



HAL
open science

**Première contribution à l'étude des évolutions
paléohydrologiques et à l'histoire des feux en
Champagne berrichonne durant l'Holocène. Le cas du
"Marais du Grand-Chaumet" (Indre, France)**

Boris Vannière, Fatima Laggoun-Défarge

► **To cite this version:**

Boris Vannière, Fatima Laggoun-Défarge. Première contribution à l'étude des évolutions paléohydrologiques et à l'histoire des feux en Champagne berrichonne durant l'Holocène. Le cas du "Marais du Grand-Chaumet" (Indre, France). Histoire des rivières et des lacs de Lascaux à nos jours, 2002, pp.101-124. insu-00403843

HAL Id: insu-00403843

<https://insu.hal.science/insu-00403843>

Submitted on 13 Jul 2009

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

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

Première contribution à l'étude des évolutions paléohydrologiques et à l'histoire des feux en Champagne berrichonne durant l'Holocène. Le cas du "Marais du Grand-Chaumet" (Indre, France)

Boris Vannière¹ et Fatima Laggoun-Defarge²

¹Laboratoire de Chrono-Ecologie, UMR 6565 CNRS, UFR Science, Université de Franche-Comté, 16 rte de Gray, 25030 Besançon cedex. boris.vanniere@univ-fcomte.fr

²Institut des Sciences de la Terre d'Orléans, Université d'Orléans, Château de La Source BP 6749, 45067 Orléans cedex. Fatima.Laggoun-Defarge@univ-orleans.fr

Vannière, B. et Laggoun-Defarge, F., 2002. Première contribution à l'étude des évolutions paléohydrologiques et à l'histoire des feux en Champagne berrichonne durant l'Holocène. Le cas du "Marais du Grand-Chaumet" (Indre, France). In : J.-P. Bravard et M. Magny Dir., *Histoire des rivières et des lacs de Lascaux à nos jours*. Errance, Paris, pp 101-124.

Résumé

Les plateaux de basse altitude constituent des espaces géographiques peu documentés. Le Berry (Centre de la France) confirme cette réalité de la recherche avec plus particulièrement la Champagne berrichonne qui correspond à un vaste plateau calcaire aujourd'hui quasiment vierge de toute étude paléoenvironnementale.

La mise en place d'un programme de recherche sur l'occupation du sol dans la cité des Bituriges Cubi, a permis de développer une approche paléoenvironnementale dans cette zone en réalisant un effort méthodologique particulier en réponse aux difficultés de terrain. L'objectif poursuivi est d'établir un schéma général des évolutions paléoenvironnementales durant l'Holocène par une reconstruction des dynamiques paléohydrologiques et de l'histoire des feux.

L'étude de la séquence sédimentaire du "Marais du Grand-Chaumet" (Indre) permet de mettre en évidence l'occurrence importante de feux durant la première partie de l'Holocène suggérant une place non négligeable de ceux-ci dans l'interprétation et la compréhension des évolutions environnementales au cours de cette période.

L'histoire des incendies, corrélée aux reconstitutions paléohydrologiques, montre pour l'Holocène une évolution des conditions environnementales complexes. Il en ressort également un caractère abrupt des évolutions environnementales parfaitement en accord avec l'idée qu'on peut se faire d'un événement d'incendie. Ces évolutions ont certainement eu un impact important sur le développement des sociétés.

Abstract

In low plateau areas, paleoenvironmental studies are often less frequent than in some other types of environments. This is true of the Berry region (Center of France), particularly in the "Champagne berrichonne", a vast calcareous plateau that remains exempt from any palaeoenvironmental study. As part of a research program on the evolution of human occupation in the city of Bituriges Cubi, a palaeoenvironmental approach to this area has been developed, with a effort to adapt methods to the particular difficulties of this area. The aim is to establish the palaeoenvironmental evolution of this region during Holocene by reconstructing palaeohydrological changes and the history of fires.

The study of the sedimentary sequence of the "Marais du Grand-Chaumet" (Indre) shows that many fire occurred during the first part of Holocene, suggesting an important role of fires in these environmental evolutions.

The history of fires, correlated with palaeohydrological changes, indicates a complex evolution of Holocene environmental conditions in this area. The abrupt character of the observed changes are in agreement with the relatively brutal nature one is inclined to associate with such fire events. These dynamics of environmental evolution certainly had an impact on the development of human societies in this area.

Introduction

Un rapide examen de la distribution géographique des recherches paléoenvironnementales pour l'Holocène sur le territoire français montre que les entités

géomorphologiques préférentiellement étudiées intéressent essentiellement les bordures littorales, les fonds de vallées et les zones de moyennes et hautes montagnes (programmes PEVS, ECLIPSE du CNRS). En revanche, les plateaux de basse altitude constituent des

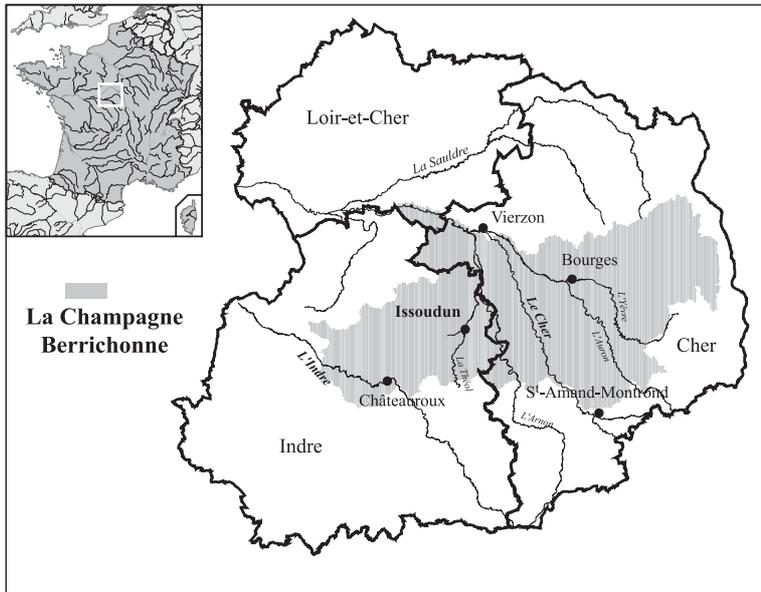


Figure 1 : Localisation de la région d'étude : la Champagne berrichonne.

espaces géographiques peu documentés. Ce constat découle du simple fait que les accumulations sédimentaires susceptibles de fournir un enregistrement des conditions environnementales passées sont souvent absentes sur ces plateaux. A l'inverse, les bordures littorales, les fonds de vallées (Loire, Somme, Seine, Oise, Saône, Rhône) et les zones de montagnes (Alpes, Pyrénées, Jura) recèlent en grand nombre de zones humides palustres et lacustres, à accumulations sédimentaires importantes, potentiellement bien adaptées à ce type de reconstitution.

La Champagne berrichonne (fig. 1) confirme cette réalité de la recherche. Cette région peu accidentée, située en bordure du Bassin parisien, correspond à un vaste plateau calcaire aujourd'hui quasiment vierge de toute étude paléoenvironnementale. Seules les vallées du Cher et de l'Indre, qui entaillent ce plateau, ont fait l'objet d'études géologiques consacrées aux terrasses quaternaires (Macaire, 1976). Mais on constate une quasi-absence de données sur les évolutions environnementales holocènes.

La mise en place d'un programme de recherche sur l'occupation du sol dans la cité des Bituriges Cubi, dirigé par Olivier Buchsenschutz et Françoise Dumasy (Buchsenschutz et Dumasy, 2000 ; Batardy *et al.*, 2001), offrait l'occasion de développer une approche paléoenvironnementale dans les zones de basse altitude et plus particulièrement en ce qui concerne le Centre de la France en réalisant un effort méthodologique particulier en réponse aux difficultés de terrain (Vannière, 2001).

L'objectif poursuivi est d'établir un schéma général des évolutions paléoenvironnementales durant l'Holocène par une

reconstruction des évolutions paléohydrologiques et de l'histoire des feux. Les dynamiques sédimentaires sont envisagées en tant que réponses du milieu aux fluctuations du climat et à l'anthropisation du géosystème.

1. Contexte géographique et géologique

La Champagne berrichonne se présente comme un plateau calcaire de 600000 ha, dépourvu de reliefs et peu arrosé. De 200 m en moyenne, l'altitude décroît lentement vers le nord-ouest et n'atteint plus que 120 m à Vierzon. Son réseau hydrographique se compose de deux cours d'eau principal, le Cher, et l'Indre à son extrémité ouest (fig. 1).

La zone d'étude correspond à une petite vallée parcourue par la rivière de la Tournemine, appartenant au bassin versant du Cher (fig. 2); elle a un cours d'environ 15 km de longueur qui appartient exclusivement au plateau calcaire de la champagne berrichonne. Actuellement le cours de cette rivière est de petite dimension (quelques mètres) et en disproportion avec la taille de la vallée. C'est une vallée à fond plat avec des versants en pente douce. En fonction de la densité du réseau karstique, les eaux souterraines contribuent de manière importante à l'alimentation des cours au niveau de nombreux points de source.

Du point de vue géologique, le bassin versant de la Tournemine est relativement simple. On identifie quatre grandes formations sédimentaires (fig. 2 ; Debrand-Passard *et al.*, 1975) :

- les calcaires lithographiques à grain fin du Jurassique qui constituent le substrat général ;

Figure 2 : Localisation du site d'étude : le "Marais du Grand-Chaumet" dans la vallée de la Tournemine (Indre, France) sur la carte géologique simplifiée du bassin versant (103 km²). D'après la carte géologique de la France au 1/50 000, Feuille d'Issoudun, Debrand-Passard *et al.*, 1975, BRGM.



FORMATIONS QUATERNAIRES

- Py-z Alluvions anciennes et modernes
- LP Couverture éolienne limono-argileuse et sableuse
- GP Dépôts cryoclastiques : grèzes calcaires

FORMATIONS PLIO-QUATERNAIRES

- Formations d'Ardentes : argiles sables, graviers et galets

FORMATIONS SECONDAIRES

- j7b Kimméridgien : calcaire de Buzançais
- j6-7a Oxfordien supérieur et Kimméridgien inférieur : calcaire de Levroux

- Le "Marais du Grand-Chaumet", Vallée de la Tournemine (Saint-Aoustrille, Indre)

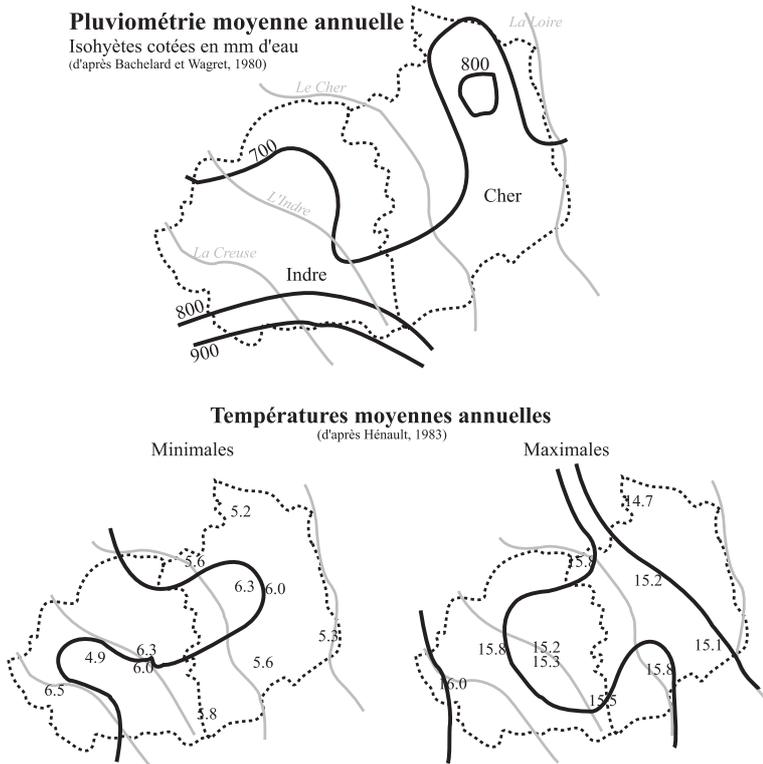


Figure 3 : Pluviométrie et températures moyennes annuelles en région Centre.

- les formations plio-quaternaires d'Ardentes, sablo-graveleuses ;
- les grèzes cryoclastiques, issues du démantèlement des formations jurassiques, et les limons de plateau, contemporains des dernières périodes glaciaires ;
- les alluvions holocènes des fonds de vallée.

Le Berry se situe actuellement dans une zone à climat semi-océanique plus ou moins altéré, assez doux et humide, avec une tendance plus continentale vers l'est (fig. 3).

La répartition des précipitations saisonnières est régulière. La pluviométrie est caractérisée par de faibles précipitations (650-700 mm par an). Si les pluies sont fréquentes, elles sont d'assez faible intensité. Les périodes de plus forte concentration se situent en novembre et en mars (Bachelard et Wagret, 1980).

La température moyenne annuelle est de 11°C, avec un minimum moyen de 6°C, et un maximum moyen de 15°C. L'amplitude annuelle des températures est donc faible (Hénault, 1983).

Le bilan hydrique théorique (précipitations-ETP) est déficitaire d'avril à début octobre. La Champagne berrichonne connaît une sécheresse estivale importante. Ces informations très générales sont à nuancer à l'échelle micro-régionale.

2. Matériel et Méthodes

2.1. Échantillonnage et description des formations sédimentaires

L'échantillonnage sédimentaire été réalisé par forage carotté avec une sonde russe de type GIK, qui a la

propriété de ne pas compacter les sédiments et donc de conserver intact le développement stratigraphique. Ce type de forage permet d'obtenir des demi-carottes d'un mètre de long et de 10 cm de diamètre.

Le profil sédimentaire réalisé dans les alluvions de la vallée de la Tournemine (fig. 4), montre une succession de faciès bien différenciés, se caractérisant par la présence d'une composante organique plus ou moins importante, et d'une composante carbonatée en proportion inverse.

La puissance de développement des profils (5.70 m) et donc l'importance des dépôts, est sans commune mesure avec le débit actuel de la rivière, et atteste d'une dynamique sédimentaire importante durant l'Holocène. Sur ces alluvions et dépôts de marais, se sont développés des sols alluviaux calcimorphes de type AC (Dejou *et al.*, 1971), riches en matière organique.

Le sommet des profils, au niveau du sol actuel, se différencie de l'accumulation sédimentaire sous-jacente par une légère modification de la texture, un peu plus sableuse, et par une structuration pédologique. De façon générale, la nappe phréatique est sub-affleurante en hiver, le site est couramment ennoyé. Le niveau de la nappe ne descend pas en dessous de 70-100 cm à la fin de la saison sèche.

2.2. Datations radiocarbone

8 datations radiocarbone AMS permettent de replacer l'accumulation sédimentaire durant les deux premiers tiers de l'Holocène, soit entre 10000 et 2500 cal BC (tab. 1 ; fig. 4). Les 4000 derniè-

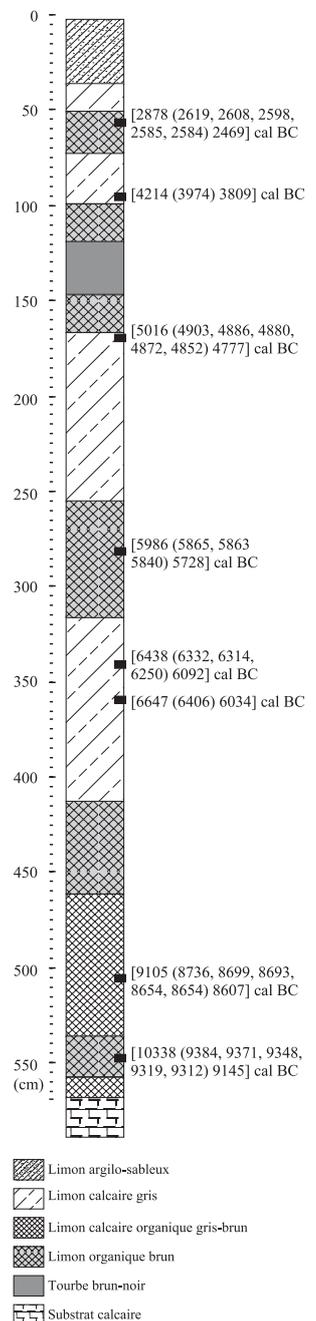


Figure 4 : Lithologie et datations radiocarbone du forages du "Marais du Grand-Chaumet" (Saint-Aoustrille, Indre, France).

Échantillons	Code Laboratoire	Matériel analysé	Datation BP	Age cal BC
GC-56	Gif-100299	Dépôt organique	4090 ± 60	2878(2619, 2608, 2598, 2585, 2584) 2469
GC-90	Utc 8745	Charbon de bois	5172 ± 48	4214 (3974) 3809
GC-170	Utc 8746	Charbon de bois	6009 ± 43	5016 (4903, 4886, 4880, 4872, 4852) 4777
GC-280	Utc 8747	Charbon de bois	6990 ± 50	5986 (5865, 5863, 5840) 5728
GC-360	Utc 8748	Charbon de bois	7440 ± 70	6438 (6332, 6314, 6250) 6092
GC-342	Gif-100300	Dépôt organique	7530 ± 150	6647 (6406) 6034
GC-505	Utc 8748	Charbon de bois	9442 ± 43	9105 (8736, 8699, 8693, 8654, 8654) 8607
GC-547	Gif-100301	Graines	9960 ± 160	10338 (9384, 9371, 9348, 9319, 9312) 9145

Tableau 1 : Datations radiocarbone obtenues sur la séquence sédimentaire du "Marais du Grand-Chaumet" (Indre, France).

res années sont enregistrés dans les 50 à 30 derniers cm des séries sédimentaires. On peut donc conclure à une absence d'accumulation sédimentaire pour ces périodes.

Sur la base des huit datations radiocarbone et après calibration (logiciel CALIB ver. PC 4.1.2 du laboratoire *Quaternary Isotop* de l'Université de Washington ; Stuiver et Reimer, 1993 ; Stuiver *et al.*, 1998), une estimation de l'âge de mise place des formations sédimentaires à différentes profondeurs a pu être établie. La régression polynomiale par la méthode des moindres carrés permet d'obtenir une courbe décrite par une équation du quatrième degré avec un coefficient de corrélation de 0.98 (fig. 5). On peut considérer cette estimation comme un modèle correct permettant d'élaborer les calculs sur le signal incendie. Les fluctuations du taux de sédimentation estimées à partir de la courbe temps/profondeur montrent une variation d'amplitude d'environ 0.17 cm.an⁻¹, correspondant à des valeurs comprises entre 0.02 et 0.19 cm.an⁻¹, soit un dépôt sédimentaire qui fluctue en moyenne de 0.5 à 1.5 cm par tranche de 10 ans.

2.3. La micromorphologie

Quarante-six lames minces ont été réalisées afin d'obtenir un échantillonnage quasi continu à l'échelle microscopique de l'accumulation sédimentaire de la séquence du "Grand-Chaumet".

Un bloc de sédiments non perturbés de 2 cm d'épaisseur, de 2 cm de largeur et de 12 cm de longueur environ, a été prélevé directement sur les demi-carottes cylindriques. Après séchage à l'air libre, les sédiments ont été solidifiés avec une résine synthétique. Lames minces et blocs polis de sédiments non perturbés ont été fabriqués à partir de ces sédiments indurés (Guilloré, 1985).

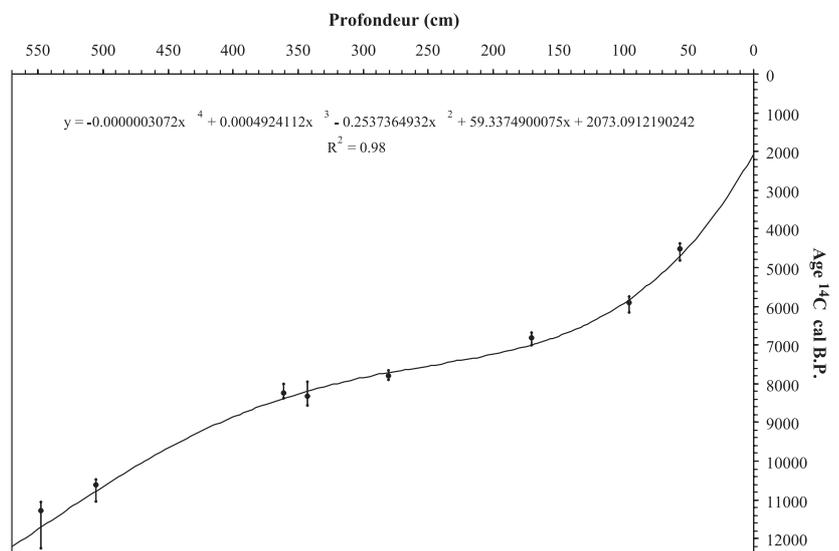
Il faut remarquer que le séchage à l'air libre, dans le cas de ces sédiments organiques, très humides à l'origine, a entraîné une altération importante de la structure des sédiments. En effet, le séchage s'est soldé par une rétraction notable des éléments organiques et l'apparition de fissures

Figure 5 : Graphique profondeur/temps réalisé à partir des datations radiocarbone (cal BP à 2s ; Tab.1) obtenues sur la séquence du "Marais du Grand-Chaumet" (Saint-Aoustrille, Indre, France). La régression polynomiale, selon la méthode des moindres carrés fournie une équation d'ordre 4 avec un coefficient de corrélation de 0.98.

dans les sédiments. Cependant, la superposition stratigraphique des sédiments n'a pas été modifiée ; quant à la rétraction des matériaux organiques entraînant une compaction stratigraphique, elle a pu être quantifiée au niveau de chaque lame mince, puisque les cotes de profondeur de prélèvement (tous les 12 cm) ont été conservées (le séchage ayant eu lieu après prélèvement des blocs sur la carotte). Mais, pour ces raisons, aucun travail sur la porosité structurale n'a été mené.

Les descriptions sont réalisées suivant la terminologie proposée par Bullock *et al.* (1985) en ce qui concerne les traits pédologiques et sur la base des travaux de Freydet et Verrecchia (Freydet, 1984 ; Freydet et Verrecchia, 1989) sur les faciès carbonatés en milieu continental : lacustre, palustre et fluviale, et les travaux de Courty et Fédoroff (Fédoroff *et al.*, 1989 ; Courty, 1990 ; Fédoroff et Courty, 1994) sur la micro-morphologie des sols pour ce qui est des dépôts carbonatés.

L'analyse microscopique prend en compte plus particulièrement les critères suivants : les éléments détritiques provenant des sols du bassin versant (fragments calcaires, grains de quartz et fragments de sol) ; les bioclastes calcaires associés à la précipitation des carbonates par les différents micro-organismes aquatiques ; les différentes formes de concrétionnement calcaire et précipitation calcitique en relation avec la pédogenèse et/ou les précipitations micritiques de pleines eaux ; la teneur en matière organique et l'organisation des différents constituants entre eux.



2.4. La pétrographie organique

L'analyse pétrographique des constituants organiques sédimentaires consiste à isoler de la matrice minérale, par traitement acide (HCl-HF), la fraction organique insoluble, afin d'obtenir un concentré résiduel observable au microscope en lumière transmise. Ce concentré organique, couramment appelé palynofaciès, se compose de plusieurs micro-fossiles, qui se différencient en plusieurs types en fonction de leur forme, de leur nature et de leur couleur (Lallier-Vergès *et al.*, 1993 ; Patience *et al.*, 1995 ; Tyson, 1995 ; Buillit *et al.*, 1997 ; Sifeddine *et al.*, 1998).

Les comptages des différentes particules organiques ont été effectués sur 300 points par lame au minimum (objectif 40x), en utilisant un programme informatique d'aide à l'estimation des concentrations relatives de chaque constituant organique (Vannière, 2001). Le principe de ce programme est simple : il consiste à estimer le moment où les variations relatives du pourcentage de chacune des catégories ne varient plus au-dessus d'une certaine marge d'erreur (5%), même si l'on continue à parcourir et à comptabiliser les différents éléments du palynofaciès. La décision de continuer ou d'interrompre le comptage, donnée par l'ordinateur, tient également compte d'un comptage minimum de 300 particules, et la décision n'est valable que pour les classes de particules dont le pourcentage relatif est supérieur à 2%. Les comptages sont exprimés en pourcentage relatif d'une fraction par rapport au total.

55 échantillons ont été traités ce qui représente un pas d'échantillonnage de 10 cm environ. Cet échantillonnage a été guidé par les observations micromorphologiques afin d'obtenir un échantillon au minimum par niveau sédimentaire.

2.5. La géochimie organique

Une analyse géochimique a été réalisée sur les 55 échantillons étudiés en pétrographie organique ; cette analyse de type pyrolyse Rock-Eval a été effectuée avec un appareil "Oil Show Analyser" de Delsi Instruments, équipé avec une fenêtre carbone. La pyrolyse Rock-Eval consiste à chauffer progressivement les échantillons de sédiment et à mesurer le taux d'hydrocarbure (HC) et de CO₂ dégagé à différentes températures (entre 200°C et 600°C), sous atmosphère inerte (pyrolyse) puis sous atmosphère oxygénée (combustion ; Espitalié *et al.*, 1985a, 1985b et 1986).

Les principaux paramètres mesurés sont :

- le COT (en %), c'est le taux de Carbone Organique Total contenu dans les sédiments ; il est calculé par la somme des différents produits carbonés émis lors de la pyrolyse et de la combustion. C'est une façon de mesurer le contenu organique sédimentaire.

- l'IH (en mg de HC/g de COT) ou Indice d'Hydrogène ; il correspond à la quantité d'hydrocarbure dégagée au cours de la pyrolyse par rapport au poids de carbone organique.

- le Tmax (°C) ou Température maximale de Pyrolyse : c'est la température, pendant la pyrolyse, à laquelle est libéré le maximum d'hydrocarbures de l'échantillon.

L'IH et le Tmax dépendent de l'origine génétique de la matière organique et de son degré d'altération diagénétique, c'est-à-dire de son état de maturation.

Ces analyses géochimiques permettent une caractérisation globale du contenu organique sédimentaire.

2.6. Le signal incendie

L'analyse du signal incendie s'est fait sur la base d'un comptage sur lame et préparation de type pollinique avec une observation en lumière réfléchie (Vannière, 2001). Un échantillon tous les cinq centimètres a été traité au minimum.

L'analyse en continu des fortes concentrations en micro-charbons de bois, la recherche de particules supérieures à 100 µm et la caractérisation du matériel carbonisé ont été réalisées sur les blocs polis de sédiments non perturbés correspondant aux lames minces (Vannière, 2001).

L'utilisation de la microscopie à réflexion permet de faire la différence entre un matériel oxydé, non réfléchissant, sans porosité interne et fortement marqué par des variations de teinte, et un matériel carbonisé, à forte porosité et structure vacuolaire, avec une homogénéisation des parois cellulaires et une réflectance moyenne à forte (fig. 6 ; Vannière, 2001).

Les concentrations et les flux sédimentaires en micro-charbons de bois ont été calculés à partir du volume d'échantillons humides prélevés (Cour, 1974), de l'estimation du taux de sédimentation sur la base des datations radiocarbone (Clark, 1988) et de la concentration en grains de pollen des sédiments (Ratio C/P ; Swain, 1973).

Afin d'aborder le problème de la contribution des formations géologiques et pédologiques à la constitution du signal incendie, une étude du type et de la concentration en micro-charbons de bois et plus généralement en particules opaques de ces formations a été menée sur le bassin versant de la rivière de la Tournemine (Vannière, 2001).

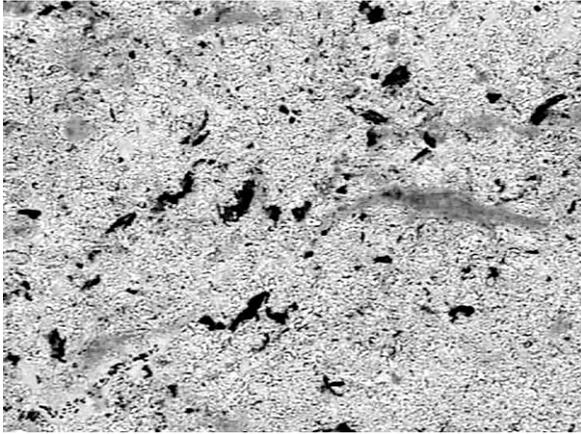
3. Résultats

3.1. Sédimentologie et micromorphologie

On peut tout d'abord d'écrire les constituants fondamentaux rencontrés dans l'analyse des différents faciès sédimentaires de la séquence du "Marais du Grand-Chaumet" (fig. 7).

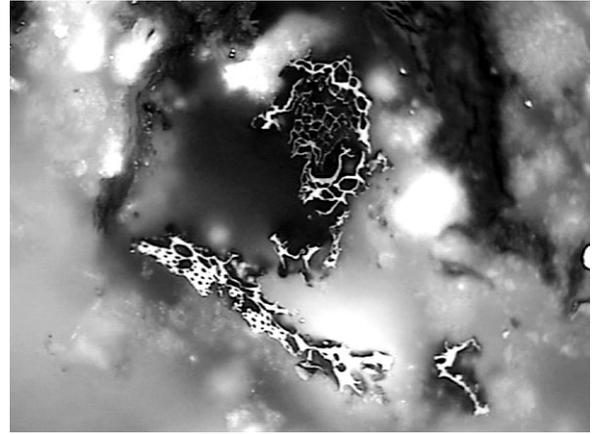
La fraction détritique, associée à l'érosion du sol sur le bassin versant, est marquée soit par des fragments de calcaire jurassique d'une taille comprise entre 200 et 800 µm, soit par une composante quartzreuse sous la forme de petits grains épars dans la masse de la taille des limons fins, soit par des fragments de sol dont la

Lame mince sédiment non perturbé, LT, obj. x20

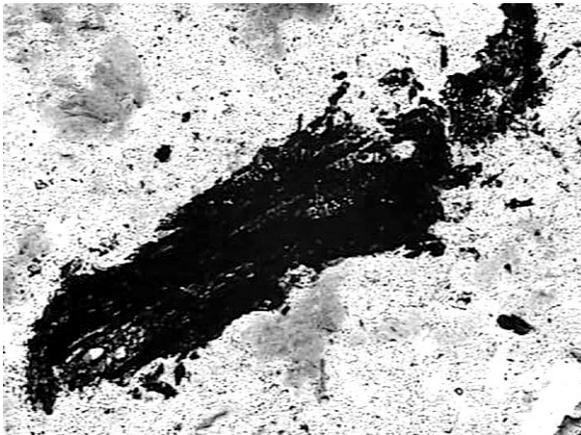


1

Bloc sédiment non perturbé, LR, obj. x50 imm. huile



3



2

200 μm 100 μm

4

Figure 6 : Marais du Grand Chaumet (Saint-Aoustrille, Indre). Exemple d'observations microscopiques de micro-charbons de bois sur les lames minces en lumière transmise (1 et 2) et sur des lames polies en lumière réfléchie (3 et 4).

taille est comprise entre 100 μm et 1 mm. Les grains de quartz compris entre 10 et 50 μm peuvent provenir des formations de limons de plateau présentes sur le bassin versant.

La fraction carbonatée correspond à des vases ou boues micritiques, plus ou moins riches en argile et en matière organique, provenant pour partie de la précipitation physico-chimique ou biochimique en eau calme. On peut aussi distinguer des nodules, liés à la pédogenèse qui entraîne la dissolution des matériaux carbonatés et une redistribution des carbonates ; ces derniers précipitent ensuite à l'intérieur de la matière du sol entraînant une nodulation. Cette fraction est également représentée par des concrétions calcitiques d'origine algale. Trois types de concrétions ont été identifiés :

- des concrétions de type "oncolithe", subsphériques, micrométriques à millimétriques, dont la zone interne correspond à des filaments algaires ramifiés du type cyanophycée entourés d'une gangue micritique (Lang *et al.*, 1992).

- des concrétions de type "filament", qui correspondent à de petits tubes siphonnés, vestiges d'un manchon micritique entourant des filaments algaires de

type xanthophycée. Ces concrétions ont un diamètre d'environ 10 à 120 μm , et une longueur de 400 à 600 μm (Lang *et al.*, 1992).

- des concrétions de type "alvéolaire", d'une taille comprise entre 400 μm et plusieurs millimètres, qui correspondent à des concrétions de type "choux-fleurs" (Brochier *et al.*, 1986) marqueur de la zone littorale peu profonde des bassins lacustres (Magny, 1992 et 1998).

Ces concrétions apparaissent remaniées et liées aux dépôts fluviatiles ; elles caractérisent, dans la plaine d'inondation fluviatile, des zones de dépression soumises à des apports sédimentaires réguliers en relation avec des épisodes d'immersion temporaire suivant les cycles saisonniers.

Deux autres types de concrétionnement ont été mis en évidence :

- le type "croûte", correspondant à un encroûtement micritique de surface, témoin de phases d'assèchement temporaires entraînant la précipitation de micrites sous forme de croûtes. Dans la plupart des cas, les observations n'ont révélé que des fragments de croûtes, en position secondaire. Ils témoignent d'un remaniement local, lors des périodes de crue, des for-

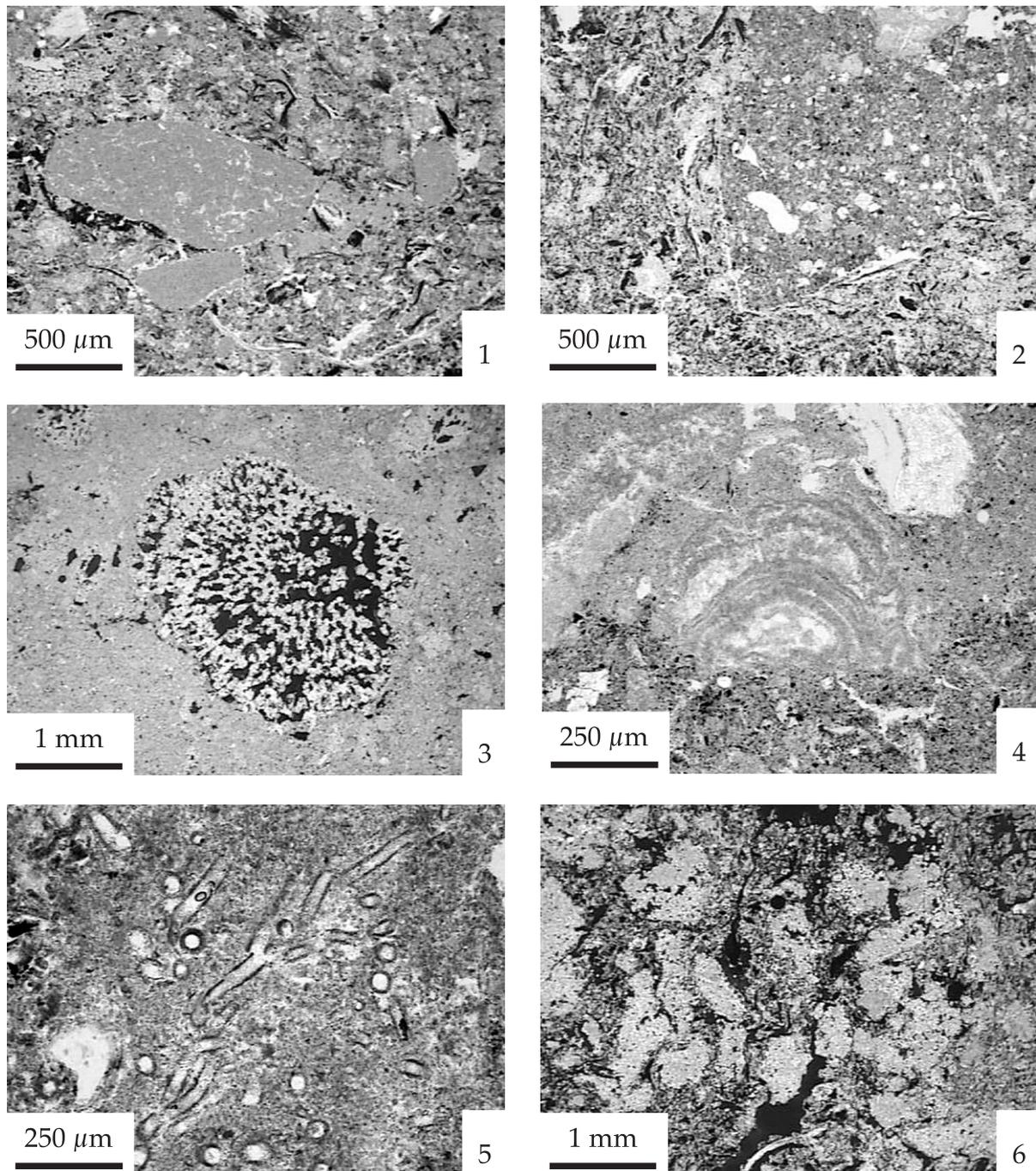


Figure 7 : Marais du Grand Chaumet (Saint-Aoustrille, Indre). Exemple d'observations microscopiques sur les lames minces. 1 : fragment de calcaire jurassique – Lumière Polarisée Non Analysée (LPNA) ; 2 : fragment de sol dans les formations sédimentaires organo-carbonatées du Marais (LPNA) ; 3 : concrétion calcaire de type Alvéolaire (LPA) ; 4 : concrétion calcaire altérée de type filament (LPNA) ; 5 : concrétion de type Oncolithe (LPNA) ; 6 : nodules carbonatés de précipitation dans une matrice organo-carbonatée (LPA).

mations alluviales ayant subi un assèchement temporaire antérieur.

- des concrétions de type "manchon", correspondant à des cristallisations carbonatées autour des tiges et racines des éléments végétaux.

Enfin, on note l'occurrence au sommet du profil, soit au niveau du sol actuel, de quelques biosphérolites de calcite, témoins de l'activité des vers de terre (Becze-Deák *et al.*, 1997 ; Canti, 1998) et d'un développement pédologique plus marqué des sédiments en relation avec l'arrêt de l'alluvionnement et un engorgement du sol qui n'est plus permanent.

La fraction organique apparaît sous forme d'éléments végétaux, brun, brun rouge, brun-noir, relative-

ment grossiers. La fraction plus fine, incorporée à la matrice sédimentaire carbonatée, est plus difficilement observable, du fait de la biréfringence des carbonates. Sur les lames minces, seule une estimation de la concentration en cette fraction organique grossière a été faite, de même qu'une analyse de sa distribution dans la masse sédimentaire. L'analyse plus approfondie des différents constituants organiques est proposée ensuite par l'étude du palynofaciès.

De façon générale, une structure massive et une porosité uniquement de type résiduel d'entassement ont été observées ; elles témoignent d'une évolution pédologique limitée des sédiments et de matériaux

soumis à un engorgement hydrique prolongé entraînant un effondrement de la structure (Féodoroff *et al.*, 1989). Il n'a pas été observé de manière significative de porosité construite en chenaux, en cavités d'effondrement ou d'entassement liées à l'activité biologique et notamment à la faune (Bullock *et al.*, 1985 ; Féodoroff *et al.*, 1989). Il apparaît donc que ces formations de limons fins, carbonatés et plus ou moins organiques, sont toujours faiblement bioturbées ; seule la redistribution des carbonates est fonctionnelle, la recharge sédimentaire régulière, la saturation en eau du sol, et même la présence d'une tranche d'eau quasi permanente, s'opposent au développement pédologique.

En fonction de la présence de traits calcitiques et du taux de matière organique, il est possible de distinguer quatre types de faciès sédimentaires, que l'on peut classer en fonction de la tranche d'eau sur le site, de l'envahissement par les végétations de marais, du degré d'alluvionnement et de pédogenèse des sédiments :

- le faciès de type fluvio-lacustre, représenté par des limons calcaires clairs, à faible teneur en matière organique ; ce sont des vases micritiques contenant des éléments bioconstruits de type concrétions algaires. Ces dépôts massifs et homogènes présentent peu d'éléments figurés organiques, les traits pédologiques sont absents ; seule une légère brunification de la masse carbonatée est observée. Ce faciès correspond à un dépôt sédimentaire en eaux calmes, sous une tranche d'eau suffisante. En fonction de la teneur en matière organique, ce faciès est représenté sur la figure 8 au niveau de la colonne lithostratigraphique par les limons calcaires gris clair, les limons calcaires organiques gris, et les limons calcaires organiques gris foncé ;

- le faciès de type tourbeux, représenté par une masse importante de débris organiques, au sein desquels on peut observer des plages de précipitations micritiques ; il correspond à une zone de marais relativement claire, la sédimentation est exclusivement autochtone. Il est représenté dans la séquence du "Grand-Chaumet" I aux profondeurs 120-140 cm et 540-560 cm ;

- le faciès de type palustre, correspondant à une accumulation de débris organiques fortement imprégnés de nodules de reprécipitation calcitique liés à l'alternance de périodes de submersion et d'exondation d'une zone de marais temporaires soumise à la pédogenèse. Les dépôts carbonatés initiaux sont dissous durant les phases d'engorgement en eau, puis il y a recristallisation des carbonates en micrites sous forme de nodules, et parfois formation de micro-sparites. Ce faciès est représenté en fonction de sa teneur en matière organique sur la figure 8 par le symbole de croisillons ;

- le dernier faciès est un faciès polyphasé reprenant les caractères du faciès fluvio-lacustre, mais qui sont alors altérés par la reprise de ces dépôts par la pédogenèse. Les différentes concrétions calcaires sont alors très altérées.

Localement, des apports détritiques provenant des sols du bassin versant sont observés. Ils correspondent

à des épisodes d'érosion des sols.

De la base au sommet de la séquence, on peut reconnaître, en fonction de ces différents faciès et des épisodes d'apports détritiques, dix-sept phases qui décrivent l'évolution paléoenvironnementale du "Marais du Grand-Chaumet" au cours des sept premiers millénaires de l'Holocène (fig. 8).

Les phases 1 et 2 correspondent respectivement à une phase de développement des marais, et à un épisode de réactivation des flux hydriques, associé à une érosion des sols sur le bassin versant.

Au cours des phases 3, 4 et 5, les apports sédimentaires récurrents dans un environnement dominé par une végétation de bas-fond, subissent l'alternance de périodes d'assèchement et de remise en eau, entraînant une transformation pédologique de ces dépôts de bas marais.

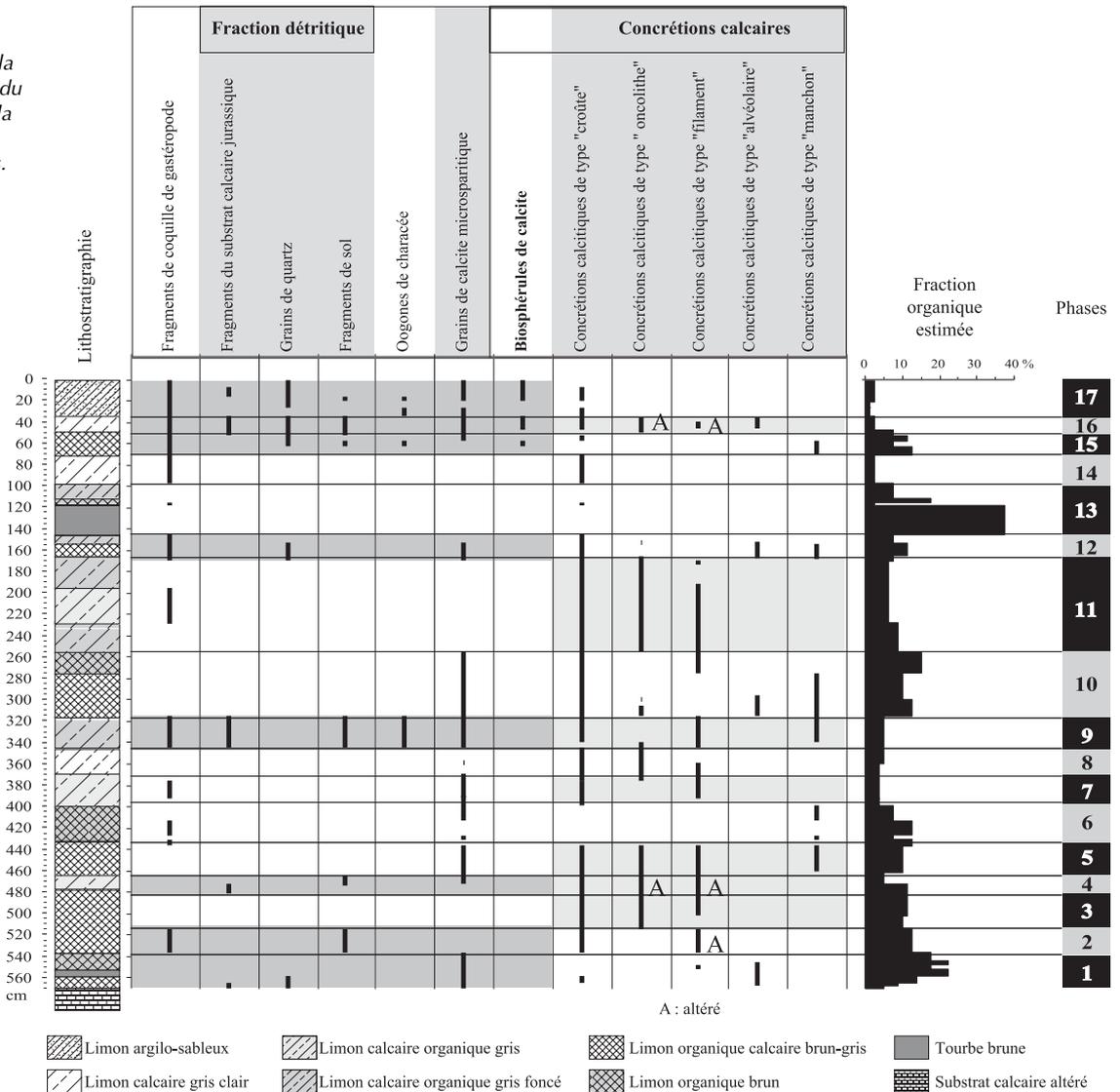
La phase 6 se caractérise par un arrêt des apports fluviaux, probablement associé à une baisse du régime hydrique favorisant le développement d'un faciès para-tourbeux typique des zones humides de faible énergie ; la très forte nodulation des boues calcaires indique à la fois le développement de la pédogenèse et une humectation prolongée interdisant la formation de traits calcitiques plus évolués. Cette seule forme de redistribution des carbonates se traduit par un trait calcitique diffus qui, s'il ne correspond pas à un stade précoce de précipitation, constitue un état de dégradation des traits d'accrétion sédimentaire (Courty, 1990).

Les phases 7, 8 et 9 correspondent à une reprise des apports fluviaux (marquée par le remaniement des concrétions calcaires) et une augmentation de la tranche d'eau sur le site. Les périodes de calme hydrologique sont corollaires d'un phénomène de précipitation et de dépôt d'une vase micritique. La seule approche microscopique et la légère brunification de l'ensemble de ces vases (liée à la dissolution ménagée des carbonates et au mélange avec la fraction organique diffuse dans la masse) empêchent de réellement distinguer la part des apports allochtones et autochtones qui contribuent respectivement à la formation de ces dépôts. La phase 8 s'individualise par une très faible composante organique et la mise en place de sédiments proches d'une craie lacustre. La phase 9 est marquée quant à elle par la présence d'une fraction déritique autre que carbonatée, significative d'une reprise de l'érosion des sols sur le bassin versant.

La phase 10 est très proche de la phase 6, caractéristique d'une zone de bas marais riche en matière organique ; on observe donc un ralentissement des écoulements, une baisse moyenne du niveau d'eau et la mise en place d'une végétation hydrophile. Elle se découpe en deux phases, la dernière correspondant à une nodulation importante des vases organo-calcaires, synonyme d'une baisse suffisante du niveau d'eau pour qu'il y ait pédogenèse.

Les phases 11 et 12 reprennent en tous points les caractères des épisodes 7 à 9, mis à part la mise en place du faciès proche des craies lacustres. La phase 11 correspond à une reprise de l'activité hydrique et à un

Figure 8 : Description pédosédimentaire de la séquence du "Marais du Grand Chaumet" sur la base des observations micromorphologiques.



éclaircissement des eaux associé à la baisse de la production organique. La phase 12 marque à nouveau une reprise de l'érosion sur le bassin versant.

La phase 13 se détache particulièrement bien par le développement d'une tourbière, témoin d'une baisse importante du niveau d'eau dans les marais. L'absence de tout élément détritifique, carbonaté ou autre, atteste de ce ralentissement des écoulements.

La phase 14 se caractérise par la mise en place d'un dépôt micritique clair, pauvre en matière organique. Le faciès correspondant s'apparente à une craie lacustre et témoigne de la remontée du niveau d'eau dans cette zone de marais et lac temporaires.

La phase 15 est marquée par un enrichissement en matière organique et la présence de concrétions calcaïques de type "manchon" en relation avec le développement de la végétation. Ce faciès de marais, corollaire de la baisse du niveau d'eau, présente également des indices d'une érosion des sols sur le bassin versant.

La phase 16 témoigne, par une diminution importante du taux de matière organique, la présence de nombreuses concrétions carbonatées, l'augmentation de la fraction détritifique, d'une reprise de l'hydrodynamisme.

La phase 17 correspond à l'atterrissement de la zone, avec une très nette diminution des apports sédimentaires, que ce soit par alluvionnement (apports allochtones) ou par production autochtone. Cet ensemble pédosédimentaire est le seul qui présente une structure pédologique (structure grumeleuse entre 10 et 20 cm) ; il correspond à l'horizon A du sol actuel.

La séquence du "Marais du Grand-Chaumet" I, composée à 75 % d'éléments inférieurs à 50 µm, décrit l'évolution d'une zone lacustre ou palustre plus que fluviatile, présentant une diversification complexe induite par des contraintes externes (dynamique des eaux, rythmes saisonniers, immersions temporaires) et des contraintes internes (associations végétales, bioprécipitation, décomposition de la matière organique). L'étude détaillée de la morphologie et la distribution des traits sédimentaires et pédologiques permet de reconstituer le fonctionnement hydrique du marais au cours des phases successives de son évolution.

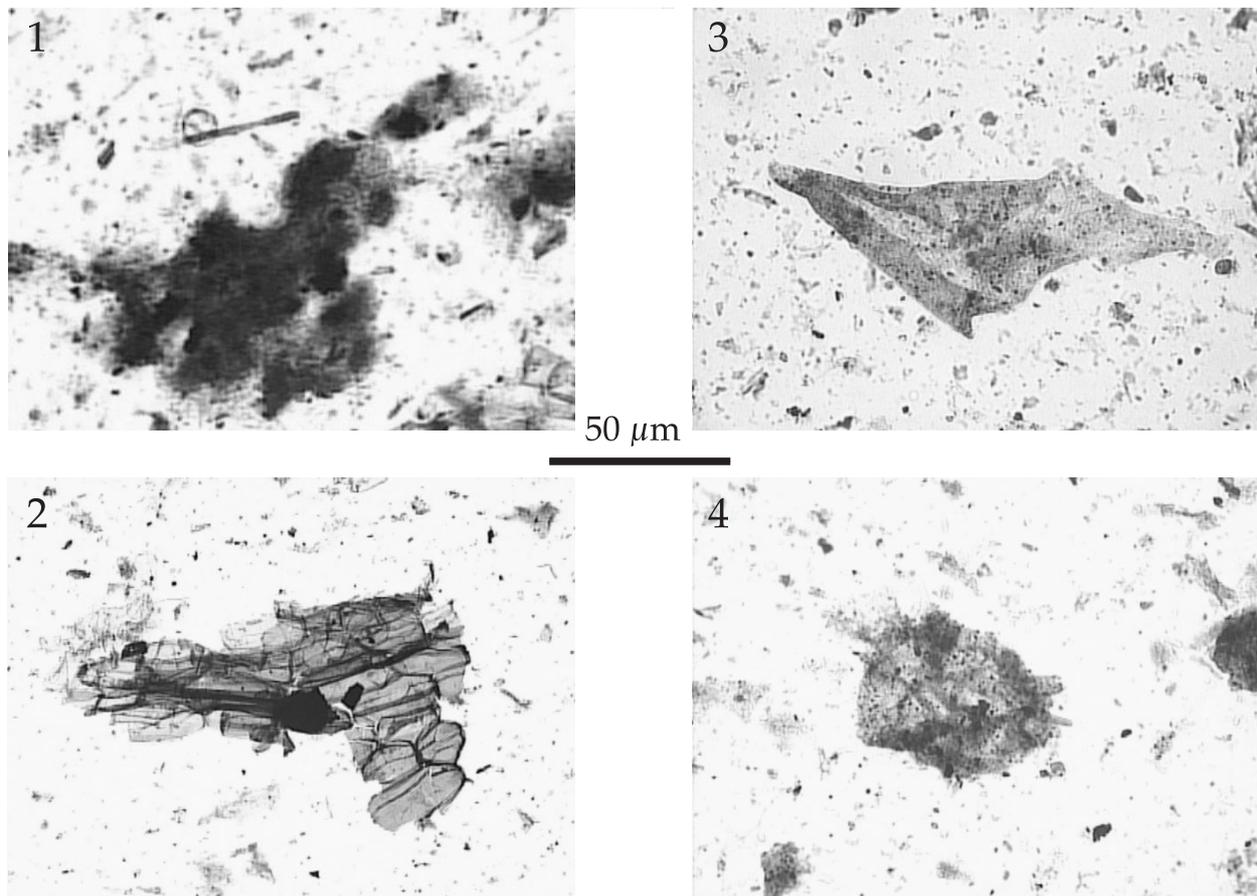


Figure 9 : Marais du Grand Chaumet (Saint-Aoustrille, Indre). Exemple d'observations microscopiques sur le palynofaciès. 1 : MOA-R ; 2 : DV-B ; 3 : MOAG-mb ; 4 : MOAG-fl.

3.2. L'étude de la matière organique

Quatorze types de particules ont été identifiés en fonction de leur état de préservation et de leur origine génétique (Sifeddine *et al.*, 1994 ; Di-Giovanni *et al.*, 1997) ; ils peuvent être regroupés en huit catégories :

- les débris ligno-cellulosiques translucides (DLC-T) ou dégradés (DLC-D) correspondent à des débris des plantes supérieures relativement bien préservés (DLC-T) ou partiellement dégradés (DLC-D), mais dans lesquels on reconnaît une structure ligno-cellulosique héritée du matériel végétal à l'origine de ces débris. Les DLC-T sont quasiment transparents, les parois cellulaires apparaissant légèrement en relief et de couleur jaune pâle. Les DLC-D, également translucides, présentent une couleur légèrement orangée, témoin d'une dégradation plus prononcée ;

- la matière organique amorphe rougeâtre (MOA-R ; fig. 9-1) est considérée comme une matière organique d'origine pédologique (Lallier-Vergès *et al.*, 1993) ; elle est issue de l'amorphisation des tissus ligno-cellulosiques (Maman, 1997) et plus généralement de la dégradation des tissus végétaux des plantes supérieures. Bourdon *et al.* (1997) ont montré qu'elle pouvait être produite en grande quantité en contexte tourbeux ;

- les matières organiques amorphes grisâtres (MOA-G ; fig. 9-3,4) caractérisent la production organique aquatique, notamment d'origine phytoplanctonique et algai-

re (Patience *et al.*, 1995). Trois types de matière organique grisâtre ont été reconnus : la matière organique grisâtre floconneuse (MOAG-fl), la matière organique grisâtre membraneuse (MOAG-mb), et la matière organique grisâtre dégradée (MOAG-dg). La matière organique amorphe grisâtre dégradée correspond à une matière organique grisâtre floconneuse en cours d'altération, c'est-à-dire présentant une couleur brun rougeâtre très léger et des flocons partiellement déstructurés. La matière organique amorphe grisâtre membraneuse, si elle reprend les caractères de la MOAG-fl : couleur grisâtre, ponctuation noirâtre, absence de structure interne claire, possède en revanche des contours nets délimitant une membrane translucide pouvant se replier sur elle-même. Cette matière organique grisâtre membraneuse peut parfois prendre une forme annulaire, rappelant des organismes aquatiques de type planctonique ;

- les matières organiques gélifiées (MOG) correspondent à des débris organiques dégradés en milieu aquatique (Buillit *et al.*, 1997) ; d'après Noël *et al.* (2001), ces particules sont souvent observées dans les sols hydromorphes et pourraient correspondre à une gélification du contenu cellulaire des tissus racinaires. Deux types ont été reconnus : les matières organiques gélifiées jaunâtres (MOG-J) et les matières organiques gélifiées rougeâtres (MOG-R) ;

- les débris végétaux bruns (DVB ; fig. 9-2) sont représentés par des tissus bruns translucides à structure cellulaire. Leur origine a pu être mise en évidence à partir de l'approche micromorphologique où ces éléments organiques ont été identifiés en position primaire à l'intérieur des tissus racinaires ;

- les membranes (Memb) regroupent les débris organiques translucides sans structure correspondant à des fragments de membrane végétales (Tyson, 1995).

- les débris opaques (DO) représentent des éléments organiques noirs. Leur origine peut être diverse, et l'observation en lumière transmise ne permet pas une caractérisation suffisante pour en déterminer l'origine. Ce peut être des micro-charbons de bois ou des débris ligno-cellulosiques oxydés issus des sols et des formations géologiques (Di-Giovanni *et al.*, 1997, 1998, 1999a et 1999b ; Noël *et al.*, 2001). Cette question sera abordée en relation avec l'étude du signal incendie ;

- la dernière catégorie regroupe l'ensemble des débris organiques figurés : hyphes mycéliens, zooclastes (fragments de membrane, carapace, aile d'insecte), spores et grains de pollen.

La représentation relative des différents types de particules organiques permet de distinguer, de la base au sommet, neuf zones (fig. 10).

La zone 1 se caractérise essentiellement par des particules de type MOA-R (> 40%), qui marquent un faciès tourbeux, riche en matière organique ligno-cellulosique fortement dégradée.

La zone 2 enregistre une très légère baisse de la MOA-R, compensée par une augmentation de la matière organique amorphe grisâtre dégradée. Ces observations s'accordent avec les phases 3 à 5 de l'analyse micromorphologique ; elles révèlent l'alternance de périodes de hautes eaux permettant une production organique d'origine aquatique, et de périodes d'assèchement relatif entraînant la dégradation de la matière organique d'origine aquatique (MOAG-dg) et une production consécutive de matière organique amorphe rougeâtre. Patience *et al.* (1995 et 1996) montrent que la matière organique phytoplanctonique et algale (MOAG) est très sensible à la dégradation.

La zone 3 est sensiblement identique à la zone 1 ; elle enregistre une nouvelle période de développement des bas marais, colonisés par une importante végétation.

La zone 4 enregistre une baisse de la MOA-R, relayée par une augmentation importante des trois types de matière organique d'origine aquatique (MOAG-fl, MOAG-mb, MOAG-dg). L'importance du développement de ces matières organiques sur ce faciès confirme l'hypothèse d'une remontée du niveau d'eau sur le site, associée à la mise en place des vases calcaires de type lacustre.

A la zone 5 correspond une nouvelle augmentation importante des MOA-R, synchrone de l'enrichissement des sédiments en matière organique. Au maximum de la représentation des matières organiques dégradées issues des végétaux supérieurs (MOA-R), les matières organiques d'origine aquatique ont complètement

disparu. La transition entre les zones 4 et 5 s'est faite de façon progressive, témoin d'une baisse régulière du plan d'eau. Les MOAG-dg se retrouvent en léger décalage par rapport aux MOAG-fl et MOAG-mb. Au contraire, la transition avec la zone suivante (6), comme d'ailleurs la transition entre les zones 3 et 4, va se faire de manière abrupte, indiquant une remontée rapide du niveau d'eau associée à la réactivation des écoulements.

La zone 6, marquée par l'occurrence des MOAG, témoigne à nouveau de l'installation d'un plan d'eau temporaire sur le site. Cet épisode semble toutefois être moins prononcé que celui de la zone 4 ; d'une part, la diminution des MOA-R est plus ténue, d'autre part quasiment aucune particule de MOAG-fl n'a été identifiée. L'interprétation de cette différence est cependant difficile, l'origine exacte des différentes formes de MOAG (floconneuse et membraneuse) n'a pu être précisée pour l'instant.

La zone 7 enregistre une stabilisation des flux hydriques entraînant le développement d'une tourbière et la surreprésentation dans le palynofaciès des matières organiques amorphes rougeâtres et ligno-cellulosiques dégradées provenant de la décomposition des végétaux supérieurs.

La zone 8 identifie un épisode un peu particulier dans l'histoire du site. Si l'on considère les deux composantes organiques MOA-R et MOAG, cette zone apparaît comme une transition représentée par l'apparition progressive des MOAG et la diminution également progressive des MOA-R ; mais à cette zone correspond une augmentation des DLC-T et DLC-D. Si les DLC-D sont présents sur l'ensemble de la colonne stratigraphique, ils varient peu ; les DLC-T en revanche sont peu représentés et leur occurrence en proportion relativement importante (15-20%) marque une modification importante dans la nature des apports organiques et/ou dans les modes de dégradation de cette matière organique. Les conditions environnementales sont apparemment moins favorables à la dégradation de la matière organique. L'augmentation des membranes, dont la dégradation apparaît proportionnelle à l'intensité de la pédogenèse (augmentation également dans la zone 6 marquée par le dépôt des particules organiques d'origine aquatique) confirme cette hypothèse, mais indique peut-être aussi une modification dans le type d'apport organique d'origine ligno-cellulosique.

La zone 9 se caractérise en dernier lieu par la prédominance des MOAG en relation avec la mise en place des dépôts calcaires à concrétions carbonatées témoins d'un épisode d'augmentation des flux hydriques et du niveau d'eau dans le marais.

A 10 cm sous la surface du sol actuel, la composante organique non aquatique augmente. Mais ces derniers 30-50 cm correspondent à la fois à l'atterrissement du marais et à l'horizon de labour (monoculture du maïs) ; plusieurs milliers d'années sont cumulées dans ce niveau sédimentaire puisque l'arrêt de l'accrétion sédimentaire a pu être daté vers 2000 ans

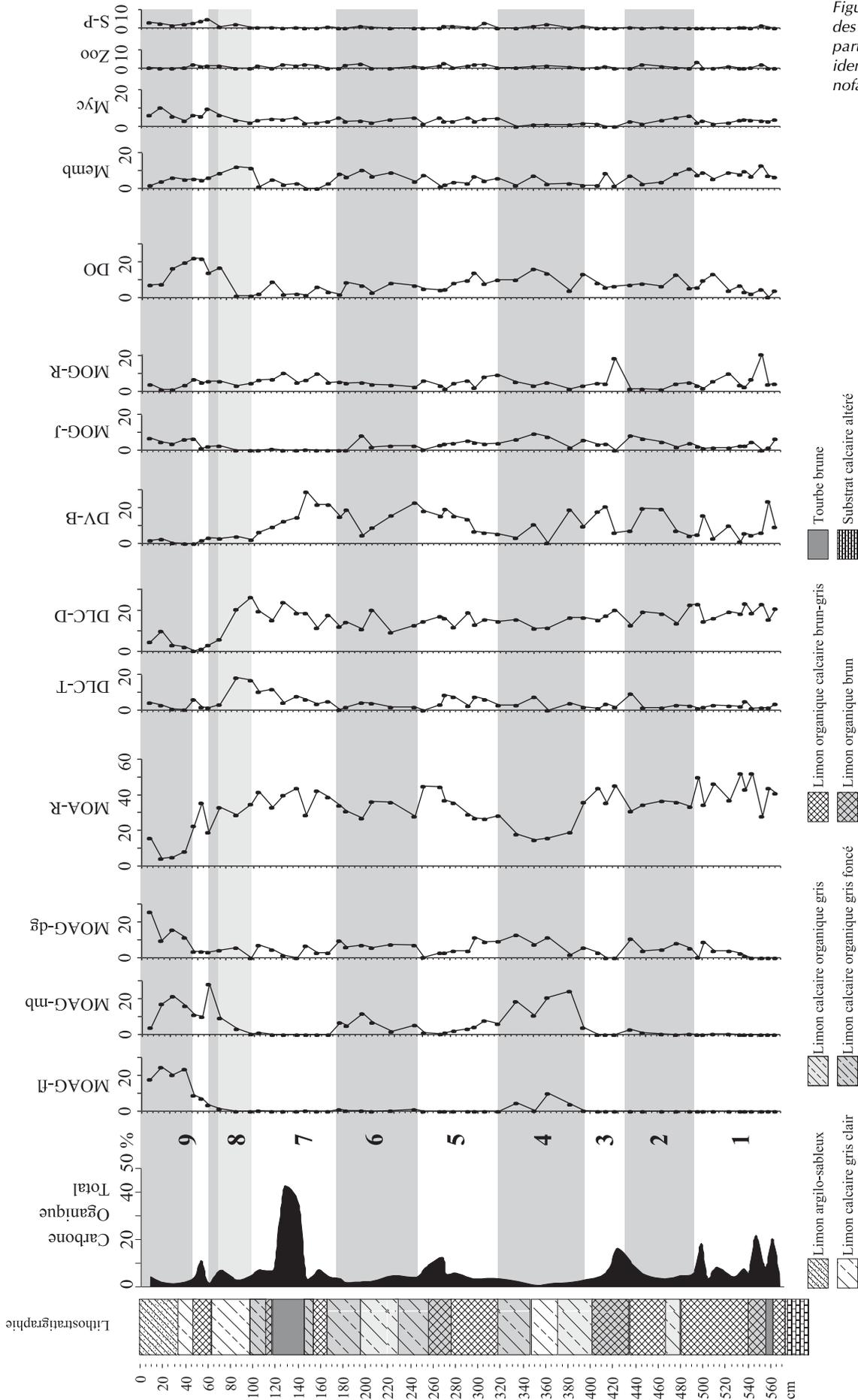


Figure 10 : Diagramme des différents types de particules organiques identifiées dans le paly-nofaciès.

av. J.-C. La présence de MOAG, pourtant considérée comme sensible à la dégradation, à une profondeur aussi faible, laisse penser que celle-ci est peut-être récente, que l'hydromorphie permanente des sols ne permet pas l'oxydation de la matière organique. Le site étant entièrement consacré à l'agriculture, la production organique d'origine ligno-cellulosique est quasiment nulle, excepté le maïs.

La zonation du diagramme est basée sur une partie seulement des constituants organiques, ceux dont les variations sont les plus marquées. Les autres éléments du palynofaciès peuvent cependant faire l'objet de quelques remarques.

Les débris végétaux bruns, issus des tissus racinaires observés en lame mince, présentent des variations assez importantes, qui se corrèlent assez bien avec la MOA-R et les fortes teneurs en matière organique totale des sédiments. Les quelques décalages peuvent s'expliquer assez aisément par le simple fait que les racines ne sont pas par définition au niveau stratigraphique qui correspond au développement végétal à leur origine.

Les matières organiques gélifiées représentent une fraction assez faible dans le spectre organique général ; les variations de ces éléments organiques sont très faibles. On remarquera simplement que les MOAG-Jaunâtres disparaissent quasiment totalement lors du développement des faciès les plus organiques (tourbes de la zone 7) ; les MOAG-Rougeâtres, à l'inverse des précédents, voient leur proportion augmenter en corrélation avec les MOA-R, donc lors des épisodes de baisse du niveau d'eau et de développement des végétations de marais ; les sols sont alors affectés par la pédogenèse, l'accumulation organique est importante.

Les débris organiques figurés ne représentent proportionnellement qu'une fraction très faible dont les variations sont difficilement interprétables.

Enfin, les débris opaques sont présents sur l'ensemble de la séquence en proportion relativement stable, avec une légère diminution entre 60 et 200 cm et une augmentation importante dans les 60 cm supérieurs. Ces débris peuvent avoir plusieurs origines (Vannière, 2001). S'il s'agit de particules organiques héritées du substratum géologique et apportées lors de l'érosion des sols (Di-Giovanni *et al.*, 1997, 1998, 1999a et 1999b), il est surprenant, dans ce cas, de voir leur représentation dans le cortège organique aussi continue sur l'ensemble de la séquence sédimentaire, alors même que les indices minéraux de l'érosion des sols sont particulièrement discrets et déterminent des épisodes bien précis et de courte durée dans l'histoire sédimentaire du "Marais du Grand-Chaumet". Les observations réalisées sur les formations géologiques qui compose le bassin versant permet également d'exclure ces substrats d'une possible contribution à l'alimentation des réceptacles sédimentaires en particules carbonneuses ; elles n'en contiennent pas (Vannière, 2001). Ces particules peuvent donc être des micro-charbons de bois. Les quelques variations observées semblent indiquer une légère augmentation durant les périodes de production organique d'origine phytoplanctonique

et algaire. Or les dépôts sédimentaires correspondant à ces périodes sont également ceux contenant le moins de matière organique. Il semble alors que l'on a une dilution générale du signal incendie dans l'assemblage organique et une surreprésentation en pourcentage relatif des DO dans les phases sédimentaires les moins riches en matière organique (davantage de sédiments et de concentré organique sont nécessaires à une bonne lecture du palynofaciès). S'il s'agit au moins pour partie de micro-charbons de bois (ou pyrofusinite), leur mode de formation et de dépôt n'est pas comparable aux autres éléments du cortège organique ; il est alors difficile de traiter ces particules par rapport (représentation relative) aux différents constituants du palynofaciès. Pour ces raisons, une approche différente de ces particules organiques opaques est proposée (*cf.* étude du signal incendie).

Tout au long de la colonne sédimentaire (fig. 11), les valeurs de COT obtenues montrent de très fortes variations ; ces valeurs sont comprises entre 0.5% et 43%. Les fluctuations sont en parfait accord avec les relevés sédimentologiques et mettent en valeur les différents faciès sédimentaires présents dans cette séquence. Les faciès tourbeux présentent des valeurs de COT comprises entre 15 et 43% ; les faciès sédimentaires les plus carbonatés, ont les plus basses valeurs de COT : inférieures à 2%.

Les valeurs de IH obtenues sur l'ensemble de la séquence sont comprises entre 170 et 300 mg HC/g COT ; les variations stratigraphiques sont donc relativement de faible amplitude.

De façon générale, on distingue trois types de matière organique correspondant à des origines différentes (Meyer et Lallier-Vergès, 1999, d'après Van Krevelen, 1961) ; le type I correspond à une matière organique issue de la biomasse microbienne ou des lipides, cires et résines des plantes terrestres (valeurs de IH > 700 mg HC/g COT) ; le type II est une matière organique d'origine algaire (500 < IH < 700 mg HC/g de COT) ; le type III représente la matière organique des plantes vasculaires (IH < 200 mg HC/g COT).

Les valeurs de IH obtenues sur les sédiments se rapprochent du type III, avec cependant des valeurs un peu plus fortes. A première vue, on pourrait interpréter la matière organique totale de ces sédiments comme un mélange de matière organique algaire plus ou moins dégradée et de matière organique issue des végétaux ligno-cellulosiques. Cela confirme les observations faites sur le palynofaciès ; les valeurs IH restent toutefois plus proches du type III, les teneurs en matières organiques provenant de la dégradation des plantes supérieures étant toujours importantes. Les faciès les plus organiques sont aussi ceux qui présentent les valeurs de IH les plus faibles ; ce paramètre indique ici plus une variation dans l'origine des matières organiques qu'un degré d'altération de celles-ci (Bourdon, 1999).

Les valeurs du paramètre Tmax sont homogènes sur l'ensemble de la séquence et comprises entre 420-440°C ; ces valeurs de Tmax correspondent, dans la classification des charbons (Robert, 1980), à une matière organique du début de la fenêtre à huile.

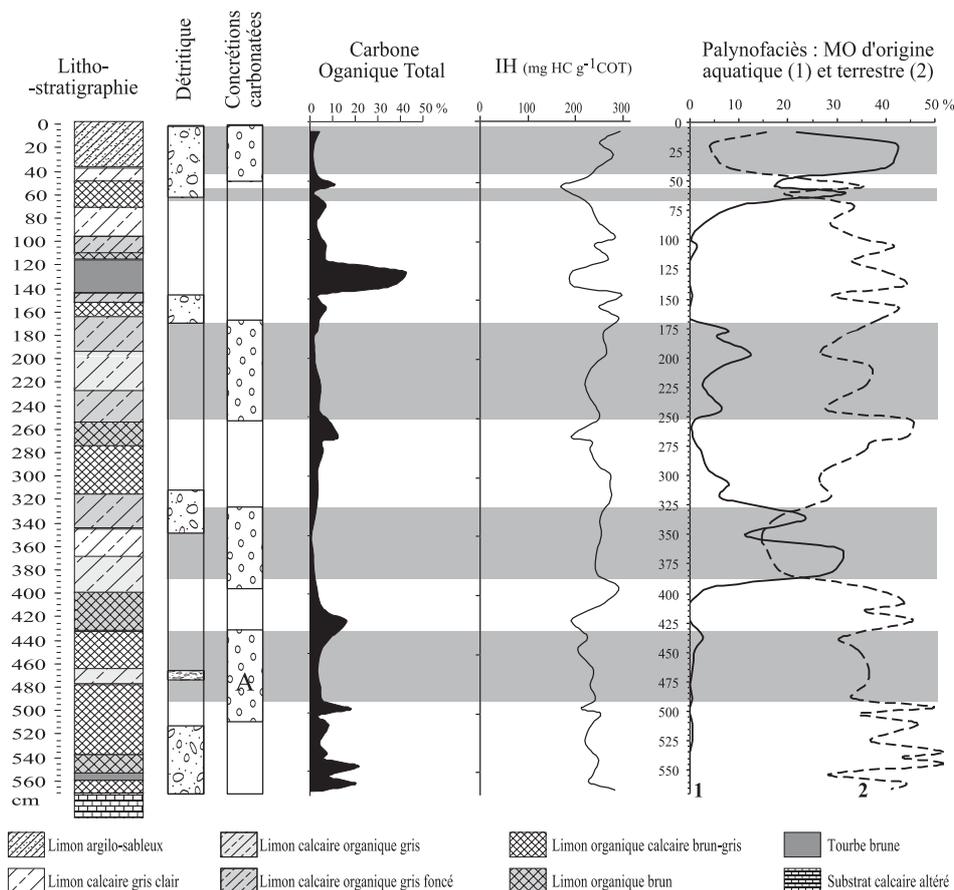


Figure 11 : Marais du Grand Chaumet (Saint-Aoustrille, Indre). Synthèse des principaux descripteurs sédimentologiques : fraction détritique ; concrétions calcaires ; Carbone Organique Total (COT) ; Indice d'Hydrogène (IH) ; palynofaciès : matière organique d'origine aquatique et matière organique d'origine terrestre.

3.3. Le signal incendie

L'occurrence de micro-charbons de bois permet de mettre en évidence sept épisodes principaux de feu sur la totalité de la séquence sédimentaire du "Marais du Grand-Chaumet" I (fig. 12).

Le premier épisode (F1) se caractérise par une très forte augmentation de la concentration absolue en micro-charbons de bois. Enregistrées sur environ 70 cm de stratification, ces fortes valeurs sont marquées par des variations de forte amplitude. L'examen du signal sous la forme du rapport C/P, ou par comparaison avec la concentration pollinique absolue, permet de découper cet épisode en trois phases distinctes :

F1a correspond à une augmentation progressive du rapport C/P et du flux sédimentaire en micro-charbons de bois.

F1b se caractérise par une très forte hausse de la concentration pollinique absolue, en relation avec une modification de la nature des apports sédimentaires (sédimentation plus carbonatée) ; il en résulte une distorsion du signal incendie marquée par de fortes valeurs de la concentration en micro-charbons de bois. L'estimation du flux ne permet pas de corriger ce biais sédimentologique étant donné le manque de précision chronostratigraphique. Le rapport C/P apparaît dans ce cas (phénomène ponctuel de modification du taux de sédimentation) comme un artifice de calcul intéressant pour l'analyse du signal incendie. F1b se différencie également par l'absence de particules carbonisées supérieures à 100 μm telles qu'elles ont pu être reconnues dans l'épisode F1a.

F1c enregistre un nouvel épisode d'occurrence des incendies, et cela avec une intensité du signal particulièrement importante, quel que soit le système d'évaluation du signal utilisé. Cela traduit une période de forte fréquence et/ou de grande ampleur des incendies.

Après une pause relative entre 430 et 405 cm, un nouvel épisode (F2) de feu est enregistré sur le site. Marqué par la présence de particules supérieures à 100 μm , il apparaît cependant de plus faible ampleur au travers de l'enregistrement des concentrations de micro-charbons de bois dans le rapport C/P et dans l'influx de ces particules. Sur une vingtaine de centimètres, le signal apparaît toutefois de façon plus régulière, traduisant une certaine continuité dans les apports en micro-charbons de bois, marqueurs d'incendies récurrents produisant cependant une quantité plus faible de particules.

L'épisode F3 correspond à une nouvelle augmentation du signal incendie, après disparition totale de celui-ci entre 345 et 380 cm (maximum de la remontée du niveau d'eau sur le site). Cet épisode, caractérisé par l'existence de pics de micro-charbons de bois et relativement discontinus (F3a et F3b) et par un signal peu marqué au niveau des particules supérieures à 100 μm , atteste d'une occurrence épisodique d'incendies dans la région. Sur environ 60 cm de sédimentation (290-350 cm), la région est soumise à l'alternance de périodes de feu et de périodes de relative accalmie. Il est difficile de parler de cycles ; on peut y voir les prémices de l'épisode F4, marqué par une accélération notable du rythme des incendies.

L'épisode F4 se caractérise en effet par la présence d'une grande quantité de particules supérieures à

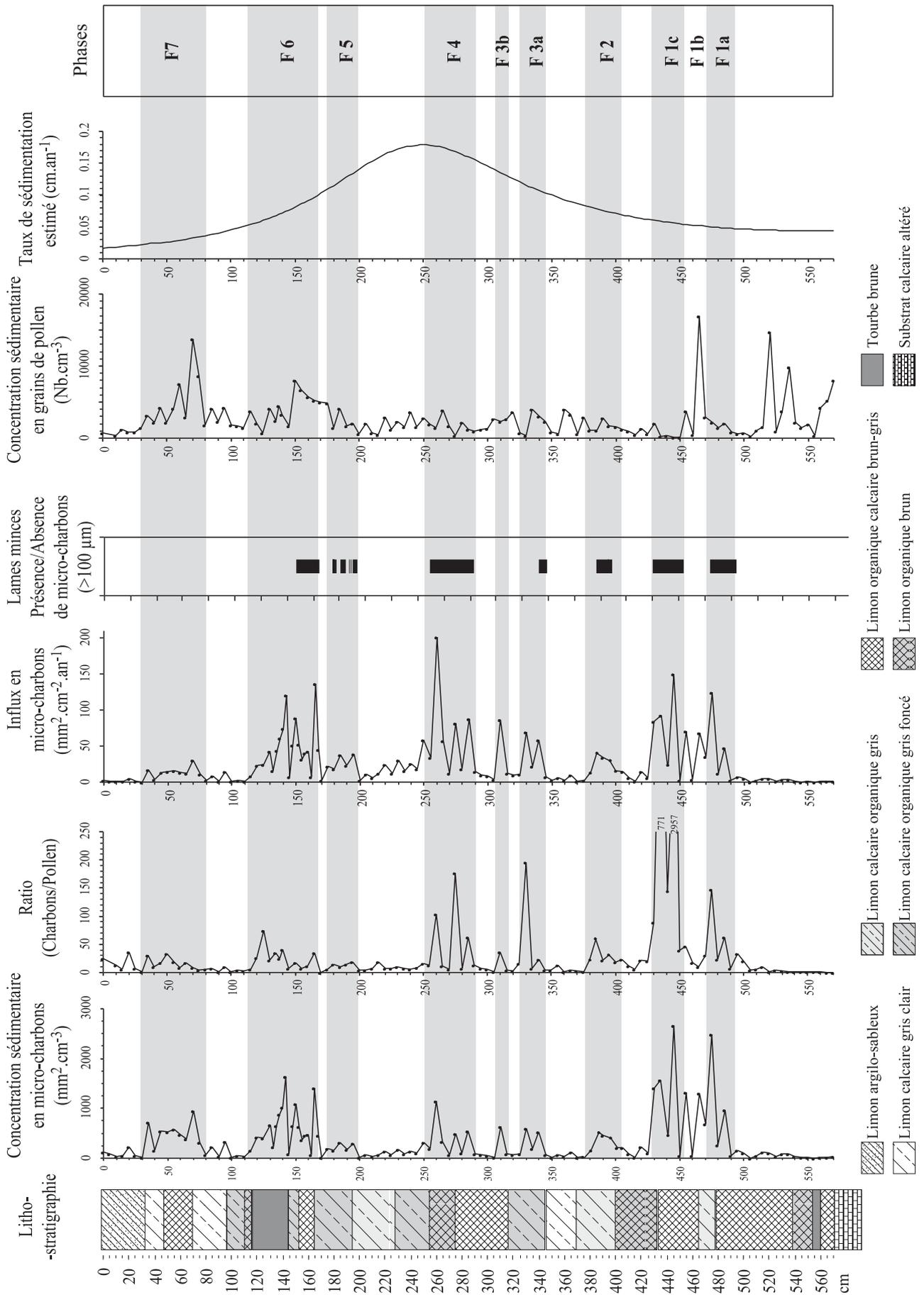


Figure 12 : Marais du Grand Chaumet (Saint-Aoustrille, Indre). Analyse du signal incendie.

100 μm , associées à de nombreux pics de micro-charbons de bois très rapprochés quelle que soit l'unité d'expression du signal incendie ($\text{mm}^2.\text{cm}^{-3}$, ratio C/P, $\text{mm}^2.\text{cm}^2.\text{an}^{-1}$). L'influx sédimentaire en particules carbonisées atteste notamment de cette forte récurrence des épisodes de feu, et probablement de l'augmentation de ces événements dans l'environnement proche du site (fortes valeurs associées aux particules supérieures à 100 μm). Les faibles variations des concentrations polliniques absolues confirment indirectement la réalité du signal incendie, marqué par les fortes concentrations sédimentaires en micro-charbons de bois. La tendance générale des variations du taux de sédimentation estimé permet de réévaluer, par le calcul du flux sédimentaire l'importance du signal incendie et ceci en parfaite corrélation avec la présence des particules supérieures à 100 μm .

Entre 200 et 250 cm, le signal se stabilise quel que soit le mode de quantification. L'épisode F5 se caractérise par une légère hausse de la concentration sédimentaire en micro-charbons de bois, et par la présence de quelques particules supérieures à 100 μm ; l'influx en micro-charbons de bois atteint des valeurs inférieures à 50 $\text{mm}^2.\text{cm}^2.\text{an}^{-1}$. Ce signal donne l'image d'incendies dans une zone proche du site (particules supérieures à 100 μm), relativement fréquents (continuité du signal), mais sans doute de faible ampleur (faible amplitude du signal).

A l'épisode 6 (F6) correspond une très forte augmentation du signal incendie, marquée à la fois dans les particules supérieures à 100 μm et dans l'influx sédimentaire en micro-charbons de bois. Toutefois, la hausse de la concentration pollinique totale dans les sédiments tend à modérer l'ampleur de cet épisode de récurrence des feux. Le ratio C/P indique un signal de faible amplitude. La présence de micro-charbons de bois supérieurs à 100 μm atteste d'incendies dans le secteur et serait plus en relation avec un influx sédimentaire en particules carbonisées fort. Les variations de la concentration pollinique ne sont pas une conséquence directe de la variation du taux de sédimentation, mais dépendent aussi de l'intensité de la pollinisation en fonction de la densité et de la nature du couvert végétal. Il est donc fort probable que l'augmentation durable de la concentration pollinique totale, constatée dans ces niveaux sédimentaires, est plus liée à l'évolution de la couverture végétale qu'aux variations du taux de sédimentation. Cette hypothèse se vérifie d'autant plus que l'accroissement intervient avant l'épisode de tourbification généralement considéré comme un facteur de ralentissement de l'accrétion sédimentaire. La concentration pollinique totale diminue à nouveau lors de la mise en place des tourbes. Les fortes valeurs observées auparavant sont donc certainement liées à l'évolution du couvert végétal, attestée par ailleurs par des modifications paléohydrologiques. L'épisode F6 peut être divisé en trois étapes, sur la base des différents modes de quantification, et notamment du ratio C/P : une légère augmentation suivie d'une baisse dans l'intensité du signal, puis une nouvelle aug-

mentation. Entre 80 et 110 cm, le signal incendie diminue sensiblement.

L'épisode F7 est marqué par une augmentation de la concentration sédimentaire en micro-charbons de bois, mais le signal exprimé en fonction du rapport C/P ou de l'évolution du taux de sédimentation (influx), comme d'ailleurs par l'absence de particules supérieures à 100 μm , apparaît de faible amplitude. Exclusivement représenté par de très petites particules, il semble correspondre à un signal lointain et global. L'atterrissement progressif de la zone sédimentaire est alors peu favorable à un bon enregistrement des évolutions environnementales.

En définitive, trois grandes phases d'incendie (F1, F4 et F6 ; fig. 12) ont pu être mises en évidence dans cet enregistrement sédimentaire sur la base des fluctuations enregistrées dans l'influx sédimentaire en micro-charbons de bois ; elles sont interrompues par des périodes de relative accalmie, pendant lesquelles on observe des épisodes ponctuels de recrudescence des feux, marqués par un signal de plus faible intensité. Le signal incendie semble définir des épisodes précis et particuliers de l'histoire environnementale ; les concentrations chimiques de type pollinique utilisées pour mettre en évidence ce signal, livrent un signal favorable à l'étude de l'histoire des feux, un signal bien différent de celui donné par les débris opaques appartenant au palynofaciès. On peut remarquer, après avoir examiné les épisodes 1 et 4 notamment, l'importance qu'il y a à travailler à partir des différentes formes d'expression quantitative du signal incendie pour accéder à une image réaliste et complète de l'histoire des feux.

4. Synthèse

A partir des différents résultats acquis au cours de l'étude de cette séquence, on peut proposer un schéma chronologique des évolutions environnementales durant les sept premiers millénaires de l'Holocène, en relation avec le fonctionnement du système hydrologique. La comparaison des différents indicateurs paléoenvironnementaux avec les variations du signal incendie doit permettre de donner un cadre climatique à l'occurrence des feux durant cette partie de l'Holocène (fig. 13).

Une comparaison est également présentée entre les informations acquises sur le "Marais du Grand-Chaumat" et les fluctuations du niveau des lacs établies pour l'ensemble de l'Holocène dans le Jura (Magny, 1999). Pour discuter des facteurs à l'origine des feux, l'influx sédimentaire en micro-charbons de bois au cours de l'Holocène est mis en parallèle avec les variations de la teneur en ^{14}C résiduel dans l'atmosphère induites par les paramètres globaux qui contrôlent l'évolution du climat, à savoir l'activité solaire et la circulation océanique (Stuiver *et al.*, 1998). De la même manière, les grandes périodes de l'occupation humaine et les connaissances établies à ce sujet pourront être mises en relation avec les différentes périodes de recru-

descence des incendies, afin de discuter de l'influence du facteur anthropique comme élément déclencheur et/ou moteur des feux.

Le début de la séquence sédimentaire enregistre un développement de marais et la mise en place de formations tourbeuses. La sédimentation conserve cependant une fraction détritique, correspondant encore à des sols imparfaitement stabilisés par la couverture végétale. Les macro-restes végétaux sont essentiellement représentés par des fragments de cônes de *Pinus*.

L'arrêt des apports détritiques est donc très rapidement suivi par une phase de sédimentation fine, organogène, contemporaine de l'extension des pinèdes, tel qu'ont pu le montrer plusieurs études sur différentes vallées du Nord de la France (Pastre *et al.*, 1991 et 2000 ; Antoine, 1997).

4.1. De 9000 à 8000 cal BC

Avant 8800 av. J.-C. environ, on observe sur le site du "Marais du Grand-Chaumet" un haut niveau d'eau, pouvant correspondre à la phase de Remoray (R) mise en évidence par Magny (1999). Ensuite, la sédimentation redevient très organique marquant ainsi un abaissement du plan d'eau et un ralentissement des écoulements, associés à une très forte augmentation du signal incendie. Entre 8500 et 8000 cal BC, la fréquence des feux atteint un premier maximum. Il semble alors que les conditions climatiques soient alors favorables aux incendies, probablement en relation avec la modification du régime de répartition des pluies (Vannière, 2001). Ces feux peuvent avoir entraîné une légère érosion des sols ainsi que le suggèrent les apports détritiques dans la sédimentation (phase 1 ; fig. 13).

Magny (1995) considère que cet épisode est lié au maximum d'insolation estival atteint à ce moment-là. Le maximum d'insolation estival qui correspond bien avec un climat marqué par une saison sèche estivale. Dans le sud-est, les fortes amplitudes thermiques intersaisonnières évoquées par Bruneton *et al.* (2000) pour cette période s'accordent avec les données de Berger (2000), qui montrent des nodulations carbonatées dans les sols, indicatrices d'une forte évapotranspiration.

4.2. De 8000 à 7000 cal BC

Vers 8000 av. J.-C. la remontée du niveau d'eau dans le marais traduit la mise en place d'un climat plus humide et probablement une modification du régime des pluies ; l'effondrement du signal incendie entre 8000 et 7700 av. J.-C. est en accord avec cette évolution (fig. 13).

D'un point de vue paléohydrologique, La sédimentation est marquée par une alternance d'apports sédimentaires récurrents et de périodes d'assèchement ; la matière organique d'origine algale, considérablement dégradée tend à confirmer cette hypothèse. Dans le Massif Central, la sédimentation dans le lac du Bouchet

(Haute-Loire) enregistre une décroissance dans les flux minéraux et une augmentation de la proportion de matière organique amorphe grisâtre, probablement favorisée par les apports en éléments nutritifs lors des phases d'érosion transitoires et correspondant à une réponse quasi instantanée du lac aux changements climatiques (Sifeddine *et al.*, 1996). Cette dégradation climatique a également été identifiée par Magny (1995 et 1997) ; il observe une forte transgression des niveaux lacustres (J - phase de Joux), correspondant à un refroidissement d'environ 2.5°C qui interrompt une première fois le réchauffement climatique du début de l'Holocène. Cet épisode se caractérise par une fréquence accrue d'étés froids et humides (Magny, 1993). Sur les lacs du Locle et d'Annecy (Magny *et al.*, 1998 et 2001), cet épisode est daté entre 8200 et 7500 av. J.-C.

Vers 7700 av. J.-C., le signal incendie atteint un nouveau maximum ; cet épisode temporaire dure environ 400 ans (Phase 2 ; fig. 13). Bruneton *et al.* (2000) montrent que le Boréal est marqué dans le Sud-Est de la France par l'occurrence de plusieurs phases détritiques, vers 7800-7600 et 7500-7400 av. J.-C. Pour ces auteurs, ces épisodes correspondent à des oscillations humides marquées par des précipitations plus agressives. Ainsi, des périodes sèches et des périodes plus humides alternent, liées à une forte instabilité climatique. Les phases de baisse des précipitations correspondent également à des périodes de sécheresse saisonnière (augmentation de la température estivale) et à de fortes concentrations en micro-charbons de bois dans les sédiments. Toujours dans le Sud-Est de la France, les deux mêmes périodes d'accroissement des flux sédimentaires alluviaux ont été datées par Miramont (1998) entre 8300 et 8000 et entre 7550 et 7200 av. J.-C. Les deux maxima observés dans le signal incendie sur le site du "Grand-Chaumet" correspondent à ces deux épisodes détritiques mis en évidence dans le Sud-Est de la France.

Les variations du ¹⁴C résiduel dans l'atmosphère montrent également deux périodes d'augmentation et deux périodes de baisse entre 9000 et 7000 cal BC. Les minima du ¹⁴C correspondent aux maxima du flux de micro-charbons de bois sur le site du "Grand-Chaumet". Les épisodes de feu sont corrélés avec les transitions abruptes depuis des conditions climatiques chaudes vers des conditions plus froides et plus humides. Entre 7500 et 7000 av. J.-C l'évolution environnementale est marquée par une détérioration du climat, enregistrée à la fois dans les fluctuations du niveau des lacs et dans les variations du ¹⁴C résiduel ; cela se traduit sur le site du "Grand-Chaumet" par la baisse du régime des feux. Bruneton *et al.* (2000) observent de même une augmentation des pluies pour cette période. Toutefois sur le site du Grand Chaumet, l'augmentation de la composante organique des sédiments semblent indiquer un abaissement progressif du niveau d'eau à partir de 7300 av. J.-C. Le signal incendie est alors très faible. Le ralentissement des écoulements indiquerait plutôt une amélioration du climat qui en l'absence de signal incendie tendrait vers des conditions climatiques

où les précipitations seraient synchrones des maxima thermiques.

4.3. De 7000 à 5000 cal BC

Entre 7000 et 6600 cal BC, la sédimentation très organique, témoin d'un abaissement du niveau d'eau sur le site, s'accorde avec le bas niveau des lacs du Jura (Magny, 1998). Cette baisse du niveau d'eau s'accompagne d'une augmentation des incendies suggérant une évolution vers des conditions climatiques plus chaudes et plus sèches.

Vers 6600 cal BC, la sédimentation plus carbonatée indique une activité hydrique importante et une détérioration climatique rapide contemporaine d'une disparition des incendies.

Autour de 6300-6200 cal BC, la chute brutale et éphémère dans la représentation des matières organiques d'origine algaire et l'absence d'augmentation des matières organiques d'origine pédologiques peut être interprétée comme une modification dans les conditions physico-chimiques du milieu peut être en relation avec une baisse des températures. Les datations radiocarbone permettent de caler cette évolution vers [6438 (6332, 6314, 6250) 6092] cal BC et [6647(6406)6034] cal BC. Cet épisode de détérioration climatique, s'il apparaît particulièrement dilaté dans l'enregistrement sédimentaire du "Marais du Grand-Chaumet", probablement du fait d'une très forte augmentation du taux de sédimentation, peut correspondre stratigraphiquement à la transgression rapide et soudaine du Locle (Magny *et al.*, 1998 ; Magny et Schoellammer, 1999), et plus généralement à l'événement dit "8200 cal BP", identifié aujourd'hui sur l'ensemble de l'Atlantique Nord et dans les régions subtropicales (Gasse et Van Campo, 1994 ; Bond *et al.*, 1997 ; Alley *et al.*, 1997 ; Klitgaard-Kristensen *et al.*, 1998 ; Von Grafenstein, 1998). Cet événement, enregistré dans les calottes glaciaires au Groenland, peut être considéré comme une perturbation majeure, se caractérisant par un climat plus froid. Les variations du delta ^{18}O des glaces indiquent un refroidissement brutal de $6 \pm 2^\circ\text{C}$ sur une durée relativement courte : moins d'un siècle (Alley *et al.*, 1997). Les études menées par Von Grafenstein (1998) dans le lac Ammersee au Sud de l'Allemagne ont déjà pu mettre en évidence des similarités entre les évolutions climatiques en Europe et au Groenland au cours de la déglaciation durant la première partie de l'Holocène ; c'est notamment le cas de "l'événement 8200 cal BP". Dans les régions subtropicales, cet événement se traduit par un assèchement du climat, en accord avec une accentuation du gradient thermique entre les hautes et les basses latitudes. Pour Alley *et al.* (1997), les causes de cet événement ne sont pas connues, mais l'hypothèse d'une baisse de la circulation thermohaline causée par une augmentation des flux d'eaux douces dans l'Atlantique Nord est couramment retenue (Barber *et al.*, 1999).

Vers 6200 cal BC la recrudescence des feux s'accompagne alors d'une érosion des sols sur le bassin versant et d'un retour à de conditions palustres, dénote une nouvelle amélioration des conditions climatiques. L'image d'un bas marais soumis à des conditions climatiques relativement chaudes, tout comme les événements de feux, sont également enregistrés dans la vallée du Cher au niveau du site de Vierzon (Vannière, 2001). Entre 6000 et 5600 cal BC, le maximum du signal incendie est atteint.

L'étude de la carotte GISP2 au Groenland a montré que la fréquence des feux de forêt perçue à une échelle globale a augmenté de 90% pendant l'événement 8200 cal BP et une recrudescence très importante des feux est également enregistrée un siècle après (Taylor *et al.*, 1996). Tandis qu'une recrudescence des incendies observée sur le site du "Grand-Chaumet" (phase 4) immédiatement après la détérioration climatique correspondant à "l'événement 8200 cal BP".

Les deux phases de bas marais successives correspondent aux phases 3 et 4 qui décrivent l'évolution environnementale en Champagne berrichonne ; elles se corrélaient bien avec ce que l'on connaît des évolutions climatiques et paléohydrologiques durant cette première partie de l'Atlantique ancien. Entre 7000 et 5800 av. J.-C., les niveaux de lac du Jura s'abaissent, et les variations du ^{14}C résiduel dans l'atmosphère enregistrent des valeurs négatives.

Le site du "Grand-Chaumet", entre 5600 et 5000 av. J.-C., enregistre une détérioration des conditions climatiques comme en témoignent la hausse du niveau d'eau et la mise en place de conditions lacustres. Le signal incendie enregistre une baisse importante de la fréquence des feux dans le secteur. En Allemagne, des observations similaires quant au régime de feux sont réalisées par Clark *et al.* (1989). A cette même période, une importante transgression lacustre (C - phase de Cerin) est mise en évidence dans les fluctuations du niveau des lacs du Jura ; elle est liée à un refroidissement du climat d' 1°C en moyenne et de 1.5°C estival (Magny, 1997). Les variations du ^{14}C résiduel dans l'atmosphère enregistrent des valeurs positives.

4.4. De 5000 à 3500 cal BC

Vers 5100-5000 cal BC, on observe un nouveau basculement des conditions environnementales, marqué par une tourbification, une érosion importante des sols et un fort signal incendie. Cette recrudescence des feux est mise en évidence sur plusieurs sites en Champagne berrichonne (Vannière, 2001). Il semble alors que l'on ait un passage à des conditions plus chaudes et plus sèches favorables aux incendies (phases 5 ; fig. 13). L'amélioration du climat est également indiquée par la baisse du niveau des lacs dans le Jura et le retour à des valeurs négatives du ^{14}C résiduel dans l'atmosphère. Cet épisode climatique correspond au Néolithique ancien et moyen I, et constitue la phase 4

de l'évolution environnementale en Champagne berrichonne. Il se corrèle avec le basculement climatique caractérisé par la baisse des précipitations, l'augmentation de l'évapotranspiration et de nombreux incendies, observé par Clark *et al.* (1989) en Allemagne, aux alentours de 5200 av. J.-C.

Richard (1995) observe également de nombreux charbons de bois dans les sédiments lacustres du lac de Chalain entre 4900 et 4500 av. J.-C., en relation avec des Indices Polliniques d'Anthropisation (IPA). Visset *et al.* (1999) attestent de même dans le val d'Authion d'une courbe continue de *Cerealia* témoignant de la présence des Néolithiques. Ces données se corrèlent parfaitement avec l'occupation du Néolithique ancien attestée dans la vallée du Fouzon à Nohant-en-Graçay (site de "La Tuille" ; Deloze et Gauthier, 1996 ; Hamon, 1995). Cette occupation correspondrait au site le plus méridional du groupe de Villeneuve-Saint-Germain (phase finale), et constituerait aujourd'hui l'indice le plus ancien d'une occupation néolithique dans la région. En ce qui concerne le Néolithique moyen I, localement représenté par le groupe de Chambon, et plus généralement par la culture de Cerny, les datations disponibles aujourd'hui permettent grossièrement de caler les occupations correspondantes durant la première moitié du V^e millénaire (Hamon *et al.*, 1997 ; Guilaine, 1997). En région Centre, quelques sites sont attestés pour cette période, comme Brion (Indre ; Hamon, 1995), Nohant-en-Graçay (Cher ; Hamon, 1995), Chambon (Indre-et-Loire ; Hamon *et al.*, 1997), Châtre-sur-Cher (Loir-et-Cher ; Hamon *et al.*, 1997) et Saumeray (Eure-et-Loir ; Hamon *et al.*, 1997).

Il apparaît toutefois, tant d'un point de vue archéologique qu'environnemental que les relations homme-milieu, par exemple les défrichements ou les conditions environnementales de l'occupation, sont insuffisamment connues (Guilaine, 1997). Il est de ce fait difficile de relier le signal incendie observé sur la séquence du "Marais du Grand-Chaumet" I à ces cultures néolithiques et aux occupations associées.

Vers 4300 av. J.-C., l'arrêt des feux correspond sur le site du "Marais du Grand-Chaumet" à une augmentation du niveau d'eau dans le "Marais du Grand-Chaumet", traduisant des conditions beaucoup plus humides. Cette modification est marquée par une forte augmentation des DLC-T dans le cortège de particules organiques du palynofaciès. Peut-on relier ces modifications sédimentaires aux évolutions du couvert arboréen et/ou aux conditions environnementales de dégradation des débris organiques ? Les variations du ¹⁴C résiduel dans l'atmosphère enregistrent alors plusieurs anomalies positives, et Magny (1999) met en évidence une phase de transgression lacustre (GM - Grand-Maclu) dans le Jura. Dans le Massif Central, la sédimentation au lac du Bouchet permet de mettre en évidence un refroidissement du climat durant cette période (Sifeddine *et al.*, 1996) ; à plus grande échelle, Anderson *et al.* (1998) décrivent la période comprise entre 4550 et 4040 av. J.-C. comme une période très humide.

A cette même période, Antoine (1997) observe, dans la vallée de la Somme, une modification des écoulements fluviaux, se traduisant par la fin de l'accumulation tourbeuse, qu'il corrèle également avec la phase de transgression lacustre du Grand-Maclu. Pastre *et al.* (1991) décrivent aussi une instabilité géomorphologique durant cette période. Ces deux derniers auteurs, pour expliquer la charge en sédiments des flux hydriques et donc l'érosion sur les bassins versant, évoquent, en plus du climat, un possible impact des défrichements liés à l'occupation humaine, du fait des traces importantes d'occupation néolithique. Une brève et légère augmentation du signal incendie est observée vers 3900 av. J.-C. sur le "Grand-Chaumet" et sur le site de "La Loge à Magnard" (Vannière, 2001), dans un contexte climatique défavorable ; il est donc possible de la corréliser avec les occupations du Néolithique moyen II, et d'y voir les traces possibles de défrichements.

Ainsi, l'action de l'homme semble entrer en jeu dans l'ensemble des phénomènes observés, mais comme paramètre complémentaire et accélérateur des évolutions environnementales imposées par les conditions climatiques.

4.5. De 3500 av. J.-C. à 2000 cal BC

Entre 3200 et 2300 av. J.-C., quatre étapes de baisse et de remontée du niveau d'eau dans les marais sont mises en évidence sur le site du "Grand-Chaumet" ; elles peuvent être mises en relation avec les nombreuses fluctuations du niveau de lac observées dans le Jura (Ch - phase de Chalain), durant lesquelles les épisodes de bas niveau lacustre reflètent pour Magny (1995 et 1998) des variations séculaires dans l'activité solaire. A cette période correspond également une sédimentation détritique importante dans les marais et tourbières. Les deux épisodes de baisse des niveaux des marais s'accompagnent d'augmentations du signal incendie (particulièrement mise en évidence sur le site de la "Loge à Magnard" toujours en Champagne berrichonne ; Vannière, 2001), contemporaines d'anomalies négatives dans les variations du ¹⁴C résiduel dans l'atmosphère.

Les sites d'occupation du Néolithique final en région Centre, par exemple le grand site des Vaux dans la région de Levroux-Indre (Hamon et Legriel, 2000), ou le site des Dix-Neuf à Saint-Pierre-des-Corps en Touraine (Verjux, 1989), ainsi que l'importante occupation du Grand-Pressigny en Indre-et-Loire, peuvent toutefois être un argument en faveur d'une origine anthropique de ces feux. Le signal incendie est d'ailleurs très différent pour cette période de celui observé au cours de la première partie de l'Holocène, à la fois en ce qui concerne son amplitude et le type de particules carbonisées représenté (Vannière, 2001). Il semblerait donc que le régime des feux ne dépende plus spécifiquement des conditions climatiques, marquées par un ensoleillement maximum de la Terre durant la saison estiva-

le au début de l'Holocène ; ce régime peut également être influencé par les sociétés humaines, alors même que les modifications des paramètres de l'orbite terrestre ont entraîné un déplacement du maximum d'insolation de la Terre vers la saison d'automne (Magny, 1995). Cela n'est pas incompatible avec le fait que les périodes climatiques les plus favorables correspondent aux périodes d'anthropisation du milieu, et donc d'augmentation de la fréquence des feux.

A Chalain, le rythme des occupations néolithiques sur les berges du lac a pu être corrélé aux fluctuations du climat intervenant entre 3700 et 2500 av. J.-C. (Arbogast *et al.*, 1995). Encore une fois, les conditions climatiques et l'anthropisation interviennent conjointement dans les transformations environnementales où le feu joue un rôle. Cet épisode caractérise la phase 6 de l'évolution environnementale en Champagne berrichonne, au moment où l'on a une rupture dans le fonctionnement du géosystème avec une érosion importante des versants (Vannière, 2001). Clark *et al.* (1989) évoquent pour la période comprise entre 3500 et 3000 av. J.-C. une intensification de l'ouverture de forêts dans le centre de l'Europe. Berger (2000) considère ainsi la charnière Néolithique / Chalcolithique comme « *la première rupture dans le fonctionnement des géosystèmes nord-méditerranéens* ».

5. Conclusion

La séquence du "Marais du Grand-Chaumet", caractérisée par une sédimentation autochtone dans un milieu palustre, est un exemple particulièrement révélateur des potentialités qu'offrent ces zones d'accumulation sédimentaire en contexte calcaire, pour une restitution des évolutions paléoenvironnementales. L'enregistrement s'avère continu, et suffisamment dilaté pour permettre une bonne reconstitution des événements et des transformations qu'a connus la Champagne berrichonne. De plus, ce type de sédiment se prête bien à une approche pluridisciplinaire nécessaire à la prise en compte des différents paramètres intervenant dans l'évolution de l'environnement.

Dans les formations mésophiles ou ombrophiles, les incendies sont d'après Thinon (1992) exceptionnels ; les éventuelles mises à feu naturelles (foudre, fermentation), généralement invoquées, provoquent des sinistres d'une ampleur très réduite. Le déclenchement des feux dans la forêt mésophile est ainsi relié aux activités humaines. L'argument n'apparaît cependant pas suffisant pour attribuer aux feux une origine exclusivement anthropique. Au début de l'Holocène, chaque période de feu s'inscrit en effet dans un contexte climatique spécifique, sans doute très différent de celui d'aujourd'hui (Bradshaw *et al.*, 1997) et les occurrences de ces feux synchrones avec les fluctuations du climat tendent à montrer leur origine climatique.

Bien plus que des comparaisons interrégionales, la confrontation de l'histoire des incendies établie en Champagne berrichonne avec les variations du $\delta^{14}\text{C}$

résiduel dans l'atmosphère apparaît comme un argument important pour pouvoir discuter l'origine climatique des feux. La rythmicité dans l'occurrence des feux qui s'accorde avec les fluctuations du ^{14}C résiduel dans l'atmosphère (fig. 13). Les travaux de Karlén et Kuylénstierna (1996) en Scandinavie ont montré, à partir des variations de la limite supérieure de la forêt de *Pinus sylvestris*, que les anomalies positives du ^{14}C correspondaient aux périodes caractérisées par une fréquence accrue d'étés froids et humides. Magny (1998) arrive aux mêmes conclusions en ce qui concerne les périodes de transgression lacustre. Il semble donc que l'origine des grandes phases d'incendie reconnues au début de l'Holocène soient à mettre en relation avec les évolutions climatiques majeures ; ces incendies auraient par ailleurs influencé la dynamique de la végétation en favorisant le développement de certaines espèces végétales (Vannière, 2001). On remarquera d'autre part que les occurrences de ces feux apparaissent souvent à la transition entre les grandes phases climatiques du début de l'Holocène (*cf* phases 1, 2 et 3).

En Grande Bretagne, plusieurs auteurs observent une baisse de la concentration en micro-charbons de bois des sédiments à la transition Mésolithique-Néolithique, soit vers 4000 cal BC (Simmons et Innes, 1987 et 1996). Ces observations sont interprétées comme une réduction de l'utilisation réfléchie du feu par l'homme au moment de l'adoption de l'agriculture. Cependant, la manipulation par le feu de la couverture végétale par les chasseurs-cueilleurs de la fin du Mésolithique, dans un but d'optimisation des ressources (Simmons et Innes, 1987 et 1996), n'est pas clairement démontrée. De plus, aucune raison évidente ne peut expliquer la réduction de l'utilisation du feu par les Néolithiques.

Toujours en Grande Bretagne, Macklin *et al.* (2000) considèrent que les fortes fréquences de feux mises en évidence durant l'Holocène ancien et moyen n'ont rien à voir avec l'Homme. Le synchronisme apparent du signal incendie entre plusieurs sites suggère plutôt une influence du climat sur l'intensité et la fréquence des incendies. Ceci implique que le signal incendie révèle indirectement des périodes caractérisées par un climat à fort contraste saisonnier avec une saison sèche bien marquée favorable aux dépôts répétés de feux et à leur extension sur de grandes surfaces.

Long *et al.* (1998), Millsbaugh *et al.* (2000) et Mohr *et al.* (2000) observent également de fortes récurrences de feux au début de l'Holocène et les relient aux *maxima* d'insolation estivaux de l'hémisphère nord, définis par l'orbite de la Terre autour du Soleil ; ces maxima se traduisent par une saison estivale sèche et prolongée.

Entre 6000 et 4000 cal BC les modifications importantes qui interviennent dans les facteurs de l'évolution climatique et donc sur le régime du climat pourraient être à l'origine d'un affaiblissement dans la fréquence et/ ou l'intensité des feux naturels.

Les travaux réalisés en Amérique du Nord, en Grande Bretagne et en France montrent des évolutions

concordantes (Green, 1981 ; Berger et Brochier, 2000 ; Long *et al.*, 2000 ; Macklin *et al.*, 2000) avec même un synchronisme dans la chronologie des maxima enregistrés dans le signal incendie.

En Europe (Allemagne ; Clark *et al.*, 1989) et plus particulièrement en France (Berry, Pyrénées, Sud-Est), le Néolithique final entre 3500 et 2500 cal BC apparaît comme une période de recrudescence des feux, probablement en relation avec l'expansion des populations néolithiques (Vannière, 2001).

Bien qu'il soit difficile de faire la part entre facteurs climatique et anthropique, il faut cependant considérer que les conditions climatiques ont pu favoriser l'occurrence de feux créant une ouverture du milieu dont l'homme a pu bénéficier. L'homme a également pu profiter des conditions climatiques pour conquérir de nouveaux territoires grâce au feu. Privilégier l'un ou l'autre des deux facteurs comme étant à l'origine des feux revient à négliger, soit le rôle des conditions climatiques dans l'anthropisation des milieux dans le cas du facteur humain, soit le rôle actif des sociétés néolithiques dans l'environnement dans le cas du facteur climatique. Il est fort probable qu'à ces périodes, la conquête de l'espace s'est faite parallèlement à la mise en place de conditions climatiques favorables, et sur des aires accessibles à l'homme. L'occurrence d'incendies fréquents et de très grande ampleur ne peut être que le fruit d'un contexte climatique et d'une biomasse végétale adéquats, même si l'homme a certainement utilisé le feu comme un outil de déforestation et d'aménagement de l'espace agricole.

Ainsi, les grandes phases d'incendie seraient des indicateurs de la variabilité climatique qui à grande échelle caractérise le début de l'Holocène. Le signal incendie constitue un paramètre à forte variabilité, et donc potentiellement intéressant pour établir les modèles de reconstitution climatique (Masson *et al.*, 1999).

De plus, la destruction et la transformation du couvert végétal par le feu entraînent une redistribution importante du carbone entre les différents réservoirs (atmosphère, océans et continents), ce qui peut avoir des conséquences sur la teneur de l'atmosphère en CO₂ et favoriser le réchauffement climatique. La biosphère est en interaction permanente avec les autres facteurs climatiques, et joue un rôle certain dans son évolution (Steig, 1999).

L'histoire des incendies, corrélée aux reconstitutions paléohydrologiques, montre pour l'Holocène une évolution des conditions environnementales beaucoup plus complexe que ne le laisseraient supposer les schémas d'évolution généraux élaborés uniquement à partir des dynamiques sédimentaires. Un constat identique peut être fait sur le plan climatique par rapport à l'image qu'en donnent les carottes glaciaires du Groenland (GRIP). Il en ressort également un caractère abrupt des évolutions environnementales parfaitement en accord avec l'idée qu'on peut se faire d'un événement d'incendie. Ces évolutions ont certainement eu un impact important sur le développement des sociétés.

Remerciements

Ces recherches ont été réalisées et financées dans le cadre du Programme Collectif de Recherche «Occupation du sol dans la cité des Bituriges», dirigé par M. Olivier Buchsenschutz et Mme Françoise Dumasy (Fond Feder et FSE).

Bibliographie

- Alley, R.B., Mayewski, P.A., Sowers, T., Stuiver, M., Taylor, K.C. et Clark, P.U., 1997. Holocene climatic instability : A prominent, widespread event 8200 yr ago. *Geology*, 25 (6) : 483-486.
- Antoine, P., 1997. Modifications des systèmes fluviaux à la transition Pléiglaciaire-Tardiglaciaire et à l'Holocène : l'exemple du bassin de la Somme (Nord de la France). *Géographie physique et Quaternaire*, 51 (1) : 93-106.
- Arbogast, R.-M., Magny, M. et Petrequin, P., 1995. Expansions et déprises agricoles au Néolithique : populations, cultures céréalières et climat dans la Combe d'Ain (Jura, France) de 3700 à 2500 av. J.-C. In S. van der Leeuw (éd.), *L'homme et la dégradation de l'environnement*, XV^e Rencontres internationales d'Archéologie et d'Histoire d'Antibes, Actes des rencontres 20-21-22 Octobre 1994, APDCA éd., Sophia-Antipolis : 19-41.
- Bachelard, P. et Wagret, P., 1980. La région Centre. Document et commentaires. Dossier du Ministère de l'Education, Académie d'Orléans-Tours, CRDP Orléans.
- Barber, D.C., Dyke, A., Hillaire-Marcel, L. C., Jennings, A.E., Andrews, J.T., Kerwin, M.W., Bilodeau, G., McNeely, R., Southon, J., Morehead, M.D. et Gagnon, J.-M., 1999. Forcing of the cold event of 8200 years ago by catastrophic drainage of Laurentide lakes. *Nature*, 400 (6742) : 344-348.
- Batardy, C., Buchsenschutz, O. et Dumasy, F. (eds), 2001. Le Berry Antique - Atlas 2000. Supplément n° 21 à la Revue Archéologique du Centre de la France, Tours : 192 p.
- Becze-Deák, J., Langohr, R. et Verrechia, E.P., 1997. Small scale secondary CaCO₃ accumulations in selected sections of the European loess belt. Morphological forms and potential for paleoenvironmental reconstruction. *Geoderma*, 76 : 221-252.
- Berger, J.F. et Brochier, J.-L., 2000. Evolution des paysages et des climats dans la moyenne vallée du Rhône et sa bordure préalpine de 13 000 à 5000 BP. In C. Cupillard et A. Richard (éds.), *Les derniers chasseurs-cueilleurs d'Europe occidentale (13 500 – 5000 av. J.-C.)*, Actes du Colloque international de Besançon (Doubs, France), 23-25 octobre 1998, Collection Annales Littéraires de l'Université de Franche-Comté, n° 699, Série « Environnement, sociétés et archéologie » n° 1, Presses Universitaires de Franche-Comté : 37-58.
- Berger, J.-F., 2000. Cycles anthropiques et environnementaux à l'Holocène dans des bassins-versants rhodaniens de rang inférieur (Valdaine, Tricastin, plaine d'Orange – Drôme/Vaucluse). In actes du colloque "les temps de l'environnement", PIREV, Toulouse, nov. 1997, ed. du Mirail : 473-499.
- Bond, G., Showers, W., Cheseby, M., Lotti, R., Almasi, O., De Menocal, P., Priore, P., Cullen, H., Hajdas, I. et Bonani, G., 1997. A pervasive millennial-scale cycle in North Atlantic Holocene and glacial climates. *Nature*, 278 : 1257-1266.
- Bourdon, S., 1999. Approches micromorphologiques et moléculaires de la diagenèse précoce de la matière organique dans une tourbe à Cyperacées en milieu tropical (Tritrivakely, Madagascar). Implications paléoenvironnementales. Thèse de Doctorat de Sciences de l'Univers, Université d'Orléans, Orléans Géosciences : 178 p.
- Bourdon, S., Laggoun-Defarge, F. et Chenu, C., 1997. Effets de la diagenèse précoce sur la matière organique sédimentaire d'origine palustre – Exemple du lac Tritrivakely (Madagascar). *Bull. Soc. Geol. France*, 168 (5) : 565-572.
- Bradshaw, H.W., Tolonen, K. et Tolonen, M., 1997. Holocene Records of Fire from the Boreal and Temperate Zones of Europe. In J.S. Clark, H. Cachier, J.G. Goldammer et B. Stocks, 1997, *Sediment Records of Biomass Burning and Global Change*, NATO-ASI series, Ser. I, Global environmental change, vol. 51, Springer-Verlag (éd.), New York : 489 p.

- Brochier, J.L., Adolphe, J.P. et Marechal, C., 1986. Origine bactérienne des concrétionnements lacustres quaternaires du lac de Neuchâtel (Suisse). *Archives des Sciences*, Genève, 39, Fasc. 3 : 351-363.
- Bruneton, H., Miramont, C. et Andrieu, V., 2000. Dynamique de milieux méditerranéens (bassin du Saignon, Alpes du Sud, marais des Baux, Basse-Provence) au cours du Mésolithique : un enregistrement morphosédimentaire des rythmes climatiques. In *Les derniers chasseurs-cueilleurs d'Europe occidentale (13 500 – 5000 av. J.-C.)*, Actes du Colloque international de Besançon (Doubs, France), 23-25 octobre 1998, Collection Annales Littéraires de l'Université de Franche-Comté, n° 699, Série « Environnement, sociétés et archéologie » n° 1, Presses Universitaires de Franche-Comté : 37-58.
- Buchsenschutz, O. et Dumasy, F., (dir.), 2000. L'occupation du sol dans le Berry antique, Rapport PCR final, ENS-CNRS : 357 p.
- Bullitt, N., Lallier-Verges, E., Disnar, J.-R. et Loizeau, J.-L., 1997. Changements climatiques et effets anthropiques au cours du dernier millénaire attestés par l'étude pétrographique de la matière organique (Anney, La Petit Lac ; France). *Bull. Soc. Géol. France*, 168 (5) : 573-583.
- Bullock, P., Fedoroff, N., Jongerius, A., Stoops, G., Tursina, T. et Babel, U., 1985. *Handbook for soil thin section description*. Waine Research Publications, Wolverhampton : 152 p.
- Canti, M., 1998. Origin of calcium carbonate granules found in buried soils and Quaternary deposits. *Boreas*, 27 : 275-288.
- Clark, J.S., 1988. Stratigraphic charcoal analysis on petrographic thin sections : application to fire history in northwestern Minnesota. *Quaternary Research*, 30 : 81-91.
- Clark, J.S., Merk, J. et Müller, H., 1989. Post Glacial fire, vegetation, and cultural history of the northern Alpine forelands, southwest Germany. *Journal of Ecology*, 77 : 897-925.
- Cour, P., 1974. Nouvelles techniques de détection des flux et des retombées polliniques : étude de la sédimentation des pollens et des spores à la surface des sols. *Pollens et Spores*, XVI, 1 : 103-141.
- Courty, M.-A., 1990. Environnements géologiques dans le nord-ouest de l'Inde. Contraintes géodynamiques au peuplement humain protohistorique. Thèse de Doctorat Es Sciences, Université de Bordeaux.
- Debrand-Passard, S., Labranche, G., Reyx, J., Flamand, D. et Bavouzet, F., 1975. Carte géologique et notice explicative de la feuille d'Issoudun au 1/50 000. B.R.G.M (éd.), Orléans, France.
- Dejot, J., Guyot, J. et Morizet, J., 1971. Présence de sols alluviaux calcimorphes et de sols fossilisés dans les alluvions d'un affluent de l'Indre en Champagne berrichonne. *Bulletin de l'Association Française pour l'Etude du Sol*, 1 : 3-14.
- Deloze, V. et Gauthier, A., 1996. Evolution de l'environnement sédimentaire et végétal du site archéologique de "La Tuille" (Vallée du Fouzon, Cher, France). Supplément à la revue d'Archéométrie, Actes du Colloque GMPCA de Périgueux "L'Archéométrie dans les pays européens de langue latine" (26-29 avril 1995) : 211-216.
- Di-Giovanni, Ch., Bertrand, Ph., Campy, M. et Disnar, J.-R., 1997. Contribution de matière organique méso-cénozoïque dans un flux organique terrigène tardi et post-glaciaire (bassin de Chaillexon, Doubs, France). *Bull. Soc. Géol. France*, t. 168, n° 1 : 83-92.
- Di-Giovanni, Ch., Campy, M. et Disnar, J.R., 1999b. Des particules charbonneuses, témoins des variations de l'érosion chimique d'un bassin versant calcaire durant l'Holocène (bassin de Chaillexon, Doubs, France). *C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la terre et des planètes*, 328 : 167-172.
- Di-Giovanni, Ch., Disnar, J.R., Bakyono, J.P., Keravis, D., Millet, F. et Olivier, J.E., 2000. Application de l'étude de la matière organique à l'analyse de l'érosion : exemple du bassin versant du Moulin, dans les terres noires des Alpes-de-Haute-Provence (France). *C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la Terre et des planètes*, 331 : 7-14.
- Di-Giovanni CH., Disnar, J.-R., Bichet, V. et Campy, M., 1998. Sur la présence de matières organiques méso-cénozoïques dans des humus actuels (bassin de Chaillexon, Doubs, France). *C. R. Acad. Sci. Paris, Sciences de la terre et des planètes*, 328 : 553-559.
- Di-Giovanni Ch., Disnar, J.R., Turpin, S. et Breheret, J.G., 1999a. Estimation de la contribution des matières organiques remaniées u stock organique des sols et sédiments lacustres (bassin lacustre des Peyssières, Hautes-Alpes, France) ; résultats préliminaires. *Bull. Soc. Géol. France*, 170 (2) : 121-129.
- Espitalié, J., Deroo, G. et Marquis, F., 1985a. La pyrolyse Rock Eval et ses applications. 1ère partie. *Revue de l'Institut Français du Pétrole*, 40 (5) : 563-579.
- Espitalié, J., Deroo, G. et Marquis, F., 1985b. La pyrolyse Rock Eval et ses applications. 2de partie. *Revue de l'Institut Français du Pétrole*, 40 (6) : 755-784.
- Espitalié, J., Deroo, G. et Marquis, F., 1986. La pyrolyse Rock Eval et ses applications. 3ème partie. *Revue de l'Institut Français du Pétrole*, 41 : 73-89.
- Fedoroff, N. et Courty, M.-A., 1994. Organisation du sol aux échelles microscopiques. In M. Bonneau et S. Souchier (éds.), *Pédologie 2, Constituants et propriétés du sol*, 2è édition, Masson (éd.), Paris : 349-375.
- Fedoroff N., Courty, M.A., et Thompson, M.L., 1989. Micromorphological evidence of paleoenvironmental change in Pleistocene and Holocene palaeosols. In L.A. Douglas (éd.), *Soil Micromorphology : A Basic and Applied Science*, Elsevier Sci., New York : 653-665.
- Freytet, P., 1984. Les sédiments lacustres carbonatés et leurs transformations par émergence et pédogenèse. Importance de leur identification pour les reconstitutions paléogéographiques. *Soc. Nat. Elf-Aquitaine* : 223-245.
- Gasse, F. et Van Campo, E., 1994. Abrupt postglacial events in West Asia and North Africa monsoon domains. *Earth planet. Sci. Lett.*, 126 : 435-456.s
- Green, D.G., 1981. Time series and postglacial forest ecology. *Quaternary Research*, 15 : 265-277.
- Guilaine, J., 1997. Pour conclure : Cerny, Cernoïdes, Chalcolithique. In *La Culture de Cerny. Nouvelle économie, nouvelle société au Néolithique*. Actes du Colloque International de Nemours 1994, Mémoires du Musée de Préhistoire d'Ile-de-France, 6 : 711-715.
- Guilloré, P., 1985. Méthode de fabrication mécanique et en série des lames minces. Institut National Agronomique, Département des sols, Paris : 22 p.
- Hamon, T., 1995. Installations du Néolithique ancien et moyen I à Nohant-en-Graçay (Cher) et à Brion (Indre). *Revue Archéo. du centre de la France*, tome 34 : 157-176.
- Hamon, T., Irribarria, R., Riolland, Y. et Verjux, C., 1997. Le groupe de Chambon à la lumière des découvertes récentes en région Centre. In *La Culture de Cerny. Nouvelle économie, nouvelle société au Néolithique*. Actes du Colloque International de Nemours 1994, Mémoires du Musée de Préhistoire d'Ile-de-France, 6 : 195-217.
- Hénault, R., 1980. Quel temps fait-il en Berry ? Dix ans d'observations thermométriques. *Doc. Dactylographié, ADEL, Levroux*.
- Karlén, W. et Kuylenstierna, J., 1996. On solar forcing of Holocene climate : evidence from Scandinavia. *The Holocene*, 6 (3) : 359-365.
- Klitgaard-Kristensen, D., Sejrup, H., Hafliðason, H., Johnsen, S. et Spurk, M., 1998. A regional 8200 cal. yr BP cooling event in north-west Europe, induced by final stages of the Laurentide ice-sheet deglaciation. *Journal of Quaternary Science*, 2 : 165-169.
- Lallier-Verges, E., Siffedine, A., de Beaulieu, J.L., Reille, M., Tribouillard, N., Bertrand, Ph., Monge-Not, T., Thouveny, N., Disnar, J.R. et Guillet, B., 1993. Sensibilité de la sédimentation organique aux variations climatiques du tardi-Würm et de l'Holocène. Le lac du Bouchet, Haute-Loire, France. *Bull. Soc. Géol. France*, 164 (5) : 661-673.
- Lang, J., Pascal, A. et Salomon, J., 1992. Caractérisation pétrographique de divers carbonates continentaux holocènes du Jura français (Arbois, Chalais, Dortan). Implications paléogéographiques. *Z. Geomorph. N. F.*, 36 (3) : 273-291.
- Long, C., Whitlock, C., Bartlein, P. et Millsap, S., 1998. A 9000-year fire history from the Oregon coast range, based on a high-resolution charcoal study. *Canadian Journal of Forest Research*, 28 : 774-787.
- Macaire, J.J., 1976. Sur les alluvions du Cher dans son cours inférieur (de Chabris à Tours). *Revue de géographie physique et de géologie dynamique* (2), vol. XVIII, Fasc. 1 : 19-48.
- Macklin, M.G., Bonsall, C., Davies, F.M. et Robinson, M.R., 2000. Human-environment interactions during the Holocene : new data and interpretations from the Oban area, Argyll, Scotland. *The Holocene*, 10 (1) : 109-121.
- Magny, M. et Schoellammer, P., 1999. Lake-Level fluctuations at Le Locle, Swiss Jura, from the Younger Dryas to the Mid-Holocene: a high-resolution record of climate oscillations during the final deglaciation. *Géographie physique et Quaternaire*, 53 (2) : 183-197.
- Magny, M., 1992. Holocene lake-level fluctuations in Jura and the northern subalpine ranges, France : regional pattern and climatic implications. *Boreas*, 21 : 319-334.
- Magny, M., 1993. Holocene fluctuations of lake levels in the French Jura and sub-Alpine ranges, and their implications for the past general circulation patterns. *The Holocene*, 3 (4) : 306-313.

- Magny, M., 1995. Successive Oceanic and Solar Forcing Indicated by Younger Dryas and Early Holocene Climatic Oscillations in the Jura. *Quaternary Research*, 43 : 279-285.
- Magny, M., 1997. Éléments pour une histoire du climat entre 13000 et 6000 BP. *Bulletin de la Société préhistorique Française*, 94 (2) : 161-167.
- Magny, M., 1998. Reconstruction of Holocene lake-level changes in the French Jura : methods and results. In F. Burkhard *et al.*, *Palaeohydrology as reflected in lake-level changes as climatic evidence for Holocene times, European Palaeoclimate and Man 17*, ESF Project, Sonderdruck : 68-85.
- Magny, M., Marguet, A., Chassepot, G., Richard, H. et Billaud, Y., 2001. Early and late Holocene water-level fluctuations of Lake Annecy, France: sediment and pollen evidence and climatic implications. *Journal of Paleolimnology*, Special issue dedicated to Lac d'Annecy, France, 25 (2) : 215-227.
- Magny, M., Schoellammer, P., Richard, H. et Bossuet, G., 1998. A high-resolution record of Late Younger Dryas to Mid-Holocene palaeohydrological changes from the palaeolake Le Locle, Swiss Jura. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences de Paris. Série II. Sciences de la Terre et des Planètes*, 326 : 787-793.
- Magny, M., 1999. Lake-level fluctuations in the Jura and French subalpine ranges associated with ice-rafting events in the north atlantic and variations in the polar atmospheric circulation. *Quaternaire*, 10 (1) : 61-64.
- Maman, O., 1997. Analyse des produits d'hydrolyse de la lignine par Electrophorèse Cappilaire : application à la reconnaissance de signatures d'écosystèmes dans les sols, les paléosols et les sédiments. Thèse de Doctorat, Université d'Orléans, Orléans : 119 p.
- Masson, V., Cheddadi, R., Braconnot, P., Joussaume, S. et Texier, D., 1999. Mid-Holocene climate in Europe : What can we infer from PMIP model data comparisons ? *Climate Dynamics*, 15 (3) : 163-182.
- Meyers, P. et Lallier-Verges, E., 1999. Lacustrine sedimentary organic matter records of Late Quaternary paleoclimates. *Journal of Paleolimnology*, 21 (3) : 345-372.
- Millspaugh, S.H., Whitlock, C. et Bartlein, P.J., 2000. Variations in fire frequency and climate over the past 17 000 yr in central Yellowstone National Park. *Geology*, 28 (3) : 211-214.
- Miramont, C., 1998. Morphogenèse, activité érosive et détritisme alluvial holocènes dans le bassin de la basse Durance (Alpes française du sud). Thèse de Géographie, Université d'Aix-Marseille II : 286 p.
- Mohr, J.A., Whitlock, C. et Skinner, C.N., 2000. Postglacial vegetation and fire history, eastern Klamath Mountains, California, USA. *The Holocene*, 10 (4) : 587-601.
- Noël, H., Garbolino, E., Brauer, A., Lallier-Verges, E., de Beaulieu, J.-L. et Disnar, R., 2001. Human impact and soil erosion during the last 5000 years as recorded on lacustrine sedimentary organic matter – Lac d'Annecy, the French Alps. *Journal of Paleolimnology*, 25 : 229-244.
- Pastre, J.F., Krier, V., Leroyer Ch., Limondin-Lozouet, N. et Fontugne, M., 2000. L'Holocène des vallées du Bassin parisien : identité et diversité des réponses géoécologiques. In *Équilibres et ruptures dans les écosystèmes durant les 20 derniers millénaires : durabilité et mutation - Préactes*, Besançon, 18-22 septembre 2000 : 38p.
- Pastre, J-F., Cecchini, M., Dietrich, A., Fontugne, M., Gauthier, A., Kuzucuoğlu, C., Leroyer, C. et Limondin, N., 1991. L'évolution holocène des fonds de vallées au Nord-Est de la région parisienne (France) : premiers résultats. *Physio-Géo.*, 22-23 : 109-115.
- Patience, A.J., Lallier-Verges, E., Alberic, P., Desprairies, A. et Tribouvillat, N., 1996. Relationships between organo-mineral supply and early diagenesis in the lacustrine environment : a study of surficial sediments from the lac du Bouchet (Haute-Loire, France). *Quaternary Science Reviews*, 15 : 213-221.
- Patience, A.J., Lallier-Verges, E., Sifeddine, A., Alberic, P. et Guillet, B., 1995. Organic fluxes and early diagenesis in the lacustrine environment. In E. Lallier-Vergès, Tribouvillard et Bertrand P. (eds.), *Organic Matter Accumulation : The Organic Cyclicities of the Kimmeridge Clay Formation (Yorkshire, G.B.) and the Recent Maar Sediments (Lac du bouchet)*, Lecture Notes in Earth Sciences 57, Springer-Verlag, Heidelberg : 145-156.
- Richard, H., 1995. Analyse de l'anthropisation du milieu à partir de quelques exemples de variations de pollens d'arbres et d'arbustes. In S. van der Leeuw (éd.), *L'homme et la dégradation de l'environnement, XVe Rencontres internationales d'Archéologie et d'Histoire d'Antibes, Actes des rencontres 20-21-22 Octobre 1994*, APDCA éd., Sophia-Antipolis : 143-160.
- Robert, P., 1980. The optical evolution of kerogen and geothermal histories applied to oil and gas exploration. In B. Durand, *Insoluble organic matter from sedimentary rocks*, Technip, Paris : 385-414.
- Sifeddine, A., Bertaux, J., Mourguiart, P., Martin, L., Disnar, J.-R., Lagoun-Déforge, F. et Argollo, J., 1998. Etude de la sédimentation lacustre d'un site de forêt d'altitude des Andes centrales (Bolivie); Implications paléoclimatiques. *Bull. Soc. Géol. France*, 169 (3) : 395-402.
- Sifeddine, A., Bertrand, P., Lallier-Verges, E. et Patience, A.J., 1996. Lacustrine organic fluxes and palaeoclimatic variations during the last 15 ka : lac du Bouchet (Massif Central, France). *Quaternary Science Reviews*, 15 : 203-211.
- Sifeddine, A., Bertrand, Ph., Fournier, M., Martin, L., Servant, M., Soubies, F., Kenitiro, S. et Turcq, B., 1994. La sédimentation organique lacustre en milieu tropical humide (Carajas, Amazonie orientale, Brésil) : relation avec les changements climatiques au cours des 60 000 dernières années. *Bull. Soc. Géol. France*, 165 (6) : 613-621.
- Simmons, I.G. et Innes, J.B., 1987. Mid-Holocene adaptations and later mesolithic forest disturbance in Northern England. *J. of Archaeological Science*, 14 : 385-403.
- Simmons, I.G. et Innes, J.B., 1996. Prehistoric Charcoal in Peat Profiles at North Gill, North Yorkshire Moors, England. *Journal of Archaeological Science*, 23 : 193-197.
- Steig, E., 1999. Paleoclimate - Mid-Holocene climate change. *Science*, 286 (5444) : 1485-1487.
- Stuiver, M., Reimer, P. J., Bard, E., Beck, J. W., Burr, G. S., Hughen, K. A., Kromer, B., McCormac, F. G., Plicht, J. et Spurk, M., 1998. INT-CAL98 Radiocarbon age calibration 24,000 - 0 cal BP. *Radiocarbon*, 40 (3) : 1041-1083.
- Swain, A.M., 1973. A history of fire and vegetation in northeastern Minnesota as recorded in lake sediments. *Quaternary Research*, 3 (3) : 383-396.
- Taylor, K.C., Mayewski, P.A., Twickler, M.S. et Whitlow, S.I., 1996. Biomass burning recorded in the GISP2 ice core : A record from eastern Canada ? *Holocene*, 6 : 1-6.
- Thinon, M., 1992. L'analyse pédoanthracologique – Aspects méthodologiques et applications. Thèse de Doctorat Es Sciences Biologiques, Université de Droit, d'Economie et des Sciences d'Aix-Marseille, Faculté des Sciences et Techniques de Saint-Jérôme : 317 p.
- Tyson, R.V., 1995. *Sedimentary Organic Matter : Organic Facies and Palynofacies*, Chapman & Hall, London : 615 p.
- Van Krevelen, D. W., 1961. *Coal : Typologie-Chimie-Physique-Constitution*, Elsevier, Amsterdam, 514 p.
- Vannière, B., 2001. Feu, agro-pastoralisme et dynamiques environnementales en France durant l'Holocène. Analyse du signal incendie, approches sédimentologiques et étude de cas en Berry, Pyrénées et Franche-Comté. Thèse de 3^e cycle de l'Institut National Agronomique de Paris-Grignon, 329 p.
- Verjux, C., 1989. Découverte de vestiges du Bronze ancien dans la berge du Cher sur le site des "Dix-Neuf" à Saint-Pierre-des-Corps (Indre-et-Loire). *Bulletin de la Société Archéologique de Touraine*, XLII : 35-48.
- Visset, L., Pont, C., Carcaud, N., Bernard, J. et Violot, J.-M., 1999. Etude paléoenvironnementale de la vallée du Lane du Néolithique au Moyen Age, Saint-Nicolas de Bourgeuil (Indre-et-Loire), La Prairie du Cassoir. *Quaternaire*, 10 (4) : 247-261.
- Von Grafenstein, U., Erlenkeuse, R.H., Muller, J., Jouzel, J. et Johnse S., 1998. The cold event 8200 years ago documented in oxygen isotope records of precipitation in European Greenland. *Climate Dynamics*, 2 : 73-81.