

Relations entre paléohydrologie et morphogenèse holocènes des petits et moyens bassins-versants en basse Provence et Languedoc oriental

Hélène Bruneton¹, Mireille Provansal¹, Benoît Devillers¹, Christophe Jorda², Vincent Ollivier³, Cécile Miramont³, Philippe Blanchemanche⁴, Jean-François Berger⁵ et Philippe Leveau⁶.

¹CEREGE-UMR 6635 CNRS, Europôle de l'Arbois, r.d. 543, les Milles, F-13858 Aix-en-Provence cedex. E-mail : helene.bruneton@libertysurf.fr

²AFAN, 52 av. du Pont Juvénal, 34000 Montpellier

³Laboratoire de Botanique Historique et Palynologie, IMEP-CNRS (UPRES A 6116), Faculté de Saint-Jérôme, F-13397 Marseille cedex 20

⁴UMR 154, Lattes

⁵CRA, 250 av. A. Einstein, F-06560 Sophia-Antipolis

⁶CCJ, Maison Méditerranéenne des Sciences de l'Homme, rue du château de l'Horloge, F-13100 Aix-en-Provence

Bruneton, H., Provansal, M., Devillers, B., Jorda, C., Ollivier, V., Miramont, C., Blanchemanche, P., Berger, J.-F., Leveau, P., 2002. Relations entre paléohydrologie et morphogenèse holocènes des petits et moyens bassins-versants en basse Provence et Languedoc oriental. In : J.-P. Bravard et M. Magny Dir., *Histoire des rivières et des lacs de Lascaux à nos jours*. Errance, Paris, pp 259-268.

Résumé

De nouvelles recherches sur la morphogenèse en Provence et en Languedoc sont présentées. Elles concernent les dynamiques érosives et les dynamiques hydrochimiques karstiques. Une différenciation amont-aval de la morphogenèse est identifiée. Des oppositions régionales (massifs cévenols / bordure méditerranéenne) sont établies. Le synchronisme des crises détritiques postérieures à 4000 BP est nuancé et celles-ci sont replacées dans le contexte morphodynamique de l'ensemble de l'Holocène : les périodes antérieures sont caractérisées par l'association d'un détritisme fin et peu actif et d'une sédimentation authigène carbonatée. Un optimum géomorphologique de stabilité est identifié entre 8000 et 6000 BP, associé à un climat chaud et plutôt sec, mais aux précipitations bien réparties. Les dégradations érosives postérieures sont associées à un climat irrégulier, mais leur expression spatiale est déterminée par les modalités de l'occupation humaine.

Abstract

This synthesis presents new data on erosion and authigenic carbonate morphogenesis in Languedoc and Provence karsts (southern France) during the Holocene. Dynamics contrast from upstream to downstream. Divergent chronologies are established in the Mediterranean coast and the Cévennes mountains. The synchronism of the post-4000 BP erosional phases present nuances discussed within the frame of Holocene evolution. The earlier periods show low allogenic sedimentation and an active authigenic carbonate deposition. Optimum stability occurs between 8000 and 6000 BP, in combination with a hot and rather dry climate, but with regular rainfall. The erosional degradations of the last 4 millenniums occur under irregular climate conditions, but their spatial extent is linked to the characteristics of human occupation.

1. Introduction

Dans les années 1980, les recherches sur les systèmes karstiques ont mis l'accent sur quelques constructions travertineuses et ont mis la chronologie de leur construction en relation avec l'état de dégradation anthropique du milieu (Vaudour, 1986). Plus récemment, l'étude de la morphogenèse déritique a postulé l'absence d'archives sédimentaires dans la majeure partie des cours d'eau avant le Subboréal (tab. 1), et a

constaté à partir de cette période des synchronismes permettant de définir des crises climato-anthropique d'ordre pluricentennal (Jorda et Provansal, 1996).

De nouvelles études sont actuellement entreprises en Provence Occidentale et en Languedoc (fig.1). La diversité spatiale de la morphogenèse y est davantage prise en compte grâce à la multiplication des zones prospectées, hors et dans les sites archéologiques. L'organisation géomorphologique amont-aval, la diver-

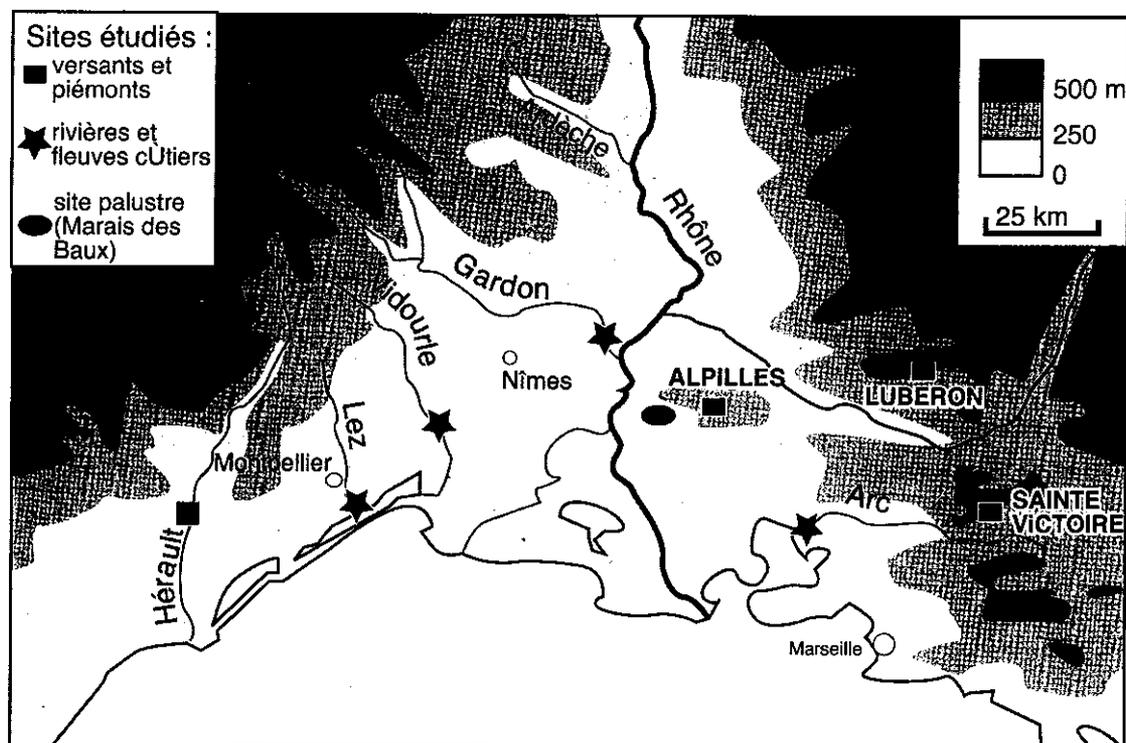


Figure 1 : Localisation des zones étudiées.

sité des dynamiques morpho-sédimentaires et la variabilité des impacts anthropiques sur le milieu sont ainsi mieux perçus. Parallèlement, le corpus d'éléments de datation (archéologiques et radiocarbone, tab. 2) a été considérablement augmenté. Enfin, la mise en relation des données palustres (Marais des Baux, Bruneton, 1999 ; Bruneton *et al.*, 2001a) et des versants éclaira la relation entre l'humidité climatique et la morphogénèse.

Ces nouvelles données permettent de reconsidérer le synchronisme des crises détritiques du post-4000 BP et de préciser les dynamiques antérieures. Un retour sur la signification des différentes formations holocènes conduit à relativiser l'agressivité du climat. D'importantes ruptures dans les dynamiques géomorphologiques sont ainsi mises en évidence et interrogent sur l'ampleur des changements climatiques.

2. Caractérisation des crises détritiques du Subboréal-Subatlantique (4700-0 BP)

Les « crises détritiques » sont caractérisées par des dépôts détritiques grossiers observés sur les piémonts (organismes de rang 1 à 5). Des lacunes sédimentaires, des pédogénèses, des phases de détritisme fin colluvial, des incisions les séparent. Le caractère généralisé et « agressif » de cette morphogénèse est cependant à nuancer. La chronologie fait référence aux périodes culturelles dont les artefacts constituent à la fois des repères temporels et des indices dans la mise en relation de l'érosion avec l'occupation du milieu. Ces périodes sont mises en relation avec la chronologie radiocarbone dans le tableau 1. Les datations radiocarbone sont reprises dans le tableau 2.

2.1. L'expression des crises détritiques : exemple des Alpilles et généralisation

Les dépôts détritiques des Alpilles (fig. 2) confirment la chronologie des crises érosives (Jorda et Provansal, 1996 ; Bruneton, 1999). Ainsi, des nappes archéologiquement datées du Bronze ancien (3800-3500 BP, tab. 1) sont reconnues sur les sites d'Eyguières et de Glanum. Une accumulation postérieure à la fin du Néolithique (4000 BP) et antérieure à l'Antiquité romaine existe à Maussane. Des dépôts grossiers du Premier Âge du Fer (2800-2500 BP) se sont accumulés à Glanum et à Servanne. Tous les sites recèlent des dépôts postérieurs au début de notre ère (Antiquité Tardive, 4^e-6^e s. ap. J.-C., en particulier, à Maussane, Glanum, Servières).

Cependant, l'extension spatiale et le volume des dépôts sont faibles. Dans le cas du site de Glanum (fig. 2), la nappe de l'âge du Bronze ancien, épaisse au maximum de 1,7 m, n'existe qu'à l'amont du site urbain antique. Cette nappe est essentiellement alimentée par des ravins latéraux de faible extension, creusés dans des bancs de roche marneuse et emplis des mêmes sédiments. La nappe de l'âge du Fer est plus épaisse (2 à 3 mètres) et s'étend plus loin mais n'atteint pas l'aval du site fouillé. Deux autres accumulations protohistoriques étudiées, Servanne et Eyguières (fig. 2), ont été découvertes fortuitement par des sondages archéologiques : elles colmatent des paléo-ravins (rang 1). Ces volumes ont été accumulés rapidement : à Eyguières, le dépôt remanie des vestiges du Bronze ancien, au contact avec le substrat anté-quatenaire, et son sommet est recouvert par des structures en place du Bronze ancien. Les incisions donnant naissance à ces ravins peuvent être considérées comme subcontemporaines de la phase de dépôt.

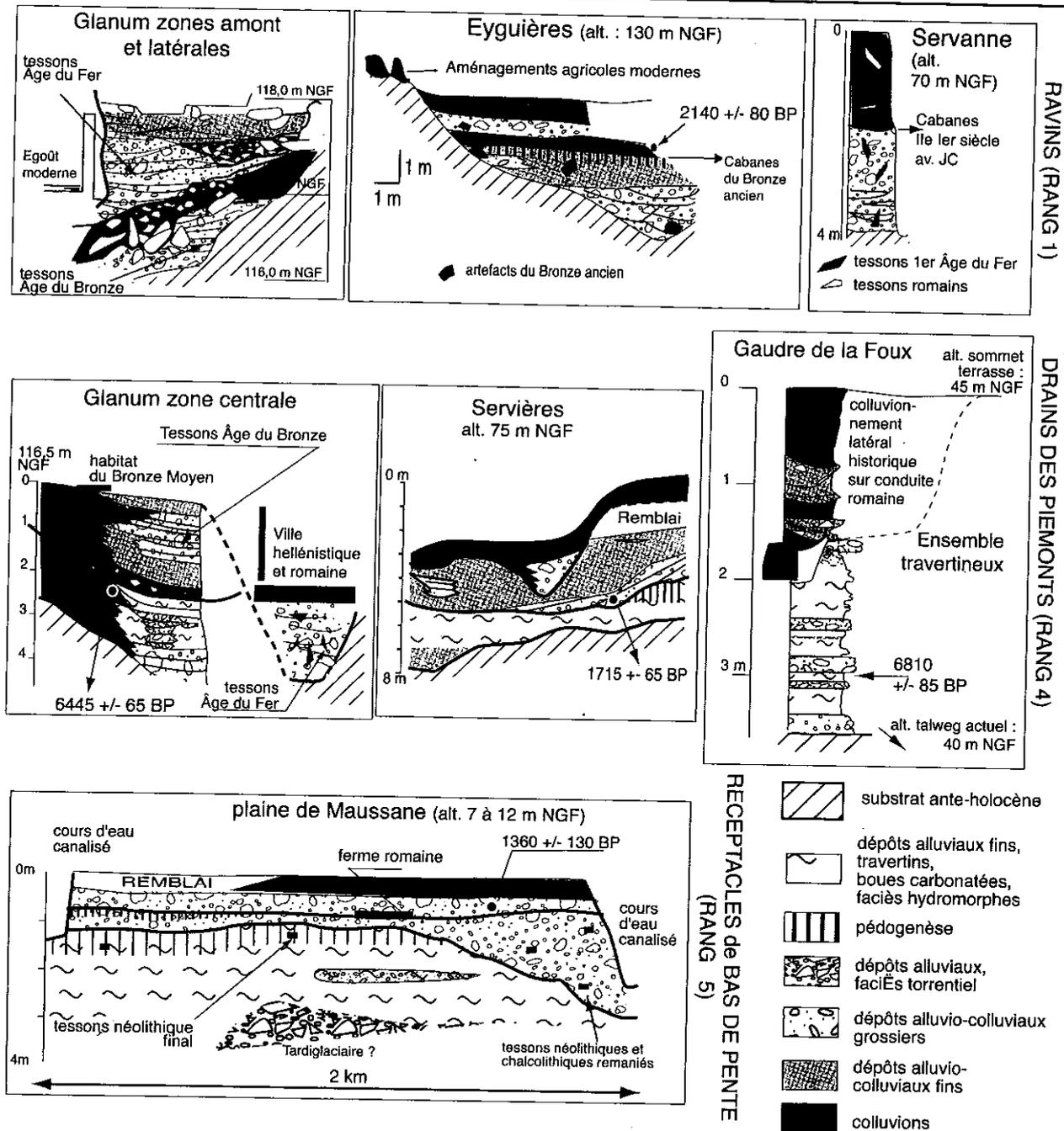


Figure 2 : Typologie des dépôts rencontrés dans les Alpilles selon la position amont-aval.

Par ailleurs, les caractères sédimentologiques sont hérités de la source sédimentaire. Les galets sont des cryoclastes, la matrice est enrichie en sables fins éoliens remaniés ou limoneuse lorsqu'elle remanie un sol. Les zones érodées se limitent donc à quelques secteurs fragiles des dépôts pléistocènes, le transport ne s'effectue que sur une courte distance.

On note la disparité des réponses morphogéniques de cours d'eau pourtant voisins. Certains sites ne contiennent qu'une seule des nappes protohistoriques. Ainsi, il « manque » la nappe de l'âge du Fer à Eyguières, site occupé du Néolithique final à l'Age du Bronze. Seule la nappe du premier âge du Fer est présente à Servanne, contemporaine d'une occupation qui s'étend durant tout l'âge du Fer (tab. 1). Tous les dépôts

holocènes observés ailleurs dans les Alpilles sont par contre présents à Glanum, site qui contrôle l'axe de traversée du massif, et est occupé du Néolithique chasséen (5400 BP) au 3^e s. ap. J.-C. Le vallon de Servières, à proximité, n'a fait l'objet que d'une fréquentation diffuse jusqu'à la période actuelle : il ne présente aucun dépôt grossier avant le 4^e s. ap. J.-C. (fig. 2). A la Protohistoire, les zones érodées des piémonts correspondent donc à des sites d'habitat, non de fréquentation occasionnelle. A l'opposé, certaines occupations ne sont pas associées à des dépôts grossiers, c'est le cas au Néolithique.

Ces conclusions se retrouvent dans les petits bassins-versants en Languedoc et en Provence occidentale. L'absence de détritisme grossier au Néolithique et

cal BC	BP	Chronozones polliniques	Civilisations	
1800		SUBATLANTIQUE	Epoque Contemporaine	
1500	500		Epoque Moderne	
			Moyen Age	
476	1000		Période romaine	
0	1950		Age du Fer	
820	2700	SUBBOREAL	Age du Bronze final moyen ancien	
	3800		Chalcolithique	
2500	4000 4300		Néo. final Couronnien	
3450	4700	ATLANTIQUE	Chasséen	
	5400		Cardial	Néolithique
4880	6000	BOREAL		
5750	6900		PREBOREAL	
6900	8000			DRYAS RECENT
8030	9000			
9200	10 000			
10 970	11 000			

Tableau 1 : chronologies radio-carbone, chronozones polliniques et civilisations dans le sud-est de la France.

l'hétérogénéité spatiale des accumulations protohistoriques sont observées sur les versants de la vallée de l'Hérault (Devillers, 2000 ; fig. 3). La déstabilisation de l'amont des versants y est aussi constatée, comme sur la Sainte Victoire (Ballais et Crambes, 1992), et dans le Luberon.

Ces accumulations constituent donc un indicateur paléohydrologique ambigu. Cependant la morphogenèse post-néolithique (3800 BP) est effectivement caractérisée par une activité érosive notable et une certaine irrégularité pluricentennale, comme en témoigne la plaine de Maussane (Alpilles). Dans cette vaste cuvette où se rejoignent des organismes de rang 4, les dépôts grossiers post-néolithiques se retrouvent sur une vaste surface hors sites archéologiques.

2.2. Expression spatiale de la morphogenèse post-2000 BP (périodes historiques)

Dans les Alpilles et la vallée de l'Hérault, on constate que la sédimentation détritique s'étend à partir des 3^e - 4^e s. ap. J.-C.. On observe une rupture qualitative dans la morphogenèse avec un décapage important des sols et une généralisation du colluvionnement. Une relation avec les formes et l'intensité des activités agricoles peut être recherchée.

A une échelle de temps plus précise, les synchronismes entre les sites, même proches, sont moins évidents

que durant les périodes précédentes, et une activité colluviale modérée peut persister dans certaines configurations durant l'ensemble de la période historique (fig. 3).

Deux « crises » détritiques sont connues mais doivent être nuancées. Le déclenchement de la crise de l'Antiquité tardive, à partir du 4^e s. ap. J.-C. clôt la phase d'assez bonne stabilité morphogénique des petits bassins versants du 4^e s. av. J.-C. au 3^e s. ap. J.-C. La date varie de plusieurs siècles, comme la durée de la crise et son terminus (au plus tard au 8^e s. ap. J.-C.). Cette crise se déroule dans un contexte d'abandon des structures agraires, et semble dépendante des modalités de gestion du territoire (Devillers, 2000).

L'expression morphogénique du Petit Age Glaciaire est ambiguë. Sur la Sainte Victoire, seuls des dépôts discontinus ont été datés du 14^e-15^e s. (Ballais et Crambes, 1992). Dans l'Hérault, ce n'est qu'au 18^e s. qu'une élévation significative de la granulométrie des dépôts est perçue. Dans les Alpilles, les dépôts modernes sont rares et on observe surtout une incision associée à la canalisation des cours d'eau et à l'aménagement des versants en terrasses. L'essentiel des surfaces est donc protégé de l'érosion, suivant un modèle déjà connu en Provence (Jorda et Provañsal, 1990).

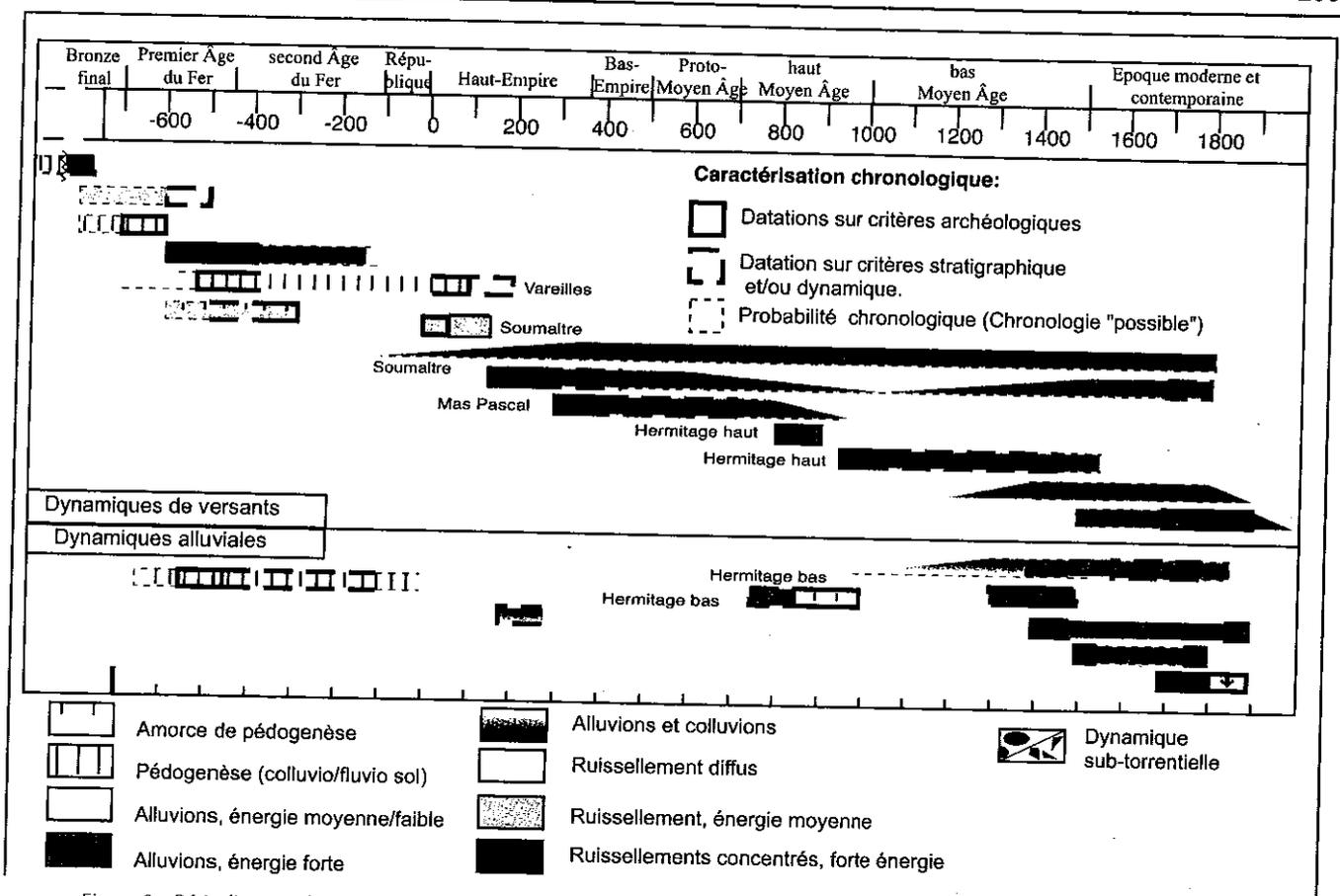


Figure 3 : Périodisation des faits morphosédimentaires protohistoriques et historiques sur les versants de la vallée de l'Hérault.

3. Dépôts carbonatés et terrasses alluviales dans la morphogénèse holocène.

3.1. Organisation générale des terrasses alluviales

Des études récentes, hors site archéologique, ont montré que les dépôts des 4 derniers millénaires, bien que les plus étudiés et les mieux datés, ne constituent pas les volumes holocènes les plus importants des petits bassins versants. Lorsque le cours d'eau possède un bassin-versant aérien ou hydrogéologique significatif (rang 3-4 ou supérieur), les formations récentes constituent des lentilles emboîtées dans des terrasses plus hautes et continues. Deux niveaux sont présents sur les piémonts des trois principaux massifs calcaires de Provence occidentale : Lubéron, Sainte Victoire, Alpilles.

La terrasse la plus haute est située à l'amont des piémonts et présente des caractères périglaciaires (loess des Alpilles, cryoclastes). Cette terrasse est datée à sa base du Tardiglaciaire ($12\ 100 \pm 140$ BP, soit $12\ 379-11\ 897$ cal BC) dans le Lubéron.

La terrasse inférieure s'étend plus loin vers l'aval des cours d'eau drainant les piémonts. Elle peut atteindre 20 m de haut dans le Lubéron, 5 à 7 m de haut dans les Alpilles. Dans ce dernier massif, elle passe à l'aval à des dépôts fins non incisés (fig. 2). Le terminus de la sédimentation est donné par des sites et matériel du Néolithique final et du Chalcolithique ($4300-3800$ BP) interstratifiés dans les derniers décimètres de l'accumulation ou reposant sur son sommet.

3.2. Étude chrono-stratigraphique et sédimentaire de la terrasse holocène

Les études en cours permettent dès maintenant de démontrer le caractère généralisé de la sédimentation carbonatée authigène avant le Néolithique, et fournissent un corpus de données cohérent pour la datation.

Les accumulations des Alpilles permettent une première approche sédimentaire. Sous le site de Glanum, l'accumulation du premier Holocène présente une stratification alluviale. Les dépôts sont grossiers à la base mais s'affinent rapidement en s'organisant en lits limoneux hydromorphes. Le sommet de la séquence est carbonaté, contient des oncolithes et des ostracodes. Il passe latéralement à un sol daté sur charbons de 6445 ± 65 BP, soit $5448-5261$ cal BC. La séquence est légèrement ravinée et recouverte par un niveau colluvial à blocs éboulés, puis par l'accumulation du Bronze ancien. Dans le Gaudre de la Foux, les dépôts sont plus riches en carbonates précipités : boues à oncolithes et ostracodes semblables à celles de Glanum, niveaux travertineux construits. La base est datée sur charbons de 6810 ± 80 BP, soit $5841-5559$ cal BC. Les quelques lits de galets présentent un fort degré d'éroulement, qui suggère le transit lent de la charge solide par roulement sur le fond. Dans la plaine de Maussane, les sédiments fins anté-Néolithique contiennent une proportion variable de concrétions carbonatées et des associations diversifiées de faunes d'ostracodes indiquant des fluctuations hydrologiques.

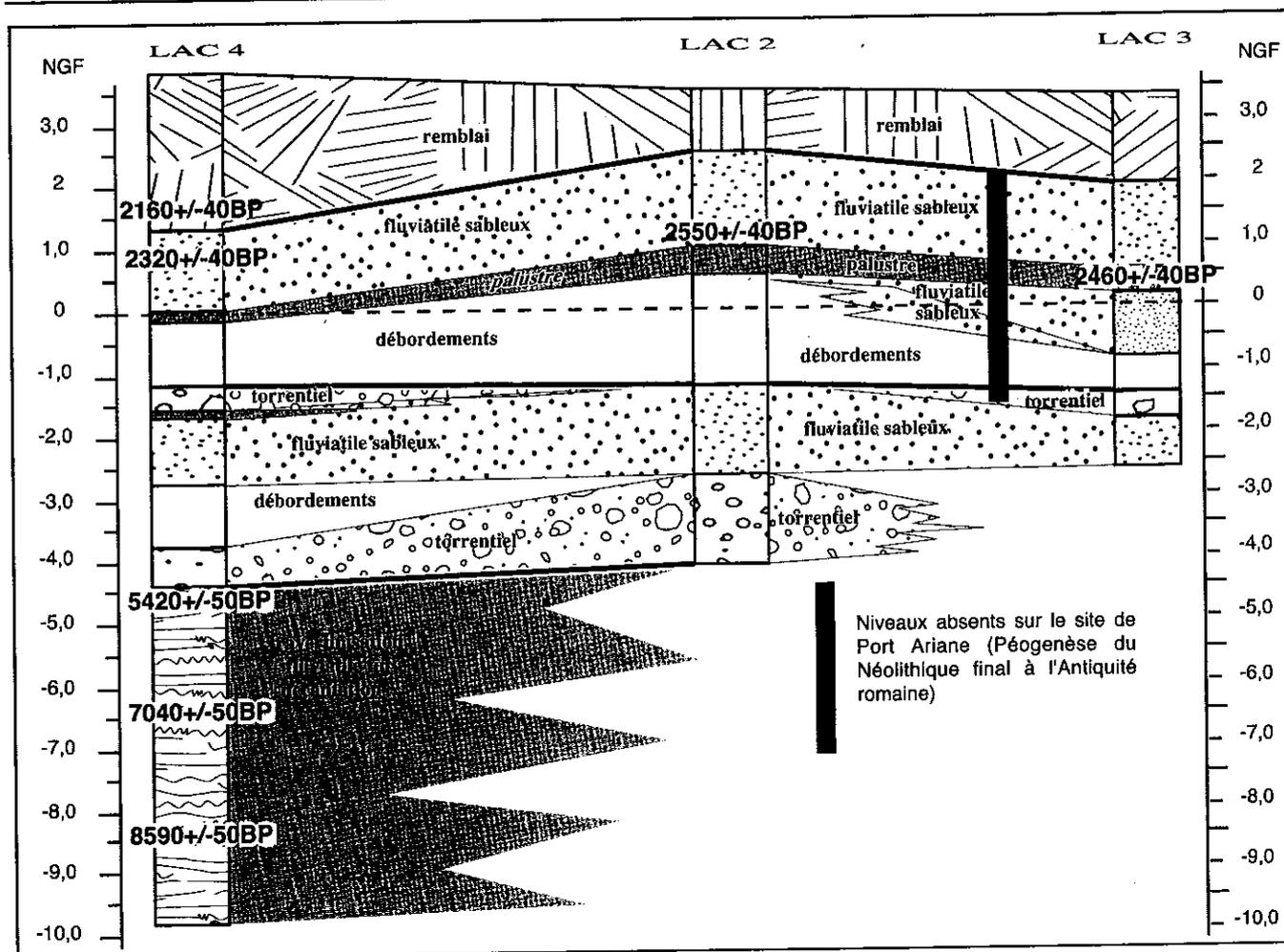


figure 4 : Synthèse de la sédimentation holocène rencontrée sur le site de Lattara (plaine alluviale du Lez)

Les terrasses du Lubéron présentent des faciès authigènes plus divers et plus épais, en cours d'étude. La base visible des accumulations carbonatées est datée de 7775 ± 65 BP, soit 6726-6462 cal BC.

Ces dépôts sont contemporains des travertins de la Sainte Victoire : d'après des datations radiocarbone et les données anthracologiques, ceux-ci connaissent leur principale période de dépôt de 9500 (base détritique) à 6000 BP et leur construction s'achève avec le Chalcolithique (Vaudour et Guendon, 1981 ; Delgiovine, 1986 ; Vernet, 1986). Les recherches récentes démontrent que ces précipitations carbonatées de Basse Provence occidentale ne sont pas des phénomènes locaux mais constituent le mode dominant de morphogenèse jusqu'à 4000 BP. Il n'y a pas opposition entre précipitation carbonatée et sédimentation détritique mais un rapport variable entre ces deux dynamiques, les caractères des dépôts allogènes suggérant un transport longitudinal efficace, des flux détritiques modérés et des flux hydriques réguliers. Une morphologie en barrages travertineux et vasques peut être reconstituée sur les piémonts des massifs calcaires, malgré l'important stock sédimentaire pléistocène disponible. Ces dynamiques sont associées à une bonne stabilité des versants, traduite localement par la découverte d'un sol atlantique sur le talus du talweg.

Les datations radiocarbone les plus fréquentes sont obtenues pour l'Atlantique ancien (8000-6500 BP). La sédimentation antérieure, plus rarement observée, est moins épaisse et plus détritique. La travertinisation de 6000 à 4000 BP reste modeste et n'est observée que dans les sites les plus favorables (Lubéron, Sainte Victoire). Le perchement en terrasse est d'âge variable selon les sites : amorcée à Glanum avant 3800 BP (âge du Bronze), l'incision s'effectue surtout entre 3800 et 2800 BP (âge du Bronze - âge du Fer), associée aux aménagements de l'oppidum en amont. Dans le Lubéron, l'incision est active durant l'Antiquité tardive (datation d'un dépôt latéral encastré, 1570 ± 50 BP, soit 397-602 cal AD).

4. La place des cours d'eau de rang supérieur (Arc, Lez, Vidourle, Gardon)

Sur le Gardon et le Vidourle, les techniques d'étude des grands organismes fluviaux s'appliquent et mettent en évidence un épisode de débordement actif aux 1^{er} et 2^e s. ap. J.-C. (Berger et Provansal, 1999).

Les études sur la basse vallée de l'Arc (Jorda et al., 1993 ; Jorda, 1993) montrent que la terrasse probablement contemporaine des dépôts du début de

div
Lubr

fait
en réalité

l'Holocène ne se poursuit pas sur l'Arc lui-même. Les taux de sédimentation en aval (étang de Berre) varient peu jusqu'au Subboréal ; la rupture se situe à la transition avec le Subatlantique, vers 2000 BP (fort taux de sédimentation historique).

Dans la plaine littorale du Lez la superposition des pôles sédimentaires rappelle l'opposition mise en évidence sur les piémonts (fig. 4) : à la base, des sédiments carbonatés et palustres authigènes, au sommet des sédiments alluviaux détritiques (Jorda, 2000 ; Jorda et Jung, 2001). Cependant, la chronologie diffère : l'arrêt de la précipitation carbonatée est précoce, dès le Néolithique moyen, avec un dépôt torrentiel daté de 5420 ± 50 BP, soit 4350-4220 cal BC. De nombreux facteurs entrent en compte : le climat, la diversité des occupations humaines, la mobilité des chenaux, le rôle de la remontée du niveau marin. Pour la Protohistoire, comme dans les petits bassins-versants, une à deux phases de fort hydrodynamisme (premier âge du Fer, 2800-2500 BP en particulier) sont localement importantes mais non généralisées. L'alluvionnement de la période moderne (15^e-19^e s. ap. J.-C.) est faible, contrôlé par les aménagements (Blanchemanche, 2000).

5. Comparaison avec l'abondance hydrologique : le marais des Baux (fig. 5)

L'étude du marais de Baux renseigne sur les variations du volume et du régime des aquifères régionaux, du Dryas récent au Subatlantique. On peut alors comparer les dynamiques des versants à l'hydrologie moyenne.

Ainsi, les sédiments du début de l'Holocène, de faible épaisseur et détritiques, sont déposés dans le contexte de fluctuations hydrologiques importantes à l'échelle pluricentennale, à dominante sèche au Préboréal (10000-9000 BP, datations sur critères polliniques) et au début du Boréal, plus humide dans une deuxième partie du Boréal (achèvement vers 8000 BP).

L'optimum de travertinisation 8000-6000 BP est associé à un abaissement progressif des aquifères sur plusieurs millénaires, la phase humide de 5800 BP étant absente dans le Marais des Baux. Des indices indiquent des températures plus élevées et moins contrastées que l'actuel (ostracodes subtropicaux, très forte productivité végétale, Bruneton, 1999). Entre 4600 et 4000 BP (datations sur racines, voir tab. 2), l'assèchement complet des zones palustres est contemporain de l'arrêt de la sédimentation carbonatée dans les versants.

Les crises érosives post-4000 BP correspondent à une remontée des aquifères. Des oscillations plus humides sont généralement parallèles aux paroxysmes érosifs.

6. Discussion

6.1. Signification des dépôts du début de l'Holocène

Les caractères de la morphogenèse antérieure à 4000 BP impliquent des flux hydriques peu intenses mais réguliers et soutenus. Dans les rivières, ces flux évacuent efficacement la faible charge solide vers le littoral. Sur les piémonts, la prédominance des précipita-

événement daté	matériel daté	référence laboratoire	date BP (1 sigma)	cal. BC/AD (2 sigma)
pédogenèse	racine	AA-22861	4610 +/- 60	3619-3102 BC
pédogenèse	racine	AA-22858	3995 +/- 55	2828-2347 BC
bas niveau palustre	macrorestes ligneux	AA-22855	4165 +/- 50	2887-2578 BC
haut niveau palustre	macrorestes ligneux	AA-22854	3160 +/- 45	1520-1318 BC
pédogenèse	racine	AA-22856	2070 +/- 65	350 BC-71 AD
bas niveau palustre	macrorestes ligneux	AA-22859	1980 +/- 50	92 BC-128 AD
accumulation travertineuse	charbon	LYON-972 (OXA)	6810 +/- 85	5839-5561 BC
pédogenèse et accumulation travertineuse	charbon (<i>Quercus pubescens</i>)	Ly-Oxa-161	6445 +/- 65	5448-5261 BC
début d'un dépôt torrentiel	charbon	Ly-6994	1715 +/- 65	163-503 AD
colluvionnement fin	charbon	Ly-5422	2140 +/- 80	371-4 BC
dépôt torrentiel	charbon	Ly-4820	1360 +/- 130	465-870 AD
dépôt torrentiel à cryoclastes	charbon	Tucson	12 100 +/- 140	12379-11897 BC
base visible d'une accumulation travertineuse	charbon	Tucson	7775 +/- 65	6726-6462 BC
dépôt torrentiel latéral emboîté dans des travertins	charbon	Tucson	1570 +/- 50	397-602 AD
sédimentation palustre	charbon	Beta-15407	8590 +/- 50	7720-7560
sédimentation palustre	charbon	Beta-154074	7040 +/- 50	6010-5810
sommet dépôt palustre, recouvert par dépôt torrentiel	charbon	Beta-154073	5420 +/- 50	4350-4220
dépôt palustre dans un niveau fluviatile grossier	charbon	Beta-154078	2460 +/- 40	780-410
dépôt fluviatile grossier	charbon	Beta-154076	2550 +/- 40	790-430
sommet d'un dépôt fluviatile grossier	charbon	Beta-154071	2320 +/- 40	410-360
base d'un remblai sur dépôt fluviatile grossier	charbon	Beta-154072	2160 +/- 40	360-80

Tableau 2 : datations radiocarbone utilisées dans le texte et les figures.

de fort hydrodynamisme dès 5800 BP, suivant le schéma rhodanien (Bruneton, 1999).

L'érosion active des 4 derniers millénaires est dépendante de la présence des hommes, qui conditionne l'extension et la localisation des zones atteintes. Une rupture d'origine anthropique se marque à l'Antiquité romaine (1^{er} s. av. – 5^e s. ap. J.-C.) : auparavant, les crises érosives sont déclenchées à proximité des espaces habités. A partir du 4^e s. ap. J.-C., les espaces agricoles sans habitats sont touchés, et des effets positifs ou négatifs sur l'environnement peuvent être mis en évidence selon les aménagements.

Par ailleurs, la recrudescence de l'humidité (marais des Baux) permet l'évacuation vers l'aval de sédiments grossiers (Lez, Alpilles). A l'échelle microrégionale, la périodisation des crises érosives est vérifiée et associée aux fluctuations des aquifères. Des oppositions se marquent par contre entre les régions, par exemple pour la période du Bronze ancien, sèche dans les Alpes (Digerfeldt *et al.*, 1997). La morphogenèse est caractéristique de fortes oscillations des apports hydriques : le ravinement en amont, certes favorisé par l'ouverture de la végétation, suppose des abats d'eau de forte intensité. Les phases stables correspondent à des lacunes de sédimentation parfois accompagnées de pédogenèses, sans travertinisation, évoquant des écoulements intermittents (saison sèche).

6.3. Quelle place pour le facteur climatique ?

La constatation d'une déconnexion entre les dynamiques hydrologiques en Provence et sur l'axe rhodanien a déjà été faite pour l'événement de 5800 BP et pour la période romaine (Bruneton, 1999 ; Bruneton *et al.*, 2001b). Une déconnexion semblable est ici confirmée entre la Provence et peut-être la bordure méditerranéenne du Languedoc, d'une part, et les rivières descendant de l'avant-pays cévenol, d'autre part (fig. 5). La bordure méditerranéenne française semblerait donc occuper, entre 4500-3500 BC et autour des 1^{ers} s. av. et ap. J.-C., une position climatique d'abri.

La discussion met en avant les fluctuations dans les régimes des précipitations pour parvenir à relier les données paléohydrologiques et morphogéniques. L'agressivité et la forte irrégularité des précipitations, caractéristiques aujourd'hui des climats méditerranéens subhumides à subarides, ne semble pas prévaloir avant 2000 BC pour la bordure méditerranéenne. Cependant on ne peut rapprocher le climat qui se met en place à l'Atlantique du climat actuel tempéré océanique (Jalut *et al.*, 2000) : la Provence connaît alors un climat plus chaud et moins contrasté que l'actuel, avec une humidité bien répartie dans l'année mais assez faible.

Bibliographie

- Ballais, J.-L., Crambes, A., 199. Morphogenèse holocène, géosystèmes et anthropisation sur la montagne Sainte Victoire. Méditerranée, 1-2 : 21-33.
- Blanchemanche, Ph., 2000. La plaine de Lattes du XII^e au XIX^e s. Dynamique naturelle et mise en valeur. Lattara 13.
- Bruneton, H., 1999. Évolution holocène d'un hydrosystème nord-méditerranéen et de son environnement géomorphologique. Les plaines d'Arles. Thèse de géographie physique, Université de Provence, 363 p.
- Bruneton, H., Miramont, C., Andrieu-Ponel, V., 2001a. Deux enregistrements morphosédimentaires des rythmes climatiques en domaine méditerranéen du Tardiglaciaire à l'Atlantique (Bassin du Saignon, Alpes du Sud, Marais des Baux, Basse Provence). Quaternaire, 12, (1-2), 2001 : 109-125.
- Bruneton, H., Arnaud-Fassetta, G., Provansal, M., Sistach, D., 2001b. Geomorphological evidence for fluvial change during the roman period in the lower Rhone valley (southern France). Catena, 45 : 287-312.
- Delgirovine, A., 1986. Les travertins holocènes de la cascade de Vauvenargues (B.-du-Rh.), Méditerranée, n° 1-2 : 81-91.
- Devillers, B., 2000. Morphogenèse et anthroposystème depuis le Néolithique récent dans la moyenne vallée de l'Hérault. DEA de Géographie physique, Aix-Marseille I, 138 p.
- Digerfeldt, G., De Beaulieu, J.-L., Guiot, J., Mouthon, J., 1997. Reconstruction and paleoclimatic interpretation of Holocene lake-level changes in Lac de Saint Léger, Haute Provence, southeast France. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 136 : 231-258.
- Jalut, G., Esteban Amat, A., Bonnet, L., Gauquelin, T., Fontugne, M., 2000. Holocene climatic changes in the Western Mediterranean from south-east France to south-east Spain. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology, 160 (3-4) : 255-290.
- Jorda, C., 2000. Morphogenèse alluviale et aménagements dans la plaine deltaïque du Lez depuis 6000 ans : la fouille archéologique de sauvetage de Port-Ariane (Lattes, Hérault), Méditerranée, 1-2 : 25-32.
- Jorda, C., Jung, C., 2001. Agrandissement de la station d'épuration de Montpellier/La Céreirède, Lattes, Hérault. Document Final de Synthèse, SRA Languedoc-Roussillon.
- Jorda, M., 1983. La torrentialité holocène des Alpes françaises du Sud. Facteurs anthropiques et paramètres naturels de son évolution. Cahiers ligures de Préhistoire, N.S., 2 : 49-70.
- Jorda, M., 1993. Les terrasses alluviales de l'Arc à l'aval de Roquefavour ; étude géomorphologique et chronostratigraphique. In Leveau, Ph., Provansal, M. (dir.). Archéologie et environnement : de la Sainte Victoire aux Alpilles. Travaux du Centre Camille Jullian, 14 : 235-248.
- Jorda, M., Provansal, M., 1990. Terrasses de culture et bilan érosif en région méditerranéenne. Méditerranée, 3-4 : 55-61.
- Jorda, M., Parron, C., Provansal, M., 1993. Érosion et détritisme holocène en Basse Provence calcaire. L'impact de l'anthropisation. In Leveau, Ph., Provansal, M. (dir.). Archéologie et environnement : de la Sainte Victoire aux Alpilles. Travaux du Centre Camille Jullian, 14 : 225-234.
- Jorda, M., Provansal, M., 1996. Impact de l'anthropisation et du climat sur le détritisme en France du sud-est (Alpes du sud et Provence). Bull. de la Soc. Géol. de France, 167, 1 : 159-168.
- Miramont, C., 1998. Morphogenèse, activité érosive et détritisme alluvial holocènes dans le bassin de la moyenne Durance (Alpes françaises du sud). Thèse de géographie physique, Aix-Marseille I, 286 p.
- Provansal, M., Berger, J.-F., 1999. Hydrosystèmes continentaux, paléoenvironnements et anthropisation dans le bassin-versant méditerranéen du Rhône. Rapport intermédiaire du programme CNRS « Paléoenvironnement et évolution des Hominidés ».
- Vaudour, J., 1986. Travertins holocènes et pression anthropique. Méditerranée, n°1-2 : 168-174.
- Vernet, J.-L., 1986. Travertins et végétations holocènes méditerranéennes. Méditerranée, 1-2 : 25-30.
- Vaudour, J., Guendon, J.-L., 1981. Les tufs holocènes de Saint-Antonin-sur-Bayon (B. du R.) Aspects pétrographiques et signification paléogéographique. Actes du colloque de l'AGF Formations carbonatées externes, tufs et travertins, Paris, p. 89-100.