Zeitschrift: Bulletin de la Société Vaudoise des Sciences Naturelles

Herausgeber: Société Vaudoise des Sciences Naturelles

Band: 95 (2016)

Artikel: La séquence tardiglaciaire et holocène de Dizy-En Delèze (VD) : nouvelles données sur l'histoire environnementale du Plateau suisse

Autor: Guélat, Michel / Richard, Hervé / Bichet, Vincent

DOI: https://doi.org/10.5169/seals-630438

Nutzungsbedingungen

Die ETH-Bibliothek ist die Anbieterin der digitalisierten Zeitschriften auf E-Periodica. Sie besitzt keine Urheberrechte an den Zeitschriften und ist nicht verantwortlich für deren Inhalte. Die Rechte liegen in der Regel bei den Herausgebern beziehungsweise den externen Rechteinhabern. Das Veröffentlichen von Bildern in Print- und Online-Publikationen sowie auf Social Media-Kanälen oder Webseiten ist nur mit vorheriger Genehmigung der Rechteinhaber erlaubt. Mehr erfahren

Conditions d'utilisation

L'ETH Library est le fournisseur des revues numérisées. Elle ne détient aucun droit d'auteur sur les revues et n'est pas responsable de leur contenu. En règle générale, les droits sont détenus par les éditeurs ou les détenteurs de droits externes. La reproduction d'images dans des publications imprimées ou en ligne ainsi que sur des canaux de médias sociaux ou des sites web n'est autorisée qu'avec l'accord préalable des détenteurs des droits. En savoir plus

Terms of use

The ETH Library is the provider of the digitised journals. It does not own any copyrights to the journals and is not responsible for their content. The rights usually lie with the publishers or the external rights holders. Publishing images in print and online publications, as well as on social media channels or websites, is only permitted with the prior consent of the rights holders. Find out more

Download PDF: 11.07.2025

ETH-Bibliothek Zürich, E-Periodica, https://www.e-periodica.ch

La séquence tardiglaciaire et holocène de Dizy-En Delèze (VD). Nouvelles données sur l'histoire environnementale du Plateau suisse.

Michel GUÉLAT[1], Hervé RICHARD[2], Vincent BICHET[2], Benjamin DIETRE[2, 3], Patricia CHIQUET[4] & Christian FALQUET[5]

Guélat M., Richard H., Bichet V., Dietre B., Chiquet P. & Falquet C., 2016. La séquence tardiglaciaire et holocène de Dizy-En Delèze (Vaud). Nouvelles données sur l'histoire environnementale du Plateau suisse. *Bulletin de la Société vaudoise des Sciences naturelles* 95 : 63-98.

Résumé

Les découvertes archéologiques du Mormont (Vaud, Suisse) témoignent d'une occupation humaine de la fin de l'âge du Fer, au 1er siècle avant notre ère. Afin de définir le contexte environnemental, une étude alliant approches sédimentologiques et palynologiques a été conduite sur une séquence de 6 mètres sur la tourbière d'En Delèze à Dizy. La dynamique lacustre est attestée du Tardiglaciaire au Préboréal avec un remplissage de silts et de craie. Un épisode palustre avec accumulation de tourbe se développe ensuite jusqu'à nos jours. Au Tardiglaciaire, la région était couverte de pelouses parsemées de tapis de bouleaux, saules et genévriers nains. Le réchauffement du Bølling permet au genévrier et à d'autres arbustes d'envahir ces pelouses ; de rares forêts claires à bouleau se développent. À l'Allerød, le bouleau cède sa place au pin. La sédimentation du Dryas récent est carbonatée, ce qui distingue Dizy des sites jurassiens d'altitude, probablement en raison de conditions estivales suffisamment tempérées favorisant la précipitation de carbonates. Au début de l'Holocène, les pinèdes régressent au profit d'une forêt mésophile qui perdurera avant de subir les défrichements des groupes humains successifs. Les signes d'agro-pastoralisme au Néolithique sont ténus. Au-delà de l'Âge du Bronze, la tourbe n'est pas exploitable par les analyses mises en œuvre.

Mots clés : Plateau suisse, paléoenvironnement, Tardiglaciaire, Holocène, sédiments lacustres, tourbière

[1] SEDIQUA Géosciences sàrl, Creux-de-la-Terre 11, CH-2800 Delémont. michel.guelat@sediqua.ch

[2] Laboratoire Chrono-environnement UMR6249, Université Bourgogne Franche-Comté/CNRS, 16 route de Gray, F-25030 Besançon.

[3] Institut für Botanik, Universität Innsbruck, Sternwartestrasse 15, A-6020 Innsbruck.

[4] Muséum d'histoire naturelle, Département d'archéozoologie, 1 route de Malagnou, CH-1208 Genève.

[5] Section archéologie cantonale, Service immeubles, patrimoine et logistique, place de la Riponne 10, CH-1014 Lausanne.

© Société Vaudoise des Sciences Naturelles, 2016. Tous droits de reproduction réservés. CODEN : BSVAA6 ISSN : 0037-9603

Guélat M., Richard H., Bichet V., Dietre B., Chiquet P. & Falquet C., 2016. The lateglacial and holocene record of Dizy-En Delèze (Vaud). New insights in the palaeoenvironment of the Swiss Plateau. ***Bulletin de la Société vaudoise des Sciences naturelles*** **95 : 63-98.**

Abstract

Archaeological surveys revealed the presence of human population on the Mormont Hill (Vaud, Switzerland) during the 1st century BC. A palaeoenvironmental study - combining sedimentological and palaeoecological proxies on a 6 m long sediment core - has been carried out at Dizy on the En Delèze peat bog to assess the evolution of its environmental context. The En Delèze peat bog exhibits a lacustrine dynamic from the Late-Glacial to the Preboreal, with silts and carbonate lake-marl deposits. The small lake then turned into a peat bog, as it is known nowadays. During the Late-Glacial, the region was covered by a steppe vegetation, with scattered dwarf birches, willows and junipers. During the Bølling warm phase, juniper and other shrubs covered the steppe, as well as a few light birch forests. During the Allerød, birch was displaced by pine. Contrarily to higher sites of the Jura Mountains, the sedimentation at the En Delèze peat bog remains authigenic during the Younger Dryas, probably because moderate summer conditions allowed for carbonates to precipitate. At the beginning of the Holocene, temperate broadleaf forests replaced pine forests, until the successive human populations start to clear them. Nevertheless, indices of agro-pastoral activities during the Neolithic are few. The sediment beyond the Bronze Age is not suitable for the analyses used.

Keywords : Swiss Plateau, palaeoenvironment, Late-Glacial, Holocene, lake sediments, peat bog

Introduction

Plusieurs découvertes archéologiques remarquables ont été faites ces dernières années en Suisse occidentale, en particulier le site de la fin de l'âge du Fer de la colline du Mormont (Dietrich *et al.* 2007, Brunetti *et al* 2014). D'où l'importance de reconstituer leur cadre naturel et de mettre en évidence d'éventuels impacts des activités humaines sur les écosystèmes. La création, en 2013, d'une décharge de matériaux à 4 km seulement au sud-ouest du Mormont, au sein d'une zone humide de plaine, a impliqué une surveillance archéologique. Les tranchées préventives ouvertes à l'été 2012 ont révélé un épais comblement quaternaire composé essentiellement de sédiments lacustres et palustres. Décision fut alors prise de sauver cette archive naturelle en lançant une recherche pluridisciplinaire ayant pour but de reconstituer l'évolution du paléoenvironnement à l'échelle régionale. En effet, sur le Plateau vaudois, depuis les analyses palynologiques de Gaillard (1984a et b), ou palynologiques et paléo-entomologiques de Gaillard & Lemdahl (1994), aucune séquence palustre n'a été examinée. Il faut se référer à des travaux un peu plus récents effectués dans le lac Léman (Girardclos *et al.* 2005) et aux abords des lacs de Neuchâtel (entre autres : Hadorn 1994, Leesch *et al.* 1997, 2004, Winiger 2008, Thew *et al.* 2010), de Bienne (Ammann-Moser 1975, Wohlfarth & Schneider 1991, Rachoud-Schneider 1997) et de Morat (Magny & Richoz 2000) ou, plus à l'est, au lac de Seedorf (Richoz 1998) ou encore à proximité de Berne (entre autres : Lotter *et al.* 1992, Ammann *et al.* 1993, Birks & Lotter 1994, Ammann 2000, Lotter *et al.* 2000). Plus proche de la zone d'étude, mais dans un contexte altitudinal différent, les analyses effectuées sur le massif du Jura sont disponibles (entre autres : Wegmüller 1966, Richard 1983, De Beaulieu *et al.* 1994, Schoellammer 1997, Bégeot 2000, Peyron *et al.* 2005).

Les données stratigraphiques recueillies au lieu-dit « En Delèze », sur la commune de Dizy (VD, CH), ont montré que cette petite dépression s'était lentement comblée de sédiments selon un schéma classique, à savoir, des dépôts de décantation à la base, puis une alternance de carbonates lacustres et de tourbe et enfin des tourbes au sommet. Ce marais se trouve à 1 km à l'ouest du village de Dizy (46° 38' 05"N / 6° 29' 18"E, alt. 560 m), soit à 16 km au nord-ouest de Lausanne (figure 1). Il s'inscrit dans une morphologie vallonnée caractéristique du Plateau suisse (Custer & Aubert 1935), due au passage du glacier rhodanien, lors de sa dernière extension, sur les grès et marnes du Chattien (Oligocène). Précisément d'origine glaciaire, la cuvette est bordée à l'est par une crête morainique et à l'ouest par le « Bois du Prieuré », une colline nivelée par un till (figure 2). De forme elliptique, elle s'étire sur 270 m dans l'axe nord-sud pour une largeur maximale de 120 m, soit une superficie d'environ 30 ha. La nappe phréatique y est alimentée par plusieurs sources surgissant du flanc oriental, à proximité de la limite entre une moraine graveleuse et le till de fond, imperméable (Parriaux 2006). Avant le drainage de tout le secteur pour l'agriculture, elle se déversait au sud-ouest par le biais d'un ruisseau qui s'écoule

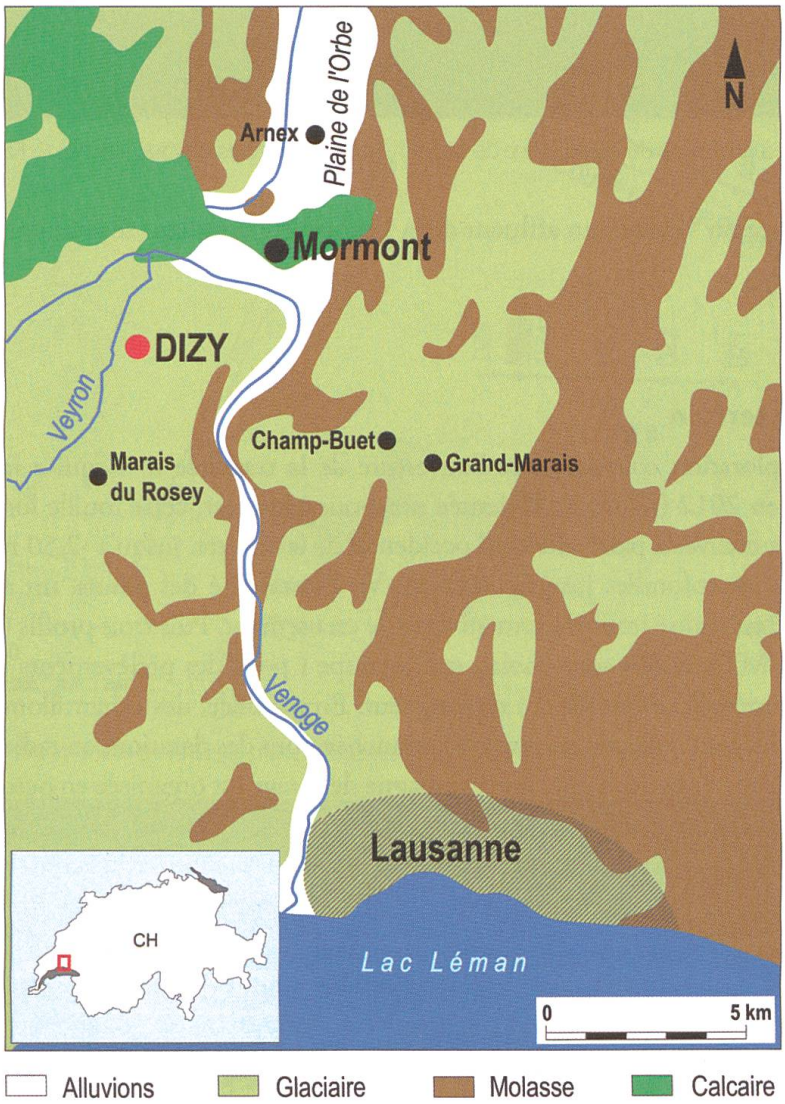


Figure 1. Le contexte géologique (dessin : D. Lambert).

Figure 2. Le paysage à proximité de la tourbière de Dizy-En Delèze, avant les travaux (cliché : C. Falquet).

encore vers la vallée du Veyron, un affluent de la Venoge, rivière allant se jeter dans le lac Léman plus au sud.

Méthodes

Les travaux de terrain

Le début de l'exploration coïncide avec l'ouverture de la tranchée n° 1, qui a fait l'objet d'un suivi géologique en 2012 (figure 3). Orientée nord-ouest/sud-est, cette fouille longue de 100 m et large de 5 m est excavée à partir du bord occidental de la cuvette, jusqu'à -2,50 m environ, avec quelques sections approfondies jusqu'à -4,00 m. Vu l'instabilité des parois, un relevé stratigraphique au 1 :100e est réalisé immédiatement après le creusement. Puis trois profils (aux mètres 20, 25 et 80 = M20, M25, M80) sont choisis sur la coupe I pour des prélèvements palynologiques à l'aide de boîtes métalliques de 40 cm de longueur. En parallèle, des échantillons de différentes matières organiques sont collectés dans toute la tranchée pour des datations au radiocarbone. Suite à l'extension accélérée de la décharge, une campagne de forage est organisée en octobre 2013 pour sauver la séquence dans la partie sud du marais, encore intacte. Dans un premier temps, cinq sondages espacés de 15 m sont effectués sur la coupe II à l'aide d'une tarière hélicoïdale (forages DZ1 à DZ5), ils permettent de déterminer l'endroit où les sédiments organiques sont le plus épais. Les forages jumeaux DZ6 et DZ6BIS sont ensuite réalisés à l'aide d'une sondeuse hydraulique APAGEO équipée d'un carottier russe, à clapet pivotant, pour éviter toute contamination lors de la remontée des carottes d'une longueur de 1 m et d'un diamètre de 10 cm (figure 4). Une fois déposées dans des supports en PVC, les carottes sont tout d'abord décrites selon la terminologie usuelle (Magny 1992, Guélat *et al.* 1993), puis emballées de cellophane. Après transport au laboratoire, elles sont conservées en chambre froide (4 °C) en attente de leur traitement.

Les analyses

Les analyses palynologiques ont d'abord été faites sur les boîtes prélevées sur la coupe I. Le sondage DZ6 a fait l'objet d'analyses plus complètes, puisqu'en plus de l'approche palynologique et du comptage des micro-fossiles non-polliniques, des analyses géophysiques ont été faites sur l'ensemble de la séquence ; les parties tardiglaciaire et holocène précoce de cette carotte ont fait l'objet d'analyses géochimiques élémentaires.

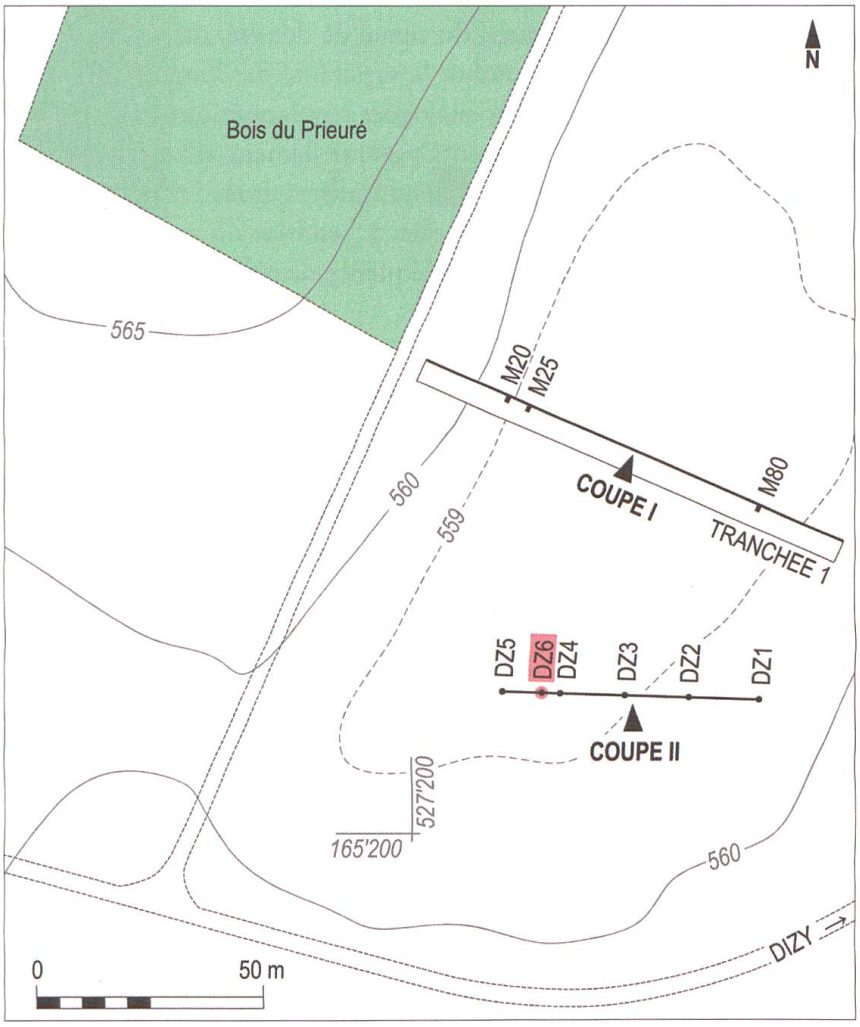


Figure 3. Plan de situation : la cuvette, la tranchée 1 ; les forages DZ1 à DZ6 ; les coupes I et II (dessin : D. Lambert).

Figure 4. Sondage DZ6 : la carotte de 5,00 à 6,00 mètres de profondeur (cliché : M. Guélat).

L'élaboration d'une séquence sédimentaire de référence DZ6

Les forages jumeaux DZ6 et DZ6BIS ont fait l'objet d'une analyse pétrophysique non destructive et d'une image numérique à haute résolution au moyen d'un banc de diagraphie GEOTEK-MSCL (UMR CNRS Chrono-environnement, Besançon). Dans un premier temps, les paramètres de densité (g-densité par atténuation de rayonnement gamma), de susceptibilité magnétique (point sensor Bartington) et de spectrocolorimétrie (Minolta 700d) ont été mesurés aux pas de 0,5 cm et 0,2 cm selon la variabilité sédimentaire des séquences.

La comparaison des images numériques, du signal de densité, de susceptibilité magnétique et du paramètre de réflectance b* - qui traduit la variabilité des longueurs d'ondes de lumière jaune - a permis de mettre en évidence des analogues stratigraphiques dans les deux forages et d'établir, en évitant les extrémités de segments potentiellement affectées par l'outil de carottage, une séquence continue. Cette séquence, dénommée ci-après DZ6, est considérée comme représentative de la colonne sédimentaire complète à l'endroit du site de forage et sa longueur cumulée mesure ainsi 590,4 cm. C'est sur cette séquence de référence qu'a été réalisée l'intégralité des analyses présentées dans cette synthèse.

En complément de leur intérêt pour la construction de la colonne de référence, les paramètres pétrophysiques mesurés permettent de caractériser la variabilité stratigraphique et contribuent à l'interprétation des données paléoenvironnementales du site.

Les analyses géochimiques élémentaires

La partie inférieure de la séquence DZ6 a fait l'objet d'analyses géochimiques élémentaires continues et non destructives au moyen d'un banc automatique XRF AVAATECH (UMR CNRS EDYTEM, Chambéry). L'analyse a porté sur la section 300-590 cm avec une résolution de 2 mm. L'irradiation des sédiments, aux énergies de 10 keV et de 30 keV, permet une mesure semi-quantitative d'une vingtaine d'éléments, de l'aluminium au plomb (Weltje & Tjallingii 2008). Parmi ceux-ci, et pour la période chronologique relative à la séquence, nous avons plus spécifiquement exploité la variabilité des éléments géogènes indicateurs du détritisme et des dépôts de téphras (Al, K, Ti, Zr, et partiellement Si) ainsi que le calcium, considéré ici comme indicateur de la production primaire de carbonates authigènes.

L'analyse pollinique

Sur la tranchée n° 1 ouverte en 2012, trois séries de prélèvements ont été effectuées dans des boîtes en aluminium enfoncées dans les sédiments, sur les profils M20, M25 et M80 (figure 5). Sur ces boîtes, 128 prélèvements destinés à l'analyse palynologique et douze prélèvements de matière organique triée destinés aux datations par le radiocarbone ont été faits. Les analyses polliniques ont permis de construire deux diagrammes (M20 et M80). Sur le forage DZ6, 161 échantillons de sédiment d'un volume de 1 cm^3 ont été prélevés environ tous les 4 cm le long des six mètres de la séquence. Après délayage dans l'eau distillée, les échantillons ont été filtrés à l'aide d'un tamis de 200 µm pour en éliminer les éléments les plus grossiers. La matière organique des échantillons provenant des boîtes métalliques et ceux prélevés entre 5 et 6 m de la séquence DZ6 a été dissoute par un premier traitement à la soude (NaOH). Les échantillons suivants (de 0 à 5 m), plus organiques, ont été traités par chlorification pendant une minute au bain-marie à 95 °C: une solution d'acide acétique concentrée est ajoutée aux échantillons, ainsi que 500 µl de chlorate de sodium concentré ($NaClO_3$) et 500 µl d'acide chlorhydrique

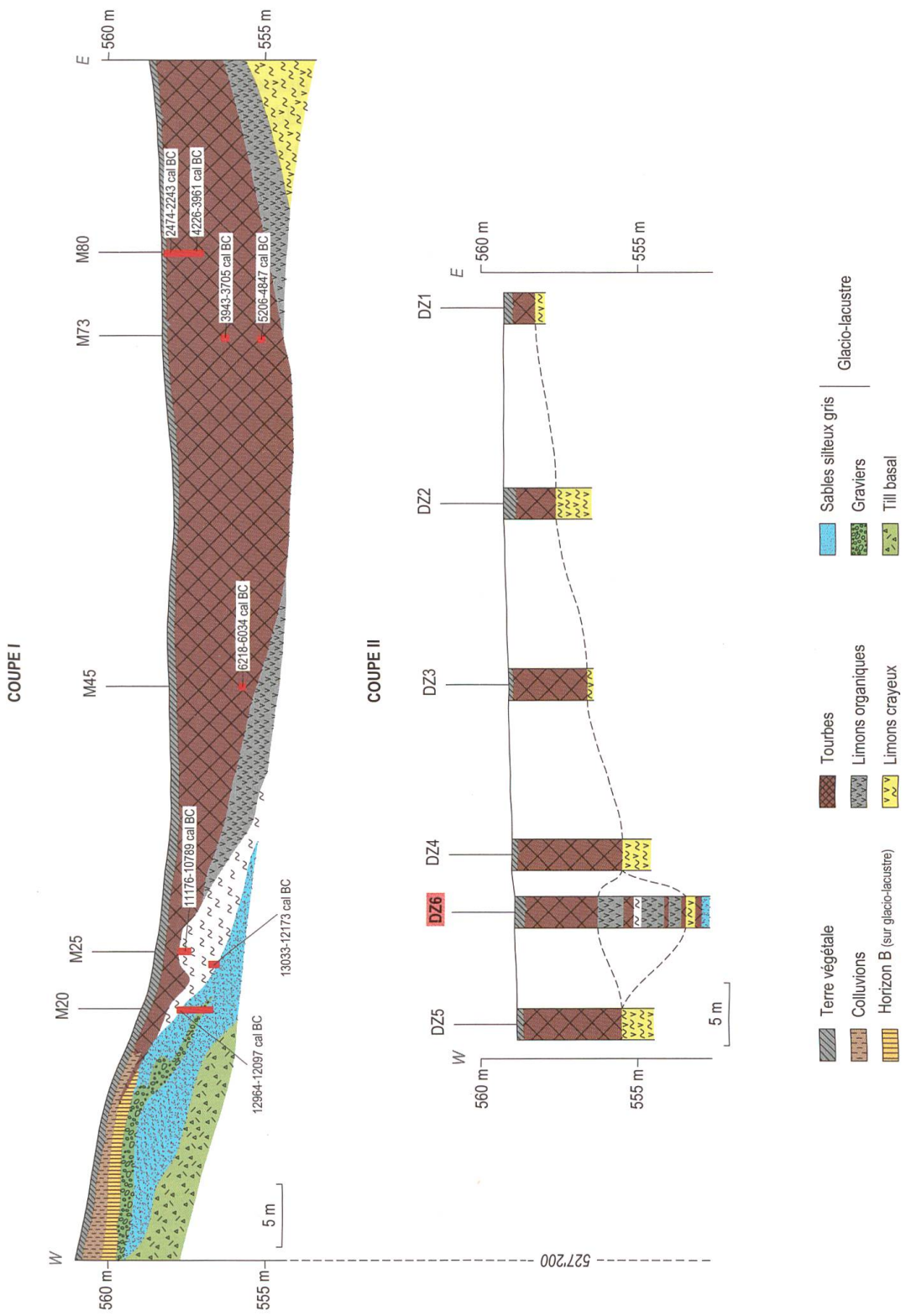


Figure 5. Coupes à travers le marais de Dizy-En Delèze. Coupe I : lithologie, prélèvements palynologiques et datations ^{14}C. Coupe II : lithologie simplifiée (voir figure 7 ; dessin : D. Lambert).

concentré (HCl, 37 %). La préparation des échantillons pour l'analyse pollinique est complétée par une acétolyse (Fægri & Iversen 1989) : une solution d'anhydride acétique et d'acide sulfurique est ajoutée aux sédiments, laissés au bain-marie une minute à 95 °C.

La portion supérieure de la séquence DZ6 (52-0 cm) n'a pas été échantillonnée compte tenu de signes de labours rendant impossible l'interprétation chronologique des données paléoenvironnementales et de la mauvaise conservation des grains de pollen déjà observée entre 245 et 52 cm (voir la courbe Influx pollinique, figures 10 et 11). Vingt-cinq échantillons (quatre entre 56 et 68 cm et 21 entre 400 et 589 cm) ont été analysés deux fois pour écarter tout soupçon de contamination.

Les grains de pollen et les spores de chacun des échantillons ont été identifiés à l'aide de clés de détermination (Fægri *et al.* 1993, Moe 1974, Reille 1992) et de la collection de référence du laboratoire Chrono-environnement. La nomenclature des types polliniques suit Beug (2004). Les spores de champignons, les algues et les restes zoologiques ont été déterminés à l'aide de la littérature spécialisée (par exemple, Cugny *et al.* 2010, van Geel & Aptroot 2006, van Geel *et al.* 2003) et leur nomenclature suit les recommandations de Miola (2012). Les micro-charbons ont été reconnus comme les particules noires, opaques et anguleuses (Clark 1988, Swain 1973). Le comptage de ces différents micro-restes a été réalisé à l'aide du logiciel *PolyCounter* (Nakagawa 2012 ; version 3.1.7), jusqu'à dénombrer environ mille grains de pollen par échantillon. Dans plusieurs échantillons néanmoins (et notamment de 245 à 52 cm) il n'a pas été possible de parvenir à un tel total.

Les comptes de l'ensemble des micro-restes retrouvés dans les échantillons de sédiment (pollen, spores, micro-charbons et autres restes) ont été rassemblés dans un tableur du logiciel *Tilia* (Grimm 2011 ; version 1.7.6). Ils ont été convertis en pourcentage par rapport à la somme pollinique. La somme pollinique regroupe l'ensemble des taxons polliniques, à l'exception des

Tableau I. Les datations radiocarbone réalisées sur les échantillons provenant de la coupe I de la tourbière de Dizy-En Delèze. Les âges ^{14}C bruts ont été calibrés en années BP (Before Present, 0 cal. BP = 1950 de notre ère) et BC avec le logiciel *clam* (Blaauw 2010), au sein du logiciel *R* (R Core Team, 2015, version 3.2.0) à l'aide de la courbe IntCal 2013 (Reimer et al. 2013).

Code labo	Échantillons (voir figure 5)	Contexte sédimentaire	Matériel daté	Âge radio-carbone BP	Âge calibré BP à 1 sigma (68.3 %)	Âge calibré BP à 2 sigma (95.4 %)	Âge calibré BC à 2 sigma (95.4 %)
Poz-54832	profil M80	tourbe	macro-reste	3895 ± 35	4352 ± 58	4304 ± 118	2474-2243
Poz-54831	profil M80	tourbe	macro-reste	4505 ± 35	5171 ± 116	5172 ± 128	3353-3095
Poz-54830	profil M80	tourbe	macro-reste	5220 ± 35	5960 ± 31	6042 ± 132	4226-3961
Poz-54835	profil M73	tourbe	bois	5010 ± 35	5760 ± 98	5773 ± 118	3943-3705
Poz-54836	profil M73	tourbe	macro-reste	6080 ± 40	6944 ± 55	6976 ± 178	5206-4847
GrA-55361	profil M45	tourbe	mandibule d'aurochs	7250 ± 40	8084 ± 72	8074 ± 92	6218-6034
Poz-54827	profil M25	craie lacustre	macro-reste	11080 ± 60	12994 ± 98	12932 ± 190	11176-10789
Poz-54826	profil M25	craie lacustre	macro-reste	12420 ± 60	14474 ± 296	14549 ± 424	13033-12173
Poz-54834	*profil M20*	*sables silteux, légèrement organiques*	*macro-reste*	*7100 ± 80 0,2 mg C*	*7924 ± 74*	*7944 ± 208*	*6205-5781*
Poz-54833	profil M20	sables silteux gris	macro-reste	12360 ± 60	14341 ± 218	14476 ± 427	12964-12097

Cyperaceae, des plantes aquatiques, ainsi que des pollens de lierre grimpant (*Hedera helix*) et de gui (*Viscum album*), considérés comme épiphytes. Les concentrations par cm^3 de sédiment et les influx (nombre d'objets déposés par cm^2 par an) ont aussi été calculés pour chacun des taxons. Une classification hiérarchique des échantillons, contrainte par la profondeur, a été réalisée sur la base des taxons inclus dans la somme pollinique avec le package *rioja* (Juggins 2015 ; version 0.9-5) du logiciel *R* (R Core Team 2015 ; version 3.2.0), afin de guider la définition de zones polliniques (LPAZ, *Local Pollen Assemblage Zones*).

Les datations ^{14}C et le modèle âge-profondeur

Plusieurs séries de datations ^{14}C ont été faites : une date (Groningen, NL) sur os de la tranchée 1, dix dates (Poznań, PL) sur des échantillons extraits de la tranchée 1, trois dates (Beta Analytic, USA) sur la carotte DZ6 et enfin cinq autres dates (Poznań, PL) sur cette même carotte. Au total, 19 dates ont ainsi été réalisées pour ce site, mais deux sont jugées aberrantes (voir plus loin).

Dans la tranchée 1, des datations ont été réparties sur l'ensemble des profils (figure 5, coupe I ; tableau I). Dans le profil M20, un échantillon a été prélevé dans les sables silteux gris, à 25 cm sous leur limite supérieure. Dans le profil M25, deux datations concernent les craies lacustres : la première provient d'un échantillon situé vers leur base, soit à 20 cm au-dessus du contact avec les silts gris ; la seconde se place à 10 cm sous leur limite supérieure. Ensuite, une date a été obtenue sur un os de bovidé (voir partie VI) découvert au mètre 45 de la tranchée et à 2,30 m de profondeur dans les tourbes, soit 40 cm au-dessus de leur contact avec les limons organiques. Vers le centre de la cuvette, au mètre 73, deux dates ont également été obtenues dans les tourbes : la première provient d'un échantillon récolté à 3,20 m de profondeur, soit 70 cm au-dessus de leur limite inférieure ; la seconde se place à 2,00 m sous la surface. Enfin, dans le profil M80, trois échantillons de la partie supérieure des tourbes ont fait l'objet de datations. Le premier a été prélevé à -1,00 m, le deuxième, à -0,70 m ; et le troisième à -0,40 m sous la surface.

Tableau II. Les datations radiocarbone réalisées sur la séquence DZ6 de la tourbière de Dizy-En Delèze. Les âges ^{14}C bruts ont été calibrés en années BP (Before Present, 0 cal. BP = 1950 de notre ère) et BC avec le logiciel *clam* (Blaauw 2010), au sein du logiciel *R* (R Core Team, 2015, version 3.2.0) à l'aide de la courbe IntCal 2013 (Reimer et al. 2013).

Code labo	Prondeur (en cm)	Matériel daté	Âge radio-carbone BP	Âge calibré BP à 1 sigma (68.3 %)	Âge calibré BP à 2 sigma (95.4 %)	Âge calibré BC à 2 sigma (95.4 %)
Beta-404373	64-65	macro-reste	4660 ± 30	5388 ± 68	5391 ± 76	3520-3365
Poz-75139	80-81	vrac organique	5195 ± 35	5953 ± 35	5997 ± 96	4147-4136 4055-3951
Poz-75140	143-144	bois	7230 ± 40	8066 ± 86	8065 ± 94	6211-6021
Beta-404374	215-216	macro-reste	7970 ± 30	8876 ± 101	8828 ± 165	7045-6750 6720-6705
Poz-74926	281-282	macro-reste	8210 ± 40	9176 ± 84	9158 ± 128	7339-7080
Beta-404375	350-351	macro-reste	8650 ± 30	9584 ± 39	9607 ± 65	7720-7590
Poz-75141	484-485	macro-reste	9290 ± 50	10492 ± 76	10468 ± 178	8699-8679 8641-8337
Poz-74927	554-555	bois	10850 ± 60	12711 ± 82	12754 ± 78	10889-10724

Dans l'ensemble, ces datations sont cohérentes en regard de la position stratigraphique des échantillons et se concilient bien avec les résultats de la palynologie.

Huit datations radiocarbone ont été réparties le long de la séquence DZ6 (tableau II et figure 6) et l'ensemble de ces dates a été retenu pour créer un modèle âge-profondeur (figure 7), complété par une date de surface (la profondeur 0 cm est assignée à l'année 2013). La date 14 650 ± 50 cal. BP positionnée à 583,5 cm correspond à la transition pollinique Dryas Ancien / Bølling (Peyron *et al.* 2005). L'identification d'un niveau de téphra de quelques millimètres d'épaisseur à 553,25 cm, considéré comme étant le Laacher See Tephra (voir plus loin) daté à 12 850 ans cal. BP (Brauer *et al.* 1999, Lotter *et al.* 2000, Peyron *et al.* 2005), permet d'ajouter un point de contrôle supplémentaire. Ce modèle a été réalisé avec le logiciel *clam* (Blaauw 2010) au sein du logiciel *R* (R Core Team 2015; version 3.2.0) par interpolation *spline* des moyennes pondérées de mille itérations d'échantillonnage des âges calibrés de chaque niveau daté.

Contexte sédimentaire

La coupe I, dans la partie médiane de la zone humide

Construite d'après les relevés effectués dans la tranchée 1, cette coupe révèle que les différentes formations progradent vers le sud-est, bien que, sur la rive occidentale de la cuvette, les dépôts montrent plutôt une accrétion verticale (figure 5). À ce même endroit, le till de fond a été atteint et se constitue de graviers de nature alpine, mal classés, scellés par une matrice grise, limono-sableuse et très ferme. Une formation supposée glacio-lacustre de 70 cm d'épaisseur vient s'y appuyer. Elle se compose de trois unités distinctes: à la base, des sables silteux à graviers, de teinte gris-bleu (30 cm); au milieu, des graviers silto-sableux gris-vert déformés, glissés (20 cm); au sommet, nivelant les concavités, des sables silteux gris, un peu organiques (20 cm), qui passent à des silts gris-bleu vers le fond de la dépression. Jusqu'au mètre 7 de la coupe, au-dessus du battement de la nappe phréatique, ces dépôts ont subi la pédogenèse: un horizon B d'altération s'y est développé (40 cm), recouvert par des colluvions (50 cm) et la terre végétale (20 cm).

Les faciès sédimentaires aquatiques ne font leur apparition que dès le mètre 18 de la coupe, où des craies lacustres (limons carbonatés) jaune blanchâtre reposent, selon une limite d'érosion, sur les sables gris-vert. Désignant l'ancienne beine du paléolac, ces craies ont une épaisseur maximale observée de 1,15 m et montrent un litage centimétrique tout d'abord oblique à la base, devenant subhorizontal vers le sommet. Elles sont recouvertes dès le mètre 28 par des limons organiques brun-gris comprenant des macrorestes et des coquilles de mollusques. Épais de 2,50 m au maximum dans la tranchée, ces limons ont une limite supérieure oblique, érosive, soulignée par de nombreux bois couchés (dont un tronc de bouleau de 27 cm de diamètre et comptant 55 cernes, ce qui est insuffisant pour dater par dendrochronologie un échantillon isolé hors contexte archéologique ou géologique bien défini dans le temps (communication orale de J.-P. Hurni, du Laboratoire romand de dendrochronologie, Moudon, Suisse). Ces limons sont scellés par des dépôts tourbeux brun-noir, dépassant 4 mètres d'épaisseur au centre de la cuvette. Au mètre 80 de la coupe, ceux-ci forment une succession de couches plus ou moins dégradées (tourbe fibreuse, anmoor, etc.) et d'épaisseur variable. Ces tourbes s'amincissent progressivement vers la rive, entre les mètres 25 et 20, où le contact abrupt avec les craies

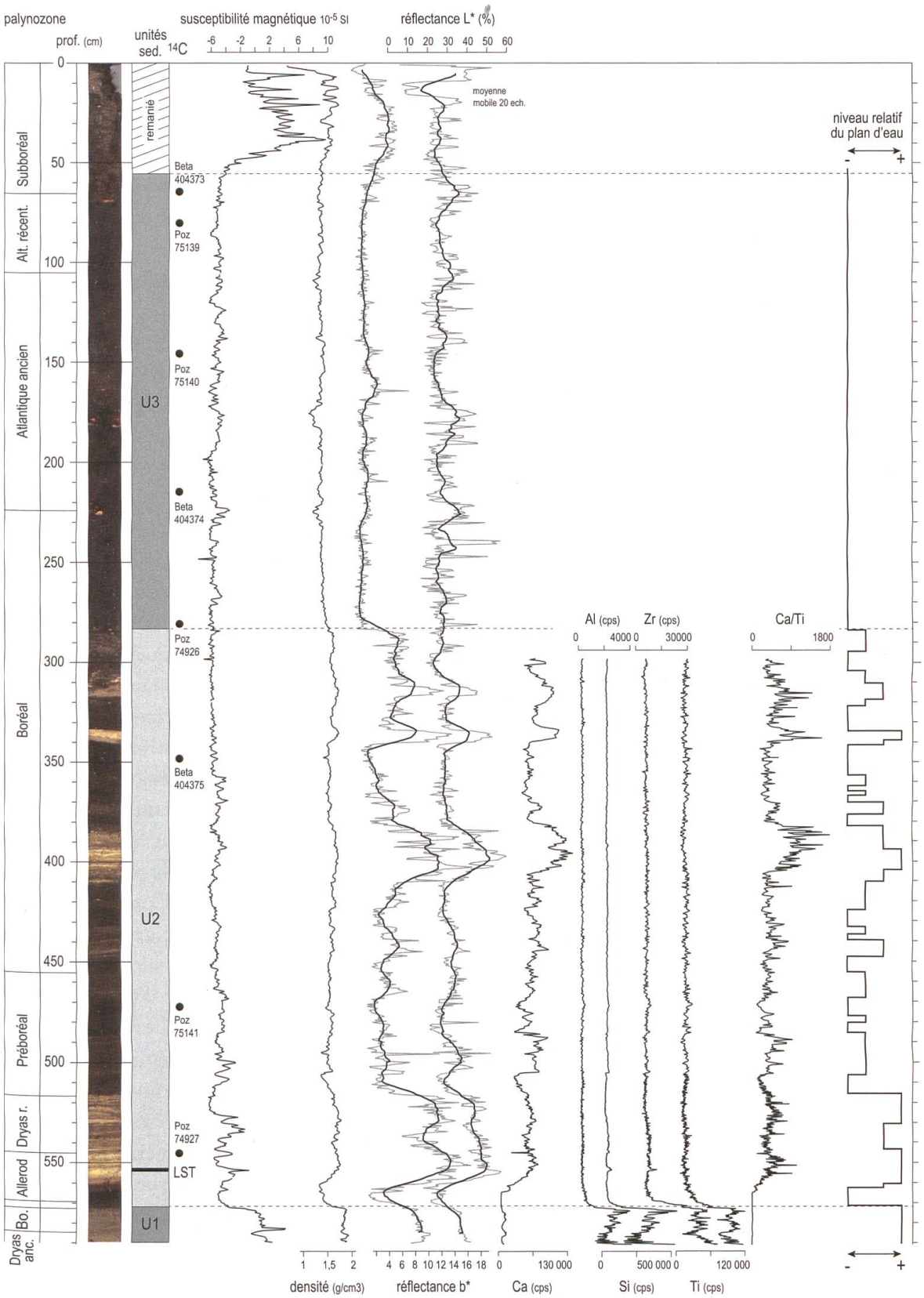


Figure 6. La séquence DZ6 de la tourbière de Dizy: stratigraphie, palynozones, susceptibilité magnétique, réflectance, géochimie XRF (Ca, Al, Si, Zr, Ti) ; variations relatives du niveau d'eau.

correspond probablement à une lacune de sédimentation ; elles passent au sommet à la terre végétale (20 cm).

La coupe II, dans la partie méridionale

Les différents sondages de reconnaissance effectués dans la partie sud du marais permettent de construire cette seconde coupe (figure 5). À noter que les craies lacustres ont leur développement le plus faible dans les forages DZ6 et DZ6BIS, qui ont donc été implantés dans la zone la plus profonde de la cuvette, du moins dans l'axe est-ouest choisi.

Thème principal de cette étude, la séquence DZ6, comporte quatre unités lithologiques, de la base au sommet (figure 6). L'unité basale U1 (590-570 cm), dont seule la partie sommitale a été reconnue par forage, correspond à des silts gris foncé. La lamination de cette unité et les conditions de site plaident pour un dépôt de décantation lacustre en contexte oligotrophe. La rythmicité et la variabilité des lamines n'ont pas été définies. La susceptibilité magnétique et la géochimie XRF indiquent une minéralogie de silicates tout à fait emblématique de la fraction fine des tills à matrice alpine et/ou molassique du bassin versant qui constituent certainement la source détritique de cette unité basale.

Au-dessus se trouve l'unité U2, plutôt épaisse (570-283 cm) et constituée d'une alternance irrégulière entre différents sédiments, à savoir, des niveaux de silts pluricentimétriques, organiques, généralement brun foncé (tourbe dégradée) ; des faciès carbonatés crayeux ; et des faciès mixtes associant limons organiques et fraction carbonatée. Ces dépôts contiennent des coquilles de mollusques irrégulièrement dispersées. Les mesures de spectrocolorimétrie associées à l'analyse élémentaire XRF indiquent une quasi absence de matériel détritique dans cette unité exclusivement constituée de matériel authigène organique et carbonaté. La variation de teinte du sédiment apparait directement liée à la concentration en carbonates : les niveaux les plus sombres en sont très pauvres mais très riches en matière organique et les plus clairs (teinte jaune) en sont presque totalement constitués, sous forme d'une craie lacustre relativement grossière, riche en fragments de coquilles et concrétions indiquant une mise en place sous faible tranche d'eau. Les variations de réflectance, en particulier la luminescence L* et surtout le paramètre b*, qui exprime les longueurs d'ondes de lumière jaune (CIE Lab, International Commission on Illumination, 1976), permettent ainsi une visualisation indirecte mais réaliste des teneurs en carbonates lacustres (Debret *et al.* 2011). Si l'on admet l'alternance des faciès silts organiques - craie jaune comme indicateur séquentiel des variations du niveau du plan d'eau (Magny 1992), la courbe b* permet une approximation des variations relatives du plan d'eau : les dépôts organiques palustres correspondent à des conditions de type bas-marais alcalin émergé, ou sous très faible tranche d'eau, et les dépôts crayeux attestent de phases d'élévation du niveau lacustre. L'unité U2 comporte donc quatre épisodes crayeux principaux, entre 560 et 517 cm, entre 405 et 383 cm, entre 332 et 339 cm (pendage oblique) et entre 319 et 308 cm. Ces craies lacustres sont séparées par des faciès organiques ou mixtes de craie à forte charge organique.

L'unité U3 débute à 283 cm et se termine à 55 cm sous la surface. Elle est exclusivement organique, silteuse et tourbeuse et totalement exempte de craie lacustre. Elle se subdivise en deux niveaux de tourbe dégradée brun-noir qui encadrent un niveau de tourbe fibreuse brune à fragments de bois, entre 225 cm et 125 cm. Enfin, à partir de 55 cm et jusqu'à la surface, la dernière unité sédimentaire est constituée d'une couche tourbeuse remaniée comportant une fraction détritique de sables et petits galets issus de l'exploitation agricole du sol.

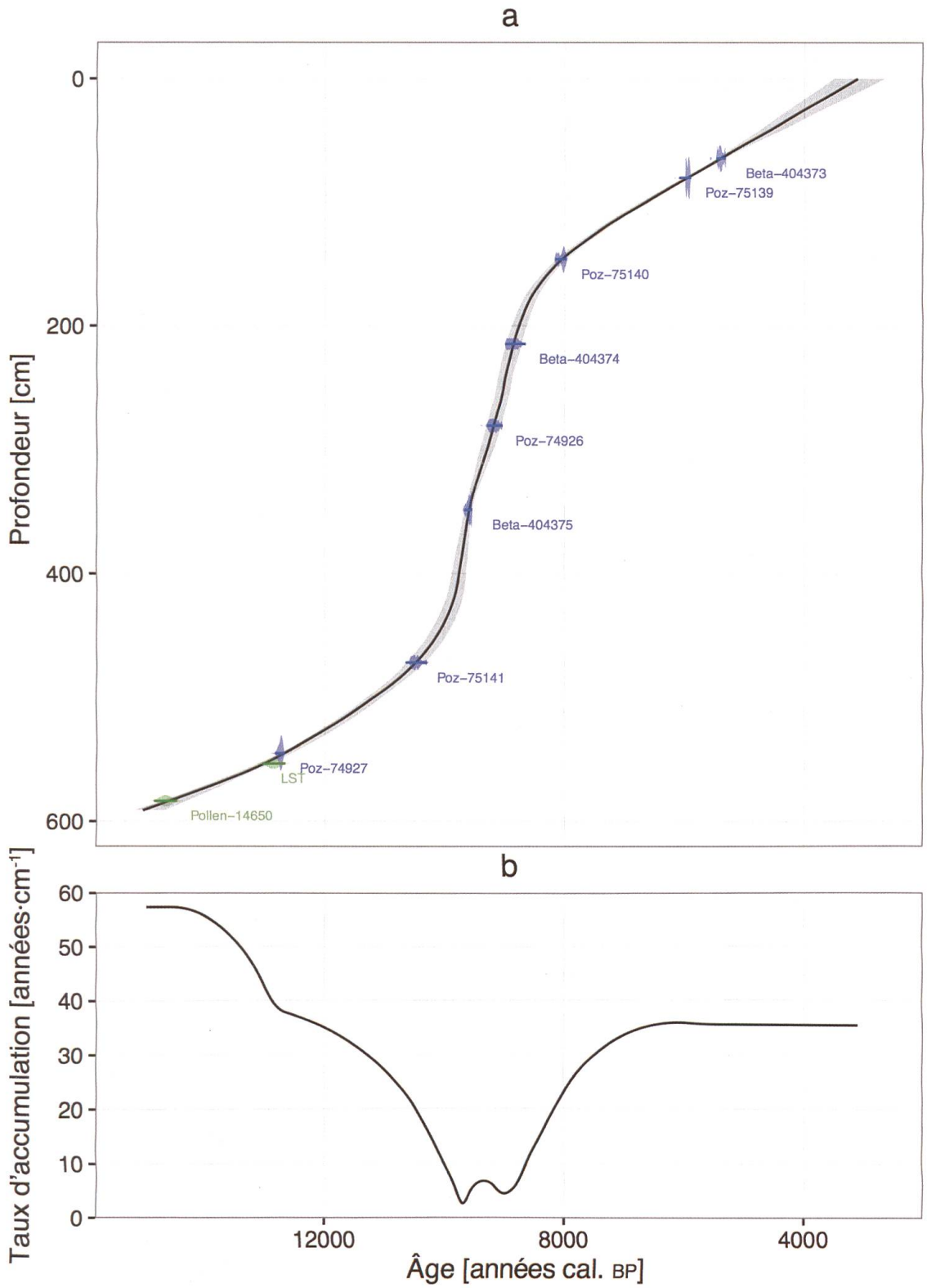


Figure 7. Modèle âge-profondeur (a) et taux d'accumulation (b) de la séquence DZ6 de la tourbière de Dizy obtenue par interpolation *spline* de huit datations radiocarbone et deux dates biostratigraphiques, calculé avec le logiciel *clam* (Blaauw 2010) au sein du logiciel *R* (R Core Team 2015, version 3.2.0).

Analyses palynologiques

Les prélèvements de la coupe I

Trois profils ont été échantillonnés pour la palynologie (M20, M25 et M80), les résultats les plus complets ont été obtenus sur les profils M20 et M80 présentés ici.

Le profil M20

Au total, 28 échantillons ont été prélevés et analysés sur trois boîtes (43, 44, 45). Les deux échantillons les plus profonds (43-200 et 43-206) n'ont pas été intégrés dans le diagramme (figure 8) car trop pauvres en pollens; l'échantillon 45-114 qui ne comptait que 197 grains de pollen a tout de même été intégré, mais doit être pris avec précaution.

Betula (bouleau) et *Juniperus* (genévrier) dominent les échantillons supérieurs; les Poaceae (graminées sauvages), *Artemisia* (armoise) et *Helianthemum* (hélianthème) forment l'essentiel du couvert herbacé de la presque totalité de la séquence, à l'exception des échantillons supérieurs. Ces éléments permettent d'affirmer que tous ces échantillons font partie du Tardiglaciaire, ce que confirme la présence d'autres taxons comme *Thalictrum* (pigamon), *Plantago alpina*-type (plantain des Alpes), *Hippophae rhamnoides* (argousier) et *Ephedra* type *distachya* (uvette ou raisin de mer). Le diagramme montre nettement une bipartition avec une première zone pollinique locale (Db4-1), largement dominée par les herbacées à carac-

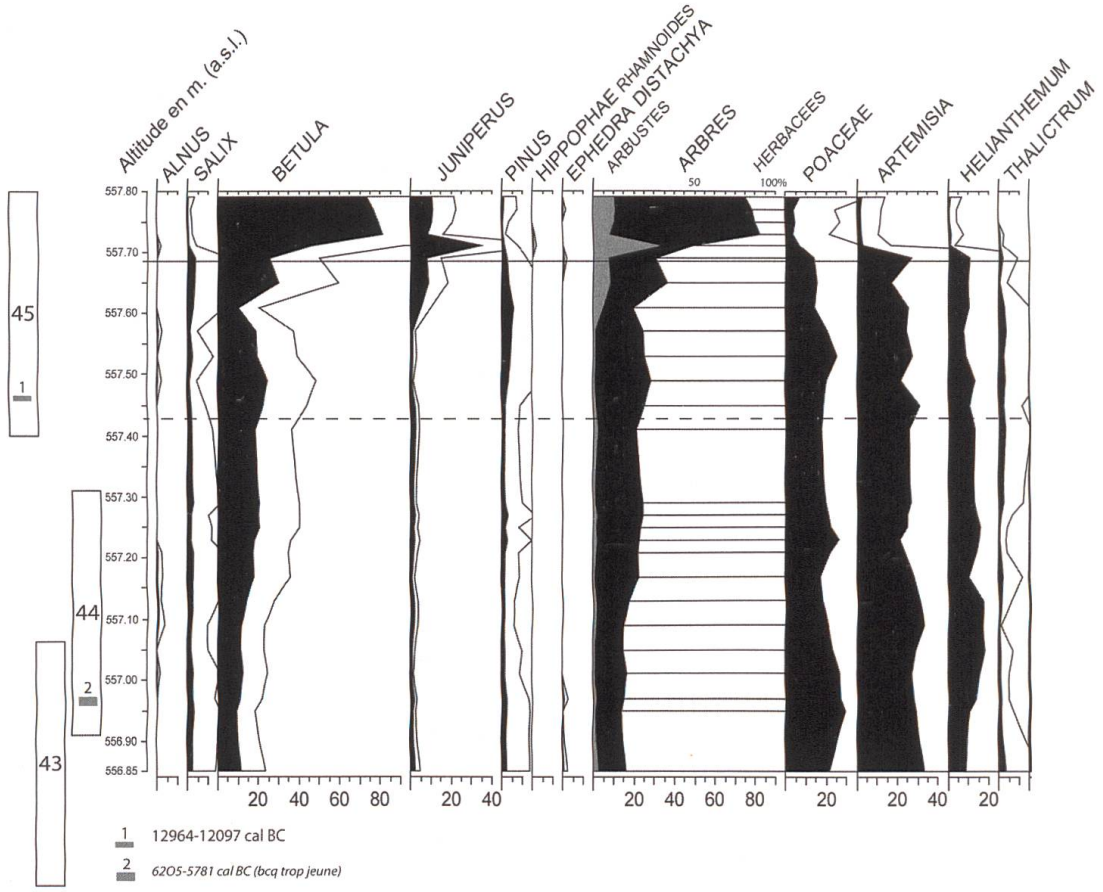
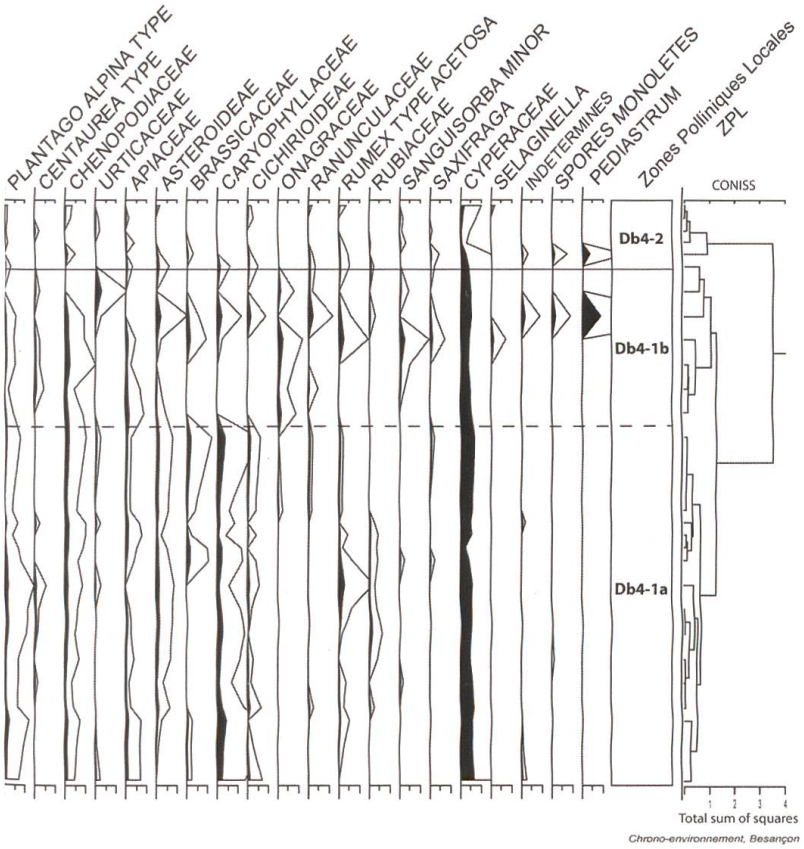


Figure 8. Diagramme pollinique du profil M20, coupe I.

tère steppique, et une zone supérieure (Db4-2) qui voit la mise en place d'une forêt de bouleau. Dans Db4-2, la succession rapide *Juniperus-Betula* est caractéristique du Bølling sur le Plateau suisse (Gaillard 1984a, b, Gaillard & Lemdahl 1994, Hadorn 1994, Rachoud-Schneider 1999) et le massif jurassien (voir entre autres : Wegmüller 1966, Richard 1983, De Beaulieu *et al.* 1994, Schoellammer 1997, Bégeot 2000, Bégeot *et al.* 2000, Peyron *et al.* 2005). Sur ce diagramme, la difficulté est plutôt de fixer exactement le passage Dryas ancien / Bølling. L'analyse automatique des données (CONISS, à l'extrême droite du diagramme) individualise nettement deux blocs de part et d'autre de la cote 557,7, traduit par les zones polliniques locales Db4-1 et Db4-2. Cette limite correspond également à un changement de faciès : passage de sables un peu organiques à des craies.

La datation radiocarbone faite un peu plus bas, entre 557,5 m et 557,4 m (tableau I), correspond au Bølling si l'on fixe le début de cette chronozone vers 14 700 cal. BP (environ 12 700 cal. BC). Db4-1 peut être scindée en deux sous-zones : Db4-1a et Db4-1b, essentiellement à partir des variations de *Betula* qui est mieux représenté en Db4-1b. Placer la limite Dryas ancien / Bølling à la limite Db4-1a/Db4-1b impliquerait un début de Bølling totalement atypique, sans correspondance locale, où *Juniperus* débuterait en retard par rapport à ce qu'on connait habituellement. Il faut plutôt admettre que la date ^{14}C est légèrement rajeunie.



Le profil M80

Cinquante-quatre échantillons ont été analysés dans cette série (boîtes 35, 36, 37, 38). Les échantillons trop pauvres n'ont pas été inclus dans le diagramme (figure 9), c'est le cas par exemple des échantillons les plus profonds, en dessous de la cote 557,24 qui est l'échantillon de base du diagramme. Quatre échantillons ont fait l'objet de datations ^{14}C (tableau I).

Ces résultats montrent une évolution logique de l'échantillon le moins profond, situé au sommet de la boîte 37, à l'échantillon le plus profond, situé à la base de la boîte 36. En revanche, il apparaît clairement que l'échantillon situé à la base de la boîte 35, qui devrait donner la date la plus ancienne, est nettement rajeuni, d'environ deux millénaires. Si l'on ne retient donc que les trois premières datations, et si bien sûr la sédimentation est régulière, le diagramme débuterait vers 4 200-4 000 cal. BC et se terminerait au plus tôt vers 1 700-1 600 cal. BC.

En définitive, l'analyse des échantillons prélevés sur la coupe I a révélé, à la base du remplissage de la dépression, la présence de niveaux tardiglaciaires bien développés, à l'exception toutefois du Dryas récent qui pourrait se retrouver soit au sommet des craies, soit dans les limons organiques immédiatement au-dessus. Cependant, sur le Plateau suisse, il est plus habituel que cet épisode froid soit enregistré par des sédiments limoneux, souvent détritiques et peu organiques. Un épisode d'érosion est-il la cause de la disparition des sédiments du Dryas récent à cet endroit de la coupe? Ensuite, jusque vers 4 200-4 000 cal. BC, les échantillons analysés ne permettent pas de décrire l'évolution du couvert végétal. Les niveaux contemporains de cette période ancienne de l'Holocène doivent se trouver dans les limons organiques - et surtout dans la tourbe fibreuse - situés entre le sommet de la boîte 34 et la base de la boîte 35. Il est alors apparu nécessaire de rechercher d'autres indices dans les carottes prélevées lors des forages effectués dans la partie sud du marais, au point DZ6 de la coupe II.

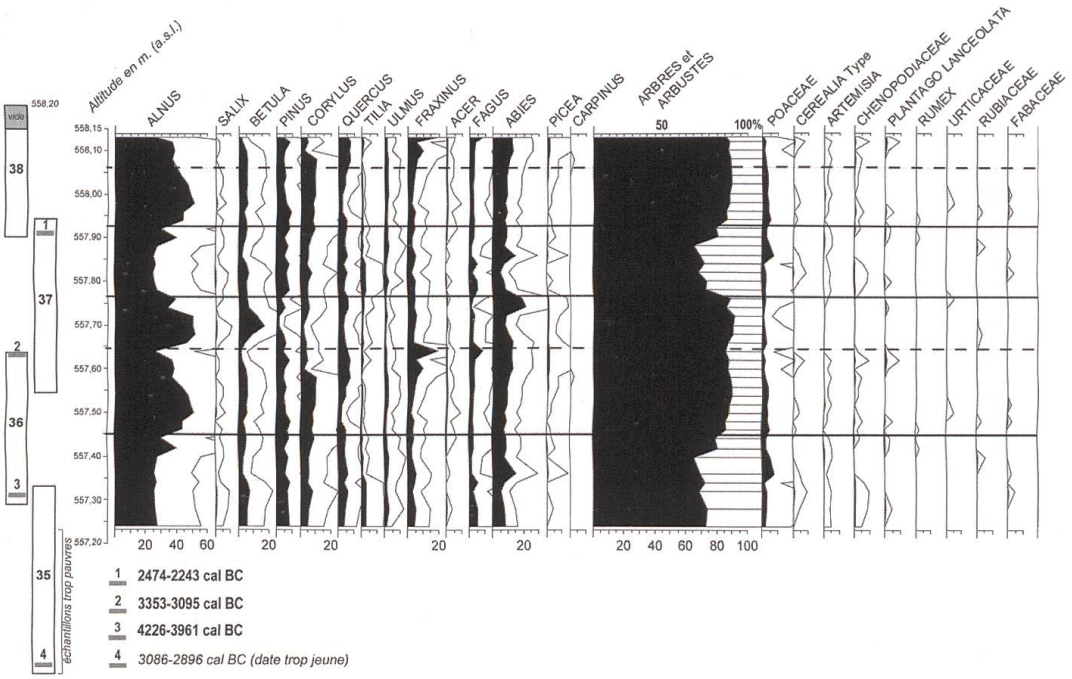


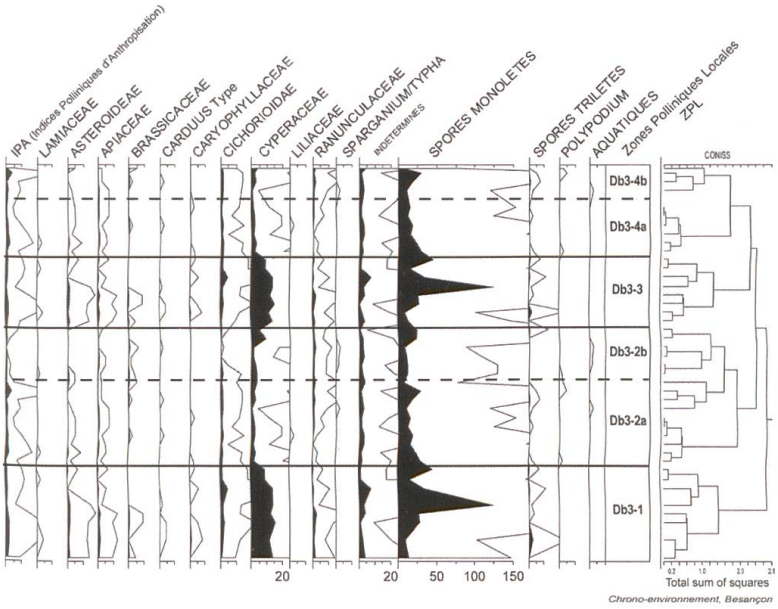
Figure 9. Diagramme pollinique du profil M80, coupe I.

L'analyse pollinique du forage DZ6

Les flux et qualité du signal pollinique

L'accumulation des grains de pollen de tous les taxons participant à la somme pollinique (voir diagrammes figures 10 et 11, courbe *Influx pollinique*) représente la quantité de grains de pollen déposés chaque année par centimètre carré sur la tourbière de Dizy et sert d'indicateur de la qualité de l'échantillon pollinique. Cette accumulation est plutôt faible dans les palynozones DZ-1 et DZ-2, probablement en raison d'une couverture végétale peu dense produisant peu de pollen, ce qui n'a pas empêché l'obtention de données paléoenvironnementales de qualité. En revanche, l'accumulation de grains de pollen est très faible dans la palynozone DZ-6. De plus, de nombreux échantillons de cette zone présentaient des assemblages anormaux (peu de pollen au total, peu de diversité taxonomique, nombreuses particules de charbons et spores monolètes, absence totale de représentation ou représentation exagérée et ponctuelle de certains taxons, etc.). Tous ces phénomènes indiquent, qu'à partir de 250 cm environ, les conditions de préservation des grains de pollen dans la tourbe n'étaient plus optimales. En conséquence, les sommes polliniques sont faibles, et les pourcentages et assemblages polliniques ne peuvent pas être considérés comme représentatifs de la végétation en place ou du moins doivent être pris avec une extrême prudence.

L'origine de ces mauvaises conditions de préservation des grains de pollen est peut-être à rechercher dans des variations plus ou moins longues de la nappe phréatique dans ces niveaux supérieurs de la tourbière de Dizy. Ces battements supposés de la nappe pourraient (en partie) expliquer cette dégradation du matériel sporopollinique (Lebreton *et al.* 2010).



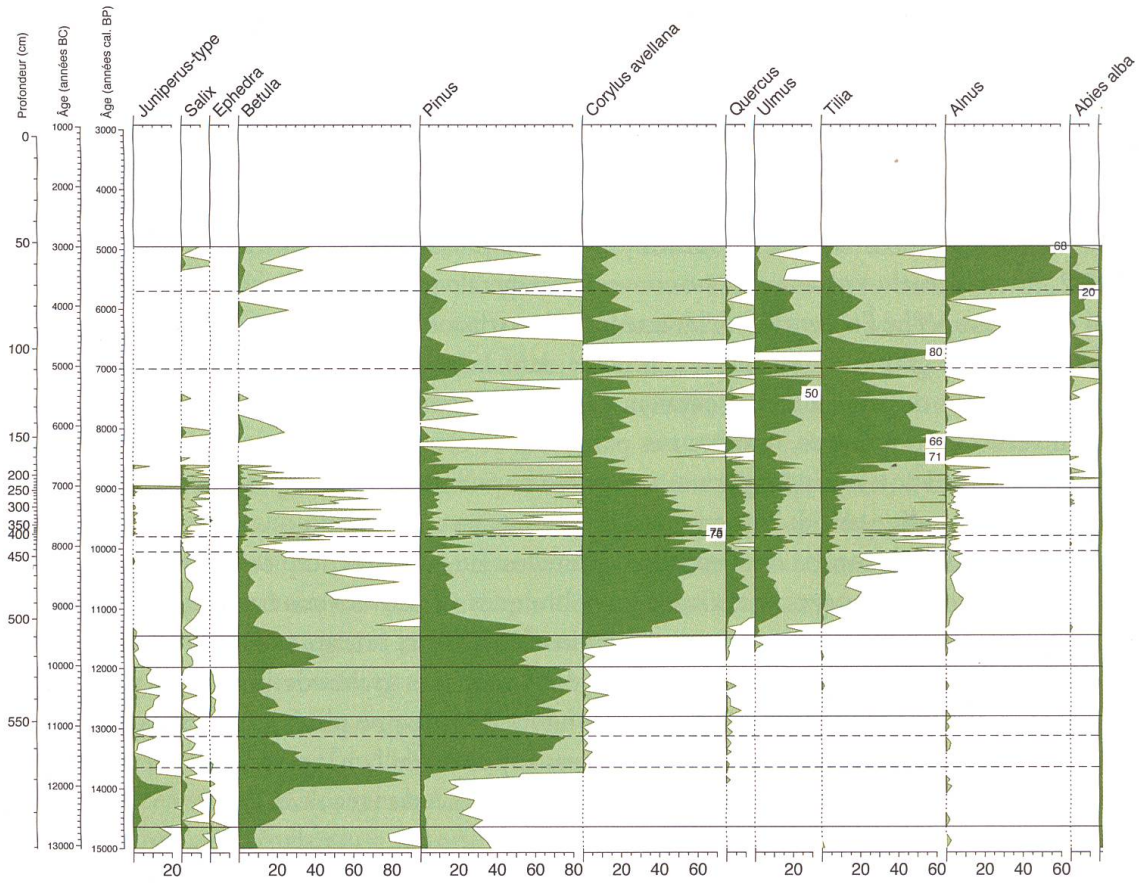


Figure 10. Diagramme pollinique du sondage DZ6 (coupe II), de la surface à 590 cm de profondeur. Il s'agit d'un diagramme simplifié représentant une sélection de taxons (pollen, spores et micro-fossiles non-polliniques) identifiés dans 161 échantillons de la séquence DZ6 de la tourbière de Dizy (Suisse). Les taxons polliniques à l'exception de ceux de zones humides et des épiphytes sont présentés sous forme de pourcentage de la

Les résultats de l'analyse pollinique

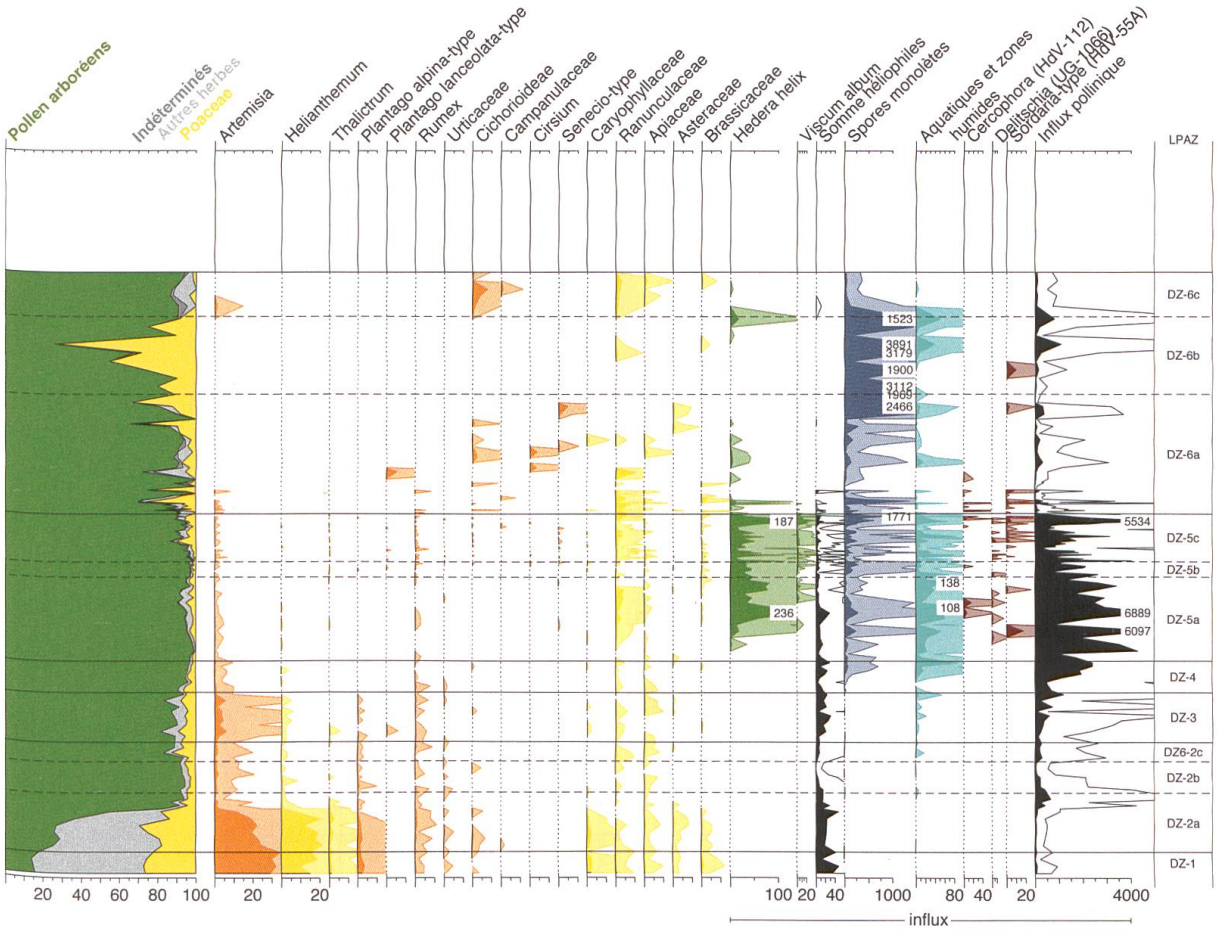
La classification hiérarchique des 161 assemblages polliniques a permis de définir six zones principales, codées LPAZ (*Local Pollen Assemblage Zones*) DZ-1 à DZ-6, pour guider la description des assemblages polliniques, complétées par plusieurs sous zones.

LPAZ DZ-1 (590-584 cm, vers 15 000-14 650 cal. BP)

La première zone définie parmi les assemblages polliniques (figure 10) est marquée par de fortes proportions d'*Artemisia* (environ 30 %), de Poaceae (20-30 %), d'*Helianthemum* (20-30 %) et de *Plantago alpina*-type (environ 3-4 %). Les grains de pollen d'essences arborées ne représentent que 15 à 20 %, principalement représentées par *Betula* (environ 10 %) et *Pinus* (environ 5 %), et complétées par des taxons arbustifs comme *Juniperus*, *Salix* et *Ephedra*.

LPAZ DZ-2 (584-547 cm, vers 14 650-12 800 cal. BP)

La seconde zone pollinique est divisée en trois sous-zones. La proportion de pollen arboréens croit fortement durant la première sous-zone (DZ-2a, vers 14 650-13 650 cal. BP), jusqu'à environ 90 % de la somme pollinique, notamment du fait de *Betula* (jusqu'à 85 %) et de *Juniperus* (jusqu'à 20 %). Les proportions des taxons herbacés diminuent fortement pour ne constituer



somme pollinique, à laquelle ils contribuent, et représentée au centre sous forme d'un diagramme cumulé. Les autres taxons sont présentés sous forme d'influx (nombre.cm^{-2}.an^{-1}), à droite. Les tons pastel représentent une exagération d'un facteur 10 des courbes originales.

que 5 à 10 % de la somme pollinique, essentiellement représentés par les Poaceae. Certains taxons herbacés disparaissent comme *Thalictrum* et Chenopodiaceae.

Les assemblages polliniques formant la deuxième sous-zone (DZ-2b, vers 13 650-13 125 cal. BP) se distinguent de ceux retrouvés à la fin de la zone DZ-2a par l'arrivée des premiers grains de pollen de *Quercus* (chêne) et de *Corylus avellana* (noisetier), une diminution des taxons arbustifs (*Juniperus*, *Salix* et *Ephedra*) et par une inversion *Betula*/*Pinus* : le bouleau représente 20 à 35 % de la somme pollinique et le pin 60 à 75 %.

La dernière sous-zone (DZ-2c, vers 13 125-12 800 cal. BP) est caractérisée par un nouveau pic de *Betula* (55 % à 550 cm / vers 12 900 cal. BP) accompagné d'une diminution de *Pinus* (31 %). La proportion des Poaceae augmente jusqu'à 12 % et celle des pollens arboréens au total diminue à 80-90 %. C'est encore à partir de la DZ-2c qu'on retrouve des taxons de zones humides (presque) systématiquement, principalement représentés ici par *Filipendula*.

LPAZ DZ-3 (547-525 cm, vers 12 800-11 975 cal. BP)

Les assemblages polliniques de la zone DZ-3 sont marqués par un retour des proportions de *Pinus* à hauteur de 65-75 % de la somme pollinique, alors que *Betula* n'y contribue plus qu'entre 10 et 20 %. Le pourcentage total de pollen arboréens reste autour de 80-90 %. À nouveau, les

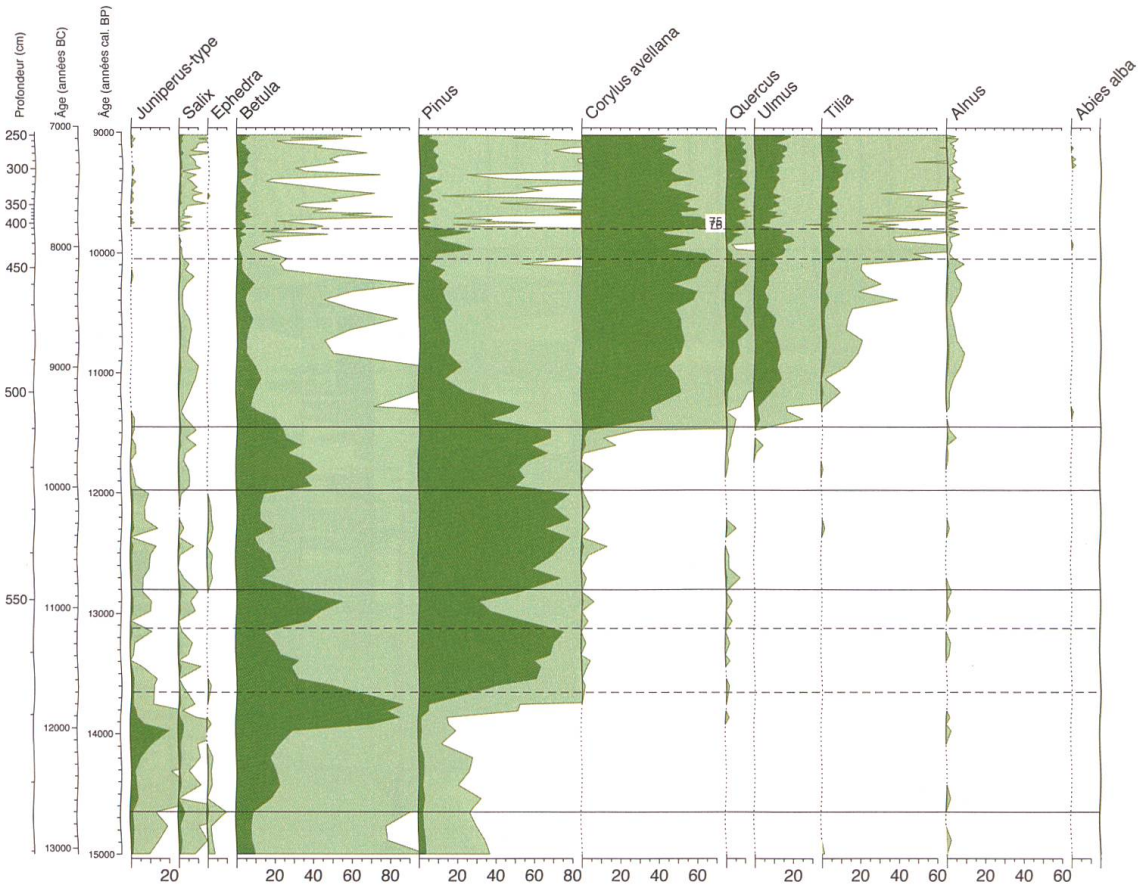


Figure 11. Diagramme pollinique du sondage DZ6 (coupe II), de 250 à 590 cm de profondeur (soit d'environ 9 000 à 15 000 cal. BP). Pour plus de détails, voir la légende de la figure 10.

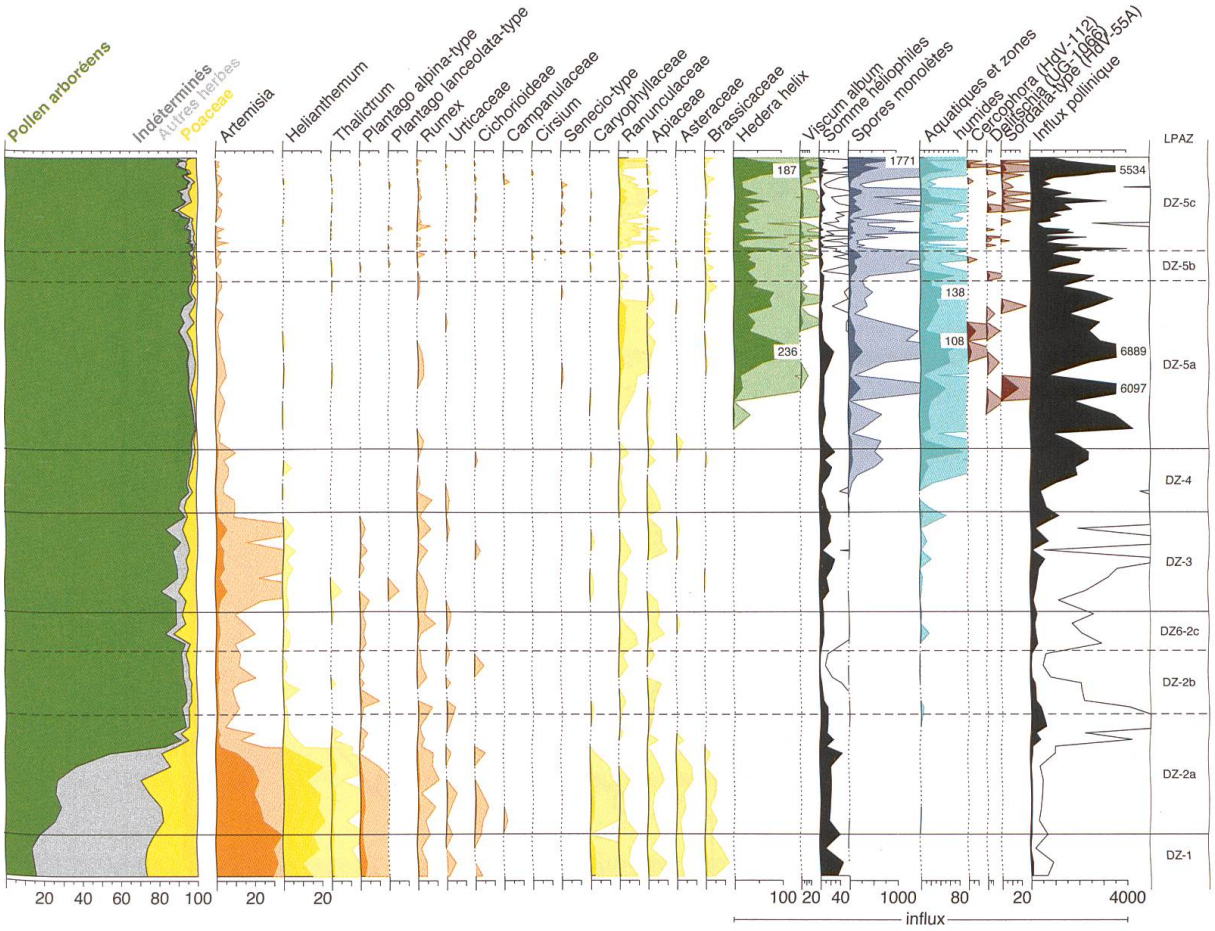
grains de pollen d'*Ephedra*, d'*Artemisia* (jusqu'à environ 5 % de la somme pollinique) et de Chenopodiaceae sont aussi retrouvés dans cette zone.

LPAZ DZ-4 (525-510 cm, vers 11 975-11 450 cal. BP)

Durant la zone DZ-4, les proportions des taxons herbacés diminuent fortement et celle des taxons arboréens augmente de 90 à 97 %. *Pinus* ne représente plus 50 à 68 %, mais *Betula* compte pour 24 à 42 % de la somme pollinique. On ne trouve plus de pollen d'*Ephedra* et *Juniperus* a presque disparu lui aussi, mais on trouve davantage de pollen de *Salix* (entre 0,3 et 0,9 %) et de taxons aquatiques (jusqu'à 92 micro-restes.cm^{-2}.an^{-1}). On trouve également pour la première fois de façon constante les spores monolètes (de fougères, jusqu'à 73 spores.cm^{-2}.an^{-1}).

LPAZ DZ-5 (510-246 cm, vers 11 450-9 000 cal. BP)

Durant la sous-zone DZ-5a (510-445 cm, vers 11 450-10 050 cal. BP), *Corylus* devient progressivement le taxon majoritaire (de 3 à 60 %) au détriment de *Pinus* et *Betula* (respectivement de 68 à 10 % et de 24 à 2,5 %). La montée de *Corylus* s'accompagne d'une augmentation de *Quercus* (jusqu'à 12 %) et l'apparition d'*Ulmus* (orme), de *Tilia* (tilleul), d'*Alnus* (aulne) et des épiphytes *Hedera helix* (lierre grimpant) et *Viscum album* (gui). Les taxons herbacés restent peu représentés (0,8 à 9,1 %), principalement par Poaceae et Ranunculaceae. On trouve aussi



les premières spores de champignons coprophiles comme *Cercophora*, *Delitschia* et *Sordaria*-type (quelques dizaines de spores.cm^{-2}.an^{-1}).

La sous-zone DZ-5b (445-410 cm, vers 10 050-9 800 cal. BP) se distingue par une diminution des proportions de *Betula*, *Corylus*, *Quercus* et de Ranunculaceae qui profite à *Pinus*, *Ulmus* et *Tilia*.

La sous-zone DZ-5c (410-246 cm, vers 9800-9000 cal. BP) est similaire à la sous-zone DZ-5a, mais les proportions de *Quercus*, *Ulmus* et *Tilia* sont plus importantes, au détriment de *Betula* et *Pinus*, mais aussi de *Corylus avellana*, dont la proportion diminue de 76 à 37 %.

LPAZ DZ-6 (246-52 cm, vers 9000-4950 cal. BP)

La dernière zone pollinique (figure 11) est marquée principalement par la diminution de *Corylus* et de *Quercus*, alors qu'*Ulmus* et *Tilia* deviennent les taxons majoritaires dans la première moitié de cette zone et qu'apparaissent les premiers grains de pollen d'*Abies alba* (sapin blanc). La proportion de pollen non-arboréens reste faible à l'exception de quelques pics de Poaceae (jusqu'à environ 75 % à 86 cm de profondeur / vers 6 150 cal. BP) ainsi que davantage de Ranunculaceae et d'Asteraceae (comme Cichorioideae, *Cirsium* et *Senecio*-type). On trouve encore beaucoup de spores monolètes (jusqu'à plus de 3 000 spores.cm^{-2}.an^{-1}). Dans la seconde moitié de la zone DZ-6, *Alnus* devient le taxon majoritaire (jusqu'à 68 % de la somme pollinique). Toutefois, cette zone DZ-6 est surtout marquée par une somme pollinique faible (une centaine de grains de pollen en moyenne identifiés par échantillon, mais très souvent moins).

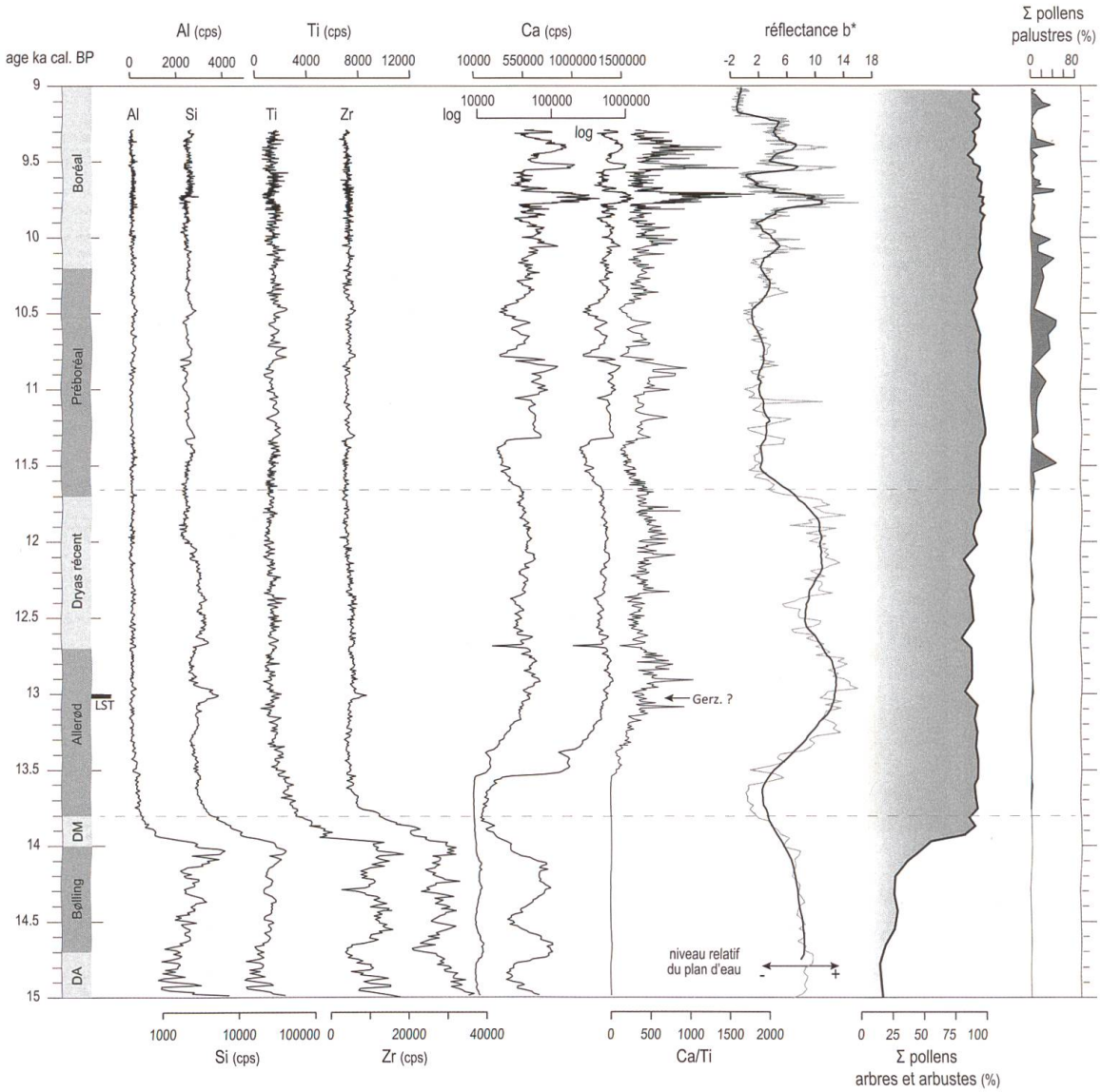


Figure 12. Séquence DZ6 de la tourbière de Dizy, entre environ 9 000 à 15 000 cal. BP : géochimie XRF (Al, Si, Ti, Zr, Ca), réflectance b* ; variation des sommes des pollens arboréens et des plantes palustres.

Analyse sédimentologique : apport des données pétrophysiques et géochimiques

L'analyse pétrophysique et géochimique de la séquence DZ6 (figures 6 et 12), permet d'illustrer les évolutions majeures de la sédimentation dans la cuvette de Dizy.

Durant la sédimentation détritique qui constitue l'unité basale de la séquence (U1), Ti et Zr montrent des fluctuations qui apparaissent anti-corrélées à de très légères variations de Ca. Cet antagonisme, qui se manifeste également dans l'unité 2, plaide pour une stricte association du calcium à une fraction carbonatée authigénique et permet d'assimiler la courbe du calcium (ou la courbe du rapport Ca/Ti) à la dynamique de la craie lacustre dans la séquence. Il en résulte que l'unité basale détritique est marquée par de très faibles mais perceptibles variations des teneurs en carbonates, indiquant probablement de faibles oscillations climatiques tempérées.

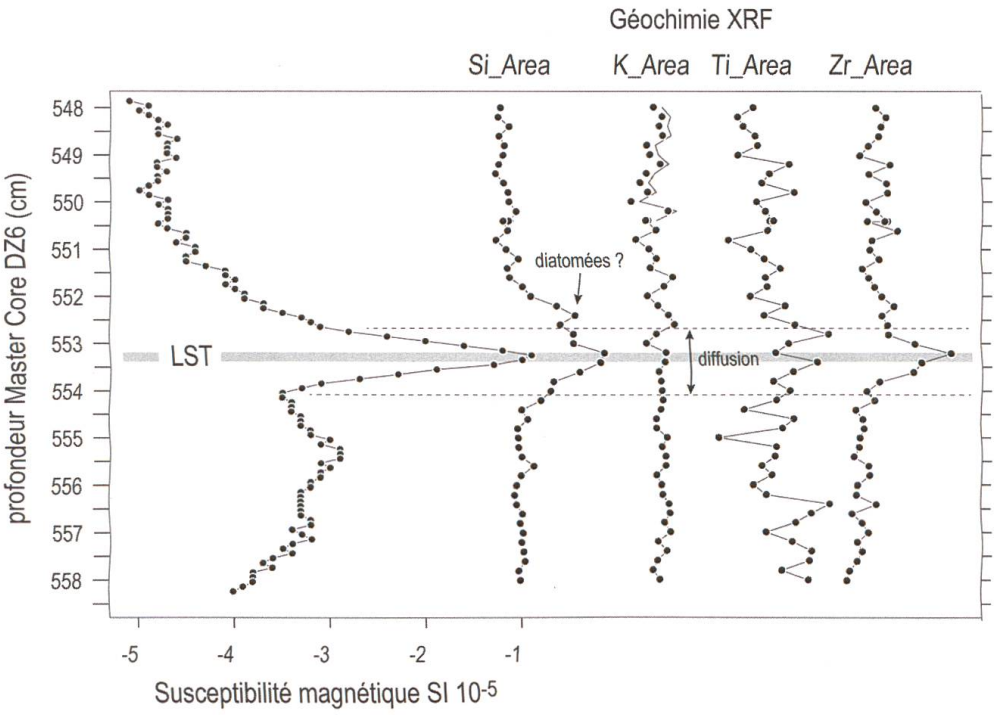


Figure 13. Caractérisation du Laacher See Tephra (LST) dans la séquence DZ6: susceptibilité magnétique et géochimie XRF (Si, K, Ti, Zr) en fonction des profondeurs (entre 548 et 558 cm).

Mais c'est davantage la transition d'une dynamique sédimentaire exclusivement détritique à une sédimentation authigène, tourbeuses et carbonatée - vers la limite Bølling/Allerød (péjoration climatique du Dryas moyen) - que souligne la géochimie. Cette transition rapide (environ deux siècles) est parfaitement corrélée à la transition milieu ouvert / milieu forestier révélée par l'analyse pollinique. À Dizy, comme souvent dans ces régions de moyenne montagne et d'altitude modérée, la dynamique du couvert forestier apparaît comme un facteur déterminant de l'érodibilité des sols.

La sédimentation carbonatée authigène va s'installer au cours de l'Allerød. Ce n'est guère une surprise puisque l'amélioration climatique au cours de cette période est majoritairement exprimée par des dépôts de craie dans la plupart des lacs jurassiens. En revanche, ce qui est davantage étonnant et distingue le site de Dizy, c'est que le Dryas récent, même s'il se marque par un très léger détritisme (voir plus loin), demeure associé à une sédimentation de craie lacustre.

Le repérage visuel d'un fin niveau gris (2 mm) visible dans la séquence crayeuse à la cote 553,25 cm de la séquence DZ6, à quelques centimètres sous une datation radiocarbone indiquant une chronologie proche de la fin de l'Allerød, a permis de supposer la présence ténue du Laacher See Tephra (LST), très répandu dans les enregistrements sédimentaires tardiglaciaires du Plateau suisse et du Jura (Martini 1970, Rachoud-Schneider 1999, Walter-Simonnet *et al.* 2008). La réalisation d'une mesure de susceptibilité magnétique et d'une analyse élémentaire XRF à haute résolution sur le segment concerné (figure 13), ont confirmé cette hypothèse en caractérisant le téphra par un pic symétrique de susceptibilité magnétique (lié à une légère diffusion du téphra dans la craie mais surtout à la résolution du capteur de susceptibilité magnétique) et une augmentation localisée du zirconium et du silicium (Jouannic 2015). Cette caractérisation du LST permet d'ajouter un point de contrôle au modèle âge-profondeur.

Figure 14. Ossements d'aurochs (*Bos primigenius*) mis au jour dans les tourbes de Dizy-En Delèze, de haut en bas: un maxillaire droit, deux fragments de stylohyoideum, une mandibule gauche et deux fragments de côtes (cliché J. Bullinger, Musée cantonal d'archéologie et d'histoire, Lausanne).

La courbe de réflectance b* traduit la variabilité du taux de carbonates et la variation relative du plan d'eau. On note ainsi deux principaux niveaux de rupture dans la dynamique sédimentaire: à la côte 517 cm, c'est-à-dire au début du Préboréal, où un premier abaissement majeur conduit à une transition craie-tourbe et à l'apparition de conditions à tendance palustre soulignées par l'analyse pollinique; puis à 282 cm, où la sédimentation devient définitivement palustre et uniquement sous forme d'un faciès tourbeux continu jusqu'à la surface.

Restes osseux découverts dans la tourbière

Quelques ossements d'aurochs (*Bos primigenius* Bojanus, 1827) ont été mis au jour dans les tourbes. Il s'agit d'une mandibule gauche, d'un maxillaire droit, de deux fragments de stylohyoideum et de deux fragments de côtes, dont une presque complète (figure 14). Compte tenu de leur morphologie, de leur taille et surtout du degré d'usure et d'éruption des dents, il est possible d'attribuer la mandibule et le maxillaire au même individu. Les restes appartenant à l'appareil hyoïdien, dont la fonction est de soutenir notamment la langue, sont à notre avis issus de la tête du même animal. Les fragments de côtes trouvés à proximité se rapportent sans doute eux aussi à cet aurochs. Il s'agit d'un individu encore jeune puisque toutes les dents de lait sont encore en place. Sur la mandibule, la première molaire inférieure est déjà bien usée tandis que la seconde montre une légère abrasion du lobe antérieur. La première incisive définitive a une couronne déjà bien minéralisée et est bientôt prête à amorcer son éruption. Sur le maxillaire, l'éruption de la seconde molaire est en cours. D'après ces observations et en considérant les âges d'éruption donnés pour le bœuf domestique par

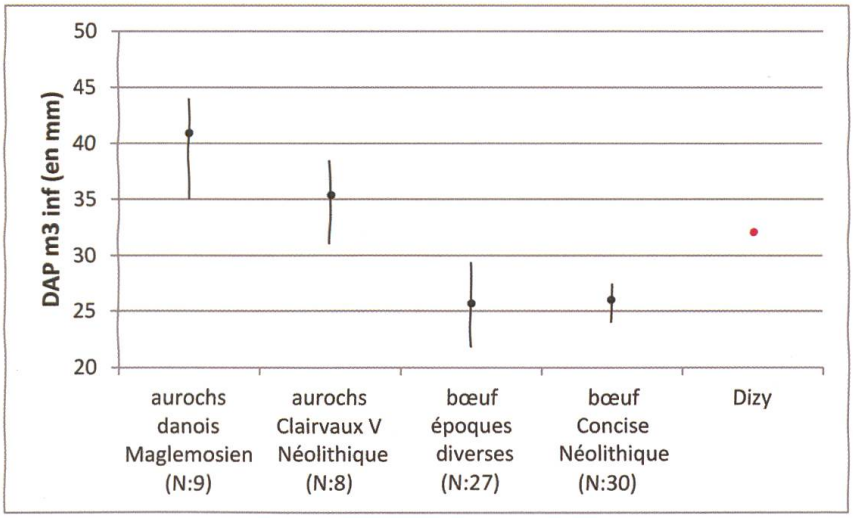


Figure 15. Mesure du diamètre antéro-postérieur au collet de la troisième molaire de lait inférieure de l'individu de Dizy-En Delèze, comparée à l'intervalle de variation et la moyenne des valeurs obtenues chez divers aurochs danois et jurassiens (Chaix 1989), ainsi que chez des bœufs domestiques néolithiques (Chiquet 2012) et de différentes périodes (Chaix 1989). N : nombre de restes mesurés.

Habermehl (1975), nous pouvons estimer que cet individu est âgé d'environ un an et demi à deux ans.

L'attribution à la forme sauvage repose quant à elle principalement sur la mesure du diamètre antéro-postérieur au collet de la troisième molaire inférieure lactéale (figure 15). Une datation ^{14}C (GrA-55361 : 7 250 ± 40 BP ; 6 218-6 034 cal. BC, tableau I) réalisée sur la mandibule vient appuyer cette attribution. D'un point de vue métrique, la valeur de 32 mm obtenue pour l'individu de Dizy-En Delèze est supérieure à celles mesurées chez des veaux domestiques et elle se distingue clairement des valeurs enregistrées chez des sujets domestiques provenant du site de Concise au bord du lac de Neuchâtel et datant du Néolithique moyen (Chiquet 2012). Elle est par contre comparable à certaines mesures obtenues à Clairvaux-les-lacs (Jura, F) sur des pièces attribuées à l'aurochs (Chaix 1989). Chaix n'a pas manqué de souligner que les valeurs extrêmes de l'intervalle de variation reconnu sur ce site et dans lequel s'intègre parfaitement notre sujet sont bien plus faibles que celles recueillies chez des aurochs scandinaves. Une grande hétérogénéité morphologique de l'espèce pourrait expliquer ces différences (Chaix & Arbogast 1999), dont l'origine est sans doute à chercher dans l'histoire récente de l'espèce, de sa distribution et de son adaptation à divers milieux.

Il n'est pas surprenant de rencontrer cet animal à Dizy-En Delèze dans des niveaux de tourbes, puisque ce dernier fréquentait volontiers les zones de tourbières. Cette espèce affectionnait les espaces plutôt ouverts et n'hésitait pas à profiter des prairies d'altitude, comme en témoignent certaines découvertes franc-comtoises et vaudoises (Chaix 1994, Morel 1991). Si les causes de la mort de l'animal ne sont pas connues, les marques de dents visibles sur l'angle de la mandibule indiquent qu'un carnivore a su tirer profit de cette belle opportunité carnée !

Un fémur gauche attribué à un autour des palombes (*Accipiter gentilis* Linnaeus, 1758), une femelle d'après les dimensions (GL 82,5 mm ; Lm : 79,6 mm ; SC : 7,5 mm ; Bp : 16,2 mm ; Tp : 10,5 mm ; Bd : 17,3 mm ; Td : 11,7 mm ; voir Schmidt-Burger 1982), complète ce petit ensemble osseux. Ce rapace, aujourd'hui peu fréquent en Suisse, habite des forêts peuplées généralement de conifères et bordées d'espaces ouverts (prairies, étangs, marais, etc.) propices à la chasse.

Discussion

Les différentes séquences analysées dans la tourbière de Dizy permettent de retracer l'évolution de la végétation et la dynamique de comblement sédimentaire du site depuis la fin du Dryas ancien (soit vers 15 000 à 16 000 cal. BP) jusque vers 3 100 cal. BP. Dans la partie plus récente de l'Holocène, aucun spectre pollinique fiable n'a pu être obtenu sur ce site. Dans les différents secteurs explorés, la conservation du matériel sporo-pollinique au sein des niveaux supérieurs des tourbes s'avère inconstante et souvent très médiocre. Par ailleurs, l'unité sédimentaire sommitale de la séquence correspond à l'horizon labouré et ne permet aucune interprétation chronologique ou environnementale. Notre approche débouche pourtant sur l'histoire de l'environnement végétal du Plateau vaudois subdivisée en phases évolutives très bien datées.

L'environnement tardiglaciaire et la transition vers l'Holocène

De nombreuses similitudes existent entre les données de Dizy et celles obtenues par d'autres recherches plus anciennes effectuées sur le Plateau suisse (voir notamment: Gaillard 1984a, b, Richoz 1998, Gaillard & Lemdahl 1994, Ammann *et al.* 1993, Hadorn 1994, Rachoud-Schneider 1999, Ammann 2000, Lotter *et al.* 2000, Corboud *et al.* 2008).

Le Dryas ancien (correspondant à la zone Db4-1 de la série M20 et DZ-1 du forage DZ6) est fortement dominé par les Poaceae et *Artemisia*, accompagnées d'un cortège diversifié de plantes héliophiles. Les arbres et arbustes sont essentiellement représentés par *Betula*, *Salix*, *Juniperus* et *Ephedra*. Le paysage local devait être constitué de pelouses parsemées par endroits de tapis de bouleaux, de saules, de genévriers nains; quelques rares arbres (*Betula alba* notamment) pouvaient se développer dans des lieux plus abrités.

Dans Db4-2 de la série M20 et dans la zone DZ-2a du forage DZ6, se retrouve la même succession *Juniperus-Betula*. *Artemisia* et les héliophiles en général encore bien représentées dans la première phase à *Juniperus* vont fortement diminuer face au développement de *Betula*. Les pelouses du Dryas ancien sont envahies par le genévrier et quelques autres arbustes comme l'argousier mais aussi par le développement de quelques forêts claires à bouleau.

Durant cette première période qui correspond à la fin du Dryas ancien et au Bølling, la sédimentation est détritique. Le faible développement de la végétation et des sols, couplé à la présence de matériel morainique dans le bassin versant contribuent à un colmatage sédimentaire de la cuvette lacustre. Pour autant, le taux de sédimentation est faible (de l'ordre de 0,18 $mm.an^{-1}$), ce qui traduit, au moins pour la partie supérieure de la séquence détritique basale, une faible dynamique érosive du bassin versant. Malgré la présence d'eaux bicarbonatées calciques, la température estivale reste sans doute suffisamment fraîche pour empêcher la formation massive de carbonates authigènes. On notera toutefois que la courbe du calcium révèle un léger accroissement au début du Bølling (courbe de Ca en valeur logarithmique, figure 12), indicateur d'une réactivité sédimentaire minimale à l'augmentation des températures estivales qui marquent la transition Dryas ancien / Bølling (Peyron *et al.* 2005, Magny *et al.* 2006, Ammann 2000, Lotter *et al.* 2000), suivi d'une seconde élévation de même amplitude centrée vers 14 150 cal. BP.

Dans un deuxième temps, ces forêts de bouleau vont s'étendre largement faisant disparaitre l'essentiel des pelouses à héliophiles et limitant le développement des arbustes, notamment du genévrier. Le pin reste encore très discret. Cette succession rapide *Juniperus-Betula* est caractéristique du Bølling sur le Plateau suisse, et dans l'ensemble des données un peu plus lointaines

(Lotter & Birks 1993, Ammann *et al.* 1993, Lotter *et al.* 1992, Birks & Lotter 1994, De Beaulieu *et al.* 1994, Schoellammer 1997, Rachoud-Schneider 1999, Bégeot 2000, Ammann 2000, Lotter *et al.* 2000, Peyron *et al.* 2005).

De façon synchrone à l'extension du bouleau et à la densification rapide du couvert forestier, la sédimentation détritique va drastiquement décroître jusqu'à être complètement substituée par la sédimentation authigène. Cette transition, marquée par un épisode tourbeux, est très probablement associée à une baisse du niveau d'eau lors de la transition Bølling/Allerød, équivalente à l'oscillation climatique du Dryas moyen. Une telle réduction hydrologique peut être associée à la diminution des précipitations, déjà mise en évidence à cette période par Peyron *et al.* (2005) sur le versant ouest du Jura, mais aussi à une modification du bilan hydrique lié à la croissance spectaculaire du couvert forestier.

Dans les zones DZ-2b et DZ-2c du forage DZ6, le pin est dominant, accompagné du bouleau alors que les herbacées steppiques sont très discrètes. Les forêts boréales dominent alors la région. Tout ceci est caractéristique de l'Allerød, ce qui est confirmé par les dates radiocarbones. Il est impossible de savoir si les quelques grains de pollen de chêne et de noisetier retrouvés dans ces zones polliniques proviennent d'individus isolés et réfugiés dans des endroits favorables à leur développement, ou d'apports lointains.

Dans la zone DZ-2, correspondant au Bølling et à l'Allerød, comme dans les analyses faites sur la coupe I, il est très difficile, à travers les changements de la couverture végétale, de retrouver les fluctuations climatiques reconnues pour cette période dans les courbes isotopiques obtenues dans la glace des forages groenlandais (Johnsen *et al.* 2001) ou dans d'autres analyses polliniques proches (Lotter *et al.* 1992, Richard & Bégeot 2000, Ammann 2000, Lotter *et al.* 2000, Peyron *et al.* 2005), les plus évidentes étant le Dryas moyen et Gerzensee. Bien sûr, des fluctuations très ténues existent, elles concernent surtout *Betula* et *Pinus*. Est-ce le cas par exemple dans le creux qui marque le pic principal de *Betula* répondant à une légère augmentation d'*Artemisia* et *Thalictrum* à la fin de la zone DZ-2a, qui pourrait correspondre à une détérioration climatique intra-Bølling (Hugen *et al.* 1996) ? Est-ce aussi le cas de la très légère inversion entre *Betula* et *Pinus*, suivi d'une augmentation d'*Artemisia* au milieu de DZ-2b, soit au milieu de l'Allerød ? Les analyses très précises effectuées par Gaillard (1984a, b) dans le remplissage des zones humides proches de Dizy, comme le Marais du Rosey à Senarclens, le Grand Marais de Boussens et le Marais de Rance (voir localisation figure 1), présentent les mêmes fluctuations mineures sans qu'il soit possible d'affirmer qu'il s'agit bien des phénomènes globaux décrits dans d'autres contextes. Là aussi, l'altitude relativement basse des sites pourrait expliquer cette difficulté de mettre en évidence ces fluctuations de courte durée dans une forêt boréale bien installée que ces « coups de froid » n'affectent que très partiellement. La détérioration climatique dite de Gerzensee devrait être parfaitement repérable puisqu'elle se développe juste avant le niveau de cendres volcaniques du Laacher See (Lotter *et al.* 1992, Bossuet *et al.* 1997, Peyron *et al.* 2005).

L'analyse sédimentologique apporte un complément de lecture qui met en évidence la réactivité de la cuvette de Dizy aux changements climatiques globaux de cette période. C'est au cours de la seconde moitié de l'Allerød que la sédimentation carbonatée va se mettre en place dans la cuvette inscrivant dans la séquence sédimentaire un premier niveau de craie lacustre bien développé. La formation de cette craie implique un double contrôle par l'élévation du niveau d'eau et de la température estivale. La réflectance maximale de la craie (b*) correspond à la période

centrée autour de 13 000 ans cal. BP. Cette élévation du plan d'eau est également enregistrée au lac du Lautrey (Jura, F) où elle est couplée à des températures estivales en hausse (température inférée par les pollens et les chironomes: Peyron *et al.* 2005, Magny *et al.* 2006). À l'altitude de Dizy et à l'instar des variations du signal pollinique, il n'est guère évident de repérer dans le signal sédimentaire l'oscillation froide de Gerzensee. Une légère dépression de la courbe Ca/Ti et une courte augmentation de Ti et Si pourraient traduire une discrète reprise du détritisme dans la série (figure 12), mais l'évènement serait enregistré ici de façon très ténue.

À l'extrême fin de l'Allerød (LPAZ DZ-2c, vers 13 125-12 800 cal. BP), juste avant les premiers signes de ce que nous considérons comme l'entrée dans le Dryas récent, une inversion *Betula* / *Pinus* (*Betula* devient le taxon majoritaire, *Pinus* le second) accompagne une légère augmentation des Poaceae. Les mêmes indices sont visibles dans les diagrammes de Gaillard (1984a, b) au Marais de Rance et au Marais de Rosey à Senarclens; sur les deux sites de Boussens au Champ Buet et surtout au Grand Marais, où un seul échantillon est concerné, ce phénomène est très discret, de même que dans le lac Léman (par exemple Rachoud-Schneider 1999). La position stratigraphique de ce phénomène, immédiatement après le niveau de tephra LST pourrait être la conséquence locale de l'épandage des cendres. En effet, le LST coïncide souvent avec une augmentation de *Betula* et une diminution de *Pinus* au Nord-Est de l'Allemagne (cf. une synthèse dans de Klerk *et al.* 2008). Pourtant, l'éruption volcanique à l'origine du LST n'a vraisemblablement eu qu'un impact limité et de courte durée sur la végétation du Plateau suisse; au mieux, on peut détecter une augmentation des grains de pollen non-arboréens (Lotter & Birks 1993, Birks & Lotter 1994), ce qui semble aussi être le cas à Dizy. On notera également que le centimètre de craie qui succède au téphra est marqué par une teneur élevée en silicium (figure 12). Il est possible que cette teneur élevée traduise une prolifération de diatomées (silice amorphe) consécutive au téphra, comme cela a déjà été constaté dans le lac du Val (Jura, France; Jouannic, 2015). Pour autant, cette éventualité n'a pas été vérifiée.

La zone DZ-3 a les mêmes caractéristiques globales. Toutefois, une légère augmentation d'*Artemisia* et de quelques rares héliophiles indiquent le refroidissement du Dryas récent et témoignent de quelques ouvertures de landes dans la forêt boréale. Ammann *et al.* (1993) ont bien montré que les sites de relativement basse altitude offraient un Dryas récent moins contrasté, comme Dizy. Très proches de ce dernier, le Marais de Rosey, situé à 4 km au sud-ouest, et le Grand Marais de Boussens, situé à 8 km au sud-est, montrent aussi un Dryas récent très peu contrasté par rapport à l'Allerød, et même par rapport au début du Préboréal (Gaillard 1984a, b, Gaillard & Lemdahl 1994).

La sédimentation du Dryas récent est carbonatée, ce qui distingue Dizy de la plupart des sites lacustres jurassiens au-dessus de 500 m d'altitude où le refroidissement climatique se traduit habituellement par une réduction drastique de la sédimentation authigène au profit d'apports clastiques. Il est probable que les conditions estivales sur la bordure du plateau, au pied du Jura, soient restées suffisamment tempérées pour permettre la précipitation de carbonates. Néanmoins les paramètres étudiés indiquent que la péjoration climatique se traduit, durant la première partie du Dryas récent, par une légère reprise du détritisme soulignée par une augmentation de la teneur en Si et une diminution du rapport Ca/Ti (figure 12). Des investigations complémentaires permettraient peut-être de caractériser ces apports (quartz éoliens?). De façon synchrone, la dilution des dépôts crayeux par la tourbe plaide pour un abaissement du plan d'eau. En cela, le Dryas récent se traduit à Dizy comme dans la plupart des lacs jurassiens et du

Plateau suisse où la régression lacustre au début de cette période accompagne une diminution des précipitations avant de connaitre une nouvelle transgression durant la seconde moitié du Dryas récent (Magny & Richoz 2000, Magny 2001, Peyron *et al.* 2005, Magny *et al.* 2006, Magny *et al.* 2011).

La première partie de l'Holocène

La zone DZ-4 correspond bien au Préboréal décrit dans d'autres sites du Plateau suisse. Le bouleau retrouve des proportions proches de celles du Bølling, et le pourcentage du total des pollens arboréens augmente malgré une légère diminution du pin. Les herbacées dans leur ensemble chutent, notamment *Artemisia*, *Helianthemum*, Chenopodiaceae, et *Plantago alpina*-type. Les mêmes caractéristiques sont décrites sur les autres sites analysés dans la région (voir entre autres: Gaillard 1984a, Hadorn, 1994, Richoz 1998, Rachoud-Schneider 1999). Le bouleau semble plus favorisé que le pin par le réchauffement qui marque le début de l'Holocène. Présent entre autres dans les zones marécageuses qui font l'objet des analyses, il a certainement bénéficié très directement de la hausse de l'humidité pour s'étendre depuis ces milieux particuliers. Il a été noté d'ailleurs que l'intensité de cette extension du bouleau au début du Préboréal varie suivant les sites, on voit par exemple qu'elle est plus faible au Marais de Rance et au Tronchet (Gaillard 1984b). Le noisetier et le chêne étaient déjà très discrets dans les niveaux de l'Allerød et du Dryas ancien. Cette présence s'affirme au Préboréal où l'on note les premières occurrences de l'orme et du tilleul.

Après l'épisode carbonaté de la seconde moitié du Tardiglaciaire, la sédimentation de la cuvette de Dizy est marquée par une nette régression du niveau d'eau et le retour, au niveau du forage DZ6, à des dépôts tourbeux. Ici encore la dynamique hydrologique paraît conforme à ce que l'on connaît sur d'autres sites régionaux où le Préboréal se marque par une régression lacustre (Bichet *et al.* 1999, Magny & Richoz 2000, Magny 2001, Magny *et al.* 2006). Dès lors, il est probable que le colmatage sédimentaire accumulé depuis la déglaciation dans la dépression conduise le site à une dynamique davantage palustre que lacustre. Quelques niveaux de craies, indicateurs d'un haut niveau relatif du plan d'eau seront encore enregistrés au cours du Boréal mais la sédimentation tourbeuse devient plus affirmée, et plusieurs taxons palustres apparaissent dans les assemblages palynologiques de la séquence DZ6.

La partie supérieure du diagramme palynologique peut être partagée en trois parties (figure 11): (1) la zone pollinique locale DZ-5 qui correspond au Boréal où domine les formations à noisetier, orme et chêne; (2) la zone pollinique DZ-6, située entre environ 240 cm et 50 cm de profondeur, où les influx polliniques sont très faibles en raison d'une mauvaise conservation globale du matériel sporo-pollinique, englobe, par comparaison avec les données proches (*ibid.*), la totalité de l'Atlantique et la majeure partie du Subboréal; (3) enfin, les cinquante centimètres supérieurs qui n'ont pas été analysés, la structure et la composition des sédiments montrant que cette partie de la séquence a été régulièrement perturbée par l'agriculture.

La zone pollinique DZ-5 est donc largement dominée par les pourcentages élevés de noisetier qui devait couvrir une grande partie du territoire accompagné par places et suivant les conditions édaphiques par l'orme et le chêne. Comme le souligne déjà Gaillard (1984a), le chêne n'est pas très développé dans cette partie du Plateau suisse, il préférait plutôt le pied du Jura côté suisse et les zones de moyenne altitude du versant français du massif jurassien (Wegmüller 1966, Richard 1983, Richard & Gauthier 2014). Le tilleul commence égale-

ment à se développer durant cette période, probablement dans les endroits où il ne souffrait pas de la concurrence du chêne ou de l'orme. Comme dans le Marais de Rosey (Gaillard 1984a, b), le lierre (*Hedera helix*) est très présent. Autour de 10 000 cal. BP (zone pollinique DZ-5b), un curieux « accident » affecte certains taxons: le noisetier et le chêne, et à un moindre degré le bouleau et l'aulne, voient leurs pourcentages chuter alors qu'en réponse augmentent ceux du pin, de l'orme et du tilleul. Il est difficile de trouver une explication à ce phénomène qui peut être très localisé et ne se retrouvent pas dans les analyses de Gaillard (1984a).

Du point de vue sédimentaire, la limite entre les unités 2 et 3 (vers 270 cm et 9 000 cal. BP) correspond à un point de changement de faciès très marqué de la séquence DZ6. Au cours de cette seconde moitié du Boréal et de façon globalement synchrone à l'optimum climatique holocène régional (Magny *et al.* 2011, Magny *et al.* 2013), la sédimentation va basculer vers des conditions palustres strictes et des dépôts exclusivement tourbeux. Si ce point de bascule correspond probablement à la régression qui marque la dynamique lacustre régionale (Magny *et al.* 2011), il est très probable que l'atterrissement progressif de la cuvette et le contrôle du niveau d'eau (effet de seuil dû à l'exutoire et/ou contrôle piézométrique) ne permettent plus désormais une tranche d'eau suffisante pour qu'il puisse y avoir formation de craie. Désormais, et durant la majeure partie de l'Holocène, le site de Dizy enregistre une sédimentation exclusivement tourbeuse, de marais alcalin.

Comme nous l'avons vu précédemment, en raison de problèmes de conservation, les résultats concernant la zone pollinique DZ-6, qui débute vers 9 000 cal. BP, doivent être considérés avec prudence. L'altération affecte clairement les représentations polliniques des différents taxons: forte irrégularité des courbes, discontinuité dans la représentation des taxons principaux, faible diversité taxonomique.

Une première partie, DZ-6a, voit le développement et le déclin des formations à noisetier qui sont remplacées par de vastes forêts dominés par le tilleul. Il ne faut pas occulter le fait que ce taxon puisse être surreprésenté dans ces analyses en raison de sa résistance à la corrosion et surtout par le fait que, même très abimés, les caractéristiques morphologiques très particulières de ce pollen permettent de le reconnaître facilement. La sous-représentation pollinique habituelle de cette essence serait alors compensée ici par cette résistance accrue à la dégradation. Le tilleul devait tout de même occuper une grande place dans les forêts de cette région, accompagné surtout de l'orme; le chêne étant de plus en plus discret. Les quelques occurrences de sapin au début de cette zone sont probablement le fait d'apports lointains en provenance du massif jurassien situé à une douzaine de kilomètres à l'ouest. La fin de cette zone DZ-6a, située vers 7 000 cal. BP, correspond à la représentation continue du sapin et une chute globale des essences constituant la chênaie-mixte. Ces phénomènes perdurent sur la totalité de la zone DZ-6b alors que les taux de Poaceae sont en très nette augmentation. Accompagnée d'une meilleure représentation des plantes aquatiques et des spores de fougères, cette augmentation des graminées ne doit être que la conséquence d'une transformation de la couverture végétale de la zone humide de Dizy, puisqu'aucune empreinte évidente de la présence humaine n'est relevée dans les spectres polliniques (par exemple des grains de pollen de plantes cultivées, rudérales ou prairiales). Cette transformation de la couverture végétale du marais évolue dans la zone suivante (DZ-6c) en une aulnaie qui masque en partie les apports polliniques de la végétation locale et régionale.

Les indices d'impact anthropique

Les spores de champignons coprophiles sont couramment reconnues dans les données paléoenvironnementales comme des marqueurs de pastoralisme et, partant, d'impact humain. Quelques spores de ces taxons ont été régulièrement retrouvées dans la zone DZ-5, entre environ 11 000 et 9 000 cal. BP. Cette période est clairement trop précoce pour suggérer la présence d'activités agro-pastorales. Les champignons d'où proviennent ces spores ce sont plus probablement développées sur des excréments d'animaux sauvages (Richardson 2001).

Pour disposer de spectres polliniques corrects sur cette partie supérieure, il faut se référer aux analyses faites sur la coupe I, au profil M20. À partir des datations ^{14}C effectuées sur cette série, on peut penser que le diagramme 9 débute vers 4200-4000 cal. BC et se terminerait au plus tôt vers 1700-1600 cal. BC. Certains indices polliniques indiquaient déjà le fait que ces échantillons n'atteignaient pas la période de La Tène: absence presque totale de pollen de *Carpinus* (charme), absence de *Juglans* (noyer), très faible anthropisation du milieu...

Bien que ne présentant pas de contrastes très marqués, le diagramme peut être scindé en quatre zones polliniques principales: Db3-1, Db3-2, Db3-3 et Db3-4.

L'ensemble du diagramme reflète le caractère humide du site. *Alnus* (aulne) est dominant. La zonation du diagramme est en fait surtout guidée par la variation de l'aulnaie présente sur le site. Cette domination de l'aulne associée à quelques autres signes, et bien sûr aux modèles âge-profondeur respectifs, permettent d'affirmer que les échantillons du profil M80 se chevauchent pour certains, et sont dans la continuité pour la plupart, des échantillons de la zone DZ-6c. Les ouvertures de cette forêt humide constatées dans M80 laissent parfois la place à des zones herbacées, à caractère humide également marqué, comme en Db3-1 et Db3-3, et à quelques avancées de forêts à caractère un peu moins humide, avec des développements ponctuels du frêne (*Fraxinus*), comme à la limite Db3-2a/Db3-2b. Les massifs forestiers proches sont dominés par une chênaie mélangée de hêtre et d'essences compagnes. Le sapin est bien présent dans ce diagramme montrant son développement à des altitudes plus élevées sur le massif jurassien; l'épicéa est très discret.

Le milieu paraît peu anthropisé. Les indices de présence de cultures, de prairies et plus généralement de lieux fréquentés par l'homme et le bétail, sont relativement faibles: peu de pollens de céréales, de plantes messicoles, prairiales et rudérales. La courbe regroupant l'ensemble de ces indices polliniques d'anthropisation (IPA) sur ce diagramme indique une présence presque constante tout au long du diagramme, mais très discrète. Au milieu du diagramme, la zone pollinique Db3-2b, qui se situerait chronologiquement dans le Néolithique final, montre même localement une quasi-absence de ces indices.

Conclusion

Une corrélation entre les deux secteurs explorés du marais peut être proposée en intégrant les résultats de la palynologie et les datations ^{14}C. Les silts gris de la base du remplissage appartiennent au Dryas ancien et au Bølling. Ils traduisent un système fluvio-lacustre en contexte oligotrophe, mais soumis à des apports détritiques dont la fraction grossière se dépose à proximité de la berge et dont la fraction fine alimente les dépôts distaux, laminés, au fond du lac. Si le contexte environnemental paraît froid et peu propice au développement végétal, le faible taux de sédimentation ne plaide pas pour un contexte glacio-lacustre. Le premier

dépôt carbonaté à composante organique se met en place au fond de la cuvette à la transition Bølling / Allerød, au cours d'une tendance régressive équivalente à l'oscillation climatique du Dryas moyen. Cet abaissement relatif du plan d'eau est suivi d'une transgression associée à une augmentation des températures au cours de l'Allerød, ce qui conduit au dépôt de craie lacustre aussi bien sur les bords de la cuvette que sur son fond. Au cours du Dryas récent, les conditions locales sont restées suffisamment tempérées pour permettre la prédominance de la sédimentation carbonatée, bien que certains apports indiquant une reprise du détritisme aient été identifiés.

Au début de l'Holocène, la sédimentation authigène se poursuit sous forme de dépôts à dominante organique cette fois alternant avec des dépôts plus riches en carbonates, parfois sous forme de véritables craies. Ces faciès traduisent globalement une tendance à la régression lacustre, avec quelques élévations éphémères du plan d'eau. Dans la partie centrale de la cuvette, cette unité composite n'a pas été datée, mais elle s'insère entre la fin de l'Allerød et 8 000 cal. BP (soit vers 6 000 cal. BC) environ, date obtenue vers la base de l'unité sus-jacente. Cette dernière consiste en une accrétion uniquement tourbeuse qui, dès la seconde partie du Boréal, marque un stade résiduel irréversible de l'écosystème, à savoir l'atterrissement progressif du lac. Ces tourbes se développent au moins jusqu'au début du Subboréal et, à cause de la forme allongée de la dépression, sont nettement plus épaisses dans sa partie centrale (max. 4,0 m) que dans son extension sud (max. 2,8 m). Le sommet de la séquence, complètement remanié, ne permet pas d'insertion chronologique précise. Pourtant, au Subboréal récent et au Subatlantique, la turfigénèse a sans doute été active, puisqu'elle l'a été dans d'autres milieux humides de basse altitude, par exemple dans les vallées du Jura (Guélat *et al.* 1993, 2008). Comme dans la plaine de l'Orbe voisine, plus précisément au Marais d'Arnex, localisé 7 km au nord de Dizy (Guélat & Richoz 1993 ; figure 1), les dépôts relatifs à ces périodes n'ont donc pas été conservés, ce qui s'explique surtout par la mise en culture des zones humides. En effet, la mise en place de réseaux de drains a favorisé l'érosion superficielle, suite à la minéralisation et au tassement du sommet des tourbes (Parriaux 2006) qui a constamment subi une homogénéisation par le labourage, dans le cas présent jusqu'à une profondeur de 50 cm.

Si l'espoir initial de mieux comprendre le contexte des sites archéologiques de la région, notamment celui des fosses à offrandes du Mormont, a été déçu par l'absence des âges des métaux dans la séquence de Dizy-En Delèze, celle-ci offre néanmoins une reconstitution de grande valeur de la végétation en Suisse occidentale, du Tardiglaciaire au début de l'Holocène. L'intention de mieux comprendre l'histoire plus récente de l'environnement local n'est pas abandonnée non plus : l'approche pluridisciplinaire d'autres zones humides menacées sur le Plateau vaudois est à encourager. Une alternative consisterait en une nouvelle analyse de la seconde moitié de l'Holocène sur certaines séquences déjà étudiés par Gaillard (1984 a, b), à savoir celles du Marais du Rosey à Senarclens, ou de Boussens-Le Champ-Buet et Le Grand Marais, et ce à plus haute résolution, s'appuyant sur les progrès méthodologiques des dernières années, notamment l'étude des micro-fossiles non-polliniques et un meilleur contrôle de la chronologie.

Remerciements

Nos sincères remerciements s'adressent à Gervaise Pignat, conservatrice à l'Archéologie cantonale vaudoise, qui s'est beaucoup engagée afin que cette étude puisse être réalisée dans les meilleures

conditions. Nous tenons également à remercier Émilie Gauthier, Isabelle Jouffroy-Bapicot, Fanny Duprat-Oualid et Anne-Lise Mariet pour leur aide dans la détermination de certains pollens et micro-fossiles non polliniques. Merci à Elena Ortu qui a également participé à la lecture de certains échantillons. Merci à Julien Didier pour son aide pour la préparation - voire la préparation entière - des échantillons polliniques, Maxime Mermet pour les mesures réalisées sur le banc GEOTEK et Anne-Lise Develle (UMR CNRS EDYTEM, Chambéry) pour la réalisation des analyses XRF. Merci à Didier Lambert pour l'infographie de certaines illustrations. Merci enfin à Nicole Pousaz, archéologue cantonale de l'Etat de Vaud, pour la confiance accordée.

Bibliographie

Ammann B., 2000. Biotic responses to rapid climatic changes: Introduction to a multidisciplinary study of the Younger Dryas and minor oscillations on an altitudinal transect in the Swiss Alps. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 159(3-4): 191-201.

Ammann B., Birks H. J. B., Drescher-Schneider R., Juggins S., Lang G. & Lotter A. F., 1993. Patterns of variation in Late-Glacial pollen stratigraphy along a Northwest-Southeast transect through Switzerland-a numerical analysis. *Quaternary Science Reviews* 12(5): 277-286. http://doi.org/10.1016/0277-3791(93)90036-L

Ammann-Moser B., 1975. Vegetationskundliche und pollenanalytische Untersuchungen auf dem Heidenweg im Bielersee. Beitr. Geobot. Landesaufnahme der Schweiz 56. 76 p.

Bégeot C., 2000. Histoire de la végétation et du climat au cours du Tardiglaciaire et du début de l'Holocène sur le massif jurassien central à partir de l'analyse pollinique et des macrorestes végétaux. Thèse Université de Franche-Comté, Besançon. 199 p.

Bégeot C., Richard H., Ruffaldi P. & Bossuet G., 2000. Enregistrement pollinique des changements climatiques de l'Interstade Bolling/Allerod dans l'est de la France. *Bulletin de la Société Géologique de France* 171(1): 51-58.

Beug H.-J., 2004. Leitfaden der Pollenbestimmung für Mitteleuropa und angrenzende Gebiete. Pfeil, München. 542 p.

Bichet V., Campy M., Buoncristiani J. F., Di Giovanni C., Meybeck M. & Richard H., 1999. Variations in sediment yield from the Upper Doubs river carbonate watershed (Jura, France) since the Late Glacial period. *Quaternary Research* 51: 267-279.

Birks H. J. B. & Lotter A. F., 1994. The impact of the Laacher See Volcano (11 000 yr B.P.) on terrestrial vegetation and diatoms. *Journal of Paleolimnology* 11(3): 313-322.

Blaauw M., 2010. Methods and code for "classical" age-modelling of radiocarbon sequences. *Quaternary Geochronology* 5(5): 512-518. http://doi.org/10.1016/j.quageo.2010.01.002

Bossuet G., Richard H., Magny M. & Rossy M., 1997. Nouvelle occurrence du Laacher See Tephra dans le Jura central. L'étang du Lautrey (France). *Comptes Rendus De l'Académie Des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science* 325(1): 43-48.

Brauer A., Endres C. & Negendank, J., 1999. Lateglacial calendar year chronology based on annually laminated sediments from Lake Meerfelder Maar, Germany. *Quaternary International* 61(1): 17-25. http://doi.org/10.1016/S1040-6182(99)00014-2

Brunetti C., Kaenel G. & Méniel P., 2014. Les Helvètes au Mormont. Une énigme dans le monde celtique. *Archéothéma* hors-série 7: 83 p.

Chaix L., 1989. La faune des vertébrés des niveaux V et IVb. *In*: Pétrequin P. (Ed.) Les sites littoraux néolithiques de Clairvaux-les-Lacs (Jura), 2: le Néolithique moyen. Maison des sciences de l'homme (Archéologie et culture matérielle), Paris: 369-404.

Chaix L., 1994. L'aurochs d'Etival et les aurochs de Franche-Comté. *In*: Aurochs, le retour: aurochs, vaches et autres bovins de la Préhistoire à nos jours. Musée d'archéologie, Centre jurassien du patrimoine, Lons-le-Saunier: 67-75.

Chaix L. & Arbogast R. M., 1999. Holocene aurochs from Western Europe: osteometrical data. *Archaeology and Biology of the Aurochs*, 1: 35-48.

Chiquet P., 2012. La station lacustre de Concise 4. La faune du Néolithique moyen: analyse des modes d'exploitation des ressources animales et contribution à l'interprétation de l'espace villageois. Cahiers d'archéologie romande 131, Lausanne. 454 p.

Clark J. S., 1988. Particle motion and the theory of charcoal analysis: source area, transport, deposition, and sampling. *Quaternary Research* 30(1): 67-80. http://doi.org/10.1016/0033-5894(88)90088-9

Corboud P., Rachoud-Schneider A.-M. & Studer J., 2008. L'environnement. *In*: GALLAY A. (Ed.) Des Alpes au Léman. Images de la préhistoire. Infolio, Gollion: 14-46.

Cugny C., Mazier F. & Galop D., 2010. Modern and fossil non-pollen palynomorphs from the Basque mountains (western Pyrenees, France): the use of coprophilous fungi to reconstruct pastoral activity. *Vegetation History and Archaeobotany* 19(5-6): 391-408. http://doi.org/10.1007/s00334-010-0242-6

Custer W. & Aubert D., 1935. Feuille 5 Mont-la-Ville-La Sarraz-Montricher-Cossonay (AS300-303). *Atlas géologique de la Suisse au 1:25000*. Kümmerly & Frey, Berne.

de Beaulieu J.-L., Richard H., Ruffaldi P. & Clerc J., 1994. History of vegetation, climate and human action in the French Alps and the Jura over the last 15 000 years. *Dissertationes Botanicae* 234: 253-275.

de Klerk P., Janke W., Kühn P. & Theuerkauf M., 2008. Environmental impact of the Laacher See eruption at a large distance from the volcano: Integrated palaeoecological studies from Vorpommern (NE Germany). *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 270(1-2): 196-214. http://doi.org/10.1016/j.palaeo.2008.09.013

Debret M., Sebag D., Desmet M., Balsam W., Copard Y., Mourier B. *et al.*, 2011. Spectrocolorimetric interpretation of sedimentary dynamics: The new "Q7/4 diagram." *Earth Science Reviews* 109(1-2), 1-19. http://doi.org/10.1016/j.earscirev.2011.07.002

Dietrich E., Kaenel G., Weidmann D., Jud P., Méniel P. & Moinat P., 2007. Le sanctuaire helvète du Mormont. *Archéologie Suisse* 30: 2-14.

Fægri K., & Iversen J., 1989. Textbook of pollen analysis (IV). John Wiley & Sons, Chichester. 328 p.

Fægri K., Iversen J., Kaland P. E., & Krzywinski K., 1993. Bestimmungsschlüssel für die nordwesteuropäische Pollenflora. Gustav Fischer Verlag, Jena, Stuttgart, New York. 85 p.

Gaillard M.-J., 1984a. Etude palynologique de l'évolution tardi- et postglaciaire de la végétation du Moyen-Pays romand (Suisse). *Dissertationes Botanicae* 77: 1-322.

Gaillard M.-J., 1984b. Analyse pollinique et macrorestes végétaux des sédiments tardi- et postglaciaires du Grand Marais de Boussens, Moyen-Pays romand, Suisse. *Dissertationes Botanicae* (Festschrift Welten) 72: 117-136.

Gaillard M.-J. & Lemdahl G., 1994. Lateglacial insect assemblages from Grand-Marais, south-western Switzerland - climatic implications and comparison with pollen and plant macrofossil data. *In:* Ammann B. & Lotter A. F (Eds) *Dissertationes Botanicae* (Festschrift Gerhard Lang) 234: 287-308.

Girardclos S., Fiore J., Rachoud-Schneider A.-M., Baster I. & Wildi W., 2005. Petit-Lac (western Lake Geneva) environment and climate history from deglaciation to the present: a synthesis. *Boreas* 34: 417-433.

Grimm, E. C., 2011. Tilia. Version 1.7.6. Springfield, Illinois: Illinois State Museum, Research and Collections Center.

Guélat M. & Richoz I., 1993. Essai de définition du cadre naturel de la Villa romaine d'Orbe-Boscéaz (VD). Recherche sédimentologique et palynologique. Rapport inédit, Delémont. 22 p.

Guélat M., Rachoud-Schneider A.-M., Eschenlohr L. & Paupe P., 1993. Archives palustres et vestiges de l'âge du Bronze entre Glovelier et Boécourt (JU, Suisse). Cahier d'archéologie jurassienne 4, Porrentruy. 183 p.

Guélat M., Brombacher C., Olive C., Wick L. *et al.*, 2008. Develier-Courtételle: un habitat rural mérovingien 4. Environnement et exploitation du terroir au début du Moyen Age. Cahier d'archéologie jurassienne 16, Porrentruy. 223 p.

Habermehl K. H., 1975. Altersbestimmung bei Haus- und Labortieren. Blackwell Wissenschafts-Verlag, Berlin. 216 p.

Hadorn P., 1994. Saint-Blaise/Bains des Dames 1. Palynologie d'un site néolithique et histoire de la végétation des derniers 16 000 ans. Archéologie neuchâteloise 18, Neuchâtel. 172 p.

Hughen K. A., Overpeck J. T., Peterson L. C. & Trumbore S., 1996. Rapid climate changes in the tropical Atlantic region during the last déglaciation. *Nature* 380: 51-53.

Jouannic G., 2015. Caractéristiques physiques et chimiques fines des cendres volcaniques: applications à la téphrostratigraphie. Thèse. Université de Franche-Comté, Besançon. 190 p.

Johnsen S. J., Dahl-Jensen D., Gundestrup N., Steffensen J. P., Clausen H. B., Miller H. *et al.*, 2001. Oxygen isotope and palaeotemperature records from six Greenland ice-core stations: Camp Century,

Dye-3, GRIP, GISP2, Renland and NorthGRIP. *Journal of Quaternary Science* 16(4): 299-307. http://doi.org/10.1002/jqs.622

Juggins S., 2015. rioja: Analysis of Quaternary Science Data, R package version 0.9-5. Retrieved from http://cran.r-project.org/package=rioja

Lebreton V., Messager E., Marquer L. & Renault-Miskovsky J., 2010. A neotaphonomic experiment in pollen oxidation and its implications for archaeopalynology. *Review of Palaeobotany and Palynology* 162(1): 29-38. http://doi.org/10.1016/j.revpalbo.2010.05.002

Leesch D., Cattin M. I., Plumettaz N. & Arnold B., 2004. Témoins d'implantations magdaléniennes et aziliennes sur la rive nord du lac de Neuchâtel: Hauterive-Champréveyres et Neuchâtel-Monruz. Archéologie neuchâteloise 31, Neuchâtel. 237 p.

Leesch D., Morel P. & Muller W., 1997. Hauterive-Champréveyres 10. Un campement magdalénien au bord du lac de Neuchâtel: cadre chronologique et culturel, mobilier et structures, analyse spatiale (secteur 1). Archéologie neuchâteloise 19, Neuchâtel. 270 p.

Lotter A. F. & Birks H. J. B., 1993. The impact of the Laacher See Tephra on terrestrial and aquatic ecosystems in the Black Forest, southern Germany. *Journal of Quaternary Science* 8(3): 263-276.

Lotter A. F., Birks H. J. B., Eicher U., Hofmann W., Schwander J. & Wick L., 2000. Younger Dryas and Allerød summer temperatures at Gerzensee (Switzerland) inferred from fossil pollen and cladoceran assemblages. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* 159(3-4): 349-361.

Lotter A. F., Eicher U., Siegenthaler U. & Birks H. J. B., 1992. Late-glacial climatic oscillations as recorded in Swiss lake sediments. *Journal of Quaternary Science* 7(3): 187-204. http://doi.org/10.1002/jqs.3390070302

Magny M., 1992. Holocene lake-level fluctuations in Jura and the northern subalpine ranges, France: regional pattern and climatic implications. *Boreas* 21(4): 319-334. http://doi.org/10.1111/j.1502-3885.1992.tb00038.x

Magny M., 2001. Palaeohydrological changes as reflected by lake-level fluctuations in the Swiss Plateau, the Jura Mountains and the northern French Pre-Alps during the Last Glacial-Holocene transition: a regional synthesis. *Global and Planetary Change* 30(1-2): 85-101. http://doi.org/10.1016/S0921-8181(01)00080-7

Magny M., Aalbersberg G., Bégeot C., Benoit-Ruffaldi P., Bossuet G., Disnar J.-R. *et al., 2006.* Environmental and climatic changes in the Jura mountains (eastern France) during the Lateglacial-Holocene transition: a multi-proxy record from Lake Lautrey. *Quaternary Science Reviews* 25(5-6): 414-445. http://doi.org/10.1016/j.quascirev.2005.02.005

Magny M., Combourieu-Nebout N., de Beaulieu J. L., Bout-Roumazeilles V., Colombaroli D., Desprat S. *et al.,* 2013. North-south palaeohydrological contrasts in the central Mediterranean during the Holocene: tentative synthesis and working hypotheses. *Climate of the Past* 9(5): 2043-2071. http://doi.org/10.5194/cp-9-2043-2013

Magny M. & Richoz I., 2000. Lateglacial lake-level changes at Montilier-Strandweg, Lake Morat, Switzerland and their climatic significance. *Quaternaire* 11(2): 129-144. http://doi.org/10.3406/quate.2000.1662

Magny M. & 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. http://doi.org/10.7202/005693ar

Magny M., Vannière B., Calò C., Millet L., Leroux A., Peyron O. *et al.*, 2011. Holocene hydrological changes in south-western Mediterranean as recorded by lake-level fluctuations at Lago Preola, a coastal lake in southern Sicily, Italy. *Quaternary Science Reviews* 30(19-20): 2459-2475. http://doi.org/10.1016/j.quascirev.2011.05.018

Martini J., 1970. Recherches de retombées volcaniques quaternaires dans le Sud-Est de la France et la Suisse occidentale. *Archives des Sciences* 23(3): 641-674.

Miola A., 2012. Tools for Non-Pollen Palynomorphs (NPPs) analysis: A list of Quaternary NPP types and reference literature in English language (1972-2011). *Review of Palaeobotany and Palynology* 186: 142-161. http://doi.org/10.1016/j.revpalbo.2012.06.010

Moe D., 1974. Identification Key for Trilete Microspores of Fennoscandian Pteridophyta. *Grana* 14(2-3): 132-142. http://doi.org/10.1080/00173137409429903

Morel Ph., 1991. Découverte d'un squelette holocène d'Aurochs, Bos primigenius Bojanus 1827, à la glacière du Creux d'Enfer de Druchaux, Commune de Berolle/VD. *Stalactite* 41(1): 25-31.

Nakagawa T., 2012. PolyCounter. Version 3.1.7. http://polsystems.rits-palaeo.com

Parriaux A., 2006. Géologie. Bases pour l'ingénieur. Presses polytechniques et universitaires romandes, Lausanne. 516 p.

Peyron O., Bégeot C., Brewer S., Heiri O., Magny M., Millet L. *et al.*, 2005. Late-Glacial climatic changes in Eastern France (Lake Lautrey) from pollen, lake-levels, and chironomids. *Quaternary Research* 64(2): 197-211. http://doi.org/10.1016/j.yqres.2005.01.006

R Core Team, 2015. R: A language and Environment for Statistical Computing. Vienna, Austria: R Foundation for Statistical Computing. Retrieved from http://www.R-project.org/

Rachoud-Schneider A.-M., 1997. Histoire de la végétation et de l'emprise humaine dans la région du lac de Bienne (Berne, Suisse): données palynologiques. Thèse Université de Berne. 294 p.

Rachoud-Schneider A.-M., 1999. Le Léman palynologique depuis le dernier Age Glaciaire. *In*: Bertola C., Goumand C. & Rubin J.-F. (Eds) Découvrir le Léman. 100 ans après François-Alphonse Forel. Slatkine, Genève: 431-450.

Reille M., 1992. Pollen et spores d'Europe et d'Afrique du Nord. Laboratoire de botanique historique et palynologie, Marseille. 543 p.

Reimer P., Bard E., Bayliss A., Beck J. W., Blackwell P. G., Ramsey C. B. *et al.*, 2013. IntCal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0-50,000 years cal BP. Radiocarbon 55(4): 1869–1887. http://doi.org/10.2458/azu_js_rc.55.16947

Richard H., 1983. Nouvelles contributions à l'histoire de la végétation franc-comtoise tardiglaciaire et holocène, à partir des données de la palynologie. Thèse. Université de Franche-Comté, Besançon. 155 p.

Richard H. & Bégeot C., 2000. Le Tardiglaciaire du massif Jurassien: bilan et perspectives de recherches. *Quaternaire* 11(2): 145-154. http://doi.org/10.3406/quate.2000.1663

Richard H. & Gauthier E., 2014. Préhistoire et histoire des forêts du Jura. *Mémoires de la Société d'Emulation du Doubs*, nouvelle série, 56: 24-55.

Richardson M. J., 2001. Diversity and occurrence of coprophilous fungi. *Mycological Research* 105(4): 387-402. http://doi.org/10.1017/S0953756201003884

Richoz I., 1998. Étude paléoécologique de lac de Seedorf (Fribourg, Suisse). Histoire de la végétation et du milieu durant l'Holocène: le rôle de l'homme et du climat. *Dissertationes Botanicae* 293: 1-177.

Schmidt-Burger P., 1982. Vergleichend morphologische Untersuchungen an Einzelknochen in Zentraleuropa vorkommender mittelgrosser Accipitridae, 2: Becken und Hinterextremität. Thèse. Tierärztliche Fakultät der Universität, München. 121 p.

Schoellammer P., 1997. Le marais du Col-des-Roches (NE, CH): un site de référence pour l'histoire de la végétation dans le Jura neuchâtelois. *Quaternaire* 8(4): 365-375. http://doi.org/10.3406/quate.1997.1586

Swain A. M., 1973. A history of fire and vegetation in northeastern Minnesota as recorded in lake sediments. *Quaternary Research* 3(3): 383-396. http://doi.org/10.1016/0033-5894(73)90004-5

Thew N., Hadorn P. & Coope G. R., 2010. *Hauterive/Rouges-Terres. Reconstruction of Upper Palaeolithic and Early Mesolithic natural environments.* Archéologie neuchâteloise 44, Neuchâtel. 204 p.

van Geel B., & Aptroot A., 2006. Fossil ascomycetes in Quaternary deposits. *Nova Hedwigia* 82(3): 313-329. http://doi.org/10.1127/0029-5035/2006/0082-0313

van Geel B., Buurman J., Brinkkemper O., Schelvis J., Aptroot A., van Reenen G. & Hakbijl, T., 2003. Environmental reconstruction of a Roman Period settlement site in Uitgeest (The Netherlands), with special reference to coprophilous fungi. *Journal of Archaeological Science* 30(7): 873-883. http://doi.org/10.1016/S0305-4403(02)00265-0

Walter-Simonnet A.-V., Bossuet G., Develle A.-L., Bégeot C., Ruffaldi P., Magny M. *et al.*, 2008. Chronologie et spatialisation de retombées de cendres volcaniques tardiglaciaires dans les massifs des Vosges et du Jura, et le Plateau suisse. *Quaternaire* 19(2): 117-132. http://doi.org/10.4000/quaternaire.2472

Wegmüller S., 1966. Über die spät- und postglaziale Vegetationsgeschichte des sudwestlichen Jura. *Beiträge zur Geobotanischen Landesaufnahme der Schweiz* 48: 1-143. http://doi.org/10.1002/jqs.2803/full

Weltje G. J. & Tjallingii R., 2008. Calibration of XRF core scanners for quantitative geochemical logging of sediment cores: Theory and application. *Earth and Planetary Science Letters* 274(3-4): 423-438. http://doi.org/10.1016/j.epsl.2008.07.054

Winiger A., 2008. Stratigraphie, datations et contexte environnemental. La station de Concise 1. Cahiers d'archéologie romande 111, Lausanne. 216 p.

Wohlfarth B. & Schneider A.-M., 1991. Late Glacial and Holocene litho- and biostratigraphy of Lake Biel, Western Switzerland. *Bulletin de la Société Vaudoise des Sciences naturelles* 80(4) : 435-457.