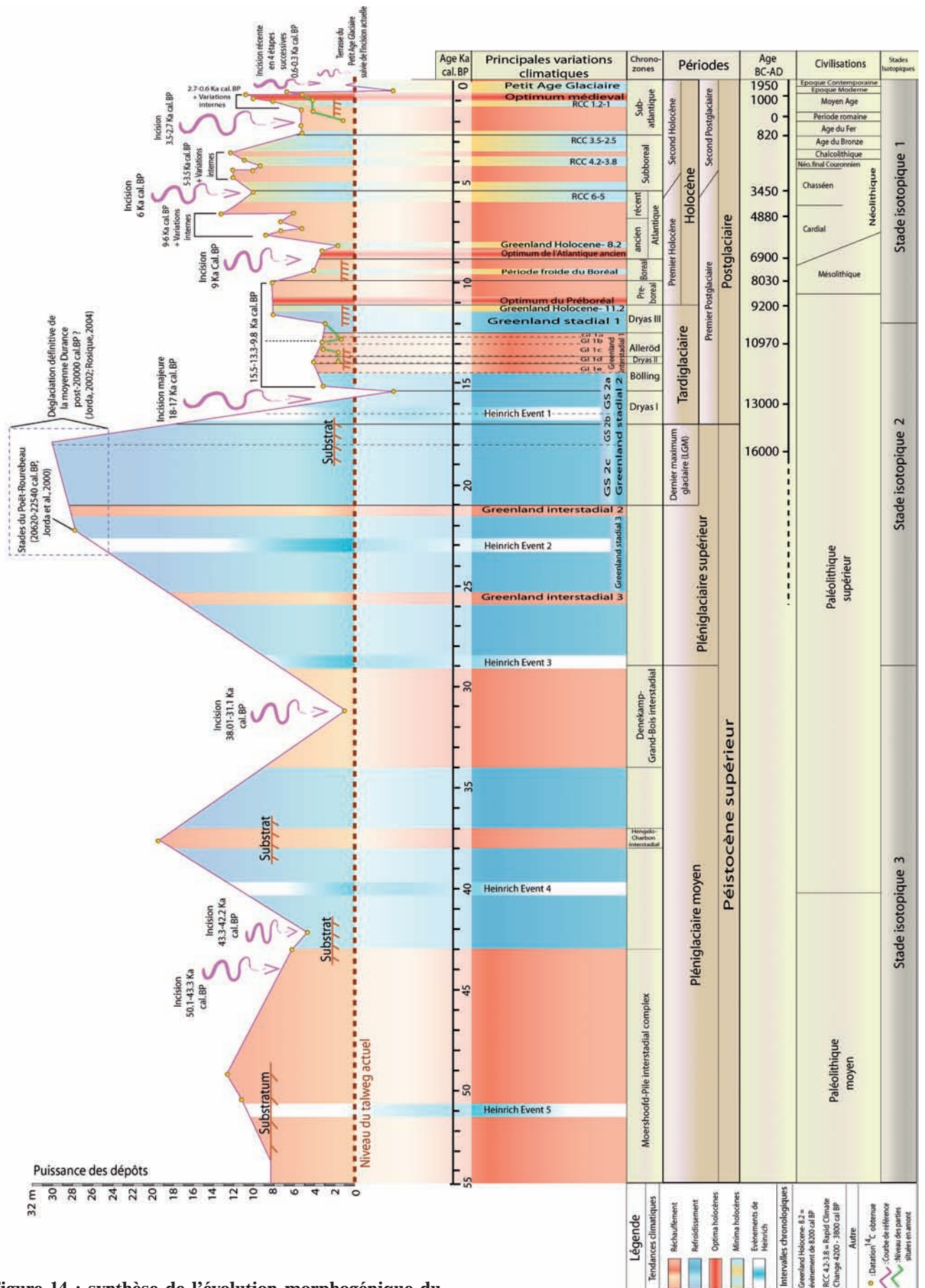
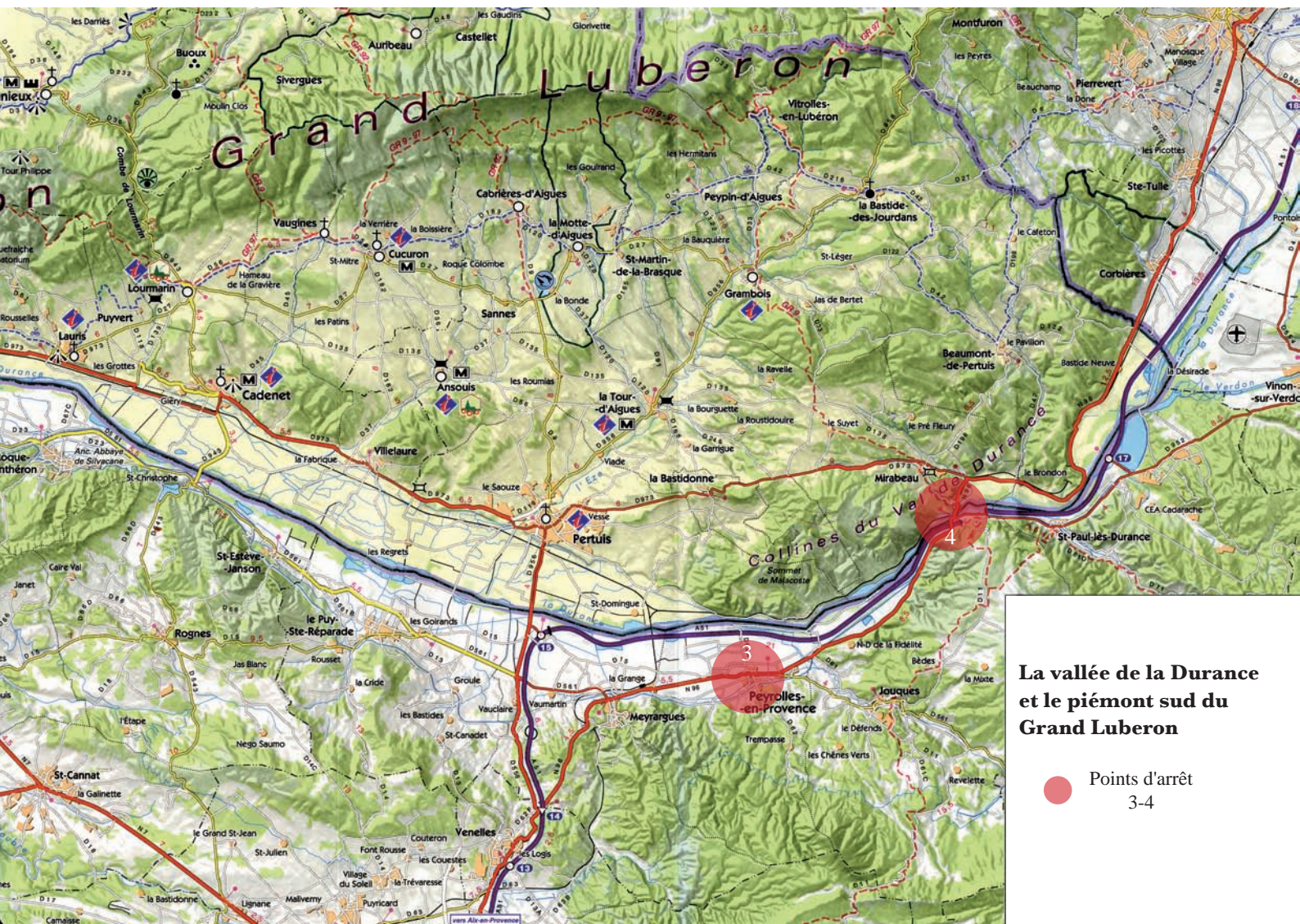


Figure 14 : synthèse de l'évolution morphogénique du stade isotopique 3 à l'actuel dans le Luberon. Relation avec les changements climatiques et les occupations humaines (OLLIVIER, 2006)

2^{ème} jour 22 juin (matinée)

LA VALLÉE DE LA DURANCE ET LE PIÉMONT SUD DU GRAND LUBERON (points 3 et 4)

Les travertins de Peyrolles et la grotte aux palmiers
&
Le Pertuis de Mirabeau



Les travertins de Peyrolles et la grotte aux palmiers

présentés par

les membres de l'Association « Peyrolles Rétro »

avec

des données botaniques de Paul Roiron

Le pertuis de Mirabeau

repris des travaux de

Georges Clauzon, Monique Terrier, Philippe Audra, Pierre Delange, Max Escalon de Fonton, Gérard Onoratini, Stéphane Renault, Samuel van Willigen.....

La petite ville de Peyrolles, au nord des Bouches-du-Rhône, est bâtie en grande partie sur des affleurements de travertins qui émergent de la plaine alluviale de la Durance. Son château a été fondé au Moyen-Âge puis largement remanié au XVII et XVIII^{ème} siècle. D'abord possession des Archevêques d'Aix-en-Provence, il devint propriété du roi René de 1475 à 1480. Possession royale jusqu'au XVII^{ème} siècle, il est ensuite vendu à des nobles de la région. Ces propriétaires successifs donnèrent au château son aspect actuel. Racheté en partie par la commune en 1864, celle-ci y installe la mairie et les écoles.

Les travertins de Peyrolles et la grotte aux palmiers

Les travertins de Peyrolles sont connus depuis les travaux de Matheron (1842). Saporta (1879) figure deux fragments de feuilles lancéolées d'un figuier exotique (*Ficus colloti* Sap.) récolté à Peyrolles. Laurent (1932) cite les tufs de Peyrolles qui contiennent quelques végétaux qui font penser à une flore plutôt ancienne, mais les palmiers de la grotte n'étaient pas alors connus.

Il existe en effet sous le château une grotte naturelle réaménagée, creusée dans les travertins. Au Moyen-âge elle servait de réserve puis, pendant la guerre, d'abri lors des bombardements. Elle a été redécouverte en 1979 par des enfants et explorée par M. Ely, professeur d'anglais, et M. Maurel, président de l'association « Peyrolles Retro ». Elle mesure 20 m de long et 10 m de large. Les parois de cette cavité présentent de nombreuses empreintes végétales, notamment des troncs de palmiers en position de vie. On dénombre une quinzaine d'empreintes de tailles différentes. Les plus beaux spécimens sont conservés au plafond, le plus grand mesure 1 m de diamètre et remonte dans la dalle de travertin sur plus 2 m de hauteur (Fig. 1).

Éléments pour la détermination des Palmiers des travertins de Peyrolles et pour l'âge de la formation

Il existe 227 genres regroupant 2600 espèces de palmiers. Tous sont des arbres tropicaux ou subtropicaux excepté *Chamaerops humilis* (palmier nain) qui est thermo-méditerranéen. Ce dernier a un tronc court, parfois ramifié, d'un diamètre faible, qui ne

peut pas correspondre aux palmiers de Peyrolles. Les classifications des palmiers sont basées essentiellement sur les feuilles, les fleurs ou les fruits. Elles ne tiennent pas compte des éléments de détermination que présentent les troncs fossiles de Peyrolles (diamètre des troncs, phyllotaxie, forme de la section des rachis). Ici la base des feuilles est persistante sur la tige ; elle ne semble présenter ni fibres ni épines. Cela permet d'éliminer tous les genres ou espèces à tronc lisse de même que ceux qui ont des feuilles palmées.

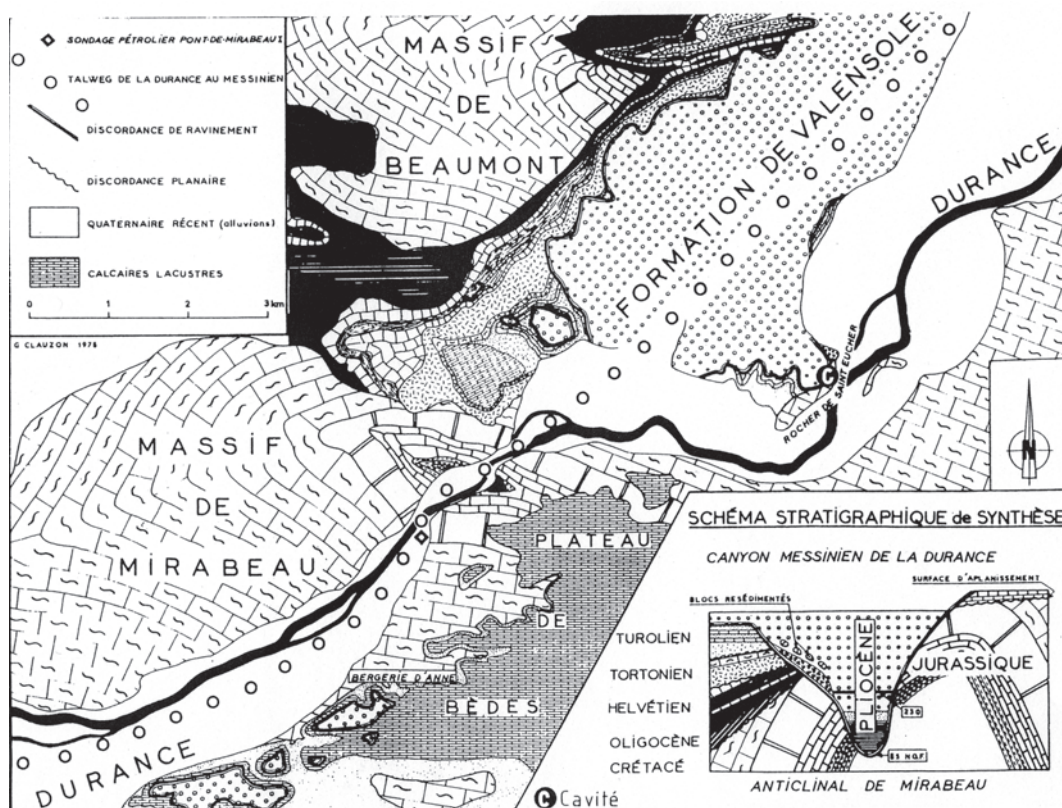
Sur la carte géologique de Pertuis au 1/50 000 de 1970 les travertins de Peyrolles ont été rangés dans l'interglaciaire Riss-Würm avec plusieurs autres formations voisines (Meyrargues, Jouques, Saint-Paul-lez-Durances). La présence de ces empreintes qui témoignent d'une flore chaude, tropicale ou subtropicale, permet de les attribuer plutôt au Néogène et sans doute plus précisément au Miocène, avec quelques autres sites travertineux de cette époque connus dans la zone ouest-méditerranéenne (Roiron, 1997).

À cet argument paléobotanique s'en ajoute un autre d'ordre structural. Si le rocher de Peyrolles apparaît actuellement isolé dans la plaine alluviale de la Durance, il se situe en fait parfaitement dans le prolongement, à l'aval pendage, des calcaires lacustres du Tortonien (Turolien) qui forment, en rive gauche de la Durance, un vaste entablement s'inclinant progressivement d'est en ouest, depuis le plateau de Bède, au niveau de l'anticlinal de Mirabeau, vers la plaine durancienne (Fig. 2 et 3). Ces dépôts continentaux, d'une dizaine de mètres d'épaisseur, reposent en discordance sur le Miocène marin et les formations mésozoïques plissées de l'anticlinal de Mirabeau. Ils sont constitués de calcaires blancs massifs et de faciès travertineux contenant localement diverses



Figure 1 : photo d'une des empreintes de tronc de palmier en position de vie de la « grotte aux palmiers » de Peyrolles

Figure 2 : carte géologique du secteur du pertuis de Mirabeau (Clauzon, 1979/1980)



empreintes végétales. Localement vers le sud-est, ces dépôts carbonatés passent latéralement à des argilites rouges comprenant des intercalations bréchiques. Des mollusques continentaux attestent de l'âge tortonien de ces formations (Rousset, 1968). Les travertins de Peyrolles appartiennent donc à un vaste ensemble sédimentaire

qui témoignerait d'une paléogéographie fini miocène complexe, à l'image de celle que nous donnent aujourd'hui certaines vallées à travertins (Plitvitche en Croatie et Rudiera en Espagne par exemple), avec ses domaines lacustres conditionnées par des barrages travertineux et des apports détritiques latéraux issus des massifs voisins.

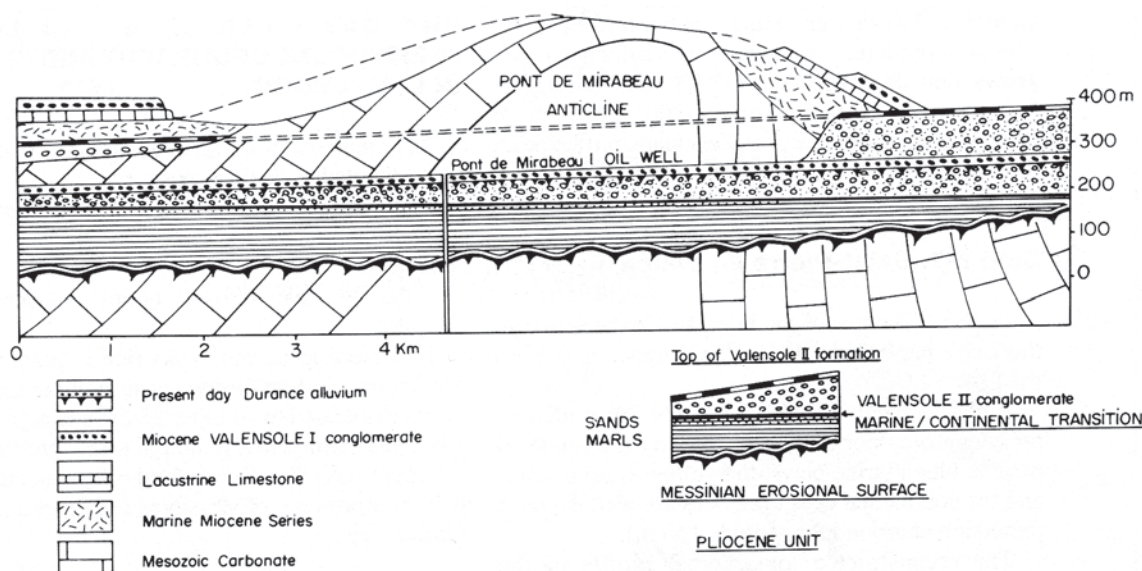


Figure 3 : profil synthétique de l'anticlinal du pertuis de Mirabeau et des formations néogènes (Clauzon *et al.*, 1990)

Le pertuis de Mirabeau doit son nom au village tout proche situé en rive vaclusienne de la Durance. Une tradition lorraine veut que le Roi René, conte de Provence et duc de Lorraine implantât dans son duché la mirabelle. Le fief fut vendu en 1570 à Jean Riqueti. Ce riche négociant, premier consul de Marseille, voulait par cette acquisition obtenir la noblesse. Il se fit dresser un faux arbre généalogique arguant d'une origine noble napolitaine. La supercherie réussit et le fief fut érigé en marquisat. Son arrière-petit-fils fut Honoré Gabriel Riqueti de Mirabeau le tribun révolutionnaire bien connu.

Le pertuis de Mirabeau

Évoqué à propos des travertins de Peyrolles et des calcaires lacustres Tortonien, ce site, que l'on pourra admirer au passage et qui fait la transition avec la région de Valensole, est remarquable à plus d'un titre.

Structuralement c'est un magnifique et majestueux anticlinal d'axe NW-SE, déversé vers le nord et entaillé en *clue* par la Durance (Fig. 3). Les couches calcaires du crétacé inférieur et du Jurassique supérieur qui en constituent l'ossature sont tronquées par une surface d'érosion sur laquelle transgresse le Miocène marin, lui-même recouvert par les calcaires lacustres déjà cités. Ces formations néogènes discordantes sur le mésozoïque sont elles-mêmes déformées et redressées par la tectonique, particulièrement sur le flanc nord de la structure anticlinale : preuve de la dynamique

de ce secteur. Il est en effet placé à un nœud structural d'un axe sismo-tectonique régional majeur constitué d'accidents décrochants sénestres de direction N 40°: la Faille de la Moyenne Durance. Celle-ci présente deux segments (Terrier, 1991) : un segment septentrional qui longe la rive droite de la Durance entre Château-Arnoux et Jouques et un segment méridional, entre Grambois et le littoral Marseillais (Fig. 4). C'est un axe de sismicité historique et instrumentale importante faisant l'objet de contrôles réguliers par les services concernés.

Paléogéographiquement c'est un secteur en évolution depuis le Miocène et un témoin spectaculaire du canyon messinien de la Durance (Clauzon 1979/1980, Clauzon *et al.*, 1990). Au cours du Miocène la voûte anticlinale en formation a été tronquée par une surface d'aplanissement, puis transgressée par des formations marines et continentales (calcaires lacustres surmontés par les conglomérats duranciens du Valensole I ou unité

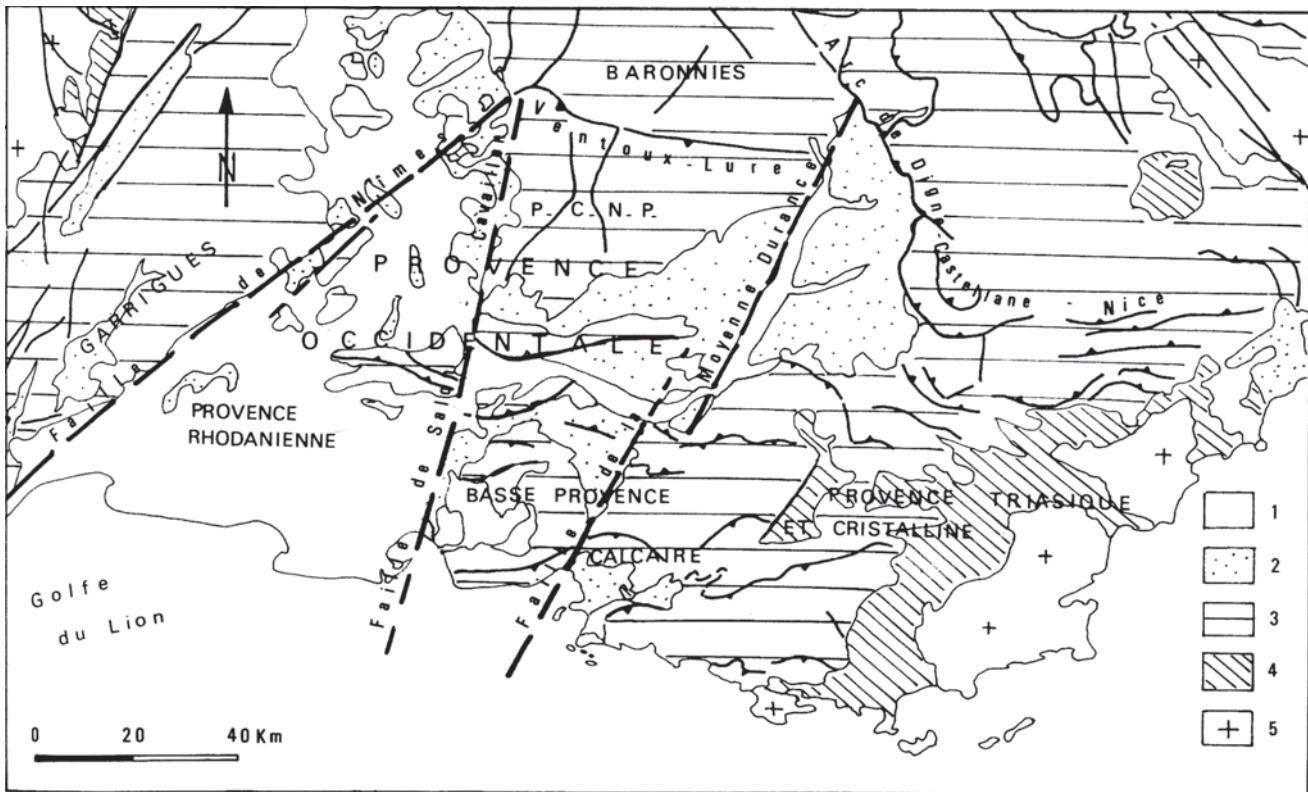


Figure 4 : Schéma structural de la Provence occidentale : 1, Quaternaire ; 2, Oligo-Mio-Pliocène ; 3, Jurassique-Crétacé-Eocène ; 4, Permo-Trias ; 5, socle hercynien ; PCNP, panneau de couverture Nord Provençal (Terrier, 1991).

miocène). À la fin du Miocène la Durance se trouve donc déjà implantée dans ce paysage et le creusement de la *clue* débute par antécédence suite à de nouveaux mouvements tectoniques fini miocènes (Clauzon 1996). C'est au niveau du plancher alluvial actuel de la rivière qu'avait été implanté dans les années soixante le sondage de Pont-de-Mirabeau 1 (Fig. 2 et 3). Sous des formations alluviales quaternaires puis Pliocènes, il a traversé entre -77 m et -145 m des marnes grises du Pliocène marin qui reposaient sur le substratum mésozoïque. C'est la régression endoréique messinienne en Méditerranée qui a provoqué l'enfoncement sur place de la rivière et le creusement de son canyon par érosion régressive. Au Pliocène, lors de la remise en charge du bassin méditerranéen, la mer transforme ce canyon en ria, que les apports détritiques alpins colmatent rapidement (formation de Valensole II ou unité pliocène). Ces dépôts conglomératiques atteignent une altitude relative de 100 m au-dessus du cours actuel de la rivière. Au Quaternaire, la Durance, prisonnière de son canyon messinien, se borne à l'exhumer partiellement en fonction des impératifs du climat, du niveau de base et de la néotectonique. Notons, à ce propos, que le sondage dans la *clue* de Mirabeau a montré que le niveau de transition marin-continentale pliocène se trouverait actuellement vers 150 m d'altitude. Sachant que, d'après les travaux de Vail, Haq et autres, le maximum transgressif pliocène n'a atteint que + 80/100 m, on voit que ce secteur s'est bien surélevé depuis cette période.

Les manifestations karstiques du massif de Mirabeau ne sont pas moins originales et s'inscrivent dans cette longue histoire du creusement de la *clue*. Deux cavités

importantes sont connues dans ce massif. L'aven-grotte dit du St. Sépulture (profondeur - 40 m) en rive droite de la rivière et, en rive gauche, celui de l'Adaouste (profondeur -190 m). Quelques kilomètres en amont du pertuis, le Rocher de Saint Eucher, qui appartient à la retombée septentrionale de l'anticlinal, est percé d'un troisième réseau, formé cette fois de galeries sub-horizontales totalisant un développement d'environ 1600 m. Malgré quelques particularités (notamment la présence locale d'un toit constitué par les conglomérats du Valensole II), cette cavité procède d'un creusement « classique » en système noyé en relation avec l'enfoncement quaternaire de la Durance. Par son altitude relative et en relation avec les terrasses alluviales locales, l'abandon de ce système karstique serait antérieur au Riss (Delange, Guendon, 1998). Par contre, l'aven-grotte de l'Adaouste présente une genèse moins classique. Il s'ouvre par une grande salle située légèrement en contre bas de la surface du plateau de Bède, qui est la surface d'érosion miocène. Il s'enfonce par deux conduits inclinés à $\pm 45^\circ$ suivant les plans de stratification des couches du Jurassique de la retombée méridionale de l'anticlinal (Fig. 5). Ces conduits inclinés se raccordent aux niveaux supérieurs, constitués de deux étages horizontaux (la galerie du thermomètre et la salle d'entrée) qui, en l'absence de niveau imperméable, matérialisent les niveaux successifs du toit de la zone noyée. Dans ce réseau, de nombreuses formes spécifiques de corrosion et de dépôt de calcite, ainsi que des mesures de température sur les inclusions fluides de la calcite (supérieures aux températures des eaux météoriques) montrent que les eaux qui ont circulé, et vraisemblablement généré ces cavités, remontaient

de la profondeur avec sans doute des caractéristiques thermales. On est donc manifestement en présence d'un système karstique hypogène (Audra *et al.*, 2002).

Plusieurs autres manifestations de ce type ont été repérées dans le secteur, notamment dans la carrière de Malacoste sur le flanc nord de l'anticlinal, en rive droite de la Durance. Les exploitations y ont recoupé des cavités tapissées de gros scalénoédres de calcite et de dépôts métalliques de Fe et Mn ayant conservé des traces microbiennes. Ces dépôts seraient le fruit de remontées de fluides hypogènes chargés de sulfures métalliques (Audra et Hofmann, 2004).

Plusieurs considérations stratigraphique et géomorphologiques, notamment en relation avec la paléogéographie du pertuis de Mirabeau, permettent de penser que ces phénomènes karstiques particuliers remontent au Tortonien supérieur, au tout début du creusement de la *clue*. À cette époque une circulation artésienne se vidange par la fenêtre ainsi créée. Les deux réseaux horizontaux supérieurs de l'Adaouste marquent des étapes de ce début d'enfoncement de

la Durance. Ces remontés de fluides pouvant exister depuis quelques temps déjà, on peut envisager, à titre d'hypothèse, leur éventuelle participation à la genèse des calcaires lacustres et travertins tortoniens. Par contre, ces phénomènes ont dû être largement perturbés, sans doute interrompues ou au mieux déplacés, lors du creusement du canyon messinien. Il n'y a pas d'éléments actuellement connus permettant de suivre l'évolution de cette karstogenèse, hormis le fait que la grotte de Saint Euchèr, en recoupant des chenaux à dépôts ferrugineux et calcitiques du type de ceux de la carrière de Malacoste, indiquerait qu'à l'époque de la formation de ce réseau les manifestations hydrothermales étaient ici totalement arrêtées. Les cavités hypogènes ne sont pas rares ailleurs en France (Audra *et al.*, 2010). Il en existe notamment quelques-unes dans la région toute proche et encore actuellement thermale de Gréoux-les-Bains, à la bordure méridionale du plateau de Valensole.

Enfin, le pertuis de Mirabeau recèle deux sites préhistoriques importants. Ils sont tous les deux localisés dans des cavités karstiques. Le premier se situe dans la salle d'entrée de la Grotte de l'Adaouste. Si les premières fouilles remontent au début du XX^{ème} siècle, son étude méthodique fut entreprise par Escalon de Fonton entre 1951 et 1954, puis sous la direction d'Onoratini de 1986 à 1990. Malgré les nombreux pillages du site, les remplissages de la grotte de l'Adaouste constituaient un gisement majeur de la Basse-Provence avec une stratigraphie allant du Moustérien à L'Age du Bronze.

Plus petite et fouillée plus récemment, la Grotte du Mourre de la Barque n'en est pas moins un site préhistorique remarquable. C'est une petite cavité située en rive gauche de la Durance, comme l'Adaouste, mais beaucoup plus bas, légèrement en contre-haut de la route nationale. Intérieurement elle présente certains éléments morphologiques semblables à ceux observés dans sa voisine et spécifiques d'une évolution hypogène. Elle serait donc un tronçon d'un conduit parallèle et sans doute contemporain à ceux qui s'enfoncent sous la salle d'entrée de l'Adaouste. Comme eux elle présente un plongement important vers l'intérieur du massif suivant les plans de stratification. Sont entrée actuelle résulte du recoupement de ce conduit par un des versants du canyon messinien. Elle fut découverte en 1992 et fouillée principalement par S. Renault (Renault *et al.*, 1996-1997) puis par S. van Willigen (van Willigen, 2010). Ces travaux réalisés entre 1995 et 2005 ont permis de mettre en évidence une stratigraphie holocène complexe, importante sur le plan régional, en particulier en ce qui concerne la transition du Néolithique ancien au Néolithique moyen et la fin du Néolithique moyen.

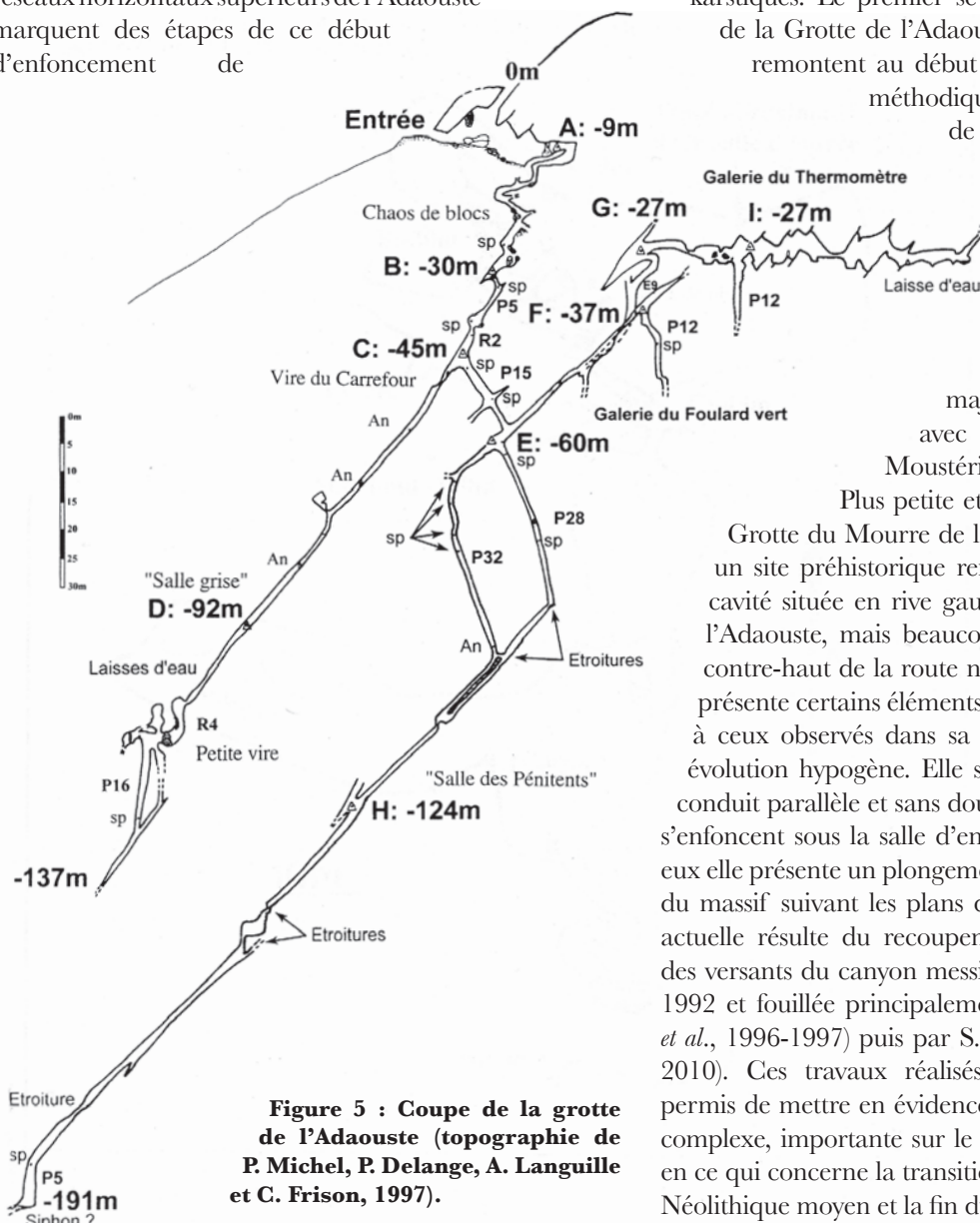


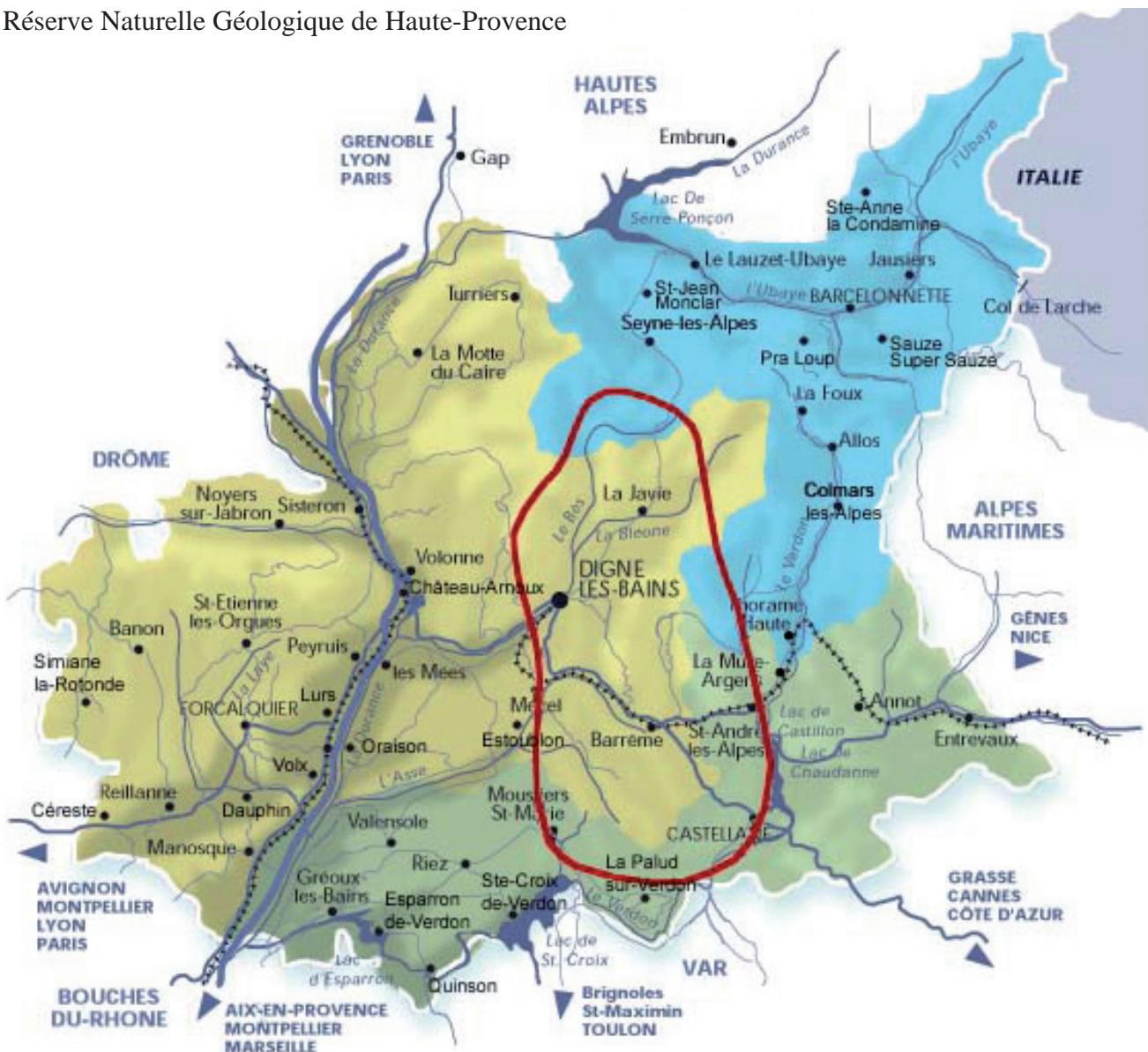
Figure 5 : Coupe de la grotte de l'Adaouste (topographie de P. Michel, P. Delange, A. Languille et C. Frison, 1997).

2^{ème} jour 22 juin (après-midi)

LE PLATEAU DE VALENSOLE ET LES PREMIERS RELIEFS ALPINS (point 5)

- Les formations plio-pléistocènes au toit du bassin de Valensole, dans la région de Puimoisson - Ségriès (Alpes-de-Haute-Provence)
- La flore fossile des formations travertineuses holocènes du Serre de Montdenier (Alpes-de-Haute-Provence) - ne sera pas visité

Réserve Naturelle Géologique de Haute-Provence



Les formations plio-pléistocènes du toit du bassin de Valensole, dans la région de Puimoisson, Ségriès (Alpes-de-Haute-Provence)

par
Michel Dubar

Cette partie de l'excursion a pour but l'étude des formations sommitales du bassin de Riez-Valensole, dans la partie orientale de ce bassin, en particulier la formation lacustre de Puimoisson. L'étude de ces formations, leur chronologie et la restitution des conditions de mise en place permettent de cerner à la fois les conditions environnementales, les contraintes tectoniques et les interférences des deux, à la fin du Pliocène et au début du Pléistocène.

Approche en car par la vallée de l'Asse

Rappel sur le bassin de Digne-Riez-Valensole
(Fig. 1, Fig. 2, Fig. 3, Fig. 4) :

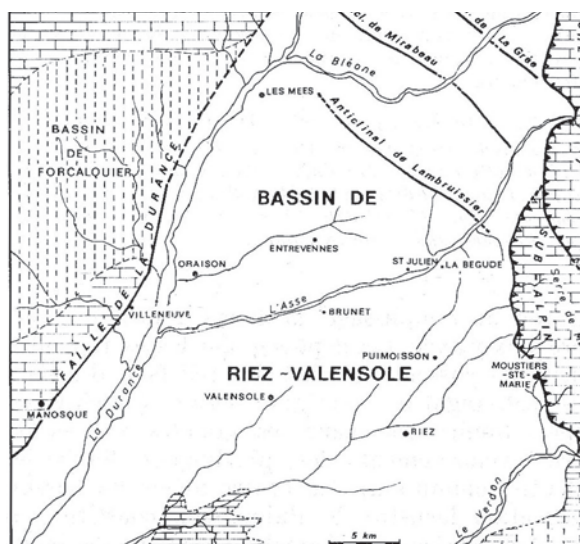
Le bassin de Digne-Valensole (Fig. 1) est un rhombograbben infra-miocène, limité par des failles qui deviendront la faille de la Durance à l'ouest, et le chevauchement subalpin de l'arc de Castellane à l'Est. Le remblaiement s'effectue d'abord (Burdigalien) en régime marin avec le dépôt de 1100 m de molasses (forage des Mées, Dubois et Curnelle, 1978), puis par des conglomérats. Après un épisode saumâtre (Serravallien), la série conglomératique épaisse de plus de 600 m devient fluviale et lacustre (Tortonien). Le remblaiement miocène s'achève avec des dépôts datés du Messinien inférieur (Aguilar *et al.*, 1982) puis par une troncature majeure affectant tout le bassin de Valensole (Dubar, 1983 ; Clauzon, 1999) durant l'épisode régressif messinien.

Ensuite la sédimentation fluviale grossière reprend et constitue un deuxième série conglomératique d'âge pliocène (Aguilar *et al.*, 1982) pouvant atteindre 200 m au droit de l'incision principale (canyon de l'Asse ;

Fig. 2 et Fig. 3) et se termine par diverses formations juxtaposées caractérisant des milieux divers : fluviales, lacustres, loessiques, le tout dessinant une vaste plaine alluviale raccordée au niveau de base marin en aval du bassin (Zancléen et Plaisancien). La formation lacustre de Puimoisson correspond à une zone ennoyée pérenne située entre les cours de l'Asse au nord-ouest et du Verdon au sud (Fig. 4)

À partir de Brunet : remonter la petite route qui gagne le sommet du plateau : voir en passant le passage des poudingues Miocènes aux poudingues Pliocènes. La limite de ravinement messinienne est marquée par des paléosols, des croûtes calcaires (Dubar, 1984).

Figure 1



fra Pliocène
 idingue Pliocène
 illoutis sommitaux

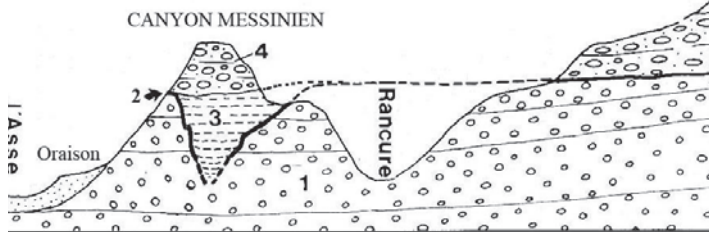


Figure 2

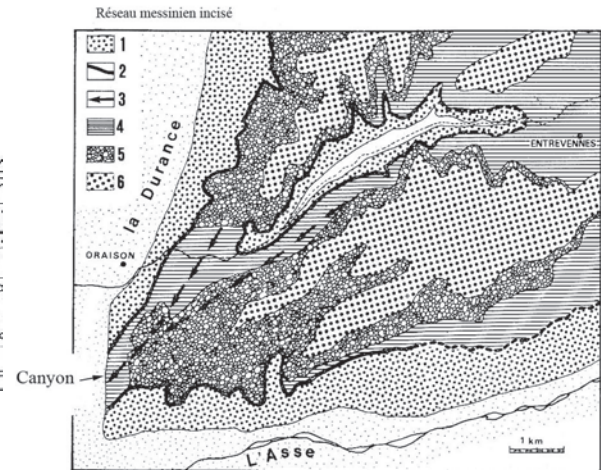


Figure 3

1 : poudingue de Valensole (Unité I : Miocène sup) / 2 : Ravinement messinien / 3 : Écoulement du paléo-Rancure au messinien / 4 : Remblaiement Pliocène inférieur (marnes) / 5 : poudingue de Valensole (Unité II : Pliocène) / 6 : cailloutis sommitaux duranciens (Pliocène terminal-Pléistocène)

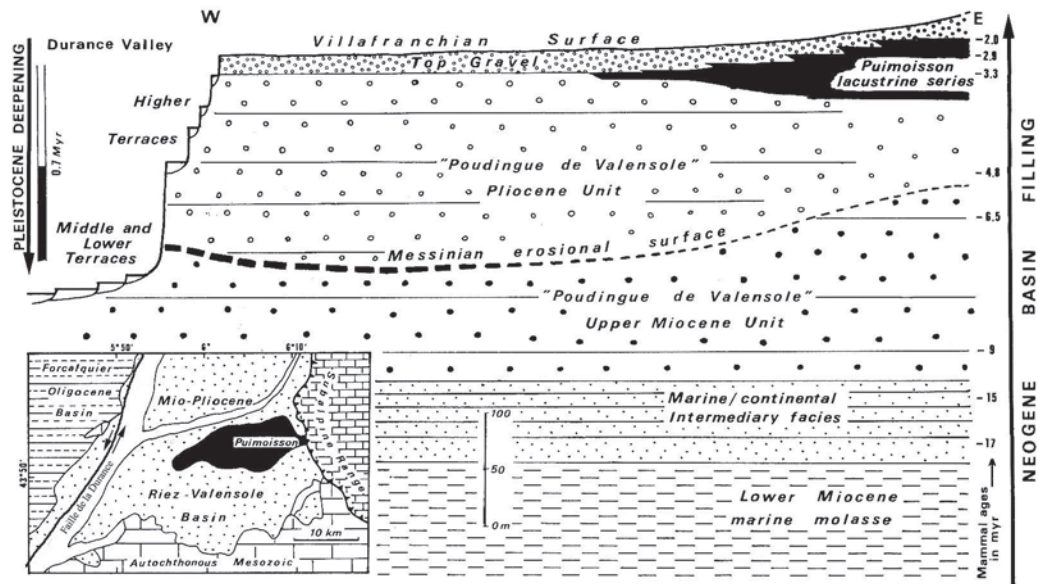


Figure 4

1^{ER} ARRÊT

Puimoisson Grenouillet (Fig. 5 et 6)

On se situe approximativement au centre de l'aire « lacustre » (Fig. 4). La formation atteint une soixantaine de mètres et montre le développement de faciès marneux, crayeux, oncolithiques et travertineux (Fig. 5)

La chronologie :

- Faunes de mammifères

Tiers inférieur de la formation: grands mammifères de la faune du Roussillon : *Parabos boodon* et *Zygodiphodon borsoni*. Plus haut (vers 30 m sous le toit) : *Anancus arvernensis* et *Hipparion crassum* proches de ceux du gisement de Montpellier (MN 15 vers -3,3 Ma)

Vers 20 m : micromammifères du type de Sète (MN 15) (Bachelet, 1990) vers -3 Ma

À 5 m sous le toit de la formation : *Equus stenonis* archaïque (F. Prat, inédit) de la zone 16b (2,4 Ma)

- Paléomagnétisme

En raison de l'existence de plusieurs niveaux à valeur biochronologique, une analyse paléomagnétique a été réalisée. Malgré la faible aimantation des sédiments, D. Biquand et F. Sémah (Biquand *et al.*, 1990) ont réussi à avoir un résultat fiable (Fig. 6) en prélevant des blocs orientés de grande dimensions. Une inversion nette et robuste est apparue entre 7,5 et 9 m sous le toit de la formation, un peu au-dessus du niveau à rongeurs de la zone 15 niveau de Sète et sous le niveau à *Equus* archaïque (zone 16 b): elle représente sans aucun doute l'inversion Gauss-Matuyama (2,68 Ma).

Cette inversion sert aujourd'hui de limite inférieure au Gélasien et par conséquent au Quaternaire. Si cette limite n'était pas purement arbitraire (comme la précédente d'ailleurs), on pourrait considérer la coupe de Grenouillet comme une référence en milieu sédimentaire. La magnétostratigraphie détaillée du sommet de la série a été réalisée à Cornillet (arrêt 2) dans un deuxième temps.

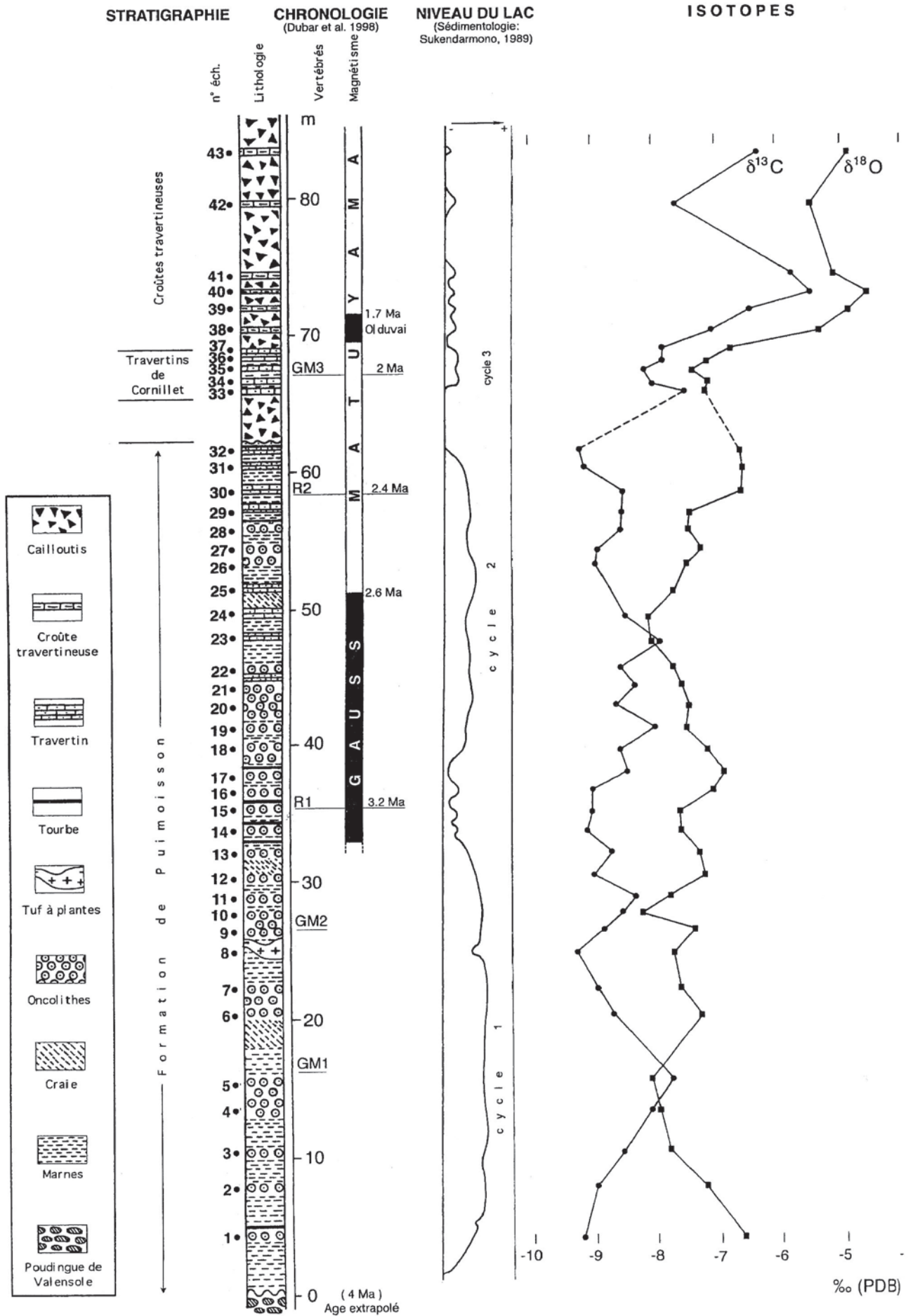
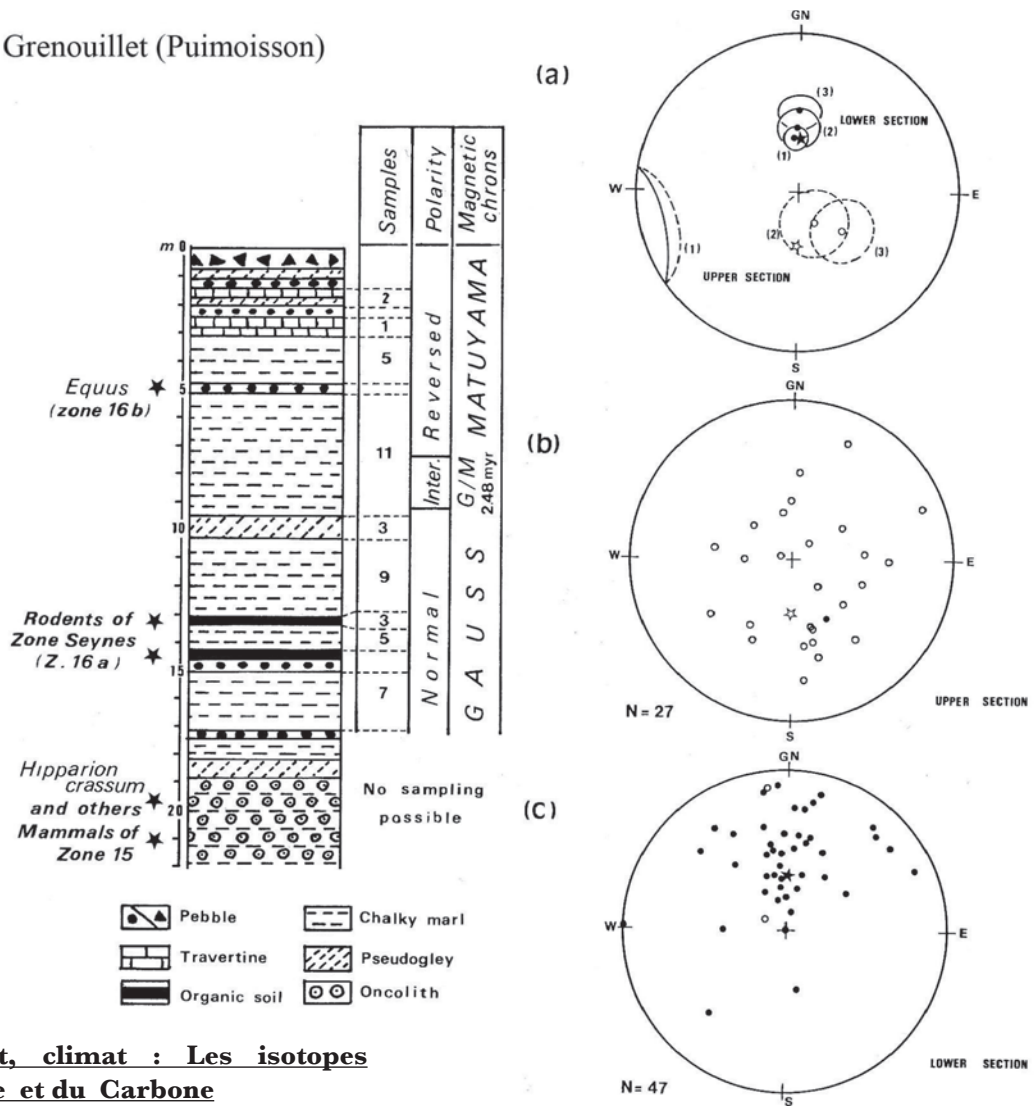


Figure 5

Grenouillet (Puimoisson)

Figure 6



Paléoenvironnement, climat : Les isotopes stables de l'Oxygène et du Carbone

La totalité de la formation de Puimoisson (60m) a fait l'objet d'une étude des isotopes stables de l'Oxygène et du Carbone des carbonates (Blavoux *et al.*, 2000). En première analyse, les variations observées (Fig. 5) indiquent des fluctuations du niveau lacustre déjà mises en évidence par l'études des faciès carbonatés (Sukendarmono, 1989)

1/ En période de montée du niveau du lac

Appauvrissement en O^{18} : apports d'eau provenant des hauts-reliefs de bordure subapine par les sources augmentent ; le renouvellement de l'eau du lac se fait par un exutoire actif dès le début. La tendance est à l'approfondissement du lac (maximum 6m)

Enrichissement en C^{13} par brassage des eaux (échange avec le CO_2 atmosph. à -7‰), nutriment diminue (eau pauvre en CO_2 biogénique très appauvri -27‰)

2/ En période d'abaissement du niveau du lac

Enrichissement en O^{18} : c'est l'inverse, la tranche d'eau du lac diminue, ce qui a pour effet, par évaporation, un enrichissement supplémentaire en O lourd

Appauvrissement en C^{13} : c'est l'inverse : la tranche d'eau diminue, l'évaporation augmente et il y a enrichissement en C lourd

En théorie, dans une pièce d'eau, les variations des deux éléments sont corrélées positivement. Si les variations sont divergentes c'est que d'autres facteurs interviennent en particulier l'ouverture et la fermeture de l'exutoire.

Pour ce qui concerne la séquence de Grenouillet on note des variations opposées du C^{13} et de l' O^{18} (cas le plus fréquent pour les lacs ouverts) de la base jusqu'au sommet : le lac fonctionne selon l'équilibre approvisionnement/ exutoire, sans grand effet externe.

Les faunes et le climat : un seul élément semble marquer un seuil climatique, c'est l'apparition d'une Hélicelle steppique (*Candidula unifasciata*) dans un sol vers 3 Ma. Cette espèce inconnue jusque là sera désormais présente tout au long du Plio-Quaternaire et est encore très abondante aujourd'hui en pays tempérés (Dubar et Magnin, 1992). Il y a lieu de penser que cette espèce est migrante à partir de zones plus arides du bassin Méditerranéen (Afrique du Nord ?). Cette introduction précède d'ailleurs l'arrivée d'un autre migrant, le cheval, présent aussi à Puimoisson vers 2,4 Ma.

2^E ARRÊT

Ségriès-Cornillet (Fig. 7- 8 – 9)

Le sommet de la série est représenté dans le secteur de Ségriès-Cornillet par des bancs de travertins indurés de la formation lacustre de Puimisson mais aussi par des cailloutis subanguleux calcaires provenant de la bordure subalpine et construisant de vastes cônes (Fig. 7, Fig. 8).

La faune de Vertébrés

Les gisements du Ravin de Cornillet correspondent à un banc travertineux situé au-dessus d'un première passée caillouteuse et sous la base de la « brèche de Balène » (Fig. 8 A, B et C).

Quatorze espèces de Vertébrés ont été identifiées : *Pachycrocuta perrieri*, *Nyctereutes megamastoides*, *Canis gr. Arnensis-etruscus*, *Equus stenorhinus vireti*, *Dicerorhinus etruscus*, *Gazella borbonica*, *G. torticornis*, *Croizetoceros ramosus*, *Cercus philisi*, *Eucladoceros senesensis*, *Leptobos sp.*, *Rodentia*, *Lagomorpha*, *Grus sp.* (Dubar *et al.*, 1978 ; Heintz et Dubar, 1981). Cette association est attribuée à la zone de Saint-Vallier (Zone MN 17) et proche de 2 Ma.

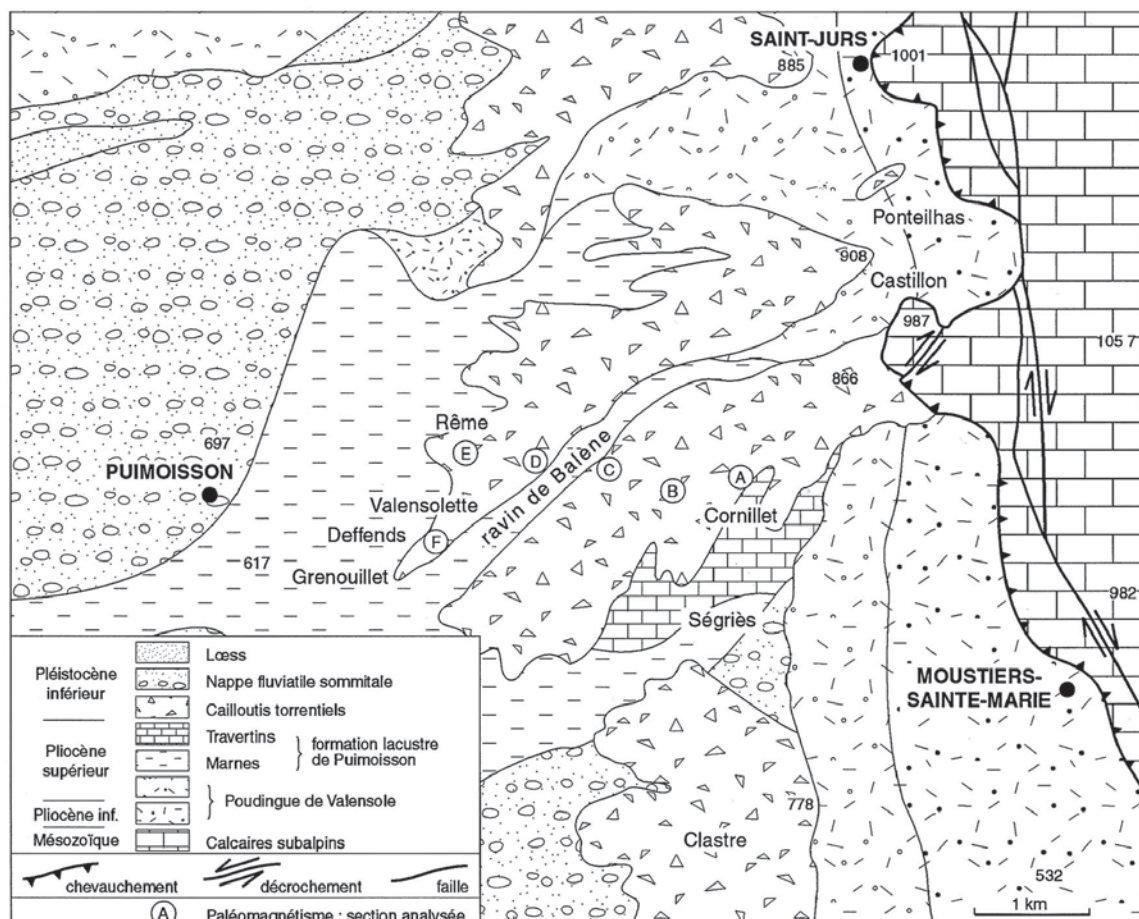
Étude Paléomagnétique (F. Sémah, 1998) (Fig.9)

L'étude cette-fois entreprise avec des appareillages modernes du Laboratoire du Géomagnétisme du CNRS de Saint-Maur-des-Fossés.

Les résultats montrent que le gisement de Cornillet est de polarité inverse comme le sommet des niveaux lacustres du secteur (il y a bien sûr un niveau caillouteux qui n'a pu être analysé). Compte-tenu de l'âge biostratigraphique, ce résultat montre que l'on se situe dans l'époque Matuyama, plus précisément dans sa première partie.

Au-dessus débutent les premiers bancs de la brèche de Balène et l'analyse magnétique n'a pu être faite en continu. Des mesures ont été réalisées seulement dans des micro-bancs travertineux ou dans des loess durcis. Globalement les résultats montrent que la brèche de Balène s'est constituée lors d'une période de polarité inverse (Fig. 9, a) cependant deux épisodes de polarité directe ont été identifiés : l'un vers sa base un peu au-dessus du site de Cornillet, l'autre vers son sommet à Valensolette. Le premier épisode peut être identifié comme celui de Oldoway (1,95-1,77 Ma), le second comme celui de Jaramillo (1-1,05 Ma). Pour ce dernier on se réfère à une faune de rongeurs trouvée sur le site même de Valensolette et rapporté au Biharien (1,0 à 0,7 Ma) (étude Chaline et Michaux, 1998). En somme la brèche de Balène s'édifie entre 2 Ma et 1 Ma (Fig. 10) (Dubar *et al.*, 1998). Nous la retrouverons lors du 3^e arrêt et nous verrons sa relation directe avec la tectonique tardive de l'arc de Castellane et sa signification morpho-climatique.

Figure 7



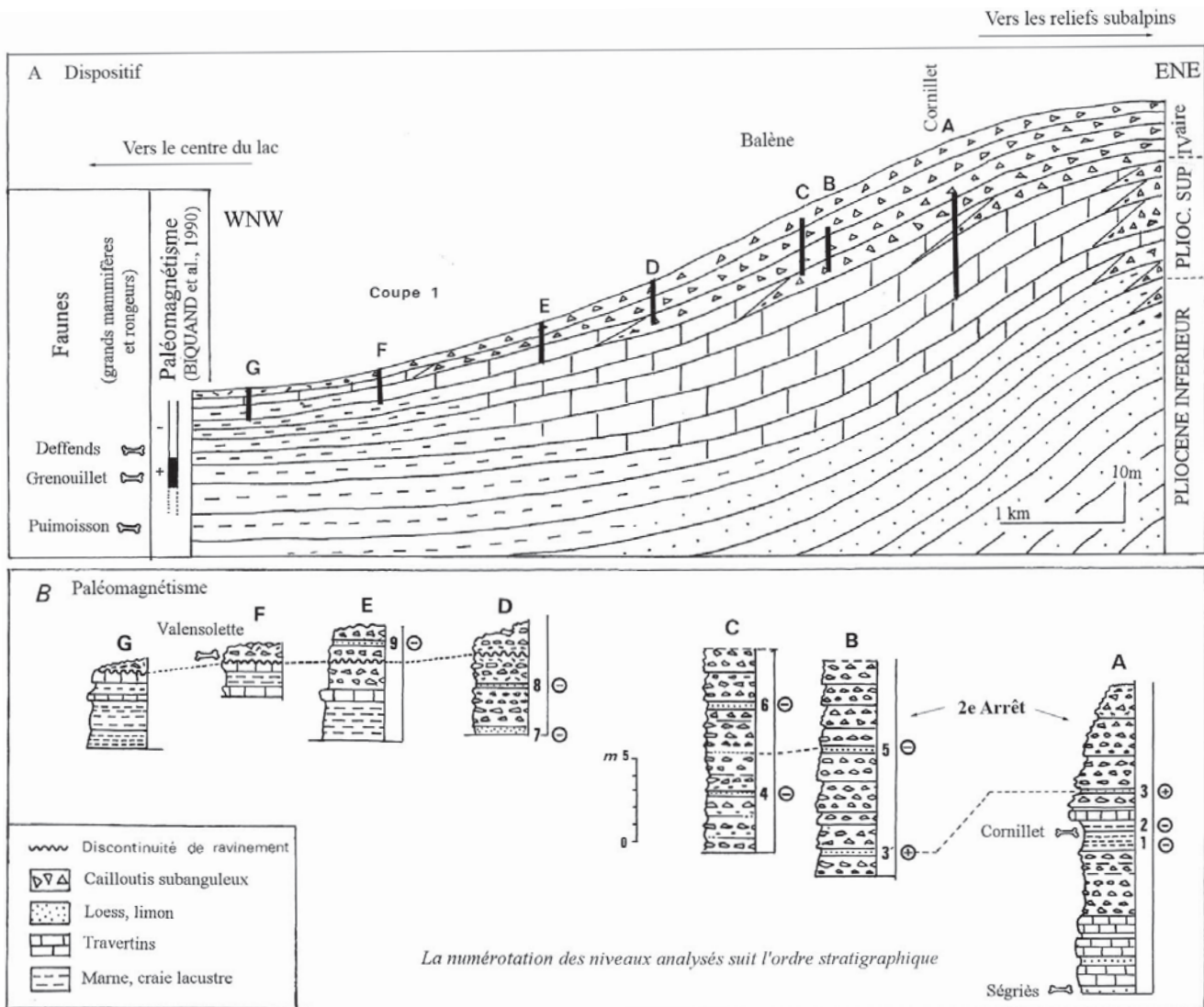


Figure 8

Isotopes stables (C et O) – Suite (Fig. 5)

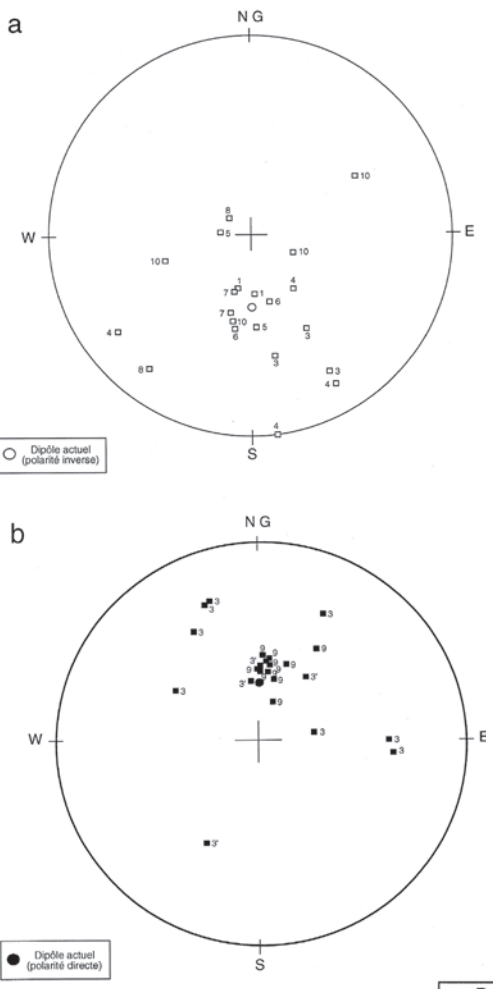
Un changement net et brutal affecte les courbes du C^{13} et de l' O^{18} à partir et au-dessus du niveau de Cornillet (au-dessus, les niveaux analysés correspondent à des crôutes travertineuses d'envoyage de bas de versant à faciès algaires) : on observe un enrichissement conséquent et continu des deux isotopes stables. Cet enrichissement semble être contrairement à ce que nous avons écrit (Blavoux *et al.*, 1999 Acad. Sc.) le résultat de l'évaporation dans une pièce d'eau qui est en train de se colmater. Ceci n'empêche pas que le climat est peut-être en train de se refroidir.

3EME ARRÊT

Castillon, la brèche de Balène, le piémont du chevauchement subalpin, discussion (Fig. 7)

Les couches sommitales du bassin (Plio-Pléistocènes) sont affectées par la tectonique récente de l'arc subalpin. La déformation consiste en une verticalisation et un serrage des couches : À Ponteilhas (Fig.7), la déformation visible sur 70 m d'épaisseur (lacustre compris) est clairement synsédimentaire et sa durée peut-être suivie sur un million d'année environ : cette déformation est caractéristique d'une mise en place lente du front subalpin (Dubar *et al.*, 1998).

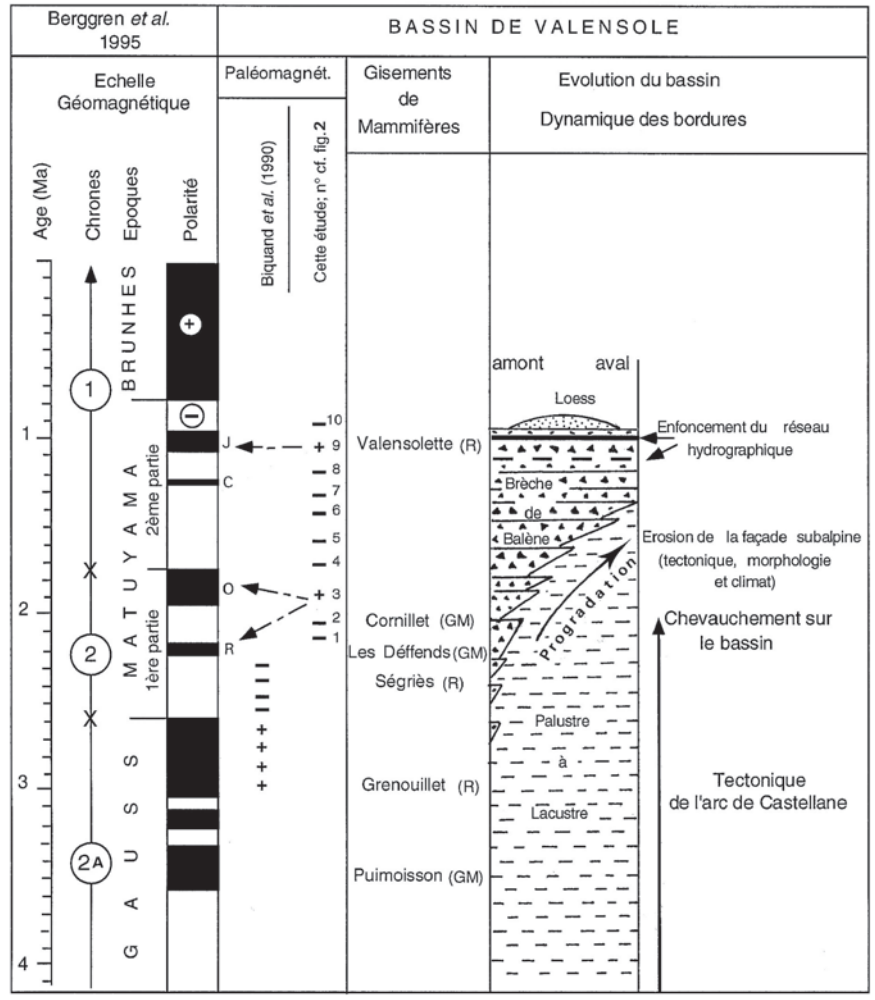
À Castillon il y a verticalisation et rupture de la déformation comme si la contrainte avait été brutale : c'est le cas, cette verticalisation est due au jeu oblique d'un petit décrochement tangentiel à jeu dextre qui n'est que local (Castillon, Fig. 7) par rapport au grand accident de (Gigot, 1982).



La mise en place définitive de l'arc de Castellane s'accompagne de l'accroissement considérable des reliefs (serre de Montdenier, 1600m) en marge du bassin. Le résultat est l'apparition et la généralisation des apports caillouteux anguleux torrentiel et l'apparition de niveaux cryoclastiques au sein de la brèche de Balène. On sait que le phénomène apparait peu après 2 Ma. Par accroissement des reliefs et effet d'altitude (1° pour 100 m sous nos latitudes) on estime que la cryoclastique débute à 600 m. (comme aujourd'hui du reste). Cela serait suffisant pour alimenter abondamment les torrents en cryoclastes qui vont se retrouver dans le bassin sous forme de brèche de Balène (Dubar *et al.*, 1998).

Figure 9

Figure 10 - Synthèse





**Figure 1 – La séquence principale aval (S2) des travertins du vallon de Mouresse dans le Serre de Montdenier.
Le dépôt présente ici un développement vertical d'environ 5m.**

La flore fossile des formations travertineuses holocènes du Serre de Montdenier (Alpes-de-Haute-Provence)

d'après les travaux de

Paul ROIRON, Adam A. ALL, Jean-Louis GUENDON, Marie-Ève MIGUERES,
Serge MULLER et Vincent OLLIVIER
Quaternaire, 17, (2), 2006, p. 69-77

présenté par

Paul Roiron

depuis le pied du Serre de Montdenier, le site étant trop difficile d'accès

Situé dans les Préalpes calcaires, à proximité du canyon du Verdon, le Serre de Montdenier culmine à 1750 m d'altitude. Le climat régional, de type méditerranéen, est caractérisé par de forts contrastes saisonniers : les précipitations annuelles moyennes sont comprises entre 700 et 900mm, avec un maximum automnal (90mm en moyenne en octobre) et une saison sèche estivale (minimum de 41 mm en moyenne en juillet). La moyenne annuelle des températures est de 13°C.

La végétation du massif appartient à l'étage supra-méditerranéen, dominé en région méditerranéenne française par la chênaie caducifoliée à *Quercus pubescens* et par ses faciès de dégradation (pinèdes de *Pinus sylvestris* et matorral à *Buxus sempervirens*, essentiellement). Au cours du dernier siècle, de nombreuses plantations de *Pinus nigra* subsp *nigra* ont été réalisées dans cette zone, dans le cadre du programme de Restauration des Terrains en Montagne (RTM) à des fins de sylviculture et de protection des sols contre l'érosion.

Le vallon de Mouresse (43°52'N, 6°15'E), au sein duquel s'est formé le système travertineux, incise le Serre de Montdenier vers le sud-ouest en direction du plateau de Valensole. Les versants du massif sont couverts par des matorrals à buis (*Buxus sempervirens*), résultant vraisemblablement, comme partout en Méditerranée septentrionale, de l'action conjuguée depuis plusieurs millénaires du pâturage et du feu (Quézel & Médail, 2003). Ces formations végétales ouvertes abritent, outre le buis, de nombreuses espèces ligneuses pour la plupart arbustives : *Amelanchier ovalis*, *Acer campestre*, *Cotoneaster integerrima*, *Crataegus monogyna*, *Genista cinerea*, *Juniperus phoenicea*, *Pinus sylvestris*, *Pistacia terebinthus*, *Prunus mahaleb*, *Quercus pubescens*, *Rosa canina*, *Sorbus aria* et *Ulmus glabra*. La présence de

jeunes individus de chênes blancs (*Quercus pubescens*) atteste toutefois la dynamique forestière actuelle de ces matorrals, qui devraient théoriquement évoluer vers des chênaies caducifoliées telles que celles que l'on peut encore observer près du village de St Jurs, au pied du massif.

Les rives du ruisseau de Mouresse sont occupées par une ripisylve discontinue constituée de saules (*Salix alba*, *S. caprea*, *S. cinerea*, *S. eleagnos*, *S. purpurea*), de noisetiers (*Corylus avellana*), de sureaux (*Sambucus nigra*) et de quelques peupliers blancs (*Populus alba*).

Stratigraphie et âge

Plusieurs édifices travertineux se sont développés sur le trajet du cours d'eau. Un massif édifié à 1260 m d'altitude au niveau d'une rupture de pente, constitue un barrage aujourd'hui incisé par le cours d'eau. Il surmonte un second massif (S2), situé à 1200 m d'altitude, qui est riche en empreintes foliaires (Fig. 1).

Le log stratigraphique de cette séquence (Fig. 2) montre une alternance de faciès construits à empreintes et de petits niveaux crayeux contenant de rares fragments de charbons de bois. Trois fragments de travertins ont été datés par ²³⁴Uranium/²³⁰Thorium (IFM GEOMAR, Kiel, Allemagne). D'autre part, deux charbons de bois (niveaux 6 et 10) ont donné des dates AMS ¹⁴C (Poznan, Pologne).

Résultats

En dépit d'une légère inversion chronologique corrigée par l'intervalle d'incertitude (entre L8 et L10), les dates U/Th indiquent que la séquence travertineuse

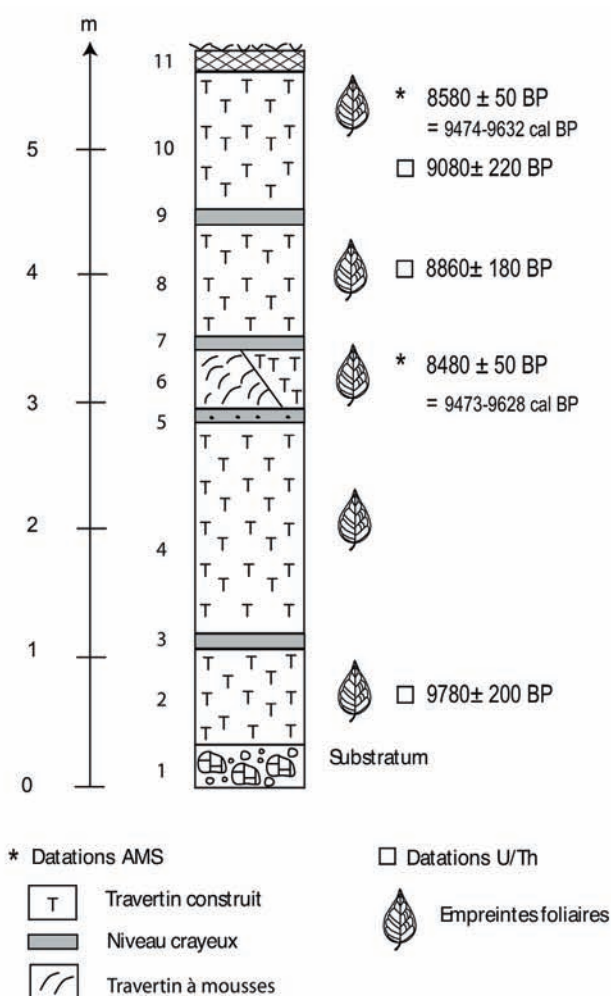


Figure 2 – La séquence travertineuse aval (S2), assez homogène, sans véritables niveaux détritiques, traduit une certaine stabilité environnementale, autrement dit peu d'érosion.

S2 s'est développée au début de l'Holocène pendant une période d'environ mille ans. Bien que provenant de niveaux différents, les deux charbons de la séquence S2 donnent des âges quasiment identiques et correspondent vraisemblablement au même épisode de feu intervenu vers 9500 cal. BP.

Les charbons de bois extraits des niveaux 6, 8 et 10 de la séquence S2 sont de petite taille et très friables. Leur étude anatomique a toutefois permis d'identifier :

Niveau 10 : 15 *Quercus caducifolié* ; 1 Monocotylédone, 5 indéterminés

Niveau 8 : 6 *Pinus* type *sylvestris*

Niveau 6 : 12 *Quercus caducifolié* ; 2 *Pinus* type *sylvestris*, 4 Dicotylédone, 5 charbons calcifiés indéterminables.

L'échantillonnage des empreintes foliaires a permis de dégager environ 300 spécimens, le plus souvent fragmentaires. Une vingtaine de taxons ont été identifiés. Il s'agit uniquement d'espèces ligneuses car les feuilles des espèces herbacées ne sont généralement pas assez coriaces et se décomposent avant d'avoir pu laisser une empreinte (Fig. 3 et 4).

Les taxons les mieux représentés sont *Quercus pubescens*, *Tilia* sp., *Amelanchier ovalis*, *Acer opalus*, *Alnus glutinosa*, *Salix purpurea* et *Salix eleagnos*. Des aiguilles et des charbons de bois de *Pinus* type *sylvestris* ont aussi été identifiés dans les niveaux supérieurs. La comparaison avec la flore actuelle du vallon de Mouresse montre que plusieurs espèces présentes au début de l'Holocène (*Acer opalus*, *Alnus glutinosa*, *Berberis vulgaris*, *Rhamnus alpina*, *Tilia* sp. et *Vitis vinifera* subsp. *sylvestris*) ne sont pas retrouvées dans la flore locale. Inversement d'autres espèces ligneuses qui se développent aujourd'hui à proximité du travertin ne sont pas représentées dans la flore fossile.

Discussion

Le travertin de Mouresse témoigne de l'existence entre 10000 et 9000 cal. BP d'une flore ligneuse différente de l'actuelle. La présence passée de taxons héliophiles comme *Amelanchier*, *Rubus* et *Berberis* et d'espèces forestières comme *Quercus pubescens*, *Acer opalus* et *Tilia* sp. indique une végétation en mosaïque en relation avec le sol ou l'exposition. Les pentes rocheuses devaient être colonisées par *Pinus* type *sylvestris*, *Berberis vulgaris*, *Rubus* sp. et *Amelanchier ovalis*, les abords du ruisseau par *Alnus glutinosa*, *Salix purpurea*, *Salix eleagnos* et *Populus alba*, tandis que *Quercus pubescens*, *Acer opalus*, *Sorbus aria* et *Tilia* constituaient probablement des peuplements forestiers sur sols profonds.

Les données obtenues au Serre de Montdenier mettent en évidence la complexité des paysages des Alpes provençales au début de l'Holocène, qui apparaissent caractérisés par une mosaïque de zones forestières et de zones ouvertes. L'abondance des charbons de bois permet de supposer un rôle important des incendies dans le maintien de cette hétérogénéité paysagère. Les empreintes foliaires attestent en outre la présence locale de *Tilia* entre 10000 et 9000 cal. BP, et confirme les études palynologiques régionales qui datent l'apparition du tilleul vers 10500 ans cal. BP et son développement

Echantillons	Matériel	Lab. no.	Age	Méthodes	Age cal. BP. (2 σ)
S2L10	Charbon	Poz-5069	8580 ± 50 BP	AMS	9470-9630
S2L6	Charbon	Poz-5068	8480 ± 50 BP	AMS	9470-9630
S2L2	Calcite	IFM-GEO	9780 ± 200 BP	U/Th	9580-9980
S2L8	Calcite	IFM-GEO	8860 ± 180 BP	U/Th	8680-9040
S2L10	Calcite	IFM-GEO	9080 ± 220 BP	U/Th	8860-9300

Tab. 1 : Datations U/Th et ¹⁴C AMS

Taxons	Niveau 2	Niveau 4	Niveau 6	Niveau 8	Niveau 10
Gymnospermes					
<i>Pinus sylvestris</i> -type			c	c, ++	++
Dicotylédones					
<i>Acer campestre</i>				+	
<i>Acer opalus</i>	++	++	+++	++	
<i>Alnus glutinosa</i>		+++			
<i>Amelanchier ovalis</i>	++	++			
<i>Berberis vulgaris</i>		+			
<i>Populus alba</i>					+
<i>Quercus caducifolié</i>			c		c
<i>Quercus pubescens</i>		++	++		++
<i>Quercus robur</i>			+		+
<i>Rhamnus alpina</i>					+
<i>Rhamnus frangula</i>		+			
<i>Rubus</i> sp.		+			
<i>Salix caprea</i>				+	
<i>Salix cinerea</i>				+	
<i>Salix eleagnos</i>	++	+			
<i>Salix fragilis</i>			+		
<i>Salix purpurea</i>		++			
<i>Sorbus aria</i>	+		++		
<i>Tilia</i> sp.	++		+++	+++	++
<i>Vitis vinifera</i> subsp. <i>sylvestris</i>				+	
Monocotylédones					
cf. <i>Phragmites</i>			+	+	+
Nombre d'empreintes	77	122	39	36	23

+ presence; ++ frequent; +++ abondant ; c charbon

Figure 3 - Liste des espèces identifiées dans la séquence travertineuse S2 du vallon de Mouresse

optimal aux alentours de 9000 cal. BP (Beaulieu, 1977 ; Digerfeldt *et al.*, 1997).

L'absence de restes végétaux identifiables postérieurement à 9000 cal. BP empêche toute reconstitution paléoécologique locale, notamment à propos de la mise en place du matorral actuel à *Buxus sempervirens*. L'analyse anthracologique réalisée à Unang dans le Vaucluse (alt. 150 m) montre que le Buis y apparaît vers 7000 cal BP, en association avec le Chêne vert et parallèlement au déclin de la chênaie caducifoliée (Thiébaud, 1988). Cette dynamique paléoenvironnementale, par ailleurs observée dans l'ensemble de la région méditerranéenne (Triat, 1975 ; Heinz & Thiébaud, 1998), est interprétée comme le résultat de l'exploitation du milieu par l'Homme. *Buxus* est enregistré postérieurement à 8000 cal. BP à Tourves (Nicol-Pichard, 1987) et vers 5200 cal. BP à Saint-Léger (Digerfeldt *et al.*, 1997) en relation avec la régression de la chênaie mixte, ce qui confirme l'origine anthropique de son développement.

Conclusion

L'étude du système travertineux du vallon de Mouresse a permis de caractériser la flore diversifiée qui se développait sur le Serre de Montdenier au début de l'Holocène. Les empreintes foliaires permettent de reconstituer un paysage hétérogène, caractérisé par des zones de chênaies mixtes caducifoliées, des milieux ouverts au moins en partie liés à l'occurrence d'incendies et des ripisylves bordant les ruisseaux. À l'heure actuelle, une végétation ouverte dominée par le buis a remplacé les écosystèmes forestiers. Plusieurs espèces caducifoliées initialement présentes (*Acer opalus*, *Alnus glutinosa*, *Berberis vulgaris*, *Rhamnus alpina*, *Tilia* sp. et *Vitis vitifera* subsp. *sylvestris*) ont aujourd'hui disparu de la flore locale, vraisemblablement à l'issue de l'ouverture anthropique du milieu.

L'abandon des activités agropastorales depuis la fin du 19^e siècle pourrait favoriser le retour de boisements à chênes pubescents et tilleuls. Cependant, l'introduction massive du Pin noir d'Autriche, espèce envahissante, risque d'entraver cette dynamique naturelle, perceptible dans de nombreuses zones méditerranéennes sur sol profond.

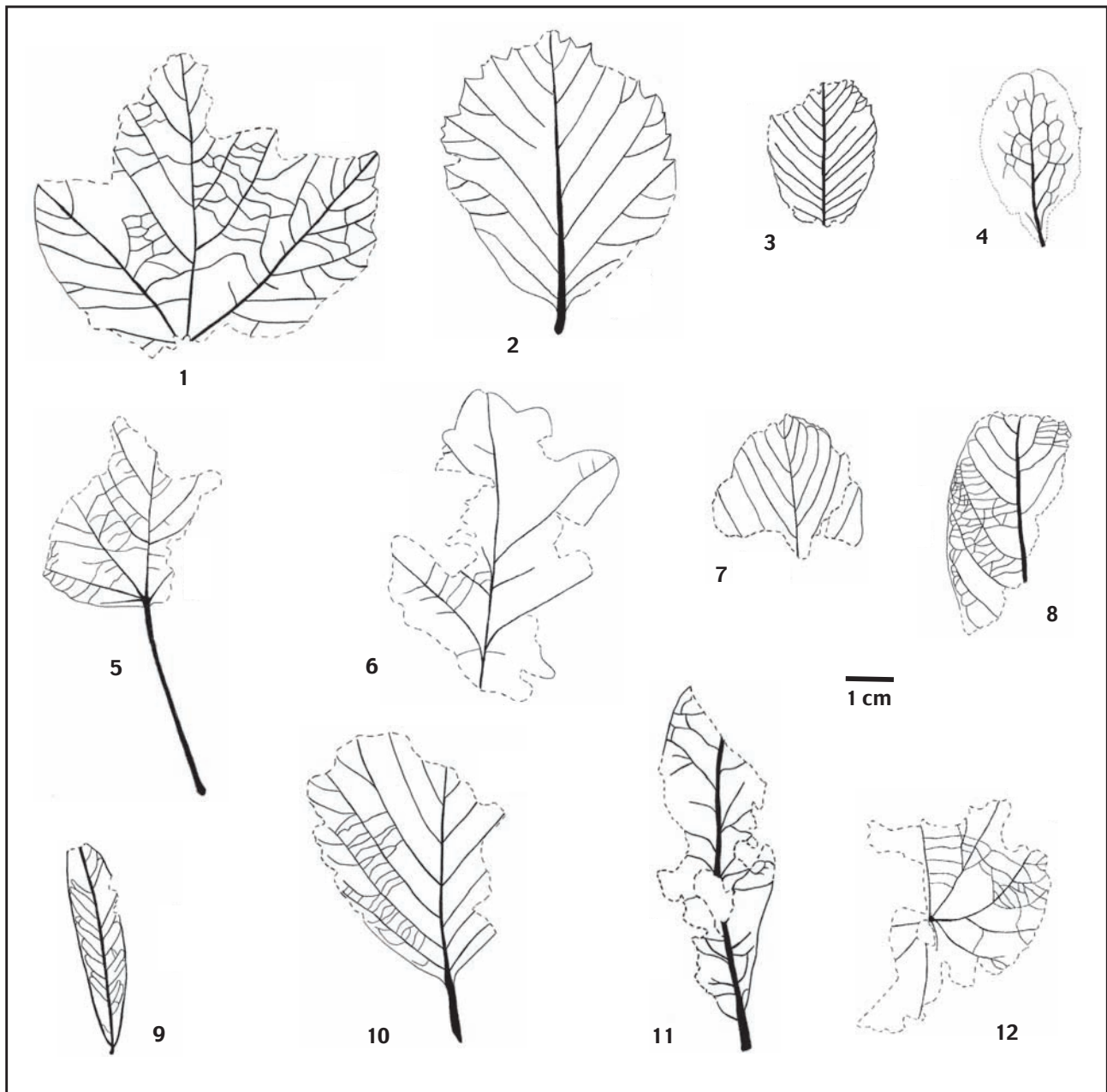
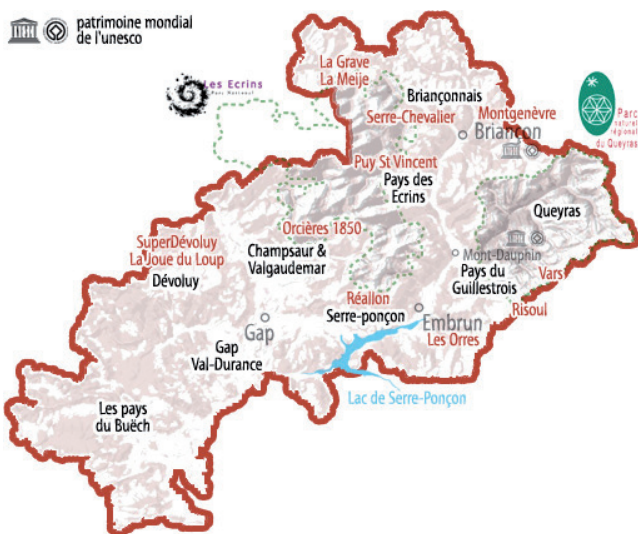


Figure 4 - Feuilles fossiles du travertin de Mouresse. 1 : *Acer opalus* ; 2 : *Alnus glutinosa* ; 3 : *Amelanchier ovalis* ; 4 : *Berberis vulgaris* ; 5 : *Populus alba* ; 6 : *Quercus pubescens* ; 7 : *Rhamnus alpina* ; 8 : *Salix caprea* ; 9 : *Salix purpurea* ; 10 : *Sorbus aria* ; 11 : *Tilia sp.* ; 12 : *Vitis vinifera* subsp. *sylvestris*.

3^{ème} jour 23 juin

LE DOMAINE MONTAGNARD ALPIN DES HAUTES VALLÉES DU QUEYRAS (point 6)

Les formations travertineuses de la Vallée de l'Aigue Agnelle :
séquence géobotanique holocène d'altitude (2400 m)



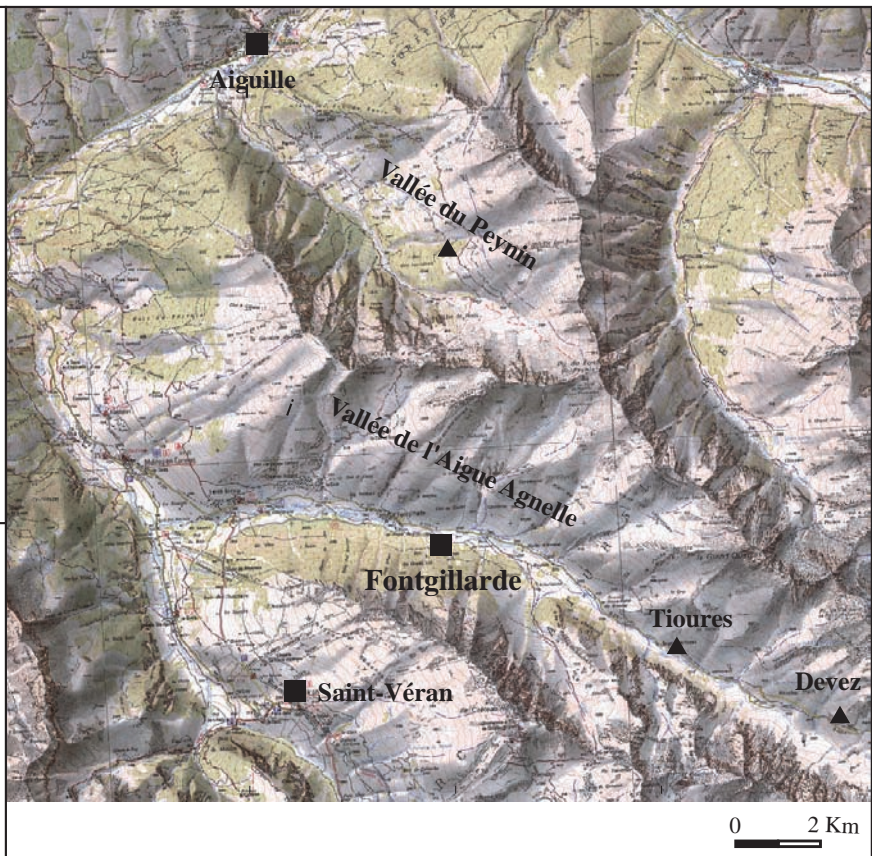
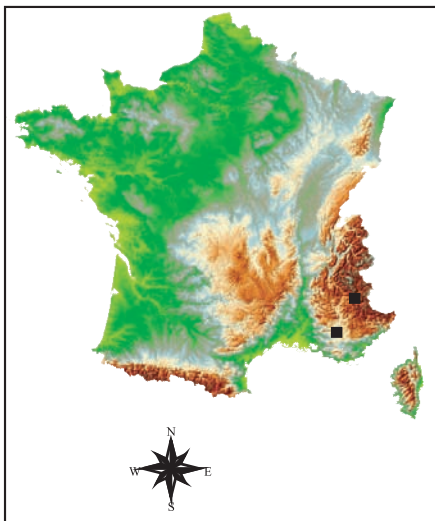
LE DOMAINE ALPIN DES HAUTES VALLÉES DU QUEYRAS

Les agglomérations d'Embrun et de Guillestre, avec la place forte de Mont-Dauphin, sont établies sur de vieilles terrasses alluviales qu'entaillent la Durance et son affluent le Guil. Ces alluvions, consolidées en poudingue, ont été déposées à une époque intermédiaire entre les deux dernières glaciations quaternaires. Elles ont été recouvertes par des dépôts glaciaires de la glaciation la plus récente, qui tapissent largement les pentes dominant ces villes.

La place forte de Mont-Dauphin construite par Vauban à partir de 1693 était avant tout destinée à verrouiller les accès des vallées de la haute Durance et du Guil. Le nom de Mont-Dauphin a été nommé en référence au Grand-Dauphin, le fils aîné du roi de Louis XIV, la place forte étant située dans le Dauphiné.

Après Guillestre l'accès au Queyras passe par une route taillée dans une falaise rive gauche du Guil, 200 m à la verticale du torrent. À partir de la Maison du Roy, la route reste encaissée au fond d'une combe avec des versants très raides voire de véritables parois au défilé de la Chapelue. Nous sommes ici dans le Queyras calcaire, véritable barrière naturelle responsable de l'isolement du Queyras pendant des siècles. Cette première partie du massif est constituée de roches sédimentaires dont des calcaires, des dolomies, mais aussi des marnes et des grès, qui appartiennent à la nappe de charriage de la « zone Briançonnaise ».

Le verrou glaciaire de Château-Queyras qui barre la vallée du Guil a été utilisé dès le XI^e siècle pour y implanter un château. La construction actuelle mêle les tours et donjon carré du XIV^e siècle avec un dispositif à la Vauban. Ce fort servait alors d'avant-poste destiné à retarder l'ennemi pour donner aux places de Mont-Dauphin et de Briançon le délai nécessaire aux préparatifs de défense. Après Château-Queyras, les reliefs se font plus doux et le paysage s'ouvre. Cette partie orientale du massif est essentiellement formée de « schistes lustrés » et de calcschistes (nappe de la « zone piémontaise ») d'où émergent, surtout dans la partie la plus orientale, quelques massifs d'ophiolites. Il s'agit de roches sombres, comme le basalte ou le gabbro, souvent métamorphisées, et d'une couleur verdâtre. Plus dures, elles forment les principaux sommets comme le Mont Viso.



- ▲ Système travertineux
- Village

Figure 1

Les formations travertineuses d'altitude (2400 m) de la Vallée de l'Aigue Agnelle : séquence géobotanique holocène

par
Ali A. Adam

Introduction et cadre conceptuel

Les travaux les plus anciens sur les travertins remontent au XIX^e siècle. Ces formations sédimentaires, formées de divers faciès calcaires (ou travertineux), détritiques et organiques (tourbes) constituent des systèmes travertineux (Vaudour, 1986 ; Magnin *et al.*, 1991 ; Guendon, *in* Riser, 1999). Les empreintes végétales qu'ils renferment ont permis les premières observations sur les paléovégétations quaternaires (Saporta, 1860, 1867 ; Planchon, 1864 ; Fliche, 1904).

En dehors des pollens essentiellement présents dans les niveaux tourbeux peu fréquents, d'autres restes végétaux abondent dans les autres faciès. Les faciès travertineux comportent des empreintes de feuilles, fruits, cônes, aiguilles, troncs, branches ou brindilles, etc. tandis que les faciès détritiques renferment des charbons de bois. Cependant, malgré leur richesse et diversité en macrorestes végétaux, les systèmes travertineux restent peu pris en compte par les paléobotanistes. En France, nous pouvons citer Farizier (1980) et l'ATP-PIREN (Action Thématique Programmée - Programme Interdisciplinaire de Recherche sur l'Environnement), codirigée par J.-L. Vernet et J. Vaudour en 1990, comme principaux travaux où les macrorestes végétaux (principalement des empreintes) contenus dans des systèmes travertineux ont été étudiés afin de reconstruire des paléovégétations holocènes. Cependant, dans ces travaux antérieurs, les empreintes végétales récoltées ont été étudiées dans leur ensemble, et très rarement selon une chrono-stratigraphie (niveau par niveau) qui aurait permis une approche diachronique de l'évolution des paysages. Par ailleurs, les charbons de bois, qui abondent dans certains systèmes étudiés, ont été peu analysés.

À partir de l'étude de systèmes travertineux holocènes des domaines subalpins (Queyras, Hautes-Alpes) du Sud-Est de la France, notre démarche se propose de caractériser les paléopaysages qui se sont succédés autour de ces dépôts. Dans cette optique, conjointement à l'analyse paléobotanique menée, niveau par niveau, sur les empreintes végétales et les charbons de bois, des études sédimentaires et géomorphologiques des différents dépôts ont été réalisées afin de caractériser la signification paléoenvironnementale des divers faciès observés. Couplée à des datations au radiocarbone (¹⁴C : charbon de bois et/ou faciès travertineux) ou à l'Uranium/Thorium (faciès travertineux), cette double approche constitue notre méthode d'analyse de l'organisation spatio-temporelle des paléopaysages des sites étudiés. Nous la qualifions d'analyse géobotanique séquentielle.

Caractéristique de la zone d'étude

Les systèmes travertineux étudiés sont localisés entre 2000 et 2300 m d'altitude dans le massif du Queyras (Hautes-Alpes, France), plus précisément dans les vallées de l'Aigue Agnelle et du Peynin (Fig. 1). Ce sont des édifices de petites dimensions (quelques dizaines de mètres de large, sur quelques mètres d'épaisseur maximum). Ces systèmes se sont formés à l'aval de petites sources naissant sur les versants sud des vallées. Dans le Queyras, le substratum de ces dépôts est essentiellement constitué par la formation dite des « schistes lustrés » et par des accumulations morainiques. Les eaux qui alimentent ces systèmes travertineux traversent des formations gypseuses triasiques et/ou des calcschistes crétacés en écailles dans les schistes lustrés (Brotto, 1986).

La vallée de l'Aigue Agnelle présente deux grands ensembles de systèmes travertineux fossiles et actifs : celui de la bergerie des Tioures à 2200 m d'altitude et celui du torrent du Devez vers 2300 m. Les formations fossiles des Tioures sont plus moins disloquées par des phénomènes de solifluxion. Elles ne présentent que des faciès travertineux très indurés et les marques de diagenèse (dissolution et reprécipitation des carbonates) y sont abondantes notamment sous forme de stalactites et de planchers stalagmitiques, développés dans des cavités intra-travertineuses. Les systèmes du Devez ne sont pas soliflués et sont situés proches des exurgences actuelles. Au niveau du fond de la vallée, ils recouvrent des formations alluviales. Cet ensemble travertineux est formé de séquences comprenant des faciès construits, crayeux et détritiques et présentant peu de diagenèse.

La vallée du Peynin (non visitée) est distante de 5 Km de celle de l'Aigue Agnelle. Les systèmes étudiés sont situés entre 2000 et 2100 m d'altitude (Peynin et Pra Chin). Ils présentent plus moins les mêmes caractéristiques que les séquences travertineuses du Devez.

La végétation dans le massif du Queyras est majoritairement composée dans sa strate arborée par trois espèces de conifères : *Pinus cembra* (arolle), *Pinus uncinata* (pin à crochets) et *Larix decidua* (mélèze). *Pinus cembra* présente des peuplements très fragmentés et les populations homogènes sont rares. *Larix decidua* est dominant dans les formations forestières du Queyras. Cette espèce qui ne germe que sur des sols nus, indique des ouvertures récurrentes du milieu. En ce qui concerne *Pinus uncinata*, son développement dans l'étage subalpin semble être entravé par la présence de ces deux espèces (Rameau *et al.*, 1993). Ce taxon se développe généralement dans les zones rocailleuses et dans des milieux où les deux autres espèces sont peu présentes.

Analyse géobotanique séquentielle des systèmes travertineux

L'analyse morpho-sédimentaire

L'analyse morpho-sédimentaire consiste tout d'abord à appréhender : (1) le contexte géomorphologique local et régional (mouvements de versants, processus d'érosion, glissements de terrain, terrasses et dynamique alluviales), (2) la place des édifices étudiés dans ce contexte et (3) les relations entre les différentes formations travertineuses (emboîtement et passages latéraux). On obtient ainsi, d'une part, une chronologie relative des édifices qui permet d'orienter l'échantillonnage des macrorestes végétaux (empreintes végétales et charbons de bois) et, d'autre part, une première approche des conditions paléoenvironnementales locales et de leur évolution.

À cela s'ajoute l'analyse et l'interprétation des différents faciès sédimentaires en tant que marqueurs de la dynamique des versants, de l'évolution des systèmes

hydrographiques associés et du contexte bioclimatique local. Ces données sont confrontées aux résultats paléobotaniques obtenus. L'ensemble des analyses effectuées sur différents systèmes travertineux nous ont permis de dresser une typologie des divers faciès observés et de leur conditions de dépôt (Fig. 2a 1-2).

- Les faciès construits résultent de l'accumulation de tapis algo-bactérien calcigène. Ce sont soit des faciès laminés, stromatholiques, qui correspondent à un empilement régulier de ces tapis ou des faciès plus ou moins vacuolaires à débris de végétaux (feuilles, aiguilles, cônes, troncs, brindilles, mousses...) dont la morphologie dépend du support sur lequel ces tapis se développent. Ces faciès sont généralement associés à des milieux de forte hydrodynamisme.

- Les faciès crayeux sont des faciès meubles généralement blanchâtres, liés à la précipitation de fines particules carbonatées (Geurts, 1976). Ils peuvent être plus ou moins lités et contenir des concrétions oncolithiques ou/et de petits débris végétaux encroûtés. Ces dépôts correspondent généralement à des conditions hydrodynamiques faibles de type palustre ou lacustre, et peuvent être associés à des niveaux organiques (tourbes).

- Les faciès micro-bréchiques ou gélifractés sont à l'origine des faciès construits laminés, micro-fracturés au fur et à mesure de leur dépôt par des alternances de gel/dégel (Fort, 1981 ; Mlakar *et al.*, 1999). Les fragments de travertins qui en résultent peuvent subir un déplacement gravitaire de courte distance (quelques mètres), et sont l'objet d'une cimentation calcitique synsédimentaire donnant des faciès micro-bréchiq. L'analyse des formations actuelles et sub-actuelles des régions montagneuses montrent que ces faciès se développent dans des zones dépourvues de couverture forestière (Fig 2b). Les dépôts actifs sous couverts forestiers ne présentent pas ce type de faciès. La forêt semble jouer un rôle protecteur vis-à-vis de l'alternance du gel/dégel. Ces faciès sont donc symptomatiques de milieux ouverts et sont généralement dépourvus de restes végétaux d'espèces ligneuses.

- Les faciès travertino-détritiques sont des faciès travertineux variés associés systématiquement à des phases détritiques allochtones (argiles, limons et cailloutis) pouvant contenir des charbons de bois. Ce sont également des sables à débris de travertins issus de l'érosion et du remaniement partiel des dépôts travertineux en formations en amont. Dans ce cas précis, le bilan précipitation /érosion est plus ou moins en équilibre. Le dépôt de ces faciès indique des érosions de faible intensité qui n'arrêtent pas totalement l'accumulation travertineuse. Ces faciès dénotent des milieux fragilisés ou naturellement sensibles.

- Les faciès détritiques sont des faciès argileux, sableux, caillouteux (éléments du substrat avec fréquemment des

rendent l'identification des empreintes foliaires assez complexe. Malgré tout, les différentes caractéristiques morphologiques conservées sur les spécimens analysés permettent généralement, après description et multiples comparaisons, une identification à l'espèce.

Le nombre et la fragmentation des échantillons récoltés ne permettent que rarement une interprétation des résultats fondée sur l'évolution chronologique des fréquences relatives de chacune des espèces identifiées (approche qualitative et quantitative). Habituellement les

Figure 2a 1 : Caractéristiques des principaux faciès sédimentaires travertineux



1. Roquevaire (Bouches-du-Rhône, France) : faciès travertineux à mousses



2. Roquevaire (Bouches-du-Rhône, France) : faciès travertineux laminé (stromatolithique)



3. Grand Puy (Val Troncea, Italie) : faciès travertineux laminé (stromatolithique)



4. Tioures (Hautes-Alpes, France) : faciès travertineux à empreinte de tronc d'arbre



5. Serre de Montdenier (Alpes-de-Haute-Provence, France) : faciès travertineux à empreintes de feuilles



6. Cristillan (Hautes-Alpes, France) : faciès travertineux à empreintes d'aiguilles de *Pinus* type *sylvestris*



1. Roquevaire (Bouches-du-Rhône, France) : faciès crayeux



2. Bergerie des Tioures (Hautes-Alpes, France) : faciès géli fracté



3. Peynin (Hautes-Alpes, France) : faciès travertino-détritique



4. Devez (Hautes-Alpes, France) : faciès détritique à charbons de bois



5. Peynin (Hautes-Alpes, France) : faciès détritique à charbons de bois



6. Serre de Montdenier (Alpes-de-Haute-Provence, France) : faciès détritique

Figure 2a 2 : Caractéristiques des principaux faciès sédimentaires travertineux et détritiques (suite)

fragments de travertins remaniés) où les charbons de bois sont généralement abondants. Ces faciès suivent fréquemment des périodes d'incisions ou de glissements de terrain. Ils sont le résultat d'érosions importantes sur les versants, d'origine climatique et/ou anthropique, et souvent associées à des périodes de feux. Ces dépôts perturbent durablement de l'accumulation travertineuse et révèlent des épisodes de crises morpho-sédimentaires.

- Les marqueurs d'incision et de glissement de terrain : ce type d'évènement morpho-sédimentaire se distingue par des discordances stratigraphiques, des emboîtements de formations récentes dans des plus anciennes ou par

des édifices disloqués par des glissements de terrain. Les lacunes de dépôts qui en découlent, traduisent des crises morpho-dynamiques majeurs, qui se produisent vraisemblablement dans des milieux instables, fragilisés par exemple par des variations climatique brutales ou/ et des pressions anthropiques fortes.

L'analyse paléobotanique

Les empreintes végétales

Les spécimens récoltés sont dégagés à l'aide d'un petit burin, d'un marteau et d'une fraise de dentiste, puis dessinés à la loupe binoculaire équipée d'une « chambre

La formation travertineuse étudiée est un système encore actif se situant dans les Hautes-Alpes du sud à 1340 m d'altitude (Château Queyras) dans une forêt composée majoritairement de pins sylvestre (*Pinus sylvestris*) et de mélèzes (*Larix decidua*). C'est un système travertineux de type source où l'on observe la coexistence de plusieurs faciès : (a) gélifratés, (b) à mousses et laminés. Les faciès gélifratés qui sont une forme d'altération des faciès travertineux laminés sont abondants dans la zone centrale du système qui est totalement déboisée. Les faciès à mousses sont situés à la lisière et à l'intérieur des zones boisées. Au niveau de ces faciès à mousses, on note la mise en place de gours et de vasques où des aiguilles, des cônes, des branches et brindilles sont en cours de concrétionnement (fossilisation). Les faciès gélifratés semblent donc associés à un milieu ouvert et les faciès à mousses contenant des débris de végétaux à un milieu plus ou moins fermé (forestier). La végétation semble jouer un rôle protecteur vis à vis du processus de gélifraction responsable de l'altération du travertin. Dans les zones dépourvues d'une couverture forestière l'alternance de gel-dégel a pour conséquence la fragmentation du travertin. Les faciès gélifratés sont assez fréquents dans les formations travertineuses actives d'altitude qui sont situées dans les zones ouvertes (Fort, 1981; Mlakar *et al.* 1999).



a) faciès gélifraté dans la zone dépourvue de couverture forestière.



b) faciès à mousses localisés en lisière (à gauche) et à l'intérieur de la zone boisée (à droite)



Figure 2b : Un faciès particulier des travertins d'altitude : le faciès gélifraté

claire ». L'identification est réalisée sur la base des différents caractères morphologiques discriminants que sont, par exemple, la forme, la marge, l'apex et la nervation chez les feuilles, le mucron et l'apophyse chez les cônes. Les collections de divers restes végétaux

(Herbiers de l'Institut de Botanique de Montpellier et de l'UMR 5059) et les ouvrages systématiques (Cronquist, 1981; Rameau *et al.*, 1989, 1993 ; Blamey et Grey-Wilson, 1991) sont indispensables dans cette démarche de détermination taxinomique. L'absence de clé d'identification des espèces ligneuses basée sur les caractères morphologiques des feuilles et les problèmes de polymorphisme et de convergence de forme,

paléoflores des systèmes travertineux sont interprétées qualitativement (Saporta, 1867 ; Planchon, 1864 ; Fliche, 1904 ; Farizier, 1980 ; Roiron, 1988). De cette approche, on obtient une liste floristique sans aucune information sur le statut écologique (dominante/subordonnée) des espèces en présence. Lorsque les travertins sont riches en empreintes, une approche qualitative et quantitative est réalisable. En effet, dans ces gisements, un dénombrement des espèces identifiées permet une étude diachronique de la dynamique de végétation le long des séquences stratigraphiques (Ali *et al.*, 2003).

Les charbons de bois

Les charbons de bois inclus dans les faciès détritiques des systèmes travertineux sont extraits par un système de tamisage à l'eau avec une colonne de tamis à mailles différentes (5 et 2 mm). La carbonisation préserve les structures anatomiques tri-dimensionnelles des essences ligneuses (Beal *et al.*, 1974). L'observation de ces différents caractères anatomiques au microscope photonique à réflexion permet une identification taxinomique des charbons de bois basée sur leur comparaison avec des collections de référence de bois actuels carbonisés et sur la consultation d'ouvrages xylogiques (Greguss, 1955, 1959 ; Jacquot, 1955 ; Jacquot *et al.*, 1973 ; Schweingruber, 1990 ; Vernet *et al.*, 2001).

L'abondance en restes carbonisés dans les systèmes travertineux permet de mettre en place une étude qualitative (présence/absence des taxons) couplée à une approche quantitative (fréquence relative des taxons identifiés) afin d'interpréter les assemblages carbonneux récoltés. Ce type d'étude (qualitative et quantitative) est couramment employé en anthracologie archéologique (voir notamment Heinz, 1988 ; Figueiral, 1990 ; Chabal, 1991, 1997) et accessoirement, en pédoanthracologie (Tardy, 1998).

Résultat

L'ensemble des dépôts travertineux du Queyras (Aigue Agnelle et Peynin) nous ont permis de dresser une séquence géobotanique synthétique allant de 9800 BP (U/Th) à 1700 cal BP (Fig. 3 et 4). D'un point de vue sédimentaire, cette séquence montre des faciès

travertineux et travertino-détritique, alternant avec des épisodes détritiques et des phases d'incision marquées par des lacunes d'importantes.

Les Tioures (Fig. 5 et 6)

Ce système travertineux est formé des faciès travertineux très indurés. Il contient dans le niveau 6 daté par U/Th à 9800 ± 100/-200 BP, de nombreuses empreintes de cônes de *Pinus uncinata* et des aiguilles réunies par deux appartenant probablement à cette espèce. Des empreintes de feuilles de *Betula* cf. *pubescens*, de *Populus tremula*, de *Salix cinerea*, et de *Salix* sp. ainsi que de troncs d'environ 30 cm de diamètre sont également présentes. L'absence de niveaux détritiques dans ce système travertineux indique des conditions environnementales plutôt stables lors du dépôt. La couverture forestière était alors relativement bien développée, avec des individus érigés, matérialisés par la présence des empreintes de troncs (Ali *et al.*, 2002).

Ces résultats sont assez surprenants compte tenu de l'altitude (2200 m) et de l'âge du travertin (*ca* 9800 BP). En effet, d'après les données palynologiques régionales de Fauquette et Talon (1995) et de Nakagawa *et al.* (2000), la limite supérieure des arbres était, à cette période, en dessous de 2100 m d'altitude. Par ailleurs, les auteurs indiquent que cette altitude ne fut atteinte par des arbres qu'aux alentours de 8940 cal BP et uniquement par des angiospermes tels que *Betula* sp. Les conifères tels que *Larix decidua* et *Pinus cembra* ne sont perçus vers 2200 m qu'aux alentours de 7260 et 6380 cal. BP respectivement. Ces résultats mettent en évidence une différence de près de 2600 ans entre les enregistrements polliniques régionaux et les macrorestes végétaux contenus dans le système travertineux des Tioures 1.

En Europe du Nord, on connaît des divergences du même type entre des données issues de macrorestes, en l'occurrence des troncs subfossiles, et celles provenant d'analyses polliniques (Kullman, 1992, 1998, 2000). Tout porte à croire que les analyses polliniques révèlent préférentiellement la limite des arbres producteurs de pollen comme l'ont déjà signalé Carcaillet *et al.* (1998). Sachant qu'à la limite des arbres (= limite potentielle de développement des espèces ligneuses), les individus se reproduisent essentiellement par voie végétative

Figure 3

Sites	Echantillons	Matériels	Méthode de datation	N° labo	Age radiocarbone (BP)	Age calibrés (BP) ^a	Ecart-type à 2σ
Aigue Agnelle	Tioures 1	calcite	U/Th	C-6644	9800 ± 200	calendaire	-
Aigue Agnelle	Dev 2 L. 4	calcite	U/Th	C-6647	4300 ± 100	Calendaire	-
Aigue Agnelle	Dev 2 L. 6	charbon de bois	¹⁴ C	AA-12765	3540 ± 100	3785	4090 - 3625
Aigue Agnelle	Dev 3 L. 2	charbon de bois	¹⁴ C	AA-11799	7605 ± 140	8391	8663 - 8146
Aigue Agnelle	Dev 5A L. 3	charbon de bois	¹⁴ C	AA-11800	5655 ± 70	6425	6570 - 6299
Aigue Agnelle	Dev 5B L. 4	charbon de bois	¹⁴ C	AA-11801	1785 ± 75	1709	1871 - 1538
Aigue Agnelle	Dev 5C L. 2	charbon de bois	¹⁴ C	AA-54499	5620 ± 45	6400	6454 - 6305
Aigue Agnelle	Dev 6 L. 2	charbon de bois	¹⁴ C	AA-11930	2915 ± 70	3075	3264 - 2868
Peynin	Pra chin L. 4	charbon de bois	¹⁴ C	AA-54500	7420 ± 50	8200	8352 - 8155
Peynin	P. L. 1	charbon de bois	¹⁴ C	AA-11931	4080 ± 105	4560	4844 - 4346
Peynin	P. L. 2	charbon de bois	¹⁴ C	AA-12285	3965 ± 95	4418	4650 - 4147
Peynin	P. L. 3	charbon de bois	¹⁴ C	AA-12286	3630 ± 200	3949	4447 - 3466
Peynin	P. L. 4	charbon de bois	¹⁴ C	AA-12284	3165 ± 150	3379	3702 - 2953

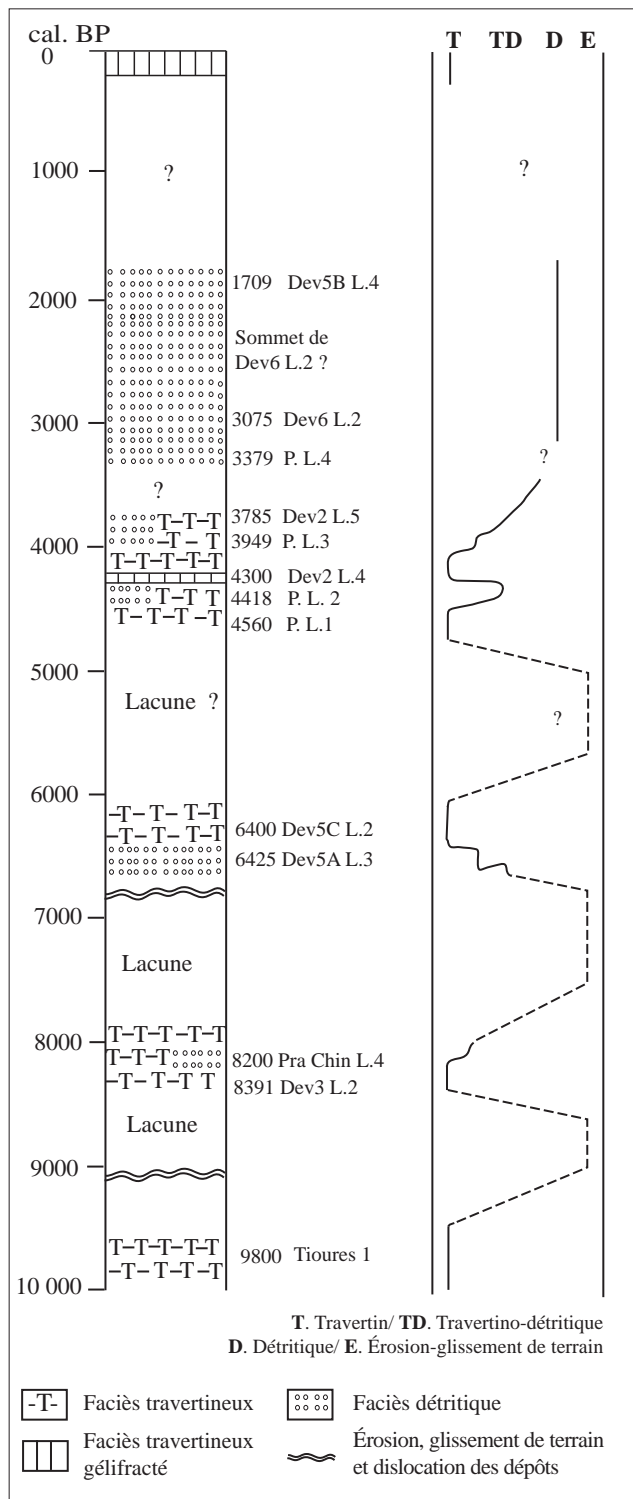


Figure 4 : Log-synthétique morpho-sédimentaire des différentes séquences travertineuses du Queyras (P=Peynin; Dev=Devez).

(Tranquilini, 1979 ; Arquillère, 1986 ; Kullman, 1992), les enregistrements polliniques ne peuvent pas ou ne peuvent que difficilement détecter ces individus. En d'autres termes, la caractérisation de la limite supérieure des arbres durant l'Holocène nécessite de préférence la mise en place d'approches paléobotaniques indépendantes de la production en pollen des arbres, telles que celle de l'étude de macrorestes végétaux contenus dans les travertins ou dans les sols (charbons de bois) (Ali *et al.*, 2003).

Les formations du torrent du Devez et de Pra Chin

Après une première phase d'incision et de glissement de terrain, difficile à positionner chronologiquement, se développe de nouveaux ensembles travertineux (les formations du torrent du Devez et de Pra Chin). Ces ensembles débutent par des faciès travertineux contenant des macrorestes de *Pinus cembra* sous forme d'empreintes d'aiguilles (Devez 5A niv. 2). Aux alentours de 8391/8200 cal. BP se met en place un faciès travertino-détritique à charbons de bois, dont les analyses montrent la prédominance de *Pinus cembra* (Dev 3 L. 2 et Pra Chin L. 4).

Après cette seconde phase d'accumulation travertineuse, une deuxième crise morpho-sédimentaire se produit, marquée par des glissements de terrain, des incisions et, vers la fin, par le dépôt de matériel détritique. L'analyse anthracologique des charbons bois associés à ce dépôt détritique (Dev5A L. 3 : 6425 cal. BP) montre que cf. *Larix decidua* s'était alors largement développé dans le milieu. Néanmoins, la présence dans l'assemblage charbonneux d'une quantité relativement importante de fragments de *Pinus cembra* pourrait révéler à cette date une régénération de la cembraie. Cette hypothèse est corroborée par le dépôt du faciès crayeux sus-jacents (Dev5A L. 4), contenant quelques charbons de bois, où *Pinus cembra* est prédominant. Par ailleurs, la date obtenue dans la séquence du Dev5C, qui est aux alentours de 6405 cal. BP, laisse supposer que cet épisode détritique fut relativement bref. La reprise de l'accumulation travertineuse matérialise le retour de conditions environnementales stables qui expliqueraient cette régénération de la pinède *Pinus cembra*.

Après une nouvelle lacune qui pourrait correspondre à une troisième crise morpho-sédimentaire, on note à 4560 cal BP, une phase d'accumulation travertineuse (P.L. 1) associée à une pinède à *Pinus cembra*. Par la suite, débute une période allant 4418 à 3779 marquée par des alternances relativement rapides de dépôt de faciès travertineux et de faciès détritique. Les analyses paléobotaniques montrent des formations végétales mixtes composées à la fois de *Pinus cembra* et de cf. *Larix decidua*. La présence d'un faciès gelifracté dans la séquence du Dev2 L. 4 daté de 4300 BP (U/Th) indique durant cette période des ouvertures locales et/ou momentanées du milieu.

Le sommet de la séquence (Dev6 L.2 et Dev5B L. 4) présente essentiellement des faciès détritiques contenant des horizons charbonneux. Aux alentours de 3075 cal. BP, les analyses anthracologiques montrent une formation végétale où cf. *Larix decidua* est dominant. Cette formation semble perdurer jusqu'à notre ère. En effet, on la retrouve aux alentours de 1709 cal BP dans la coupe du Dev5B L. 4. Durant l'époque moderne, d'autres événements entraîneront des

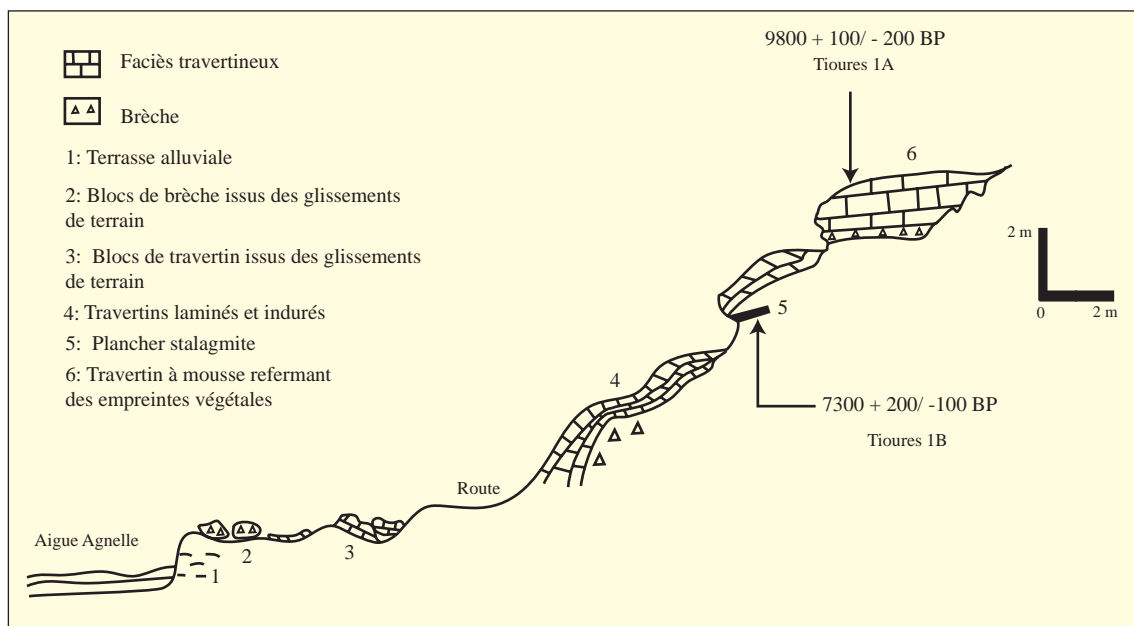
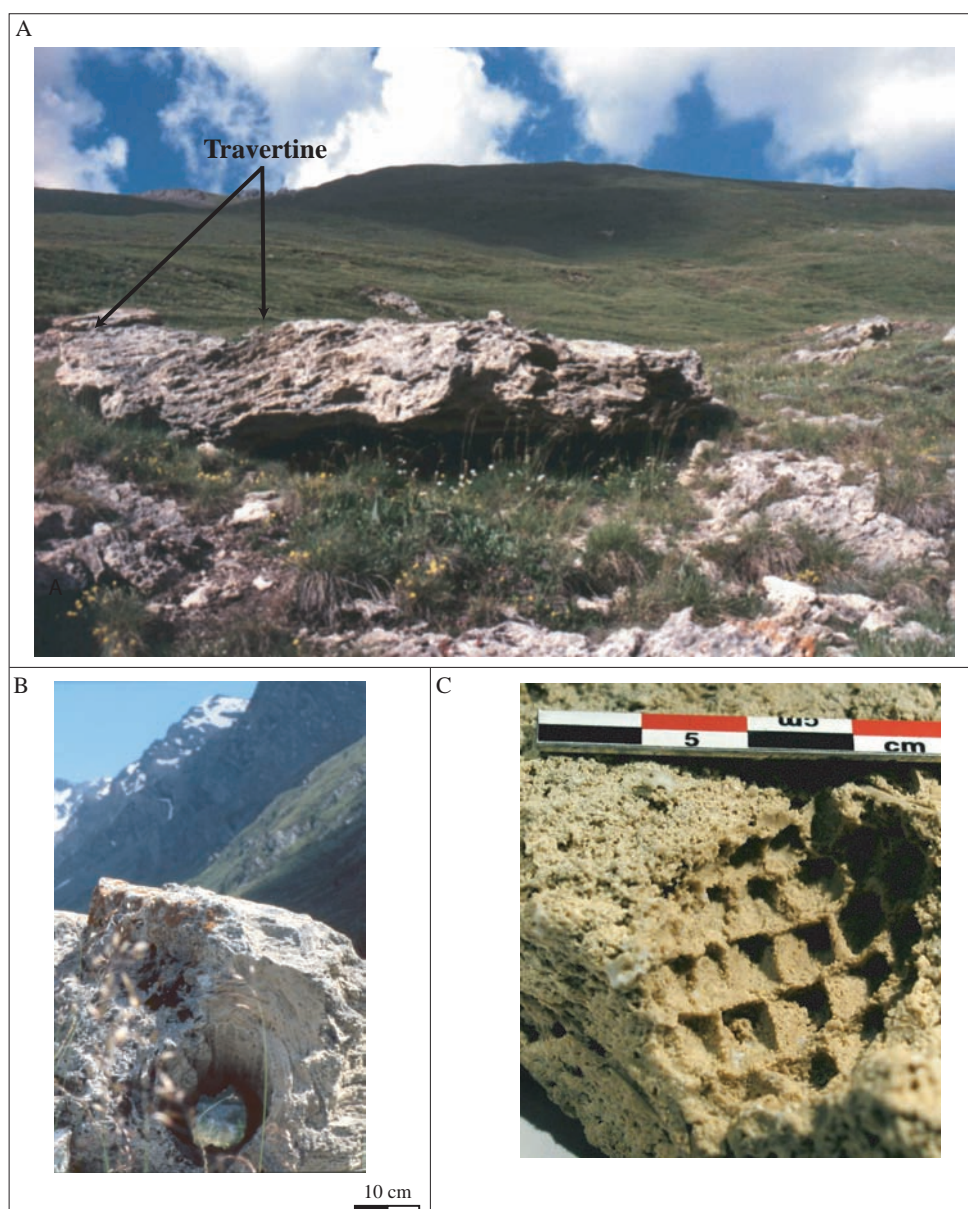


Figure 5 : Représentation schématique du système travertineux des Tioures

Figure 6 : (A) : Vue du sommet de la séquence travertineuse des Tioures ; (B) : Empreinte d'un tronc d'arbre (ø 30 cm) ; (C) : Empreinte d'un cône de *Pinus uncinata*.



déforestations importantes sur les versants sud des vallées, aboutissant aux pelouses agropastorales actuelles. Sur ces pelouses, la travertinisation se produit encore en donnant essentiellement des faciès laminés gélifractés, caractéristiques des milieux ouverts d'altitude. Dans les zones boisées qui persistent comme dans la vallée du Peynin la travertinisation s'exprime en donnant des faciès à mousse et/ou laminés.

Les charbons de bois : un enregistrement des paléoincendies et de leurs impacts sur les communautés végétales ligneuses

Les paléoincendies enregistrés au travers des charbons de bois extraits des séquences travertineuses peuvent avoir une origine naturelle (foudre et volcanisme) et/ou anthropique (agriculture, écobuage...). Dans les vallées de l'Aigue Agnelle et du Peynin, les analyses des différents niveaux charbonneux interstratifiés (Ali *et al.* 2005) mettent en évidence une dynamique forestière contrôlée par le régime des feux, depuis au moins 8400 cal. BP. La confrontation des résultats obtenus à partir de données paléoclimatiques (Magny, 1993, 2002 ; Dansgaard *et al.*, 1995, Magny *et al.*, 2003) et archéologiques (Ancel, 1997 ; Barge *et al.*, 1998 ; Barges, 2003 ; Leveau et Martinez, 2002) nous a permis d'émettre des hypothèses sur l'origine des paléofeux enregistrés.

Un modèle écologique caractérisant les réponses de la végétation aux rythmes des perturbations par le feu a été établi, mettant en évidence une compétition entre *Pinus cembra* et *Larix/Picea* pour la recolonisation de l'espace. Selon les critères anatomiques classiques il est difficile

voire impossible de distinguer *Larix decidua* de *Picea abies*. Néanmoins d'après les études paléogéographiques (Ravazzi, 2002), phytosociologiques (Ozenda, 1985 ; 1994 ; 2002) et palynologiques (de Beaulieu, 1977 ; de Beaulieu *et al.*, 1993 ; Kharbouch, 2000), *Picea* est quasiment absent de la végétation passée et actuelle des Alpes du Sud. Par conséquent, les charbons de bois examinés correspondent vraisemblablement à *Larix decidua*.

Le modèle élaboré indique que *Larix/Picea*, est un marqueur des zones à fortes perturbations par le feu. Ces taxons colonisent de préférence les milieux ouverts (Rameau *et al.*, 1993). Par opposition, le développement de *Pinus cembra* souligne des conditions environnementales stables, notamment une régression des paléoincendies.

Conclusion

L'approche géobotanique réalisée sur les systèmes travertineux des vallées de l'Aigue Agnelle et du Peynin, nous a permis de retracer la dynamique physique (érosion des sols glissement de terrain et incision...) et biologique (évolution de la végétation) de ces sites. Les différentes données obtenues montrent d'importants changements paysagers depuis au moins 10 000 ans. Les facteurs climatiques semblent joués un rôle prépondérant dans ces transformations jusqu'à environ 6500 ans avant notre ère, avant que l'Homme s'installe de façon semi-permanente dans le massif du Queyras et devienne un des acteurs des principales modifications du paysage observées actuellement.

BIBLIOGRAPHIE GÉNÉRALE

- AGUILAR J.-P., DUBAR M. & MICHAUX J. (1982).- Nouveaux gisements à rongeurs dans la formation de Valensole : La Tour près de Brunet d'âge Miocène supérieur (Messinien) et le Pigeonnier de l'Ange près de Villeneuve, d'âge pliocène moyen ; implications stratigraphiques.- *C.R. Acad. Sci.*, Paris, II, 295, pp. 745-750.
- ALI A. A., CARCAILLET, C., GUENDON, J.-L., ROIRON, P., TERRAL, J.-F. & QUINIF, Y. (2003).- The Early Holocene treeline in the southern inner French Alps: new evidence from plant imprints within travertine.- *Global Ecology and Biogeography* 12, pp. 411-419.
- ALI A. A. (2003).- *Les systèmes travertineux holocènes et la caractérisation des paléopaysages méditerranéens et subalpin (France) : une approche géobotanique séquentielle à haute résolution spatiale*.- Thèse de doctorat, Université Montpellier II, 39 p., plus annexes et documents.
- ALI, A.A., GUENDON, J.-L., TERRAL, J.-L., QUINIF, Y. & ROIRON P. (2002).- Végétation holocène et dynamique d'une forêt sub-alpine (Queyras, France) : étude géomorphologique et paléobotanique de formations travertineuses.- *Quaternaire*, 13 (1-2), pp. 70-78.
- ALI, A.A., ROIRON, P., GUENDON, J.-L., POIRIER, P. & TERRAL, J.-F. (2005).- Fire and vegetation pattern changes in the southern inner French Alps (Queyras Massif) during the Holocene: geomorphologic and charcoal analyses of travertine sequences.- *The Holocene*, 15, pp. 149-155.
- AMBERT P. (1997).- Travertins et dépressions fermées de piémont : paléoenvironnements et anthropisation des paysages du midi méditerranéen (G.D.R. 1058).- Colloque Hispano-Français « Milieux carbonatés continentaux », Séville, *Etudes de géographie physique*, Aix-en-Provence, supplément au n° XXVI, pp. 31-34.
- AMBERT P., GUENDON J.L. & QUINIF Y. (1989).- Découverte d'un site du Paléolithique inférieur dans les Grands Causses (Creissels-Aveyron) : contexte géologique et chronologique.- *C. R. Acad. Sci. Paris*, 308, II, pp. 63-69.
- ANCEL B. (1997).- Mines et carrières dans les Hautes-Alpes ; apports et évaluation des données du terrain.- *Mines and Speleology*, Proceedings of the 12th International Congress of Speleology, V. 3, Switzerland, pp. 245-248.
- ANDRIEU-PONEL V., PONEL P., JULL A.J.T., BEAULIEU J.-L. DE, BRUNETON H. & LEVEAU P. (2000).- Towards the reconstruction of the Holocene vegetation history of Lower Provence: two new pollen profiles from Marais des Baux.- *The Holocene*, 10, pp. 341-355.
- ARQUILLIÈRE S. (1986).- *Morphologie, croissance, reproduction végétative de l'épicéa (Picea abies (L.) Karst.) dans une zone de combat subalpine, massif du Taillefer, Alpes dauphinoises*.- Thèse de 3ème cycle, Université Scientifique et Médicale de Grenoble, France.
- AUDRA Ph. & HOFMANN B.A. (2004).- Les cavités hypogènes associées aux dépôts de sulfures métalliques (MVT).- *Le Grotte d'Italia*, 5, pp. 35-56.
- AUDRA Ph., BIGOT J.-Y. & MOCOCHAIN L. (2002).- Hypogenic caves in Provence (France). Specific features and sediments.- 10th International Karstological School "Types of karsts", *Acta Carsologica*, Ljubljana, vol. 31 (3), pp. 33-50.
- AUDRA PH., D'ANTONI-NOBECOURT J.C., & BIGOT J.Y. (2010).- Hypogenic caves in France. Speleogenesis and morphology of the cave systems. *Bulletin de la Société Géologique de France*, 181, pp. 327-335.
- BACHELET B. (1990).- *Muridés et Arvicolidés (Rodentia, Mammalia) du pliocène du Sud de la France ; systématique, évolution, biochronologie*. Thèse Montpellier 1, 199 p.
- BALLAIS J.L. & CRAMBES A. (1992). - Morphogénèse holocène, géosystèmes et anthropisation sur la montagne Sainte-Victoire.- Méditerranée, Aix-en-Provence, n°1.2, pp. 29-41.
- BALME C., CLAUZON G., DENIS M., DUBAR M., GIGOT P., GUENDON J.L., LEGAL S., LIOUVILLE M., MASSE J.P., MOUTIER L., NICOD J., NURY D., PHILIPPE M., SALESSE E. & TRIAT J.M. (1998).- Découverte géologique du Luberon.- guide et carte géologique au 1/100 000^{ème}, éditions BRGM, 180 p.
- BARBERO M., BONIN G., LOISEL R. & QUÉZEL P., (1990).- Changes and disturbances of forest ecosystems caused by human activities in the western part of the Mediterranean basin.- *Vegetatio*, 87, pp. 151-173.
- BARGE H. (2003).- *Saint-Véran, la montagne, le cuivre et l'homme*.- Actilia Multimédia, Theix, 83 p.
- BARGE H., ANCEL B., ROSTRAN P. & GUENDON J.-L. (1998).- La mine des Clausis à Saint-Véran (Hautes Alpes) : exploitation et aire de réduction du minerai de cuivre d'époque préhistorique.- In C. Mordant, M. Pernot et V. Rychner, édit., « *L'atelier du bronzier en Europe du XXe au VIIe siècle avant notre ère* ». Comité des travaux historiques et scientifiques, Actes du Colloque international Bronze 96, Paris, pp. 71-81
- BEAL F.C, BLANKENHORN P.R. & MORRE G.R. (1974).- Carbonized Wood-Physical properties and use a SEM preparation.- *Wood Science* 6 (3), pp. 212-219
- BEAULIEU de J.-L., (1972).- Analyse pollinique des tourbes émiennes de St. Paul-lez-Durance (B-du-Rh).- *Bull. AFEQ*, 3, pp. 195-205.
- BEAULIEU de J.-L., (1977).- *Contribution pollenanalytique à l'histoire Tardiglaciaire et Holocène de la végétation des Alpes méridionales françaises*.- Thèse Université Aix-Marseille 3, 358 p.

- BEAULIEU de J.L., KOSTENZER J., REICH K. 1993. Dynamique forestière holocène dans la haute vallée de l'Arve (Haute Savoie) et migration de *Abies* et *Picea* dans les Alpes occidentales. *Frestschrift Zoller. Dissertationes Botanicae* 196, pp. 397-398.
- BEAULIEU de J.-L., RICHARD H., RUFFALDI P. & CLERC J., (1994).- History of vegetation, climate and human action in the french Alps and the Jura over the last 15,000 years.- *Dissertationes Botanicae*, 234, pp. 253- 275.
- BEAUBAIS R. & CAZORLA A. (2002).- Analyse anthracologique préliminaire d'une séquence holocène dans le Grand Luberon (ravin du Mirail, Peypin d'Aigues, Vaucluse).- Maîtrise de biologie des populations et des écosystèmes dirigée par Talon B., Université Aix-Marseille III, 34 p.
- BERGER A.L. (1978).- Insolation signature of quaternary climatic changes.- In « Evolution des atmosphères planétaires et climatologie de la terre », Nice, pp. 233-247.
- BÉZES Ch. (1976).- Contribution à la modélisation des systèmes aquifères karstiques; établissement du modèle BEMER, son application à quatre systèmes karstiques du Midi de la France. *Mém. C.E.R.H.*, Montpellier, X, 1- 2, 137 p.
- BIQUAND D., DUBAR M. & SEMAH F. (1990).- Paleomagnetic Correlation of the Mediterranean Upper Neogene Biochronology and Villafranchian Vertebrate Sites of the Massif Central, France.- *Quaternary Research* 33 , pp. 241-252.
- BLACK, R.A. & BLISS, L.C. (1980).- Reproductive ecology of *Picea mariana* (Mill.) BSP., at treeline near Inuvik, Northwest Territories, Canada.- *Ecological Monographs* 50, pp. 331-354.
- BLAMEY M. & GREY-WILSON C. (1991).- *La flore d'Europe Occidentale*.- Arthaud, Paris, 554 p.
- BLAVOUX B., DUBAR, M. & DANIEL M. (1999).- Indices isotopiques (13C et 18O) d'un important refroidissement du climat à la fin du Pliocène au toit de la formation lacustre de Puimoisson (AHP, Fr).- *C.R. Acad. Sc. Paris*, section II (Sciences de la Terre), 329, pp. 183-188.
- BLAVOUX B., DUBAR, M. & DANIEL M. (2000).- Changements environnementaux à la transition Pliocène-Pléistocène sur le piémont subalpin d'après l'analyse des isotopes stables de la série travertineuse de Ségriès.- Actes du Colloque « La Montagne méditerranéenne ». *Etude de Géographie Alpine* , XXVIII, p. 33-40.
- BONIFAY M.F. (1961).- Etude des restes de Rhinocéros de Merck provenant de Meyrargues (B-du-R).- *Annales de Paléontologie*, 77-89.
- BONIFAY M.F. (1962).- *Recherches sur les terrains quaternaires dans le sud-est de la France*.- Delams, Bordeaux, 194 p., 48 fig., 9 tabl.
- BROTTO M. (1986).- Karst de gypse et accumulations de tufs en Queyras.- *Méditerranée*, 1-2, n° spécial " Travertins et évolution des paysages holocènes dans le domaine méditerranéen", pp. 118-125.
- BRUNETON H. (1999).- Evolution holocène d'un hydrosystème nord-méditerranéen et de son environnement géomorphologique. Les plaines d'Arles à l'interface entre le massif des Alpilles et le Rhône.- Thèse de Doctorat de Géographie Physique, Université de Provence, 363 p.
- CARCAILLET C., TALON B. & BARBERO M. (1998).- *Pinus cembra* et incendies au cours de l'Holocène, 300 m au-dessus de la limite actuelle des arbres dans les Alpes du nord-ouest.- *Écologie*, 29, pp. 277-282.
- Carte géologique de la France au 1/50 000, Pertuis, XXXII-43, (1970), BRGM, Orléans.
- CHABALL. (1991).- *L'Homme et l'évolution de la végétation méditerranéenne, des âges des métaux à la période romaine : recherches anthracologiques théoriques, appliquées principalement à des sites du bas Languedoc*.- Thèse de doctorat, Université de Montpellier II, 435 p.
- CHABAL L. (1997).- *Forêt et société en Languedoc (Néolithique final, Antiquité tardive), l'anthracologie, méthode et paléoécologie*.- Documents d'Archéologie française, Maison des Sciences de l'Homme, Paris, 189 p.
- CLAUZON G. (1979/1980).- Le canyon messinien de la Durance (Provence, France) : une preuve paléogéographique du bassin profond de dessiccation. *Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology*, 29, pp. 15-40.
- CLAUZON G. (1996).- Limites des séquences et évolution géodynamique.- *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, n°1, pp. 3-22.
- CLAUZON G. (1999).- L'impact des variations eustatiques du bassin de Méditerranée occidentale sur l'orogène alpin depuis 20 Ma.- Actes du Colloque « La Montagne méditerranéenne », *Etude de Géographie Alpine* , XXVIII, pp. 33-40.
- CLAUZON G. (1984).- Evolution géodynamique d'une montagne provençale et de son piémont : l'exemple du Luberon (Vaucluse, France).- *Revue Géographique des Pays du Sud Ouest.*, Montagnes et piémonts, pp. 428-442.
- CLAUZON G. & RUBINO J.-L. (1992).- Les Gilbert deltas pliocènes du Golfe du Lion et de la Mer Ligure : des constructions sédimentaires originales consécutives à la crise de salinité messinienne.- Livret guide de l'excursion Perpignan-Cessenon-Cadenet-Nice (26-29 juin 1992), Association des Sédimentologistes Français, 137 p.
- CLAUZON G., SUC J.P., AGUILAR J.P., AMBERT P., CAPPETTA H., CRAVATTE J., DRIVALINARI A., DOMENECH R., DUBAR M., LEROY S., MARTINELL J., MICHAUX J., ROIRON P., RUBINO J.L., SAVOYE B., & VERNET J.L. (1990).- Pliocene geodynamic and climatic evolutions in the French Mediterranean region.- *Paleontologia i Evolucio*, sp. Issue, 2, pp. 131-186.
- CLERC J., (1988).- *Recherches pollenanalytiques sur la paléoécologie tardiglaciaire et holocène du Bas-Dauphiné*.- Thèse Université Aix-Marseille 3, 180 p.
- COLIN J. (1966).- Inventaire spéléologique de la France, I, Département du Jura.- Editions du BRGM., 307 p.

- COMBES Ph. (1984).- *La tectonique récente de la Provence occidentale : microtectonique, caractéristiques dynamiques et cinématiques ; méthodologie de zonation tectonique et relations avec la sismicité.*- Thèse 3° cycle, Université Louis Pasteur, Strasbourg, 182 p.
- COUTEAUX M., (1982).- Recherches pollenanalytiques en Oisans : le plateau de Brande (Alpes d'Huez, Isère, France).- *Bulletin de la Société Royale de Botanique de Belgique*, 115, pp. 91-106.
- CRONQUIST A. (1981).- *An integrated system of classification of flowering plants.*- Columbia University press, New York, 1261 p.
- CURT T. & VERGNE V. (1991).- Remblaiements holocènes dans les hautes Cévennes méridionales (Aigoual – Lingas).- *Physio-géo*, 21, 1991, pp.67-77.
- DANSGAARD W., JOHNSEN S.J., CLAUSEN H.B., GUNDESTRUP N., HAMMER C.U., & TAUBER H. (1995).- Greenland paleo-temperature derived from the GRIP ice core.- In : « Frenzel B. (eds), Solar output and climate during the Holocene ». G. Fischer-Verlag, Stuttgart, pp. 35-50.
- DAVIS S.D., HEYWOOD V.H. & HAMILTON A.C. (Eds.) (1994).- *Centres of Plant Diversity. A Guide and Strategy for their Conservation.*- Vol. 1. Europe, Africa, South West Asia and The Middle East. WWF and IUCN, IUCN Publications Unit, Cambridge.
- DELANGE P. & GUENDON J.L. (1998).- Les phénomènes karstiques du «rocher» de St. Euchèr (Vaucluse, France), témoins de l'évolution géomorphologique en moyenne Durance depuis le Néogène.- *Etudes de géographie physique*, supplément au N° XXVII, Aix-en Provence, pp. 57-69.
- DUBAR M. & MAGNIN F. (1992).- Présence d'hélicelles (*Helicellinae*) dans le Pliocène du Midi de la France ; nouvelles données sur la dispersion du groupe au Pléistocène inférieur. Implications paléoclimatiques.- *Géobios*, 1992, n°25, fasc. 2, pp. 357-366
- DUBAR M. (1983).- *Stratigraphie des dépôts du Néogène supérieur et du Pléistocène du bassin de la moyenne Durance ; interprétations géodynamiques et paléogéographiques.*-Thèse d'Etat ès-Sciences, Marseille, 470 p.
- DUBAR M.(1984).- Chronologie et signification des dépôts continentaux du Néogène supérieur du bassin de Riez-Valensole (A.H.P., France).- *Bull. Soc. Géol. France* (7), t. XXVII, n°5, pp. 971-978.
- DUBAR M., AGUILAR J-P., CHALINE J., MICHAUX J. & SÉMAH F. (1998).- Données chronologiques (mammifères et magnétostratigraphie) sur le dépôts plio-pléistocènes au toit du bassin de Valensole; implications morphodynamiques.- *Géologie de la France*, n°1, 1998, pp. 57-68.
- DUBAR M., GUERIN C. & HEINTZ E. (1978).- Les nouveaux gisements villafranchiens du ravin de Cornillet (Moustiers Sainte-Marie, France) et leur contexte géologique. *Géobios* n° 11, fasc.3, pp. 367-381.
- DUBOIS P. & CURNELLE R. (1978).- Résultats apportés par le forage Les Mées 1 sur le plateau de Valensole (Alpes-de-Haute-Provence).- *CR Somm. S.G.F.*, fasc.4, pp. 181-184 .
- FARIZIER M. (1980).- *Recherches sur les macroflores des tufs quaternaires du Sud de la France.*- Diplôme EPHE (École pratique des Hautes-Études), Université de Montpellier II, 326 p.
- FAUQUETTE S. & TALON B., (1995).- Histoire de la végétation forestière d'un site du Briançonnais : le Lac de Cristol (Hautes-Alpes, France).- *C.R. Acad. Sci., Paris, Série II, Sciences de la Terre*, 321, pp. 255-262
- FIGUEIRAL I. (1990).- *Le Nord-ouest du Portugal et les modifications de l'écosystème, du Bronze final à l'époque romaine, d'après l'anthracanalyse.*- Thèse de doctorat, Université de Montpellier II, 203 p.
- FLICHE M.P. (1904).- Flores des tufs du Lautaret (Hautes Alpes) et d'Entraigues (Savoie).- *Bull. Soc. Géol. France*, 4 (4), pp. 387- 400.
- FORT M. (1981) .- Les travertins de Sambo (Himalaya Du Népal), un exemple de concrétionnement carbonaté en haute altitude.- *Mémoire AFK*, n° 3, Actes du colloque de l'AGF « formations carbonatées externes, tufs et travertins », pp. 79–88.
- GEURTS M.-A. (1976).- Formation des travertins de fond de vallée sous climat tempéré océanique.-)- *C.R. Acad. Sci., Paris*, 282, pp. 275-276.
- GIGOT (1982).- Carte géologique de la France. Notice de la feuille de Digne (1/50 000), BRGM, Orléans.
- GOGUEL J. (1932).- Description géologique du Luberon.- Bulletin du Service de Cartographie Géologique Française, n°186, tome XXXVI, Paris, 451 p.
- GOUVERNET C., GUIEU G. & ROUSSET C. (1971).- Provence, guides géologiques régionaux.- Masson, paris, 238 p.
- GREGUSS P. (1959).- *Holz-anatomie der europäischen Laubhölzer und Sträucher.*- Akadémiai Kiado, Budapest, 303 p.
- GREGUSS, P. (1955).- *Identification of living gymnosperm on the basis of xylotomy.*- Akadémiai Kiado, Budapest, 263 p.
- GRELLET B., COMBES PH., GRANIER TH. & PHILIP H. (1993).- Sismotectonique de la France métropolitaine dans son cadre géologique et géophysique.- *Mém. Soc. Géol. Fr.*, 164, 2 vol., 74 p., 19 planches h.t.
- GUERIN C. (1980).- Les Rhinocéros (Mammalia, Perissodactyla) du Miocène terminal au Pléistocène supérieur en Europe occidentale. Comparaison avec les espèces actuelles.- *Docum. Lab. Géol. Lyon*, 79, 1 à 3, 1185 p.
- HEINTZ E. & DUBAR M. (1982).- Place et signification des dépôts villafranchiens de Moustiers-Ségriès et faune de mammifères de Cornillet (Allpes-de Haute-Provence).- *Bull. Mus. Nat. Hist. Nat. Paris*, section C, pp. 363- 397.
- HEINZ C. (1988).- *Dynamique des végétations holocènes en Méditerranée Nord occidentale d'après l'anthracanalyse de sites préhistoriques : méthodologie et paléoécologie.*- Thèse de doctorat, Université de Montpellier II, 275 p.
- JACQUIOT C. (1955).- *Atlas d'anatomie de bois des conifères.*- Centre Technique du Bois, Paris, 135 p.

- JACQUIOT C., TRENARD Y., & DIROL D. (1973).- *Atlas d'anatomie des bois des Angiospermes*.- Centre Technique du Bois, Paris, 175 p.
- KHARBOUCH M. (2000).- Variations altitudinales de quelques taxons végétaux dans les Alpes du sud durant le Tardiglaciaire et l'Holocène.- *Quaternaire*, 11, pp. 231-242.
- KULLMAN L. (2000).- The geocological history of *Picea abies* in northern Sweden and adjacent parts of Norway. A contrarian hypothesis of postglacial tree immigration patterns.- *Geo-Öko*, 21, pp. 141-172.
- KULLMAN L. (1992).- The ecological status of grey alder (*Alnus incana* (L.) Moench) in the upper subalpine birch forest of the central Scandes.- *The New Phytologist*, 120, pp. 445-451.
- KULLMAN L. (1998).- The occurrence of thermophilous trees in the Scandes Mountains during the early Holocene: evidence for a diverse tree flora from macroscopic remains.- *Journal of Ecology*, 86, pp. 421-428.
- LAMB H.H. (1965).- The early medieval warm epoch and its sequel.- *Paleogeography* n°1, pp. 13-37.
- LEROY LADURIE E. (1983).- Histoire du climat depuis l'An Mil.- Paris, Flammarion, 2 vol., 287 et 254 p.
- LEVEAU Ph., & MARTINEZ J.M.P. (2002).- Occupation du sol et pastoralisme de la Préhistoire au Moyen Âge sur le versant sud des Alpes françaises.- *Bilan Scientifique SRA-PACA*, pp. 58-59.
- LEVEAU PH. & PROVANSAL M. (1993).- Occupation du sol et construction deltaïque : le delta de l'Arc.- In : LEVEAU Ph. & PROVANSAL M. (dir.) - Archéologie et environnement : de la Sainte Victoire aux Alpilles, travaux du Centre Camille Jullian n°14, Aix-en-Provence : Publications Université de Provence, pp. 467-483.
- MAGNIN F. (1991).- *Mollusques continentaux et histoire quaternaire des milieux méditerranéens (sud-est de la France, Catalogne)*.- Thèse de Doctorat, Université de Provence, 340 p.
- MAGNIN F., GUENDON J.L., QUINIF Y., ROIRON P. & THINON M. (1990).- Datation isotopique et étude des paléoenvironnements de la formation à travertins de la Papeterie Vasino (Meyrargues, B-d-R, France). Mise en évidence de deux périodes de réchauffement durant le Riss.- *C.R. Acad. Sci. Paris*, 310, II, pp. 1285-1292.
- MAGNIN F., GUENDON J.L., ROIRON P., THINON M. QUINIF Y. & EVIN J. (1988).- Les formations travertineuses de Meyrargues (B-du-R).- *Travaux URA 903 CNRS*, XVII, Aix-en-Provence, pp. 40-54.
- MAGNIN F., GUENDON J.L., VAUDOUR J. & MARTIN PH. (1991).- Les travertins : accumulations carbonatées associées aux systèmes karstiques, séquences sédimentaires et paléoenvironnements quaternaires.- *Bull. Soc. géol. Fr.*, 162, 3, pp. 585-594.
- MAGNY M., BÉGEOT C., GUIOT J., MAGUETA., & BILLAUD Y. (2003).- Reconstruction and palaeoclimatic interpretation of mid-Holocene vegetation and Lake-level changes at Saint-Jorioz, Lake Annecy, French Pre-Alps.- *The Holocene* 13 (2), pp. 265-275.
- MAGNY, M. (1993).- Solar influences on Holocene climatic changes illustrated by correlations between past lake-level fluctuations and the atmospheric 14C record.- *Quaternary Research*, 40, pp. 1-9.
- MAGNY, M. (2002).- Assessment of the impact of climate and anthropogenic factors on Holocene Mediterranean vegetation in Europe on the basis of palaeohydrological records.- *Paleogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 186, pp. 47-59.
- MARTIN S. (2004).- Caractérisation de l'anthropisation à l'Holocène en Provence et en Languedoc oriental par les mollusques terrestres.- Thèse d'Archéologie, Paris I, 428p.
- MARTY J. (1972).- Le pays d'Apt.- Alpes de Lumières, n°51, pp. 38-46.
- MEZRHAB A. (1991).- *Le système trevertineux du Grand-Vallat de Meyrargues (B-du-R)*.- Mémoire DEA, Aix-en-Provence, 80 p.
- MIRAMONT C. (1998).- Morphogenèse, activité érosive et détritisme alluvial holocène dans le bassin de la moyenne Durance (Alpes françaises).- Thèse de géographie, Université de Provence, 286 p.
- MLAKAR J.-L., DEGAUGUE F., LEROY S., GUENDON J.-L. & AMBERT P. (1999).- Les travertins de la Guisane (col du Lautaret, Hautes-Alpes, France) : caractères, datations et paléoenvironnement alpin holocène.- *Etude de géographie physique*. n° XXVIII, Actes du colloque «la montagne méditerranéenne », pp. 75-80.
- MULLER S.D., DAVID F. & WICHA S. (2000).- Impact de l'exposition et de l'anthropisation sur la dynamique forestière dans les Alpes du Sud (France).- *Géographie physique et Quaternaire*, 54, pp. 227-239.
- NAKAGAWA T. (1998).- *Etudes palynologiques dans les Alpes françaises centrales et méridionales : Histoire de la végétation tardiglaciaire et holocène*.- Thèse Université Aix-Marseille 3, 206 p.
- NAKAGAWA T., EDOUARD J.-L. & DE BEAULIEU J.-L. (2000).- A scanning electron microscopy (SEM) study of sediments from Lake Cristol, southern French Alps, with special reference to the identification of *Pinus cembra* and other Alpine *Pinus* species based on SEM pollen morphology.- *Review of Palaeobotany and Palynology*, 108, pp. 1-15.
- NEVIERE C. (1996).- Les systèmes travertineux du Serre de Montdenier (Alpes de Haute-Provence).- *Études Géographie Physique*, Aix-en-Provence, 25, pp. 31-34.
- NICOD J. (1981).- Formations carbonatées externes tufs et travertins.- Colloque Ass. Fr. Géogr., Paris, *Mémoire Ass. Fr. Karstologie*, n° 3, Aix-en-Provence, 216 p.
- NICOL-PICHARD S. & DUBAR M. (1988).- Reconstruction of late-glacial and holocene environments in southeast France based on the study of a 66-m long core from Biot, Alpes Maritimes.- *Vegetation History and Archaeobotany*, 7 (1), 11-15.
- NICOL-PICHARD S. (1986).- Analyse pollinique de sédiments associés à des travertins, Jouques (B.-du-Rh., France).- *Méditerranée*, 1-2, pp. 21-24.

- NICOL-PICHARD S. (1987).- Analyse pollinique d'une séquence tardi- et postglaciaire à Tourves (Var, France).- *Ecologia mediterranea*, 13 (1-2), pp. 29-42.
- ODGAARD B.V. (1999).- Fossil pollen as a record of past biodiversity.- *Journal of Biogeography*, 26 (1), pp. 7-17.
- 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 de Géographie Physique, Université de Provence U1, 357 p.
- OLLIVIER V., GUENDON J-L., ALI A., ROIRON P. & AMBERT P. (2006).- Evolution postglaciaire des environnements travertineux provençaux et alpins : nouveau cadre chronologique, faciès et dynamiques morphosédimentaires.- *Quaternaire* vol. 17 (2), pp. 51-67.
- OZENDA P (2002).- *Perspectives pour une géobiologie des montagnes*.- Presses Polytechnique et Universitaire Romandes, Lausanne.
- OZENDA P. (1985).- *La végétation de la chaîne alpine*.- Masson, Paris, 330 p.
- OZENDA P. (1994).- *Végétation du continent européen*.- Delachaux et Niestlé, Paris.
- OZENDA P., 1994.- *Végétation du Continent Européen*, Delachaux et Niestlé, Paris, 271 p.
- PALOC H. (1966).- Carte hydrogéologique de la France, région karstique nord-montpelliéraine. Notice explicative.- Mémoire BRGM, n°30, 207 p.
- PLANCHON G. (1864).- *Etudes sur les tufs quaternaires de Montpellier au point de vue géologique et paléontologique*.- Thèse, Paris, 76 p.
- POTHIN A. (2000).- *Impact de l'homme dans les milieux montagnards: Analyse pollinique de la séquence du Laux (alt.: 1108 m, Champsaur, Hautes-Alpes)*.- Mémoire DEA Université Aix-Marseille 3, 38 p.
- PROVANSAL M., BERTUCCHI L. & PELISSIER M. (1994).- Les milieux palustres de Provence occidentale, indicateur de la morphogénèse holocène.- *Z. Geomorph.N.F.* 38.2. Berlin, Stuttgart, pp. 185-205.
- QUÉZEL P. (1995).- La flore du bassin méditerranéen : origine, mise en place, endémisme.- *Ecologia mediterranea*, 21, pp. 19- 39.
- QUÉZEL, P., & MÉDAIL F. (2003).- *Ecologie et biogéographie des forêts du bassin méditerranéen*.- Elsevier, 571 p.
- RAMEAU J.C., MANSION D., DUME G., TIMBAL J., LECOINTE A., DUPONT P. & KELLER R. (1989).- *Flore forestière française, guide écologique illustré*.- Institut pour le Développement Forestier, Paris, 1785 p.
- RAVAZZI, C. (2002).- Late Quaternary history of spruce in southern Europe.- *Review of Palaeobotany and Palynology*, 2449, pp. 1- 45.
- RENAULT S., BOURHIS J.R., FOREST V., MAGNIN F., MARGARIT X., MISTROT V., THIÉBAULT S., VIGNE J.D. & WEYDERT N. (1996-1997).- Les niveaux de l'Age du Bronze du Mourre de la Barque à Jouques (Bouches-du-Rhône). Premières analyses du mobilier et reconstitution paléoenvironnementale.- *Documents d'Archéologie Méridionale*, 19-20, pp. 33-56.
- RISER J. (1999).- *Le Quaternaire, géologie et milieux naturels*.- Dunod, Paris, 320 p.
- ROIRON P. (1988).- La flore des tufs quaternaires de Meyrargues.- *Travaux URA 903 CNRS*, XVII, Aix-en-Provence, pp. 55-61.
- ROIRON P. (1997).- Apport des flores des travertins à la reconstitution des paléoenvironnements néogènes et quaternaires.- Colloque Hispano-Français « Milieux carbonatés continentaux », *Etudes de géographie physique*, supplément au n° XXVI, pp. 39-42.
- ROIRON P., ALI A. A., GUENDON J-L., MIGUERES M-E., MULLER S.D. & OLLIVIER V. (2006) .- La flore fossile du système travertineux du Serre de Montdenier (Alpes de Haute Provence, France) : un nouveau jalon dans l'histoire de la végétation holocène des Alpes du Sud.- In : « Tufs calcaires et travertins quaternaires : morphogénèse, biocénose , paléoclimats et implantations paléolithiques » (novembre 2005), Limondin N., Antoine P. (Dir.), Paris, A. F. E. Q., *Quaternaire*, 17/2, pp. 69-77.
- ROUIRE J. & MARIE J-C. (1960).- Etude des stockages souterrains dans les départements des B-d-R, Vaucluse, Gard, Ardèche.- BRGM, AI6719.
- ROUSSET C. (1968).- *Contribution à l'étude des karsts du Sud-est de la France : altérations morphologiques et minérales*.- Thèse Etat, Univ Aix-Marseille, 533 p.
- SAPORTA G. de (1860).- Note sur les plantes fossiles de la Provence.- *Bulletin (des séances) de la Société vaudoise des sciences naturelles*, 6, pp. 1-32.
- SAPORTA G. de (1867).- La flore des tufs quaternaires en Provence.- *Comptes rendus de la 33e session du congrès scientifique de France*, Aix, Remondet-Aubin édit., pp. 55-61.
- SCHWEINGUBER F.H. (1990).- *Anatomie of European woods*.- Paul Haupt Bern und, Stuttgart, 800 p.
- SUKENDARMO J. (1989)- *Les dépôts continentaux plio-pléistocènes du bassin de riez-Valensole, autour de puimoisson (AHP, France)*.- Thèse M.N.H.N., Paris, 192 p.
- SYLVESTRE J.P. (1977).- Etude hydrogéologique de la montagne du Luberon (Vaucluse).- Thèse de géologie, Université de Provence, 230 p.
- TALON B. (1997).- *Evolution des zones supra-forestières des Alpes sud-occidentales françaises au cours de l'Holocène. Analyse pédoanthracologique*.- Thèse Université Aix-Marseille 3, 175 p.
- TARDY C. (1998).- *Paéoencondies naturels, feux anthropiques et environnements forestiers de Guyane française du Tardiglaciaire à l'Holocène récent (Approche chronologique et anthracologique)*.- Thèse doctorale, Université Montpellier II, 268 p.

- TERRIER M. (1991).- *Néotectonique de la Provence Occidentale (France)*.- Document du BRGM, n° 207, 232 p.
- TRANQUILINI W. (1979).- *Physiological ecology of the alpine timberline. Tree existence in high altitudes with special reference to the European Alps*.- Springer, Berlin.
- TRIATH H. (1975).- L'analyse pollinique de la tourbière de Fos-sur-Mer (B. du Rh.). *Ecologia mediterranea*, 1, pp. 109- 121.
- TRIAT-LAVAL H. (1979).- *Contribution pollenanalytique à l'histoire tardi- et postglaciaire de la végétation de la basse vallée du Rhône*.- Thèse Université Aix-Marseille 3, 343 p.
- TRIAT-LAVAL H. (1982).- Pollenanalyse de sédiments quaternaires récents du pourtour de l'Etang de Berre.- *Ecologia mediterranea*, 8, pp. 97-115.
- van WILLIGEN S. (2010).- La stratigraphie du Mourre de la Barque (Jouques, Bouches-du-Rhône) et la fin du néolithique moyen en Provence occidentale.- *Monographie d'Archéologie Méditerranéenne*, Latte, 27, pp. 45- 74.
- VAUDOUR J. (1986).- Introduction à l'étude des édifices travertineux holocènes.- *Méditerranée*, 1-2, pp. 3-10.
- VAUDOUR J. (1988).- *Les édifices travertineux et l'histoire de l'environnement dans le midi de la France* (A.T.P. P.I.R.E.N.) .- Travaux UA 903, n° XVII, Aix-en-Provence, 280 p.
- VAUDOUR J. (1994).- Evolution holocène des travertins de vallée dans le Midi méditerranéen français.- *Géographie Physique et Quaternaire*, 48, 3, pp. 315-326.
- VELLA C. (1999).- Perception et évaluation de la mobilité du littoral holocène sur la marge orientale du delta du Rhône.- Thèse de Géographie physique, Université d'Aix-Marseille I, 225p.
- VERNET J.L. & VAUDOUR J., édit., (1990).- *Milieux et anthropisation à l'Holocène en Méditerranée occidentale à partir des sites karstique*.- Programme interdisciplinaire de recherches sur l'environnement «Histoire de l'environnement», rapport final 1988-1990, Université de Montpellier II, 215 p.
- VERNET J.L., OGEREAU P., FIGUEIRAL I., MACHADO Y.C., & UZQUIANO P. (2001).- *Guide d'identification de charbons de bois préhistoriques et récents (sud-ouest de l'Europe : France, Péninsule ibérique et îles Canaries)*.- CNRS, Paris, 395 p.
- WARDLE, P. (1968).- Engelmann spruce (*Picea engelmannii* Engel.) at its upper limits on the front range Colorado.- *Ecology*, 49, pp. 483-495.
- WEGMULLER S. (1977).- *Pollenanalytische Untersuchungen zur spät- und postglazialen Vegetationsgeschichte der französischen Alpen (Dauphiné)*. P. Haupt, Bern, 185 p.

LA VALLÉE DE LA DURANCE ET LE PIÉMONT SUD DU GRAND LUBERON

ANNEXE - Fig. 3






-Les formations travertineuses et détritiques pléistocènes à postglaciaires du piémont sud du Grand Luberon

Légende de la carte géomorphologique du Grand Luberon






(V.Ollivier, 2006)

Quaternaire :






Postglaciaire :

-  : Travertins actuels de l'Aiguebrun
-  : Travertins crayeux et/ou construits tardiglaciaires et holocènes (stades isotopiques 2 et 1)
-  : Formations emboîtées de terrasses alluviales tardiglaciaires et holocènes (stades isotopiques 2 et 1)
-  : Cônes de déjection holocènes (stades isotopiques 1)
-  : Formations de versants tardiglaciaires et holocènes (stades isotopiques 2 et 1)

Pléistocène :

-  : Nappes alluviales de la fin du dernier pléniglaciaire (Stade isotopique 2).
-  : Formations de versants cryoclastiques (Stade Isotopique 2 et Dernier Maximum Glaciaire)
-  : Glacis d'accumulation - grèzes du Pléniglaciaire supérieur (Stade Isotopique 2 et Dernier Maximum Glaciaire)
-  : Glacis d'accumulation à rares "horizons de sols rouges" basaux et abondantes nappes torrentielles à gélifraacts (Stade Isotopique 3)
-  : Lambeaux de la terrasse alluviale rissienne de la Durance et du Mardéric (Stade Isotopique 6)




Ante Quaternaire :

- | | | |
|------------|---|---|
| Tertiaire |  | : Conglomérats du Pliocène (Valensole 2) |
| |  | : Intrusion de Lherzolite (Miocène ; SYLVESTRE, 1977b) |
| |  | : Tortonno-messinien continental (marnes, limons, calcaires etc...) et Tortonien marin (molasses, marnes, sables) : Miocène |
| |  | : Sables et molasses du Miocène |
| |  | : Faciès détritiques duranciens de l'Eocène, marnes, calcaires, formations détritiques et mégabrèches de l'Oligocène |
| Secondaire |  | : Calcaires et calcaires argileux du Crétacé inférieur |
| |  | : Marnes et marno-calcaires du Crétacé inférieur |




Pliocène / Quaternaire ? :

-  : Glacis d'érosion ancien (localement à croûtes calcaires)



Structure :

-  : Fronts de chevauchements (vergence sud)
-  : Failles
-  : Pendage

Hydrographie :

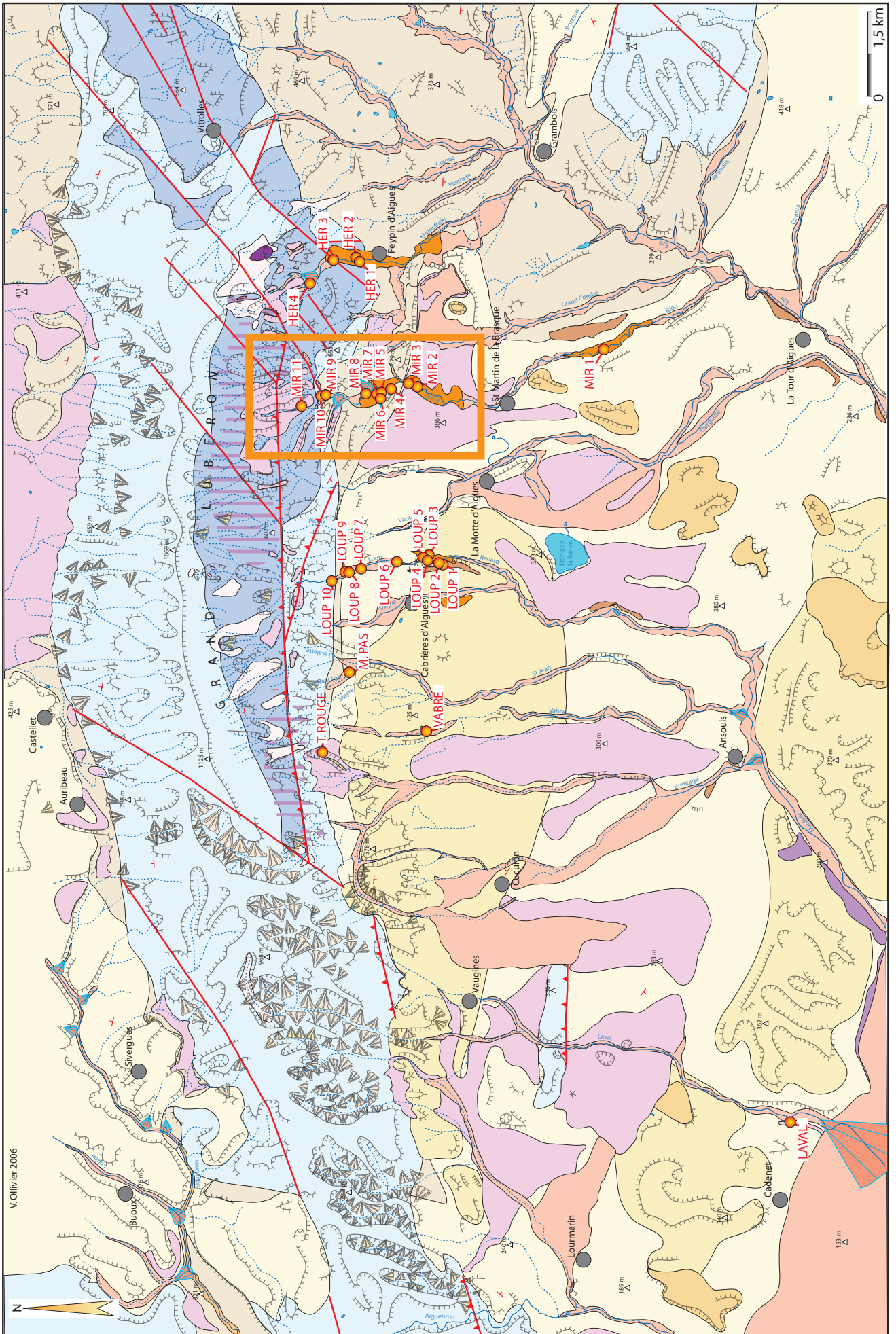
-  : Cours d'eau pérenne
-  : Organisme hydrologique non pérenne (vallon, ravine etc...)
-  : Etang, mare etc...

Relief :

-  : Principaux escarpements
-  : Point coté

Repères :

-  Cadenet : Agglomération



V. Ollivier 2006