

Évolution d'un versant au cours de l'Holocène à Vaise (France)

Holocene slope evolution at Vaise, France

Entwicklung eines Hangs im Holozän in Vaise (Frankreich)

Pascal Bertran, Laurent Fabre, Odile Franc, Nicole Limondin-Lozouet et
Stéphanie Thiébault

Volume 52, numéro 1, 1998

URI : <https://id.erudit.org/iderudit/004769ar>

DOI : <https://doi.org/10.7202/004769ar>

[Aller au sommaire du numéro](#)

Éditeur(s)

Les Presses de l'Université de Montréal

ISSN

0705-7199 (imprimé)

1492-143X (numérique)

[Découvrir la revue](#)

Citer cet article

Bertran, P., Fabre, L., Franc, O., Limondin-Lozouet, N. & Thiébault, S. (1998).
Évolution d'un versant au cours de l'Holocène à Vaise (France). *Géographie
physique et Quaternaire*, 52(1), 69–90. <https://doi.org/10.7202/004769ar>

Résumé de l'article

À l'occasion de travaux de génie civil à Vaise (France), les dépôts holocènes accumulés au pied d'un versant ont fait l'objet d'une étude sédimentologique et paléoenvironnementale (malacologie, anthracologie) couplée à de nombreuses dates au ¹⁴C. Trois zones principales d'accumulation détritique ont été mises en évidence. Elles sont séparées par des zones plus stables, marquées par le développement d'un paléosol complexe. Celui-ci est de type lessivé humique au Préboréal ; il évolue ensuite vers un pôle brun lessivé pendant l'Atlantique parallèlement au développement de la chênaie caducifoliée. Au cours du Subboréal, à la suite d'une forte implantation humaine de l'âge du Bronze, le sol acquiert un caractère isohumique. Il est ensuite profondément enfoui sous des colluvions à partir du 1^{er} siècle ap. J.-C. Une activité torrentielle et fluviale s'est manifestée de façon discontinue tout au long de l'Holocène. Les accumulations les plus puissantes sont cependant liées à l'aménagement anthropique du versant pendant les deux derniers millénaires, qui s'accompagnent d'une érosion des sols dont l'ampleur est sans précédent depuis la dernière glaciation. Alors que des variations climatiques sont perçues à travers l'évolution des essences végétales par l'anthracologie, la dynamique sédimentaire semble essentiellement déterminée par l'anthropisation du versant. Les crises climatiques des débuts du Subboréal et du Subatlantique, traditionnellement reconnues ailleurs, ne sont pas enregistrées dans la mesure où l'équilibre du milieu forestier reste peu touché pendant ces périodes.

ÉVOLUTION D'UN VERSANT AU COURS DE L'HOLOCÈNE À VAISE (FRANCE)

Pascal BERTRAN, Institut du Quaternaire, UMR 9933 CNRS, Université de Bordeaux I, bâtiment de géologie, avenue des Facultés, 33405, Talence, France.

Laurent FABRE, UPRESA 50-59 CNRS, Institut de Botanique, 163 rue A. Broussonet, 34000, Montpellier, France.

Odile FRANC, AFAN, antenne Rhône-Alpes, 99 avenue P. Santy, 69008, Lyon, France.

Nicole LIMONDIN-LOZOUET, Laboratoire de Géographie physique, URA 141 CNRS, 1 place Aristide Briand, 92195, Meudon, France.

Stéphanie THIÉBAULT, UPRESA 50-59 CNRS, Institut de Botanique, 163 rue A. Broussonet, 34000, Montpellier, France.

Manuscrit reçu le 13 janvier 1997 ; manuscrit révisé et accepté le 5 août 1997

RÉSUMÉ À l'occasion de travaux de génie civil à Vaise (France), les dépôts holocènes accumulés au pied d'un versant ont fait l'objet d'une étude sédimentologique et paléoenvironnementale (malacologie, anthracologie) couplée à de nombreuses dates au ^{14}C . Trois zones principales d'accumulation détritique ont été mises en évidence. Elles sont séparées par des zones plus stables, marquées par le développement d'un paléosol complexe. Celui-ci est de type lessivé humique au Préboréal ; il évolue ensuite vers un pôle brun lessivé pendant l'Atlantique parallèlement au développement de la chênaie caducifoliée. Au cours du Subboréal, à la suite d'une forte implantation humaine de l'âge du Bronze, le sol acquiert un caractère isohumique. Il est ensuite profondément enfoui sous des colluvions à partir du I^{er} siècle ap. J.-C. Une activité torrentielle et fluviale s'est manifestée de façon discontinue tout au long de l'Holocène. Les accumulations les plus puissantes sont cependant liées à l'aménagement anthropique du versant pendant les deux derniers millénaires, qui s'accompagnent d'une érosion des sols dont l'ampleur est sans précédent depuis la dernière glaciation. Alors que des variations climatiques sont perçues à travers l'évolution des essences végétales par l'anthracologie, la dynamique sédimentaire semble essentiellement déterminée par l'anthropisation du versant. Les crises climatiques des débuts du Subboréal et du Subatlantique, traditionnellement reconnues ailleurs, ne sont pas enregistrées dans la mesure où l'équilibre du milieu forestier reste peu touché pendant ces périodes.

ABSTRACT *Holocene slope evolution at Vaise, France.* Holocene slope deposits at Vaise (Lyon, France) have been investigated (sedimentology, malacology, anthracology, ^{14}C chronology) along ca. 1 km wide trenches. Three main detrital accumulations have been identified together with more stable areas characterised by a polygenetic paleosol. A mollic horizon with signs of organic clay illuviation (*cf.* Argiudoll - Argiboroll) first developed during the Preboreal. A yellow brown argillic horizon (*cf.* Udalf) then formed as a consequence of the extension of the Atlantic oak forest. The upper mollic horizon is thought to reflect forest clearance and prairie development within the Subboreal, as a response to an important human occupation at the Bronze Age. The soil was finally buried under a thick colluvium from the 1st century A.D.. Mass- and streamflows intermittently occurred along the Holocene. However, the thickest accumulations are related to agricultural landuse during the last two millennia, which induced soil erosion with an intensity never reached since the last glaciation. Slope dynamics seem to be mainly controlled by human pressure, whereas the vegetation documented by anthracology more clearly reflects climate changes. The classical climatic crises of the Subboreal and Subatlantic beginnings were not registered here since the forest equilibrium was not affected during these periods.

ZUSAMMENFASSUNG *Entwicklung eines Hangs im Holozän in Vaise (Frankreich).* Während Bauarbeiten in Vaise (Frankreich) hat man die am Fuß eines Hangs angesammelten Ablagerungen aus dem Holozän auf Sedimentation und Paläoumwelt (Malakologie, Anthrakologie) untersucht, in Verbindung mit zahlreichen ^{14}C Daten. Drei Hauptzonen von Trümmerakkumulation werden hervorgehoben. Sie sind durch stabilere Zonen voneinander abgetrennt, welche sich durch die Entwicklung eines polygenen Paläobodens auszeichnen. Dieser ist vom Typus ausgewaschener Humus aus dem Präboreal ; er entwickelt sich anschließend zu einem braun ausgewaschenen Horizont parallel zur Entwicklung des atlantischen Eichenwaldes. Während des Subboreals gewinnt der Boden einen Isohumus-Charakter infolge der mächtigen menschlichen Ansiedlung im Bronze-Zeitalter. Danach ist er ab dem 1. Jahrhundert u.Z. tief begraben unter Gehängeschutt. Während des gesamten Holozän fand periodisch eine turbulente und fluviale Aktivität statt. Die mächtigsten Akkumulationen hängen jedoch mit der menschlichen Nutzung des Hangs während der letzten zwei Jahrtausende zusammen, was zu einer Erosion der Böden führte, in einem seit der letzten Vereisung nie erreichtem Umfang. Während man mittels Anthrakologie die Entwicklung der Pflanzenarten bestimmt und so die klimatischen Veränderungen feststellen kann, scheint die Sedimentierungsdynamik hauptsächlich durch anthropogene Einwirkung auf den Hang bestimmt. Die klassischen klimatischen Krisen zu Beginn des Subboreal und des Subatlantik sind hier nicht feststellbar, da das Gleichgewicht des Wald-Milieus während dieser Zeiten wenig betroffen ist.

INTRODUCTION

Dans les dernières décennies, de nombreuses études ont été consacrées à l'analyse des processus de sédimentation actuels sur les versants et des lithofaciés associés. En revanche, les travaux concernant l'évolution de la sédimentation sur les versants au cours de l'Holocène sont plus rares, principalement en raison de la difficulté de dater les dépôts de manière précise. Plusieurs voies ont été explorées, comme la datation directe des dépôts par le biais de fragments de bois, de charbons, de coquilles ou l'utilisation de la lichénométrie et de la dendrochronologie (Hétu, 1990 ; Corominas *et al.*, 1993), le dépouillement des archives (Grove, 1972 ; Casale *et al.*, 1994), l'étude de systèmes lacustres au pied de versants (Jonasson, 1993) ou de rivières dont une grande partie du bassin est montagneux (Bravard, 1992 ; Jorda et Provansal, 1996). Quelques études ont également mis à profit les possibilités de datation offertes par les témoins archéologiques (Berger, 1995, 1996).

Tous ces travaux ont mis en évidence des variations significatives de la sédimentation à l'échelle de l'Holocène, mais l'importance relative des différents facteurs à l'origine de cette variation reste sujette à discussion, en partie parce qu'en Europe très anciennement et densément peuplée, il est difficile de dissocier les actions anthropiques et les dynamiques naturelles dans les milieux de basse altitude. Les résultats présentés ici, obtenus à l'occasion de fouilles archéologiques sur le tracé du périphérique nord de Lyon (France), concernent la structure détaillée et l'histoire des dépôts post-würmiens accumulés au pied d'un versant fortement anthropisé. Différents niveaux archéologiques ont été mis au jour ; ils vont de l'Épipaléolithique à l'époque moderne et couvrent donc la majeure partie de l'Holocène. L'abondance de ces vestiges et les nombreux éléments qui ont fait l'objet de datations absolues ont rendu possible le calage assez précis de la séquence sédimentaire observée et permettent de mettre en relation évolution dynamique et anthropisation du versant.

MATÉRIELS ET MÉTHODES

La zone étudiée se situe au pied du Plateau lyonnais, relief qui correspond à la bordure orientale du Massif central français (fig. 1). Le versant, orienté vers l'est et culminant vers 260 m d'altitude, est composé d'un segment sommital assez raide (pente environ 22°) et d'une longue concavité basale, dominant la plaine alluviale de la Saône à l'altitude moyenne de 170-175 m (soit 5-10 m au-dessus du niveau de la rivière). La pente des différents secteurs étudiés est comprise entre 4 et 6°.

Différentes formations géologiques ont été reconnues dans cette zone (fig. 2). Sur le plateau, affleure une épaisse formation alluviale à galets dont la pétrographie est dominée par les quartzites et qui est rapportée selon les auteurs au Villafranchien (David *et al.*, 1978) ou à la base du Pléistocène moyen (Mandier, 1984). Dans la moitié supérieure du versant affleurent le substratum cristallin (anatexites) et des lambeaux de terrasses alluviales pléistocènes, à cortège

pétrographique essentiellement composé de quartzites et de calcaires. Des loess de puissance très variable nappent localement ces différents niveaux alluviaux.

Une basse terrasse sableuse, qui atteint 175 m d'altitude environ, constitue la base de la stratigraphie analysée. Elle est recouverte par des loess et des dépôts de pente dont l'épaisseur peut atteindre 5 m en certains points. Trois zones d'accumulation détritique importante ont été mises en évidence tout le long du versant. Ces cônes sont séparés par des zones plus stables, marquées par le développement d'un paléosol complexe pendant une grande partie de l'Holocène. Les résultats acquis sur ces différentes zones seront présentés séparément et leur contenu archéologique sera également brièvement évoqué..

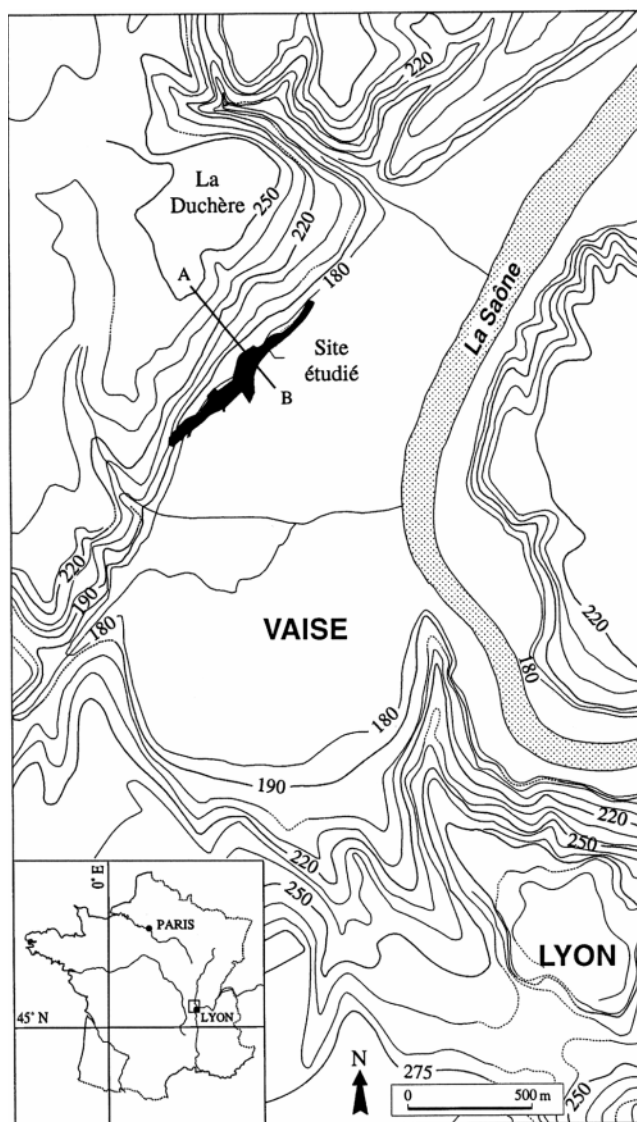


FIGURE 1. Localisation du site étudié.
Location of the study site.

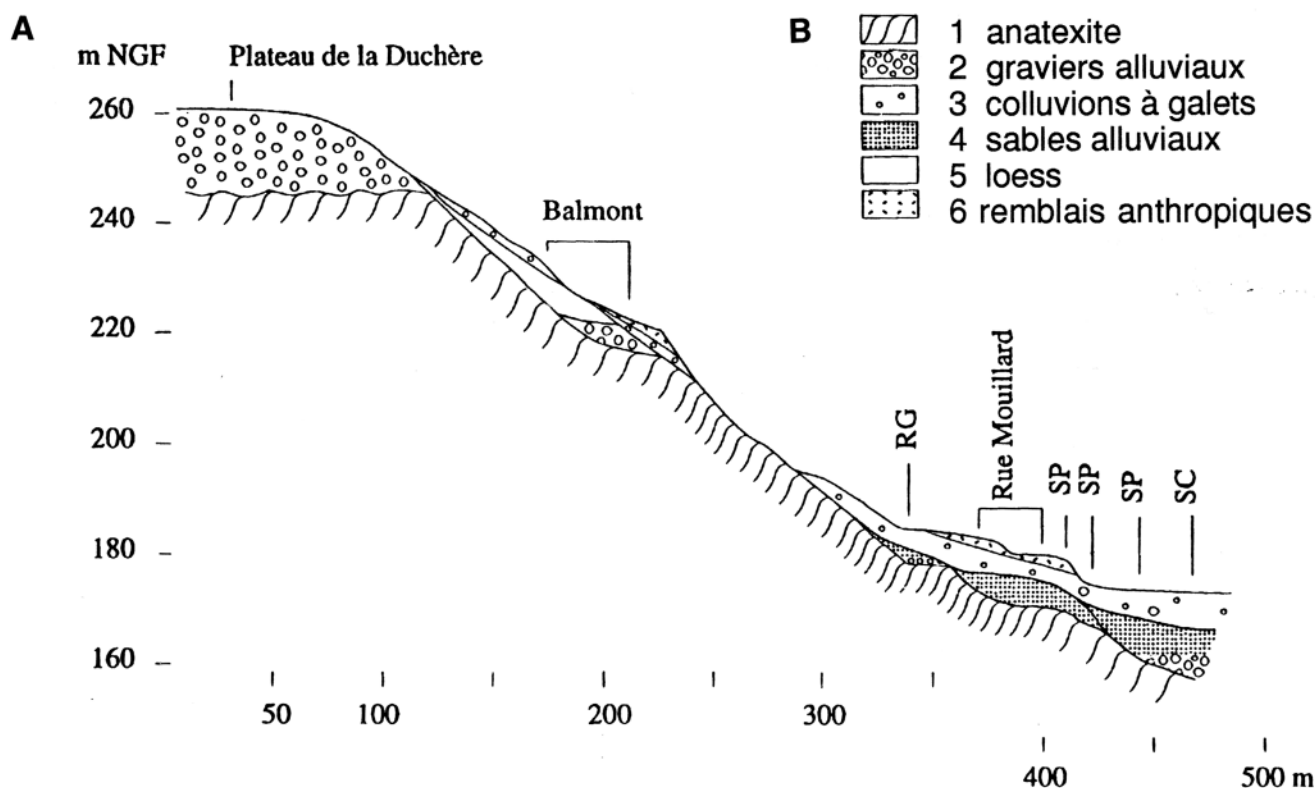


FIGURE 2. Coupe schématique du versant. RG, SP et SC : sondages.

Schematic section of the slope. RG, SP and SC : boreholes ; 1 : anatexite, 2 : fluvial gravel, 3 : colluvial gravel in a sandy silt matrix, 4 : fluvial sand, 5 : loess, 6 : backfilling material.

Le chantier archéologique a été morcelé en plusieurs secteurs, dont cinq ont fait l'objet d'une étude détaillée et sont évoqués ici (fig. 3) : impasse de la Duchère, Ouest Giratoire, Centre Giratoire, rue Mouillard et bassins SNCF.

Après observation des coupes, des échantillons ont fait l'objet d'une analyse granulométrique, portant sur la fraction >1 mm (tamisage) ou couvrant la totalité du spectre (tamisage et densimétrie) aux laboratoires de géomorphologie

des universités de Lyon 2 et Lyon 3. Les carbonates ont été dosés par la méthode du calcimètre Bernard. Neuf échantillons de sédiment non perturbé ont également été prélevés puis imprégnés sous vide par une résine synthétique à l'Institut du Quaternaire de l'Université de Bordeaux 1. Des lames minces de grand format ont été taillées à partir de ces blocs, selon la méthode décrite par Guilloire (1980), puis examinées à l'aide d'un microscope pétrographique. Parallè-

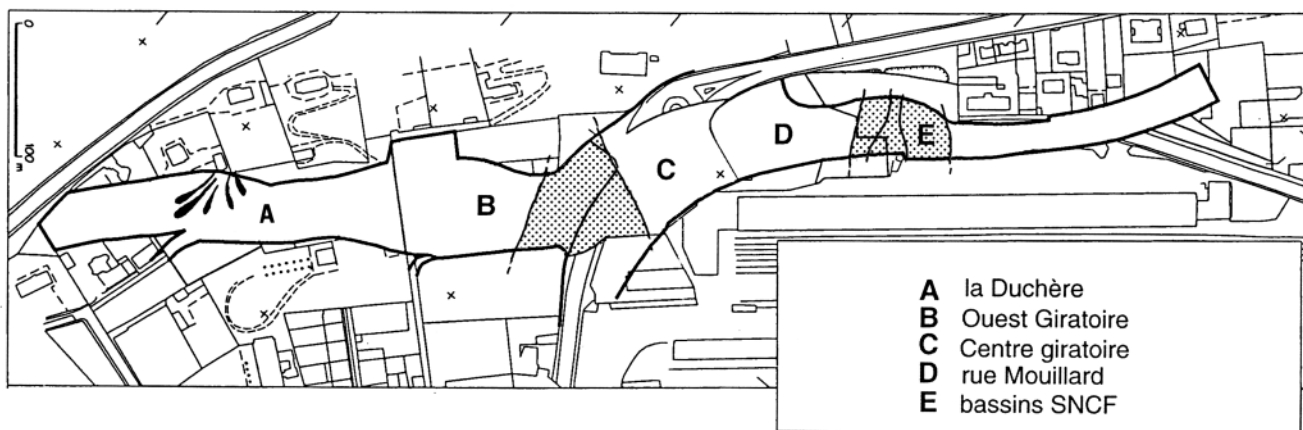


FIGURE 3. Localisation des différents secteurs et emplacement des accumulations détritiques analysées.

Location map of the different areas and the detrital cones analysed.

lement, la teneur en matière organique de 16 échantillons provenant du paléosol a été déterminée (méthode Anne, station agronomique de Laon). La disposition (fabrique) des cailloux a été mesurée sur le terrain à l'aide d'une boussole-clinomètre Recta.

Dix datations au ^{14}C ont été effectuées au Centre de Datation par le Radiocarbonate de l'Université de Lyon 1, à partir des charbons de bois récoltés à la fouille ou par tamisage des différentes unités stratigraphiques. L'étude des paléoenvironnements a par ailleurs été abordée par le biais d'analyses anthracologiques et malacologiques. Pour la malacologie, quatre colonnes d'échantillons comprenant l'ensemble ou seulement une partie de la séquence ont été prélevées, puis traitées selon le protocole décrit par Puisségur (1976). Les charbons de bois ont été séparés par tamisage à sec ou à l'eau selon la nature du sédiment, sur une maille de 0,2 et 0,5 mm pour les charbons hors contexte archéologique et 2,5 mm pour ceux, plus abondants, issus de structures anthropiques. Un volume de 10 l de sédiment en moyenne a été tamisé par échantillon. Tous les fragments ont été décomptés et analysés en microscopie optique à réflexion.

RÉSULTATS

SOLS ET DÉPÔTS DES ZONES INTER-CÔNES

Sédimentation

Les matériaux observés à la base des coupes correspondent à des alluvions fines, composées d'une alternance de lits horizontaux sableux et argileux (couche 1, fig. 4). Selon J.-P. Bravard (communication orale), ces alluvions correspondraient à des dépôts fluvio-lacustres, mis en place à la suite d'un barrage de la Saône par les alluvions rhodaniennes au cours du dernier glaciaire. Une datation au ^{14}C effectuée sur coquilles (*Arianta arbustorum*) a fourni un âge de $15\,265 \pm 125$ BP (Lyon-197. OxA) (tabl. I). La malacofaune, en accord avec cette datation, présente des associations représentatives du Pléniglaciaire würmien.

Ces dépôts sont surmontés par environ 1 m de lœss calcaire (couche 2), dont l'âge est compris entre $15\,265 \pm 125$ et $11\,235 \pm 95$ BP (Lyon-196. OxA), soit Dryas ancien. La partie supérieure du lœss a cependant livré une malacofaune caractéristique des associations de la période Allerød-Dryas récent, qui reflète probablement une phase de remaniement des dépôts.

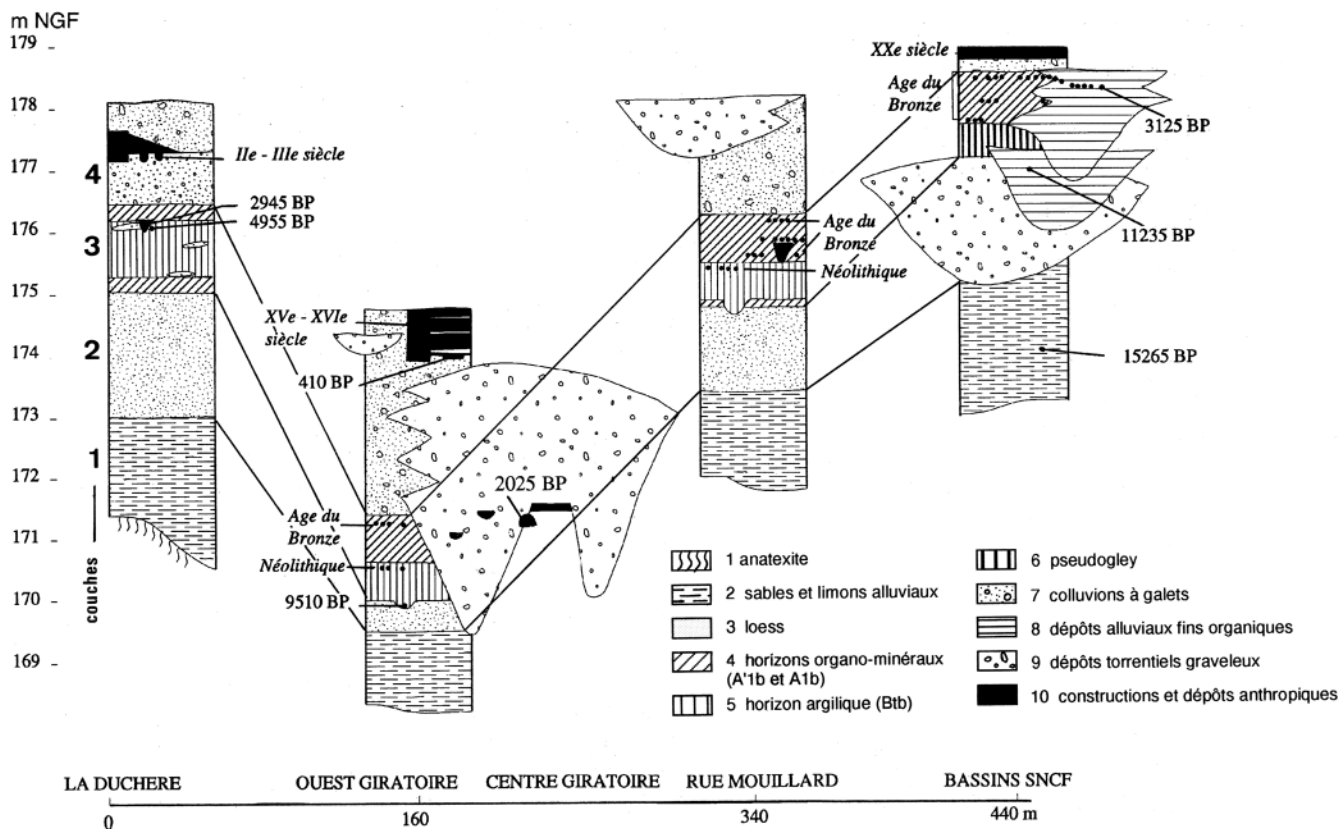


FIGURE 4. Stratigraphie schématique des différents secteurs étudiés. Les principaux niveaux archéologiques ont été figurés en pointillé noir.

Schematic stratigraphy of the study areas. 1 : anatexite, 2 : alluvial sand and silt, 3 : loess, 4 : humic horizon (A'1b and A1b), 5 : argillic horizon (Btb), 6 : gravelly colluvium, 7 : organic-rich fine-textured alluvial deposit, 8 : torrential sand and gravel, 9 : anthropic deposits. The main archaeological levels are shown as black dots.

TABLEAU I
Liste des dates au ^{14}C et calibration

Provenance	Matériel daté	Âge BP	Âge calibré *		Référence
			écart type = 2 sigma		
			cal BC	cal BP	
Bassins SNCF	malacofaune	15265±125	16526-15933	18476-17883	Lyon-197 (OxA)
Bassins SNCF	charbons de bois	11235±95	11431-10981	13381-12931	Lyon-196 (OxA)
Ouest Giratoire	os brûlés	9510±100	8990-8388	10940-10338	Lyon-237 (OxA 6014)
La Duchère	charbons de bois	4955±115	3979-3505	5929-5455	Ly-6810
Ouest Giratoire	charbons de bois	4510±60	3367-3012	5317-4962	Lyon-279 (OxA)
Bassins SNCF	charbons de bois	4145±65	2889-2563	4839-4513	Lyon-278 (OxA)
Bassins SNCF	charbons de bois	3125±50	1464-1256	3414-3206	Ly-7381
La Duchère	charbons de bois	2945±65	1318-970	3268-2920	Ly-6810
Ouest Giratoire	charbons de bois	2025±40	BC 115- AD 70	2064-1880	Ly-7126
Ouest Giratoire	os humain	410±50	AD 1427-1532	523-418	Ly-7128

* Stuiver et Becker (1993)

Un paléosol surmonte le loess ; il présente de manière assez constante un profil de type A1b-Btb-A'1b-C'ca (pl. I , photo 1). La texture est significativement différente de celle du loess sous-jacent et devient plus sableuse. La granulométrie fait apparaître un accroissement de la teneur en sables grossiers de bas en haut de la stratigraphie, qui s'effectue par paliers correspondant respectivement à la base des horizons A'1b, A1b et C (fig. 5). Le paléosol ne provient donc pas de la transformation sur place du loess, mais se développe aux dépens d'un mélange de loess, de formations allu-

viales anciennes affleurant en haut de versant et de produits de la désagrégation du substratum cristallophyllien (couche 3). La présence de témoins anthropiques distribués sur pratiquement toute la hauteur du paléosol, selon l'ordre chronologique (Mésolithique et Néolithique dans l'horizon argilique, âge du Bronze et 1^{er} âge du Fer dans l'horizon A1b, gallo-romain et médiéval au-dessus), indique à l'évidence que la surface du sol n'est pas restée stable mais a subi une accretion progressive au cours de l'Holocène. Il s'agit donc d'un sol colluvial.

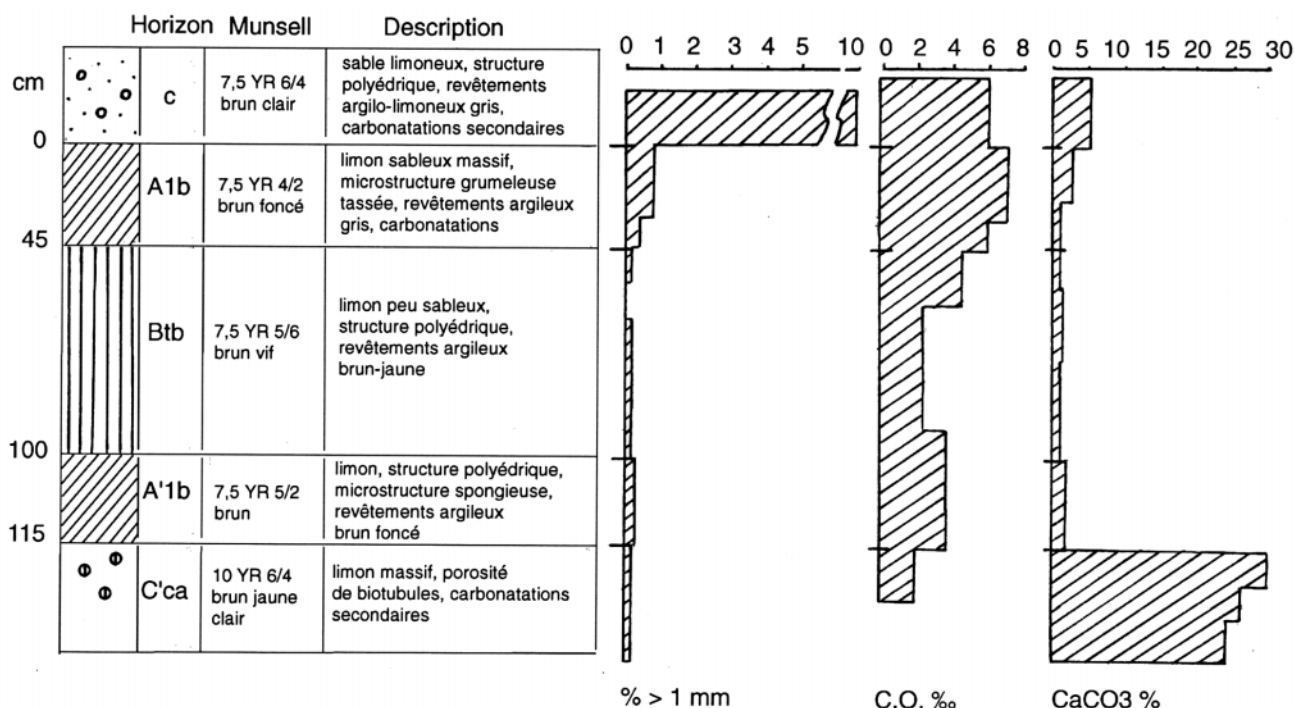


FIGURE 5. Stratigraphie schématique et principales données analytiques concernant les dépôts du secteur rue Mouillard. CO : Carbone organique.

Schematic stratigraphy and main analytic data from the deposits of 'rue Mouillard' area.

On n'observe aucune structure sédimentaire caractéristique du ruissellement ni de traces de mouvements en masse du sol. C'est un matériel homogène, non stratifié, à texture de limon sablo-argileux. Il est difficile de déterminer si l'accrétion du sol résulte d'une sédimentation relativement continue (colluvionnement lent lié l'impact des gouttes de pluie, au ruissellement diffus et à l'activité de la faune) (Kirkby, 1967 ; Kwaad, 1977 ; Hazelhoff *et al.*, 1981) ou si elle ne reflète qu'un nombre limité d'événements, les dépôts ayant ensuite été totalement homogénéisés par l'activité biologique. L'absence de graviers dans les dépôts, alors que des matériaux grossiers étaient disponibles à l'amont, plaide en faveur de la première hypothèse, c'est-à-dire d'une sédimentation lente et sélective de particules fines.

La présence de petits charbons de bois et de graines de céréales carbonisées dans l'horizon argilique laisse supposer que la forêt a dû faire périodiquement l'objet d'essartages dès avant l'âge du Bronze, bien qu'il n'en subsiste plus d'autre trace visible dans la structure du sol aussi bien à l'échelle du terrain qu'en microscopie. Cela suppose une restauration rapide de la végétation après chaque événement et de longues périodes sans culture (culture à « jachère-forêt » typique du Néolithique, Guilaine, 1991). Trois dates obtenues sur des lots de petits charbons de bois, récoltés par tamisage à différents niveaux de l'horizon argilique, donnent des valeurs relativement voisines correspondant au Néolithique moyen et récent : 4955 ± 115 BP (Lyon-6810), 4510 ± 60 BP (Lyon-279. OxA) et 4145 ± 65 BP (Lyon-278. OxA). On pense que la grande dispersion verticale de ces charbons provient de leur redistribution par les processus de versant et l'activité biologique (Stein, 1983 ; Carcaillet et Talon, 1996).

Les défrichements ont pu jouer un rôle non négligeable sur l'érosion du sol. Cependant, en considérant une épaisseur moyenne de l'horizon argilique égale à 50 cm et une durée de formation couvrant la période Atlantique et le début du Subboréal, soit approximativement 4000 ans, on obtient un taux moyen d'accrétion verticale d'environ 12,5 cm par millier d'années. Ce taux est faible et peut se comprendre comme le simple résultat d'un colluvionnement sous forêt (Kwaad, 1977 ; Sala, 1988). Il reste notamment très modeste en comparaison de celui calculé pour les colluvions gallo-romaines surmontant le paléosol, qui est d'environ 250 cm par millier d'années.

Les niveaux qui fossilisent le paléosol apparaissent comme un matériel sablo-limoneux plus ou moins graveleux, à stratification rudimentaire (pl. I, photo 2). Les structures sédimentaires comprennent des lentilles de graviers de forme concave, provenant du colmatage de rigoles, des lits graveleux continus sur plusieurs mètres, qui correspondent probablement à des pavages résiduels ou à des petits cônes détritiques accumulés à l'aval de rigoles (Allen, 1992 ; Boardman, 1992), ainsi que quelques lentilles de graviers dispersés dans une matrice limoneuse, de largeur métrique, interprétées comme de petites coulées de débris. Toutes ces structures témoignent du ravinement du versant et du rôle prépondérant du ruissellement concentré sur l'accumulation déritique.

Dans la plupart des coupes, la granulométrie des colluvions devient de plus en plus grossière vers le haut. Ceci peut résulter d'une érosion de plus en plus forte des sols ou correspondre à un tri hydraulique des particules par le ruissellement (Kirkby et Kirkby, 1974 ; Abrahams, 1987 ; Poesen, 1987). En effet, les éléments grossiers peu mobiles sont issus des formations fluviales anciennes du plateau et nécessitent en conséquence un temps plus long que les particules fines pour atteindre le pied du versant. Selon cette hypothèse, l'évolution granulométrique constatée serait essentiellement déterminée par des paramètres géomorphologiques intrinsèques, plutôt qu'à une modification notable des conditions environnementales. Cette dernière possibilité ne peut cependant pas être écartée.

La couche 4 renferme de nombreux vestiges gallo-romains et médiévaux et le début de la sédimentation peut ainsi être daté du I^{er} siècle ap. J.-C., à l'exception des secteurs de la Duchère et rue Mouillard, où a été localement décrit un niveau de colluvions de l'âge du Bronze (Best et Widlak, 1995). La mise en place de ces dépôts résulte probablement d'une dénudation complète du versant pendant la période gallo-romaine et médiévale, associée à une mise en culture. À l'échelle microscopique, on observe en effet des accumulations d'argiles limoneuses grises, riches en micro-particules charbonneuses. Ces illuviations sont caractéristiques des sols dénudés et anthropisés, notamment des sols cultivés (Jongerijs, 1970 ; Thompson *et al.*, 1990). Par ailleurs, diverses structures à vocation agraire ont été découvertes lors des fouilles archéologiques. Sur le secteur de la Duchère, ces structures consistent en restes de palissades, de murets et de drains d'âge gallo-romain (Frascone, à paraître). Sur les autres sites, l'essentiel des aménagements gallo-romains est constitué par des terrasses, dont les murs sont fossilisés par les colluvions (Best et Widlak, 1995 ; Jacquet, 1998).

PLANCHE 1

Photo 1. Paléosol complexe du secteur rue Mouillard. On distingue les horizons de couleur sombre, riches en matière organique, à la base et au sommet du profil ainsi que l'horizon argilique médian.

Polygenetic paleosol, 'rue Mouillard' area. We can distinguish the dark humic horizons at the base and top of the section and the median argillic horizon.

Photo 2. Colluvions sablo-graveleuses massives surmontant le paléosol, secteur rue Mouillard.

Massive sandy gravel colluviums burying the paleosol, 'rue Mouillard' area.

Photo 3. Löss avec des carbonatations secondaires autour de la porosité d'origine biologique. Lame mince, lumière naturelle.

loess with secondary carbonate accumulations around biogenic voids. Thin section, plane polarised light.

Photo 4. Horizon A'1b. On distingue de fins revêtements argileux colorés par de la matière organique sur les parois des cavités. Lame mince, lumière naturelle.

A'1b horizon showing thin humic clay coatings. Thin section, plane polarised light.

Photo 5. Revêtements argileux brun-jaune dans l'horizon B'tb. Lame mince, lumière naturelle.

Yellow brown clay coatings in horizon B'tb. Thin section, plane polarised light.

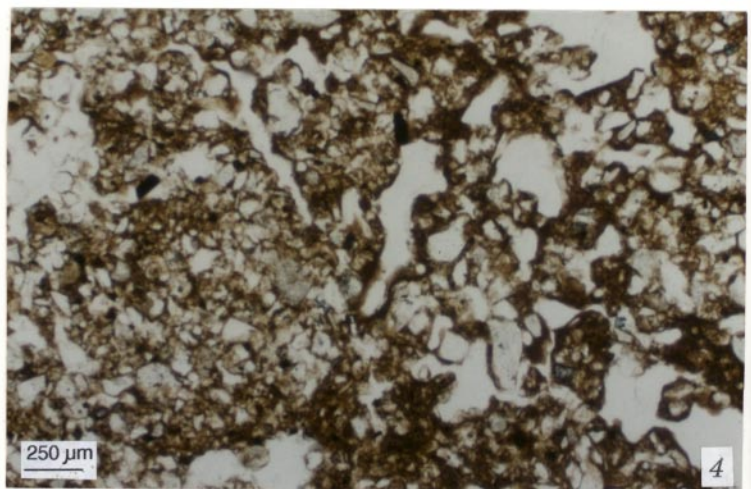
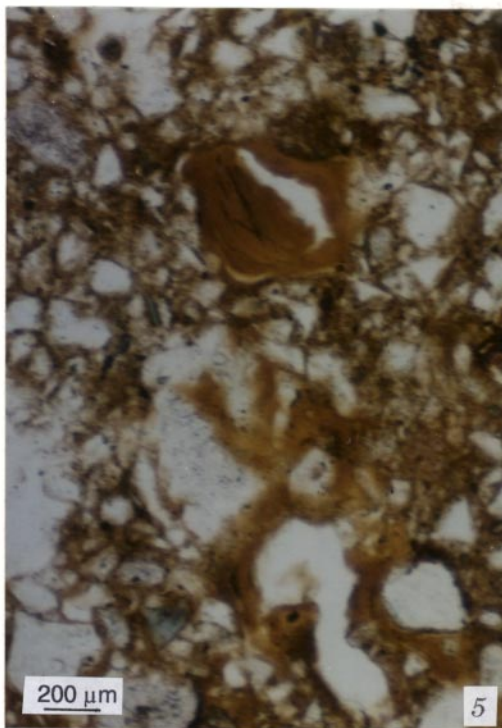
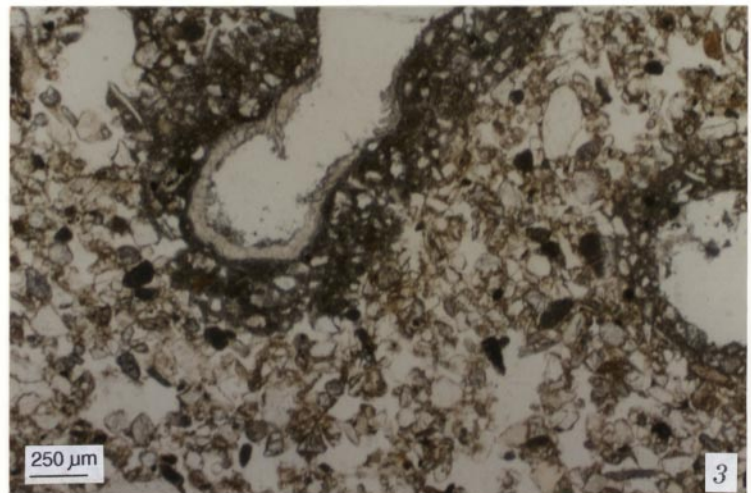


Planche 1

Pédogénèse

Le loess présente des traces d'une intense activité biologique (porosité de biotubules), apparemment sans relation avec le paléosol sus-jacent, puisque l'abondance de ces traces ne varie pas quelle que soit la profondeur. L'activité biologique est donc contemporaine du dépôt de loess et indique un milieu de type steppique. Les carbonates sont partiellement dissous et reprécipités sous forme d'imprégnations micritiques autour des bioturbations (pl. I, photo 3).

Le paléosol possède une histoire pédologique complexe (fig. 5). Les horizons A'1-C'ca sont interprétés comme un premier sol humique. Les microstructures observées (pl. I, photo 4) s'apparentent à celles des chernozems dégradés ou des sols gris forestiers (*Argiudolls* - *Argiborolls*, U.S. Soil Taxonomy) (Bronger, 1978 ; Pawluk et Bal, 1985) et sont caractérisées par une activité biologique intense, dominée par les vers de terre (lombrics) et la présence d'illuviations argileuses peu abondantes, colorées en brun par de la matière organique. Les carbonates s'accumulent à la base du solum et forment un horizon Cca bien différencié. Dans la mesure où les microstructures conservées dans l'horizon A'1b semblent exclure une pédogénèse en milieu subarctique, en raison de la macroaggrégation due à des lombrics et de l'absence de figures cryogéniques (Brewer et Pawluk 1975 ; Sanborn et Pawluk, 1989), nous pensons que cet horizon représente un état du sol acquis pendant le début de l'Holocène, probablement au cours du Préboréal - Boréal. Une telle proposition est en accord avec la date de 9510 ± 100 ans BP (Lyon-237. OxA) obtenue sur des os contenus dans une fosse située à la base du paléosol ainsi qu'avec la présence d'espèces thermophiles dans les associations malacologiques, qui indiquent la remontée des températures caractéristique du début de l'Holocène. Des données similaires ont également été obtenues par Vazart (1983) dans le Bassin parisien.

Les horizons A1b-Btb correspondent à un profil de sol brun lessivé à humus relativement épais. Les caractères de l'horizon argilique (pl. I, photo 5) sont typiques des sols forestiers bien drainés, sur matériaux loessiques, développés en climat tempéré (Jamagne et Begon, 1984 ; Fédoroff et Courty, 1987). Les revêtements d'argile illuviale ne sont

pas fragmentés et dispersés dans la masse du sol, mais sont en rapport avec la porosité. Ceci indique clairement le caractère *in situ* de cet horizon. Les matériaux sur lesquels s'est formé ce sol étaient déjà décarbonatés, comme le laisse supposer l'absence d'accumulation secondaire de carbonates sous l'horizon argilique. Ils proviennent donc vraisemblablement de l'érosion progressive des horizons superficiels décarbonatés des sols développés à l'amont.

L'horizon brun A1b correspond à l'horizon supérieur organo-minéral du sol. Les caractères microstructuraux montrent qu'il s'agit d'un humus de type mull (pl. II, photo 6). Son épaisseur est plus importante que celle des sols forestiers typiques (horizon A mullique). Ce caractère, joint à l'absence d'horizon A2 lessivé et à l'abondance des bioturbations remplies de matériel humique dans la partie supérieure de l'horizon argilique, indique une évolution finale sous prairie. Cette évolution est contemporaine des implantations humaines datées de l'âge du Bronze, qui marquent donc l'époque de la disparition presque définitive de la forêt au pied du versant. Sur les secteurs de la Duchère, du Centre et de l'Ouest Giratoire, les occupations n'ont laissé que des témoins diffus. En revanche, à une centaine de mètres au nord-est (secteurs de la rue Mouillard et des bassins SNCF), trois niveaux successifs ayant livré des structures d'habitat ont été reconnus (Jacquet, 1998). Leur âge s'étale du Bronze ancien au Bronze final.

Pendant la période gallo-romaine et médiévale, la sédimentation devient trop importante pour que se différencient des horizons de sol. On constate seulement une activité biologique relativement abondante, le transfert à l'intérieur du sol de particules grossières, limoneuses, et une recarbonatation de l'horizon A1b sous-jacent.

LES DÉPÔTS DE COULÉES DE DÉBRIS DU SECTEUR DE LA DUCHÈRE

À l'extrémité sud-ouest du versant étudié, sur le secteur de la Duchère, la physionomie du paléosol change sensiblement. Les horizons sont moins bien différenciés et l'épaisseur de l'horizon argilique atteint environ 1 m. Sa texture est également plus sableuse que dans les autres secteurs.

Plusieurs niveaux caillouteux lenticulaires de 20 à 30 cm d'épaisseur et de 1 à 4 m de largeur sont interstratifiés dans

PLANCHE II

Photo 6. Horizon A1b à structure totalement excrémentale. Lame mince, lumière naturelle.

A1b horizon with a total excremental fabric. Thin section, plane polarised light.

Photo 7. Coulée de débris interstratifiée dans l'horizon argilique du paléosol, secteur de la Duchère. Ce niveau a été dégagé au cours des fouilles archéologiques.

Debris flows interbedded within the argillic horizon, 'la Duchère' area. The debris has been discovered during archaeological excavations.

Photo 8. Dépôts argileux riches en matière organique, avec des lentilles de graviers carbonatés interstratifiés. Talweg du secteur des bassins SNCF.

Organic-rich clayey deposits, with interstratified carbonate gravel lenses. Talweg of 'bassin SNCF' area.

Photo 9. Horizon hydromorphe Bg du paléosol développé sur les dépôts tardiglaciaires du secteur des bassins SNCF.

Hydromorphic Bg horizon developed on Tardiglacial deposits 'bassins SNCF' area.

Photo 10. Sables et graviers à litage oblique. Faciès F1, zone amont du cône de déjection du secteur Ouest Giratoire.

Planar cross-stratified sand and gravel. Facies F1, upslope part of the alluvial fan, 'Ouest Giratoire' area.

Photo 11. Chenaux et nappes sableuses litées. Faciès F1, zone aval du cône de déjection.

Channel infillings and laminated sand sheets. Facies F1, downslope part of the alluvial fan.

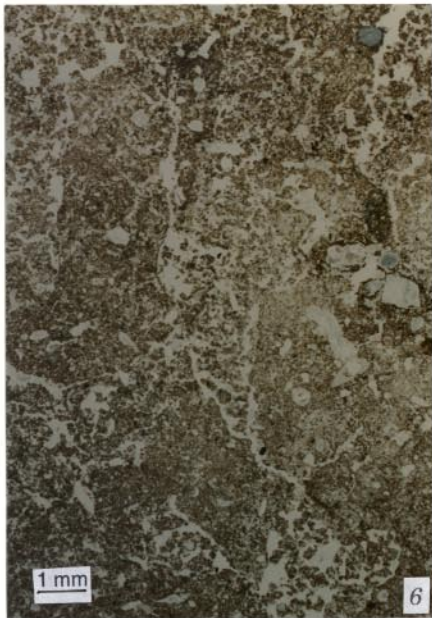


Planche II

le paléosol. Ils sont composés de galets de quartzite et de fragments cristallophylliens anguleux dispersés dans une matrice limoneuse ou localement jointifs. En coupe, ils présentent une limite supérieure convexe et un granoclassement vertical inverse. Plusieurs d'entre eux ont fait l'objet de décapages archéologiques, qui ont révélé une morphologie de levées et de lobes caractéristique des coulées de débris (pl. II, photo 7). De manière concordante, les fabriques montrent une orientation préférentielle dans le sens de la pente des débris contenus dans les levées (Nieuwenhuijzen et Van Steijn, 1990 ; Bertran *et al.*, 1997) et une orientation aléatoire dans les lobes. Les volumes estimés pour chacune de ces coulées ne dépassent pas quelques dizaines de mètres cubes.

Le nombre des cailloutis reste faible et avoisine la dizaine sur l'ensemble du secteur. Leur position stratigraphique est variable. Ils se rencontrent dès la base de l'horizon Btb jusqu'à l'horizon A1b et se répartissent sur une largeur d'une centaine de mètres. Ces observations tendent à montrer que l'activité des coulées de débris n'a été qu'un phénomène occasionnel dans cette zone. Ces phénomènes n'ont pas perturbé durablement la dynamique forestière, comme en témoigne le développement du paléosol lessivé.

LE CÔNE ALLUVIAL DU SECTEUR DES BASSINS SNCF

Les coupes relevées dans le secteur des bassins SNCF montrent la présence de plusieurs générations de talwegs incisant la terrasse würmienne (fig. 6). Ces incisions ont probablement débuté dès le Dryas ancien ou le Bølling, à la suite de l'abaissement rapide du niveau de base de la Saône d'une dizaine de mètres, jusqu'à une cote altitudinale inférieure à 160 m.

Deux types de faciès sont observés : 1) des sables et limons à litage horizontal dominant, avec quelques lentilles de galets ; 2) des matériaux à texture fine, massifs et riches en matière organique, dans lesquels s'intercalent des chenaux graveleux de largeur semi-métrique à métrique (pl. II, photo 8).

Le premier type de faciès, visible sur environ 3 m, constitue les dépôts les plus anciens rencontrés dans le secteur et

ont pu être observés sur une centaine de mètres de large. Vers le sommet, le litage devient de plus en plus indistinct, en raison d'une bioturbation intense. Ce faciès est interprété comme des dépôts en nappe, correspondant à la partie distale d'un cône alluvial.

Le second faciès colmate deux talwegs plus récents, emboîtés dans le précédent. La charge grossière des chenaux est composée de nodules carbonatés poreux, qui apparaissent en lame mince comme une micrite grise à laminations concentriques irrégulières et qui sont fréquemment développés autour d'un noyau d'origine végétale. Ces nodules souvent fragmentés et émoussés correspondent à des encroûtements algaires. Les chenaux sont interstratifiés dans des limons argileux brun-noir ou brun-gris, généralement massifs, avec des carbonatations rhyzomorphes dispersées dans la masse. Ces dépôts témoignent donc d'écoulements de faible énergie et relativement pérennes, permettant le développement d'une abondante végétation hygrophile, liés au fonctionnement d'une source carbonatée.

Le premier talweg à colmatage carbonaté et riche en matière organique est daté de 11 235±95 BP (Lyon-196. OxA), c'est-à-dire de l'Allerød. Il est surmonté par un sol à pseudogley (*Fluvaquent*, U.S. Soil Taxonomy), à profil de type A1 - Bg avec des trainées grises verticales et nombreuses taches d'oxydation, lié à la présence d'une nappe temporaire (pl. II, photo 9). Les caractères hydromorphes s'atténuent rapidement en s'éloignant du talweg et le sol passe au sol lessivé décrit précédemment (fig. 4).

Le remplissage du second talweg contient d'abondants témoins anthropiques, attribués à l'âge du Bronze ancien et final (Jacquet, 1998). Ce talweg aurait servi de dépotoir, en bordure d'une zone d'habitation.

Pendant la période gallo-romaine, le site est aménagé en terrasse et voit se développer diverses constructions. Plusieurs fossés probablement destinés à drainer et assainir le sol (Jacquet, 1998) ont été mis en évidence latéralement. Une datation (XV-XVI^e siècle) n'est bien établie que pour un seul d'entre eux.

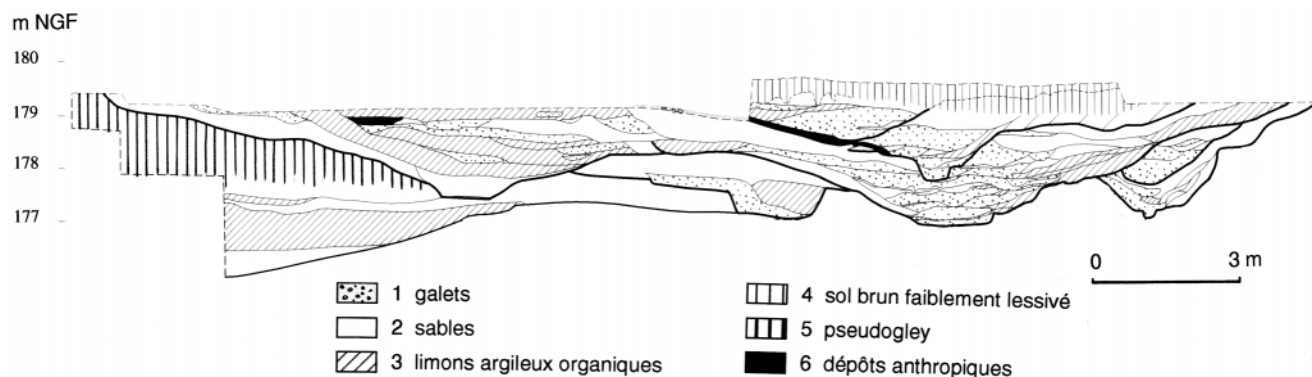


FIGURE 6. Coupe transversale schématique des dépôts alluviaux du secteur bassins SNCF.

Transverse section of the alluvial deposits of 'bassins SNCF' area. 1 : gravel, 2 : sand, 3 : organic-rich clay, 4 : brown soil, 5 : pseudogley, 6 : anthropic deposits.

LE CÔNE DE DÉJECTION DES SECTEURS DE L'OUEST ET DU CENTRE GIRATOIRE

Les coupes effectuées dans les secteurs de l'Ouest et du Centre Giratoire ont mis en évidence un cône de déjection associé à divers aménagements anthropiques (fig. 7A). Trois groupes de dépôts ont été distingués : 1) des matériaux bien triés, constitués par un ensemble de chenaux et de nappes à texture dominante sableuse (faciès F1), 2) des matériaux mal triés, souvent très grossiers, composés par des chenaux et des empilements de larges nappes graveleuses (faciès F2), 3) des matériaux sans stratification visible, très bioturbés, à texture de sables limoneux avec quelques graviers (faciès F3).

Par ailleurs, dans l'ensemble de la séquence, s'intercalent des dépôts d'origine anthropique : produits de combustion (nécropole à incinération, fours), rejets domestiques, matériaux de construction de voiries... Quatre voies ont ainsi été dégagées ; leur âge couvre l'ensemble des périodes gallo-romaine, médiévale et moderne. Au XV^e siècle, une maladrerie s'installe sur la partie distale du cône et les divers aménagements associés perturbent la partie supérieure de la stratigraphie.

Faciès F1

La puissance maximale de ces dépôts atteint environ 3 m, sur une pente de 3 à 5°. Dans la partie amont, le faciès

F1 colmate un chenal profond creusé dans le loess pédogénisé et la terrasse alluviale. À l'aval, le chenal s'évase et les dépôts s'étalent plus largement. Une situation identique s'observe symétriquement par rapport à une voie gallo-romaine, qui semble avoir guidé l'érosion et la sédimentation. Les dépôts de comblement présentent un tri hydraulique net le long de la pente. En amont, se développent des chenaux et des barres graveleuses (pl. II, photo 10), tandis qu'à l'aval, les nappes de sable à litage horizontal prennent de l'extension (pl. II, photo 11). La base des dépôts du cône est marquée par une succession de chutes et de cuvettes creusées dans le loess ou les alluvions anciennes, colmatées par des dépôts de décantation et des micro-deltas sableux (pl. III, photo 12). Les figures de charge, dues à des tassements différentiels en milieu thixotropique sont très abondantes (pl. III, photo 13). En revanche, dans l'ensemble de ces matériaux, les perturbations provoquées par l'activité biologique restent limitées.

Le faciès F1 correspond à des écoulements fluviaux spasmodiques. Plusieurs observations montrent un taux d'accrétion rapide et une forte instabilité des chenaux, notamment : 1) la petite taille des chenaux et leur séquence de colmatage relativement simple (séquence granodécroissante, pouvant correspondre à un seul événement sédimentaire), 2) la faible extension longitudinale des lits obliques et

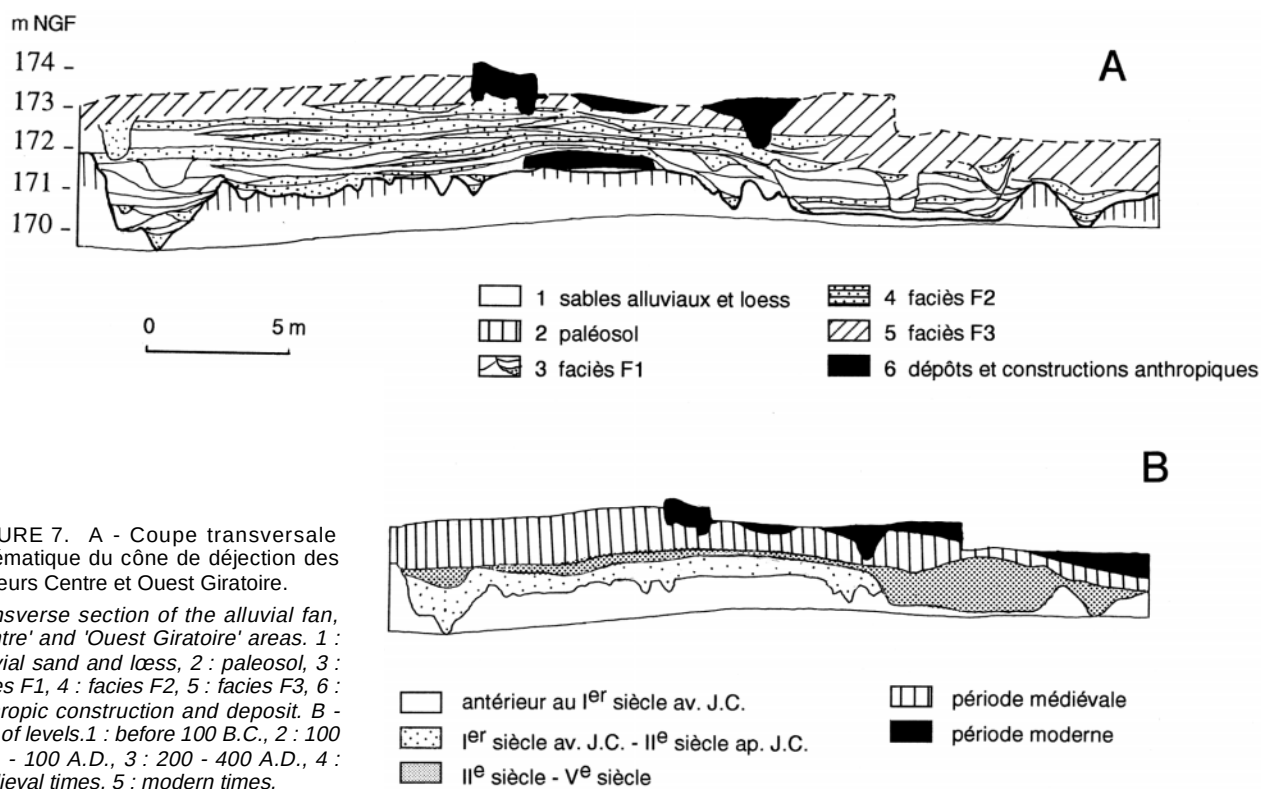


FIGURE 7. A - Coupe transversale schématique du cône de déjection des secteurs Centre et Ouest Giratoire.

Transverse section of the alluvial fan, 'Centre' and 'Ouest Giratoire' areas. 1 : alluvial sand and loess, 2 : paleosol, 3 : facies F1, 4 : facies F2, 5 : facies F3, 6 : anthropic construction and deposit. B - Age of levels. 1 : before 100 B.C., 2 : 100 B.C. - 100 A.D., 3 : 200 - 400 A.D., 4 : medieval times, 5 : modern times.

les nombreuses discordances (« surfaces de réactivation »), qui traduisent une courte durée de fonctionnement des barres et un changement fréquent de la ligne d'écoulement, 3) la fréquence des figures de charge, qui témoignent de l'accumulation rapide de matériaux sur des sédiments mal consolidés et 4) la rareté des traces d'activité biologique.

Une origine partiellement anthropique (creusement ou réaménagement) peut être envisagée pour expliquer la concentration des écoulements le long de la voie gallo-romaine. Selon cette hypothèse, un drain aurait initialement été creusé en vue de préserver la voie des inondations et des apports sédimentaires consécutifs.

Faciès F2

Le faciès F2 est caractérisé, à l'amont, par des remplissages grossiers de chenaux à fond plat (pl. III, photo 14) et, à l'aval, par l'empilement de nappes de galets et de sables dont l'extension atteint 3 à plus de 10 m en coupe frontale. La puissance totale de ces dépôts avoisine 2,5 m. À l'aval, les séquences élémentaires, de 20 à 40 cm d'épaisseur, comportent de bas en haut : 1) des galets dispersés dans une matrice mal triée (support matriciel) ou des galets à support clastique, 2) des sables grossiers massifs ou à litage horizontal, avec localement des antidunes, 3) des sables fins à litage entrecroisé (pl. III, photos 15 et 16). Cette division est souvent absente, ou bien se rencontre dans des rigoles qui entaillent les divisions précédentes.

Le tri est variable suivant les nappes. Les unités les plus mal triées (galets à support matriciel et sables à litage indistinct) sont attribuées à des coulées de débris *sensu lato*. Elles contiennent néanmoins relativement peu de fines et présentent parfois un granoclassement normal. Ces figures ont été signalées par Lowe (1982), Smith (1986) et Harvey (1989) dans des « flots hyperconcentrés », c'est-à-dire dans des écoulements où la fraction minérale constitue 40 à 60% en poids du mélange eau+sédiment (fig. 8).

Les unités les mieux triées correspondent à des écoulements dilués. Le litage horizontal observé dans les sables grossiers, joint à la présence locale d'antidunes, témoigne d'un régime de haute énergie. Les dépôts de plus basse énergie (sables à litage entrecroisé) qui marquent le vannage des dépôts en fin de crue sont mal préservés dans la séquence. Blair et McPherson (1994) décrivent des accumulations similaires, composées d'une alternance de galets et de sables et granules à litage plan. D'après leurs observations, plusieurs de ces niveaux peuvent être déposés au cours d'un seul événement, correspondant à un écoulement brutal et non confiné sur un cône torrentiel.

Les dépôts aval montrent dans certaines coupes une dérive granulométrique positive : les unités les plus grossières sont situées à la base de la séquence. Par ailleurs, les traces d'activité biologique (traces de racines et de vers de terre) sont plus abondantes vers le sommet où elles oblitèrent presque totalement la stratification. Ceci correspond à une séquence d'abandon progressif de la zone de sédimentation, qui témoigne d'une migration latérale des écoulements. La datation des différents niveaux grâce à leur contenu archéologique met également clairement en lumière la translation des principales zones d'accrétion du cône au cours du temps (fig. 7B).

Faciès F3

Le faciès F3 est constitué par des dépôts sablo-limoneux, sans stratification visible, en raison d'une bioturbation intense. Certaines coupes situées latéralement par rapport au cône ou dans les dépôts superposés aux nappes F2, montrent à l'échelle du terrain ou de la lame mince des niveaux dans lesquels les terriers de vers de terre sont remplis par des sables fins de couleur claire. Ces figures sont interprétées comme les traces de nappes sableuses de débordement, qui se sont étalées sur un sol soumis à une forte activité biologique. Elles représentent un faciès de bordure du cône de déjection.

PLANCHE III

Photo 12. Microdelta sableux et limon argileux à litage plan horizontal. Faciès F1, base de cône de déjection.

Sandy microdelta and horizontally laminated clayey silt. Facies F1, base of the alluvial fan.

Photo 13. Figures de charge. Faciès F1, zone aval du cône de déjection.

Load casting. Facies F1, downslope part of the alluvial fan.

Photo 14. Sables et galets à litage entrecroisé rudimentaire. Faciès F2, zone amont du cône de déjection.

Crudely cross-bedded sand and gravel. Facies F2, upslope part of the alluvial fan.

Photo 15. Dépôts sableux à litage faiblement incliné vers l'amont (antidunes) intercalés dans des dépôts massifs (écoulements hyperconcentrés). Faciès F2, zone aval du cône de déjection.

Upslope-dipping low angle laminated sand (antidunes) interbedded with massive sand (hyperconcentrated flows). Facies F2, downslope part of the alluvial fan.

Photo 16. Sables massifs avec des galets dispersés (écoulement hyperconcentré) surmontés par des sables lités (vannage), puis à nouveau par des sables massifs. Faciès F2, zone aval du cône de déjection.

From base to top : massive sand with scattered gravel (hyperconcentrated flow), laminated sand (waning flow), then again massive sand. Facies F2, downslope part of the alluvial fan.

Photo 17. Coupe dans la zone amont du cône de déjection, montrant une granocroissance verticale nette. Les bandes horizontales claires correspondent à la surface de banquettes aménagées pour la stabilité de la coupe. L'ensemble de la séquence mesure environ 4 m de hauteur.

Section in the upslope part of the alluvial fan showing an upward coarsening trend. The light horizontal bands correspond to benches for the stability of trenches. The whole section is about 4 m high.

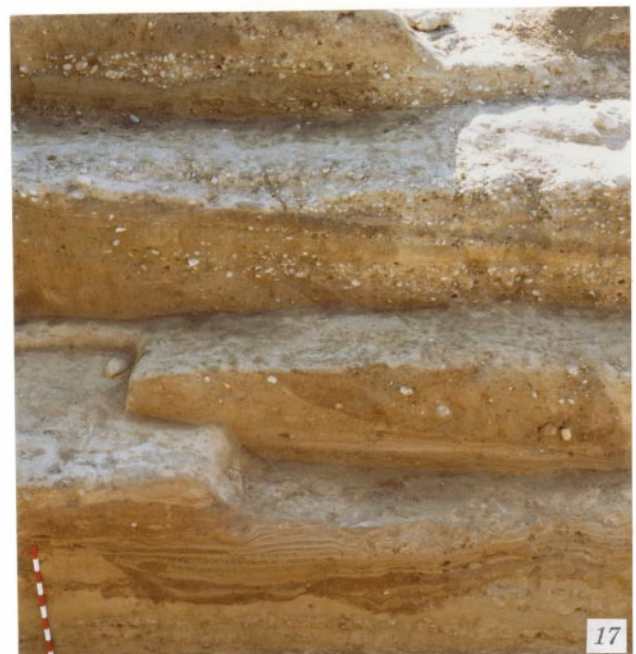


Planche III

ARCHITECTURE ET ÉVOLUTION DU CÔNE DE DÉJECTION

Les dépôts les plus anciens du cône de déjection sont constitués par le faciès F1, qui remplit un chenal érodant le paléosol lessivé. Pendant le dépôt des nappes torrentielles F2, qui marque l'enfouissement de la voie gallo-romaine sous les apports sédimentaires, le cône présentait un chenal principal large, à fond plat et mal délimité. Latéralement aux matériaux grossiers, se sont déposés des épandages essentiellement sableux de faciès F1, disséqués par des rigoles. Ils correspondent probablement à des nappes et lobes de matériaux fins déposés au cours des phases finales des crues, de part et d'autre du chenal encombré par les dépôts grossiers (Wasson, 1974).

En bordure du cône de déjection, tous ces faciès sont relayés par les dépôts F3, qui correspondent à des matériaux colluviés. Ils traduisent une sédimentation lente, sous l'action du ruissellement diffus, dans un milieu plus ou moins couvert de végétation, avec localement des apports périodiques de sables du cône. L'essentiel des caractères visibles sur le terrain (structure, couleur) résultent de la pédogénèse. Le faciès F3 scelle l'ensemble de la séquence. L'architecture générale du cône montre :

1. Une étroite dépendance spatiale entre les premières incisions et la présence de la voie gallo-romaine. Les dates obtenues à partir du mobilier archéologique indiquent également la contemporanéité de ces événements, qui se situent vers la fin du I^{er} siècle av. J.-C. Plus tard, la voirie médiévale qui emprunte le cône de déjection consiste en chemins creux et semble avoir drainé une partie importante des écoulements. En coupe, ces chemins présentent une alternance de niveaux de roulement compactés, de sables et galets provenant d'écoulements torrentiels et localement, de niveaux de dépotoirs riches en vestiges osseux.
2. Une migration latérale des zones de sédimentation au cours du temps. Après l'ennoyage complet de la première voie gallo-romaine par les dépôts, vers le IV^e siècle ap. J.-C. (Frascone, à paraître), une seconde voie est aménagée de façon plus sommaire vers le nord. Elle est elle-même progressivement recouverte par les nappes de graviers du cône, pour être définitivement abandonnée après le V^e ou le VI^e siècle ap. J.-C.
3. Une progradation vers l'aval des dépôts grossiers (faciès F1 puis F2) qui se traduit globalement en coupe par une granocroissance verticale (pl. III, photo 17). Cette évolution résulte en premier lieu de l'extension progressive du cône, les faciès fins distaux se déplaçant vers l'aval au cours du temps. Les chenaux relativement profonds à la base de la séquence reflètent sans doute des écoulements peu chargés au début de la formation du cône, la charge grossière ayant été déposée plus à l'amont. On assiste aussi à un changement de dynamique, les écoulements fluviaux cédant la place, à partir d'un certain niveau, à une dynamique dominante de coulées de débris. Ce changement, daté par les témoins archéologiques du

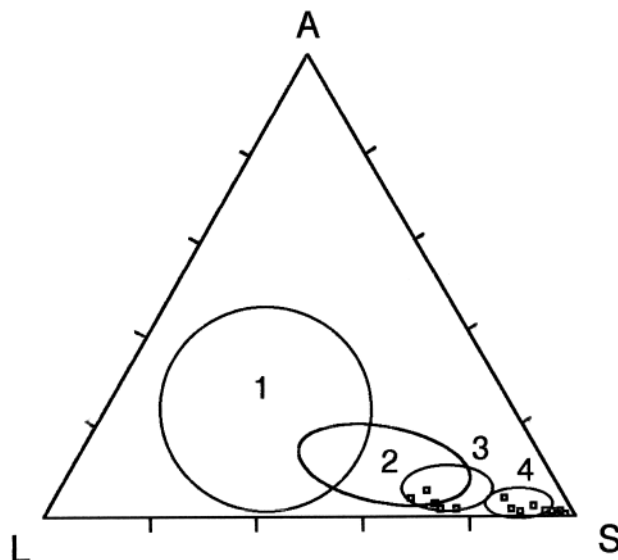


FIGURE 8. Texture de quelques niveaux du cône de déjection du secteur Ouest Giratoire. S : sable, L : limon, A : argile. Les niveaux lités se regroupent à proximité du pôle sable, la fraction fine sédimentée dans les interstices entre les grains plus grossiers en fin d'écoulement représentant moins de 15% du poids total. Les niveaux sableux ou graveleux massifs, interprétés comme des écoulements hyperconcentrés, contiennent en revanche entre 20 et 32% d'éléments fins. 1 : aire représentative de la granulométrie de coulées de débris d'après Wells et Harvey (1987), Nieuwenhuijzen et Van Steijn (1990) et Bertran et Texier (1994), 2 : lahars d'après Fisher et Schmincke (1984), 3 : écoulements hyperconcentrés d'après Wells et Harvey (1987), 4 : écoulements fluviaux d'après Wells et Harvey (1987).

Grain-size of samples from the alluvial fan, 'Centre' and 'Ouest Giratoire'. S : sand, L : silt, A : clay. Laminated deposits are close to the sand end member. The fine particles deposited in the interstices of coarser grains during the end of flow represent less than 15% of the total weight. By contrast, the fine particle content for massive sand and gravel layers, interpreted as hyperconcentrated flows, ranges between 20 and 32%. 1 : grain-size area for debris flows from Wells and Harvey (1987), Nieuwenhuijzen and Van Steijn (1990), and Bertran and Texier (1994), 2 : lahars from Fisher and Schmincke (1984), 3 : hyperconcentrated flows from Wells and Harvey (1987), 4 : streamflow deposits from Wells and Harvey (1987).

II^e siècle ap. J.-C., témoignerait de la dégradation progressive du bassin-versant. On suppose en effet qu'au fur et à mesure du fonctionnement du cône, le ravinement des formations fluviales anciennes qui affleurent à l'amont le long de la voie s'est accru et a favorisé la naissance des coulées (Hooke, 1987 ; Blair et McPherson, 1994). Le développement d'éboulements et de glissements liés à l'approfondissement des ravines, générant la formation d'embâcles brutalement remises en mouvement lors des orages, constitue en effet l'un des principaux phénomènes à l'origine des coulées de débris (Johnson et Rodine, 1984 ; Sauret, 1987 ; Peiry, 1990).

MALACOFAUNES

La succession des malacozones recueillies (tabl. II) est divisée en cinq zones. Elles sont nommées "Ly" pour Lyon et numérotées de 1 à 5 de la base vers le sommet (fig. 9).

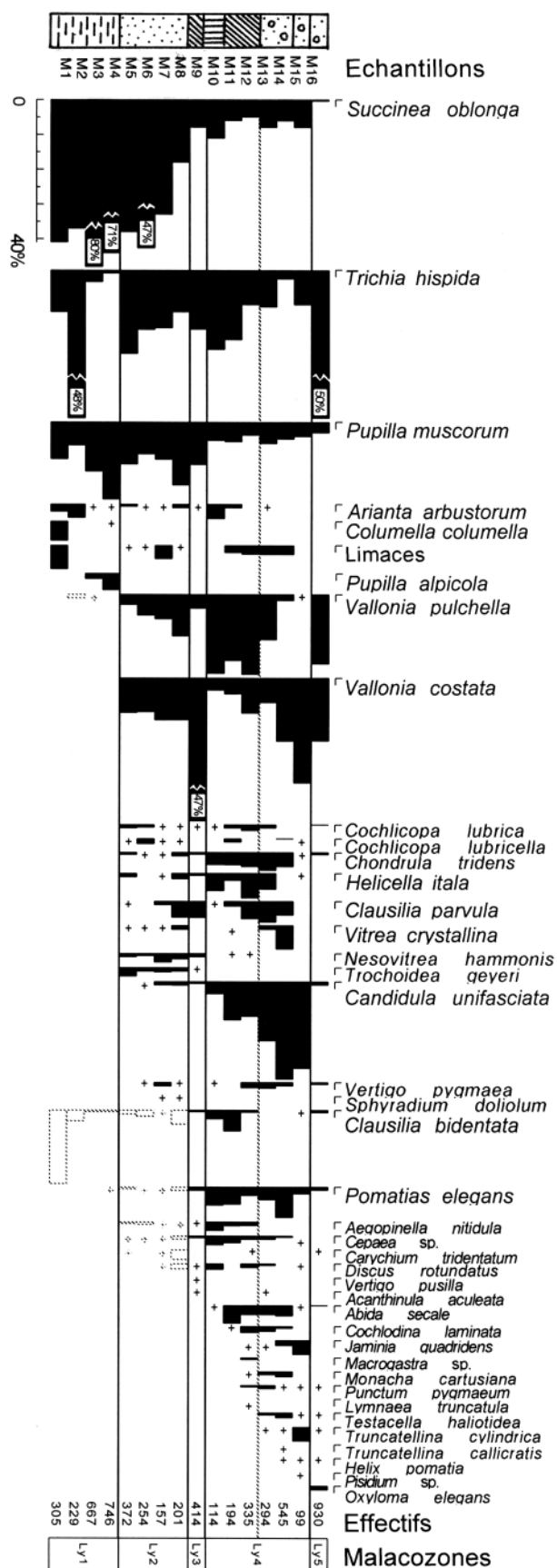


FIGURE 9. Diagramme malacologique synthétique. Les figurés du log stratigraphique sont identiques à ceux de la figure 3. Les croix indiquent la présence d'un seul individu, les barres en pointillé signalent les espèces intrusives.

Synthetic diagram of malacofauna. Same symbols for the stratigraphy than in figure 3.

Zone Ly1

TABLEAU II
Liste des malacofaunes

	M1	M2	M3	M4	M5	M6	M7	M8	M9	M10	M11	M12	M13	M14	M15	M16
<i>Pomatias elegans</i>				1	2	1	1	2	4	5	8	9	11	48	2	9
<i>Carychium tridentatum</i>					1		1	6				1				1
<i>Succinea oblonga</i>	127	85	532	530	144	119	53	37	34	13	13	18	25	35	8	5
<i>Oxyloma elegans</i>																13
<i>Cochlicopa lubrica</i>					5	2	1	1	1	1	2	6	3			2
<i>Cochlicopa lubricella</i>					1	4	1	1			2			2	1	
<i>Columella columella</i>	17			1												
<i>Truncatellina cylindrica</i>													1	1	4	1
<i>Truncatellina callicratis</i>														1		
<i>Vertigo pusilla</i>									1							
<i>Vertigo pygmaea</i>						1	2	1		1		5	5	5		4
<i>Sphyradium doliolum</i>							1	1								
<i>Abida secale</i>										1	10	9	8	18	1	2
<i>Pupilla muscorum</i>	32	15	95	165	46	23	17	37	52	6	11	13	18	27	4	28
<i>Pupilla alpicola</i>			11	36												
<i>Vallonia costata</i>					37	25	19	24	197	4	9	36	21	98	30	174
<i>Vallonia pulchella</i>		3	1		13	16	11	25	17	26	37	79	39	10	1	193
<i>Acanthinula aculeata</i>									1							
<i>Chondrula tridens</i>					2	1	1	2	2	4	7	13	16	22	1	5
<i>Jamina quadridens</i>												1	1	8	4	
<i>Punctum pygmaeum</i>												2	3	1	1	1
<i>Discus rotundatus</i>							1	3	1	2		4	2		1	
<i>Vitrea crystallina</i>					1	1	1	2			1		3	37		
<i>Nesovitrea hammonis</i>					4	2	4	3	4		1	1				
<i>Aegopinella nitidula</i>					2	2	1	1	1	3	2	4				
<i>Limaces</i>	21				1	1	6	1			4	9	8	15		
<i>Cochlodina laminata</i>											1	6	4	3		
<i>Macrogastra sp.</i>												2				
<i>Clausilia parvula</i>					1		2	9	19	1	3	18	18	24		
<i>Clausilia bidentata</i>	65	7	3	3	5	5	1	9	2	3	12	2			1	7
<i>Testacella haliotideae</i>													2	7	1	1
<i>Candidula unifasciata</i>						1	2	2	2	4	22	34	52	156	25	12
<i>Helicella itala</i>					5		1	3	2	6	4	24	14		1	
<i>Trochoidea geyeri</i>					9	3	2	2	1							
<i>Monacha cartusiana</i>												1	4	9		
<i>Trichia hispida</i>	37	110	24	9	90	45	26	25	70	26	39	34	31	14	10	471
<i>Arianta arbustorum</i>	6	9	1	1	2	1	1	2	1	5	2		1			
<i>Cepaea sp.</i>					1	1	1	2	2	3	4	3	3	3	1	
<i>Helix pomatia</i>														1	1	1
<i>Lymnaea truncatula</i>												1				
<i>Pisidium sp.</i>															1	
Effectifs individus	305	229	667	746	372	254	157	201	414	114	194	335	294	545	99	930
Effectifs espèces	7	7	6	7	20	19	24	24	20	18	21	26	25	24	20	18

Elle regroupe les échantillons provenant de la terrasse fluviatile à la base de la séquence. Les associations sont riches en individus mais pauvres en nombre d'espèces. Tous les taxons ont une large valence écologique et offrent une résistance importante à des conditions climatiques rigoureuses.

Ces malacofaunes présentent toutes les caractéristiques des associations de phase glaciaire déjà reconnues à plusieurs reprises dans les dépôts du Pléistocène européen (Lozek, 1964 ; Puisségur, 1976 ; Kerney, 1971 ; Rousseau, 1987, 1989). La faune du prélèvement M1 est une

« association à *Columella columella* » (Lozek, 1964 ; Puis-ségur, 1976) caractérisée par le développement des espèces du genre *Pupilla*, de *Succinea oblonga* et de *Trichia hispida*. Elle correspond à des phases froides mais assez humides avec un climat subarctique et une végétation de toundra. Dans cet ensemble, la présence de *C. bidentata* qui est un taxon des milieux forestiers tempérés, est écologiquement incompatible. Son effectif élevé (65 individus) est surtout constitué d'individus jeunes, aussi sa présence est-elle très probablement le résultat d'un accidentel « effet de nid » c'est-à-dire d'une ponte descendue des niveaux supérieurs à la faveur de bioturbations.

Les associations M2 à M4 sont très semblables. Elles sont caractérisées par la présence dominante de *S. oblonga*, *T. hispida* et, dans une moindre mesure, de *Pupilla muscorum*. Elles appartiennent au type « association à *Pupilla* » (Lozek, 1964 ; Puisségur, 1976) représentatif de la steppe lœssique du Pléniglaciaire. Dans le cas présent, la dominance de *Succinea* et *Trichia*, qui sont des taxons assez hygrophiles, sur *Pupilla muscorum* nettement plus xérophile, est sans doute due au milieu fluvial. Il en est de même pour *Pupilla alpicola*, espèce de milieu marécageux. Par ailleurs, il faut noter une légère pollution dans ces associations sous la forme de quelques individus d'espèces nettement thermophiles, *Clausilia* et *Vallonia*. Ce phénomène reste cependant mineur.

Zone Ly2

Cette zone concerne les malacofaunes provenant du lœss. La diversité des espèces augmente sensiblement. Les trois taxons dominants des associations de la zone Ly1 (*Succinea*, *Trichia*, *Pupilla muscorum*) conservent des effectifs importants mais les deux gastéropodes de climat très froid (*C. columella*, *P. alpicola*) sont absents. Parallèlement les *Vallonia* apparaissent en grand nombre. Le cortège d'espèces secondaires qui se développent dans cette zone est composé de mollusques mésophiles (*Cochlicopa lubrica*, *Clausilia parvula*, *Nesovitrea hammonis*) et de taxons de milieu ouvert à tendance sèche comme *Cochlicopa lubricella*, *Chondrula tridens*, *Helicella itala*, *Candidula unifasciata* et *Trochoidea geyeri*. Le milieu reste ouvert mais il est plus diversifié, le sol présente une mosaïque de parties dénudées et d'aires colonisées par une végétation basse offrant les habitats adéquats aux espèces hygrophiles.

Ces caractéristiques sont celles des faunes du Tardiglaciaire weichsélien reconnues en Angleterre (Kerney, 1963 ; Kerney *et al.*, 1964, 1980 ; Preece, 1993) et dans le nord de la France (Limondin, 1995). Le référentiel des successions malacologiques disponible à ce jour dans ces régions montre que les faunes du Dryas ancien restent encore pauvres en espèces. Leur différence par rapport aux associations

glaciaires réside essentiellement dans l'apparition en grand nombre des *Vallonia*. Au cours des phases suivantes, les faunes se diversifient. Dans le cas présent, les malacofaunes recueillies dans le lœss montrent déjà une diversité spécifique assez élevée qui conduit à proposer une attribution du dépôt à la période Allerød-Dryas récent. Toutefois, il convient de souligner que les prélèvements ont tous été pris dans les 40 cm sommitaux de l'unité, il n'est donc pas exclu que la partie inférieure de ce niveau ait pu se déposer au cours d'une phase plus ancienne.

Un certain degré de pollution atteint les associations du lœss. Plusieurs espèces présentes sont des thermophiles aux exigences écologiques trop étroites pour pouvoir s'adapter aux conditions climatiques contrastées et aux milieux très ouverts qui se développent durant le Tardiglaciaire. Ces taxons (*Pomatias elegans*, *Carychium tridentatum*, *A. nitidula*, *C. bidentata*, *Discus rotundatus*, *Cepaea*), peu nombreux et souvent représentés par un seul individu proviennent des niveaux supérieurs.

Zone Ly3

Cette division correspond au premier niveau du paléosol (A1'b). La malacofaune est caractérisée par le recul des espèces dominantes des phases précédentes, à l'exception de *Vallonia costata* qui représente presque la moitié des effectifs. Par ailleurs, les gastéropodes thermophiles font leur apparition, dont certains comme *Vertigo pusilla* et *Acanthinula aculeata* sont franchement forestiers. Le milieu indiqué par les mollusques reste majoritairement ouvert mais les conditions thermiques s'améliorent très nettement.

Cette malacofaune se rapproche de celles observées dans la Somme et le Kent au tout début de l'Holocène, caractérisées par la baisse des espèces de zone ouverte qui dominent les associations du Tardiglaciaire (à l'exception de *Vallonia costata*) et par l'apparition de quelques thermophiles. Dans la Somme, ces faunes n'ont pu être datées avec précision, mais en Angleterre leur présence se manifeste entre 9760 et 9530 BP (Preece, 1993). La datation sur charbon obtenue à Lyon, 9510 BP (Lyon-237/OxA-6014) est en accord avec les observations faites dans les autres régions et confirme l'attribution au Préboréal de cette unité.

Zone Ly4

Les associations regroupées dans cette zone se rapportent à plusieurs niveaux stratigraphiques : horizons Bt et A1b, colluvions gallo-romaines. Les espèces thermophiles se multiplient et se développent. D'une manière générale, les caractéristiques du milieu enregistrées font état d'un paysage ouvert. Toutefois, il apparaît que les quelques espèces de milieu forestier (*C. bidentata*, *A. nitidula*, *D. rotundatus*, *Cepaea*, *P. elegans*) sont mieux développées dans les trois premières associations, qui correspondent aux horizons Bt et A1b. Ainsi, au cours des phases d'occupation pré- et protohistoriques, le paysage évoqué par la malacofaune est composite et des zones à végétation plus denses, bosquets ou taillis, subsistent près de milieux ouverts. À partir de l'époque gallo-romaine, l'influence anthropique plus lourde conduit au dénudement des sols et favorise l'extension des

taxons attirés par les milieux secs comme *C. unifasciata*, *A. secale*, *J. quadridens* et les *Truncatellina*.

Zone Ly5

La dernière malacozone concerne les dépôts sommitaux d'époque moderne. Cette division se justifie par la disparition de beaucoup de taxons, en particulier ceux attirés par les milieux secs, de même que les mollusques de zone forestière ou semi-forestière (*Discus rotundatus*, *Aegopinella nitidula*, *Cochlodina laminata*, *Macrogastra*, *Monacha cartusiana*). Trois espèces dominent, *T. hispida* et les *Vallo-nia*, dont la valence écologique est assez large mais implique cependant l'existence d'une certaine humidité. La disparition de beaucoup d'espèces et la dominance de taxons mésophiles indiquent un paysage beaucoup plus uniforme que précédemment, le milieu bien qu'ouvert reste assez humide. La malacofaune évoque un environnement de type prairie.

ANTHRACOLOGIE

Pour l'ensemble des échantillons de charbons de bois provenant du paléosol et des colluvions gallo-romaines, sept taxons ont été déterminés, quatre au genre et trois à l'espèce (tabl. III). Il s'agit principalement du chêne à feuillage caduc (*Quercus* f.c.) qui rassemble les chênes pubescents (*Q. pubescens*) et les types *robur-petraea*, du noisetier (*Corylus avellana*), du frêne élevé (*Fraxinus excelsior*), du pin sylvestre (*Pinus sylvestris*) et d'un taxon de type sorbier (*Sorbus* sp.). S'y ajoutent des fragments appartenant à la tribu des pruniers (*Prunus* sp.), à celle des érables (*Acer* sp.), aux pomoidées (espèces de la tribu des pommiers, poiriers, sorbiers, églantiers, etc.) ainsi qu'à la famille des bétulacées (bouleaux, noisetier, charme, aulne...). Pour un grand nombre de charbons, leur taille très réduite n'a le plus souvent permis qu'une distinction entre feuillu et conifère.

Le spectre obtenu pour les différentes colonnes de prélèvements est assez homogène et traduit l'importance de la chênaie caducifoliée. Si le chêne est largement prédominant, il est cependant accompagné par quelques taxons héliophiles comme le frêne ou de lisière comme le noisetier, les rosacées et dans une moindre mesure, l'érable. La présence du pin sylvestre dans l'un des prélèvements de la base de l'horizon argilique peut être considérée comme relictuelle des végétations du début du Postglaciaire.

Les structures archéologiques mises au jour sont diverses (structures d'habitats, incinérations, dépotoirs) et cinq phases chronoculturelles leur sont attribuées : Bronze ancien 1, Bronze ancien 2, Bronze final, Gallo-Romain et Moyen-Âge. Les charbons de bois prélevés dans ces structures proviennent tous de résidus de combustibles (fig. 10).

Les échantillons attribués au Bronze ancien 1 contiennent vingt taxons différents. Les angiospermes sont représentés par des chênes à feuillage caduc (*Quercus* sp.), le

TABLEAU III

Anthracologie : détermination des taxons hors site archéologique

Taxons	N
<i>Quercus</i> F.C.	216
<i>Corylus avellana</i>	6
<i>Fraxinus excelsior</i>	5
<i>Acer</i> sp.	3
<i>Prunus</i> sp.	3
cf. <i>Sorbus</i> sp.	3
Pomoidées	2
Betulacées	3
feuillu	43
<i>Pinus sylvestris</i>	1
non identifié	62
	349

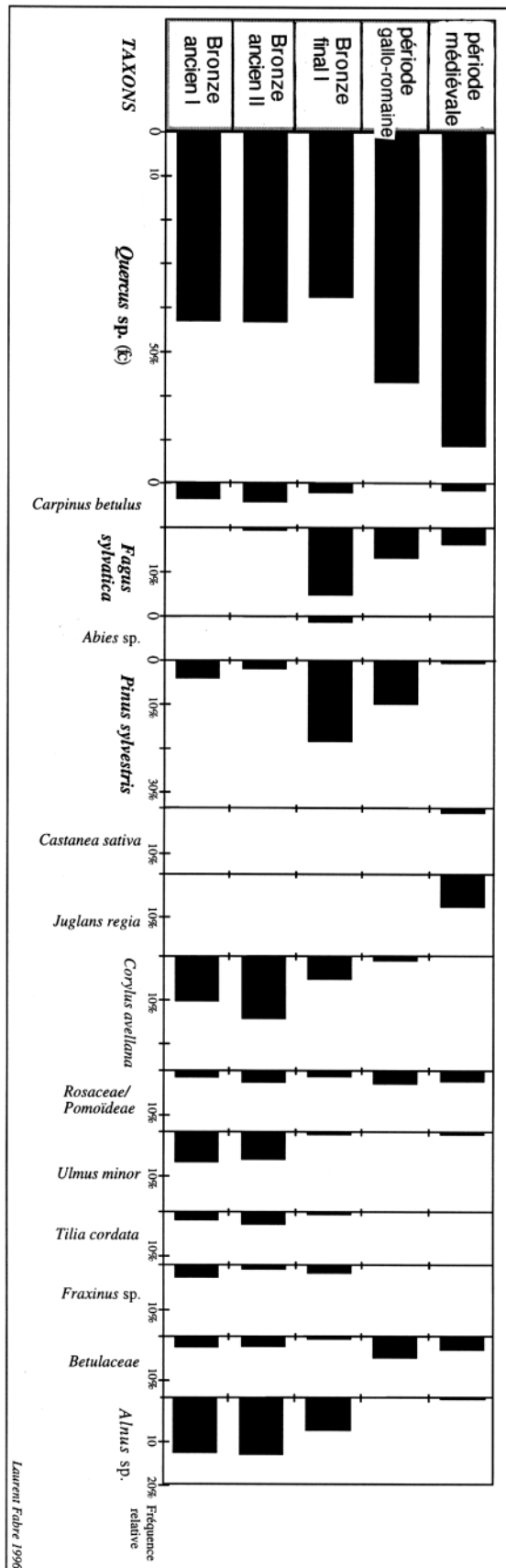
noisetier (*Corylus avellana*) et des aulnes (*Alnus* sp.). Ils constituent les essences majoritaires de l'anthracocénose reconnue. Trois gymnospermes (soit moins de 2% des charbons analysés) sont identifiées : le pin sylvestre (*Pinus sylvestris*), l'if (*Taxus baccata*) et un genévrier (*Juniperus* type *communis*).

À cette époque, une formation forestière étendue est donc présente. Trois faciès juxtaposés peuvent être distingués. Le premier est une chênaie à chênes sessiles et pédonculés (63% de l'effectif total). Elle est remarquable par la présence du charme (*Carpinus betulus*), alors que les analyses palynologiques effectuées dans la région ne signalent ce taxon qu'à partir de la période gallo-romaine (Argant, 1988 ; Vérot-Bourrély *et al.*, 1995). Le second est une chênaie-frênaie sur alluvions fertiles (ripisylve, 27% de l'effectif total). Le troisième est un faciès de lisière de chênaie, largement représenté par la tribu des pomoidées-rosacées (25% de l'effectif total). Les résultats obtenus pour cette période ne permettent pas de mettre clairement en évidence d'espaces agricoles. La présence de l'if annonce l'arrivée de la hêtraie-sapinière au cours de la période suivante.

L'anthracocénose attribuée au Bronze ancien 2 se distingue de la précédente par l'apparition simultanément du sapin pectiné (*Abies alba*) et du hêtre (*Fagus silvatica*). Le taux des taxons de ripisylve augmente mais les chênes caducifoliés restent prédominants. Les faciès forestiers distingués au Bronze ancien 1 demeurent, mais ils sont complétés par trois associations liées au hêtre : une hêtraie calcicole, une chênaie-hêtraie méso-neutrophile et une

FIGURE 10. Diagramme anthracologique synthétique des échantillons provenant des structures archéologiques.

Synthetic diagram for anthracology.



hêtraie acidiphile. Le milieu forestier de cette phase est étonnant du point de vue de la diversité de sa composition. Une anthropisation nette intervient, peut-être accompagnée d'une légère dégradation climatique.

Au cours du Bronze final, on note l'importante progression du hêtre et d'espèces indiquant un environnement plus frais et humide. Les taux de pin et de sapin sont assez importants, tandis que l'aulnaie et les espèces de lisières régressent. La hêtraie calcicole thermophile, évoquée lors du Bronze ancien 2, a disparu. Il semble que l'exploitation forestière au cours cette phase soit plus massive qu'auparavant.

Pour la période gallo-romaine, les prélèvements anthropologiques proviennent d'incinérations. La richesse spécifique est variable selon les échantillons. Pour tenir compte de ces variations, un indice de concentration (indice de Pareto : Poissonnet *et al.*, 1973) a été retenu et permet d'obtenir une image paléoécologique exploitable. Les chênes à feuillage caduc représentent 57 % des taxons. Le hêtre, l'érable champêtre (*Acer campestre*), les bouleaux (*Betula* sp.) et diverses pomoïdées composent 19 % des essences employées. Les faciès forestiers sont plus contrastés qu'au Bronze final. Une chênaie-hêtraie calcicole thermophile et une chênaie dégradée en conditions mésophiles sont perçues à travers les restes recueillis. Par rapport à celle du Bronze final, l'image de la végétation gallo-romaine traduit une recrudescence de la chênaie, dans des conditions édaphiques contrastées. Ces conditions apparaissent sans doute en liaison avec l'érosion des sols.

L'analyse des dépotoirs médiévaux, dont l'âge va du XIII^e au XVI^e siècles, montre l'abondance des chênes caducifoliés (56 % des fréquences relatives, tous prélèvements confondus). Durant le XIII^e siècle, une chênaie ouverte avec une forêt de pins sylvestres en position de substitution est exploitée. Divers taxons minoritaires, absents des périodes précédentes, comme *Castanea sativa*, *Juglans regia*, *Ficus carica* sont à noter. L'image de la végétation n'est alors plus locale mais correspond à des zones d'approvisionnement forestier vouées au commerce.

DISCUSSION ET CONCLUSION : ÉVOLUTION DU VERSANT ET RÔLE DE L'ANTHROPISATION

Les différentes données recueillies montrent que le versant a connu une évolution complexe au cours de l'Holocène. Les trois zones majeures d'accumulation détritique qui ont été reconnues (La Duchère, Centre et Ouest Giratoire, bassins SNCF) ont fonctionné de manière plus ou moins diachronique.

Dans les zones inter-cônes, un paléosol complexe se développe. Il subit une accréation lente au cours de l'Holocène jusqu'au début de la période gallo-romaine à la suite d'apports colluviaux fins. Puis, les premiers siècles ap. J.-C. correspondent à une dégradation généralisée du versant, qui conduit à la fossilisation du sol sous d'épaisses colluvions caillouteuses. Ces phénomènes semblent en premier lieu être la conséquence d'une forte pression anthropique,

marquée par la disparition totale de la couverture forestière et une mise en culture. Le fort taux de sédimentation enregistré en pied de versant témoigne de pratiques culturales érosives (Vogt, 1953 ; Boardman, 1992) et probablement de l'absence de phase de restauration du sol pendant toute la période allant de l'antiquité tardive aux temps modernes.

À la Duchère, une dynamique torrentielle se manifeste de manière sporadique tout au long de l'Atlantique. Les coulées se sont probablement mises en place dans un contexte forestier, puisqu'elles sont interstratifiées dans le paléosol colluvial. Il faut cependant supposer en amont une partie du versant mal stabilisée d'où sont parties les coulées. Des pentes instables et dépourvues de végétation subsistent actuellement en certains endroits sur la rive droite de la Saône en raison de la pente forte ou pour des causes d'origine anthropique et donnent lieu à différents types de mouvements de terrain (Vinet, 1991). Certains travaux montrent toutefois que des coulées peuvent se déclencher même en milieu forestier en réponse à des événements pluvieux de forte intensité. Kochel (1987) et Neary et Swift (1987) décrivent par exemple des *debris flows* dans les forêts des Appalaches liés à la rupture et au glissement de sols peu épais reposant sur un substratum faiblement perméable, ou aux dépens d'accumulations colluviales dans des dépressions sur pente forte vers lesquelles convergent les écoulements. Ces mécanismes semblent cependant essentiellement liés au passage de tempêtes et d'ouragans nés dans des zones tropicales et les quantités de pluie déversées pendant ces événements sont inhabituelles pour l'Europe à climat tempéré océanique. Quelques observations comparables concernent aussi les forêts des régions méditerranéennes (Gallart et Clotet-Perarnau, 1988).

Sans que l'on puisse totalement exclure l'hypothèse de phénomènes simplement liés à des glissements sous forêt à la suite de pluies exceptionnelles, l'examen des différentes données disponibles tend plutôt à accréditer l'idée que la formation des coulées est en partie liée à des incendies, dont l'origine est vraisemblablement anthropique. En effet, la présence de charbons de bois et de graines carbonisées dispersés dans le sol témoignant d'essartages, la présence de fragments charbonneux au sein de certaines coulées de débris et la concordance entre les âges au ^{14}C obtenus sur les charbons et l'âge des vestiges archéologiques récoltés (Néolithique moyen - récent) constituent des arguments forts en faveur de cette hypothèse. Le rôle du feu comme facteur initiateur du déclenchement des coulées de débris est par ailleurs bien établi (Cleveland, 1973 ; Wells II, 1987).

Sur le secteur des bassins SNCF, la sédimentation fonctionne de façon relativement discontinue jusqu'à l'époque moderne. L'accumulation organo-détritique est liée à la présence d'une source carbonatée. Elle débute dès le Tardiglaciaire et se développe essentiellement au cours des occupations de l'âge du Bronze. La diminution des écoulements et le développement corrélatif d'un sol hydromorphe sur les dépôts tardiglaciaires pourrait témoigner de l'abaissement du niveau des nappes phréatiques au cours de l'Holocène ancien, en raison de l'extension de la forêt et de l'accroissement consécutif de l'évapotranspiration. Dès

l'époque gallo-romaine, les écoulements sont canalisés et l'enregistrement sédimentaire est perturbé.

En ce qui concerne le cône de déjection des secteurs Centre et Ouest Giratoire, les données chronologiques obtenues montrent que son activité est contemporaine des périodes gallo-romaine, médiévale et moderne. Le développement du cône est vraisemblablement déterminé par la création d'une voie gallo-romaine, si l'on en juge d'après l'étroite relation spatiale entre voirie et dépôts torrentiels, la concordance des dates de construction de la voie et des premiers dépôts, et l'absence d'impluvium naturel à l'amont du versant. Cette relation est également appuyée par les études de petits bassins ruraux actuels, qui soulignent la contribution essentielle des chemins, surfaces très faiblement perméables, sur le ruissellement total (Miouze, 1989).

L'extension des faciès grossiers sur le cône, correspondant à l'accumulation de coulées de débris, coïncide dans le temps avec l'abandon et la destruction des aménagements en terrasses mis en évidence sur une grande partie du versant. Les aménagements, construits vers le début de notre ère, ont perduré jusqu'au II^e siècle (secteurs de la Duchère et des bassins SNCF, Best et Widlak, 1995) ou localement jusqu'au IV^e siècle ap. J.-C. Cette coïncidence, à défaut de constituer une preuve, laisse voir néanmoins que l'accroissement du transport de matériaux sur le versant peut être une conséquence de la détérioration du système de terrasses (Gallart et Clotet-Perarnau, 1988 ; Vinet, 1991 ; Thompson et Scoging, 1995). Cette phase correspond à la chute démographique et à la contraction des villes qui se produit pendant l'Antiquité tardive (Pitte, 1989).

Une sédimentation détritique importante se manifeste donc localement en pied de versant tout au long de l'Holocène, favorisée par des conditions stationnelles particulières (versant raide, présence d'une source, faible stabilité structurale du sol). Il apparaît en outre une nette dépendance entre activité sédimentaire et présence humaine. Trois grandes périodes peuvent ainsi être définies :

1. Une période antérieure à l'âge du Bronze, marquée par une empreinte anthropique discrète, sans grande conséquence sur la dynamique du versant. Les mises en culture sont suivies de longues périodes de jachère avec réétablissement de la forêt. L'évolution des paysages, expliquée par l'étude des sols et des malacofaunes, montre l'établissement progressif de la forêt à partir du Préboréal. Les différentes datations obtenues sur les charbons dispersés dans le sol semblent par ailleurs indiquer une recrudescence des brûlis au Néolithique récent.
2. Au cours de la période protohistorique (âge du Bronze - âge du Fer) se produit une modification durable du couvert végétal et de la pédogénèse, mais probablement uniquement localisée au pied du versant. La dynamique sédimentaire est peu touchée. Cette période pourrait correspondre à un système de culture comportant des jachères plus courtes, notamment à proximité des installations villageoises ou à l'extension des prairies pâturées. Dans le détail, l'anthracologie montre que si la forêt

caducifoliée reste très présente sur le versant, les signes de l'anthropisation apparaissent au Bronze ancien 2 et se développent massivement au Bronze final. En raison de leur pauvreté sans doute liée à la décarbonatation du sol, les malacofaunes recueillies dans le paléosol, dominées par des taxons de milieu ouvert, ne donnent probablement qu'une image faussée du contexte végétal.

3. Au cours des deux derniers millénaires, l'érosion et l'activité torrentielle prennent une grande ampleur sur l'ensemble du versant. La régression de la forêt est quasi-totale dans l'environnement proche du site. L'étude des malacofaunes montre parallèlement l'extension des taxons de milieux ouverts et secs, puis une uniformisation du paysage et un appauvrissement de la faune à l'époque moderne. L'image de la végétation perçue à travers les charbons de bois indique quant à elle un renouveau de la chênaie. La zone étudiée se situe alors en milieu péri-urbain (Vaise connaît en effet un grand développement aux I-II^e siècles ap. J.-C.) et elle est soumise à une forte pression anthropique.

Les données de comparaison sur l'évolution postglaciaire des versants dans la région sont encore très parcellaires. Dans les zones montagneuses alpines proches, des travaux ont montré le caractère « paraglacière » de la sédimentation (Jorda et Rosique, 1994). L'essentiel de l'accumulation se serait en effet produite dans les premiers millénaires suivant la déglaciation, l'évolution récente ne conduisant qu'à des retouches relativement mineures du paysage. Si l'on considère un pas de temps plus restreint, le rôle des contraintes climatiques apparaît plus clairement. Ainsi des auteurs ont-ils pu mettre en évidence une recrudescence des événements de type avalanches, coulées de débris et glissements de terrain ainsi qu'une forte activité de la solifluxion dans diverses zones de montagne d'Europe pendant certaines périodes de l'Holocène (Matthews *et al.*, 1993 ; Jonasson, 1993 ; Blikra et Nemec, 1993). Plusieurs phases sont ainsi enregistrées au sein du Subboréal et du Subatlantique, après 5000 ans BP environ, la plus récente et la mieux documentée étant le Petit Âge glaciaire qui eut lieu entre le XIV^e et le XIX^e siècles (Grove, 1972).

À plus basse altitude, dans le domaine méditerranéen précocement mis en valeur et fragilisé par l'homme, des travaux ont mis en évidence des crises érosives torrentielles pluriséculaires associées à une forte dégradation de la couverture pédologique, dont l'origine serait liée à une conjonction de facteurs climatiques et anthropiques défavorables (« crises climato-anthropiques » : Borel *et al.*, 1984 ; Jorda et Provansal, 1996). Les principales périodes d'activité torrentielles sont à peu près synchrones de celles décrites en haute montagne et sont datées du Subboréal (début de l'âge du Bronze) et du Subatlantique (I^{er} âge du Fer et fin des temps modernes). Une crise se serait également produite à la transition entre période romaine et moyen-âge (VI^e - VIII^e siècles). En revanche, la fin de l'âge du Fer et l'Antiquité romaine (II^e siècle av. J.-C. - V^e siècle ap. J.-C.), qui connaît un accroissement de l'emprise anthropique sur le milieu naturel, correspondrait malgré cela à une réduction des écoulements et de la torrentialité. Les données acquises par

Berger (1995) dans le milieu collinéen très anthropisé de la moyenne vallée du Rhône ne sont pas totalement concordantes avec les précédentes en ce qui concerne le premier millénaire ap. J.-C. Deux périodes d'intense érosion des sols ont été identifiées, correspondant respectivement aux II^e-III^e siècles et aux V^e-VIII^e siècles ap. J.-C. Les raisons de ces décalages restent encore conjecturales.

À Vaise, on constate d'une façon générale sur le versant étudié une relative indépendance entre le rythme de sédimentation et l'évolution telle qu'elle est retracée par ces travaux. Le versant ne réagit pas tant que l'équilibre forestier n'a pas été rompu et les crises climatiques des débuts du Subboréal et du Subatlantique classiquement reconnues ne semblent pas avoir laissé de traces ici, par opposition aux milieux montagnards plus fragiles. Seule l'étude des charbons de bois met en évidence une transformation profonde de la forêt, marquée par le développement de taxons caractéristiques d'un climat plus frais et humide au cours du Subboréal.

En revanche, l'érosion des sols et la torrentialité se déclenchent pendant la période gallo-romaine, dans les premiers siècles de notre ère, qui ne sont marqués que par une faible activité détritique en altitude et par une nouvelle extension des essences végétales thermophiles aux alentours du site. Cette disparité des réponses des différents milieux à des sollicitations climatiques globales met clairement en évidence l'importance des seuils morphodynamiques dans l'évolution des versants. Par ailleurs, la faible étendue de la zone étudiée ici favorise la mise en évidence de phénomènes sous la dépendance des facteurs locaux qui brouillent le signal climatique général.

Ainsi, à l'échelle du versant considéré, le premier millénaire de notre ère correspond à une dégradation des sols et à une sédimentation détritique dont l'ampleur est sans précédent depuis la dernière glaciation.

REMERCIEMENTS

Nous remercions J.-P. Bravard, N. Fédoroff et J.-P. Texier pour leur commentaires constructifs sur le terrain ou sur le manuscrit, ainsi qu'A. Speller et M. Prestreau qui ont coordonné les différents travaux archéologiques. Les lecteurs de la revue, B. Hétu, M. Jorda et F.L. Pérez sont également vivement remerciés. Une partie des analyses granulométriques a été effectuée par R. Petiot et les figures ont été mises au net par N. Busseuil. Cette étude a été financée par la Communauté urbaine de Lyon et les études de terrain ont été réalisées par l'AFAN, sous l'égide du Service régional de l'Archéologie de Rhône-Alpes.

RÉFÉRENCES

- Abrahams, A.D., 1987. Hydraulic processes in the formation of debris slopes in the Mojave Desert, California, p. 187-198. *In* Processus et mesure de l'érosion. CNRS, Paris.
- Allen, M.J., 1992. Products of erosion and the prehistoric land-use of the Wessex chalk, p. 37-52. *In* M. Bell et J. Boardman, édit., Past and Present Soil Erosion. Archaeological and Geographical Perspectives. Oxbow Monograph 22, Oxbow Books, Oxford.

- Argant, J., 1988. Analyses palynologiques de gisements quaternaires du bassin du Rhône. Thèse de l'Université de Lyon 1, 213 p.
- Berger, J.F., 1995. Facteurs anthropiques et naturels de l'évolution des paysages romains et protomédiévaux du Bassin valdainais (Drôme), p. 79-114. *In* L'homme et la dégradation de l'environnement. XV^e Rencontres internationales d'Archéologie et d'Histoire d'Antibes, APDCA, Juan-les-Pins.
- _____, 1996. Le cadre paléogéographique des occupations du bassin valdainais (Drôme) à l'Holocène. Thèse de l'Université de Paris 1, 324 p.
- Bertran, P., 1989. Évolution de la couverture superficielle depuis le dernier interglaciaire : étude de quelques coupes types du sud de la France. Thèse de l'Université de Bordeaux 1, 210 p.
- Bertran, P., Hétu, B., Texier, J.-P. et Van Steijn, H., 1997. Fabric of subaerial slope deposits. *Sedimentology*, 44, 1-16
- Best, C. et Widlak, W., 1995. Intervention 94.5 « Impasse de la Duchère », opération archéologique du boulevard périphérique nord de Lyon. Rapport d'intervention, Service régional de l'Archéologie de Rhône-Alpes, 48 p.
- Blair, T.C. et McPherson, J.G., 1994. Alluvial fans and their natural distinction from rivers based on morphology, hydraulic processes, sedimentary processes and facies assemblages. *Journal of Sedimentary Research*, 64, 3 : 450-489
- Blikra, L.H. et Nemec, W., 1993. Postglacial avalanche activity in western Norway: Depositional facies sequences, chronostratigraphy and palaeoclimatic implications, p. 143-162. *In* B. Frenzel, éd., Solifluction and climatic variation in the Holocene. European Science Foundation, G. Fisher, Strasbourg.
- Boardman, J., 1992. Current erosion on the South Downs : Implications for the past, p. 9-19. *In* M. Bell et J. Boardman, éd., Past and Present Soil Erosion, Archaeological and Geographical Perspectives. Oxbow Monograph 22, Oxbow Books, Oxford.
- Borel, J.L., Jorda, M. et Montjuvent, G., 1984. Variations climatiques, morphogénèse et évolution de la végétation post-würmiennes dans les Alpes françaises, p. 43-54. *In* Les Alpes. Actes du 25^e Congrès international de Géographie, Paris.
- Bravard, J.-P., 1992. Les rythmes d'évolution morphologique des vallées françaises au Tardiglaciaire et à l'Holocène. *Bulletin de l'Association des Géographes français*, 3 : 207-226
- Brewer, R. et Pawluk, S., 1975. Investigations of some soils developed in hummocks of the Canadian Sub-Arctic and Southern-Arctic regions. 1. Morphology and micromorphology. *Canadian Journal of Soil Science*, 55 : 301-319
- Bronger, A., 1978. Climatic sequences of steppe soils from Eastern Europe and the USA with emphasis on the genesis of the "argillic horizon". *Catena*, 5 : 33-51
- Carcaillet, C. et Talon, B., 1996. Aspects taphonomiques de la stratigraphie et de la datation des charbons de bois dans les sols : exemples de quelques sols dans les Alpes. *Géographie physique et Quaternaire*, 50, 2 : 233-244
- Casale, R., Fantechi, R. et Flageollet, J.C., 1994. Temporal occurrence and forecasting of landslides in the European Community. Final Report, European Commission, Science and Research Development, Bruxelles, 959 p.
- Cleveland, G.B., 1973. Fire + rain = mudflows. Big Sur 1972. California Geology, California Division of Mines and Geology : 127-135
- Corominas, J., Weiss, E.E.J. et Moya, J., 1993. The use of dating techniques to assess landslide frequency, exemplified by case studies from European countries, p. 71-91. *In* R. Casale, R. Fantechi et J.C. Flageolet, éd., Temporal Occurrence and Forecasting of Landslides in the European Community. European Commission, Science and Research Development, Final Report.
- David, L., Elmi, S. et Féraud, J., 1978. Notice explicative, carte géologique de la France (1/50 000), feuille de Lyon (698). Bureau de Recherches géologiques et minières, Orléans, 39 p.
- Fedoroff, N. et Courty, M.A., 1987. Paléosols, p. 251-280. *In* J.-C. Miskowsky, éd., Géologie de la préhistoire. Masson, Paris :
- Frascone, D., à paraître. L'occupation d'un bas de versant durant l'Empire Romain : les fouilles du boulevard périphérique nord de Lyon. Documents d'archéologie en Rhône-Alpes, Ministère de la Culture, Service régional de l'Archéologie de Rhône-Alpes, Lyon
- Gallart, F. et Clotet-Perarnau, N., 1988. Some aspects of the geomorphic processes triggered by an extreme rainfall event : The November 1982 flood in the eastern Pyrenees. *Catena, Supplement 13* : 79-95
- Grove, 1972. The incidence of landslides, avalanches and floods in western Norway during the Little Ice Age. *Arctic and Alpine Research*, 4, 2 : 131-138
- Guilaine, J., 1991. Vers une Préhistoire agraire, p. 31-80. *In* J. Guilaine Pour une archéologie agraire. Armand Colin, Paris.
- Guilloré, P., 1980. Fabrication mécanique et en série de lames minces de sols. Institut national d'Agronomie, Paris-Grignon (polycopié)
- Hazelhoff, L., Van Hoof, P., Imeson, A.C. et Kwaad, J.P.M., 1981. The exposure of forest soil to erosion by earthworms. *Earth Surface Processes and Landforms*, 6 : 235-250
- Harvey, A.M., 1989. The occurrence and role of arid zone alluvial fans, p. 136-158. *In* D.S.G. Thomas, éd., Arid Geomorphology. Wiley, New York.
- Hétu, B., 1990. Évolution récente d'un talus d'éboulis en milieu forestier, Gaspésie, Québec. *Géographie physique et Quaternaire*, 44, 2 : 199-215
- Hooke, R. LeB., 1987. Mass movement in semi-arid environments and the morphology of alluvial fans, p. 505-529. *In* M.G. Anderson et K.J. Richards, éd., Slope Stability. Wiley.
- Jacquet, P., 1998. Habitats de l'âge du Bronze à Lyon- Vaise (Rhône) : les fouilles du boulevard périphérique nord de Lyon. Documents d'Archéologie française, 68, Maison des Sciences de l'Homme, Paris, 256 p.
- Jamagne, M. et Begon, J.C., 1984. Les sols lessivés de la zone tempérée. Apport de la pédologie française, p. 55-76. *In* Livre jubilaire du Cinquantenaire de l'AFES. Association française pour l'Étude des Sols, Plaisir.
- Johnson, A.M. et Rodine, J.R., 1984. Debris flow, p. 257-361. *In* D. Brunsten et D.B. Prior, éd., Slope Instability. Wiley.
- Jonasson, C., 1993. Holocene debris-flow activity in northern Sweden, p. 179-196. *In* B. Frenzel, éd., Solifluction and climatic variation in the Holocene. European Science Foundation, G. Fisher, Strasbourg.
- Jongerius, A., 1970. Some micromorphological aspects of regrouping phenomena in Dutch soils. *Geoderma*, 4 : 311-331
- Jorda, M. et Rosique, T., 1994. Le Tardiglaciaire des Alpes françaises du sud : rythme et modalités des changements bio-morphoclimatiques. *Quaternaire*, 5, 3-4 : 141-150
- Jorda, M. et Provansal, M., 1996. Impact de l'anthropisation et du climat sur le détritisme en France du sud-est (Alpes du sud et Provence). *Bulletin de la Société géologique de France*, 167, 1 : 159-168
- Kerney, M.P., 1963. Late-glacial deposits on the chalk of south-east England. *Philosophical Transactions of the Royal Society, London, Series B* 246 : 203-254
- _____, 1971. A Middle Weichselian Deposit at Halling, Kent. *Proceedings of the Geologists' Association*, 82 : 1-11
- Kerney, M.P., Brown, E.H. et Chandler, T.J., 1964. The Late-glacial and Post-glacial history of the chalk escarpment near Brook, Kent. *Philosophical Transactions of the Royal Society, London, Series B* 248 : 135-204
- Kerney, M.P., Preece, R.C. et Turner, C., 1980. Molluscan and plant biostratigraphy of some Late Devensian and Flandrian deposits in Kent. *Philosophical Transactions of the Royal Society, London, Series B* 291 : 1-43
- Kirkby, A., 1967. Measurement and theory of soil creep. *Journal of Geology*, 75 : 359-378
- Kirkby, A. et Kirkby, M.J., 1974. Surface wash at the semi-arid break in slope. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F., Suppl.-Bd 21* : 151-176
- Kochel, R.C., 1987. Holocene debris flows in central Virginia, p. 139-155. *In* J.E. Costa et G.F. Wleczonek, éd., Debris flows / avalanches : Process, recognition and mitigation. Geological Society of America, Reviews in Engineering Geology, 7.

- Kwaad, F.J.P.M., 1977. Measurements of rainsplash erosion and formation of colluvium beneath deciduous woodland in the Luxembourg Ardennes. *Earth Surface Processes*, 2 : 161-173
- Limondin, N., 1995. Late-glacial and Holocene malacofaunas from archaeological sites in the Somme valley (North France). *Journal of Archaeological Science*, 22 : 683-698
- Lowe, D.R., 1982. Sediment gravity flows : II. Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. *Journal of Sedimentary Petrology*, 52, 1 : 279-297
- Lozek, V., 1964. Quartärmollusken des Tschechoslowakei. *Akademie der Wissenschaften, Prague*, 374 p
- Mandier, P., 1984. Le relief de la moyenne vallée du Rhône au Tertiaire et au Quaternaire. Thèse, Université de Lyon 2, 654 p.
- Matthews, J.A., Ballantyne, C.K., Harris, C. et McCarroll, D., 1993. Solifluction and climatic variations in the Holocene : Discussion and synthesis, p. 339-362. *In* B. Frenzel, éd., Solifluction and climatic variation in the Holocene. European Science Foundation, G. Fisher, Strasbourg.
- Miouze, C., 1989. Analyse des écoulements sur les petits bassins versants ruraux en vue de l'amélioration de l'assainissement urbain et périurbain. Thèse, Université de Montpellier, 203 p.
- Neary, D.G. et Swift, L.W., 1987. Rainfall thresholds for triggering a debris avalanching event in the southern Appalachian Mountains, p. 81-92. *In* E. Costa et G.F. Wieczorek, éd., Debris flows / avalanches : Process, recognition and mitigation. Geological Society of America, Reviews in Engineering Geology, 7.
- Nieuwenhuijzen, M.E. et Van Steijn, H., 1990. Alpine debris flows and their sedimentary properties. A case study from the French Alps. *Permafrost and Periglacial Processes*, 1 : 111-128
- Pawluk, S. et Bal, L., 1985. Micromorphology of selected mollic epipedons, p. 63-84. *In* Soil Micromorphology and Soil Classification. Soil Science Society of America, Madison.
- Peiry, J.L., 1990. Les torrents de l'Arve : dynamique des sédiments et impact de l'aménagement des bassins versants sur l'activité torrentielle. *Revue de Géographie alpine*, LXXVIII (1-2-3) : 26-58.
- Pitte, J.R., 1989. Histoire du paysage français. I. Le sacré : de la préhistoire au 15^e siècle. Tallandier, 245 p.
- Poesen, J., 1987. Transport of rock fragments by rill flow. A field study. *Catena*, Supplément 8 : 35-54
- Poissonnet, P., Poissonnet, J., Godron, M. et Long, G., 1973. A comparison of sampling methods in dense herbaceous pasture. *Journal of Range Management*, 26, 1 : 65-67.
- Preece, R.C., 1993. Late Glacial and Post-Glacial molluscan successions from the site of the Channel Tunnel in SE England. *Scripta Geologica, Special Issue 2* : 387-395
- Puisségur, J.J., 1976. Mollusques continentaux quaternaires de Bourgogne. *Mémoire de Géologie de l'Université de Dijon 3*, Doin, Paris, , 241 p
- Rousseau, D.D., 1987. Paleoclimatology of the Achenheim series (Middle and Upper Pleistocene, Alsace, France). A malacological analysis. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 59 : 293-314
- _____, 1989. Réponses des malacofaunes terrestres quaternaires aux contraintes climatiques en Europe septentrionale. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology*, 69 : 113-124
- Sala, M., 1988. Slope runoff and sediment production in two Mediterranean mountain environments. *Catena Supplement 12* : 13-29
- Sanborn, P. et Pawluk S., 1989. Microstructure diversity in Ah horizons of black chernozemic soils, Alberta and British Columbia (Canada). *Geoderma*, 45 : 221-240
- Sauret, B., 1987. Coulées boueuses. Laves torrentielles. 1. Coulées de débris canalisées, *Compte rendu bibliographique. Bulletin de liaison des Laboratoires des Ponts et Chaussées*, 150-151 : 65-77
- Smith, G.A., 1986. Coarse-grained nonmarine volcanoclastic sediment : Terminology and depositional process. *Geological Society of America Bulletin*, 97 : 1-10
- Stein, J.K., 1983. Earthworm activity : A source of potential disturbance of archaeological sediments. *American Antiquity*, 48, 2 : 277-289
- Stuiver, M. et Becker, B., 1993. High precision decadal calibration of the radiocarbon time scale, AD 1950 - 6000 BC. *Radiocarbon*, 35 (1) : 35-65
- Thompson, M.L., Fédoroff, N. et Fournier, B., 1990. Morphological features related to agriculture and faunal activity in three loess-derived soils in France. *Geoderma*, 46 : 329-349
- Thompson, D.A. et Scoging, H.M., 1995. Agricultural terrace degradation in south-east Spain : Modelling and management strategies, p. 153-175. *In* McGregor et Thompson, éd., *Geomorphology and land management in a changing environment*. Wiley.
- Vazart, M.H., 1983. Paléodynamiques weichséliennes des provinces normande et séquanienne. Analyse microscopique de 5 coupes de loess : Roumare, Mesnil-Esnard, Iville, Mantes-la-Ville, Chaudon. Thèse de 3^e cycle, Université de Paris VII
- Vérot-Bourrély, A., Argant, J., Bravard, J.-P., Chaix, L., Bellon, C., Plantevin, C. et Burnouf, J., 1995. Le paléoenvironnement du site de Gorge de Loup (Lyon, 9^e) : les signes matériels de la dégradation d'après l'étude interdisciplinaire du gisement, p. 43-77. *In* L'Homme et la dégradation de l'environnement. APDCA, Juan-Les-Pins.
- Vinet, L., 1991. Typologie et prévention des risques et accidents géotechniques en site urbain : les collines de la Ville de Lyon entre 1977 et 1990. Thèse, Institut national des Sciences appliquées de Lyon, 335 p.
- Vogt, J., 1953. Érosion des sols et techniques de culture en climat tempéré maritime de transition (France et Allemagne). *Revue de Géomorphologie dynamique*, IV : 157-183
- Wasson, R.J., 1974. Intersection point deposition on alluvial fans : An Australian example. *Geografiska Annaler*, 56 A, 1-2 : 83-92
- Wells II, W.G., 1987. The effects of fire on the generation of debris flows in southern California. *In* J.E. Costa et G.F. Wieczorek, éd., Debris flows / avalanches : Process, recognition and mitigation. Geological Society of America, Reviews in Engineering Geology, 7 : 105-114
- Wells, S.G. et Harvey, A.M., 1987. Sedimentologic and geomorphic variations in storm-generated alluvial fans, Howgills Fells, north-west England. *Geological Society of America Bulletin*, 98 : 182-198