



HAL
open science

Caractéristiques physiques et chimiques fines des cendres volcaniques : application à la téphrostratigraphie

Gwenolé Jouannic

► **To cite this version:**

Gwenolé Jouannic. Caractéristiques physiques et chimiques fines des cendres volcaniques : application à la téphrostratigraphie. Sciences de la Terre. Université de Franche-Comté, 2015. Français. NNT : 2015BESA2036 . tel-01257351v2

HAL Id: tel-01257351

<https://theses.hal.science/tel-01257351v2>

Submitted on 11 Jan 2018 (v2), last revised 12 Jan 2018 (v3)

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

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

ÉCOLE DOCTORALE « ENVIRONNEMENTS-SANTÉ »

THÈSE

Pour obtenir le grade de

Docteur de l'Université de Franche-Comté

Spécialité : Sciences de la Terre, Sciences de l'univers

**CARACTÉRISTIQUES PHYSIQUES ET CHIMIQUES FINES
DES CENDRES VOLCANIQUES :
APPLICATIONS À LA TÉPHROSTRATIGRAPHIE**

Présentée et soutenue publiquement

Le 17 juin 2015

Par

Gwenolé JOUANNIC

Devant le jury composé de :

Thierry ADATTE
Gérard VERNET
Jacques-Marie BARDINTZEFF
Carole BÉGEOT
Hervé CUBIZOLLE
Anne-Véronique WALTER-SIMONNET

Professeur Privat Docent, Université de Lausanne (Suisse)
Ingénieur INRAP (HDR), Université Clermont-Ferrand 2
Professeur, Université de Cergy-Pontoise
Maître de Conférence, Université de Franche-Comté
Professeur, Université Jean Monnet, Saint-Etienne
Maître de Conférence (HDR), Université de Franche-Comté

Rapporteur
Rapporteur
Président
Examinatrice
Examineur
Directrice de thèse

Etablissement d'accueil : Laboratoire Chrono-Environnement, UMR CNRS 6249
Co-financement : région Franche-Comté

Remerciements

Mes premiers remerciements vont à Anne-Véronique Walter-Simonnet et à Gilles Bossuet. Merci de m'avoir confié ce travail de recherche et de m'avoir laissé autonome et libre dans mes initiatives tout en ayant un œil avisé. Merci d'avoir été présents et disponibles à chaque nécessité. Même si ce travail porte mon nom, il est le fruit d'une collaboration et d'une réflexion partagée qui a toujours été plaisante et agréable.

Merci à la Région Franche-Comté d'avoir co-financé ce projet.

Je tiens à remercier Daniel Gilbert, Directeur du Laboratoire Chrono-Environnement, pour son accueil. Merci pour les co-financements des déplacements en congrès. Merci à l'Ecole Doctorale « Environnement-Santé » d'avoir également co-financé ces déplacements.

Un remerciement aux collègues du département de géologie et spécialement à ceux que j'ai le plus côtoyés (Catherine, Delphine, Jean-Pierre, Martine, Philippe, Pierre, Sophie) pour la bonne humeur dans les couloirs, lors des pauses café et repas. La réussite de ces travaux passe aussi par le bon accueil reçu de votre part et la bonne ambiance quotidienne qui optimisent les conditions de travail. Un remerciement global à l'ensemble des collègues du laboratoire Chrono-Environnement, techniciens, Maîtres de Conférences, Professeurs et chercheurs qui ont participé à mon travail de thèse ou qui m'ont invité à participer à leurs travaux.

Merci à Carole Bégeot d'avoir pris part à nos réflexions sur les études dans le Jura. Merci d'avoir accepté de compter nos diatomées ; enfin... compter est un bien grand mot. Dans des exercices futurs, choisis le lac du Val ! Merci de nous avoir accompagnés dans le Jura pour les carottages. La météo, c'est ici : <http://www.yr.no/>. Enfin merci d'avoir accepté de juger ce travail.

Merci à Hervé Cubizolle d'avoir répondu favorablement à ma demande de collaboration à l'étude des tourbières du Forez et du Pilat et à leur potentiel téphrostratigraphique. Une partie importante de ce travail de thèse est née de cette collaboration. Je suis infiniment content d'avoir travaillé à tes côtés. Les résultats que nous

avons obtenus témoignent d'une collaboration qui n'en est, je le souhaite, qu'à ses débuts. Merci également d'avoir bien voulu juger ce travail.

Merci à Gérard Vernet. Nos discussions sur les téphras de la Chaîne des Puys ont été à la fois précieuses dans la réflexion de ce travail, et surtout passionnantes. Cette collaboration se poursuivra, je l'espère. Merci également d'avoir accepté de juger ce travail.

Merci à Thierry Adatte et Jacques-Marie Barditzeff d'avoir accepté de juger ce travail. C'est toujours infiniment appréciable d'avoir un regard extérieur. Vos compétences et appréciations sont très précieuses.

Merci à Eric Delabrousse et Béatrice Pigny d'avoir accepté ma demande de collaborer avec nous pour l'utilisation de l'imagerie médicale sur nos carottes. Les résultats obtenus ont été au-delà de ce que nous espérions. Mille excuses pour les heures supplémentaires nocturnes.

Merci à Jean-Luc Devidal pour le temps précieux passé aux analyses à la microsonde et au laser.

Un remerciement spécial à Pierre Boivin. Merci d'avoir accepté à la fois de juger ce travail tout au long de la thèse et d'avoir participé aux réflexions portées sur les téphras de la Chaîne des Puys lors de tes venues à Besançon et lors de mes déplacements à Clermont. Je tiens également ici à te remercier infiniment pour tes enseignements durant mon parcours universitaire à Clermont. De par ces enseignements, ma passion pour la volcanologie n'en a été que préservée et décuplée. Merci de m'avoir soutenu dans mon obstination et ma persévérance depuis notre première collaboration en 2010. J'espère que nous serons amenés à travailler à nouveau ensemble.

Merci à André-Marie Dendievel. Nos collaborations sont toujours plaisantes, intéressantes et nos intérêts sont complémentaires.

Merci aux collègues thésards et ATER du laboratoire pour leur accompagnement et leur sympathie au quotidien. Merci spécialement à ceux qui ont partagé mon bureau et le bureau voisin : Anne-Lise D., Anne-Lise F., Aurélien, Cybèle, Guillaume, Henri, Jean-Charles, Mickaël, Pauline, Rémi, Vincent. Elles étaient cool ces années avec vous.

Je tiens également à remercier les collègues de Limoges (Alexandra, Manu, Gosia, Catherine, Karine, Lourdes et Manue) pour leur bienveillance durant cette année. Merci à Jean-François Lenain pour son aide précieuse dans les statistiques.

Merci à ma famille de m'avoir soutenu dans mes choix et de les avoir respectés. Je m'excuse d'avoir été à la fois loin et peu disponible ces dernières années. J'ai toujours été là, au moins par la pensée.

Merci aux amis d'un peu partout. Les amis de Clermont : la bande du Nouvel An (trop nombreux à citer), les filles du badminton (Noémie et Magalie), les nouveaux parents (mon Toto, Laetitia, ma Miss Banane) ; les amis de Paris (Loïc, Thomas, Christophe) ; la « famille de cœur » (de Sallanches à Paris) ; les anciens du lycée, ceux des facs de Clermont et de Paris. Merci également aux nouveaux, mais tout aussi précieux, amis de Besançon (Aude, Anaïs, Charlotte, F.J., Florian, Fred, Guillaume, Kevin, Solène). Merci de votre soutien.

Des remerciements particuliers à :

Alexis : merci. Merci pour le soutien moral, pour les discussions jusqu'à tard, très tard parfois... tôt est plus approprié. Elles furent réconfortantes et distrayantes quand j'en avais besoin. Finalement tu auras été d'une plus grande utilité envers moi que l'inverse. Mais dans cette histoire tu acceptes quand même que je sois le « chef ». :) : (;) <3 :p :s :o :D XD ...

Emilie : infiniment merci. Ces deux dernières années auraient été sans nul doute bien moins agréables sans toi. De tes conseils à ta simple présence autour d'un verre, d'un barbecue, d'un potager et parfois d'un chat, les remerciements n'en demeureront pas moins insuffisants. L'amitié sincère, fidèle et inconditionnelle sera la distinction la plus légitime.

Enfin, je souhaite dédier ce travail à M.. Merci pour tout. Pour le soutien, quel que soit son expression. Merci d'avoir accepté l'éloignement, d'avoir subi les kilomètres, les heures de voiture, de train parfois, les déménagements. Ce ne sont pas les sacrifices qui manquent. Merci d'avoir été là aussi souvent que possible. Merci d'avoir cru en moi et parfois plus que moi-même depuis notre rencontre en 2008. Tu es un soutien, une présence indispensable et bien plus que ça encore. Tu le sais. Infiniment merci.

Table des matières

REMERCIEMENTS	1
TABLE DES MATIERES	5
INTRODUCTION.....	9
CHAPITRE 1 : ORIGINE DES TEPHRAS ET METHODES DE DETECTION.	15
1.1. ORIGINE DES TEPHRAS	15
1.1.1. TRANSPORT ATMOSPHERIQUE ET SEDIMENTATION DES PARTICULES	15
1.1.2. ÂGES ET CARACTERISTIQUES CHIMIQUES DES PROVINCES VOLCANIQUES NORD ET OUEST EUROPEENNES, ET ITALIENNES.	20
1.1.2.1. Islande.	20
1.1.2.2. Eifel (Allemagne).	23
1.1.2.3. Chaîne des Puys (France).	26
1.1.2.4. Italie.....	28
1.2. METHODES DE DETECTION.....	30
1.2.1. INTRODUCTION.....	31
1.2.2. SITES D'ETUDES.	32
1.2.2.1. La tourbière de Gourgon.....	32
1.2.2.2. Le lac du Val.....	34
1.2.3. METHODOLOGIE.....	36
1.2.3.1. Méthodes conventionnelles.....	37
1.2.3.1.1. Echantillonnage et observation systématiques	37
1.2.3.1.2. Susceptibilité magnétique.....	37
1.2.3.1.3. Fluorescence par Rayon X	42
1.2.3.2. Imagerie scanner	43
1.2.4. RESULTATS.....	45
1.2.4.1. Caractéristiques des niveaux de téphras présents dans les deux carottages.....	45
1.2.4.2. Détection des téphras	45
1.2.4.2.1. Milieu carbonaté	45
1.2.4.2.2. Milieu tourbeux.....	48
1.2.5. DISCUSSION	49
1.2.6. CONCLUSION.....	52
1.2.7. PUBLICATION POST-CONGRÈS :.....	53
ORIGINAL DETECTION METHODS FOR TEPHRA LAYERS AND CRYPTOTEPHRAS.	53
CHAPITRE 2 : ÉTUDES TEPHROSTRATIGRAPHIQUES	59
2.1. ETUDE TEPHROSTRATIGRAPHIQUE DANS LES LÈSS BELGES A PROXIMITÉ DE LIEGE	59
2.1.1. AVANT-PROPOS.....	59

2.1.2.	ARTICLE.....	61
2.1.2.1.	Introduction.....	62
2.1.2.2.	Geological setting.....	63
2.1.2.3.	Materials and methods	65
2.1.2.3.1.	Sampling.....	65
2.1.2.3.2.	Tephra detection.....	65
2.1.2.3.3.	Tephra identification and characterization.....	66
2.1.2.4.	Results and Discussion	67
2.1.2.4.1.	Rocourt Tephra.....	67
2.1.2.4.2.	Eltville Tephra.....	69
2.1.2.4.3.	Origin of the eruption of Eltville Tephra	70
2.1.2.5.	Conclusion	72
2.1.2.6.	Acknowledgments.....	73
2.1.2.7.	References.....	73
2.1.3.	CONCLUSION.....	77
2.2.	ETUDES TEPHROSTRATIGRAPHIQUES EN ENVIRONNEMENT CARBONATE DANS LE MASSIF DU JURA.	78
2.2.1.	AVANT-PROPOS.....	78
2.2.2.	ARTICLE.....	79
2.2.3.	CONCLUSION.....	95
2.3.	UN CADRE TEPHROSTRATIGRAPHIQUE HOLOCENE ET TARDIGLACIAIRE POUR L'EST DE LA FRANCE.	96
2.3.1.	INTRODUCTION.....	96
2.3.2.	CONTEXTE GEOLOGIQUE REGIONAL	98
2.3.3.	SITES	99
2.3.4.	CHRONOLOGIE ET STRATIGRAPHIE.....	100
2.3.5.	METHODES ANALYTIQUES.....	104
2.3.6.	RESULTATS ET DISCUSSIONS	105
2.3.6.1.	Caractéristiques chimiques, chronologiques et origine des téphras	105
2.3.6.1.1.	Les dépôts volcaniques G1 et M1.	107
2.3.6.1.2.	Les dépôts volcaniques G2 et M2.	110
2.3.6.1.3.	Les dépôts volcaniques G3 et M3	111
2.3.6.1.4.	Le dépôt volcanique G4.....	111
2.3.6.1.5.	Le dépôt volcanique G5.....	112
2.3.6.1.6.	Le dépôt volcanique G6.....	112
2.3.6.1.7.	Les dépôts D1 et D2.	113
2.3.6.2.	Discussion téphrochronologique.....	113
2.3.7.	CONCLUSION.....	115
2.3.8.	ARTICLE:.....	118
	OCCURRENCE OF A NEW UNKNOWN ATLANTIC ERUPTION IN THE CHAÎNE DES PUYS VOLCANIC FIELD (MASSIF CENTRAL, FRANCE).....	118

CHAPITRE 3 : OBSERVATION D'UN BLOOM DE DIATOMÉE DANS LE LAC DU VAL (JURA, FRANCE) EN REPONSE AU LAACHER SEE TEPHRA.127

3.1.	AVANT PROPOS	127
3.2.	ARTICLE EN PREPARATION	128

3.2.1. INTRODUCTION.....	128
3.2.2. DESCRIPTIONS DES SITES.....	130
3.2.2.1. Contexte géographique.....	130
3.2.2.2. Stratigraphie et téphrochronologie	131
3.2.3. METHODES : EXTRACTION DES DIATOMEES.....	132
3.2.4. RESULTATS.....	133
3.2.4.1. Analyses et comptages des diatomées	133
3.2.5. DISCUSSION	135
3.2.6. CONCLUSION.....	136
<u>CONCLUSION.....</u>	<u>139</u>
<u>REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES.....</u>	<u>151</u>
<u>ANNEXES 1 : TABLEAUX DES COMPOSITIONS CHIMIQUES DES VERRES VOLCANIQUES ET DES MINERAUX.....</u>	<u>161</u>
<u>LISTE DES FIGURES ET TABLEAUX</u>	<u>175</u>
<u>ANNEXES 2 : ARTICLE PUBLIE (HORS THESE)</u>	<u>179</u>

"På Island föreligga alltså synnerligen gynnsamma förutsättningar för upprättandet av en absolut geologisk kronologi baserad på mätningar, konnekteringar och dateringar av vulkaniska asklager. Som internationell term för en dylik asklagerkronologi föreslår jag termen tefrokronologi (eng. tephrochronology, fr. och ty. Tephrochronologie) av grek. τεφρα, aska." **Sigurður Thorarinsson, 1944.**

"En Islande il y a donc des conditions extrêmement favorables pour l'établissement d'une chronologie géologique absolue basée sur des mesures, des corrélations et la datation de couches de cendres volcaniques. Comme terme international pour une telle chronologie de couches de cendres je propose le terme téphrochronologie." Sigurður Thorarinsson, 1944.

Introduction

« Téphra » est un terme utilisé pour décrire toute la matière fragmentée produite à partir d'un volcan lors d'une éruption (Thorarinsson, 1944). La fraction fine de ce matériau peut alors parcourir de grandes distances. Les téphras de l'éruption du volcan El Chichon en 1259 AD, au Mexique, par exemple, ont été trouvés à la fois dans les glaces du Groenland et la calotte glaciaire de l'Antarctique (Palais *et al.*, 1992). Les plus petites échardes de verre (2-3 μm de diamètre) qui constituent la fraction fine des cendres volcaniques, ont, dans le cas de l'éruption du Pinatubo (Philippines), fait plusieurs fois le tour du monde après l'éruption de 1991.

L'étude des téphras s'applique à beaucoup de disciplines géoscientifiques, spécialement en volcanologie, dans les recherches stratigraphiques et paléo-environnementales du Quaternaire ainsi qu'en archéologie (Figure 1). Si la téphro-chrono-stratigraphie apparaît comme une science pluridisciplinaire c'est parce que : (1) les dépôts de téphras fournissent à eux seuls des marqueurs chronologiques et stratigraphiques qui permettent de corréler des séquences dans des environnements terrestres (incluant les pôles) et marines ; (2) les minéraux associés à ces dépôts volcaniques servent à l'acquisition de données chronologiques précieuses ; (3) la succession de passées volcaniques dans les séquences sédimentaires distales et proximales suffisent à établir une chronologie et une histoire relatives d'une province volcanique.

Depuis les années 80, l'étude des niveaux de téphras s'est engagée sur deux fronts : d'une part, l'intérêt de l'impact volcanique sur le climat et l'environnement et, d'autre part, leur utilisation

comme outil chronologique. La recherche climatologique et paléo-environnementale a impliqué des études sur l'éventuel impact des éruptions volcaniques majeures sur le climat, qui va de la possible intensification des périodes glaciaires (Ramaswamy, 1992) aux changements climatiques localisés ou à court terme (Baillie et Munro, 1988). La grande éruption du Pinatubo de 1991, par exemple, a produit une importante colonne éruptive qui a eu un petit effet, mais notable, sur la température de l'atmosphère terrestre (Koyaguchi et Tokuno, 1993).

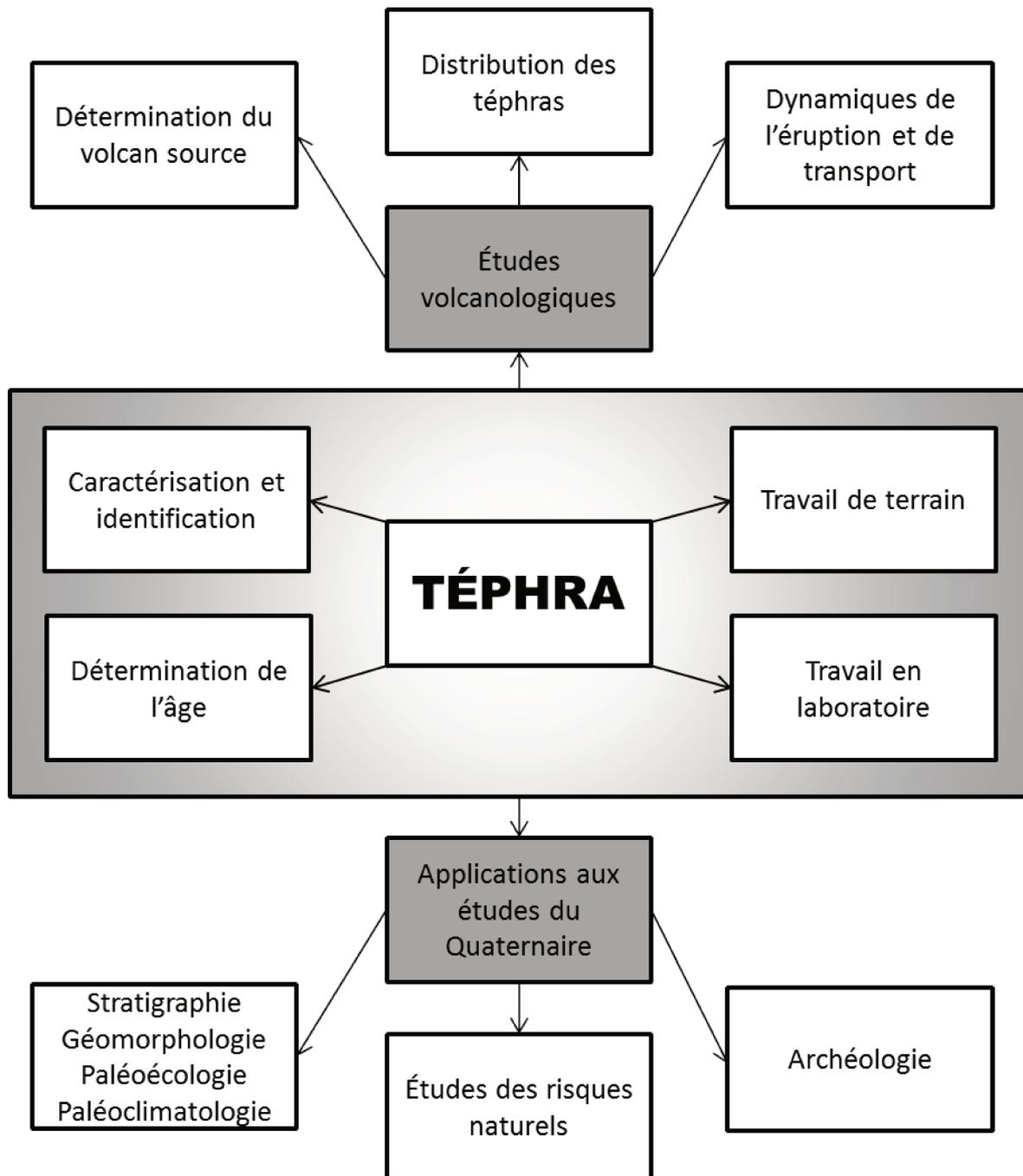


Figure 1 : l'étude des téphras et ses principales applications en volcanologie et dans les études du Quaternaire (modifié d'après Lowe et Hunt, 2001).

L'Islande

Alors que les études téphro-chrono-stratigraphiques dans l'espace méditerranéen ne se sont réellement développées qu'à partir des années 1960 (Mellis, 1954 ; Ninkovich et Heezen, 1967 ; Van Straaten, 1967), l'utilisation de niveaux de téphras comme outil chronologique (la téphrochronologie) était déjà développée en Islande depuis une quarantaine d'année (Thorainsson, 1944). Jusque dans les années 1960, les études dans le Nord-Ouest de l'Europe, étaient limitées à ce pays, le seul de cette région caractérisé par la présence de volcans actifs (Thórarinnsson 1967). Pendant les années 1960, les recherches menées en Scandinavie continentale et dans les îles Féroé ont produit des preuves de la présence de niveaux de téphra islandais à des milliers de kilomètres de leurs sources (Persson, 1971). Cette période a également vu le développement des études de sédiments marins, en partie liées à l'exploration pétrolière. Il est devenu évident que certaines de ces séquences sédimentaires marines contenaient une longue histoire du volcanisme islandais (Ruddiman et Glover, 1972). Le développement continu des techniques analytiques permettant d'obtenir des compositions chimiques a permis d'identifier les niveaux de téphra. Une fois qu'un téphra a été chimiquement identifié, il peut être utilisé comme un marqueur chrono-stratigraphique sur des distances continentales et intercontinentales et sur une large gamme de milieux sédimentaires. Cela a conduit à la découverte et à l'identification de téphras islandais sur une vaste zone, qui couvre la période allant du Tardiglaciaire à nos jours. Peu à peu, d'autres découvertes ont eu lieu dans les îles Féroé (Mangerud *et al.*, 1986 ; Dugmore et Newton, 1998 ; Wastegard *et al.*, 2001, 2002), en Ecosse (Dugmore, 1989 ; Dugmore *et al.*, 1992 ; Dugmore *et al.*, 1995 ; Langdon et Barber, 2001), en Irlande du Nord (Hall et Pilcher *et al.*, 2002 ; Pilcher et Hall, 1992 ; Pilcher *et al.*, 1995, 1996), en France (Walter-Simonnet *et al.*, 2008 ; Cupillard *et al.*, 2014), en Suisse (Lane *et al.*, 2011, 2012), en Allemagne (Merkt *et al.*, 1993 ; Van den Bogaard *et al.*, 1994, 2002 ; Van den Bogaard et Schmincke, 2002), en Norvège (Mangerud *et al.*, 1984), en Suède (Boygale, 1998, 2004 ; Wastegard, 1998 ; Bergman *et al.*, 2004), en Russie (Wastegard *et al.*, 2000), et dans les carottes de glace du Groenland (Davies *et al.*, 2008, 2010). Si les occurrences de téphras islandais se sont largement multipliées dans le Nord de l'Europe, les identifications d'autres téphras issus de provinces volcaniques aujourd'hui inactives sont devenues également incontournables.

L'Eifel (Allemagne)

Indiscutablement reconnu comme un marqueur de l'interstade de l'Alleröd depuis Frechen (1952), les dépôts de l'éruption du Laacher See il y a environ 13 000 ans ont été exceptionnellement bien préservés dans les tourbières et lacs à travers l'Europe centrale : en Allemagne, nécessairement,

avec les études pionnières dans les années 1980 de Van den Bogaard & Schmincke, 1984, 1985, en Pologne (Turney *et al.*, 2006), en Autriche (Klee *et al.*, 1993), au Danemark (Turney *et al.*, 2006), en Suède (Pahlsson et Bergh Alm, 1985), en Belgique (Juvigné, 1991 ; Pissart, 2003 ; Pirson *et al.*, 2004), en France (Juvigné, 1991 ; Bossuet *et al.*, 1997 ; Brauer *et al.*, 2001 ; David *et al.*, 2001 ; Leroux *et al.*, 2008 ; Walter-Simonnet *et al.*, 2008), en Suisse (Eicher, 1987 ; Lotter, 1992 ; Moscariello et Costa, 1997 ; Walter-Simonnet *et al.*, 2008 ; Lane *et al.*, 2011, 2012), aux Pays-Bas (Davies *et al.*, 2005), et jusque dans le Nord de l'Italie (Finsinger *et al.*, 2008). La multiplication des occurrences et des données géochimiques du Laacher See Tephra a permis de comprendre, par sa distribution géographique singulière à travers l'Europe, le déroulement et la succession des différentes phases de l'éruption du Laacher See (Figure 2).

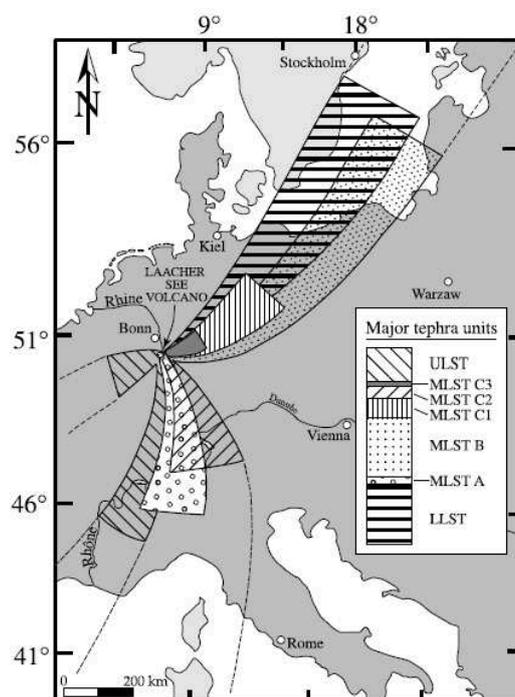


Figure 2 : répartition des retombées du Laacher See Tephra (Van den Bogaard et Schmincke, 1985). 3 unités stratigraphiques principales : LLST (Lower Laacher See Tephra) : première phase plienne. MLST (Middle Laacher See Tephra) : seconde phase plinienne. ULST (Upper Laacher See Tephra) : ultime phase phréatomagmatique.

La Chaîne des Puys (France)

Les dépôts proximaux du volcanisme Holocène du Massif Central sont largement étudiés (Baudry et Camus 1970; Juvigné 1987 ; Juvigné *et al.*, 1992; Vernet, 1992 ; Miallier *et al.*, 2004 ; Fourmont *et al.*, 2006; Vernet et Raynal, 2008) généralement dans un cadre archéologique puisque l'Homme préhistorique a été le témoin de la formation de la Chaîne des Puys et son habitat en a été directement affecté (Raynal *et al.*, 1994 ; Vernet et Raynal, 1995 ; Vernet, 1998 ; Vernet et Raynal, 2000, 2002). C'est par ces mêmes études proximales qu'une chronologie relative des

événements éruptifs a pu être établie et précisée peu à peu par des datations absolues (radiocarbone, thermoluminescence, potassium-argon, argon-argon). Quelques rares études distales dans l'Est de la France et la Suisse (Walter-Simonnet *et al.*, 2008 ; Lane *et al.*, 2011) mentionnent des traces de téphras issus possiblement de la Chaîne des Puys. Le support des analyses chimiques est différent entre les études proximales et distales et l'absence de sites intermédiaires. Cela complique les corrélations des téphras distaux avec la Chaîne des Puys.

Les études de séquences sédimentaires incluant des occurrences de passées volcaniques se multiplient à travers le monde, surtout depuis une quinzaine d'années. On référence depuis 2010, pas moins de 700 nouvelles publications liées à la téphro-chrono-stratigraphie avec un rythme continu de 200 nouvelles publications annuelles. L'engouement s'est accru dans les dernières années avec l'intérêt porté aux cryptotéphras. Les dépôts de téphra distaux dans les tourbières ou sédiments lacustres et marins par exemple, peuvent être invisibles à l'œil nu de par leur très faible épaisseur d'où le terme « crypto. ». Tout comme la téphrostratigraphie à ses débuts, l'étude de ces « microtéphras » s'est développée principalement dans le Nord-Ouest de l'Europe dans la dernière décennie. La « cryptotéphrostratigraphie » permet de corréler des séquences sédimentaires distantes de plusieurs milliers de kilomètres.

Aujourd'hui, les enjeux de cette science, aux intérêts variés, sont doubles. Le premier se rapporte au développement de méthodes de détection efficaces selon 3 exigences majeures : (1) efficaces quel que soit l'environnement sédimentaire et glaciaire à l'étude ; (2) indépendants de l'épaisseur du dépôt volcanique et (3) de sa composition chimique. Les méthodes employées actuellement sont multiples mais montrent leurs limites dans les exigences qui sont les nôtres aujourd'hui. Le second enjeu est de définir plusieurs téphras clés permettant de corréler entre elles les séquences sédimentaires européennes marines, terrestres et de glace. Il s'agit donc ici d'approfondir l'étude de téphras précédemment reconnus en étendant leur distribution géographique tout en s'assurant de leur origine, en multipliant les données géochimiques et en contraignant leurs chronologies.

C'est sur ces enjeux que s'articule ce travail de thèse. L'ambition affichée a été de réaliser des études téphrostratigraphiques sur des environnements sédimentaires variés dans le but de définir, dans un premier temps, le degré d'efficacité des techniques de détection classiquement utilisées. La **première partie** de la présentation du travail de thèse rappellera à la fois les mécanismes de transport atmosphérique des cendres volcaniques, et les âges et caractéristiques chimiques des provinces volcaniques européennes avant de discuter de cette thématique méthodologique et de présenter une nouvelle approche dans le travail de repérage des téphras. Le travail d'analyse des cendres volcaniques fut dans un premier temps ciblé sur des téphras clés et anciennement étudiés

sur des sites reconnus en Belgique et dans le Massif du Jura dans le but d'actualiser des données avec les techniques d'analyse performantes actuelles. Le travail a ensuite été étendu à des sites de l'Est du Massif Central dont le potentiel téphrostratigraphique n'avait jamais été exploité, offrant ainsi la possibilité de s'assurer sans ambiguïté de la source de cryptotéphras repérés dans le Jura et en Suisse dont l'origine était incertaine. Ce travail d'échantillonnage a été réalisé dans des milieux loessiques, carbonatés et tourbeux permettant également de discuter des conditions de conservation des dépôts volcaniques. La **deuxième partie** du manuscrit de thèse présentera les résultats de ces études, leurs implications et leurs potentiels dans le cadre téphrostratigraphique européen dans lequel ces études ont été réalisées. Les études téphro-chrono-stratigraphiques s'inscrivent fréquemment dans une réflexion sur l'impact écologique et environnemental des éruptions volcaniques. Un nombre croissant d'études tendent à montrer un impact écologique des téphras en étant la cause de bloom de diatomées, bien que ces études soient initiées dans des environnements favorables au développement et à la prolifération de ces organismes silicatés (Harper *et al.*, 1986 ; Lotter *et al.*, 1995 ; Telford *et al.*, 2005 ; Urrutia *et al.*, 2007 ; Klerk *et al.*, 2008 ; Stephens *et al.*, 2012). La variété des milieux sédimentaires traités dans ce travail de thèse a permis, dans la **troisième partie** du manuscrit, d'initier une étude de cet aspect environnemental dans le Massif Central et, dans le cas du Jura, dans un environnement défavorable à la conservation des diatomées.

Certains chapitres ou certaines parties de chapitres se présenteront sous la forme d'articles soumis ou en préparation, chacun précédé d'une introduction et conclusion rappelant les enjeux et aboutissements de l'étude présentée.

Chapitre 1 : Origine des téphras et méthodes de détection.

1.1. Origine des téphras

1.1.1. Transport atmosphérique et sédimentation des particules

La dispersion des cendres volcaniques, projetées en haute altitude lors d'une éruption, est essentiellement contrôlée par les vents. Elle est également dépendante de l'altitude atteinte lors de l'éruption, qui est régie par son caractère explosif. Il est peu fréquent que les panaches volcaniques dépassent les 20 km d'altitude, même dans le cas des dernières éruptions majeures. Ainsi, l'éruption islandaise de l'Eyjafjöll en 2010 a projeté des cendres jusqu'à 11 km d'altitude. Le panache de cendre de la fameuse éruption du Mont St-Helens en 1980 aux Etats-Unis a atteint 19 km d'altitude. Cependant l'éruption du Mont Pinatubo en 1991, la plus importante du 20^e siècle, a éjecté un panache de cendre jusqu'à 34 km d'altitude (Figure 3). Les panaches des éruptions cataclysmales que l'homme moderne n'a pas connues, comme celles du Yellowstone (500 000 ans), du Toba (74 000 ans) ou du lac Taupo (26 500 ans), ont été au-delà des 40 km d'altitude.

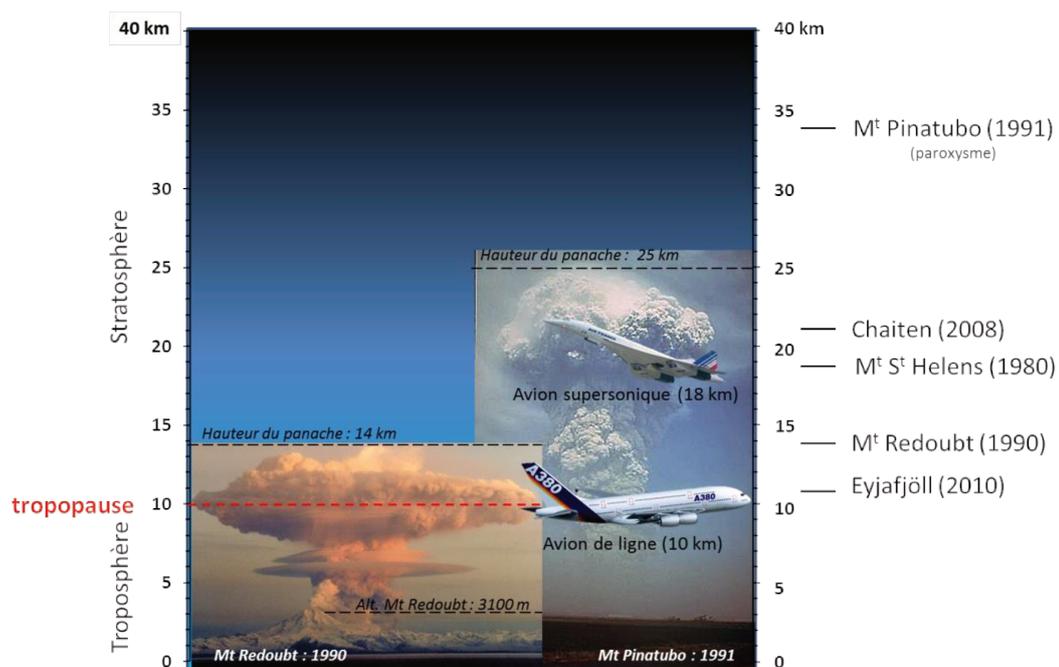


Figure 3 : altitude atteinte par les panaches éruptifs des principales dernières éruptions.
Photo Redoubt : J. Warren. Photo Pinatubo : NOAA

Dans la haute troposphère, au-dessus de 5 à 7 km d'altitude et jusqu'à la tropopause, le régime des vents dominants est bien connu. Leur direction est Est-Ouest dans la région équatoriale entre 30°N et 30°S et Ouest-Est de part et d'autre dans les deux hémisphères (Figure 4). Dans les basses altitudes de la troposphère, entre 0 et 5 km, la direction des vents dominants est plus complexe. Bien qu'il existe des tendances bien établies grâce au perfectionnement des outils météorologiques, la direction des vents au quotidien est, surtout en domaine continental, clairement dépendante des flux de chaleur, du relief et des saisons (Figure 5).

Ainsi en Islande, les vents de surface sont principalement orientés vers l'Est. En Europe Centrale, les deux composantes majoritaires des vents sont orientées au Nord-Ouest et au Sud-Ouest conformément au modèle global (Figure 6). En revanche, en France, dans le Massif Central, les vents de surfaces ont clairement deux composantes, Nord et Sud, que l'on retrouve également dans le Sud de l'Italie ce qui n'est pas en cohérence totale avec le régime global des vents à ces latitudes (Figure 6).

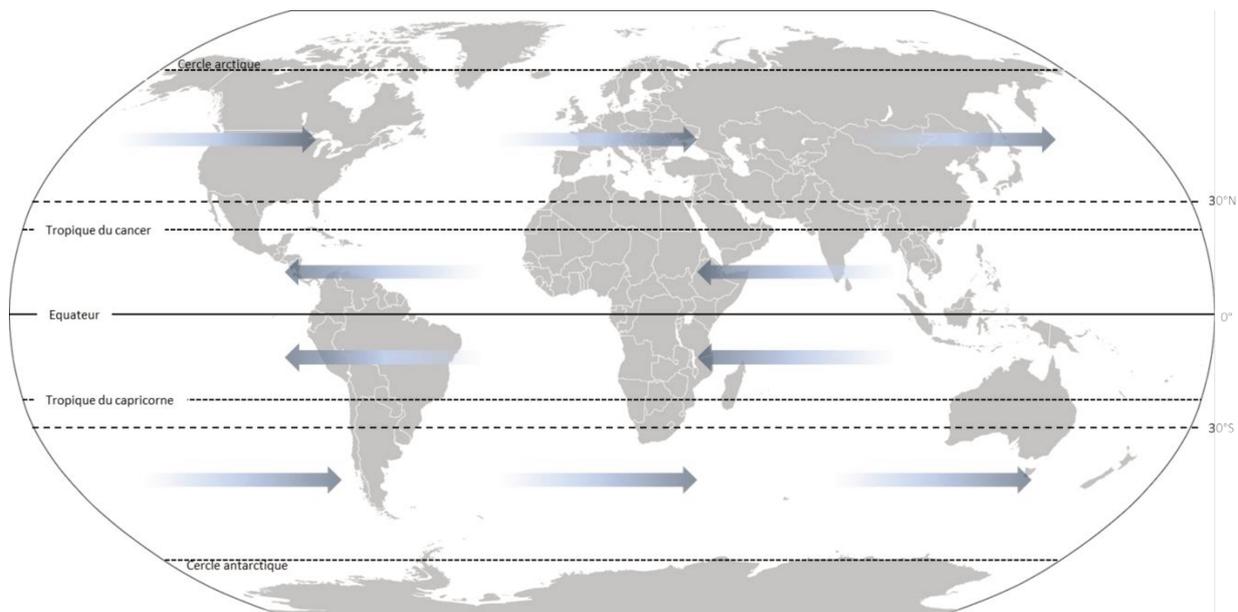


Figure 4 : distribution des vents au-dessus de 5 km d'altitude. (Malardel, 2008)

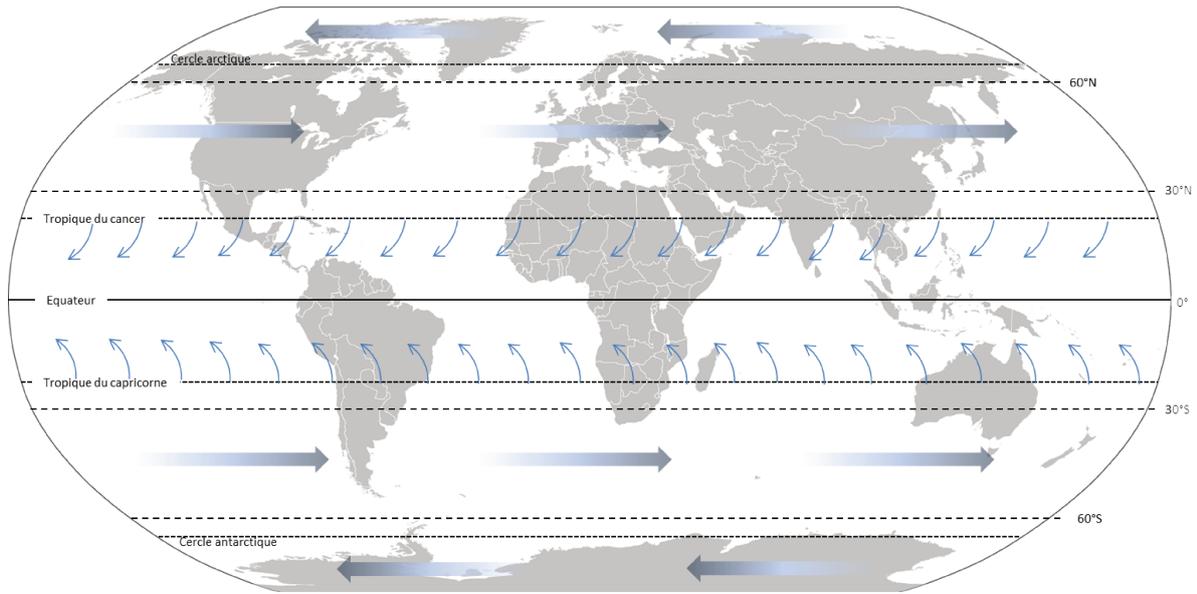


Figure 5: distribution moyenne des vents de surface (0 à 5 km) (Malardel, 2008)

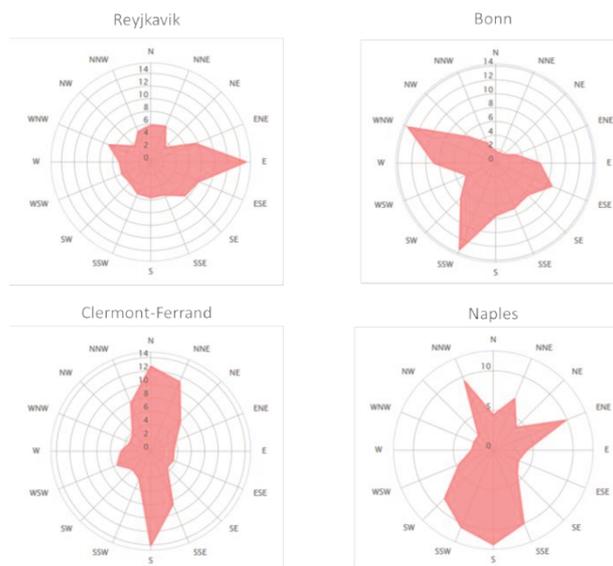


Figure 6 : statistiques annuelles de la direction (origine) des vents de surface dans 4 provinces volcaniques : Islande, Eifel, Chaîne de Puys et Italie. (source : windfinder)

La distribution des cendres volcaniques dépend donc de l'altitude qu'elles atteignent, et donc de l'énergie libérée lors de l'éruption. Ainsi, pour une même taille, une même densité et une même morphologie une particule sédimente d'autant plus loin de sa source qu'elle a été projetée en plus haute altitude. Ceci explique comment les cendres volcaniques peuvent parcourir plusieurs milliers de kilomètres dans le cas des éruptions majeures (Figure 7).

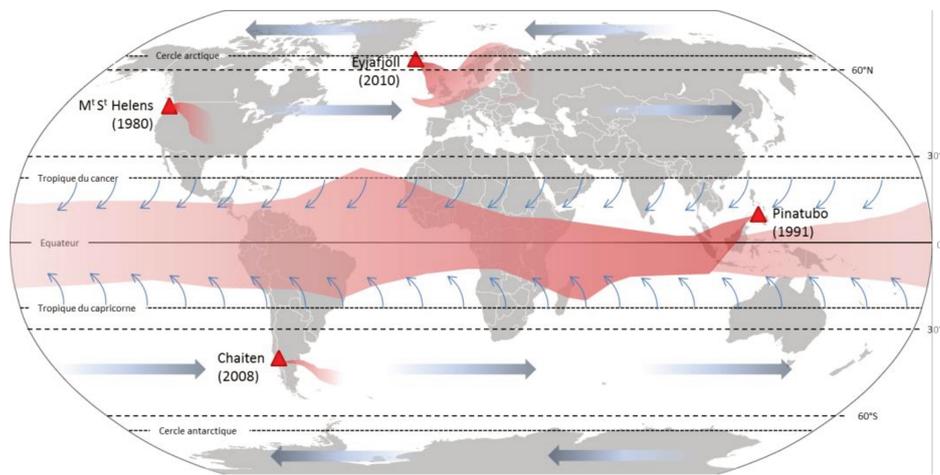


Figure 7: dispersion des cendres volcaniques lors des dernières éruptions majeures (Mount St Helens 1980, Pinatubo 1991, Chaiten 2008, Eyjafjallajökull 2010).

Certains modèles théoriques ont été établis d'après des résultats expérimentaux obtenus sur la vitesse de chute des verres volcaniques (Walker *et al.*, 1971 ; Wilson *et al.*, 1978 ; Wilson et Huang, 1979). Ces modèles sont très peu différents du modèle obtenu par Shaw *et al.*, (1974), pour lequel les vitesses sont calculées par la loi de Stokes. Il montre que pour que des particules de 45 μm (taille minimale sur laquelle nous avons travaillé) soient issues d'un panache volcanique émis à une distance de 2500 km (distance maximale entre nos sites et les provinces volcaniques européennes (Figure 8)), ces particules devront avoir atteint une altitude d'environ 19 km (Figure 9). Ainsi, dans l'hypothèse de directions favorables de vent, les éruptions islandaises majeures avec un index d'explosivité volcanique (Volcanic Explosivity Index ou VEI) supérieur à 4 (Figure 10), comme ce fut le cas lors de la dernière éruption du volcan Eyjafjallajökull en 2010, seront les plus distantes de nos sites d'études.



Figure 8: distance maximale séparant les centres éruptifs les plus éloignés et les sites échantillés dans ce travail de thèse.

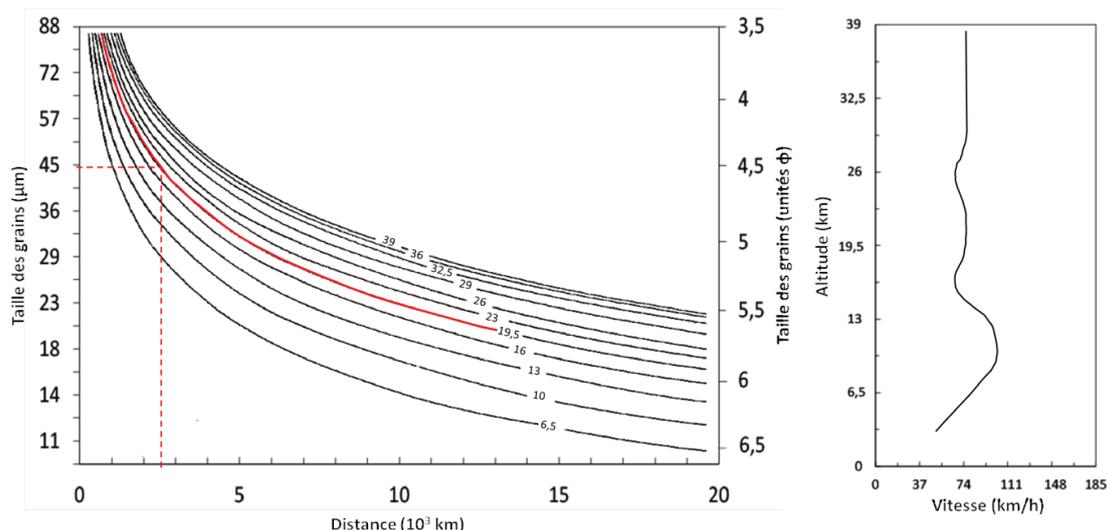


Figure 9: diagramme de gauche : Distance parcourue (axe des abscisses) avant sédimentation d'une particule en fonction de sa taille (axes des ordonnées) et de l'altitude à laquelle les particules quittent le panache volcanique (valeur incrustée dans chaque courbe) (Shaw *et al.*, 1974). Diagramme de droite : Vitesse moyenne du vent utilisée dans le model de Shaw *et al.* (1974) en fonction de l'altitude (Valley, 1965)

VEI	Classification	Hauteur du panache	Volume éjecté	injection troposphérique	injection stratosphérique	Exemple	
0	Hawaïen	< 100 m	> 1 000 m ³	Négligeable	non	Kilauea	
1	Hawaïen / Strombolien	100 - 1000 m	> 10 000 m ³	Mineure	non	Stromboli	
2	Strombolien / Vulcanien	1 - 5 km	> 1 000 000 m ³	Modérée	non	Galeras, 1992	
3	Vulcanien	3 - 15 km	> 10 000 000 m ³	Substantielle	Possible	Nevado del Ruiz, 1985	
4	Vulcanien / Plinien	10 - 25 km	> 0,1 km ³	↓	↓	Eyjafjallajökull, 2010 ; Calbuco, 2015	
5	Plinien	> 25 km	> 1 km ³			Certaine importante	Vésuve, 79 ; Mont Saint Helens, 1980
6	Plinien / Ultra-Plinien	> 30 km	> 10 km ³			Krakatoa, 1883 ; Pinatubo, 1991	
7	Ultra-Plinien	> 35 km	> 100 km ³			Tambora, 1815 ; éruption minoenne (Santorin), 1600 avant JC	
8	Ultra-Plinien Supervolcan	> 40 km	> 1 000 km ³			Lac Taupo, 26 500 ans ; Toba, 74 000 ans ; Yellowstone, 600 000 ans	

Figure 10 : classification de l'Indice d'Explosivité Volcanique (Volcanic explosivity Index, VEI) d'après Newhall et Self, 1982.

La direction des vents exclut donc de trouver dans le Nord de l'Europe et en Europe Occidentale des téphras issus de l'activité volcanique Égéenne et Anatolienne. Par ailleurs, la dispersion des téphras italiens est clairement orientée vers l'Est de l'Europe, en témoignent les nombreuses études téphrostratigraphiques terrestres et marines menées dans l'Est de la Méditerranée et en Mer Adriatique (Keller *et al.*, 1978 ; Paterne *et al.*, 1990 ; Siani *et al.*, 2004 ; Wulf *et al.*, 2008 ; Zanchetta *et al.*, 2011). Cependant, d'autres études réalisées au Nord des provinces volcaniques italiennes, tendent à montrer que les vents de surface et de faible altitude venant du Sud ont permis la dispersion de cendres volcaniques vers le Nord de l'Italie (Ramrath *et al.*, 1999 ; Magny *et al.*, 2006 ; Jouannic *et al.*, 2013) et jusqu'en Autriche (Schmidt *et al.*, 2002).

1.1.2. Âges et caractéristiques chimiques des provinces volcaniques Nord et Ouest européennes, et italiennes.

L'ensemble des provinces volcaniques européennes ont été en activité depuis le Tardiglaciaire. Certaines d'entre elles le sont encore aujourd'hui. Les récentes éruptions islandaises (Eyjafjallajökull en 2010, Grímsvötn en 2011, Bárðarbunga Août 2014 à février 2015) et italiennes (Vésuve, 1944 ; Etna, 2001-2015) en témoignent.

1.1.2.1. Islande.

Les zones volcaniques actives de l'Islande peuvent être divisées en quatre secteurs : la zone Snæfellsness, la zone de Reykjanes-Langjokull, la zone Nord et la zone Est (Figure 11).

Ce sont dans les parties Sud et Nord-Est que se concentre principalement l'activité volcanique islandaise pendant l'Holocène et jusqu'à aujourd'hui (Newhall et Self, 1982; Francis et Oppenheimer, 2004; Mattson et Höskuldsson, 2003; Thordarson et Höskuldsson, 2008). Seules huit formations volcaniques ont eu une activité répétée et importante avec des éruptions majeures pendant cette période. La plupart de ces édifices sont caractérisés par des magmas siliceux ($\text{SiO}_2 > 65\%$). Cependant, il n'est pas rare que des volcans aient un

fonctionnement plus complexe, avec une composition chimique variant pendant et entre les éruptions comme c'est le cas pour le volcan Hekla, dans le Sud de l'île (Figure 11, Figure 12).

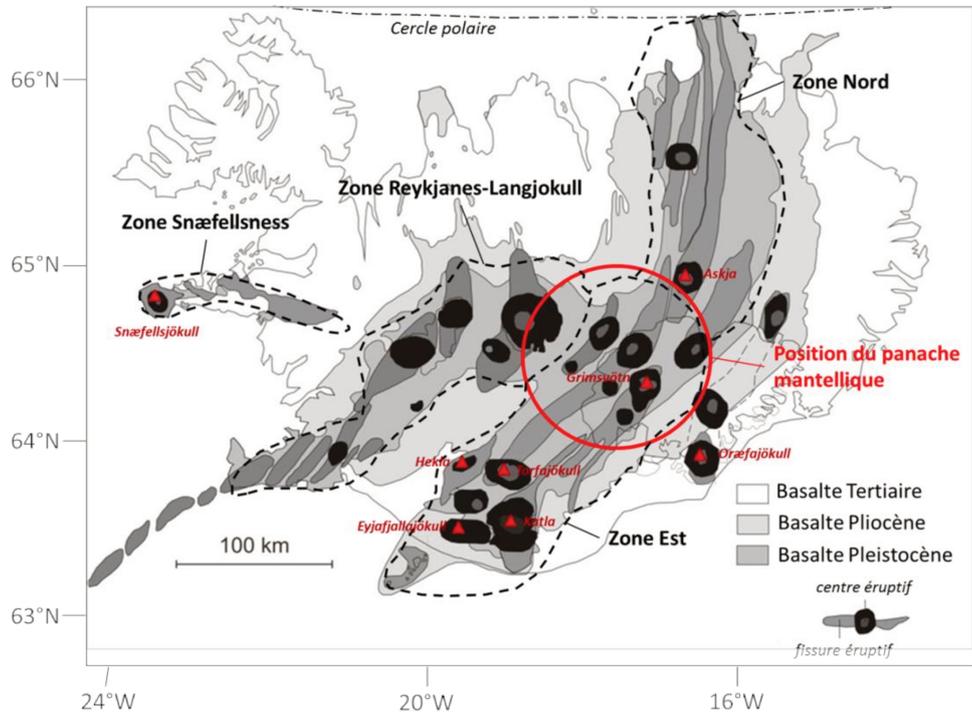


Figure 11 : système volcanique islandais (modifié d'après Newton, 1999)

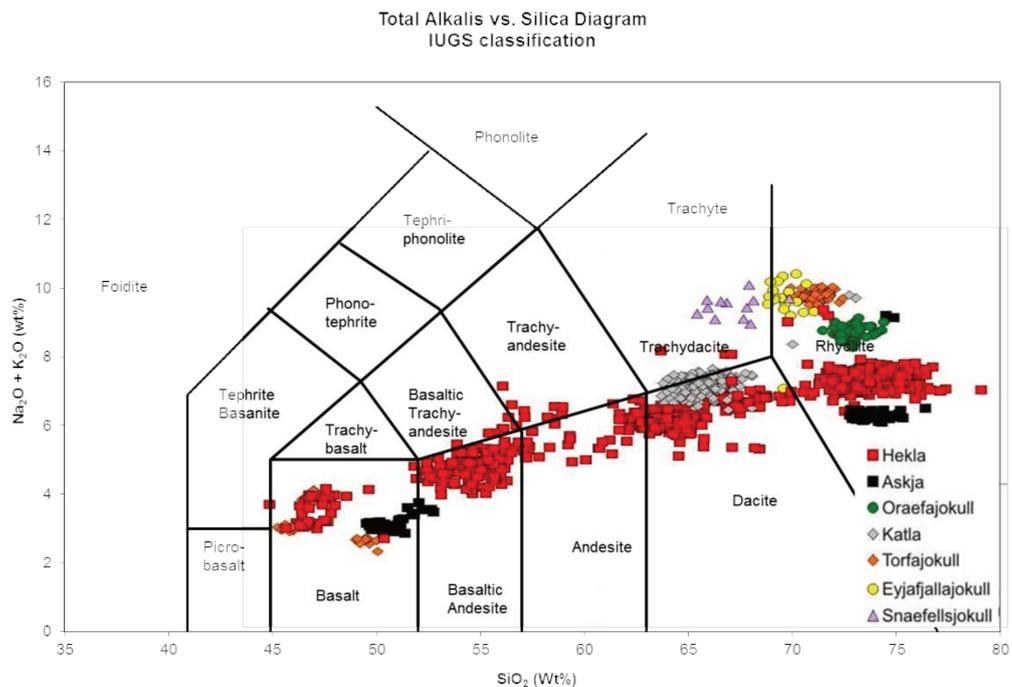


Figure 12 : compositions chimiques des téphras d'âge Holocène issus des principales provinces volcaniques islandaises (d'après Meara, 2012)

L'histoire volcanique islandaise pendant l'Holocène et la fin du Tardiglaciaire est aujourd'hui très bien établie et les caractéristiques chimiques, basées sur les très nombreuses études téphrostratigraphiques proximales et distales, sont bien contraintes.

Si la composition chimique du volcanisme islandais est bien connue, allant des basaltes aux rhyolites (Meara, 2012 ; Figure 12), un nombre important de téphras échantillonnés dans des carottes marines ou terrestres en Europe du Nord et dans le Nord de l'Atlantique ont une origine encore inconnue ou discutée (Figure 13). Par exemple, Riede et Bakken Thastrup (2013) présentent 13 téphra islandais dans une séquence de Dosenmoor au Nord de l'Allemagne. Six d'entre eux n'ont pas de source identifiée (DOM-0, DOM-1, DOM-3, DOM-10, DOM-11 et DOM-12).

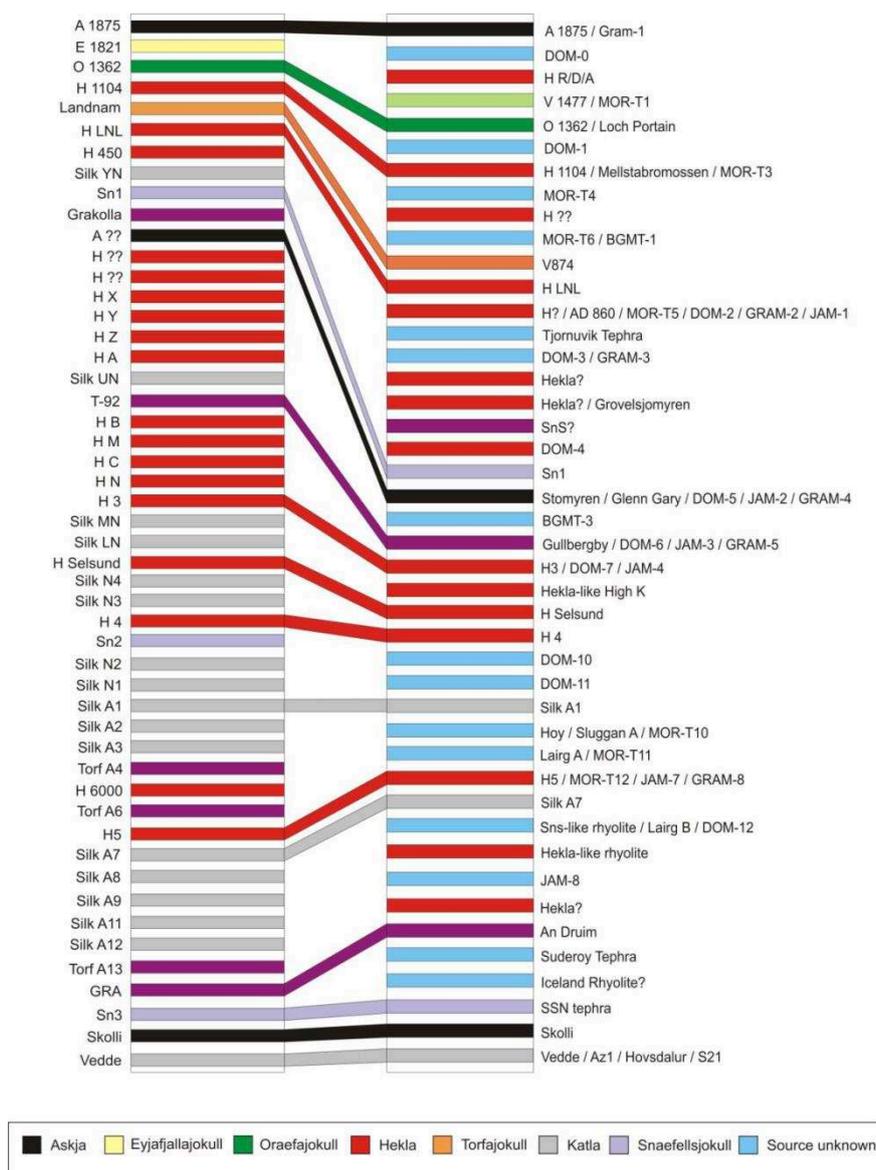


Figure 13 : téphrostratigraphie de l'Islande et de la région de l'Atlantique Nord. La colonne de gauche présente les principaux téphras Holocènes observés en Islande. La colonne de droite présente les principaux horizons de micro-téphra identifiés dans les écosystèmes terrestres, marins et lacustres dans l'Atlantique Nord (Meara, 2012).

1.1.2.2. Eifel (Allemagne).

Il existe peu d'études téphrostratigraphiques distales et même proximales concernant le passé volcanique du Massif de l'Eifel. Ainsi, exceptées les éruptions majeures ayant ponctué l'histoire du volcanisme allemand, nos connaissances actuelles sont limitées au travail de terrain mené il y a une trentaine d'années par Schmincke (1977 ; 1982). Les champs volcaniques Quaternaires de l'Eifel sont dominés par des cônes de scories et des maars correspondant à du volcanisme intra-plaque typique, à l'exception de leurs compositions

dominantes nephelinitique-leucititique-basanitique riche en potassium, inhabituelles dans ce type de contexte. Le massif volcanique de l'Eifel comporte deux régions distinctes, l'Eifel de l'Ouest et l'Eifel de l'Est (Figure 14).

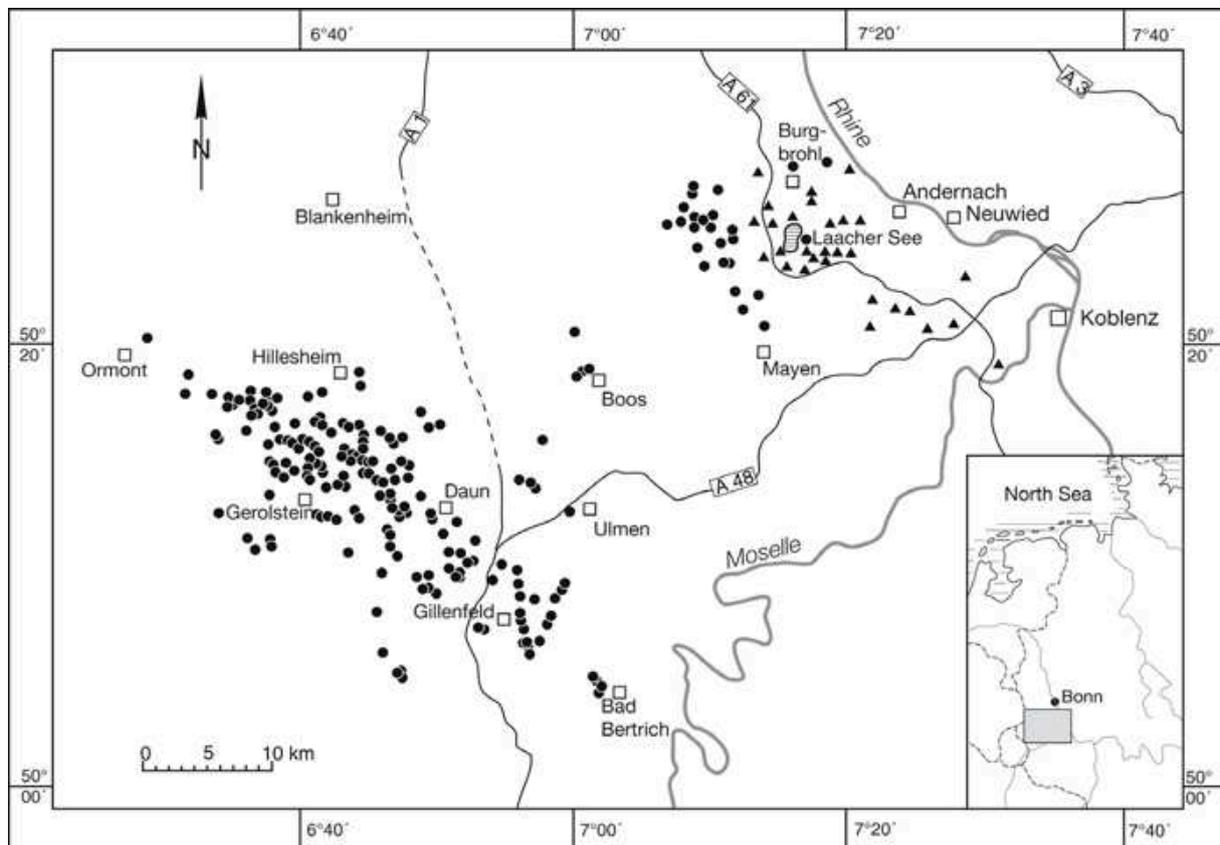


Figure 14 : carte des principales formations volcaniques Quaternaire de l'Eifel de l'Ouest et de l'Est. Les plus jeunes centres éruptifs de l'Eifel de l'Est (< 215 ka) sont représentés par des triangles (Schmincke, 2007)

L'Eifel de Ouest (environ 600 km²) est constitué d'environ 240 formations volcaniques alignées sur 50 km, entre Ormont et Bad Bertrich (Figure 14). La province volcanique se compose aux deux tiers de cônes de scories, dont la moitié sont associés à des coulées de lave. Le reste des formations volcaniques sont des maars (Mertes, 1983; Büchel et Mertes, 1982), le montant total de magma éclaté étant d'environ 1,7 km³. Les âges disponibles et les critères paléoclimatiques et géomorphologiques indiquent que tous les volcans sont probablement entrés en éruption entre 700 ka et 11 ka (Lippolt 1983; Büchel et Lorenz, 1982; Mertes et Schmincke 1985; Schnepf et Hradetzky 1994; Zolitschka *et al.*, 1995). Cette activité volcanique se divise en deux périodes. La première période débute il y a

environ 700 ka, à la fin de la glaciation Günz, et s'achève il y a 11 ka avec la glaciation würmienne. L'activité volcanique atteint un paroxysme entre 550 et 450 ka, suivi d'une accalmie entre 450 et 100 ka, avant une reprise dans la partie Sud-Est et une augmentation subséquente de la formation de volcans entre 60 ka et 15 ka, durant le Würm. La deuxième période débute il y a 15 ka et s'arrête il y a 10 ka. Si le magma n'atteint plus la surface, sa rencontre avec les eaux superficielles modifie le dynamisme éruptif strombolien majoritairement représenté jusqu'à maintenant. Ainsi, la naissance des maars Dürres et Holzmaar il y a 12,5 ka, ceux de Schalkenmehren et de Mosbruch il y a 11 ka, ceux de Gemündener Maar (10,7 ka) et de Weinfelder Maar (10,5 ka) et ceux de Strohner Maar (10,7 ka) et Pulvermaar vers 10,1 (Meyer, 1994), marquent l'activité volcanique ultime de l'Eifel de l'Ouest (Meyer, 1994).

Le complexe volcanique de l'Eifel de l'Est s'étend sur 35 km dans le sens Est-Ouest et 25 km dans le sens Nord-Sud, entre Koblenz, Mayen et Burg-Brohl (Figure 14). L'activité volcanique de l'Eifel de l'Est a certainement démarré en même temps que celle de l'Eifel de l'Ouest. Cette activité est divisée en 5 périodes. La première période démarre en même temps que dans l'Eifel de l'Ouest, autour de 700 ka et jusqu'à 450 ka. Elle se caractérise principalement par l'édification de nombreux cônes, émettant des néphélinites, des tufs basaltiques alcalins et des phonolites. Quelques volcans se mettent en place dans des zones gorgées d'eau comme le prouve l'existence de tufs palagonitiques (Schmincke, 2007). Certains dépôts d'éruptions importantes de cette période se sont répandus jusqu'à Worms, Francfort et Giessen. La seconde période s'amorce il y a environ 430 ka, principalement dans le Nord-Ouest de la zone volcanique. Pendant 50 ka, de nombreux cratères émettent des produits de nature phonolitique. Plusieurs dômes se mettent également en place. Cette activité, dont le centre se situe dans le bassin de Rieden, culmine avec l'émission de puissantes nappes pyroclastiques de composition phonolitique à leucitique d'un volume d'environ 3 km³. La formation d'une caldera suite à cette activité n'est pas prouvée car masquée par les dépôts plus récents. La troisième période démarre après un calme relatif de près de 150 ka. Elle se concentre principalement dans le Sud-Est. Cette phase dure à peine 25 ka et est surtout marquée par la puissante éruption du volcan trachytique de Wehr, il y a 213 ± 4 ka (Bogaard *et al.*, 2012) pendant laquelle plus de 5 km³ de ponces sont éjectés, donnant naissance au téphra de Hüttenberg. La quatrième période est marquée par deux

éruptions ayant émis des volumes d'éjecta de l'ordre du kilomètre cube. La première se produit il y a 150 ka au volcan Wehr (téphra de Gleys). La seconde a lieu au Dümpelmaar il y a 115 ka. La dernière phase d'activité de l'Eifel de l'Est est marquée par la plus importante éruption du massif de l'Eifel, celle du Laacher See il y a 13 ka qui expulse plus de 5 km³ de magma et dont les téphras sont retrouvés jusqu'au Danemark (Turney *et al.*, 2006), en France (Walter-Simonnet *et al.*, 2008), en Suisse (Lane *et al.*, 2011) et en Italie (Finsinger *et al.*, 2008).

1.1.2.3. Chaîne des Puys (France).

Le volcanisme de la Chaîne des Puys (seul complexe volcanique actif en France métropolitaine durant le Tardiglaciaire et l'Holocène (Mergoïl et Boivin, 1993 ; Richet, 2003) est aujourd'hui bien contraint chronologiquement et chimiquement à travers les nombreuses études proximales menées dans la Chaîne des Puys et dans le bassin de Clermont-Ferrand (Baudry et Camus, 1970; Juvigné, 1987; Bastin *et al.*, 1990; Juvigné, 1991; Juvigné *et al.*, 1992; Vernet, 1992; Vernet *et al.*, 1998; Vernet et Raynal, 2000; Miallier *et al.*, 2012; Vernet et Raynal, 2008). La compilation des données chronologiques obtenues par datations relatives (téphrostratigraphie, palynologie) ou par datations absolues (Ar/Ar, C14, K/Ar, thermoluminescence ou bien U/Th) permet d'établir une histoire précise qui se voit complétée et précisée peu à peu par les méthodes chronologiques plus performantes et la téphrostratigraphie qui, par la découverte de téphras inconnus (Camus, 1975 ; Juvigné *et al.*, 1986 ; Fourmont *et al.*, 2006 ; Jouannic *et al.*, 2014), apporte des spécifications à l'histoire volcanologique de la Chaîne des Puys.

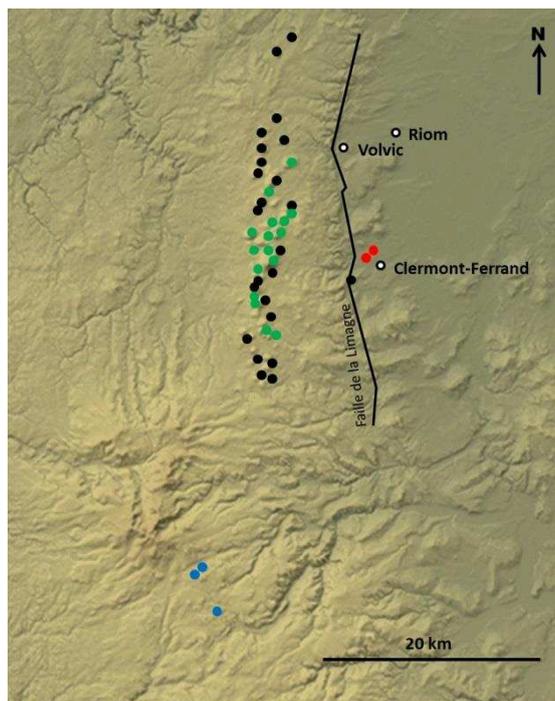


Figure 15 : localisation des volcans de la Chaînes des Puys. L'activité volcanique du Pleistocène Moyen est marquée par les points rouges. Les points noirs marquent le pic d'activité entre 50 et 30 ka. Les points verts correspondent au pic d'activité entre 12 et 9 ka. Les points bleus sont les dernières éruptions tardives pendant l'Atlantique (de 6,9 à 6,7 ka).

Les premières activités volcaniques de la Chaîne des Puys datent de 200 ka environ avec la formation du maar de Ladoux (Pilleyre, 1991). Les traces d'activités de cette période sont peu fréquentes car anciennes, parfois recouvertes par les formations sédimentaires et volcaniques plus récentes ainsi que par l'anthropisation. Ainsi, la ville de Clermont-Ferrand est construite dans le maar du même nom, daté autour de 160 ka, qui fut le témoin d'une autre activité ayant abouti à la formation du maar de la Gantière il y a environ 85 000 ans. Entre 50 et 30 ka, un premier pic d'activité marque l'histoire de la Chaîne des Puys puisqu'il provoque la formation d'une vingtaine de cônes volcaniques monogéniques, généralement de composition basaltique à trachybasaltique, répartis aléatoirement selon un axe Nord-Sud (Figure 15), sur le horst granitique situé à l'Ouest du bassin de Clermont-Ferrand (Guerin, 1983). L'activité ne reprendra que vers 15 ka avec un deuxième pic d'activité entre 12 et 9 000 ans. Cette seconde période est marquée par des magmas plus différenciés allant des trachy-andésites aux trachytes (Boivin *et al.*, 2009). Quelques cônes trachybasaltiques prennent également forme comme le Puy de Barme vers 11,9 ka (Boivin *et al.*, 2009) et les Puys de la Vache et de Lassolas vers 8,45 ka (Juvigné, 1988 ; Montret *et al.*, 1992). Mais l'essentiel de l'activité volcanique se concentre dans le centre de la Chaîne des Puys avec la

formation de nombreux dômes trachytiques dont le Puy de Dôme vers 10,7 ka (Condomines, 1991) est le plus imposant d'entre eux. Une dernière période d'activité démarre avec l'éruption basaltique du Montcineyre daté à $6,92 \pm 0,15$ ka (Goër *et al.*, 1993) et l'éruption trachyandésitique du Pavin à $6,7 \pm 0,11$ ka (Juvigné, 1988, 1992). Ces activités se manifestent 20 km au Sud de la Chaîne des Puys, dans les massifs volcaniques d'âge Pliocène du Mont-Dore et du Sancy. D'autres manifestations volcaniques perdurent certainement au-delà. Des niveaux de téphras retrouvés dans la chaîne des Puys comme le téphra de Beaunit daté à $5,8 \pm 0,3$ ka (Juvigné *et al.*, 1986) et le téphra de l'étang de Fung daté à $4,35 \pm 0,35$ ka (Camus, 1975) ou en Limagne comme le Téphra de Sarliève dont l'étude palynologique de la séquence sédimentaire le date vers 5500 ans (Fourmont *et al.*, 2006) ou bien dans les Monts du Forez avec le téphra MF1 daté à $6,34 \pm 0,06$ (Jouannic *et al.*, 2014), témoignent de ces probables activités tardives.

1.1.2.4. Italie.

Basées sur les premières études téphrostratigraphiques menées dans l'espace méditerranéen dans les années 80 (Keller *et al.*, 1978 ; Paterne *et al.*, 1988) et leur multiplication qui s'en suivit, la chronologie et la chimie du volcanisme italien sont bien connues. De par sa situation semi-proximale et sous les vents dominants, les études téphrostratigraphiques menées au Lago du Monticchio dans le Sud de l'Italie présentent un aperçu de l'activité volcanique italienne depuis 132 ka. Selon Wulf *et al.*, (2008), au moins 47 niveaux de téphras sont répertoriés durant les 20 000 dernières années (Figure 16). La majorité de ces téphras a été générée par les volcans campaniens, notamment le complexe volcanique Somma-Vésuve, les Champs Phlégréens et l'île d'Ischia.

La plupart d'entre eux montrent une dispersion plus ou moins orientée vers l'Est (Figure 16). Les éruptions majeures sont celles d'Avellino et du Mercato (Somma-Vésuve) ainsi que les éruptions d'Agnano Monte Spina et le Tuff Jaune Napolitain provenant des Champs Phlégréens. Aucune étude téphrostratigraphique n'a montré l'existence de téphra d'origine italienne au-delà de la Chaîne des Alpes. L'occurrence la plus distale du Tuff Jaune Napolitain se situe dans les Alpes autrichiennes dans Längsee (Schmidt *et al.*, 2002).

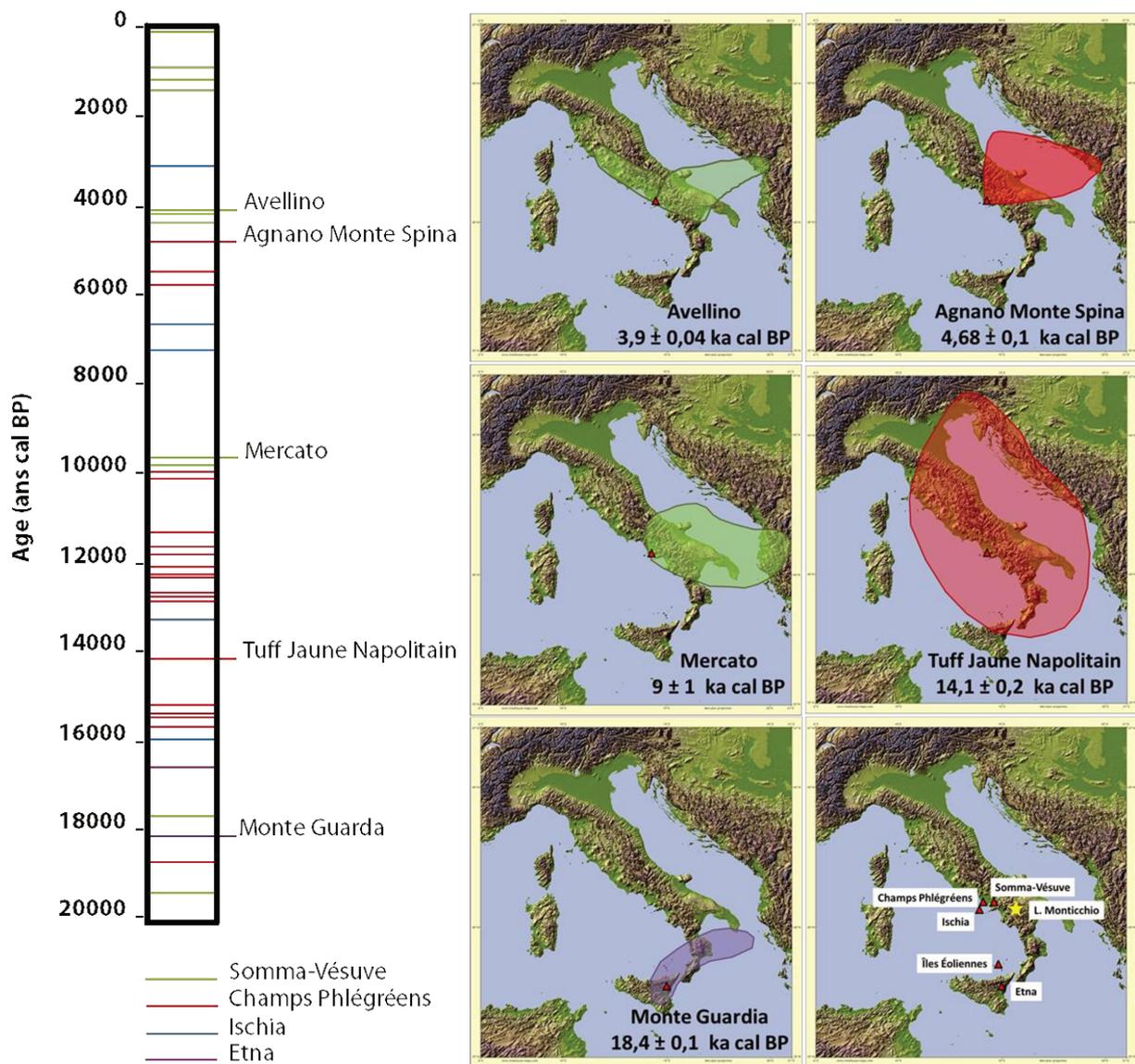


Figure 16 : séquence téphrostratigraphique du Lago di Monticchio (d'après Wulf *et al.*, 2008) sur les derniers 20 000 ans et zones de dispersion des principaux tephras (Sulpizio *et al.*, 2010 ; Lane *et al.*, 2011 ; Caron *et al.*, 2012)

1.2. Méthodes de détection

Cet article en préparation présente l'application inédite de l'imagerie médicale tridimensionnelle dans le processus de détection des passées volcaniques dans des environnements tourbeux et lacustre carbonaté. Le développement de technique de détection efficace quelque soit l'environnement sédimentaire, l'épaisseur et la composition chimique du téphra est un objectif majeur pour les études téphrostratigraphiques actuelles. Une comparaison avec les méthodes conventionnelles (susceptibilité magnétique et la Fluorescence par Rayon X) est présentée. Cette étude a été présentée à différents congrès internationaux dont le congrès STRATI 2013 à Lisbonne (Jouannic *et al.*, 2014a)

Application de l'imagerie médicale tridimensionnelle (CT-Scan) à la détection des téphras

Article en préparation

Gwénolé JOUANNIC¹, Anne-Véronique WALTER-SIMONNET¹, Gilles BOSSUET¹, Eric DELABROUSSE², Pierre BOIVIN³, Hervé CUBIZOLLE⁴, Anne-Lise DEVELLE⁵, Jean-Luc DEVIDAL³, Christine Oberlin⁶, Béatrice PIGNY²

¹ Laboratoire Chrono-Environnement, UMR 6249 CNRS/Université de Franche-Comté, 16, route de Gray, F-25030 Besançon Cedex, France.

² EA 4662 Laboratoire de Nanomédecine, Imagerie et Thérapeutiques, Université de Franche-Comté et Hôpital Universitaire de Besançon, France

³ Laboratoire Magmas Et Volcans (LMV), Université Blaise Pascal, 63038 Clermont-Ferrand, France

⁴ EVS-ISTHME UMR 5600 CNRS, Université de Lyon 1, 6 rue Basse des Rives, 42023 Saint-Etienne cedex 2, France.

⁵ Laboratoire EDYTEM, UMR 5204 CNRS, Université de Savoie, F-73376 LE BOURGET DU LAC Cedex, France

⁶ Centre de Datation par le radiocarbone, Université de Lyon 1, Campus la Doua, 40 Boulevard Niels Bohr, 69622 Villeurbanne, France

1.2.1. Introduction

L'identification des niveaux de téphra distaux très minces et discontinus, parfois invisibles à l'œil nu, dans les tourbes et les sédiments lacustres de la fin du Quaternaire, et en particulier de l'Holocène, a marqué une évolution importante dans la géochronologie. Développée dans un premier temps autour des centres éruptifs de l'Europe de l'Ouest, elle s'est étendue ensuite à toute la planète. La présence de ces marqueurs, favorisant des corrélations plus fiables entre les séquences sédimentaires continentales (Mangerud *et al.*, 1986; Merkt *et al.*, 1993; Dugmore *et al.*, 1995; Pilcher *et al.*, 1995), s'est également avérée très utile pour l'établissement des chronologies éruptives des provinces volcaniques. Quand les couches de téphra ne sont pas visibles à l'œil nu, de par leur trop faible épaisseur ou de par la couleur du sédiment hôte, l'identification nécessite l'examen détaillé de l'enregistrement sédimentaire. Pour cela, chaque centimètre de la carotte est échantillonné puis examiné par microscopie optique, après digestion acide de la fraction carbonatée et/ou de la fraction organique (Dugmore *et al.*, 1992 ; Pilcher *et al.*, 1995), ou alors, plus rapidement, après incinération (Pilcher et Hall, 1992). Cette préparation précède l'extraction par densité des échardes de verre pour leur analyse géochimique. Ces deux procédures sont

très longues. L'analyse par imagerie rayons X a également été utilisée (Butler, 1992; Dugmore et Newton, 1992) mais s'est révélée incapable de détecter des couches de téphras de faible densité. En revanche, l'analyse des propriétés magnétiques peut être efficace (Walter-Simonnet *et al.*, 2008) mais a montré également ses limites en ne détectant pas tous les horizons volcaniques, et notamment les produits volcaniques acides (van den Bogaard *et al.*, 1994, Jouannic *et al.*, 2013).

Nous présentons dans cet article les résultats d'un banc-test réalisé entre des méthodes de détection conventionnelles et une nouvelle méthode qui utilise l'imagerie médicale tridimensionnelle (Scanner) pour identifier des passées volcaniques dans des dépôts sédimentaires très différents, constitués de tourbes et de dépôts lacustres carbonatés. La méthode, très rapide d'utilisation et non-destructrice, est basée sur le contraste de densité du matériel analysé.

1.2.2. Sites d'études.

Deux environnements sédimentaires très différents ont été échantillonnés dans le but de discuter de l'efficacité des méthodes présentées les unes par rapport aux autres. Une séquence tourbeuse de près de 3 mètres a été prélevée sur le site de Gourgon dans les Monts du Forez, dans l'Est du Massif Central. La séquence lacustre de 4 mètres a été prélevée en bordure du Lac du Val dans le Massif du Jura. Les carottages ont été réalisés au carottier russe. La partie prélevant l'échantillon est un demi-cylindre muni d'une pointe pleine que l'on enfonce manuellement dans le sol. Ce demi-cylindre est recouvert par une plaque fine dont l'un des bords est tranchant et pivotant autour de son axe. Le carottier est donc enfoncé en position ouverte jusqu'à la profondeur de prélèvement désirée. Puis, le demi-cylindre est fermé par une rotation du carottier de 180°, découpant ainsi un échantillon non remanié et non compacté et l'emprisonnant derrière la plaque servant d'ancrage. Lorsque le prélèvement est terminé, le carottier est remonté verticalement.

1.2.2.1. La tourbière de Gourgon

Le système tourbeux de Gourgon s'insère dans un ensemble plus vaste de 245 hectares qui constitue le macrotope de Bazanne – Gourgon. Le point de carottage se situe dans la partie haute bombée de la tourbière de Gourgon (Figure 17). Le point de carottage a été choisi sur la base de nombreuses datations réalisées sur l'ensemble du système tourbeux (Cubizolle, 2005 ; Porteret, 2008 ; Cubizolle et Argant, 2006). L'intérêt porté à cette tourbière repose sur l'ancienneté du démarrage de l'accumulation de tourbe, daté au début du Préboréal (11256 ± 81 ans cal. BP). La tourbe repose sur un mélange sableux riche en matières organique datés à 13258 ± 129 ans cal. BP soit de l'Allerød. La séquence étudiée est très bien datée au travers d'études palynologiques et de dates radiocarbone (Cubizolle *et al.*, sous presse). Le carottage a été réalisé dans la partie ombrotrophe de la tourbière de Gourgon. Les tourbières bombées présentent l'avantage de contenir très peu de niveaux détritiques autochtones favorisant ainsi la détection des téphras. Le carottage réalisé pour cette étude a permis d'échantillonner une séquence de 2,88m comprenant à sa base l'arène granitique décrite par Cubizolle *et al.* (sous presse). Ce carottage a été daté par 4 dates radiocarbone permettant de faire la corrélation avec le carottage étudié par Cubizolle *et al.* (sous presse).

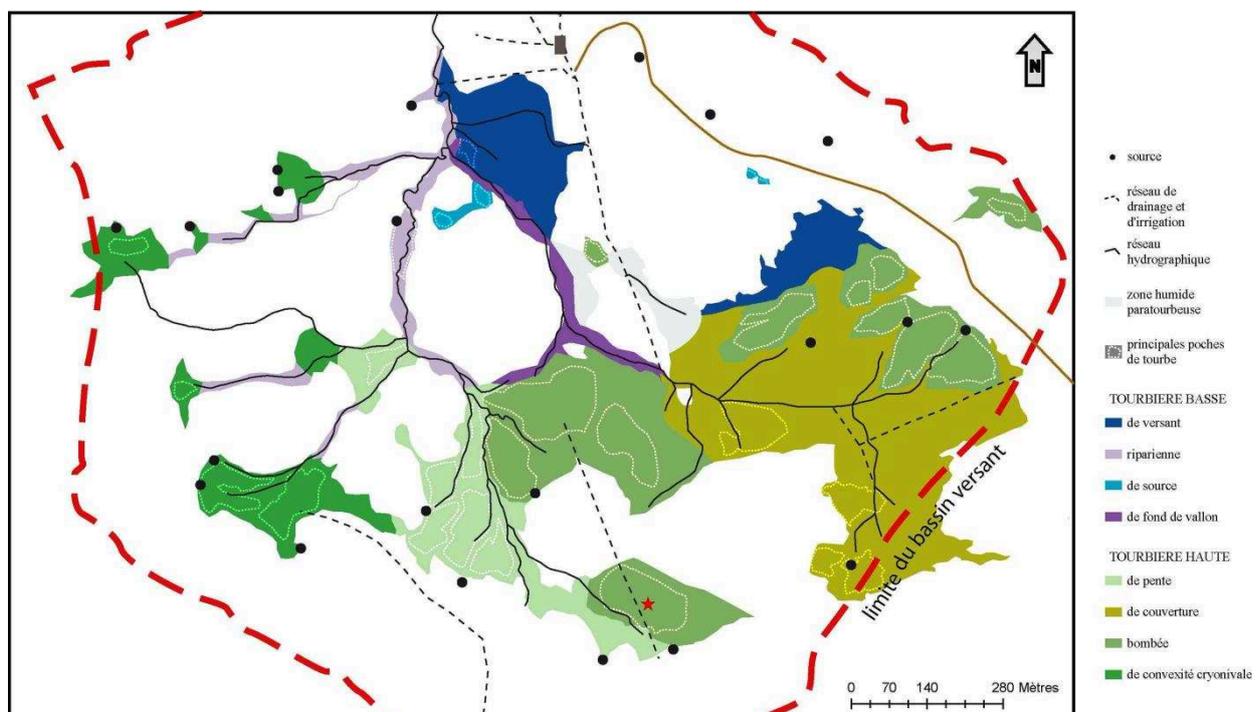


Figure 17: types de tourbière dans le secteur Bazanne-Gourgon (d'après Poteret, 2008). L'étoile rouge marque le lieu du sondage.

Une chronologie complète de la tourbière de Gourgon, basée sur une étude palynologique et des datations par le radiocarbone (Cubizolle *et al.*, en préparation), a servi de support à l'étude téphrochronologique présentée ici. D'autres datations sur des niveaux ciblés, basées sur les mesures de susceptibilité magnétique, ont été obtenue (Tableau 1).

Profondeur	Age radiocarbone (BP)	age calibré (2 σ) (cal. BP)	Age calibré (2 σ) (BC)	code laboratoire	Materiel
170 cm	5 860 \pm 40	6 779 - 6 562	4 823 - 4 618	Lyon-9663(GrA)	tourbe
230 cm	8 015 \pm 45	9 019 - 8 663	7 065 - 6 772	Lyon-9662(GrA)	tourbe
270 cm	10 270 \pm 50	12 377 - 11 814	10 411 - 9 877	Lyon-9661(GrA)	tourbe
285 cm	11 450 \pm 50	13 432 - 13 185	11 485 - 11 236	Lyon-9660(GrA)	tourbe

Tableau 1 : nouveaux âges radiocarbone obtenus sur la séquence de Gourgon

1.2.2.2. Le lac du Val

Il y a 20 000 ans environ, une langue glaciaire issue de la calotte jurassienne parcourait la reculée du Hérisson jusqu'à la combe d'Ain. C'est à l'érosion glaciaire que la vallée doit son creusement dans le plateau de Champagnole et son profil transversal en U évasé, qui se prolonge de près de 100 mètres en profondeur sous la surface de remplissage lacustre, sur laquelle ruisselle le Hérisson (Figure 18). Lors de son retrait, le glacier a abandonné un grand lac qui occupait tout le fond de la reculée. Ce lac initial s'est partiellement comblé d'alluvions imperméables. Les deux lacs de Chambly et du Val sont donc des lacs résiduels.

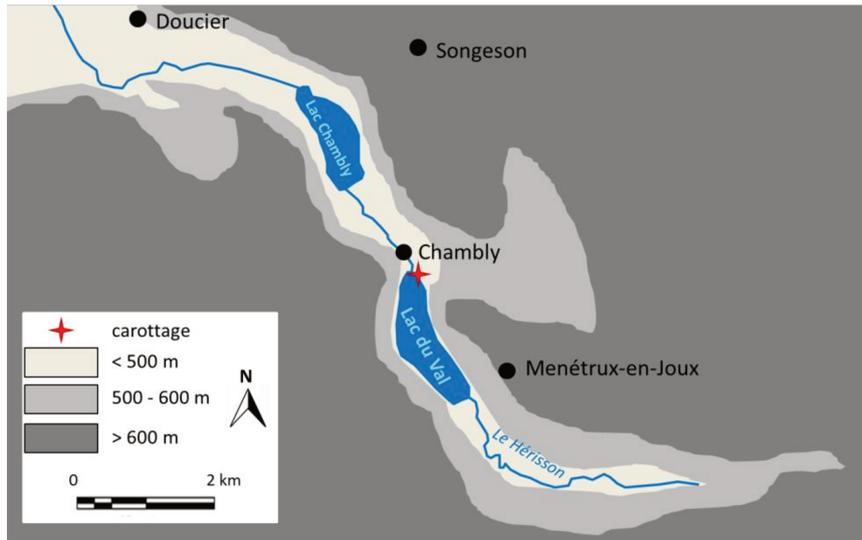


Figure 18 : localisation du carottage du Lac du Val.

La stratigraphie apporte quelques informations chronologiques (Figure 19). Le niveau d'argiles bleues, bien connu dans les séquences sédimentaires du Jura (Magny *et al.*, 2006 ; Walter-Simonnet *et al.*, 2008) correspond au Dryas Récent. Trois dates radiocarbone ont été obtenues, deux à partir d'échantillons de tourbe et la troisième sur les restes d'un gland retrouvé dans la craie lacustre (Tableau 2). Cependant, cet âge ne correspond pas à la chronostratigraphie puisque ce macroreste, daté du Dryas Récent, a été trouvé dans la craie lacustre recouvrant les argiles bleues du Dryas Récent. De plus, il n'y a pas de chêne avant le Préboréal dans le Jura. Les téphras trouvent donc ici un fort intérêt comme marqueur chronologique.

Profondeur	Age radiocarbone (BP)	age calibré (2σ) (cal. BP)	Age calibré (2σ) (BC)	code laboratoire	Materiel
84 cm	5 750 ± 35	6 452 - 6 639	4 690 – 4 503	Poz-57239	tourbe
94 cm	6 740 ± 35	7 667 - 7 522	5 718 – 5 573	Poz-57238	tourbe
270 cm	9 230 ± 40	10 510 - 10 260	8 561 – 8 311	Poz-57236	macroreste

Tableau 2 : âges radiocarbones obtenus dans la séquence du lac du Val.

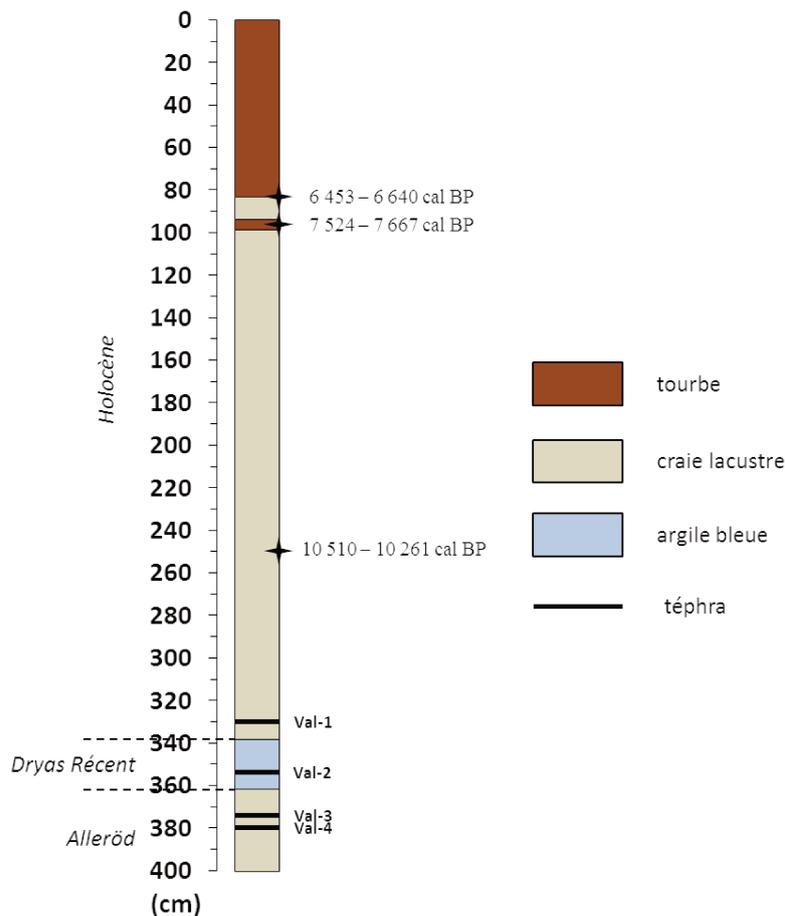


Figure 19 : séquence sédimentaire du Lac du Val.

1.2.3. Méthodologie

Dans ces deux enregistrements, des niveaux de téphras sont visibles à l'œil nu. D'autres téphras, invisibles (cryptotéphras), ont été identifiés grâce à l'utilisation conjointe de trois méthodes de détection conventionnelles : le prélèvement et l'observation systématiques, la mesure de la susceptibilité magnétique et les mesures de fluorescence par rayons X (XRF). Afin d'estimer la capacité à détecter les cryptotéphras de l'imagerie scanner, ces deux enregistrements sédimentaires ont été ensuite analysés via cette dernière méthode.

La composition chimique des éclats de verre volcanique et des phénocristaux présents dans les téphras détectés est ensuite obtenue par analyse à la microsonde électronique. Pour cela, les niveaux de téphras sont prélevés et les éclats de verre et phénocristaux

sont séparés du sédiment-hôte et isolés lors de deux étapes de flotation successives dans deux liqueurs denses de densités respectives 2 et 2,55, après destruction des carbonates par attaque acide et digestion de la matière organique par ajout d'H₂O₂ (Blockley *et al.*, 2005 ; Walter-Simonnet *et al.*, 2008 ; Jouannic *et al.*, accepté (voir page 81)). Les deux lots obtenus (écharde et phénocristaux) sont montés dans des moules que l'on remplit ensuite de résine époxy à froid. Les pastilles sont polies jusqu'au quart de micron avant leur passage à la microsonde électronique.

1.2.3.1. Méthodes conventionnelles

1.2.3.1.1. Echantillonnage et observation systématiques

L'échantillonnage systématique est la méthode qui permet de détecter tous les téphras présents dans un carottage. Celui-ci est échantillonné systématiquement, à raison d'un cm³ tous les cm. Le sédiment est alors passé au four à 600°C pendant deux heures. Les cendres résultantes sont ensuite rincées avec de l'acide chlorhydrique (à 10%) et de l'eau (Pilcher et Hall, 1992). Le résidu est alors déposé sur une lame mince et observé au microscope, et les écharde de verre présentes sont dénombrées.

Cette méthode est très gourmande en temps, et ne permet pas l'analyse géochimique par microsonde électronique des écharde de verre car la combustion à haute température a le désavantage d'altérer la composition chimique des verres volcaniques (Dugmore *et al.*, 1992 ; Hall et Pilcher, 2002 ; Gehrels *et al.*, 2008).

1.2.3.1.2. Susceptibilité magnétique

Depuis les premières études de Poutiers (1968), la mesure de la susceptibilité magnétique est très largement utilisée en sédimentologie (Lees *et al.*, 1998 ; Nowaczyk, 2001 ; Sandgren et Snowball, 2001 ; Vannièrre *et al.*, 2004). Poutiers (1973) et Poutiers et Gonthier (1978) furent les premiers à mettre en évidence, par la susceptibilité magnétique, des changements de faciès sédimentaire.

La susceptibilité magnétique est une mesure de la faculté d'un matériau à s'aimanter sous l'action d'une excitation magnétique (Thomas et Oldfield, 1986). L'aimantation est proportionnelle à l'excitation magnétique appliquée : le coefficient de proportionnalité, noté X_m , définit la susceptibilité magnétique du milieu ou matériau considéré.

$$\vec{M} = X_m \cdot \vec{H}$$

avec \vec{M} l'aimantation en ampère par mètre (A/m), et \vec{H} l'excitation magnétique appliquée en ampère par mètre également (A/m). La valeur de la susceptibilité magnétique X_m traduit le comportement magnétique.

Dans les minéraux, il existe quatre différents comportements magnétiques.

- Le comportement diamagnétique concerne plusieurs minéraux qui ne contiennent pas de fer, comme le quartz (SiO_2) et le carbonate de calcium (calcite, CaCO_3). Cette catégorie contient aussi des non-minéraux tels la matière organique et l'eau. Cette catégorie donne des valeurs de susceptibilité magnétique très faibles, parfois même négatives, puisque ces matériaux développent une aimantation induite dans le sens inverse au champ magnétique appliqué et ne possèdent pas de rémanence (si le champ appliqué disparaît, la magnétisation induite disparaît également).
- Le deuxième comportement est le paramagnétisme. La plupart des sels et un grand nombre de minéraux contenant du fer, telles la biotite et la pyrite, sont paramagnétiques. Les valeurs de susceptibilité magnétique sont positives mais faibles et sans rémanence.
- Le troisième comportement est nommé le ferrimagnétisme. Il concerne les minerais de fer et certains oxydes de fer (l'hématite par exemple). La valeur de la susceptibilité magnétique est élevée et conserve une aimantation après l'arrêt du champ magnétique externe.
- Le dernier comportement est observé pour les substances les plus magnétiques comme le fer pur, le nickel, ou le chrome, et est nommé le ferromagnétisme. Ces substances sont caractérisées par une très forte susceptibilité magnétique. Ces matériaux vont acquérir leur aimantation sous l'effet d'un champ magnétique extérieur. L'aimantation restera importante malgré la disparition du champ extérieur.

Les mesures de susceptibilité magnétique ont été réalisées manuellement au laboratoire Chrono-Environnement (Université de Franche-Comté, France). L'appareil est constitué d'un capteur (MS2-E1) et d'un système de mesure (Bartington MS2). Le pas de mesure est de 5 mm. Les mesures se font exclusivement à la surface du sédiment, parallèlement au plan de stratification afin de bénéficier de la résolution spatiale la plus fine. Le signal décroît très rapidement avec la profondeur et également depuis le centre du capteur. Ainsi à 2 mm de profondeur, le signal est déjà réduit de moitié et devient presque inexistant à 1 cm de profondeur (Figure 20). Cette faible profondeur d'investigation explique que la mesure de susceptibilité magnétique correspond quasiment à la surface du sédiment.

Les dépôts distaux de cendres volcaniques sont principalement composés d'échardes de verre, qui peuvent contenir des inclusions de titanomagnétite de quelques microns (Ananou *et al.*, 2003), et de phénocristaux tels que des feldspaths, pyroxènes, amphiboles et micas qui sont dia- et paramagnétiques. Dans le cas des éruptions à magma peu différencié, les cendres volcaniques contiennent généralement de la magnétite et de l'olivine ferreuse qui sont des minéraux ferromagnétiques (Tableau 3). Tout niveau volcanique contenant ces minéraux induira une augmentation de la susceptibilité magnétique du sédiment (Williamson *et al.* 1991 ; Bossuet *et al.* 1997 ; Walter-Simonnet *et al.* 2008). Malheureusement, ces minéraux, largement représentés dans les éruptions à composante basaltique, se raréfient avec la différenciation magmatique. La magnétite et l'olivine sont inexistantes dans les rhyolites, et les téphras rhyolitiques réagissent ainsi très faiblement dans certains cas.

L'efficacité de la méthode sera donc dépendante à la fois de la présence dans le téphra de minéraux dia- et paramagnétiques, et de la nature minéralogique du sédiment hôte, dont la susceptibilité magnétique devra être significativement différente de celle du téphra pour que la détection de celui-ci, basée sur l'amplitude du contraste, soit optimale.

Minéral	Formule	Comportement magnétique
Plagioclase (albite)	$\text{NaAlSi}_3\text{O}_8$	Diamagnétique
Plagioclase (anorthite)	$\text{CaAl}_2\text{Si}_2\text{O}_8$	Diamagnétique

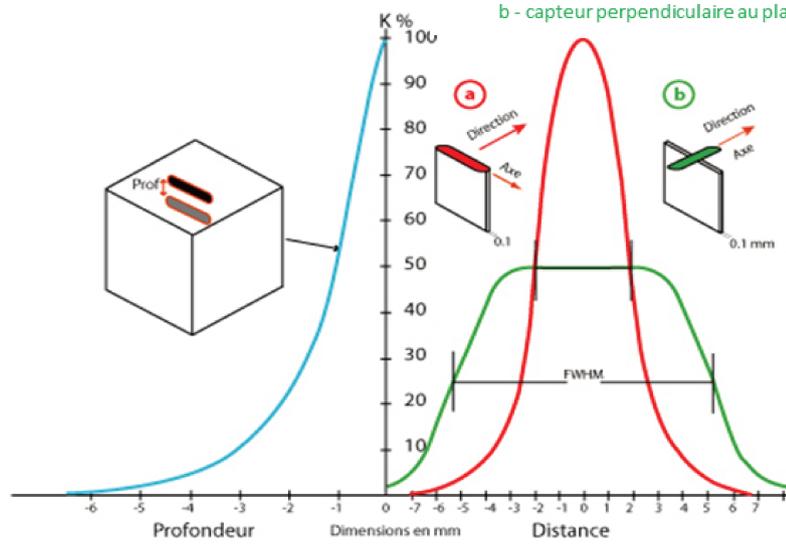
Sandine	$KAlSi_3O_8$	Diamagnétique
Olivine (Forstérite)	Mg_2SiO_4	Diamagnétique
Hauyne	$Na_4Ca_2Al_6Si_6O_{22}S_2(SO_4)$	Diamagnétique
Quartz	SiO_2	Diamagnétique
Zircon	$ZrSiO_4$	Diamagnétique
Clinopyroxène	$(Ca,Mg,Fe,Ti,Al)_2((Si,Al)_2O_6)$	Paramagnétique
Amphibole	$(Ca,Mg,Fe,Al,Na)_7Si_8O_{22}(OH)_2$	Paramagnétique
Biotite	$K(Mg,Fe)_3(OH,F)_2(Si_3AlO_{10})$	Paramagnétique
Olivine (Fayalite)	Fe_2SiO_4	Ferrimagnétique
Orthopyroxène	$(Mg,Fe)SiO_3$	Ferrimagnétique
Magnétite	Fe_3O_4	Ferrimagnétique
Ilménite	$FeTiO_3$	Ferrimagnétique

Tableau 3 : principaux minéraux présents dans les roches volcaniques.

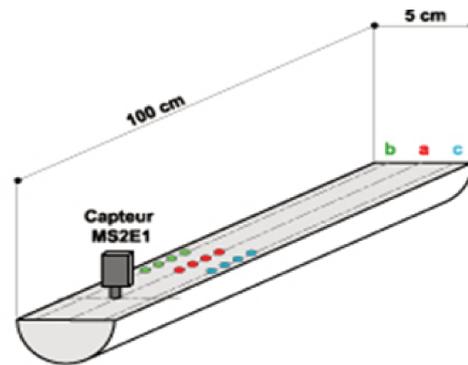
(A) Caractéristiques de la réponse du capteur MS2-E1 (d'après Dearing, 1999)

Décroissance de la réponse du capteur en fonction de la profondeur

Réponse du capteur pour une couche de faible épaisseur
 a - capteur parallèle au plan de stratification
 b - capteur perpendiculaire au plan de stratification



(B) Reproductibilité de la mesure et vérification expérimentale des occurrences de téphra entre les cotes 414 et 430 cm du forage GerVbis.



Susceptibilité Magnétique
 (k) 10^{-6} CGS

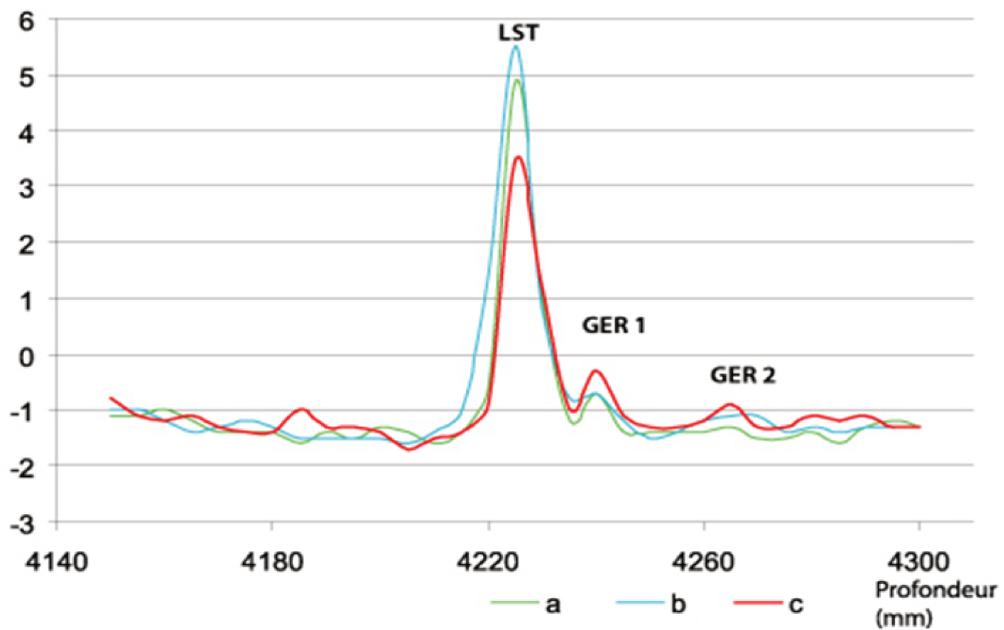


Figure 20 : schéma du dispositif pour les mesure de susceptibilité magnétique et atténuation du signal avec la profondeur.

1.2.3.1.3. Fluorescence par Rayon X

Cette méthode de détection, non-destructrice, repose sur l'analyse automatisée de la composition chimique par spectrométrie de fluorescence X (émission de rayons X secondaires, caractéristiques des éléments qui composent la matière). La mesure est basée sur le rayonnement direct émis par un tube rayons X pour exciter les éléments présents dans l'échantillon. L'excitation est optimale pour les éléments Mg à U. Le système optique est à flux d'hélium pour une bonne détection des éléments légers. Lorsque les rayons X pénètrent dans l'échantillon (Figure 21), il y a production de fluorescence en fonction des éléments présents (Richter *et al.*, 2006). Les données obtenues sont des compositions chimiques qualitatives, voire semi-quantitatives. Les avantages du core-scanner XRF sont nombreux. Cet appareil mesure en continu et à très haute résolution de nombreux éléments majeurs et en traces (de Al à Ba). A l'exception du nettoyage de la surface des demi-carottes, cette méthode ne nécessite aucune préparation préalable puisque les analyses sont effectuées directement sur ces surfaces. Lors de la mesure, pour empêcher le dispositif d'être souillé au contact du sédiment et éviter le dessèchement de l'échantillon, le sédiment est recouvert d'une feuille mince hautement transparente aux rayons X.

Les mesures présentées dans ce manuscrit ont été réalisées grâce au core-scanner du laboratoire EDYTEM (Université de Savoie, France) avec un pas d'analyse de 5 mm. Les conditions analytiques étaient les suivantes : un voltage de 10 puis de 30 KeV, un courant de 750 mA, une ouverture de 15 mm, 5 mm de down-core, et un temps de comptage de 45 s à 10 KeV et de 30 s à 30 KeV.

Apparu dans les années 80 (Lowe *et al.*, 1981 ; Hogg aet McCraw,1983), ce système analytique a fait l'objet de plusieurs publications rapportant la détection de niveaux de téphras par l'analyse XRF au core-scanner. Aujourd'hui, l'utilisation presque systématique de cette méthode dans la détection des téphras est liée au développement de core-scanners de plus en plus performants, permettant des mesures à très haute résolution (Moreno *et al.*, 2007 ; Francus *et al.*, 2009 ; Langdon *et al.*, 2011 ; Kylander *et al.*, 2012 ; Kliem *et al.*, 2013 ; Damascke *et al.*, 2013 ; Wastegård *et al.*, 2013 ; Wulf *et al.*, 2013 ; Jouannic *et al.*, accepté (voir page 81)). Dans les études citées ci-dessus, la présence de téphras provoque souvent

une augmentation de la présence K, Ti, ZR, et parfois de Sr et Rb, en fonction de la nature du sédiment-hôte.

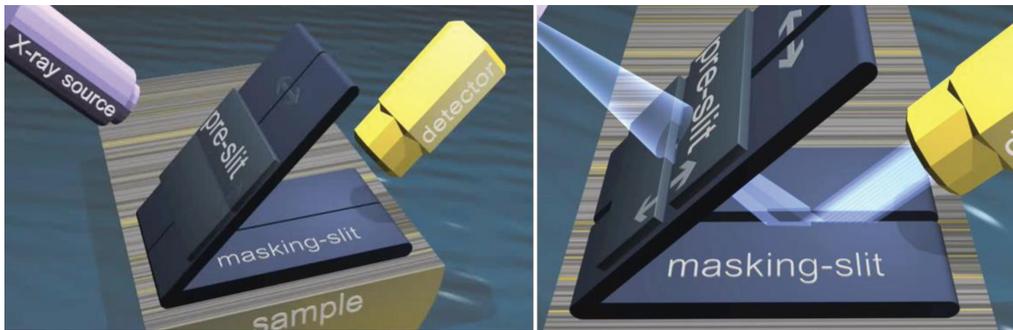


Figure 21 : schéma du dispositif d'analyses d'une carotte par XRF (source aavatech).

1.2.3.2. Imagerie scanner

Basée sur un principe similaire à la radiographie, l'imagerie scanner permet, grâce aux technologies médicales innovantes actuelles, d'avoir une résolution tridimensionnelle que n'offre pas la radiographie. Même si les radiographies aux rayons X traditionnelles offrent une très bonne résolution photographique, la scanographie offre une bien meilleure résolution en contraste de densité. La scanographie permet également de visualiser en coupe fine les structures sédimentaires dans toutes les directions de l'espace, alors que l'analyse RX traditionnelle se limite à des plans de visualisation prédéfinis et analyse toute l'épaisseur du matériel projetée sur un même plan. L'image résultante visualise donc l'ensemble des structures présentes dans l'épaisseur du sédiment.

La méthode consiste à mesurer l'absorption des rayons X par le matériel analysé (Hounsfield, 1973 ; Knoll, 1989). Pour acquérir les données, on emploie la technique d'analyse tomographique c'est-à-dire « par coupes », en soumettant la carotte de sédiments au balayage d'un faisceau de rayons X. Dans les appareils médicaux modernes, l'émetteur de rayons X (tube à rayons X) effectue une rotation autour de l'échantillon alors que les récepteurs situés en face d'eux mesurent l'intensité des rayons après leur absorption partielle par la carotte analysée (Figure 22). Celle-ci est placée sur un lit coulissant au centre de la couronne formée par la source de rayons X et les détecteurs, et se déplace pendant que la couronne effectue des rotations autour d'elle (Boespflug *et al.*, 1994). La carotte est donc analysée selon un mouvement hélicoïdal qui permet son étude dans toutes les

directions de l'espace. Les données obtenues sont ensuite traitées par ordinateur et numérisées, de façon à reconstruire des images 2D ou 3D des structures. Le traitement informatique permet de construire l'image finale en couplant toutes les vues en coupe obtenues avec une résolution choisie.

La radiographie, méthode d'imagerie médicale densitométrique, est utilisée en sédimentologie (Algeo *et al.*, 1994 ; Migeon *et al.*, 1999 ; Marshall *et al.*, 2012) et plus rarement en téphrostratigraphie (Lowe *et al.*, 1981 ; Lowe, 1988 ; Butler, 1992 ; Dugmore et Newton, 1992 ; Jouannic *et al.*, accepté (voir page 81)). Parmi toutes les méthodes de détection utilisées actuellement, qu'elles soient destructrices ou non, physiques ou chimiques, aucune n'offre une résolution tridimensionnelle aussi fine. L'efficacité de cette méthode repose sur l'existence d'un contraste de densité significatif entre le dépôt volcanique et le sédiment encaissant.

L'imagerie médicale tridimensionnelle a été effectuée au CHRU de Besançon, sur un scanner de marque Siemens. Dans les deux environnements sédimentaires présentés dans le manuscrit, la résolution utilisée est de 500 μm .

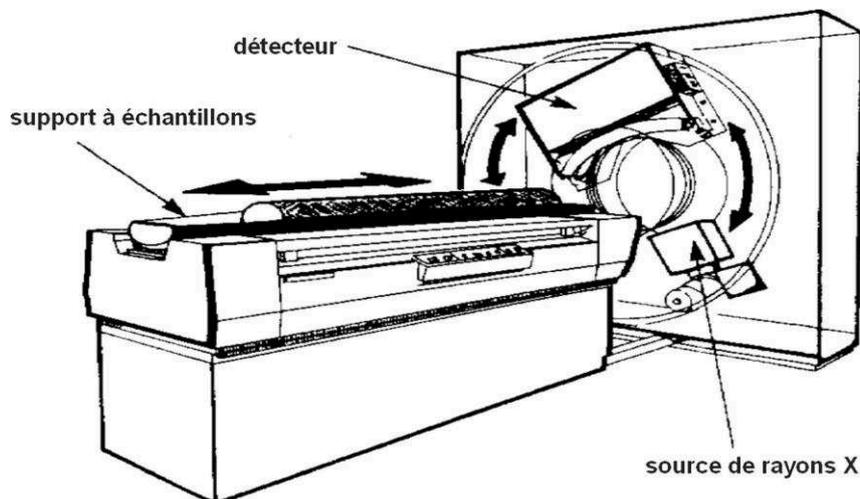


Figure 22 : dispositif de l'analyse d'une carotte au scanner médical (d'après Boespflug *et al.*, 1994).

1.2.4. Résultats

1.2.4.1. Caractéristiques des niveaux de téphras présents dans les deux carottages

Quatre niveaux de téphra ont été reconnus dans le carottage du lac du Val (Jura) et six autres niveaux ont été observés dans le carottage dans la tourbière de Gourgon (Massif Central) (Jouannic *et al.*, 2015 (voir page : 78) ; Jouannic *et al.*, en préparation (voir page 113)). Leurs caractéristiques sont présentées dans le Tableau 4.

1.2.4.2. Détection des téphras

1.2.4.2.1. Milieu carbonaté

Globalement, la susceptibilité magnétique de la craie lacustre est faible, parfois légèrement négative (

Figure 23) et témoigne de l'absence de minéraux ferreux dans les sédiments carbonatés qui constituent l'enregistrement sédimentaire de ce lac. Néanmoins, des variations plus ou moins nettes sont distinguables. Ainsi, une légère augmentation peut être décrite à 330 cm de profondeur et correspond à la présence du téphra Val12-330. La susceptibilité magnétique est également plus importante entre 340 et 365 cm. Ce niveau, constitué de craie argileuse bleuâtre, est bien connu dans le massif du Jura (Bossuet *et al.*, 1997 ; Leroux *et al.*, 2008 ; Walter-Simonnet *et al.*, 2008) et correspond au Dryas Récent. Dans ce niveau argileux, un pic de la susceptibilité magnétique à 353 cm correspond au Vedde Ash. Plus bas à 372 cm, la fin de l'Allerød est caractérisée par un pic très important de susceptibilité magnétique. Ce pic correspond à la présence du Laacher See Tephra. Ce pic est précédé de deux pics très discrets à 375 cm et 378 cm qui correspondent au téphra Val12-374,5.

Les analyses XRF ne permettent pas de corréliser le pic de susceptibilité magnétique observé à 330 cm avec une quelconque variation chimique (

Figure 23). En revanche, certains éléments chimiques présentent des pics qui permettent de corréliser les données XRF avec le pic de la susceptibilité magnétique observé au niveau du Vedde Ash. L'augmentation importante de la susceptibilité magnétique liée à la présence du

Laacher See Tephra est elle aussi parfaitement corrélée avec les données XRF. La corrélation est beaucoup moins évidente pour les petites variations observées à 375 et 378 cm.

L'imagerie médicale met en évidence plusieurs niveaux de densité plus élevée (

Figure 23). Parmi ceux-ci, on retrouve le téphra Vasset-Killian (Val12-330.5), le Laacher See Tephra (Val12-372.0) et les deux dépôts successifs correspondant au téphra de la Nugère (Val12-374.5). Les autres niveaux de densité élevée correspondent soit à des épisodes détritiques non volcaniques, soit à des laminations. En revanche, l'imagerie scanner ne détecte pas le Vedde Ash (Val12-353.0) situé au milieu de la craie argileuse du Dryas Récent (

Figure 23).

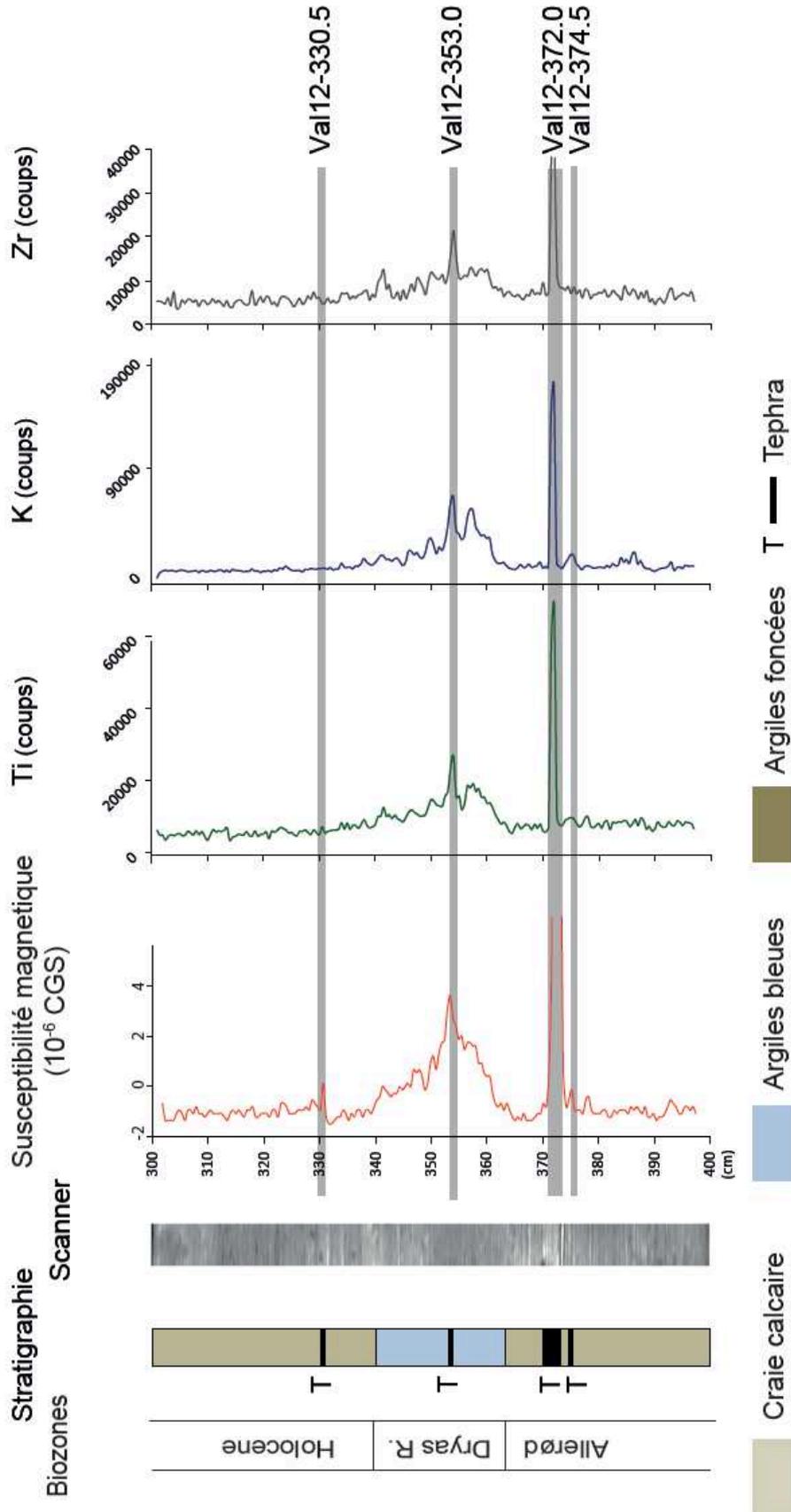


Figure 23 : séquence sédimentaire du Lac du Val (Jura) analysée au core scanner, au susceptibilimètre et à l'imagerie médicale.

1.2.4.2.2. Milieu tourbeux

La matière organique a un comportement diamagnétique (une susceptibilité magnétique négative) et une densité très faible favorisant la détection de toute passée minéralogique.

Un premier niveau dense, très bien corrélé à un pic de la susceptibilité magnétique (bien que faible, $<4 \cdot 10^{-8}$ SI), et à des variations notables des teneurs en K, Ti et Zr, est observé à 167 cm et correspond au téphra G1 (Figure 24). Un second niveau dense est détecté à 253 cm et correspond au téphra G2. Ce téphra correspond à des variations en éléments chimiques mais ne provoque pas de pic de susceptibilité magnétique. Un troisième niveau de densité très élevée, également détecté par les mesures de la susceptibilité magnétique et les analyses XRF, est présent entre 258 et 261 cm. Il s'agit du téphra G3. Un quatrième niveau dense, qui présente la particularité de ne pas être horizontal, est observé vers 270 cm, et correspond au téphra G4. Aucune variation importante de la susceptibilité magnétique ou de la composition chimique ne vient marquer ce niveau. La même chose est observée pour le cinquième niveau détecté par imagerie médicale, c'est-à-dire le téphra G5. Le sixième niveau détecté par l'imagerie scanner est quant à lui très bien corrélé avec les mesures de susceptibilité magnétique et les analyses XRF. Il s'agit du téphra G6. L'imagerie tridimensionnelle permet de voir que son épaisseur est inégale sur la largeur de la carotte. À la base de la carotte, un dernier niveau est détecté par l'imagerie scanner. Parallèlement, on note que la susceptibilité magnétique augmente légèrement. Les analyses XRF permettent de faire la même observation. Ce niveau est composé de sable granitique sur lequel la tourbière de Gourgon s'est formée.

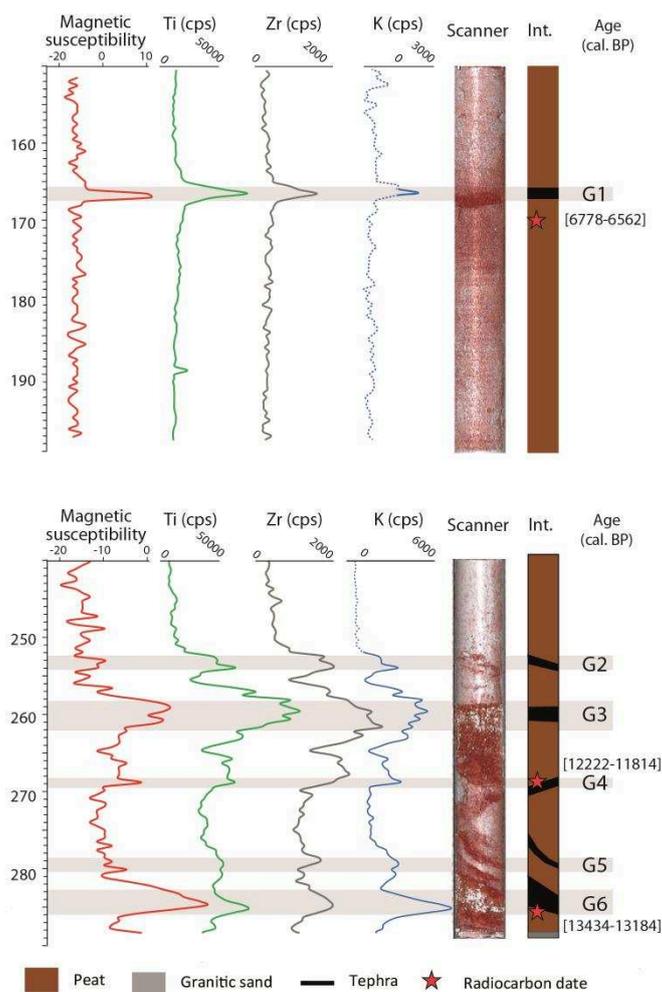


Figure 24 : analyses des tronçons de la carotte contenant des téphras prélevée en milieu tourbeux sur le site de Gourgon (Monts du Forez).

1.2.5. Discussion

Indépendamment de la composition chimique et de l'épaisseur des téphras détectés, l'acquisition de l'image tridimensionnelle scanner ne prend que quelques minutes (5 à 10 minutes selon la résolution utilisée). Avec un pas de mesure de 5 mm, il faut environ 1h30 pour obtenir un profil de susceptibilité magnétique d'une carotte d'un mètre de longueur et 8h sont nécessaires à l'analyse XRF d'un mètre de carotte sur core-scanner avec un pas de mesure de 5 mm.

La variété des épaisseurs et des compositions chimiques des téphras repérés constituent des paramètres importants dans la discussion sur l'efficacité de l'imagerie scanner pour la

détection des téphras. Certains téphras présentés dans ce manuscrit ne sont pas détectés de manière sûre lors de la mesure de susceptibilité magnétique. Il s'agit de Val12-374,5, G2, G4 et G5. L'un d'entre eux, Val12-374,5, est un cryptotéphra de moins d'un millimètre d'épaisseur, très difficilement distinguable à l'œil nu dans la craie lacustre et invisible dans la tourbe. La résolution utilisée (0,5 cm) pour les mesures de susceptibilité magnétique est probablement la raison de sa non-détection dans la craie. Son signal est sans doute noyé dans celui du sédiment. En revanche, il est parfaitement identifiable (G6) sur l'enregistrement de susceptibilité magnétique obtenu sur la tourbe de Gourgon. La comparaison est délicate car l'épaisseur de G6 est plus importante que celle de Val12-374,5. Les téphras G2, G4 et G5, présents dans l'enregistrement tourbeux du site de Gourgon, ne sont pas parfaitement détectés par les mesures de susceptibilité magnétique. Les épaisseurs sont pourtant significatives, dépassant le centimètre. Les laves trachytiques contiennent peu de minéraux ferromagnétiques, n'impliquant donc pas de hausse de la susceptibilité magnétique. La méthode s'avère en revanche très efficace pour les téphras d'épaisseur importante et/ou à magma peu différencié, exception faite pour le téphra G1 de nature rhyolitique et pourtant très bien détecté. Cependant, la susceptibilité magnétique de ce téphra est très faible et sa détection résulte en réalité de la faible susceptibilité magnétique de la matière organique. Cette étude confirme les observations des nombreuses études téphrostratigraphiques présentant des profils de susceptibilité magnétique dont celles de Vogel *et al.* (2009), Cremer *et al.* (2010) et Damaschke *et al.* (2013). L'efficacité de la détection par susceptibilité magnétique est dépendante de plusieurs paramètres. Elle est clairement dépendante de la composition minéralogique du téphra, elle-même dépendante du caractère plus ou moins différencié du magma. Ainsi, les téphras pauvres en silice (basalte, trachybasalte) sont enrichis en minéraux ferromagnétiques (magnétites, olivines). À l'inverse, dans les magmas différenciés (rhyolite), les minéraux ferromagnétiques sont peu représentés ou même absents. La susceptibilité magnétique du téphra sera par conséquent faible dans ce second cas. Cependant, la détection par susceptibilité magnétique est également dépendante de la nature du sédiment hôte et son efficacité réside dans le contraste de la perméabilité magnétique entre le sédiment et le téphra.

Les données XRF paraissent plus efficaces que la susceptibilité magnétique pour la détection des téphras. Val12-330 et G5 sont les seuls téphras qui ne sont pas détectés par cette

méthode. Ces deux niveaux ont une composition trachytique. Cependant, ce n'est certainement pas la composition chimique du téphra qui facilite ou non leur détection puisque plusieurs autres niveaux de nature trachytique sont très bien détectés. Si la résolution utilisée est un paramètre qui peut expliquer la non-détection du téphra Val12-330, ce n'est pas le cas pour G5 dont l'épaisseur dépasse le centimètre.

La détection des téphras par l'imagerie scanner est bien plus efficace dans la tourbe que dans les carbonates. La densité de la matière organique étant très faible, elle favorise un contraste de densité important entre la tourbe et les passées volcaniques. Ce contraste de densité est bien moins évident dans l'environnement carbonaté. Le téphra Val12-330 se trouve confondu avec les laminations que met en évidence cette méthode. Sa distinction n'est donc pas évidente. En milieu carbonaté, le Laacher See Tephra est le mieux détecté. C'est également le cas avec la susceptibilité magnétique et l'analyse XRF. En milieu tourbeux, l'imagerie tridimensionnelle a permis de détecter davantage de téphras que les autres méthodes. Le téphra G5, qui n'est pas détecté par susceptibilité magnétique et par les analyses XRF, est mis en évidence sur les images scanner. Cette méthode permet également de mettre en évidence des structures qui sont invisibles à l'œil nu. Ainsi, on remarque que l'épaisseur des téphras peut varier sur la largeur de la carotte et que certains ne sont pas horizontaux mais présentent un pendage. L'imagerie scanner ne permet pas seulement de détecter des niveaux de téphras, mais également tout autre niveau de densité plus élevé que la matière organique. Ainsi, à la base du carottage, l'imagerie scanner détecte le niveau sableux de l'arène granitique précédant le socle granitique sur lequel s'est développée la tourbière.

Téphra	Environnement sédimentaire	Composition	Épaisseur	Susceptibilité magnétique	Fluorescence par Rayon X	Scanner
Val-1	Carbonaté	Trachyte	0,1 cm	+	-	+
Val-2		Rhyolite	0,4 cm	+	++	-
Val-3		Phonolite	1 cm	++	++	++
Val-4		Trachyandésite	crypto.*	-	+	+
MF1	Tourbeux	Rhyolite	3 cm	++	++	++
MF2		Trachyte	3,5 cm	-	++	++
MF3		Trachyte	4 cm	++	++	++
MF4		Trachybasaltique	3 cm	+	+	++
MF5		Trachyte	1,5 cm	-	-	++
MF6		Trachyandésite	4 cm	++	++	++

Tableau 4: tableau comparatif des téphras détectés ou non par les méthodes présentées dans le manuscrit. (- : non détecté. + difficilement détecté. ++ facilement détecté).

1.2.6. Conclusion

Cette étude permet de présenter les avantages que l'utilisation de l'imagerie tridimensionnelle offre par rapport aux méthodes de détection classiques. La vitesse d'acquisition des données est sans nul doute très importante puisque le gain de temps est de plusieurs heures. La méthode est d'autant plus efficace que le contraste de densité est important. C'est pour cette raison que l'imagerie médicale tridimensionnelle semble bien adaptée à la détection des téphras en milieu tourbeux. La méthode s'avère très complémentaire à la susceptibilité magnétique et à l'analyse de la fluorescence par Rayon-X dans les dépôts crayeux lacustres. L'imagerie scanner, méthode non-destructrice, peut constituer le travail préliminaire de détection de niveaux denses ayant une possible origine volcanique, et fait donc l'économie de l'échantillonnage régulier, coûteux en temps et sans garantie de résultats. Au regard des différentes caractéristiques chimiques des téphras détectés par la scanographie, cette méthode semble moins dépendante de la composition chimique et minéralogique dans son application en milieu tourbeux. L'utilisation de l'imagerie scanner en sédimentologie, initiée depuis peu (Cremer *et al.*, 2002 ; de Montety *et al.*, 2003), trouve ici une nouvelle utilité. Elle peut être considérée comme la méthode de détection des téphras la plus efficace en milieu tourbeux.

1.2.7. Publication post-congrès :

Original detection methods for tephra layers and cryptotephra.

Gwénoé JOUANNIC¹, Anne-Véronique WALTER-SIMONNET¹, Gilles BOSSUET¹, Anne-Lise DEVELLE², Eric DELABROUSSE³, Christophe LOUP¹

¹Chrono-Environnement Laboratory, UMR 6249 CNRS/University of Franche-Comté, 16, route de Gray, F-25030 Besançon Cedex, France

²EDYTEM Laboratory, UMR 5204 CNRS, University of Savoie, F-73376 LE BOURGET DU LAC Cedex, France

³EA 4662 Nanomedicine Laboratory, Imagery and Therapeutics, University of Franche-Comté and University Hospital, Besançon, France

Original Detection Methods for Tephra Layers and Cryptotephras

Gwénolé Jouannic, Anne-Véronique Walter-Simonnet,
Gilles Bossuet, Anne-Lise Develle, Eric Delabrousse
and Christophe Loup

Abstract The building of independent and accurate chronologies is crucial to correlate environmental and climatic changes as reflected in biotic as well as abiotic signals from continental lacustrine sediments. The use of tephtras, which are instantaneous and synchronous atmospheric deposits, as time-parallel markers, allows independent, high-precision regional and inter-regional correlations to be established. The development of effective, rapid methods to detect tephtra layers in sedimentary records of various compositions is a challenge. Many traditional methods for the detection of tephtra layers, such as regular sampling or magnetic susceptibility measurements, have shown their limits. Regular sampling takes a long time, and finding tephtra layers is an uncertain process. Moreover, magnetic susceptibility is ineffective when tephtra layers are composed of volcanic glass shards of differentiated magma composition. This study proposes three original methods to detect tephtra layers: XRF, CT imaging, and quantitative sulphur

G. Jouannic (✉) · A.-V. Walter-Simonnet · G. Bossuet · C. Loup
Chrono-Environnement Laboratory, UMR 6249 CNRS/University of Franche-Comté,
16, route de Gray, 25030 Besançon Cedex, France
e-mail: gwenole.jouannic@univ-fcomte.fr

A.-V. Walter-Simonnet
e-mail: anne-veronique.walter@univ-fcomte.fr

G. Bossuet
e-mail: Gilles.Bossuet@univ-fcomte.fr

C. Loup
e-mail: christophe.loup@univ-fcomte.fr

A.-L. Develle
EDYTEM Laboratory, UMR 5204 CNRS, University of Savoie,
73376 Le Bourget du Lac Cedex, France
e-mail: anne-lise.develle@univ-savoie.fr

E. Delabrousse
EA 4662 Nanomedicine Laboratory, Imagery and Therapeutics, University
of Franche-Comté and University Hospital, 25000 Besançon, France
e-mail: edelabrousse@chu-besancon.fr

R. Rocha et al. (eds.), *STRATI 2013*, Springer Geology,
DOI: 10.1007/978-3-319-04364-7_237, © Springer International Publishing Switzerland 2014

1237

analysis. XRF enables tephra layer composition elements and sediment to be differentiated. CT imaging may be used to observe 3D sedimentary structures. Sulphur analysis allows the environmental impact of degassing in volcanic eruptions to be examined. These methods can be used successfully to detect tephra layers of various chemical compositions in both peaty and carbonated deposits.

Keywords Tephra layer • Tephrostratigraphy • XRF • Radiography • CT imaging • Sulphur • Jura plateau • French Massif Central

Introduction

Tephrostratigraphy has developed significantly over the past 30 years. Tephra layers have been extensively studied, mainly to establish independent accurate chronologies that are crucial for correlating environmental and climatic changes as reflected in biotic and abiotic signals from continental lacustrine sediments (Walker 2001). Tephrostratigraphy can also be used to determine volcanic eruption intensity, using the thickness and extent of the related tephra layer (Carey and Sparks 1986; Pyle 1989; Bonadonna and Houghton 2005). The study of distal tephra layers also gives an overview of explosive eruption frequency, whereas such information can be destroyed by each new eruption for deposits close to the volcano. Chemical analysis of volcanic glass shards and minerals constituting a tephra allows the volcano to be identified, and sometimes also the eruption. The identification and detection of tephras are of great importance, although this is made much more difficult when tephras are invisible to the naked eye. In many cases, magnetic susceptibility measurement appears can be used as a rapid, non-destructive detection method (Walter-Simonnet et al. 2008). However, this detection method is ineffective if there are no ferromagnetic minerals in the tephra layer; this is especially the case in differentiated magmas (Jouannic et al. 2013). Therefore, the application of new methods is crucial to optimize the detection of tephra layers. This study presents results of the original application of three methods: XRF, CT imaging, and quantitative sulphur analysis. To check the reliability of these methods, we performed tests on cores sampled in two different sedimentary environments: a carbonate-rich environment and a peaty environment, in both of which tephra layers had previously been identified.

Materials and Methods

Kylander et al. (2012) used the XRF detection method on peaty cores sampled in the Faroe Islands. In that study, the method enabled only basaltic tephra layers of Icelandic origin to be identified. In the present study, we tested the efficacy of XRF



Fig. 1 Locations of cores and tephra layer origins (A Iceland; B Laacher See tephra; C Chaîne des Puys; 1 Jura; 2 Forez)

for detecting lacustrine carbonate sequences of the Jura Plateau (France) and peaty sequences cored in the Forez area (French Massif Central) (Fig. 1). To test the efficiency of the method, XRF measurements were performed on sequences in which several tephra layers of different chemical compositions and origins (Figs. 1 and 2) were visible, or were detected in sediment by the surface-scanning magnetic susceptibility of the whole cores. XRF measurements were performed in the E-DYTEM laboratory (University of Savoie in Chambéry, France).

Radiographic imaging is sometimes used to highlight detrital layers of material whose composition differs from the surrounding sediment. In our study, we used CT imaging to build 3D images of the core and tephra layers. This new method, which offers a higher precision than does radiography, also allows observations to be made of the structure, thickness, and probable reworking of tephra layers. The pictures were generated at the University Research Centre of Besançon Hospital in France.

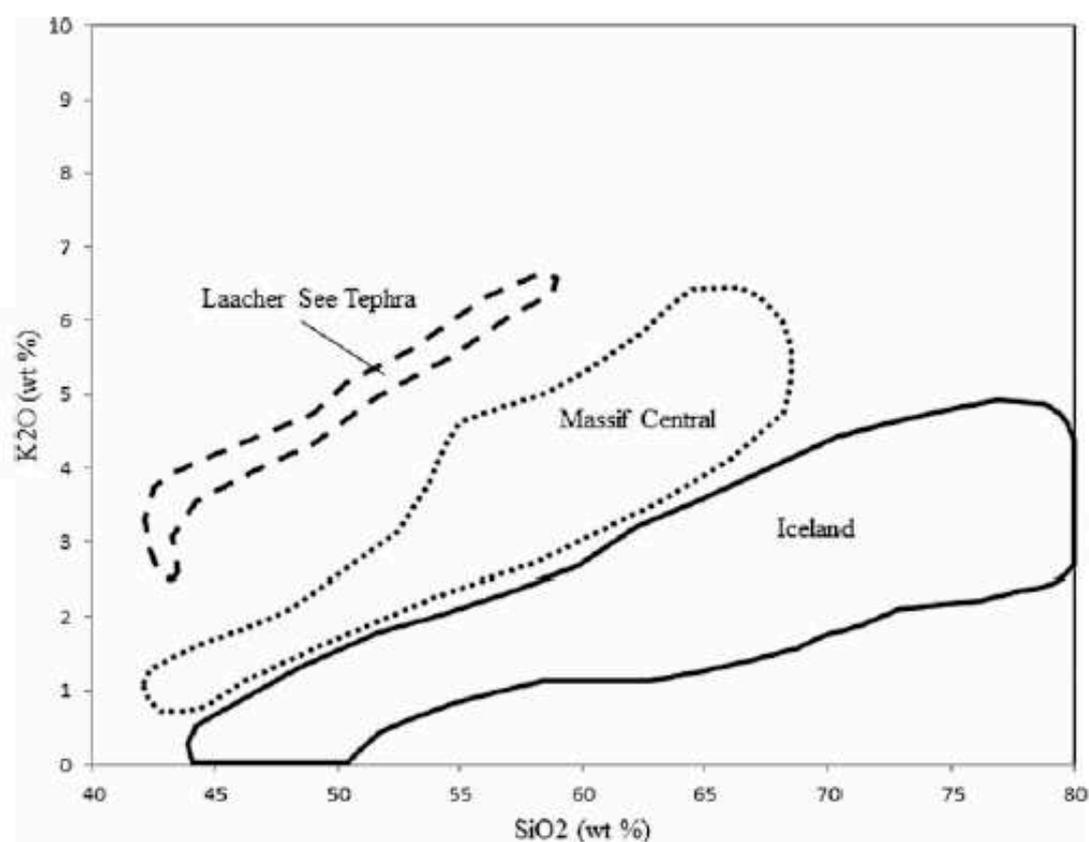


Fig. 2 Chemical composition of glass shards from Laacher See Tephra, Iceland, and the French Massif Central (modified after Davies et al. 2005)

The third detection method proposed is based on the quantitative analysis of sulphur. This analysis was conducted with a CNS-analyser in the Chrono-Environment laboratory at Franche-Comté University, Besançon, France. The aim was to find traces of gases that are related to tephra layers. This method was tested on identified tephra layers, and on sedimentary records coeval with volcanic eruptions, and characterized by the lack of tephra layers. Measurements were made on samples (>200 mg) taken at intervals of 1 cm.

These different methodological approaches allowed invisible tephra layers to be successfully tested, and may be used for any tephrostratigraphic study.

References

- Bonadonna, C., & Houghton, B. F. (2005). Total grain-size distribution and volume of tephra-fall deposits. *Bulletin of Volcanology*, *67*(5), 441–456.
- Carey, S., & Sparks, R. S. J. (1986). Quantitative models of the fallout and dispersal of tephra from volcanic eruption columns. *Bulletin of Volcanology*, *48*(2–3), 109–125.
- Davies, S. M., Hoek, W. Z., Bohncke, S. J. P., Lowe, J. J., O'Donnell, S. P., & Turney, C. S. M. (2005). Detection of Late glacial distal tephra layers in the Netherlands. *Boreas*, *34*(2), 123–135.

- Jouannic, G., Gillot, P. Y., Goiran, J. P., Lefevre, J. C., Siani, G., & Salomon, F. (2013). Tephrochronological study in the Maccarese Lagoon (near Rome, Italy): Identification of Holocene tephra layers. *Quaternaire*, 24(1), 65–74.
- Kylander, M. E., Lind, E. M., Wastegard, S., & Lowemark, L. (2012). Recommendations for using XRF core scanning as a tool in tephrochronology. *Holocene*, 22(3), 371–375.
- Pyle, D. M. (1989). The thickness, volume and grainsize of tephra fall deposits. *Bulletin of Volcanology*, 51(1), 1–15.
- Walker, M. J. C. (2001). Rapid climate change during the last glacial–Interglacial transition; implications for stratigraphic subdivision, correlation and dating. *Global and Planetary Change*, 30(1–2), 59–72.
- Walter-Simonnet, A. V., Bossuet, G., Deville, A. L., Begeot, C., Ruffaldi, P., Magny, M., et al. (2008). Chronicle and distribution of Late Glacial tephras in the Vosges and Jura mountains, and the Swiss Plateau. *Quaternaire*, 19(2), 117–132.

Chapitre 2 : Études téphrostratigraphiques

Des études téphrostratigraphiques ont été réalisées dans trois environnements sédimentaires différents et trois secteurs géographiques distincts :

- Environnement loessique en Belgique
- Environnement carbonaté dans le Massif du Jura
- Environnement tourbeux dans le Massif Central

Les trois études sont présentées sous la forme d'articles scientifiques ayant été soumis. Ces articles sont précédés et suivis d'un avant-propos et d'une conclusion rappelant les tenants et aboutissants de chaque étude.

2.1. Etude téphrostratigraphique dans les loëss belges à proximité de Liège

2.1.1. Avant-propos.

La caractérisation des propriétés physiques des sédiments et l'analyse de leurs composants sont essentielles pour étudier leurs réponses au climat local ou régional et/ou aux changements environnementaux. Habituellement, la principale difficulté pour les études paléoclimatiques et paléoenvironnementales réside dans l'établissement de chronologies précises qui permettent des comparaisons inter-sites sur des échelles de temps communes (Turney *et al.*, 2004 ; Lane *et al.*, 2011). Parmi les méthodes de datation, la téphrochronologie à haute résolution permet la datation et la synchronisation de ces événements, car les cendres volcaniques sont des dépôts instantanés à l'échelle des temps géologiques.

Néanmoins, l'efficacité de la téphrochronologie dépend de la détection de tephras dans différents types de sédiments. Certains tephras sont visibles tandis que d'autres sont invisibles à l'œil nu. Leur détection peut être généralement obtenue en utilisant des mesures de susceptibilité magnétique réalisées avec un pas de mesure réduit le long des carottes de sédiments (Walter-Simonnet *et al.*, 2008). La détection des tephras est également possible par la quantification des concentrations en éclats de verre sous un microscope optique

en prélevant des échantillons de sédiment tous les centimètres tout le long de l'enregistrement sédimentaire. Après avoir été détecté, le téphra doit être attribué à une éruption volcanique ou, au moins, à une province volcanique. Cette origine peut être déterminée à partir de la composition minéralogique ou de la caractérisation chimique des échantillons de verre volcanique. Cette dernière méthode est maintenant utilisée couramment sauf lorsque les échantillons de verre sont trop altérés pour que l'on obtienne une analyse chimique utilisable pour l'identification (Poulet & Juvigné, 1993 ; Poulet et al, 2008; Walter-Simonnet et al, 2008 ; Jouannic et al, accepté (voir page 81)).

Il y a plusieurs années, deux niveaux de téphra ont été décrits dans une séquence de loess à Rocourt (Belgique) : le téphra de Rocourt (Juvigné, 1977) et le téphra d'Eltville également appelé "Eltviller Tuff" (Juvigné & Wintle, 1988). Le site de Rocourt, près de Liège, est un stratotype pour les loess du Pléistocène Supérieur de la région de l'Hesbaye. Des cartographies de susceptibilité magnétique ont été réalisées afin de tester l'efficacité de cette approche et de mettre en évidence la structure et le possible remaniement de ces téphras. Les caractéristiques minéralogiques et chimiques constituent également un intérêt majeur dans l'actualisation continue des bases de données en téphrostratigraphie. Une synthèse bibliographique a également été entreprise afin de discuter de la répartition géographique et de l'origine du téphra d'Eltville.

2.1.2. Article

Tephra's reworking in loess evidenced by use of 2D magnetic susceptibility mapping: a case study from Rocourt, Belgium

Article accepté en révision par Quaternary International

JOUANNIC, G¹., WALTER-SIMONNET, A.V¹., BOSSUET, G¹., J.P. SIMONNET¹, A. JACOTOT²

¹ Laboratoire Chrono-Environnement, Université de Franche-Comté, 16 route de Gray, 25030 Cedex

²IRD/Université de Nouvelle-Calédonie, 101 Promenade Roger Laroque, BP A5 - 98848 Nouméa cedex

Tephtras' reworking in loess evidenced by use of 2D magnetic susceptibility mapping: a case study from Rocourt, Belgium

Article accepté en révision par Quaternary International

JOUANNIC, G¹., WALTER-SIMONNET, A.V¹., BOSSUET, G¹., J.P. SIMONNET¹, A. JACOTOT²

¹ Laboratoire Chrono-Environnement, Université de Franche-Comté, 16 route de Gray, 25030 Cedex

²IRD/Université de Nouvelle-Calédonie, 101 Promenade Roger Laroque, BP A5 - 98848 Nouméa cedex

2.1.2.1. Introduction

Characterization of physical properties of sediments and analysis of their minerogenic components are essential for studying their response to local or regional climatic and/or environmental changes. Usually, the main difficulty for palaeoclimatic and palaeoenvironmental studies lies in the establishment of precise chronologies which allow inter-sites comparisons on common timescales (i.e. Turney *et al.*, 2004, Lane *et al.*, 2011). Among dating methods, tephrochronology permits high resolution dating and synchronization of these events because volcanic ashes deposits are instantaneous at a geological time scale.

Nevertheless, efficiency of tephrochronology depends on detection of tephtras in different kinds of sediments. Some tephtras are visible while others are invisible to the naked eye. Thus, their detection may be obtained either using magnetic susceptibility measurements conducted with a fine step along the sediment cores (Walter-Simonnet *et al.*, 2008), by quantification of tephtra glass shards concentration under an optical microscope in continuous (~1 cm³) samples of sediment prepared according to the process published by Blockley *et al.* (2005), or by XRF core scanning (Wulf *et al.*, 2013), for example.

Then, after being detected, the tephtra has to be assigned to a known eruption or volcano. This can be made either by heavy minerals assemblage, phenocrystals chemistry, or chemical characterization of volcanic glass shards achieved by the analysis of major and

minor elements using electron microprobe equipment. The latter method is now commonly used except when glass shards are too weathered for chemical analysis (Poucllet & Juvigné, 1993; Poucllet *et al.*, 2008; Walter-Simonnet *et al.*, 2008; Jouannic *et al.*, accepted).

Many years ago, two tephra layers were described in a loess sequence from Rocourt (Belgium): the Rocourt tephra (Juvigné, 1977) and the Eltville tephra also called “Eltviller Tuff” (Juvigné & Wintle, 1988). The site of Rocourt (near Liège, at the Gritten sand pit, 50°40'08.45"N, 05°33'50.84"E, Figure 25) is a stratotype for the Hesbaye upper Pleistocene loess and especially pedogenetic processes like the Rocourt soil (Haeserts *et al.*, 2011). In this site, these two tephras lie in loess (Poucllet *et al.*, 2008). That's why we choose it to realize tephras tracking and mapping using magnetic susceptibility in order to test the efficiency of this approach and to evidence the structure and possible reworking of tephras.

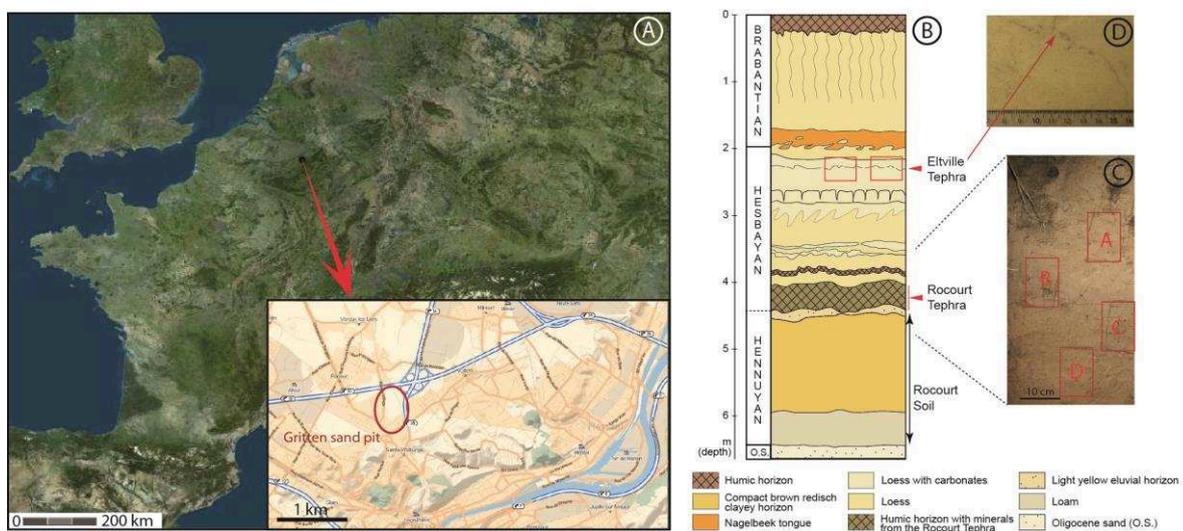


Figure 25 : A. Location of the the site of Rocourt and the Gritten sandpit. B. Schematic profile of the loess sequence of Rocourt C. Relative position of A, B, C and D boxes on the humus bearing horizon of Rocourt D. Photographs of the Eltville tephra

2.1.2.2. Geological setting

In the second half of 20th century, the loess stratigraphy from the northern hemisphere has been studied allowing the reconstruction of the Quaternary palaeoclimatic evolution. In Belgium, the loess stratigraphy has been described by many authors like Gullentops (1954), Paepe & Vanhoorne (1967), Haesaerts (1974) and Haesaerts *et al.* (1997, 1999). These loess contain tephra layers like the Rocourt and Eltville tephras among others. Ages and origins of

these tephtras were regularly discussed, and an origin from the Eifel Volcanic Field (Germany) is accepted now, even if the source-volcanoes are not yet known, but uncertainties remain for their precise ages.

The Eltville tephra occurs in the loess deposits from western Germany, Belgium and the Netherlands where it has been used as a stratigraphic marker (Semmel, 1967; Rohdenburg & Semmel, 1971; Bibus, 1973; Juvigné & Semmel, 1981; Meijs *et al.*, 1983; Juvigné & Wintle, 1988; Weidenfeller *et al.*, 1994; Hatté *et al.*, 1999; Frechen *et al.*, 2003; Pouclet & Juvigné, 2009). In 1931, Michels described, for the first time, the Eltviller tuff as a thin black lamina which was first attributed to a volcanic deposit by Schönhals (1951). In the German stratigraphy, the Eltville tephra always occurs in the Würm III deposits (Schönhals, 1959). Nearby the East Eifel Volcanic Field it sometimes has been described as five adjacent laminae (Meijs *et al.*, 1983). Many datations have been realized. They all show that the age of this tephra is close to 20 kyr (Juvigné & Wintle, 1988; Van den Haute *et al.*, 1999; Antoine *et al.*, 2001; Zöller *et al.*, 2004; Bibus *et al.*, 2007).

The mineralogy of the Eltville Tephra has been first described by Frechen (1959). Its heavy minerals assemblage consists of pyroxenes (85 to 94%), olivines (6 to 13 %), basaltic hornblende (1 to 3%) with rare biotite and magnetite (Frechen, 1959; Juvigné & Semmel, 1981) as in trachybasaltic rocks.

The Rocourt tephra has been described in many sites in Belgium, and it always occurs in a humus-rich soil complex, named the Humiferous Complex of Remicourt, attributed to the end of the Wechselian Early Glacial period (Juvigné, 1977; Haesaerts *et al.*, 1999; Haesaerts and Mestdagh, 2000). This tephra is reworked and is invisible to the naked eye. Gullentops (1954) noticed that the humus-rich soil containing the volcanic minerals from Rocourt tephra is linked to the development of herbaceous vegetation during a climatic worsening. Datations (¹⁴C, Thermoluminescence and U/Th) realized into the sequences associated to the Rocourt tephra give an age between 74 kyr and 90.3 kyr for the eruption (Van den Haute *et al.*, 2003; Pirson *et al.*, 2004; Pouclet *et al.*, 2008).

The mineralogy of the Rocourt Tephra was described for the first time by Tavernier & Laruelle (1952) and Gullentops (1954). Its heavy minerals assemblage is made up of basaltic hornblende, augite and enstatite. Basaltic hornblende and augite are also observed in

volcanic tuffs from Eifel (Germany) and French Massif central, but enstatite is absent in other Belgian quaternary tephra layers (Remouchamps Tephra, Eltville Tephra and Laacher See Tephra; Juvigné, 1993).

2.1.2.3. Materials and methods

2.1.2.3.1. Sampling

As the subject of this paper is not the loess, Figure 25 presents a simplified stratigraphy of the loess sequence observed in the Gritten sand pite at Rocourt. This loess sequence was first described by Gullentops (1954). More recently, Haesert *et al.* (2011) published a new and synthetic description of this sequence. At the base of the sequence, Hennuyan loess covers Oligocene sands. The upper part of this loess consists of a thick red brown clayey loam horizon overlain by a thin whitish horizon, the whole named the Rocourt soil. Above this soil, a humiferous horizon, containing minerals from the Rocourt tephra, is recovered by Hesbayan loess. The Eltville tephra lies in the upper part of this loess.

Loess from the Rocourt site was sampled with the “box method” commonly used in pedologic investigations. A succession of four boxes (boxes A, B, C and D) was sampled from top to base in the humus bearing horizon of Remicourt in which the Rocourt Tephra has been described (Figure 25C; Haesert *et al.*, 1999; Bringman *et al.*, 2003; Pouclet *et al.*, 2008). Two other boxes (E and F) have been collected higher in the sequence, in the loess containing the Eltville tephra (Figure 25D).

2.1.2.3.2. Tephra detection.

Volume magnetic susceptibility is the response of sediment to an external magnetic field. It depends mainly on magnetite and ferrimagnetic minerals. Nevertheless, in the case of low concentration of ferrimagnetic minerals, the magnetic susceptibility values can be largely influenced by diamagnetic minerals (Thompson & Oldfield, 1986).

Rocourt and Eltville tephtras were detected and mapped by magnetic susceptibility measurements using a MS2-E1 surface scanning sensor from Bartington Instruments. This

point sensor allows high resolution surface measurements of split cores with an area of response 3.8mm (short axis) x 10.5mm (long axis) and a depth of response 50% at 1mm, 10% at 3.5mm.

Measurements were taken with an interval of 5mm in the Y direction and 10 mm in the X direction and with the long axis of the sensor parallel to the stratigraphy defining the “narrow strata” configuration in which the spatial sensitivity is maximum (response circa 3.8 mm).

The map was generated with data interpolated on a grid of 5 x 5mm. Then, the top layer (2 cm thickness) of each box was cut and the magnetic susceptibility measured again with the same acquisition parameters. Each serial map successively gives detailed information in the vertical plane of the stratigraphy. This operating exploration was repeated six times for box D, four times for box E and three times for box F where high values of magnetic susceptibility were measured. Boxes A, B and C were only once analyzed.

2.1.2.3.3. Tephra identification and characterization

Each peak of magnetic susceptibility was sampled for tephra identification. The samples were sieved at 40 μm and attacked first with a 10% acetic acid solution in order to dissolve carbonates, and secondly with a 35 % hydrogen peroxide solution to remove organic matter. Particles were then separated into three groups using the density separation method from Blockley *et al.* (2005). Then volcanic glass shards (density < 2.5), volcanic phenocrysts (pyroxenes, amphiboles, olivines, magnetites..., density >2.8) and loess minerals (quartz, feldspath, density between 2.5 and 2.7) were isolated. The > 40 μm fraction was observed under a binocular lens and an optical microscope.

Volcanic glass shards and phenocrysts were embedded in a epoxy resin and polished for electron microprobe chemical analysis. Electron probe microanalyses (EPMA) of glasses and phenocrysts were obtained on a WDS Cameca SX100 at Laboratoire Magmas et Volcans (LMV), Clermont-Ferrand. The instrument was calibrated on natural glass (A99). The analytic conditions are similar to standard analysis (Óladóttir *et al.*, 2011): 15 kV accelerating voltage and 4 nA beam current (10 nA used for mineral analysis) to reduce Na loss and 4 μm beam

diameter, in agreement with Hunt and Hill (2001) and Kuehn *et al.* (2011). The counting time was 10 s for Na, Ca, Ti and Si; 20 s for Mg and Al; 30 s for MN and finally 40 s for Fe and K.

2.1.2.4. Results and Discussion

2.1.2.4.1. Rocourt Tephra

The Rocourt tephra was detected thanks to the magnetic susceptibility mapping carried out on the surface of four serial sediment boxes (A, B, C and D). The four boxes were gathered in a whole core (Figure 26). High values of magnetic susceptibility are observed at the top of the sequence (box A). This sediment takes place just below the present vegetation inducing that these high values of magnetic susceptibility may be related to pedogenetic processes. MS mapping of surfaces of boxes B and C show low values of magnetic susceptibility, with no evidence of tephra occurrence. In return, MS mapping of the surface (D0) of box D is characterized by high values of magnetic susceptibility which are heterogeneously distributed. This heterogeneous distribution is also observed at different depth as shown by series of MS mapping of the five underlying “layers” created by box-cutting (D1, D2, D3, D4, D5; fig. 2). The 3D spatial distribution of MS high values attests that this magnetic sediment does not correspond to a thin continuous deposit.

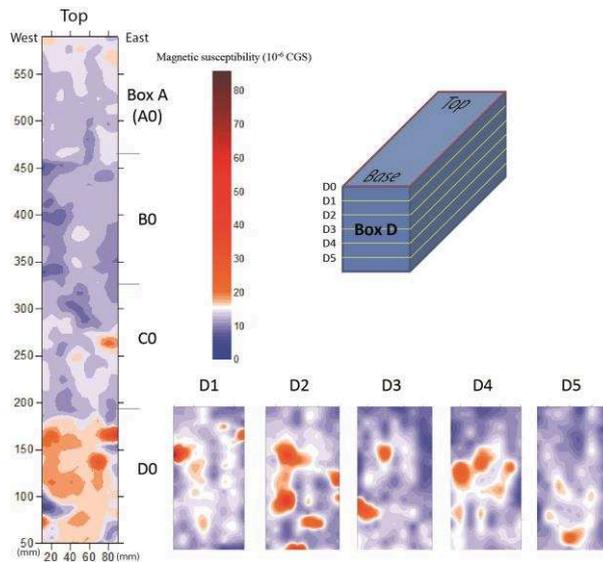


Figure 26 : Assemblage of boxes A, B, C, D showing the surface magnetic susceptibility scanning (A0 to D0) of the sedimentary sequence of Rocourt (axes are given in mm). Series of plan-view maps (D1, D2, D3, D4, and D5) in box D represents the surface magnetic susceptibility scanning of Rocourt tephra according to depth. Data acquisition was made with a grid spacing of 5mm in the Y direction and 10 mm in the X direction. Each map was generated with a data interpolation on a square mesh of 5 x 5mm.

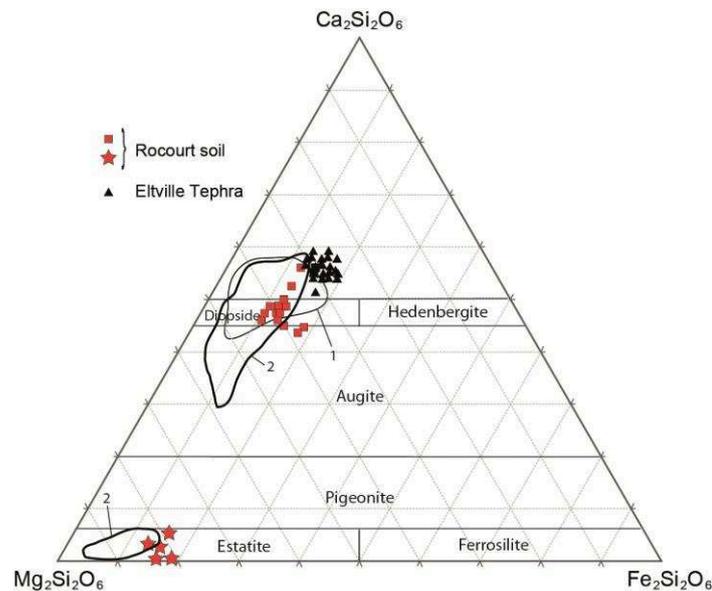


Figure 27 : Ternary classification for pyroxenes (after Morimoto (1988) where composition is normalized to $Ca + Mg + \Sigma Fe = 100$ with $\Sigma Fe = Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mn^{2+}$). 1. Eltville tephra data from Pouclet *et al.* (2008) and Juvigné (1999). 2. Rocourt tephra data from Pouclet and Juvigné (2009).

In box D, sediments of high and low magnetic susceptibility have been sampled for mineralogy. Only sediments of high values of magnetic susceptibility contain magmatic phenocrysts. As described by Pouclet *et al.* (2008), glass shards are highly weathered and

replaced by clay minerals. In return, some clinopyroxenes, orthopyroxenes, amphibole and biotite were observed, sampled and WDS-EPMA analyzed (Tableau 10). Chemical composition of pyroxenes and amphibole are consistent with those obtained by Pouclet *et al.* (2008) (Figure 27) and confirm that peaks of magnetic susceptibility correspond to the Rocourt tephra.

Taken together, MS mapping and chemical analyses, first, show that Rocourt tephra is deposited in the lower part of the sampled sequence. Its phenocrysts are dispersed in a 15 cm thickness in loess suggesting a reworking of this tephra layer according to previous observations of Juvigné (1977). Second, the comparison of successive MS mapping of box D (Figure 26) also underlines a north-eastern dip of the Rocourt tephra layer.

2.1.2.4.2. Eltville Tephra

This tephra layer is visible to the naked eye and appears as a discontinuous black lamina of 1 mm thick on box E (Figure 28A), and as two punctually visible thin black laminae on the surface of box F (Figure 28B). On the surface of the boxes, this tephra presents a south-eastern apparent dip. Series of four MS mapping conducted on box E show that high MS values areas draw a discontinuous layer corresponding to the black lamina (Figure 29). In return, in box F, high MS values areas are related to the discontinuous black layer appearing as a splitted deposit. This tephra layer appears discontinuous in the three spatial dimensions.

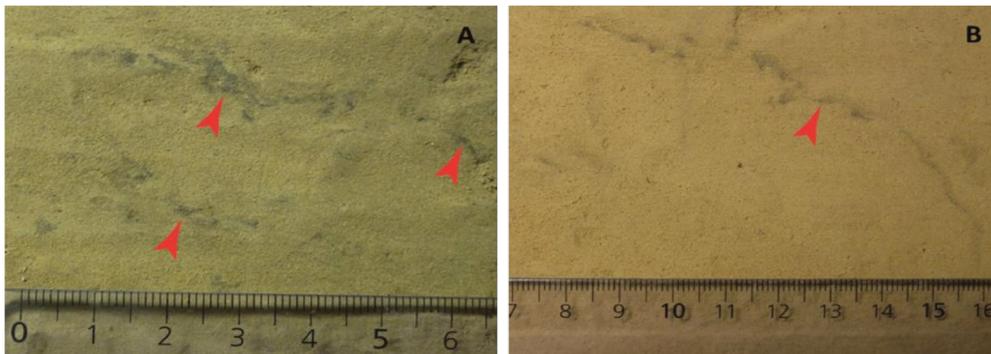


Figure 28 : A. Box F: two thin black layers of Eltville Tephra visible at the naked eye; B. Box E: one thin black layer of Eltville Tephra visible at the naked eye. Red arrows point the tephra.

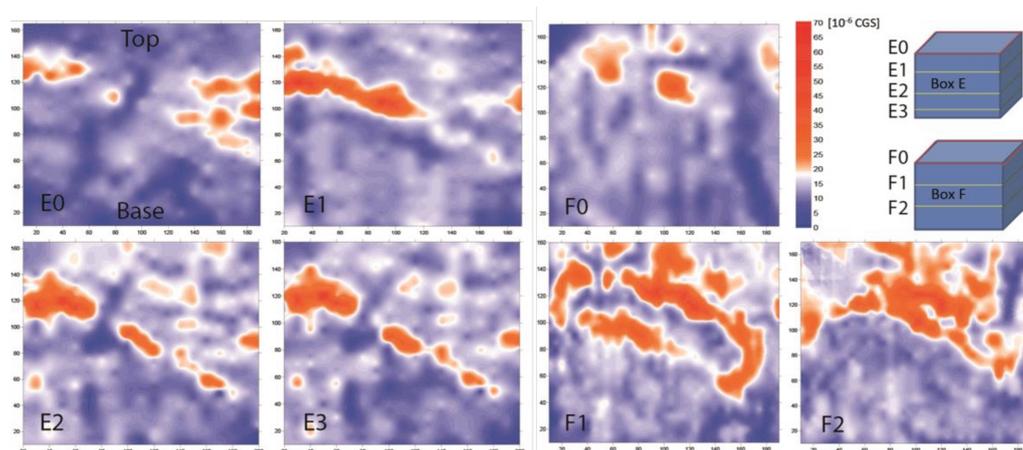


Figure 29 : Series of plan-view maps (E1 to E4 and F1 to F3) from boxes E and F representing the surface magnetic susceptibility scanning of Eltville tephra according to depth (axes are given in mm). Data acquisition was made with a grid spacing of 5mm in the Y direction and 10 mm in the X direction. Each map was generated with a data interpolation on a square mesh of 5 x 5mm.

Peaks of high values of magnetic susceptibility were sampled in boxes E and F at different depths. They correspond to high concentrations of phenocrysts (pyroxenes, amphibole and olivine). As observed in the Rocourt tephra, and described by Pouclet & Juvigné (2009), glass shards are totally weathered. Phenocrysts were separated and WDS-EPMA analyzed (Tableau 11 and Tableau 12). The chemical composition of pyroxenes is very constant and in agreement with data from Pouclet & Juvigné (2009) (Figure 27). Olivines are forsterite (Fo85-88) and amphibole are Ti-rich pargasites as those analyzed by Pouclet & Juvigné (2009).

Morphology of Eltville tephra revealed by series MS mapping evokes a reworked deposit characterized by a south-eastern dip of different orientation compared to those observed in Rocourt tephra..

2.1.2.4.3. Origin of the eruption of Eltville Tephra

In some papers, the Eltville Tephra is called “Karlicher Tuff” (Schonhals, 1951, 1959; Schonhals *et al.*, 1964; Semmel, 1967). The Eltville Tephra origin is yet unknown. Bibus & Semmel (1977) proposed a Korrettsberg (Eifel, Germany) volcano origin. However, the age of Korrettsberg volcano is not in accordance with the age of Eltville Tephra (Bibus *et al.*, 2007). In order to try to locate more precisely its volcano source, we have referenced all the sites

where this tephra has been mentioned and its thickness estimated. We have realized an isopachyte map by using kriging spatial interpolation. Figure 30A shows that the thickness of the Eltville tephra is the most important, 40 to 60 cm, close to Mülheim-Kärlich (Germany) (Frechen, 1959; Schonhals, 1959; Meijs *et al.*, 1983). Focus on this area suggests that the Eltville Tephra volcano source could be located in an area of about 150 km² between Laacher See volcano and Mülheim-Kärlich (Figure 30B) confirming the results published by Semmel (1977) as the Korrettsberg volcano is situated in the center of this area. In this area, except the Laacher See volcano which is phonolitic, all volcanic cones have the same trachybasaltic chemical composition (Schmincke, 2009). Their exact ages are unknown but more recent than 215 kyr.

Note that lot of these volcanic cones are only 200-400 m in diameter. Today, the nearby Laacher See crater is at least 1.5 km in diameter. 13,000 years ago, the important eruption of Laacher See could have blasted some of these little volcanoes and probably the Eltville tephra volcano source if it was located close to it.

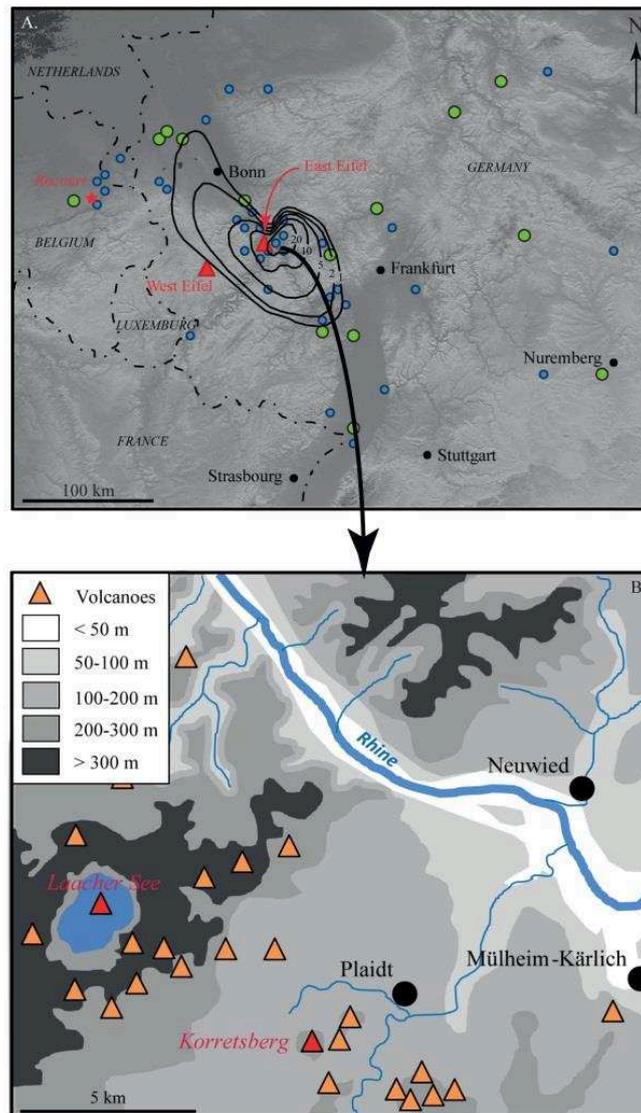


Figure 30 : A. Eltville Tephra deposition. Isopachs showing thickness variations in 1, 2, 5, 10 and 20 cm contours. Blue points: Eltville tephra layer with thickness estimated or measured (data from Frechen, 1959; Schönhals, 1959; Semmel, 1967; Rohdenburg et Semmel, 1971; Bibus, 1974; Lohr et Brunnacker, 197 ; Bibus et Semmel, 1977; Juvigné et Semmel, 1981; Meijs et al, 1983; Juvigné, 1990; Frechen, 1999; Antoine *et al.*, 2001, 2002; Rittweger, 2003; Pouclet and Juvigné, 2009). Green points: Eltville tephra layer only observed without measured or estimated thickness (after : Frechen, 1959; Bibus, 1973; Sabelberg & Löscher, 1978; Juvigné et Wintle, 1988; Conard *et al.*, 1995; Herz & Garrison, 1998; Haesaerts *et al.*, 1999; Juvigné, 1999; Blanchard, 2002; Meijs, 2002; Rousseau, *et al.*, 2002; Cofflet, 2005; Techmer *et al.*, 2006; Kels, 2007; Moine, 2008; Meijs, 2011; Schmidt *et al.*, 2011; Wagner, 2011). B. Repartition of volcanoes in Laacher See volcanic field (Western Germany) (modified from Schmincke, 2009).

2.1.2.5. Conclusion

Owing to their simple mineral composition, loess are excellent material to test the efficiency of magnetic susceptibility mapping of tephra deposits. Detection of Eltville and Rocourt tephra in loess from the Rocourt site using magnetic susceptibility has been confirmed by WDS-EPMA analyses of phenocrysts present in sediments showing highest susceptibility

values. Series of MS mapping evidence the 3D morphology, the local dip, and the reworked structures of the Rocourt and Eltville tephras in the loess. Krigeage spatial interpolation of thickness variation deposits of the Eltville tephra confirms previous hypothesis of volcano source located close to Plaidt in Rheinland-Pfalz (Germany).

2.1.2.6. Acknowledgments

The idea of testing the magnetic susceptibility approach on the loess sequence of Rocourt occurred to us during the AFEQ excursion in the Vosges mountains in 2007, when we discussed with Pr Albert Pissart (University of Liège, Belgium). A few years later, Albert Pissart came with us to Rocourt and showed us the sequence. He passed away in 2014.

2.1.2.7. References

Antoine, P., Rousseau, D.D., Zöller, L., Lang, A., Munaut, A.V., Hatté, C., Fontugne, M., 2001. High resolution record of the last interglacial–glacial cycle in the Nussloch loess–palaeosol sequences, Upper Rhine Area Germany. *Quaternary International*, 76–77, 211–229.

Antoine, P., Rousseau, Hatté, C., Zöller, L., Lang, A., Fontugne, M., Moine, O., 2002. Evenements éoliens rapides en contexte loessique: l'exemple de la séquence du Pléniglaciaire supérieur weichselien de Nussloch *Quaternaire*, 13, 3–4, 199–208.

Bibus, E., 1973. Ausbildung und Lagerungsverhältnisse quartärer Tuffvorkommen in der Wetterau. *Notizblatt Hessessischen Landes-Amt Bodenforsch*, 101, 346–361.

Bibus, E., 1974. Abtragungs- und Bodenbildungsphasen im Rißlöß. *Eiszeitalter und Gegenwart*, 25, 166–182.

Bibus & Semmel, A., 1977. Stratigraphische Leithorizonte im Würmlöß des Mittelrheingebietes. *Geol. Jb. Hessen, Wiesbaden*, 105, 141–147.

Bibus, E., Frechen, M., Kösel, M., Rähle, W., 2007. Das jungpleistozäne Lössprofil von Nussloch (SW-Wand) im Aufschluss der Heidelberger Zement AG. *Eiszeitalter und Gegenwart* 56, 4, 227–255.

Blanchard, H., 2002. Neue Erkenntnisse zur Eruptions- und Landschaftsgeschichte des Rodderberges. Dipl. Arbeit, Geographisches Institut, Bonn (unveröffentlicht).

Blockley, S.P.E., Pyne-O'Donnell, S.D.F., Lowe, J.J., Matthews, I.P., Stone, A., Pollard, A.M., Turney, C.S.M., Molyneux, E.G., 2005. A new and less destructive laboratory procedure for the physical separation of distal glass tephra shards from sediments. *Quaternary Science Reviews*, 24, 16–17, 1952–1960.

Bogaard P., van den, & Schmincke H.U., 1990. Die Entwicklungsgeschichte des Mittelrheinraumes und die Eruptionsgeschichte des Osteifel-Vulkanfeldes. In: Schirmer W (ed) *Rheingeschichte zwischen Mosel und Maas. DEUQUAFührer 1, Düsseldorf*, pp 1–30.

- Bringmans, P.M.M.A., Vermeersch, P.M., Gullentops, F., Groenendijk, A.J., Meijs, E., De Warrimont, J.-P., Cordy, J.-M.,** 2003. Preliminary excavation report on the middle Palaeolithic valley settlements at Veldwezelt-Hezerwater (prov. Of Limburg). Flemish Heritage Institute, Bruxelles, Archeologie in Vlaanderen VII, pp. 9–30.
- Cofflet, L.,** 2005. Paläomagnetische Untersuchungen im rheinischen Löss. Inaugural-Dissertation Universität Düsseldorf (Abteilung Geologie), 152 p.
- Conard, N.J., Preuss, J., Langohr, R., Haesaerts, P., van Kolfschoten, T., Becze-Deak, J., Rebholz, A.,** 1995. New geological research at the Middle Paleolithic locality of Wallertheim in Rheinhessen. Archäologisches Korrespondenzblatt, 25, 1–27.
- Frechen, M., Oches, E.A., Kohfeld, K.E.,** 2003. Loess in Europe-mass accumulation rates during the last glacial period. Quaternary Science Reviews, 22, 1835–1857.
- Frechen, J.,** 1959. Die basaltischen Ausbläser von Kärlich (Neuwieder Becken) und die Verbreitung ihrer Tuffe. Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., 4, 301-312.
- Frechen M.,** 1999. Upper Pleistocene loess stratigraphy in southern Germany. Quaternary Sciences Reviews, 18, 243–269.
- Gullentops, F.,** 1954. Contribution à la chronologie du Pléistocène et des formes du relief en Belgique. Institut géologique de l'Université de Louvain, Belgique, Mémoire, 18, 125–252.
- Haesaerts P.,** 1974. Séquences paléoclimatiques du Pléistocène supérieur du bassin de la Haine (Belgique). Annales de la Société Géologique de Belgique, 95, 107-137.
- Haesaerts P., Di Monica K., Pirson S.,** 2011. Le gisement paléolithique de la Sablière Gritten à Rocourt (province de Liège). In: M. Toussaint, K. Di Monica and S. Pirson (ed) Le Paléolithique Moyen en Belgique – Mélanges Marguerite Ulrix-Closset, Bulletin des Chercheurs de la Wallonie, Hors-série n°4, 359-374.
- Haesaerts P., Mestdag H., Bosquet D.,** 1997. La séquence loessique de Remicourt (Hesbaye, Belgique). Notae Prehistoricae, 17, 45-52.
- Haesaerts, P., Mestdag, H., Bosquet, D.,** 1999. The sequence of Remicourt (Hesbaye, Belgium): new insights on the pedo- and chronostratigraphy of the Rocourt Soil. Geologica Belgica, 2, 5–27.
- Hatté, C., Antoine, P., Fontugne, M., Rousseau, D.D., Tisnérat-Laborde, N., Zöller, L.,** 1999. New chronology and organic matter $\delta^{13}C$ paleoclimatic significance of Nussloch loess sequence (Rhine Valley, Germany). Quaternary International, 62, 85–91.
- Herz, N., & Garrison, E. G.,** 1998. Geological Methods for Archaeology. New York, Oxford: Oxford University Press, 343 p.
- Juvigné, E.,** 1977. Zone de dispersion et âge des poussières volcaniques du tuf de Rocourt. Annales de la Société géologique de Belgique, 100, 13–22.
- Juvigné, E.,** 1990. About some widespread Late Pleistocene tephra horizons in Middle Europe. N. Jb. Geol. PaläontMh., 1990/4, 215-232.
- Juvigné, E.,** 1993. Contribution à la téphrostratigraphie du Quaternaire et son application à la géomorphologie. Mémoires pour servir à l'Explication des Cartes Géologiques et Minières de la Belgique, Bruxelles, vol. 36. 66 p.
- Juvigné, E.,** 1999. Téphrostratigraphie du Quaternaire en Belgique. Geologica Belgica, 2, 73–87.
- Juvigné, E., Semmel, A.,** 1981. Un tuf volcanique semblable à l'Eltviller Tuff dans les loess de Hesbaye (Belgique) et du Limbourg néerlandais. Eiszeitalter und Gegenwart, 31, 83–90.

- Juvigné, E., Wintle, A.G.,** 1988. A new chronostratigraphy of the Late Weischelian loess units in Middle Europe based on thermoluminescence dating. *Eiszeitalter und Gegenwart*, 38, 94–105.
- Kels, H.,** 2007. Bau und Bilanzierung der Lössdecke am westlichen Niederrhein. Inaug.-Diss. Heinrich-Heine-Universität Düsseldorf. 206 p.
- Lohr, H. & Brunnacker, K.,** 1974. Metternicher und Eltviller Tuff-Horizont im Würm-Löß am Mittel- und Niederrhein. *Notizbl. hess. L.-Amt Bodenf., Wiesbaden*, 102, 168–190.
- Meijs, E.P.M.,** 2002. Loess stratigraphy in Dutch and Belgian Limburg. *Eiszeitalter und Gegenwart*, 51, 114-130.
- Meijs, E.P.M.,** 2011. The Veldwezelt site (province of Limburg, Belgium): environmental and stratigraphical interpretations. In: Jagt, J.W.M., Jagt- Yazykova, E.A. & Schins, W.J.H. (eds): A tribute to the late Felder brothers – pioneers of Limburg geology and prehistoric archaeology. *Netherlands Journal of Geosciences*, 90, 73-94.
- Meijs, E., Mücher, H., Ouwerkerk, G., Romein, A., Stoltenberg, H.,** 1983. Evidence of the presence of the Eltville Tuff Layer in Dutch and Belgian Limbourg and the consequences for the loess stratigraphy. *Eiszeitalter und Gegenwart*, 33, 59–78.
- Michels, F.,** 1931. Erläuter. z. geol. Karte v. Preußen 1 :25 000, Blatt Eltville-Heidenfahrt.
- Moine, O.,** 2008. West-European malacofauna from loess deposits of the Weichselian Upper Pleniglacial: compilation and preliminary analysis of the database. *Quaternaire*, 19, 1, 11-29.
- Morimoto, N., Fabries, J., Ferguson, A. K., Ginzburg, I. V., Ross, M., Seifert, F. A., Zussman, J., Aoki, K., Gottardi, G.,** 1988. Nomenclature of pyroxenes. *American Mineralogist.*, 73, 1123–1133.
- Paepe, R., & Vanhoorne,** 1967. The Stratigraphy and Palaeobotany of the Late Pleistocene in Belgium. *Mémoire n° 8, Cartes géol. et min. de la Belgique*, 96 p.
- Pirson, S., Draily, C., Court-Picon, M., Damblon, F., Haesaerts, P.,** 2004. La nouvelle séquence stratigraphique de la grotte Walou (Belgique). *Notae Praehistoricae*, 24, 31–45.
- Poucllet, A., Juvigné, E., Pirson, S.,** 2008. The Rocourt Tephra, a widespread 90-74 ka stratigraphic marker in Belgium. *Quaternary Research*, 70, 105-120.
- Poucllet, A., Juvigné, E.,** 1993. La Téphra de Rocourt en Belgique: recherche de son origine d'après la composition des pyroxènes. *Annales de la Société géologique de Belgique*, 116, 137–145.
- Poucllet, A., Juvigné, E.,** 2009. The Eltville Tephra, a late Pleistocene widespread tephra layer in Germany, Belgium and the Netherlands; symptomatic compositions of the minerals. *Geologica Belgica*, 12, 93-103.
- Rittweger, H.,** 2003. Eiszeit - Steinzeit - Mittelalter. Zeitspuren und archäologische Denkmäler unter dem Dienstleistungszentrum am Limburger ICE-Bahnhof. In: *Jahrbuch des Kreises Limburg-Weilburg*, 259-269.
- Rohdenburg, H., Semmel, A.,** 1971. Bemerkungen zur stratigraphie des Würm- Lösses im westlichen Mitteleuropa. *Notizblatt Hessessischen Landes-Amt Bodenforsch*, 99, 246–252.
- Rousseau, D. D., Antoine, P., Hatte, C., Lang, A., Zoeller, L., Fontugne, M., Ben Othman, D., Luck, J. M., Moine, O., Labonne, M., Bentaleb, I., and Jolly, D.,** 2002. Abrupt millennial climatic changes from Nussloch (Germany) Upper Weichselian eolian records during the Last Glaciation, *Quaternary Sci. Rev.*, 21, 1577–1582.

Sabelberg, U. & Löscher, M., 1978. Neue Beobachtungen zur Würmlöß-Stratigraphie südlich Heidelberg. - In: NAGL, H. (ed.): Beiträge zur Quartär- und Landschaftsforschung (Festschrift J. Fink), 467-471.

Schmincke, H.U., 2009. Vulkane der Eifel Aufbau, Entstehung und heutige Bedeutung. Spektrum-Akademischer Verlag, 160p.

Schmidt, E., Frechen, M., Murray, A.S., Tsukamoto, S. & Bittmann, F., 2011. Luminescence chronology of the loess from the Toennesberg section – a comparison of using quartz and feldspar as dosimeter to extend the age range beyond the Eemian.– Quaternary International, 234, 1–2, 10–22

Schönhals, E., 1951. Über fossile Böden im nichtvereisten Gebiet. - Eiszeitalter und Gegenwart, Öhringen, 1, 109-30.

Schönhals, E., 1959. Der Basalt-Tuff von Kärlich als Leithorizont des Würm-Hochglazials – Fortschr. Geol. Rheinl. u. Westf., 4, 313-322.

Schönhals, E., Rohdenburg, H. & Semmel, A., 1964. Ergebnisse neuerer Untersuchungen zur Würmlöß-Gliederung in Hessen. Eiszeitalter & Gegenwart, 15, 199–206.

Semmel, A., 1967. Neue Fundstellen von vulkanischem Material in hessischen Lossen. – Notizblatt Hessischen Landes-Amt Bodenforsch, 94, 104-108.

Tavernier, R., Laruelle, J., 1952. Bijdrage tot de petrologie van de recente afzettingen van het Ardeense Maasbekken. Natuurwetenschappelijk Tijdschrift, 34, 99-110.

Techmer, A., Rolf, C. & Weidenfeller, M., 2006. Lumineszenz-Chronologie und paläomagnetische Untersuchungen des Lößprofils Alsheim (Mainzer Becken). – Mainzer geowissenschaftliche Mitteilungen, 34, 113-134.

Van den haute, P., Vancraeynest, L., de Corte, F., 1999. The Late Pleistocene loess deposits and paleosols of eastern Belgium: new TL-determinations. Journal of Quaternary Science, 13, 5, 487-497.

Van den haute P., Frechen M., Buylaert J.-P., de Corte F., 2003. The Last Interglacial palaeosol in the Belgian loess belt : TL age record. Quaternary Science Reviews, 22, 985-990.

Walter-Simonnet, A.V., Bossuet, G., Develle, A.L., Begeot, C., Ruffaldi, P., Magny, M., Adate, T., Rossy, M., Simonnet, J.P., Boutet, J., Zeiller, R., de Beaulieu, J.L., Vanniere, B., Thivet, M., Millet, L., Regent, B., Wackenheim, C., 2008. Chronicle and distribution of Late Glacial tephras in the Vosges and Jura mountains, and the Swiss Plateau. Quaternaire, 19, 2, 117-132.

Wagner, B., 2011. Spatial analysis of loess and loess-like sediments in the Weser-Aller catchment (Lower Saxony and Northern Hesse , NW Germany). Quaternary Science Journal, 60, 1, 27-46.

Weidenfeller, M., Lohr, H., Zöller, L., 1994. Das Lößprofil Issel und seine Bedeutung für die Stratigraphie des jüngeren Quartärs der Mittelmosel. Mainzer geowiss. Mitt., 23, 139-152.

Zöller, L., Rousseau, D.-D., Jäger, K.-D., Kukla G., 2004. Last interglacial, Lower and Middle Weichselian - a comparative study from the Upper Rhine and Thuringian loess area. Zeitschrift für Geomorphologie, 48, 1, 1-24.

2.1.3. Conclusion

De par leurs compositions exclusivement minérales, les dépôts de loess sont un excellent support pour tester l'efficacité de la cartographie par la mesure de la susceptibilité magnétique d'un dépôt de téphra. La détection des téphras d'Elville et de Rocourt dans les formations de loess de la région de Rocourt, près de Liège en Belgique, a été confirmée par les analyses chimiques des phénocristaux présents dans le sédiment, réalisées par microsonde électronique. Ces analyses montrent des fortes valeurs de susceptibilité magnétique associées à la présence de phénocristaux d'origine magmatique, seuls témoins de la présence de téphras, les éclats de verre ayant été totalement dissoutes depuis le dépôt du téphra. Les différentes cartographies de susceptibilité magnétique permettent d'avoir une approche en trois dimensions du dépôt. Il est ainsi possible d'estimer la morphologie et la dispersion des téphras d'Elville et de Rocourt dans les loess. Les nouvelles données chimiques présentées permettent d'actualiser les bases de données existantes en téphrostratigraphie. La construction d'une carte d'isopaques du téphra d'Elville, obtenue à partir des données bibliographiques disponibles, a permis de discuter de la dispersion bidirectionnelle du téphra d'Elville et confirmer les précédentes hypothèses d'un «volcan-source» situé proche de la ville de Plaidt, dans le Massif de l'Eifel de l'Est (Allemagne).

2.2. Etudes téphrostratigraphiques en environnement carbonaté dans le Massif du Jura.

2.2.1. Avant-propos

Au cours du dernier interstade climatique (LGIT) et de l'Holocène, plusieurs provinces volcaniques étaient actives en Europe occidentale, comme l'Islande, l'Eifel (Allemagne) et la Chaîne des Puys (France). Dans la région méditerranéenne, plusieurs grandes éruptions volcaniques en provenance de provinces volcaniques italiennes, égéennes et turques se sont produites au cours de la même période. Dans une grande région comme l'Europe occidentale, la reconnaissance des dépôts de téphras distaux à l'échelle régionale et leur caractérisation avec les données géochimiques apparaît comme la meilleure façon de construire progressivement la cartographie de la distribution de ces retombées (Turney *et al.*, 2004 ; Riede *et al.*, 2011).

Cette étude obéit à cette approche. Elle présente les résultats de la reconnaissance et de l'identification de plusieurs couches de cendres volcaniques enregistrées dans trois séquences sédimentaires lacustres prélevées dans le massif du Jura. La particularité de cet environnement sédimentaire carbonaté est d'être agressif vis-à-vis des verres volcaniques et de les altérer suffisamment pour compliquer leur détection et leur identification (Walter-Simonnet *et al.*, 2008). Dans ces conditions physico-chimiques particulières de dépôt, la composition chimique de phénocristaux présents dans les téphras, tels que les feldspaths, peut être un procédé bien adapté pour reconnaître et identifier les tephras.

Le but de ce « chapitre-article » est de mettre en évidence de nouvelles occurrences de téphras et cryptotephras dans les sédiments lacustres en utilisant plusieurs techniques de détection. Les résultats analytiques obtenus permettent (1) de définir plus précisément le cadre tephrostratigraphique régional commun au massif du Jura, aux Alpes du Nord et à l'Ouest du Plateau suisse, et (2) de le relier à un cadre tephrostratigraphique couvrant l'Europe de l'Ouest et du Nord, établi par des études antérieures (Turney *et al.*, 1997, 2004 ; Lowe *et al.*, 2001 ; Davies *et al.*, 2002 ; Wastegård, 2005 ; Walter-Simonnet *et al.*, 2008 ; Lane *et al.*, 2011, 2012 ; Wulf *et al.*, 2013).

2.2.2. Article

Feldspar composition as an efficient tool for tephra identification: a case study from Holocene and Lateglacial lacustrine sequences (Jura, France).

GWENOLE JOUANNIC^{1,2}, ANNE-VERONIQUE WALTER-SIMONNET¹, GILLES BOSSUET¹, CAROLE BEGEOT¹ and ANNE-LISE DEVELLE³

¹Laboratoire Chrono-environnement UMR 6249, Univ. Bourgogne Franche-Comt_e, F-25000 Besancon, France

²Laboratoire GRESE, Universit_e de Limoges, 123 Avenue Albert Thomas 87060 Limoges Cedex, France

³EDYTEM Laboratoire, UMR 5204 CNRS, Universit_e de Savoie, F-73376 Le Bourget du Lac Cedex, France

Feldspar composition as an efficient tool for tephra identification: a case study from Holocene and Lateglacial lacustrine sequences (Jura, France)



GWÉNOLE JOUANNIC,^{1,2*} ANNE-VÉRONIQUE WALTER-SIMONNET,¹ GILLES BOSSUET,¹ CAROLE BEGEOT¹ and ANNE-LISE DEVELLE³

¹Laboratoire Chrono-environnement UMR 6249, Univ. Bourgogne Franche-Comté, F-25000 Besançon, France

²Laboratoire GRESE, Université de Limoges, 123 Avenue Albert Thomas 87060 Limoges Cedex, France

³EDYTEM Laboratoire, UMR 5204 CNRS, Université de Savoie, F-73376 Le Bourget du Lac Cedex, France

Received 18 December 2014; Revised 13 July 2015; Accepted 29 July 2015

ABSTRACT: Four volcanic ash layers have been identified in Lateglacial and Holocene sediments from three lakes in the Jura Mountains: the Vasset Tephra and the Nugère Tephra (Chaîne des Puys), the Vedde Ash (Icelandic), and the Laacher See Tephra (LST; Eifel). Some of these are invisible to the naked eye and have been detected by magnetic susceptibility measurements and X-ray fluorescence analysis. These layers are composed of rare glass shards in association with feldspars and pyroxenes. In lacustrine carbonated sediment formations where glass shards are scarce and altered, the geochemical analysis of feldspar composition appears to be an effective substitute tool for characterization of the tephra. The identification of the Middle LST-C phase in our sites modifies the currently known spatial distribution of the LST (Eifel, Germany). The identification of two tephtras from the Chaîne des Puys volcanic sources in Jurassic sites, the trachytic Vasset Tephra and the trachy-andesitic Nugère Tephra, provides new time markers for the early Holocene and late Allerød, respectively, thereby enhancing our knowledge of their distribution throughout Western Europe. More generally, these results confirm the major scientific value of lacustrine sequences from the Jura region for cryptotephra research, especially within Late Quaternary palaeoenvironmental studies. Copyright © 2015 John Wiley & Sons, Ltd.

KEYWORDS: feldspar composition; Holocene; Jura; LGIT; tephra.

Introduction

Independent and accurate chronologies are crucial for synchronizing the environmental and climatic changes reflected in biotic and abiotic signals from marine, lacustrine and terrestrial environments. Tephra layers are instantaneous and time-synchronous atmospheric deposits and can be used as markers to establish high-precision independent regional and inter-regional correlations. Tephrochronology thus links horizons of the same age, and is a powerful method for the chronological correlation and synchronization of palaeoenvironmental, geological and archaeological records (Lowe, 2011; Lane *et al.*, 2012a, 2015; Wulf *et al.*, 2013; Cupillard *et al.*, in press).

During the Last Glacial to Interglacial Transition (LGIT) and the Holocene, several volcanic fields were active in Western Europe, such as Iceland, Eifel (Germany) and Chaîne des Puys (France). In the Mediterranean area, several major eruptions from Italian, Aegean and Turkish volcanic provinces also occurred during the same period. In the extensive Western European area, the identification of distal tephra deposits at a regional scale, and their characterization with geochemical data, appears to be the best way to gradually draw up a map of fallout distribution (Turney *et al.*, 2004; Riede *et al.*, 2011).

This study presents the geochemical and mineralogical characteristics of several volcanic ash layers recorded in three lacustrine depositional sequences from the Jura Mountains, France. The Jura Mountains are a sub-alpine limestone mountain range made up of lithological units dating from the Early to Late Jurassic. In such a calcareous geological context, water from Jurassic lakes is moderately hard, due to high quantities of calcium cations and bicarbonate anions (Benquet,

1991; Grac, 1992; Magny, 1992; Barbe *et al.*, 2003; Bourgeot *et al.*, 2014; Bourgeot and Olivetto, 2014; Calmels *et al.*, 2014), inducing the formation of suspended loads made up of fine calcareous particles and the precipitation of marly carbonated platform (known as 'beine calcaire' in French) during the summer (Magny, 1992; Calmels, 2007; Leroux, 2010). When observed, volcanic glass shards are generally rare and mainly altered in Jurassic infillings, and the identification of tephra based on the chemical composition of these glasses is difficult or even impossible (Vannière *et al.*, 2004; Walter-Simonnet *et al.*, 2008; Jouannic, 2015). Therefore, we chose to test the efficiency of the chemical composition of unaltered phenocrysts, i.e. feldspars, to identify tephtras.

The aim of this paper is to highlight new occurrences of tephra and cryptotephra layers evidenced in lacustrine sediments using several techniques. New analytical results allow for the definition of a more detailed regional tephrostratigraphic framework common to the Jura Mountains, the Northern Alps and the Western Swiss Plateau. This framework can then be correlated with the Northern European context established by previous studies (Turney *et al.*, 1997, 2004; Lowe and Hoek, 2001; Davies *et al.*, 2002; Wastegård, 2005; Walter-Simonnet *et al.*, 2008; Lane *et al.*, 2011, 2012a; Wulf *et al.*, 2013; Lane *et al.*, 2015).

Sites

Lake Val, Lake Chalain and Lake Bellefontaine are located in the Jura Mountains in glacial valleys closed by arcuate moraines (Fig. 1A). During the Last Glacial Maximum (Wümm), the Jura range was mainly covered by an ice cap unrelated to the Alpine cap (Campy, 1992; Cupillard *et al.*, in press; Fig. 1A). These three lakes formed after the Lateglacial Maximum and the glacier retreat which started ca. 20 000 years ago (Campy, 1982; Bichet and Campy, 2009).

*Correspondence: G. Jouannic, as above.
E-mail: gwenole.jouannic@univ-fcomte.fr

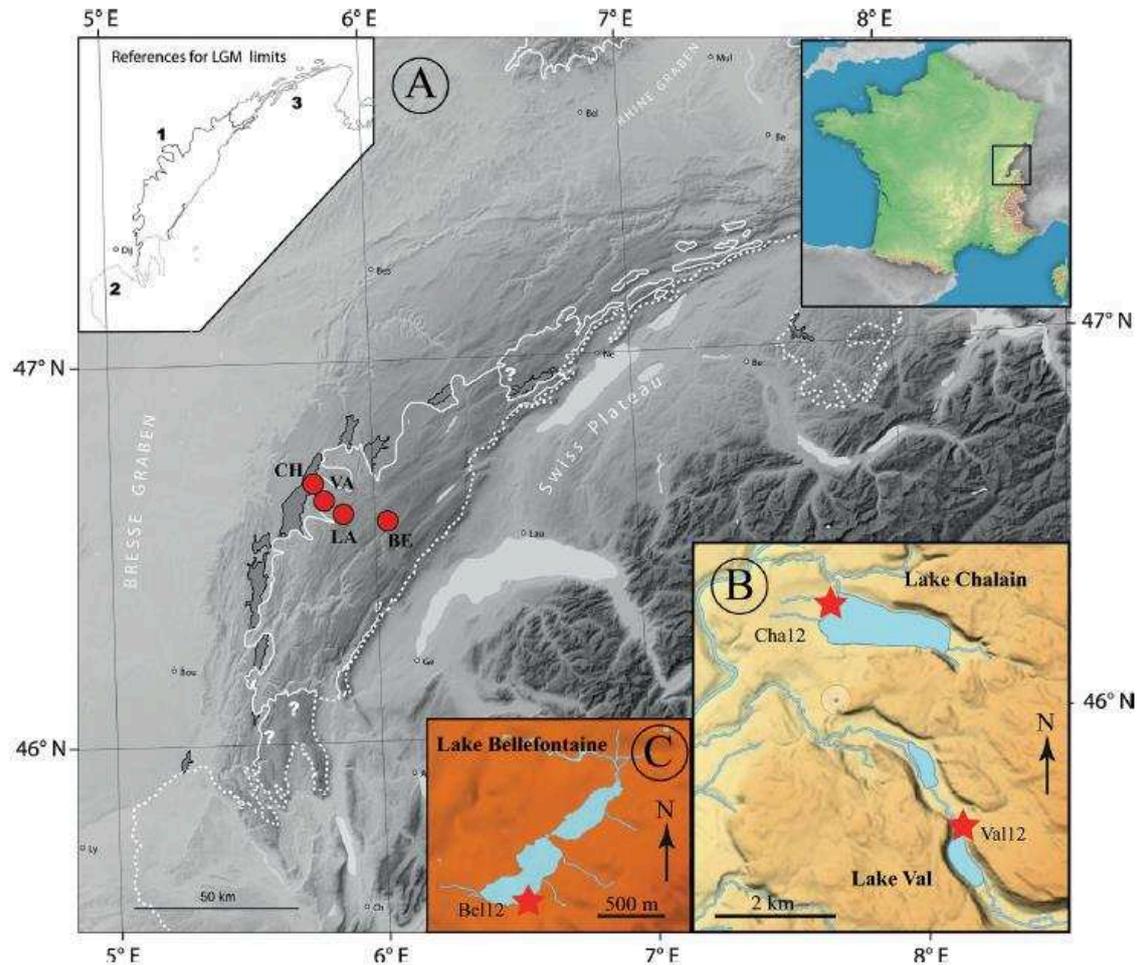


Figure 1. (A) Maximal extent of the glaciers and ice cap in the Jura Mountains (white line) and the northern Alps (white dashed line) during the Last Glacial Maximum (LGM) (from Bichet in Cupillard *et al.*, in press). Grey areas correspond to temporary proglacial lakes. In the inset, numbers refer to the authors for the limits: 1 (black line), Campy (1992), Buoncristiani and Campy (2004); 2 (dashed line), Coutterand (2010); 3 (grey line), Schlüchter *et al.* (2010). Red points refer to the sites studied in this paper: CH, lake Chalain; VA, lake Val; BE, lake Bellefontaine. Red stars mark the core locations. (B) Location of cores Chal2 and Val12. (C) Location of core Bel12.

Like all other natural Jurassic lakes, the studied sites are set in a calcareous environment. These lakes thus show a typical Jurassic infilling sequence (Fig. 2) with (i) Late Pleniglacial–Oldest Dryas dark clayey silts at the base; (ii) biogenic carbonate lake-marl in the middle (Lateglacial Interstadial and Holocene), the deposition of which was interrupted by the accumulation of calcareous clayey silts during the Younger Dryas event (GS-1); and (iii) organic sediments (gyttja and peat) at the top (final overgrowing step) (Magny, 1992; Magny and Ruffaldi, 1994; Bégeot, 2000; Bégeot *et al.*, 2000; Magny *et al.*, 2006; Leroux, 2010). This sequence has been well-dated and analysed using a multi-proxy approach (pollen, Chironomidae, organic matter, total organic carbon (TOC), C/N, mineralogy, grain size, magnetic susceptibility, oxygen isotopes, lake level) at Lake Lautrey, and is now used as the reference sequence for the Jura Mountains area (Vannière *et al.*, 2004; Magny *et al.*, 2006; Walter-Simonnet *et al.*, 2008; Cupillard *et al.*, in press).

Lake Val

Lake Val (46°37′54.53″N, 5°48′51.64″E) lies at 502 m a.s.l. in the Hérisson Valley (Fig. 1A). It is a small lake (0.64 km²,

35 m maximum depth). The catchment area, covering ca. 4 km², is made up of Oxfordian, Kimmeridgian and Tithonian limestones, morainic and alluvial deposits, and slope debris. The lake is fed by the Hérisson River and available space is still in the process of being filled by alluvium and precipitated carbonates forming a lacustrine platform. This depositional trap presents a continuous Post-Glacial record (Magny, 1991). A glacier tongue from the Jura ice sheet occupied the Hérisson blind valley 20 000 years ago. Lake Val, like Lake Chambly, was formed after the retreat of the glacial front that left two frontal moraines in the valley. The infilling of this site was studied and dated by Magny (1991), who carried out systematic lithostratigraphic investigations on 58 cores. We used this earlier work to choose the location of the core presented here, core Val12. Core Val12 was taken in 2012 on the northern shore of the lake near the outlet on the carbonated platform (Fig. 1B). The sediment profile consists of a 4.35-m-long sequence which begins with Late Pleniglacial–Oldest Dryas dark clays (up to 4.08 m), then laminated calcareous lake-marl (Bølling–Allerød, from 4.08 to 3.63 m), bluish grey clayey silts (Younger Dryas, from 3.63 to 3.39 m), Holocene laminated calcareous lake-marl (from 3.39 to 0.15 m) and peat (Fig. 2).

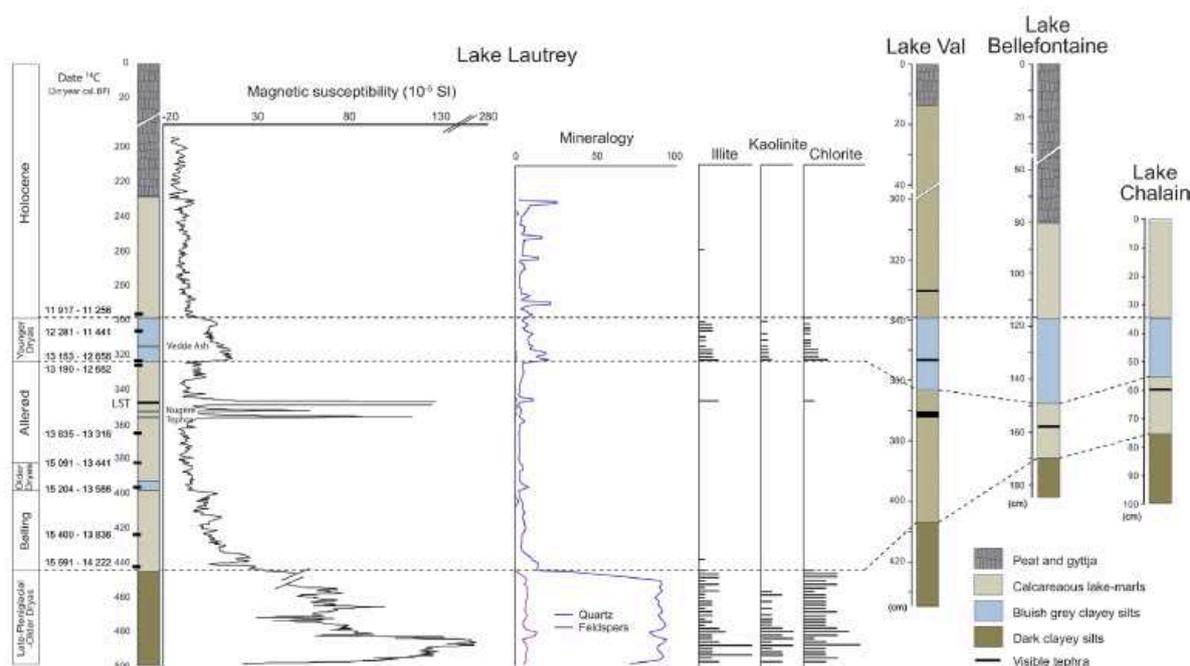


Figure 2. Lithology, biozones, magnetic susceptibility and visible tephra from Lakes Val, Bellefontaine and Chalain compared with data from Lake Lautrey [biozones, ¹⁴C age, lithology, tephra and cryptotephra (grey lines), magnetic susceptibility and mineralogy of the silicated fraction of the sediment (Vannièr *et al.*, 2004; Magny *et al.*, 2006; Walter-Simonnet *et al.*, 2008; A.-V. Walter-Simonnet, unpublished data)].

Lake Bellefontaine

Lake Bellefontaine (46°34'18.66"N, 6°5'33.28"E) is situated in the Jura Haute Chaîne at a higher altitude (1108 m a.s.l.) (Fig. 1A). Lake Bellefontaine is separated from Lake Mortes by an arcuate moraine. This small lake (0.13 km², 6.20 m maximum depth) is partially filled by lacustrine chalk and organic sediment and occupied the central part of a peat-bog. The catchment area is composed of Kimmeridgian, Sequanian and Argovian limestones, plus morainic deposits. It extends over a surface of about 14 km². The first palynological investigations of Bellefontaine Lake basin were conducted by Bégeot (2000). The core taken in 2012 at the south of the eastern shore of the lake is located approximately in the same place as these previous studies (core Bel12, Fig. 1B). The sediment profile consists of a 1.85-m-thick sequence presenting the same lithological variations: Late Pleniglacial–Oldest Dryas dark clays (up to 1.71 m), calcareous lake-marl (Bölling–Allerød, from 1.71 to 1.49 m), bluish grey clayey silts (Younger Dryas, from 1.49 to 1.17 m), Holocene calcareous lake-marl (from 1.17 to 0.80 m) and peat (Fig. 2).

Lake Chalain

Lake Chalain (46°40'27.82"N, 5°46'39.65"E) is located near Lake Val (Fig. 1A) at an altitude of 488 m a.s.l., just behind a frontal moraine closing the small blind valley of Chalain. The moraine was deposited during the last glacial retreat (Buonocristiani and Campy, 2004). This lake (2.32 km², 30 m maximum depth) is surrounded by a large lacustrine chalk platform. The catchment area, covering about 14 km², is formed by Oxfordian, Kimmeridgian and Tithonian limestones, morainic deposits, and slope debris. The lake is fed by small streams and runoff from the catchment area. Two settlements were established during the Middle Neolithic on the western shore of the lake (Petrequin and Petrequin, 1996; Petrequin *et al.*, 1997). The lacustrine infilling was studied

and dated by Wegmüller (1966), Magny and Richard (1988) and Magny (1991). Coring was carried out near the water supply located north-west of this lake shore (core Cha12, Fig. 1B). The 1-m-thick sequence consists of Late Pleniglacial–Oldest Dryas dark clays (up to 74 cm), calcareous lake-marl (Bölling–Allerød, from 74 to 56 cm), bluish grey clayey silts (Younger Dryas, from 56 to 34 cm) and Holocene calcareous lake-marl.

Methods

The cores presented here were taken using a Russian corer providing split cores 1 m long with a diameter of 8 cm. Some tephra are visible, but cryptotephra were detected using continuous samples taken from sediment cores, split core susceptibility logging and titanium, potassium and zirconium analyses by X-ray fluorescence (XRF). These latter methods are frequently used for the detection of volcanic ash layers (Sandgren and Snowball, 2001; Vannièr *et al.*, 2004; Walter-Simonnet *et al.*, 2008; Kylander *et al.*, 2012; Damaschke *et al.*, 2013; Jouannic *et al.*, 2013; Wulf *et al.*, 2013). We only present titanium, potassium and zirconium analyses, as the other elements do not show any specific variations. Magnetic susceptibility was measured on split cores with the point sensor MS2-E1, a high-resolution surface scanning sensor from Bartington Instruments (Witney, UK). Measurements were made at 0.5-cm intervals. XRF analyses were also performed at the same interval in the Edytem Laboratory (University of Savoy, France) (operating conditions were: voltage of 10 and 30 keV, 750-mA beam current).

Tephra samples were wet sieved and separated into a 45-µm fraction. The >45-µm fraction was treated with a 10% solution of H₂O₂ to remove organic material and with a 10% solution of acetic acid over 30 min to remove carbonates. Particles were separated using the density separation method to isolate glass shards from phenocrysts (Turney, 1998;

Blockley *et al.*, 2005). This separation was carried out with a density of 2 and 2.55, in the interval corresponding to the density of glass shards. Electron probe microanalyses (EPMA) of glasses and phenocrysts were obtained on a Cameca SX100 wavelength dispersive spectroscope at the Laboratoire Magmas et Volcans (LMV), Clermont-Ferrand, France. The instrument was calibrated on natural glass (A99). The analytical conditions are similar to standard analysis (Óladóttir *et al.*, 2011): 15-kV accelerating voltage and 4-nA beam current (10 nA used for mineral analysis) to reduce Na loss and 4- μm beam diameter, in agreement with Hunt and Hill (2001) and Kuehn *et al.* (2011). Counting time was 10s for Na, Ca, Ti and Si, 20s for Mg and Al, 30s for Mn, and 40s for Fe and K.

Results

Local site codes were attributed to all the tephra layers identified here based on their equivalent depth in each site core. The results of wavelength dispersive spectroscopy (WDS)-EPMA on glass shards and phenocrysts (Fig. 3) are presented in Supplementary Tables S1–S3. The data obtained on glass shards were limited by the small, irregular and at times weathered glass shards. By contrast, phenocrysts such as feldspars are numerous and unweathered (Fig. 3).

Lake Val

Four tephra layers, referred to as Val12-330.5, Val12-353, Val12-372 and Val12-374.5, were found in Lake Val at depths ranging between 400 and 300cm (Fig. 4). This

sequence corresponds to the end of the Lateglacial (Allerød and Younger Dryas) and the onset of the Holocene (Magny, 1991). Val12-330.5 is present at the base of the laminated calcareous Holocene deposits. Val12-353.0 is situated in the mid part of the bluish grey clayey silts, which we refer to as the Younger Dryas. Val12-372.0 and Val12-374.5 lie in the Allerød laminated calcareous deposits. Val12-372.0 is 0.8 cm thick and visible to the naked eye, as are Val12-330.5 and Val12-353.0.

Val12-330.5 glass has a trachytic composition (Figs 3 and 5A; Table S1). This tephra layer contains feldspars that evolve in oligoclase and andesine areas between Ab⁵⁸ and Ab⁶⁹ (Fig. 6A; Table S2). The analysis of some glass shards from sample Val12-353.0 shows a rhyolitic composition (Figs 3 and 5A; Table S1). Feldspars have also been analysed and evolve into the oligoclase zone between Ab⁷⁰ and Ab⁷⁷ (Fig. 6A; Table S2).

The third tephra layer (Val12-372.0) is characterized by a phonolitic chemical composition (Figs 3 and 5A; Table S1). It contains alkali feldspars evolving into sanidine between Or⁴⁷ and Or⁷³ (Fig. 6A; Table S2) and some pyroxenes ranging between diopside and hedenbergite compositions (Wo_{48–51}Fs_{17–20}En_{29–34}, Fig. 5B; Table S3). Geochemical analyses were also carried out on amphiboles (Table S3).

The fourth tephra layer (Val12-374.5) lies just 2.5 cm deeper down in the core. Rare glass shards were observed and analysed, yielding a trachy-andesitic chemical composition (Figs 3 and 5A; Table S1). Feldspars, pyroxenes and olivines were analysed. Feldspars evolve in the labradorite area between An⁴⁸ and An⁶⁰ (Fig. 6A; Table S2), pyroxenes

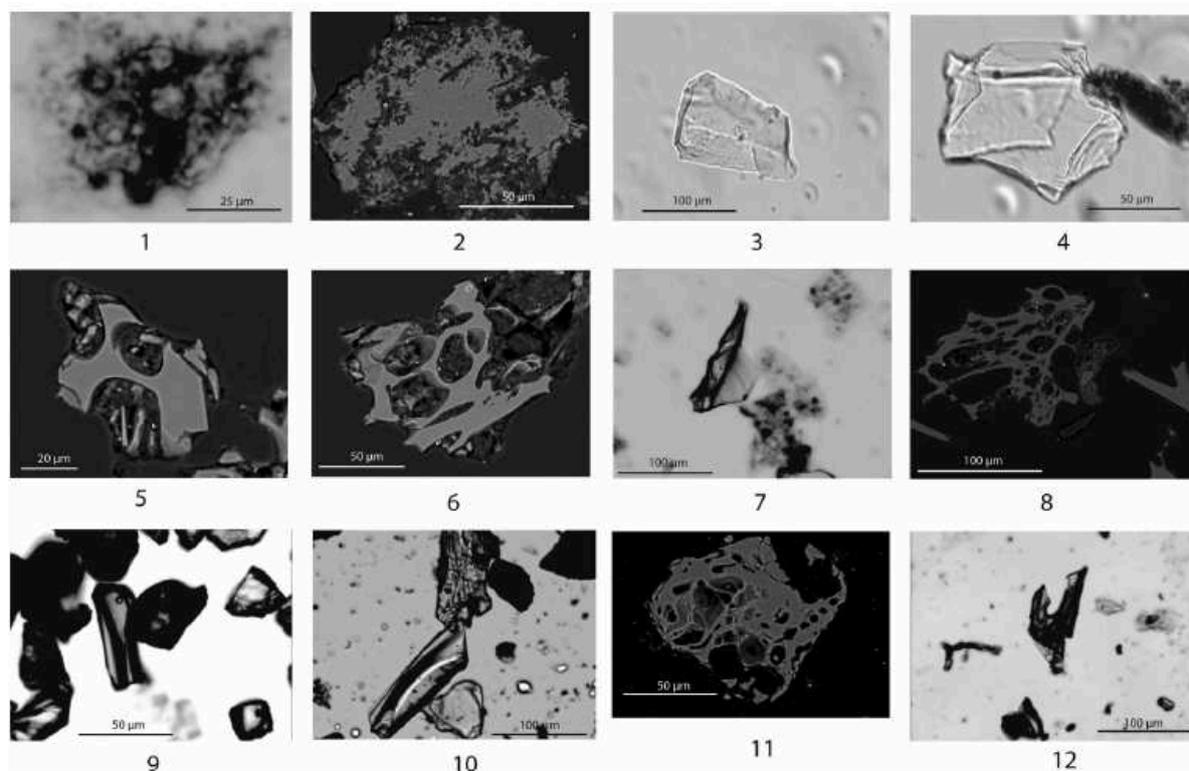


Figure 3. Pictures of feldspars and glass shards from tephra layers observed in Lake Val, Bellefontaine and Chalain sequences. Weathered volcanic glass shards: 1, Vasset Tephra (eds); 2, Vedde Ash (eds). Feldspars: 3, Vedde Ash (opt); 4, Laacher See Tephra (opt). Volcanic glass shards: 5, Vasset Tephra, Lake Val (eds); 6, Vedde Ash, Lake Val (eds); 7, Vedde Ash, Lake Val (opt); 8, Laacher See Tephra, Lake Val (eds); 9, Laacher See Tephra, Lake Bellefontaine (opt); 10, Laacher See Tephra, Lake Chalain (opt); 11, Nugère Tephra, Lake Val (eds); 12, Nugère Tephra, Lake Bellefontaine (opt). opt, optical microscopy; eds, picture taken during the electron microprobe analysis.

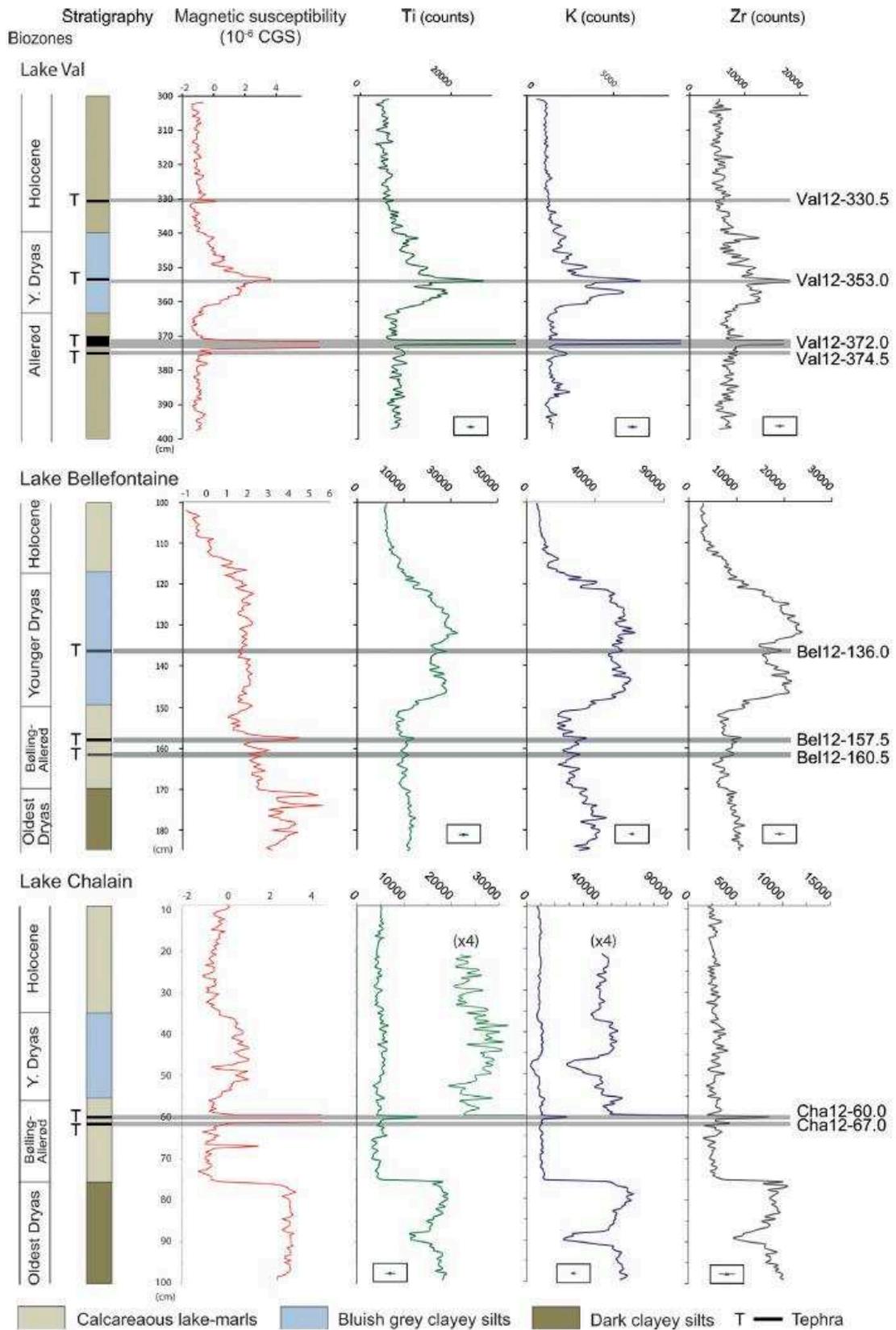


Figure 4. Data from cores Val12, Bel12 and Cha12 which include biozones, lithology, magnetic susceptibility, and Ti, K and Zr counts from XRF core scanning (with error bars presented in small rectangles). Grey lines underline tephras and cryptotephras.

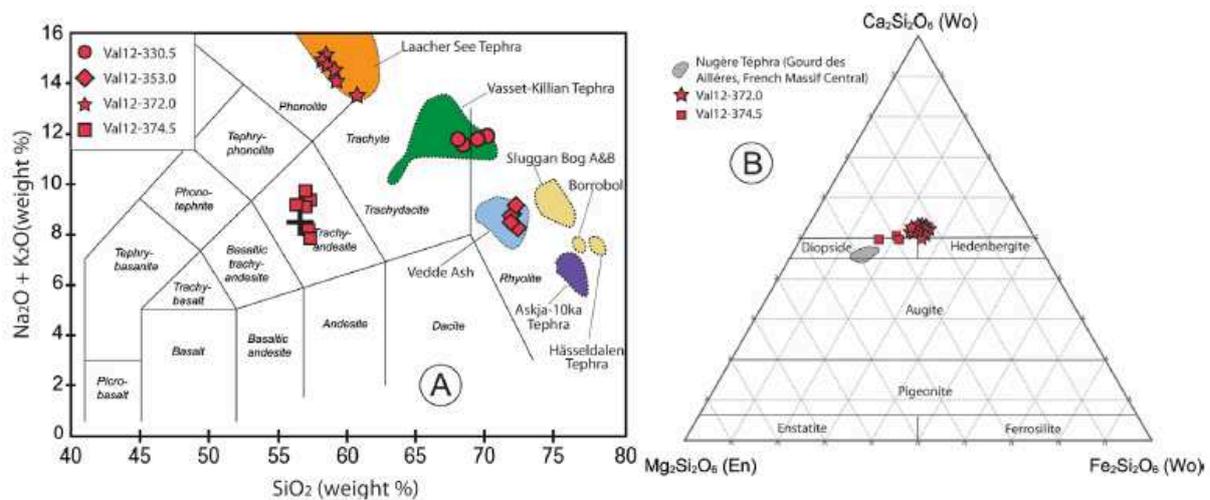


Figure 5. (A) Total alkali silica (Le Bas *et al.*, 1986) classification of the tephros from core Val12. Chemical envelopes are based on published references (Harms and Schmincke, 2000; Davies *et al.*, 2004; Mortensen *et al.*, 2005; Turney *et al.*, 2006; Lane *et al.*, 2011). The black cross shows the chemical composition of an Allerod tephra originating from the Puy de la Nugère volcano, Gourd des Aillères (French Massif Central), and described by Etlicher *et al.* (1987). (B) Ternary classification for pyroxenes (from Morimoto, 1988; where composition is normalized to $\text{Ca} + \text{Mg} + \Sigma\text{Fe} = 100$ with $\Sigma\text{Fe} = \text{Fe}^{2+} + \text{Fe}^{3+} + \text{Mn}^{2+}$). Data from the Nugère tephra in Gourd des Aillères were published by Etlicher *et al.* (1987).

correspond to diopsides ($\text{Wo}_{45-47}\text{Fs}_{12-16}\text{En}_{38-42}$), while olivines correspond to magnesian olivine (Fig. 5B; Table S3).

Magnetic susceptibility values (Fig. 4) are very low in calcareous deposits. They increase at the onset of the Younger Dryas, remain higher throughout this episode and decrease at the onset of the Holocene. Five peaks are observed. The main peak corresponds to Val12-372.0. Three other more discrete peaks correspond to Val12-330.5, Val12-353.0 and Val12-374.5. The last peak, at a depth of around 378 cm, does not correspond to a tephra. Slide observation shows that this peak corresponds to high quantities of coarse-grained quartz together with clays and is interpreted as a detrital input.

Ti, K and Zr contents also increase during the Younger Dryas stadial. The contents of these three elements show a

main peak corresponding to Val12-372.0. Another more discrete peak is related to Val12-353.0. A very discrete K peak seems to be related to Val12-374.5.

Lake Bellefontaine

Three tephra layers (Bel12-136.0, Bel12-157.5 and Bel12-160.5, Fig. 4) have been identified in the part of the sequence corresponding to the Lateglacial and the early Holocene stadials (Bégeot, 2000; Bégeot *et al.*, 2000). Bel12-136.0 occurs in the Younger Dryas bluish grey clayey silts, whereas Bel12-157.5 and Bel12-160.5 are observed in the calcareous lake-marl deposited just before this stadial. Only Bel12-157.5 is visible as a thin black layer.

Very few glass shards were observed under the microscope (Fig. 3). Due to their small size, limited numbers and strong

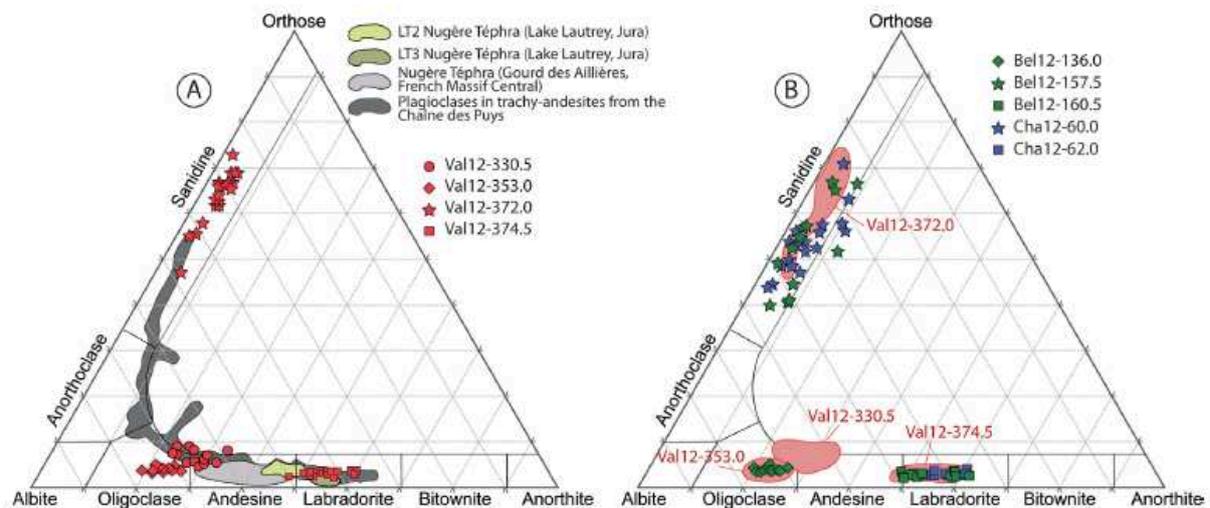


Figure 6. Ternary classification of feldspars. (A) Data from tephros analysed in Lake Val. Data from the Nugère tephra in Gourd des Aillères (French Massif Central) and in Lake Lautrey (Jura) have been published by Etlicher *et al.* (1987) and Walter-Simonnet *et al.* (2008), respectively. Data from trachy-andesites from the Chaîne des Puy have been published by Boivin *et al.* (2009). (B) Data from tephros analysed in lakes Bellefontaine and Chalain compared with data from tephros of Lake Val.

weathering of many of them, they cannot be analysed by EPMA. In return, each tephra layer contains feldspar phenocrysts, with different compositions (Fig. 6B; Table S2). Feldspars from Bel12-136.0 show a chemical composition between Ab^{69} and Ab^{76} (oligoclase). Bel12-157.5 contains high quantities of sanidines of heterogeneous composition (from Or^{41} to Or^{67}). Feldspars from Bel12-160.5 show a labradorite composition, between An^{48} and An^{61} .

Magnetic susceptibility measurements may be correlated to the stratigraphy. The highest magnetic susceptibility values are recorded during the Pleniglacial. These values decrease during the Bølling–Allerød stadial and increase again during the Younger Dryas. Holocene deposits are characterized by the lowest values. Peaks of high values are observed in the Oldest Dryas and the Allerød stadials. One of them corresponds to Bel12-136.0. The others are related to high quantities of clays and small quartz grains.

By contrast, the highest values of Ti, K and Zr are recorded during the Younger Dryas. No evidence of other distinctive peaks was observed.

Lake Chalain

Two tephra layers (Cha12-60.0 and Cha12-62.0) have been identified in the upper 100 cm of the sequence (Fig. 4), which correspond to the Lateglacial and Holocene stadials (Magny and Richard, 1988; Magny, 1991). These two tephras were deposited in calcareous lake-marl, just before the Younger Dryas bluish grey clayey silts. Only Cha12-60.0 is visible to the naked eye.

Only five glass shards were found in these two tephra layers, and they were impossible to analyse chemically. By contrast, chemical analyses were conducted on feldspars, which are abundant, and show two different compositions (Fig. 6B; Table S2). Cha12-60.0 contains only alkaline feldspars (sanidine, from Or^{44} to Or^{72}), whereas Cha12-62.0 contains only plagioclases corresponding to labradorite, evolving between An^{51} and An^{61} .

Variations in magnetic susceptibility measurements appear closely connected with the major lithological changes in the sequence (Fig. 4). The highest values are recorded in clayey layers corresponding to the Oldest Dryas, below 75 cm. A slight increase is also observed from 55 to 35 cm, corresponding to the Younger Dryas. Two peaks can be described in the sequence, situated at depths of 60 and 67 cm (Fig. 4). The main one, at a depth of 60 cm, corresponds to Cha12-60.0, whereas the other is due to high amounts of Fe-oxy-hydroxides and clays.

Ti, K and Zr quantities are also clearly related to the lithostratigraphy, and to variations in magnetic susceptibility, showing higher values during the Oldest Dryas. Some slight variations in K and Ti quantities seem to be related to the Younger Dryas. These three elements show one main peak, at a depth of 60 cm, which corresponds to Cha12-60.0.

Discussion

Tephrostratigraphy

All the chemical analyses show that four tephras identified in the Val, Bellefontaine and Chalain sites are correlated with known volcanic eruptions.

The Nugère Tephra (tephra layers Val12-374.5, Bel12-160.5 and Cha12-62.0)

The lowermost analysed tephra is invisible to the naked eye. Glass shard chemical composition shows that this trachyandesitic tephra corresponds to a previously identified tephra

layer characterized by Etlicher *et al.* (1987) in the Gourd des Aillières peatbog (Monts du Forez, eastern French Massif Central), and that its likely source is the Puy de la Nugère (French Massif Central) (Fig. 5A). Plagioclase analyses show that their labradorite composition is close to that of plagioclases analysed by Etlicher *et al.* (1987) and similar to that characterized in other lacustrine Jurassic infillings (Vannière *et al.*, 2004; Walter-Simonnet *et al.*, 2008; Cupillard *et al.*, in press) (Figs 6 and 7, Table 1). This labradorite composition (An^{48} – An^{61}) is also in agreement with data published by Maury *et al.* (1980) and Boivin *et al.* (2009) which show that trachy-andesitic lavas from the Chaîne des Puys contain Ca-rich plagioclase. Moreover, we analysed three clinopyroxenes with a relatively similar diopside composition to the results published by Etlicher *et al.* (1987) (Fig. 5B).

Etlicher *et al.* (1987) proposed an Allerød age (13 090–13 405 cal a BP) for this tephra. In Lake Lautrey (Jura Mountains), the Nugère Tephra is observed as two distinct layers estimated at 13 300–12 880 and 13 420–13 010 cal a BP, respectively, using radiocarbon dating and the estimated sedimentation rate (Walter-Simonnet *et al.*, 2008). This Allerød age agrees with those of the tephric complex CF1a/CF1b (13 000–14 000 cal a BP) and the Moutade fallout (13 700 ± 400 cal a BP), both of which were emitted by the Puy de la Nugère (Juvigné *et al.*, 1996a; Vivent and Vernet, 2001; Miallier *et al.*, 2004b; Boivin *et al.*, 2009; Vernet, 2011). This very complex volcanic eruption began with a marked phreatomagmatic phase with products widely scattered eastwards.

The Laacher See Tephra (tephra layers Val12-372.0, Bel12-157.5 and Cha12-60.0)

The visible Allerød tephra layer shows similar glass shard chemical composition to the Laacher See Tephra (LST, Eifel region, Germany) (Fig. 5A), observed in many sites north and south of the Jura Mountains (Fig. 7; Table 1). Plagioclase chemical composition (sanidine) appears to be clearly different from that of Nugère Tephra identified a few centimetres further down (Fig. 6). The phonilitic LST, and particularly the M-LST and U-LST, is characterized by abundant sanidine (van den Bogaard and Schminke, 1985; Bourdon *et al.*, 1994) which allowed its dating using $^{40}Ar/^{39}Ar$ (van den Bogaard, 1995). Clinopyroxenes are also different from those of the Nugère Tephra (Fig. 5B). In many of the lacustrine records from the Jura Mountains, the LST is observed a few centimetres before the onset of the Younger Dryas, and it always induces a marked increase in magnetic susceptibility values (Walter-Simonnet *et al.*, 2008) (Figs 7 and 8; Table 1).

The LST was dated to 12 880 ± 40 varve years (Brauer *et al.*, 1999), 12 900 ± 560 years $^{40}Ar/^{39}Ar$ (van den Bogaard, 1995) and ca. 13 160 years (Friedrich *et al.*, 2004). This tephra is widespread in the North Atlantic region as well as in northern, southern and continental Central Europe, where three phases with different chemistry and dispersion modes were identified (Fig. 9A; van den Bogaard and Schminke, 1985; Harms and Schminke, 2000). The comparison of our volcanic glass analyses with chemical data from van den Bogaard and Schminke (1985) and Harms and Schminke (2000) allows us to identify this layer as the Middle Laacher See phase (mainly MLST-C) of the eruption (Fig. 10).

The Vedde Ash (tephra layers Val12-353.0 and Bel12-136.0)

The Val12-353.0 visible tephra layer and the Bel12-136.0 cryptotephra layer have been chemically correlated to the rhyolite phase of the Vedde Ash (VA, Iceland) (Fig. 5A). This

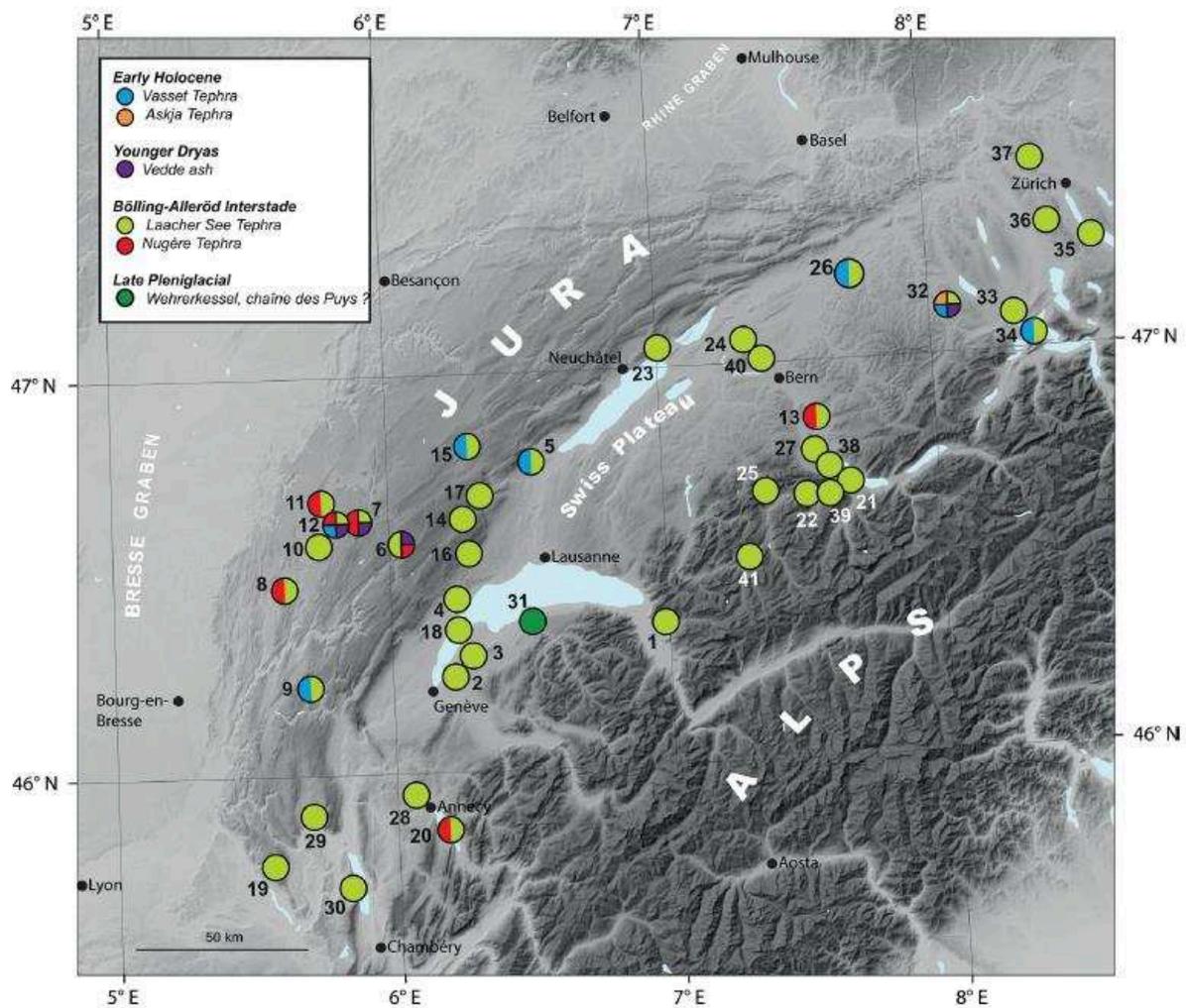


Figure 7. Lateglacial and Holocene tephra and cryptotephra layers in Jura Mountains, Northern Alps and Western Swiss Plateau. 1, Leysin-Léchières (1230 m); 2, La Pallanterie (430 m); 3, Veigy (430 m); 4, Coinsins (480 m); 5, Rances (607 m); 6, Bellefontaine (1100 m); 7, Le Lautrey (788 m); 8, Onoz (560 m); 9, Genin (830 m); 10, Clairvaux (525 m); 11, Chalain (490 m); 12, Val (520 m); 13, Gerzensee (605 m); 14, Joux (1004 m); 15, Saint-Point (850 m); 16, Mont-Roux (1350 m); 17, Brenet (1002 m); 18, Petit Lac (375 m); 19, Cerin (764 m); 20, Annecy (445 m); 21, Faulenseemoos (590 m); 22, Aegelsee (995 m); 23, Le Loclat (432 m); 24, Lobsigensee (514 m); 25, Chutti bei Boltigen (925 m); 26, Burgäschli (465 m); 27, Dittligersee (652 m); 28, Poisy (524 m); 29, Virieux (266 m); 30, Chevelu (304 m); 31, Pont de la Douceur (430 m); 32, Soppensee (595 m); 33, Rotsee (420 m); 34, Lucerne (437 m); 35, Horgen-Scheller (406 m); 36, Feldenmoos (613 m); 37, Neeracherriet (645 m); 38, Amsoldingensee (641 m); 39, Obergurbs (1032 m); 40, Lörmoos (589 m); 41, Saanenemöser (1256 m). References are listed in Table 1.

tephra was previously identified in Soppensee (Switzerland, Lane *et al.*, 2011) and more recently in the Lake Lautrey infillings (Jura Mountains, A.-V. Walter-Simonnet, unpublished data) (Fig. 7; Table 1). Plagioclase chemical composition (oligoclase, $Ab^{69}-Ab^{77}$) of the Val and Bellefontaine layers indicates few variations and the spatial distribution of the data is very similar (Fig. 6). To our knowledge, no chemical analyses have previously been conducted on phenocrysts from the VA. Nevertheless, distinct depletions in Sr and Eu relative to primitive mantle were observed by Lane *et al.* (2012b) in VA volcanic glass. These authors proposed that these depletions indicate that plagioclase was probably the dominant phase crystallizing from the rhyolite magma. Moreover, the VA has been linked to the Sólheimar ignimbrite (Lacasse *et al.*, 2007), one of the largest eruptions from the Katla caldera (Iceland). The Sólheimar ignimbrite is characterized by plagioclase phenocrysts which are oligoclase ($Ab^{71}-Ab^{73}$) (Tomlinson *et al.*, 1992), similar to those of

the VA from Jurassic lacustrine sequences. This similarity confirms that oligoclase phenocrysts characterized the VA.

The VA is dated to $12\,121 \pm 114$ cal a BP (Blockley *et al.*, 2007), i.e. to the middle of the Younger Dryas.

The Vasset Tephra (tephra layer Val12-330.5)

The third visible tephra layer observed in the Val infilling occurs in the Early Holocene sediments. This layer can be correlated with the Vasset-Kilian Tephra (VKT), characterized by Lane *et al.* (2011), in Soppensee (Switzerland) (Fig. 5A), based on its trachytic chemical composition. The oligoclase-andesine ($Ab^{58}-Ab^{69}$) chemical composition of the plagioclase from this tephra belongs to the plagioclase mineralogical assemblage from the Chaîne des Puy (Boivin *et al.*, 2009; Fig. 6). Moreover, Maury *et al.* (1980) showed that trachytic lavas from the Chaîne des Puy contain Na-rich plagioclase.

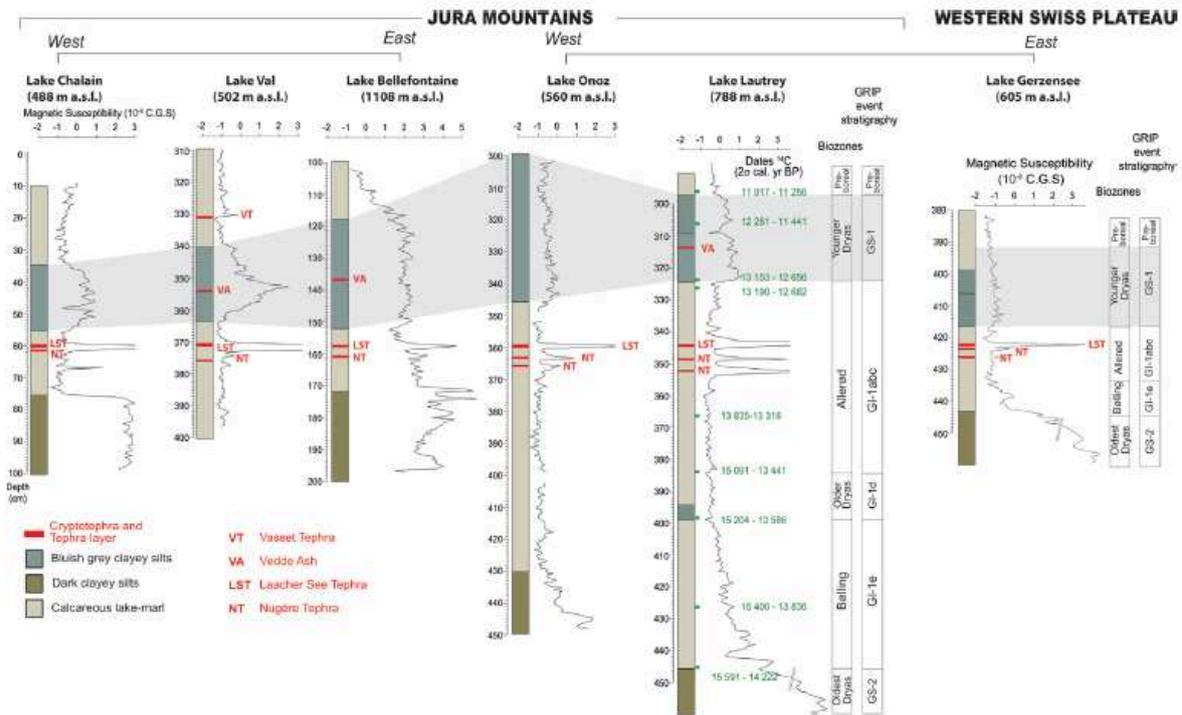


Figure 8. Stratigraphic positions of tephra and cryptotephra layers in Lateglacial and Early Holocene lacustrine records from Jura Mountains and Western Swiss Plateau. Lithostratigraphy, magnetic susceptibility, radiocarbon dating and biozones for lake Onoz: Magny and Ruffaldi (1994), Walter-Simonnet *et al.* (2008); for lake Lautrey: Bossuet *et al.* (1997), Bégeot *et al.* (2000), Vannièr *et al.* (2004), Magny *et al.* (2006), Walter-Simonnet *et al.* (2008); for lake Gerzensee: Wick (2000), Magny (2001), Walter-Simonnet *et al.* (2008).

The VKT has been previously identified in many sites from the Jura Mountains and the Swiss Plateau (Martini, 1970; Schnellman *et al.*, 2006; Leroux *et al.*, 2008) (Fig. 7; Table 1). This tephra was dated to 9406–9265 cal a BP by Lane *et al.* (2011) in Soppensee. Until now, its exact source-volcano was not known, but its age matches those of the major trachytic Vasset and Kilian volcano eruptions (French Massif Central) (Brousse *et al.*, 1970; Vernet and Raynal, 2000; Miallier *et al.*, 2004a, 2012). However, recent data published by Vernet (2011, 2013) show that there are two distinct tephras, even in the Gerzat site where Juvigné *et al.* (1992) proposed a single tephra: a mixture composed of volcanic products from Puy Vasset and Puy Kilian. Vernet (2011, 2013) clearly shows that there are two distinct tephras: CF5 (9270 ± 280 cal a BP) related to Puy Vasset and CF7 (also called Tephra de la Rode, 8468 ± 147 cal a BP), observed 50 cm above CF5 in Gerzat, and related to Puy Kilian. Given the ages of CF5 and CF7 and the age of VKT in the Soppensee sequence, this tephra has to be renamed. We thus suggest calling it the Vasset Tephra (VT).

Lithology, magnetic susceptibility and tephra detection

The high resolution of the magnetic sensor and XRF detector and small measurement steps enable the identification of small-scale lithological variations, thereby strengthening the lithostratigraphic correlations between cores and the detection of tephra layers.

In all cores the variations in magnetic susceptibility measurements are closely connected to the major lithological changes in sedimentation. The highest values are directly related to increased detrital input (clay, quartz) during the

Younger and Oldest Dryas, as shown in the Lake Lautrey sequence (Magny *et al.*, 2006), while the lower values appear when sedimentation corresponds to dominant autochthonous calcareous deposits (lacustrine marl) (Fig. 4).

Concerning the tephra identification, the highest peak of magnetic susceptibility (values from 10 to 150 × 10⁻⁶ CGS (Centimeter, Gram, Second)) always corresponds in all cores to the visible ash layer of the Laacher See eruption (LST). In comparison, the tephra layer of Puy de la Nugère (PN) is often marked by two distinct peaks of very low amplitude (Fig. 8), due to the virtual absence of ferromagnetic minerals. VT and VA do not correspond to significant variations in magnetic susceptibility measurements and consist of discrete cryptotephra layers marked by low glass shard concentrations.

The variations in Ti, Zr and K contents are also strongly related to lithological changes. In lakes Val, Chalain and Bellefontaine, higher values of these three elements always occur during the Younger Dryas and Oldest Dryas. Grain-size and mineralogical analysis carried out in the Lateglacial sequence of Lake Lautrey show that Younger Dryas and Oldest Dryas sediments consist of high quantities of clays and aeolian fine-grained quartz (Magny *et al.*, 2006). The presence of these minerals should explain the observed variations. Peaks with very high values are usually correlated with the LST, except in Lake Bellefontaine where the LST is visible (Fig. 4). Among the three other tephras studied here, only the VA is sometimes related to increased Ti, K and Zr quantities, but which are not always significant enough to be clearly conspicuous. The quantity of volcanic particles accounts for these variations.

XRF was used for tephra identification in several other environments than calcareous lake-marls and clayey silts.

Table 1. Methods used to detect and characterize tephra in lakes situated in Jura Mountains, Northern Alps and Western Swiss Plateau: v, visible; MS, magnetic susceptibility; S, sediment chemistry; HM, heavy minerals; GC, glass chemistry; PIC, plagioclase chemistry; PyC, pyroxene chemistry. Data from: 1, Bégeot (2000); 2, Bossuet *et al.* (1997); 3, G. Bossuet unpublished; 4, Brauer and Casanova (2001); 5, Eicher (1987); 6, Eicher and Siegenthaler (1976); 7, Fuchs (2008); 8, Hadorn (1992, 1994); 9, Hoffmann (1963); 10, Juigné (1980); 11, Lane *et al.* (2011); 12, Leroux *et al.* (2008); 13, Lotter *et al.* (1992); 14, Magny (1991); 15, Magny (2001); 16, Magny and Ruffaldi (1994); 17, Martini (1970); 18, Martini and Duret (1966); 19, Mascariello and Costa (1997); 20, Rolli *et al.* (1994); 21, Ruffaldi (1993); 22, Schnellman *et al.* (2006); 23, van den Bogaard and Schminke (1985); 24, Vannièrre *et al.* (2004); 25, Walter-Simonnet *et al.* (2008); 26, Wegmüller and Welten (1973). Numbers preceding sites names are related to the map on Fig. 7.

Site	Vasset-Kilian Tephra						Vedde Ash						Laacher See tephra						Nugère Tephra						Reference(s)
	V	MS	HM	GC	PIC	V	V	MS	GC	PIC	V	V	MS	HM	GC	PIC	V	V	MS	HM	GC	PIC	PyC		
1. Leysin-Léchères (1230 m)						X																		5	
2. La Pallanterie (430 m)						X																		18	
3. Veigy (430 m)						X																		17; 26	
4. Coinsins (480 m)						X																		17	
5. Rances (607 m)			?			X																		17; this paper	
6. Bellefontaine (1100 m)						X																		2; 24; 25	
7. Le Lautrey (788 m)						X																		16; 25	
8. Onoz (560 m)						X																		17; this paper	
9. Genin (830 m)			?			X																		3	
10. Clairvaux (525 m)						X																		14; this paper	
11. Chalais (490 m)						X																		14; this paper	
12. Val (520 m)						X																		6; 5; 25	
13. Gerzensee (605 m)						X																		7	
14. Joux (1004 m)						X																		12	
15. Saint-Point (850 m)						X																		1	
16. Mont-Roux (1350 m)						X																		7	
17. Brenet (1002 m)						X																		19	
18. Petit Lac (375 m)						X																		21	
19. Cerin (764 m)						X																		4	
20. Annecy (445 m)						X																		4	
21. Faulenseemoos (590 m)						X																		13	
22. Aegelsee (995 m)						X																		13	
23. Le Loclat (432 m)						X																		20; 8	
24. Lobsigensee (514 m)						X																		5	
25. Chutti bei Boltigen (925 m)						X																		6; 5; 23	
26. Burgäschli (465 m)						X																		17; 5	
27. Dittligensee (652 m)						X																		17	
28. Poisy (524 m)						X																		17	
29. Virieu-le-Grand (266 m)						X																		17	
30. Chevelu (304 m)						X																		17	
31. Pont de la Douceur (430 m)						X																		17	
32. Soppensee (595 m)						X																		11	
33. Roisee (420 m)						X																		11	
34. Lucerne (437 m)						X																		13	
35. Horgen-Scheller (406 m)						X																		22	
36. Feldenmoos (613 m)						X																		15	
37. Neeracherriet (645 m)						X																		9	
38. Amsoldingensee (641 m)						X																		9	
39. Obergurbs (1032 m)						X																		23; 5	
40. Lörmoos (589 m)						X																		26; 10	
41. Saanenmöser (1256 m)						X																		26	

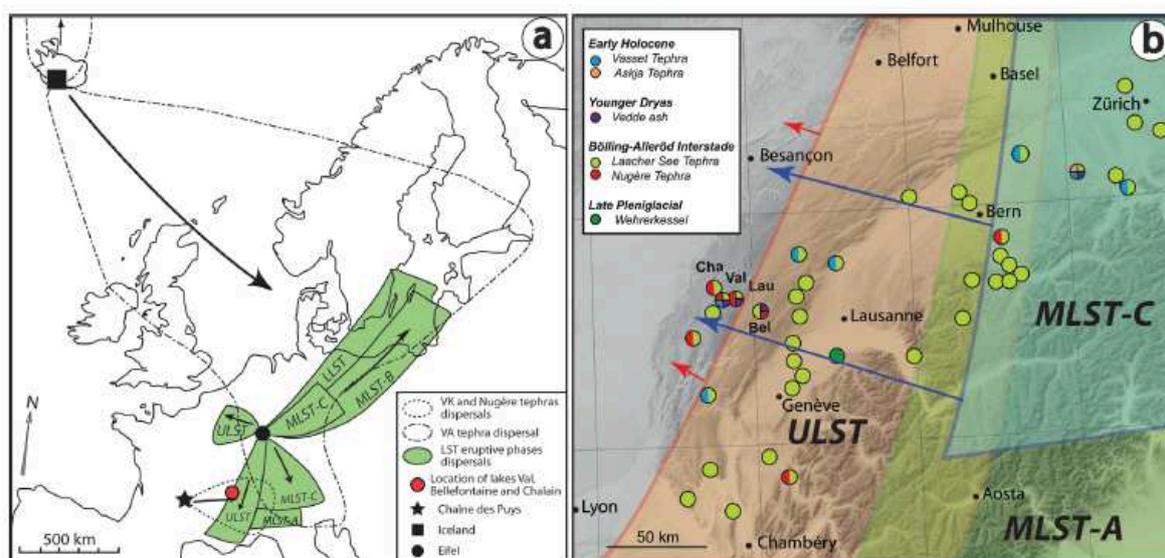


Figure 9. (A) Map showing the known distribution of the Laacher See Tephra fans (van den Boogard and Schmincke, 1985; Riede *et al.*, 2011). (B) Map showing the new western limits of ULST and MLST fans.

Results are many and varied. In Laguna Potrok Aike (Patagonia), Wastegård *et al.* (2013) observed that tephras, deposited in carbonated silt (Kliem *et al.*, 2013) are often associated with negative peaks in Ti and positive peaks in K. Kylander *et al.* (2012) show that in the gyttja-rich cores the presence of high-concentration basaltic tephra is signalled by increased elemental peak areas (K, Mn, Fe, Ca, Ti), whereas the XRF core scanning did not capture the lower concentration rhyolitic layers. By contrast, Damaschke *et al.* (2013) used K, Rb and Sr counts from XRF to show that some cryptotephra are not associated with peaks in sandy and clayey silts. These results indicate a heterogeneous relationship between tephra, lithology and Ti, K and Zr counts from XRF core scanning. Ti, Zr and K XRF analyses and magnetic susceptibility are useful methods for tephra detection but they need to be used together.

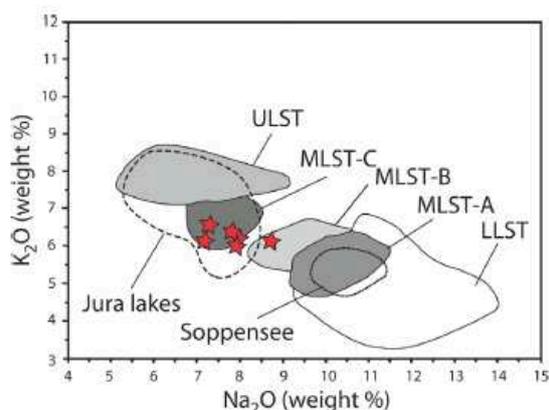


Figure 10. K_2O and Na_2O content for Laacher See Tephra in lake Val compared with published references for lower, middle and upper phases of this tephra (Harms and Schmincke, 2000; Davies *et al.*, 2005). Chemical envelopes are based on data published by Lane *et al.* (2011) for Soppensee and Walter-Simonnet *et al.* (2008) from Jura lakes.

Use of the chemical composition of phenocrysts in tephrostratigraphy

The characterization of tephra layers is generally conducted using the chemical composition of volcanic glass shards. When glasses are absent or altered, tephra identification can be based on the chemical characterization of phenocrysts (Pouclot and Juvigné, 1993, 2009; Juvigné *et al.*, 1996a; Shane *et al.*, 2003).

The sedimentary record of Lake Val presents tephra layers with some glass shards, associated with plagioclase and pyroxene phenocrysts analysable by electronic microprobe. Rare shards are observed in the other records, but they are too sparse for chemical analysis by EPMA. Nevertheless, there are sufficient well-preserved plagioclase phenocrysts. Our analytical results show that each tephra is characterized by a distinctive plagioclase chemical composition (Fig. 6). On this basis, it is then possible to connect these plagioclase compositions with well-defined Lateglacial and early Holocene tephra, i.e. labradorite in the Nugère tephra, oligoclase-andesine (Ab^{58} and Ab^{69}) in the Vasset Tephra, oligoclase in VA and sanidine in LST.

Tephrostratigraphic framework

Figure 7 and Table 1 list Lateglacial and Holocene occurrences of tephra and cryptotephra recorded in sites located in an area extending between the north-western Alps and Vosges Mountains. For each site and tephra, various methods of detection and/or identification are mentioned with their oldest known references. These data show that the LST is well and extensively documented compared with the other tephra, i.e. VA, Nugère Tephra and VT. This is probably because the LST is generally thick and visible to the naked eye in the Jura Mountains. The most recent results are also the most reliable as tephra identification in these sites was based on analytical protocols defined by the INTIMATE Group (a core programme of the INQUA Paleoclimate Commission; Turney *et al.*, 2004), certifying the quality and coherence of tephra and site correlations. The location of these Lateglacial and early Holocene tephra and cryptotephra suggests that they

are probably recorded all over the investigated area. Their state of conservation, hiatuses, sedimentation rate variations and reworking during deposition probably explain the fact that they have not previously been detected.

Since 1970, the LST has been identified in sedimentary sequences in eastern France (Martini, 1970; Wegmüller and Welten, 1973; Juvigné, 1977, 1980; Schloss, 1979; van den Bogaard and Schminke, 1985; Bossuet *et al.*, 1997; Walter-Simonnet *et al.*, 2008; Riede *et al.*, 2011). The new identification and characterization of the LST in lacustrine sediments from the Jura allows us to complete the extent of their dispersal clouds proposed by van den Bogaard and Schminke (1985) and Riede *et al.* (2011). The distribution of LST fallout occurred in three major directions corresponding to the different phases of the eruption: Upper-LST (ULST, westwards and southwards), Middle-LST (MLST, southwards and north-eastwards) and Lower-LST (LLST, north-eastwards) (Fig. 9A; van den Bogaard and Schminke, 1985; Riede *et al.*, 2011). Identification of the MLST-C phase in our sites modifies the pattern originally defined by van den Bogaard and Schminke (1985). The MLST-C phase is more extensive, ca. 100 km westwards (Fig. 9B), while it is not recorded in the Soppensee sediments (Lane *et al.*, 2011). This suggests that the eruption is more complex than hitherto described. The same complexity was described by Turney *et al.* (2006) for the north-eastern fan.

Conclusions

Four tephra layers originating from three European volcanic provinces [Iceland, Eifel (Germany) and Chaîne des Puys (France)] were deposited in lacustrine sediments in the Jura Mountains during the Lateglacial and Holocene. These volcanic deposits are invaluable chronological markers. The trachytic VT corresponds to a Boreal volcanic eruption in the Chaîne des Puys volcanic field. The three other tephra layers occurred during the LGIT. The Icelandic rhyolitic VA is observed in Younger Dryas deposits and the phonolitic LST and the trachyandesitic Nugère Tephra were deposited during the Allerød. Our data show that feldspar chemical composition can be used as an efficient tool for the identification of these four tephra layers when glass shards are rare or absent. They also show that magnetic susceptibility and XRF analyses are two complementary methods for tephra detection even though they may also reflect the lithological variations related to the main climatic phases. This study completes volcanic ash dispersal analyses in Western Europe and confirms that the Jura Mountains are ideally situated, at the intersection of Lateglacial and Holocene volcanic plumes from Iceland, the Eifel volcanic field in Germany and Chaîne des Puys volcanic field in France.

Supplementary material

Table S1. Single-grain major element WDS-EPMA data (not normalized) on glass shards for all tephra layers and cryptotephra layers detected in lake Val.

Table S2. Single-grain major element WDS-EPMA data (not normalized) on feldspars for all tephra layers and cryptotephra layers detected in lakes Val, Bellefontaine and Chalain.

Table S3. Single-grain major element WDS-EPMA data (not normalized) on pyroxenes, olivine and amphiboles for all tephra layers and cryptotephra layers detected in lake Val.

Acknowledgments. We are grateful to the Région Franche-Comté which supported this work. We thank S. Wulf and an anonymous reviewer for their helpful and constructive remarks that helped to improve the manuscript.

Abbreviations. EPMA, electron probe microanalysis; LGIT, Last Glacial to Interglacial Transition; LST, Laacher See Tephra; PN, Puy de la Nugère tephra; VA, Vedde Ash; VKT, Vasset-Kilian Tephra; XRF, X-ray fluorescence.

References

- Barbe J, Lafont M, Mallet L *et al.* 2003 *Actualisation de la Méthode de Diagnostic Rapide des Plans d'Eau. Analyse Critique des Indices de Qualité des Lacs et Propositions d'Indices de Fonctionnement de l'écosystème Lacustre*. CEMAGREF: France.
- 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*. PhD Thesis, Franche-Comté University, Besançon, France.
- Bégeot C, Richard H, Ruffaldi P *et al.* 2000. Enregistrements polliniques des changements climatiques de l'interstade bolling-allerød dans l'est de la France. *Bulletin de la Société Géologique de France* **171**: 51–58.
- Benquet S. 1991. Suivi de la qualité des eaux et étude physico-chimique des sédiments de cinq lacs jurassiens (Bonlieu, Chalain, Grand'Maclu, Narlay, Remoray). Mémoire de DESS. Université de Franche-Comté, Besançon, France.
- Bichet V, Campy M. 2009. *Montagnes du Jura, géologie et paysages*, 2nd edn. Neo Editions, Besançon, France. ISBN 978-2-9147-4161-3
- Blockley SPE, Lane CS, Lotter AF *et al.* 2007. Evidence for the presence of the Vedde Ash in Central Europe. *Quaternary Science Reviews* **26**: 3030–3036.
- Blockley SPE, Pyne-O'Donnell SDF, Lowe JJ *et al.* 2005. A new and less destructive laboratory procedure for the physical separation of distal glass tephra shards from sediments. *Quaternary Science Reviews* **24**: 1952–1960.
- Boivin P, Besson J.-C, Briot D *et al.* 2009. *Volcanologie de la chaîne des Puys* 5th edn.
- Bossuet G, Richard H, Magny M *et al.* 1997. A new occurrence of Laacher See Tephra in the Central Jura (France). The mire of Le Lautrey. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences Serie II Fascicule a Sciences* **325**: 43–48.
- Bourdon B, Zindler A, Wörner G. 1994. Evolution of the Laacher See magma chamber: evidence from SIMS and TIMS measurements of U/Th disequilibria in minerals and glasses. *Earth and Planetary Science Letters* **126**: 75–90.
- Bourgeot F, Olivetto A. 2014. *Surveillance de la qualité des plans d'eau des bassins Rhône Méditerranée Corse. Suivi 2013*. Rapport de données et interprétations Lac du Val (Jura). Agence de l'Eau et GREBE: Lyon, France.
- Bourgeot F, Olivetto A, Prompt P. 2014. *Surveillance de la qualité des plans d'eau des bassins Rhône Méditerranée Corse. Suivi 2013*. Rapport de données et interprétations Lac de Chalain (Jura). Agence de l'Eau et GREBE: Lyon, France.
- Brauer A, Casanova J. 2001. Chronology and depositional processes of the laminated sediment record from Lac d'Annecy, French Alps. *Journal of Paleolimnology* **25**: 163–177.
- Brauer A, Endres C, Negendank JFW. 1999. Lateglacial calendar year chronology based on annually laminated sediments from Lake Meerfelder Maar, Germany. *Quaternary International* **61**: 17–25.
- Brousse R, Delibrias G, Labeyrie J *et al.* 1970. Elements de chronologie des éruptions de la Chaîne des Puys. *Bulletin de la Société Géologique de France* **11**: 770–793.
- Buonocristiani JF, Campy M. 2004. Expansion and retreat of the Jura Ice sheet (France) during the last glacial maximum. *Sedimentary Geology* **165**: 253–264.
- Calmels D. 2007. *Altération chimique des carbonates: influence des sources d'acidité sur les bilans globaux*. Thèse de Doctorat, Université Paris VII-Denis Diderot, Paris.
- Calmels D, Gaillardet J, François L. 2014. Sensitivity of carbonate weathering to soil CO₂ production by biological activity along a temperate climate transect. *Chemical Geology* **390**: 74–86.
- Campy M. 1982. *Le Quaternaire Franc-Comtois: essai chronologique et paléoclimatique*. PhD Thesis, Université de Franche-Comté, Besançon, France.
- Campy M. 1992. Palaeogeographical relationships between Alpine and Jura glaciers during the two last glaciations. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* **93**: 1–12.

- Coutterand S. 2010. *Etude géomorphologique des flux glaciaires dans les Alpes nord-occidentales au Pléistocène récent*. Thèse de Doctorat de l'Université de Savoie, Chambéry, France.
- Cupillard C, Magny M, Bocherens H *et al.* in press Ecosystem and human responses to palaeoclimate changes in the Jura Mountains between 40 and 8 ka cal BP. *Quaternary International*. <http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2014.05.032>
- Damaschke M, Sulpizio R, Zanchetta G *et al.* 2013. Tephrostratigraphic studies on a sediment core from Lake Prespa in the Balkans. *Climate of the Past* **9**: 267–287.
- Davies SM, Branch NP, Lowe JJ *et al.* 2002. Towards a European tephrochronological framework for Termination 1 and the Early Holocene. *Philosophical Transactions. Series A, Mathematical, Physical, and Engineering Sciences* **360**: 767–802.
- Davies SM, Hoek WZ, Bohncke SJP *et al.* 2005. Detection of interglacial distal tephra layers in the Netherlands. *Boreas* **34**: 123–135.
- Davies SM, Wohlfarth B, Wastegård S *et al.* 2004. Were there two Borrobol Tephra during the early Lateglacial period: implications for tephrochronology? *Quaternary Science Reviews* **23**: 581–589.
- Eicher U. 1987. Die spätglazialen sowie die frühpostglazialen Klimaverhältnisse im Bereiche der Alpen: Sauerstoffisotopenkurven kalkhaltiger Sedimente. *Geographica Helvetica* **42**: 99–104.
- Eicher U, Siegenthaler U. 1976. Palynological and oxygen isotope investigations on Late-Glacial sediment cores from Swiss lakes. *Boreas* **5**: 109–117.
- Etlicher B, Janssen CR, Juvigné E *et al.* 1987. Le Haut Forez (Massif Central, France) après le pléni-glaciaire würmien: environnement et téphra du volcan de la Nugère. *Bulletin AFEQ* **4**: 229–239.
- Friedrich M, Remmele S, Kromer B *et al.* 2004. The 12,460-year Hohenheim Oak and Pine tree-ring chronology from Central Europe – a unique annual record for radiocarbon calibration and paleoenvironment reconstructions. *Radiocarbon* **46**: 1111–1122.
- Fuchs M. 2008. *Integration of ground penetrating radar, high resolution seismic and stratigraphic methods in limnogeology: holocene exemples from western Swiss lakes deposits*. Thèse de Doctorat, Université de Genève, Switzerland.
- Grac C. 1992. *Essai de caractérisation physico-chimique de quatre lacs du Jura (Abbaye, Grand Clairvaux, Ilay et Saint-Point): classement de neuf lacs*. Mémoire de DESS, Université de Franche-Comté, Besançon, France.
- Hadorn P. 1992. *Vegetationsgeschichtliche Studie am Nordufer des Lac de Neuchâtel: pollenanalytische Untersuchungen im Loclat, in der Bucht von Hauteville/Saint-Blaise und in den neolithischen Ufersiedlungen von Saint-Blaise/Bain des Dames*. Universität Bern, Switzerland.
- 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.
- Harms E, Schmincke H-U. 2000. Volatile composition of the phonolitic Laacher See magma (12,900 yr BP): implications for syn-eruptive degassing of S, F, Cl and H₂O. *Contributions to Mineralogy and Petrology* **138**: 84–98.
- Hoffmann F. 1963. Spätglaziale Bimsstauablagen des Laachersee-Vulkanismus in schweizerischen Mooren. *Eclogae geologicae Helveticae* **56**: 147–164.
- Hunt JB, Hill PG. 2001. Tephrological implications of beam size-sample-size effects in electron microprobe analysis of glass shards. *Journal of Quaternary Science* **16**: 105–117.
- Juvigné E. 1977. La zone de dispersion des poussières émises par une des dernières éruptions du volcan du Laacher See (Eifel). *Zeitschrift für Geomorphologie* **21**: 323–342.
- Juvigné E, Bastin B, de Goer de Hervé A. 1996b. Nouvelles données sur les tephres et al. 'environnement tardiglaciaires du Cézallier et de l'Artense (Massif Central, France). *Annales de la Société géologique de Belgique* **117**: 321–322.
- Juvigné E, Kroonenberge S, Veldskamp A *et al.* 1992. Widespread Allerød and Boreal trachyandesitic to trachytic tephra layers as stratigraphical markers in the Massif Central, France. *Quaternaire* **3**: 137–146.
- Juvigné EH. 1980. Révision de l'âge des volcans de l'Eifel occidental. *Zeitschrift für Geomorphologie* **24**: 345–355.
- Jouannic G. 2015. *Caractéristiques physiques et chimiques fines des cendres volcaniques: applications à la téphrostratigraphie*. Thèse de Doctorat, Université de Franche-Comté, Besançon, France.
- Jouannic G, Gillot P.-Y, Goiran J.-P *et al.* 2013. Tephrochronological study in the Maccarese Lagoon (near Rome, Italy): identification of Holocene Tephra layers. *Quaternaire* **24**: 65–74.
- Juvigné E, Bastin B, Delibrias G *et al.* 1996a. A comprehensive pollen- and tephra-based chronostratigraphic model for the late glacial and Holocene period in the French Massif Central. *Quaternary International* **34–36**: 113–120.
- Kliem P, Enters D, Hahn A *et al.* 2013. Lithology, radiocarbon chronology and sedimentological interpretation of the lacustrine record from Laguna Potrok Aike, southern Patagonia. *Quaternary Science Reviews* **71**: 54–69.
- Kuehn SC, Froese DG, Shane PAR. 2011. The INTAV intercomparison of electron-beam microanalysis of glass by tephrochronology laboratories: results and recommendations. *Quaternary International* **246**: 19–47.
- Kylander ME, Lind EM, Wastegård S *et al.* 2012. Recommendations for using XRF core scanning as a tool in tephrochronology. *Holocene* **22**: 371–375.
- Lacasse C, Sigurdsson H, Carey SN *et al.* 2007. Bimodal volcanism at the Katla subglacial caldera, Iceland: insight into the geochemistry and petrogenesis of rhyolitic magmas. *Bulletin of Volcanology* **69**: 373–399.
- Lane CS, Blockley SPE, Lotter AF *et al.* 2012a. A regional tephrostratigraphic framework for central and southern European climate archives during the Last Glacial to Interglacial transition: comparisons north and south of the Alps. *Quaternary Science Reviews* **36**: 50–58.
- Lane CS, Blockley SPE, Mangerud J *et al.* 2012b. Was the 12.1 ka Icelandic Vedde Ash one of a kind? *Quaternary Science Reviews* **33**: 87–99.
- Lane CS, Blockley SPE, Ramsey CB *et al.* 2011. Tephrochronology and absolute centennial scale synchronisation of European and Greenland records for the last glacial to interglacial transition: A case study of Soppensee and NGRIP. *Quaternary International* **246**: 145–156.
- Lane CS, Brauer A, Martín-Puertas C, Blockley SPE *et al.* 2015. The Late Quaternary tephrostratigraphy of annually laminated sediments from Lake Meerfelder Maar, Germany. *Quaternary Science Reviews* **122**: 192–206. doi: 10.1016/j.quascirev.2015.05.025
- Le Bas MJL, Lemaître RWL, Streckeisen A *et al.* 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali silica diagram. *Journal of Petrology* **27**: 745–750.
- Leroux A. 2010. *Caractérisation et évolution des flux détritiques et authigènes en contexte lacustre carbonaté au cours du Tardiglaciaire et de l'Holocène (lac Saint-Point, Haute-Chaine du Jura): Implications paléoclimatiques et paléoenvironnementales*. Thèse de Doctorat, Université de Franche-Comté, Besançon, France.
- Leroux A, Bichet V, Walter-Simonnet A *et al.* 2008. Late Glacial-Holocene sequence of Lake Saint-Point (Jura Mountains, France): detrital inputs as records of climate change and anthropic impact. *Comptes Rendus Geoscience* **340**: 883–892.
- Lotter AFL, Eicher U, Siegenthaler U *et al.* 1992. Late-Glacial climatic oscillations as recorded in Swiss lake sediments. *Journal of Quaternary Science* **7**: 187–204.
- Lowe DJ. 2011. Tephrochronology and its application: a review. *Quaternary Geochronology* **6**: 107–153.
- Lowe JJ, Hoek WZ. 2001. Inter-regional correlation of palaeoclimatic records for the Last Glacial-Interglacial Transition: a protocol for improved precision recommended by the INTIMATE project group. *Quaternary Science Reviews* **20**: 1175–1187.
- Magny M. 1991. *Une approche paléoclimatique de V Holocene: les fluctuations des lacs du Jura et des Alpes du Nord françaises*. Thèse, Université de Franche-Comté, Besançon, France.
- Magny M. 1992. Holocene lake-level fluctuations in Jura and the northern subalpine ranges, France: regional pattern and climatic implications. *Boreas* **21**: 319–334.
- Magny M. 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**: 85–101.
- Magny M, Aalbersberg G, Bégeot C *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**: 414–445.
- Magny M, Richard H. 1988. Nouvelle contribution à l'histoire des lacs du Jura français: recherches sédimentologiques et palynologiques sur les lacs de Chalain, de Clairvaux et de l'Abbaye. *Revue de Paleobiologie* **7**: 11–23.
- Magny M, Ruffaldi P. 1994. A Palaeohydrological record of Younger Dryas from lake Onoz in Jura, France. Reconstitution paléohydrologique du Dryas Récent d'après une séquence du lac d'Onoz (Jura, France). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences* **319**: 459–466.
- Martini J. 1970. Recherches de retombées volcaniques quaternaires dans le sud-est de la France et la Suisse occidentale. *Archives des Sciences de Genève* **23**: 641–674.
- Martini J, Duret JJ. 1966. Etude du niveau de cendres volcaniques des sédiments post-glaciaires récents des environs de Genève. *Archives des Sciences de Genève* **18**: 563–575.
- Maury RC, Brousse R, Villemant B *et al.* 1980. Cristallisation fractionnée d'un magma basaltique alcalin: la série de la Chaîne des Puys (Massif Central, France). *Bulletin de Minéralogie* **103**: 250–266.
- Miallier D, Michon L, Évin J *et al.* 2004. Volcans de la chaîne des Puys (Massif central, France): point sur la chronologie Vasset-Kilian-Parieu-Chopine. *Comptes Rendus Geoscience* **336**: 1345–1353.
- Miallier D, Pilleyre T, Sanzelle S *et al.* 2012. Revised chronology of the youngest volcanoes of the Chaîne Des Puys (french Massif Central). *Quaternaire* **23**: 283–290.
- Miallier D, Sanzelle S, Pilleyre T *et al.* 2004. Nouvelles données sur le téphra de Sarliève et le téphra CF7, marqueurs chronostratigraphiques de Grande Limagne (Massif central, France). *Comptes Rendus Geoscience* **336**: 1–8.
- Morimoto N. 1988. Nomenclature of pyroxenes. *American Mineralogist* **73**: 1123–1133.
- Mortensen AK, Bigler M, Grönvold K *et al.* 2005. Volcanic ash layers from the last glacial termination in the NGRIP ice core. *Journal of Quaternary Science* **20**: 209–219.
- Moscariello A, Costa F. 1997. The Upper Laacher See Tephra in Lake Geneva sediments: paleoenvironmental and paleoclimatological implications. *Schweizerische Mineralogische und Petrographische Mitteilungen* **77**: 175–185.
- Oladottir BA, Sigmarsson O, Larsen G *et al.* 2011. Provenance of basaltic tephra from Vatnajökull subglacial volcanoes, Iceland, as determined by major- and trace-element analyses. *Holocene* **21**: 1037–1048.
- Pétrequin AM, Pétrequin P. 1996. La céramique Néolithique moyen et le Cortaillod à Chalain 3. In *Les sites littoraux néolithiques de Clairvaux-Lacs et de Chalain (Jura), III, Chalain station 3. 3200-2900 av. J.-C.* Pétrequin P. (éd.). *Éditions de la Maison des Sciences de l'Homme* **2**: 325–326.
- Pétrequin A.M., Pétrequin P., Richard A., Rossy M. 1997. Meules et broyons de Chalain 3. In *Les sites littoraux néolithiques de Clairvaux-Lacs et de Chalain (Jura), III, Chalain station 3. 3200-2900 av. J.-C.* Pétrequin P. (éd.). *Éditions de la Maison des Sciences de l'Homme* **2**: 443–446.
- Pouclot A, Juvigné E. 1993. La Téphra de Rocourt en Belgique: recherche de son origine d'après la composition des pyroxènes. *Annales de la Société Géologique de Belgique* **116**: 137–145.
- Pouclot A, Juvigné E. 2009. The Eltville tephra, a late Pleistocene widespread tephra layer in Germany, Belgium and The Netherlands: symptomatic compositions of the minerals. *Geologica Belgica* **12**: 93–103.
- Riede F, Bazely O, Newton AJ *et al.* 2011. A Laacher See-eruption supplement to Tephabase: investigating distal tephra fallout dynamics. *Quaternary International* **246**: 134–144.
- Rolli M, Filippi ML, Hadorn P, *et al.* 1994. Variazioni Climatiche Post-Glaciali Nei Sedimenti Lacustri Del Lago Di Loclat (Neuchâtel, Svizzera): Evidenze Sedimentologiche, Palinologiche, Mineralogiche, Geochimiche Et Isotopiche. Dati Preliminari. *II Quaternario* **7**: 335–342.
- Ruffaldi P. 1993. *Histoire de la végétation du Jura méridional depuis le retrait du glacier würmien à partir des analyses palynologiques du lac de Cerin (Ain, France)*. Thèse de Doctorat, Université de Franche-Comté, Besançon, France.
- Sandgren P, Snowball IF. 2001. Application of mineral magnetic techniques to paleolimnology. In *Tracking Environmental Changes*, Last WM, Smol JP (eds). Kluwer Academic Publishers: Dordrecht; 217–237.
- Schloss S. 1979. *Pollenanalytische und stratigraphische Untersuchung im Sewensee: ein Beitrag zur spät- und postglazialen Vegetationsgeschichte der Südvogesen*. Dissertationes Botanicae 52. Separatdruck (ed), Vaduz.
- Schlüchter C, Bini A, Buoncristiani JF *et al.* 2010. *Die Schweiz während des letzteiszeitlichen Maximum (LGM) 1: 500000*. Bundesamt für Landestopografie Swisstopo: Wabern.
- Schnellman M, Anselmetti F, Giardini D, McKenzie JA. 2006. 15,000 Years of mass-movement history in Lake Lucerne: Implications for seismic and tsunami hazards. *Eclogae geol. Helvetica* **99**: 409–428.
- Shane P, Smith V, Nairn I. 2003. Biotite composition as a tool for the identification of Quaternary tephra beds. *Quaternary Research* **59**: 262–270 [DOI: 10.1016/S0033-5894(03)00012-7]
- Tomlinson EL, Thordarson T, Lane CS *et al.* 1992. Petrogenesis of the Sólheimar ignimbrite (Katla, Iceland): implications for tephrostratigraphy. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **86**: 318–337.
- Turney CSM. 1998. Extraction of rhyolitic component of Vedde microtephra from minerogenic lake sediments. *Journal of Paleolimnology* **19**: 199–206.
- Turney CSM, Harkness DD, Lowe JJ. 1997. The use of microtephra horizons to correlate late-glacial lake sediment successions in Scotland. *Journal of Quaternary Science* **12**: 525–531.
- Turney CSM, Lowe JJ, Davies SM *et al.* 2004. Tephrochronology of Last Termination sequences in Europe: a protocol for improved analytical precision and robust correlation procedures (a joint SCOTAV-INTIMATE proposal). *Journal of Quaternary Science* **19**: 111–120 [DOI: 10.1002/jqs.822]
- Turney CSM, van den Burg KV, Wastergård S *et al.* 2006. North European last glacial-interglacial transition (LGIT; 15–9 ka) tephrochronology: extended limits and new events. *Journal of Quaternary Science* **21**: 335–345.
- van den Bogaard P. 1995. $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ ages of sanidine phenocrysts from Laacher See tephra (12,900 yr BP): chronostratigraphic and petrological significance. *Earth and Planetary Science Letters* **133**: 163–174.
- van den Bogaard Pvd, Schmincke H. 1985. Laacher See tephra: a widespread isochronous late Quaternary tephra layer in central and northern Europe. *Geological Society of America Bulletin* **96**: 1554–1571.
- Vannièrre B, Bossuet G, Walter-Simonnet AV *et al.* 2004. High-resolution record of environmental changes and tephrochronological markers of the Last Glacial-Holocene transition at Lake Lautrey (Jura, France). *Journal of Quaternary Science* **19**: 797–808.
- Vernet G. 2011. *Les dépôts pyroclastiques distaux: caractérisations, établissement de tephrostratigraphies de référence, taphonomie et relations homme/volcan*. Mémoire d'Habilitation à Diriger des Recherches, Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, France.
- Vernet G. 2013. La séquence sédimentaire des Gravanches/Gerzat: enregistrement d'événements 'catastrophiques' à valeur chronologique en Limagne d'Auvergne (Massif Central, France). *Quaternaire* **24**: 109–127.
- Vernet G, Raynal J.-P. 2000. Un cadre tephrostratigraphique réactualisé pour la préhistoire tardiglaciaire et holocène de Limagne (Massif central, France). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences: Series IIA: Earth and Planetary Science* **330**: 399–405.
- Vivient D, Vernet G. 2001. Apport de la palynologie à l'étude des retombées volcaniques tardiglaciaires et holocènes de la Chaîne des Puys enregistrées en Limagne (France). In *Tephras, Chronology, Archaeology*, Juvigné E, Raynal JP (eds). Les dossiers de l'Archéologie, C.DERAD éd. **1**: 255–262.
- Walter-Simonnet A.-V, Bossuet G, Develle A.-L *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**: 117–132.
- Wastegård S. 2005. Late Quaternary tephrochronology of Sweden: a review. *Quaternary International* **130**: 49–62.
- Wastegård S, Veres D, Kliem P *et al.* 2013. Towards a late Quaternary tephrochronological framework for the southernmost part of South America - the Laguna Potrok Aike tephra record. *Quaternary Science Reviews* **71**: 81–90.
- Wegmüller S. 1966. Ober die Spät- und postglaziale Vegetationsgeschichte des Südwestlichen Jura. *Beiträge zur geobotanischen Landesaufnahme der Schweiz* **48**.
- Wegmüller S, Welten M. 1973. Spätglaziale Bimstufungen des Laacher Vulkanismus im Gebiet der westlichen Schweiz und der Dauphiné (F). *Eclologiae Geol. Helvetica* **66**: 533–541.
- Wick L. 2000. Vegetational response to climatic changes recorded in Swiss Late Glacial lake sediments. *Palaeogeography Palaeoclimatology Palaeoecology* **159**: 231–250.
- Wulf S, Ott F, Slowinski M *et al.* 2013. Tracing the Laacher See Tephra in the varved sediment record of the Trzechowskie palaeolake in central Northern Poland. *Quaternary Science Reviews* **76**: 129–139.

2.2.3. Conclusion

Quatre niveaux de téphra provenant de trois provinces volcaniques européennes (l'Islande, l'Eifel en Allemagne et la Chaîne des Puys en France) ont été détectés dans des sédiments lacustres du Tardiglaciaire et de l'Holocène, dans le massif du Jura. Ces dépôts volcaniques sont des repères chronologiques précieux qui viennent enrichir le corpus de données déjà existantes (Walter-Simonnet *et al.*, 2008 ; Lane *et al.*, 2011).

Le téphra trachytique du Vasset-Kilian correspond à une éruption volcanique intervenue durant le Boréal dans la Chaîne des Puys. Les trois autres couches de téphras se sont déposées au cours de la dernière transition glaciaire-interglaciaire. Le téphra islandais rhyolitique appelé « Vedde Ash », issu d'une éruption du Katla, apparaît interstratifié dans les dépôts du Dryas Récent. Le téphra phonolitique du Laacher See (Allemagne) et le téphra trachy-andésitique du Puy de la Nugère (Chaîne des Puys) sont des marqueurs chronologiques de l'Alleröd.

Nos données montrent que la composition chimique des feldspaths peut être utilisée comme un outil efficace de substitution pour l'identification de ces quatre téphras, lorsque les échardes de verre sont altérées ou manquantes. Elles montrent aussi que les mesures de la susceptibilité magnétique et les analyses chimiques obtenues par XRF sont deux méthodes complémentaires pour la détection de téphras, quand bien même elles répondent simultanément aux variations lithologiques liées aux principales phases climatiques.

Cette étude complète nos connaissances sur la dispersion de ces cendres volcaniques en Europe occidentale et confirme que l'est de la France est idéalement situé à l'intersection de panaches volcaniques provenant de l'Islande, de l'Eifel en Allemagne et de la Chaîne des Puys en France.

2.3. Un cadre téphrostratigraphique holocène et tardiglaciaire pour l'est de la France.

Article en préparation

Gwénolé JOUANNIC¹, Anne-Véronique WALTER-SIMONNET¹, Gilles BOSSUET¹, Pierre BOIVIN², Hervé CUBIZOLLE³, Eric DELABROUSSE⁴, Anne-Lise DEVELLE⁵, Jean-Luc DEVIDAL³, Christine OBERLIN⁶, Béatrice PIGNY²

¹ Laboratoire Chrono-Environnement, UMR 6249 CNRS/Université de Franche-Comté, 16, route de Gray, F-25030 Besançon Cedex, France.

² Laboratoire Magmas Et Volcans (LMV), Université Blaise Pascal, 63038 Clermont-Ferrand, France

³ EVS-ISTHME UMR 5600 CNRS, Université de Lyon 1, 6 rue Basse des Rives, 42023 Saint-Etienne cedex 2, France.

⁴ EA 4662 Laboratoire de Nanomédecine, Imagerie et Thérapeutiques, Université de Franche-Comté et Hôpital Universitaire de Besançon, France

⁵ Laboratoire EDYTEM, UMR 5204 CNRS, Université de Savoie, F-73376 LE BOURGET DU LAC Cedex, France

⁶ Centre de Datation par le radiocarbone, Université de Lyon 1, Campus la Doua, 40 Boulevard Niels Bohr, 69622 Villeurbanne, France

2.3.1. Introduction

La construction d'un cadre téphrostratigraphique dans une zone géographique allant de l'Autriche à l'Est de la France est devenue l'une des priorités du groupe INTIMATE (INTegration of Ice core, MARine and TERrestrial records of the Last Termination) afin de corréler efficacement les séquences sédimentaires sur l'ensemble du continent européen.

À ce jour, il est difficile de relier les cadres téphrostratigraphiques du Nord et du Sud de l'Europe puisque aucun téphra « commun » a ces zones géographiques n'a été observé pour l'instant. En Europe, la Chaîne des Puys est située idéalement à la jonction entre le Nord et le Sud de l'Europe. Les téphras émis lors de son activité tardiglaciaire et holocène sont donc susceptibles de s'être déposés dans des sites clés pouvant être utilisés dans un cadre téphrostratigraphique global européen. Par ailleurs, le régime des vents stratosphériques et certaines études téphrostratigraphiques réalisées en Suisse, dans le massif du Jura et dans les Alpes Nord-Ouest (Martini, 1970 ; Walter-Simonnet *et al.*, 2008 ; Lane *et al.*, 2011, Jouannic *et al.*, accepté (voir page 81)) laissent à penser qu'au moins une partie des cendres

volcaniques issues d'éruptions auvergnates se sont dispersées en direction de l'Est de l'Europe. Bien plus que l'absence d'études téphrostratigraphiques dans des sites situés entre l'Est de la France, la Suisse, les Alpes et la Chaîne des Puys, c'est l'absence quasi-générale d'analyses chimiques d'échardes de verre dans les études proximales qui, en empêchant leur comparaison pertinente avec des données distales obtenues exclusivement sur échardes de verre, laissent planer un doute sur l'origine des cryptotéphras distaux imputés au volcanisme auvergnat dans ces études.

L'activité volcanique de la Chaîne des Puys est bien connue chronologiquement et chimiquement grâce aux nombreuses études menées depuis quarante ans sur les retombées proximales dans le secteur de la Chaîne des Puys et de la Limagne (Baudry et Camus, 1970; Juvigné, 1987; Bastin *et al.*, 1990; Juvigné, 1991; Juvigné *et al.*, 1992; Vernet, 1992; Vernet *et al.*, 1998; Vernet et Raynal, 2000; Miallier *et al.*, 2004; Fourmont *et al.*, 2006; Vernet et Raynal, 2008). Cependant, nos connaissances sur la dispersion des téphras du volcanisme auvergnat au-delà de la plaine de la Limagne, à l'est, et du Massif du Mont-Dore, au Sud, sont limitées. Etlicher *et al.* (1987) mentionne la présence d'un téphra dans le Haut-Foréz attribué à l'éruption du Puy de la Nugère. Il s'agit de l'unique occurrence distale certaine d'un dépôt volcanique issu de la Chaîne des Puys. La composition chimique de ces dépôts volcaniques et des laves a toujours été obtenue soit sur la roche totale, soit sur l'intégralité du dépôt soit sur les minéraux (phénocristaux) qui le constituent. Dans les études téphrostratigraphiques distales, il est plus commun de travailler sur les échardes de verre, qui constituent la fraction fine et légère des cendres volcaniques susceptibles de parcourir les distances les plus grandes. Mais, la comparaison avec les données proximales est délicate. Les analyses chimiques effectuées sur des échardes de verres peuvent différer des analyses obtenues sur la roche totale ou sur un dépôt analysé dans sa globalité issu pourtant d'une même éruption. Ceci s'explique par la présence de minéraux qui sont inclus dans les analyses des laves contrairement aux analyses sur les verres volcaniques où seul le verre est analysé.

La découverte, dans plusieurs lacs du Jura et en Suisse, de deux téphras provenant probablement de la Chaîne des Puy et attribués aux éruptions du Puy de la Nugère et des Puys Vasset ou Kilian (Walter-Simonnet *et al.*, 2008; Lane *et al.*, 2011; Jouannic *et al.*, accepté (voir page 81)), nous a incité à prospecter des sites géographiquement situés entre

le volcanisme auvergnat et le Massif du Jura afin de tenter d'identifier les traces de ces mêmes passées volcaniques et lever le doute qui subsiste sur leur origine. Les sites qui documentent, au moins partiellement, le Tardiglaciaire, période pendant laquelle le téphra de la Nugère (13,4 ka, le plus vieux rencontré dans le Jura) s'est déposé, sont peu fréquents dans l'Est du Massif Central. Les études palynologiques et chronologiques réalisées depuis plusieurs années sur différents sites (Cubizolle *et al.*, 2012) ont servi de base pour identifier les zones d'études susceptibles d'avoir enregistré une partie de l'activité volcanique tardiglaciaire et holocène de la Chaîne des Puys. Les travaux présentés ici constituent, en ce sens, les premières études téphrostratigraphiques distales de la Chaîne des Puys.

2.3.2. Contexte géologique régional

Les tourbières de Gourgon et Molhiac se situent dans les Monts du Forez. En revanche, la tourbière de la Digonnière s'est développée dans le Massif du Pilat, à une quarantaine de kilomètres au Sud-Est (Figure 31).

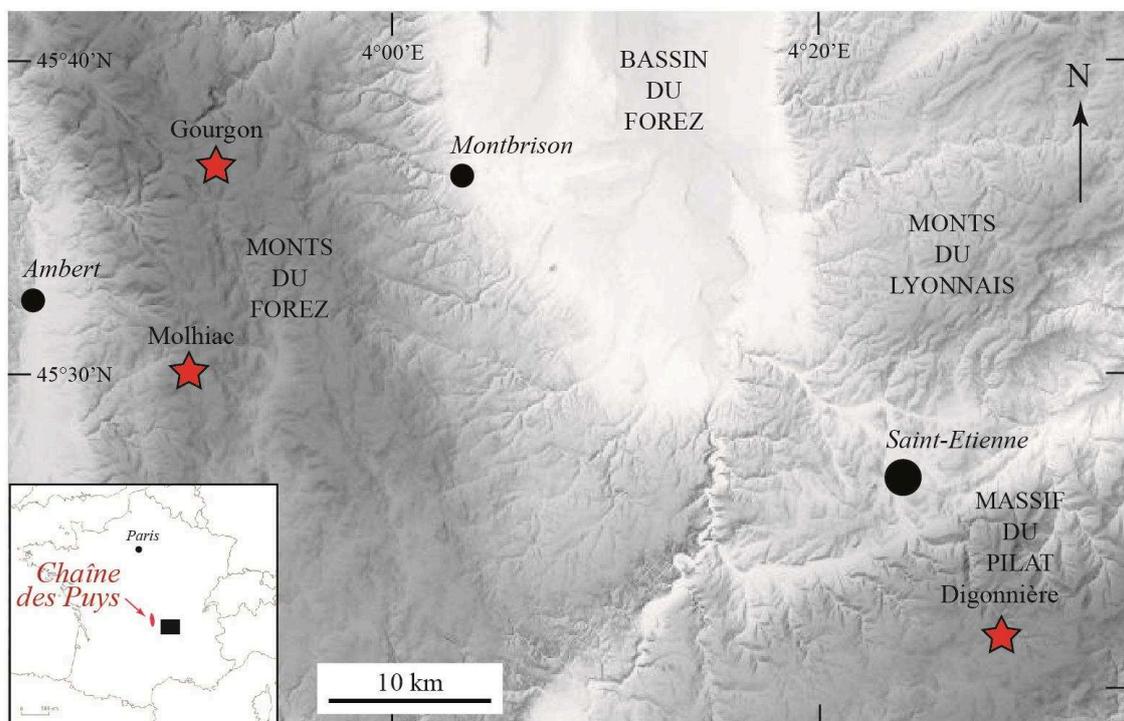


Figure 31 : Localisation des sites présentés.

Les Monts du Forez sont un massif plutonique et métamorphique de l'Est du Massif Central dont l'altitude culmine à 1634 m. Le relief est, par endroits, accidenté avec des fonds de vallée pouvant se situer sous les 500 m d'altitude. L'essentiel des morphologies qui y sont observées sont des héritages périglaciaires. Des moraines et des dépôts fluvioglaciers se sont formés lors d'une glaciation qui a probablement débuté aux périodes les plus froides du Quaternaire Moyen et s'est poursuivie au Würm pour se terminer il y a quelques 10 000 ans. Seuls les plus hauts secteurs du Forez, d'altitude supérieure à 1350 m, présentent quelques rares formations morainiques et des modelés glaciaires qui leurs sont associés. C'est le cas du secteur de Gourgon (Etlicher, 1986, 2005 ; Etlicher *et al.*, 1987 ; Cubizolle *et al.*, 2014).

Le massif du Pilat culmine à 1432 m d'altitude. D'un point de vue géologique, il présente deux principaux secteurs, l'un granitique, l'autre micaschisteux et gneissique (Ledru *et al.*, 2001 ; Faure *et al.*, 2009). Lors de la dernière glaciation, des éboulis rocheux, appelés localement chirats et pouvant atteindre plus d'un kilomètre d'extension, se sont développés sur les versants Nord au-dessus de 900 m d'altitude.

Le domaine périglaciaire s'étend sur tout le territoire étudié, Monts du Forez et Massif du Pilat. Il se caractérise notamment par l'abondance des arènes remaniées à blocs (Argant et Cubizolle, 2005). Les dépôts de tourbe se sont formés et continuent de se former en altitude, sur les surfaces peu pentues des sommets, des cols et des pentes de la ligne de crête nivelées par les glaciers, là où les eaux de ruissellement s'écoulent lentement (Cubizolle *et al.*, 2012).

2.3.3. Sites

Le système tourbeux de Gourgon s'insère dans un ensemble plus vaste de 245 hectares qui constitue le macrotoppe de Bazanne – Gourgon (Porteret, 2008). Le point de carottage se situe dans la partie haute bombée de la tourbière de Gourgon (45°36'31",62 N ; 3°52'59",75 E) à 1 367 m d'altitude. Il a été choisi sur la base des nombreuses datations réalisées sur l'ensemble du système tourbeux (Argant et Cubizolle, 2005 ; Porteret, 2008 ; Cubizolle et Argant, 2006). L'intérêt porté à cette tourbière repose sur l'ancienneté de la sédimentation tourbeuse dont le début est daté du début du Préboréal, soit 11256 ± 81 ans cal. BP. La tourbe repose cependant sur un mélange sableux riche en matière organique daté à 13 258 ± 129 ans cal. BP, soit vers le milieu de l'Allerød (Cubizolle *et al.*, 2014).

Comparativement, il existe moins de données concernant la tourbière de Molhiac (45°30'09",00 N ; 3°51'20",00 E). Il s'agit d'une tourbière ombrotrophe légèrement bombée, située à 1 130m d'altitude en amont de la Vallée de la Lignonne. La base du remplissage de la tourbière est datée de 10 990 ± 215 ans cal. BP (Cubizolle *et al.*, 2012).

La tourbière de la Digonnière (4°28'36",9 E ; 45°20'51",8 N) se situe à une altitude de 1 055 m, dans le Massif du Pilat. Il s'agit, comme celles de Molhiac et de Gourgon, d'une tourbière bombée. Elle couvre une superficie de 10 ha. Bien qu'étant plus jeune que les tourbières de Gourgon et Molhiac, elle représente l'une des tourbières les plus âgées du Massif du Pilat. La sédimentation tourbeuse repose sur des sables et graviers, et a débuté il y environ 9725 ans cal. BP (Cubizolle, 2004 ; Argant et Cubizolle, 2005 ; Cubizolle *et al.*, 2012).

2.3.4. Chronologie et stratigraphie

Les chronologies des séquences de Gourgon et de la Digonnière sont bien contraintes par les chronozones des assemblages polliniques (Argant et Cubizolle, 2005 ; Porteret, 2008 ; Cubizolle et Argant, 2006 ; Cubizolle *et al.*, 2012) définies pour le Massif Central sur la base d'événements botaniques majeurs (Reille *et al.*, 1992), par les datations radiocarbone déjà effectuées (Cubizolle *et al.*, 2012 ; Cubizolle *et al.*, 2014) et par les nouvelles dates réalisées dans le cadre de cette étude sur la séquence de la tourbière de Gourgon (Tableau 5, Figure 32 et Figure 33). L'intégration de ces données permet de définir un cadre chronologique relativement précis pour les téphras présents sur ces sites. En revanche, la chronologie de la tourbière de Molhiac apparaît bien moins contrainte (Cubizolle *et al.*, 2012). Trois dates radiocarbone ont été réalisées dans le cadre de notre étude (Tableau 5, Figure 34). Dans le Massif Central Oriental, il faut généralement attendre la fin du Pré Boréal pour que débute la formation des tourbières. Comme celle de Gourgon, la tourbière de Molhiac fait exception puisqu'elle se serait formée vers 11 300 ans cal BP selon une nouvelle datation apportée dans le cadre de cette étude (Tableau 5, Figure 34). Le dernier pic d'activité de la Chaîne des Puys se situant entre 9 000 et 11 000 ans (Boivin *et al.*, 2009), l'intérêt téphrostratigraphique de ce site apparaît évident. La tourbière de la Digonnière, dont les résultats préliminaires sont présentés ici, est plus jeune, et le processus de turfigenèse y aurait débuté vers 9700 ans (Cubizolle *et al.*, 2012). Ce site présente l'intérêt d'être géographiquement situé le plus au Sud-Est du Massif Central.

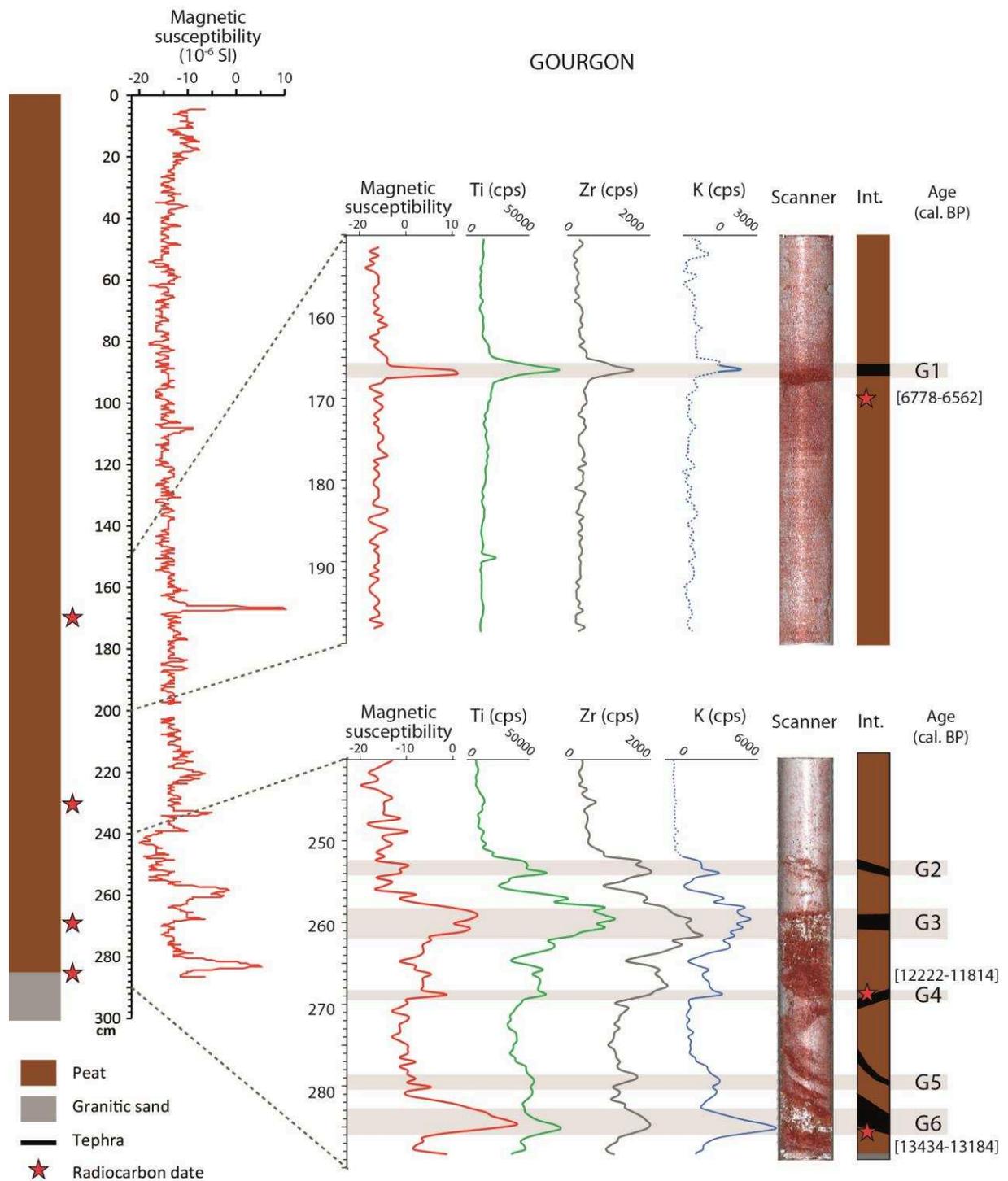


Figure 32 : Lithologie, profil de susceptibilité magnétique, analyse des éléments Ti, K et Zr par XRF et imagerie scanner des sections de la séquence de Gourgon comportant des téphras

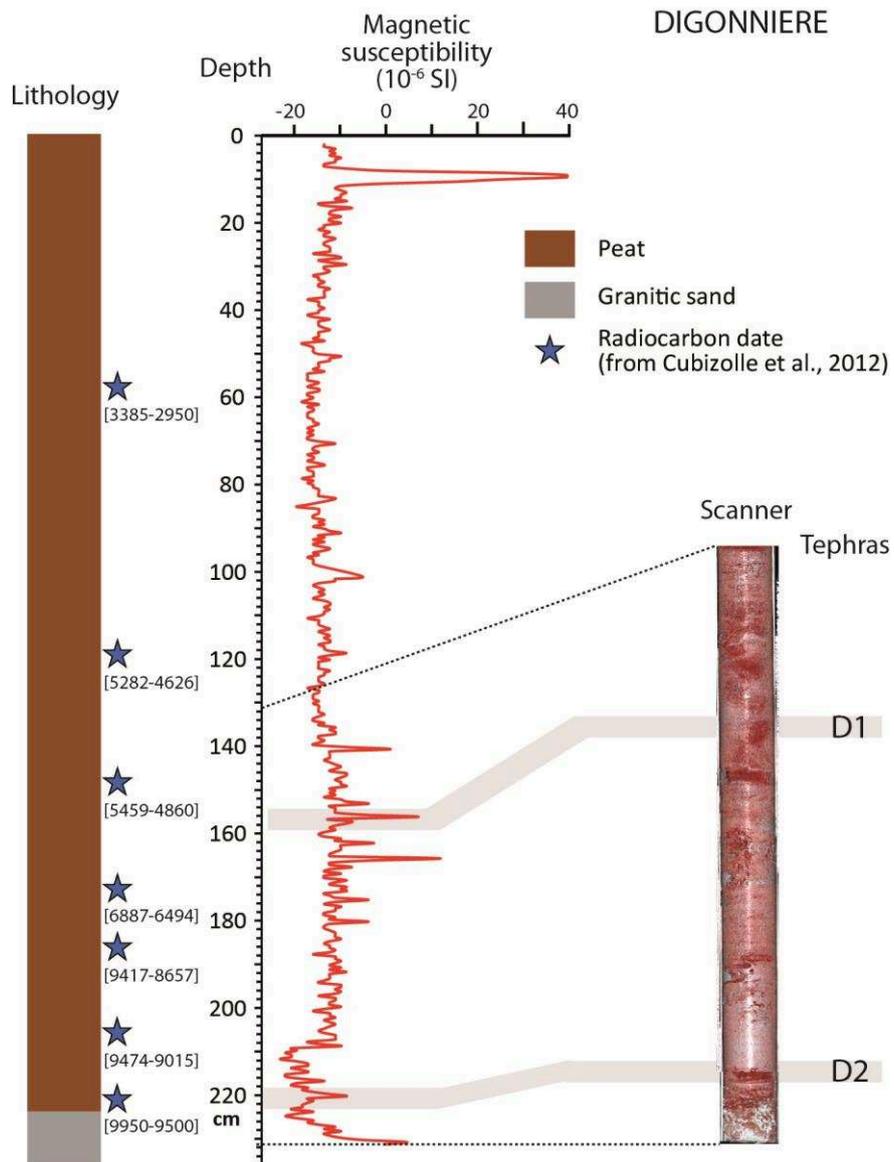


Figure 33 : Lithologie, profil de susceptibilité magnétique et imagerie scanner de la section de la séquence de La Digonnière comportant des téphras

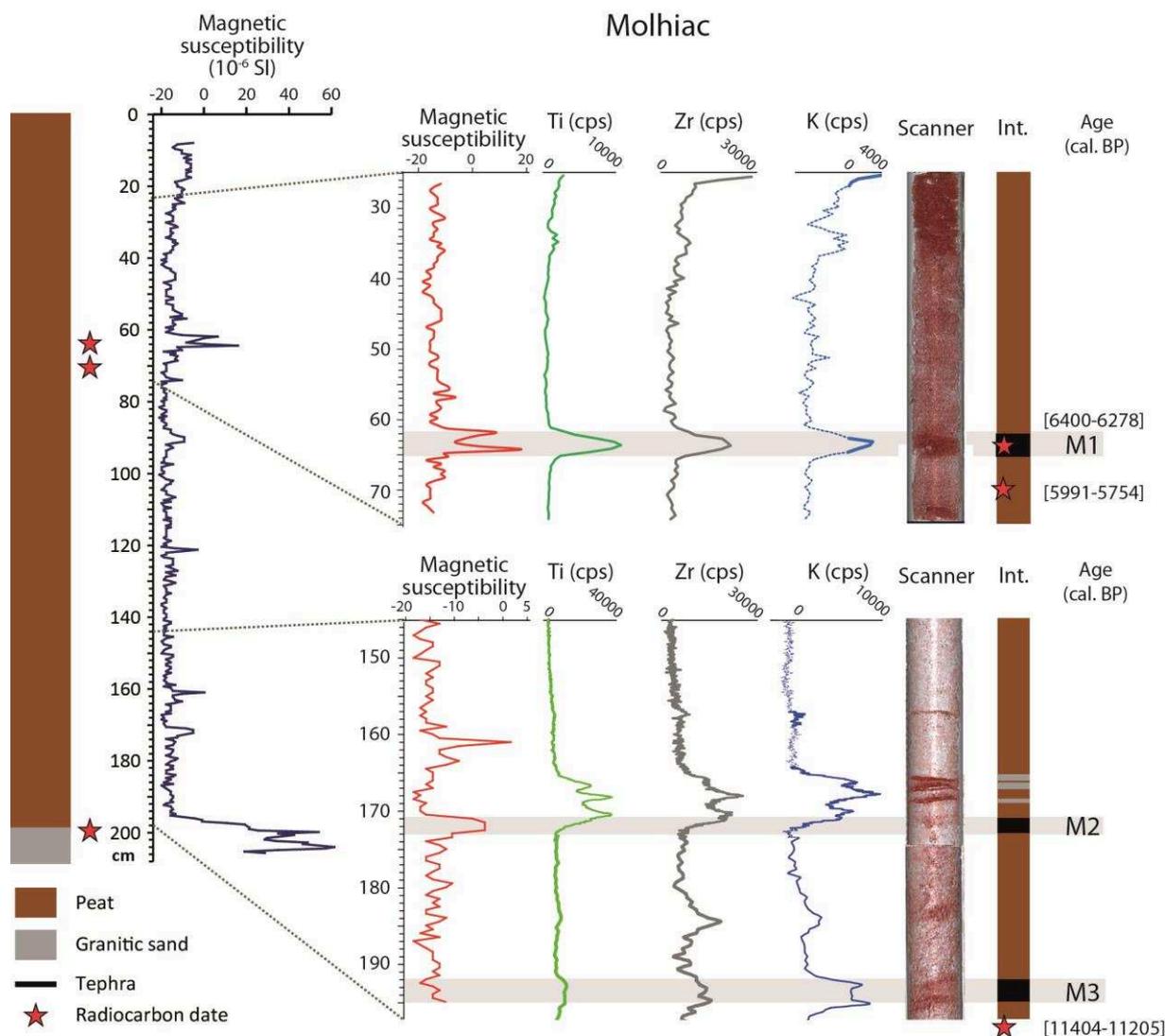


Figure 34 : Lithologie, profil de susceptibilité magnétique, analyse des éléments Ti, K et Zr par XRF et imagerie scanner des sections de la séquence de Molhiac comportant des téphras

Site	Prof. (cm)	Age radiocarbone (BP)	age calibré (2 σ) (cal. BP)	Age calibré (2 σ) (BC)	code laboratoire	Materiel
Molhiac	63	5 520 \pm 35	6 400 - 6 278	4 451 - 4 329	Poz-57235	tourbe
Molhiac	70	5 150 \pm 40	5 991 - 5 754	4 042 - 3 805	Lyon-9664(GrA)	tourbe
Molhiac	200	9 890 \pm 45	11 404 - 11 204	9 455 - 9 255	Lyon-9665(GrA)	tourbe
Gourgon	170	5 860 \pm 40	6 778 - 6 562	4 829 - 4 613	Lyon-9663(GrA)	tourbe
Gourgon	230	8 015 \pm 45	9 919 - 8 717	7 070 - 6 768	Lyon-9662(GrA)	tourbe
Gourgon	270	10 270 \pm 50	12 376 - 11 810	10 427 - 9 861	Lyon-9661(GrA)	tourbe
Gourgon	285	11 450 \pm 50	13 419 - 13 166	11 470 - 11 217	Lyon-9660(GrA)	tourbe

Tableau 5 : ages radiocarbones obtenus sur les sites de Gourgon et Moliac

2.3.5. Méthodes analytiques

Dans les études téphrostratigraphiques présentées ici, les méthodes classiques de détection des téphras que sont la mesure de susceptibilité magnétique et l'analyse de la Fluorescence par Rayon X (XRF) ont été utilisées. L'imagerie scanner a également été testée sur les trois sites présentés.

Les mesures de susceptibilité magnétique ont été réalisées manuellement au laboratoire Chrono-Environnement (Université de Franche-Comté, France). L'appareil est constitué d'un système de mesure (Bartington MS2) et d'un capteur (MS2-E1), spécialement conçu pour l'auscultation de demi-carottes de sédiment. Le pas de mesure choisi est de 5 mm. Les mesures de susceptibilité magnétique sont de caractère très superficiel du fait de la faible profondeur d'investigation du capteur. Elles ont été réalisées à la surface du sédiment avec le capteur orienté parallèlement au plan de stratification afin de bénéficier de la résolution spatiale la plus fine.

Les mesures XRF présentées dans ce manuscrit ont été réalisées au laboratoire EDYTEM (Université de Savoie, France) avec un pas d'analyse de 5 mm. Les conditions analytiques sont les suivantes : un voltage de 10 et 30 KeV, un courant de 750 mA, une ouverture de 15 mm et un temps de comptage de 45 s à 10 KeV et de 30 s à 30 KeV.

L'imagerie médicale tridimensionnelle (scanner) a été effectuée au CHRU de Besançon avec une résolution de 500 μm . Alors que l'analyse RX traditionnelle se limite à des plans de visualisation prédéfinis en analysant sur une surface l'épaisseur totale du matériel, la scanographie permet de visualiser en coupes fines les structures sédimentaires dans toutes les directions de l'espace. L'existence d'un contraste significatif de densité entre le dépôt volcanique et le sédiment encaissant est le principe de détection sur lequel repose la méthode. L'efficacité de la méthode sera maximale dans les enregistrements tourbeux du fait de la très faible densité de la matière organique par rapport au matériel minéral constituant les téphras.

Les échantillons de téphras détectés ont été tamisés à l'eau à 45 μm . La fraction supérieure à 45 μm a été traitée au peroxyde d'hydrogène afin d'éliminer la matière organique. Les verres volcaniques ont été séparés par densité en suivant le protocole de Blockley *et al.* (2005). Les verres sont ensuite placés dans une résine qui est ensuite polie. La composition chimique des éclats de verre volcanique a été déterminée à la microsonde électronique

Cameca SX100 au laboratoire Magmas et Volcans. Il n'y a pas de sélections dans les échantillons analysés. Toutes les échantillons de verre observable à la microsonde sont analysés. La microsonde a été calibrée avec des verres volcaniques naturels (A99). Les conditions d'analyse sont similaires à celles utilisées pour l'analyse des standards (Oladottir *et al.*, 2011) : 15 kV tension d'accélération et 4 nA de courant de faisceau, 4 µm pour le diamètre du faisceau, ceci en accord avec les protocoles décrits par Hunt et Hill (2001) et Kuehn *et al.* (2011). Le temps de comptage est de 10 s pour Na, Ca, Ti et Si ; 20 s pour Mg et Al ; 30 s pour Mn et enfin 40 s pour les analyses des éléments Fe et K. L'analyse des éléments traces sur les verres du téphra G1 (Figure 32) a été réalisée dans le même laboratoire sur Spectromètre de Masse couplé à un plasma inductif avec ablation laser (LA-ICP-MS). Le verre standard international BCR-2G (Colombia River Basalt ; Wilson, 1997) a été utilisé pour l'étalonnage en suivant une procédure similaire à celle décrite par différents auteurs (Mason *et al.*, 2008 ; Tomlinson *et al.*, 2010 ; Oladottir *et al.*, 2011 ; Sigmarsson *et al.*, 2013).

2.3.6. Résultats et discussions

En se basant sur les pics de susceptibilité, de titane, de zirconium, et de potassium, et sur les images scanner, onze niveaux de téphras ont été détectés : six à Gourgon (téphras G1 à G6, Figure 32), deux à La Digonnière (téphras D1 et D2, Figure 33) et trois à Molhiac (téphras M1 à M3, Figure 34). Pour l'instant, seuls les téphras détectés à Gourgon et Molhiac ont été caractérisés via la composition chimique des échantillons de verre volcanique qu'ils contiennent. On note par ailleurs la présence d'un pic de susceptibilité magnétique dans la séquence de la Digonnière à environ 10cm de profondeur. Aucun matériel volcanique n'a été identifié. La hausse de la susceptibilité peut être expliquée par la pastoralisation. Certaines tourbières ont été affectées dans leur partie superficielle par l'exploitation agricole et l'anthropisation des environs (Cubizolle, communication personnelle).

2.3.6.1. Caractéristiques chimiques, chronologiques et origine des téphras

La composition chimique des verres issus des différentes passées volcaniques ponctuant les séquences tourbeuses de Gourgon et Molhiac s'apparente à la composition chimique des manifestations volcaniques de la Chaîne des Puys (Tableau 19 à Tableau 21, Figure 35 A à F).

Cependant, ceci est à considérer avec quelques réserves puisque la composition chimique des laves de la Chaîne des Puys est obtenue par l'analyse de la roche totale qui, elle, peut notablement différer de la composition chimique des verres volcaniques. Néanmoins, les compositions chimiques des téphras présentées dans la Figure 35 s'étendent des trachybasaltes aux rhyolites et, à l'exception des téphras G1 et M1, diffèrent grandement des compositions chimiques des téphras contemporains mais d'origine différente, tels que le Laacher See Tephra, principale éruption volcanique tardiglaciaire du Massif de l'Eifel (Allemagne) et de composition phonolitique, et les téphras issus de l'activité volcanique islandaise.

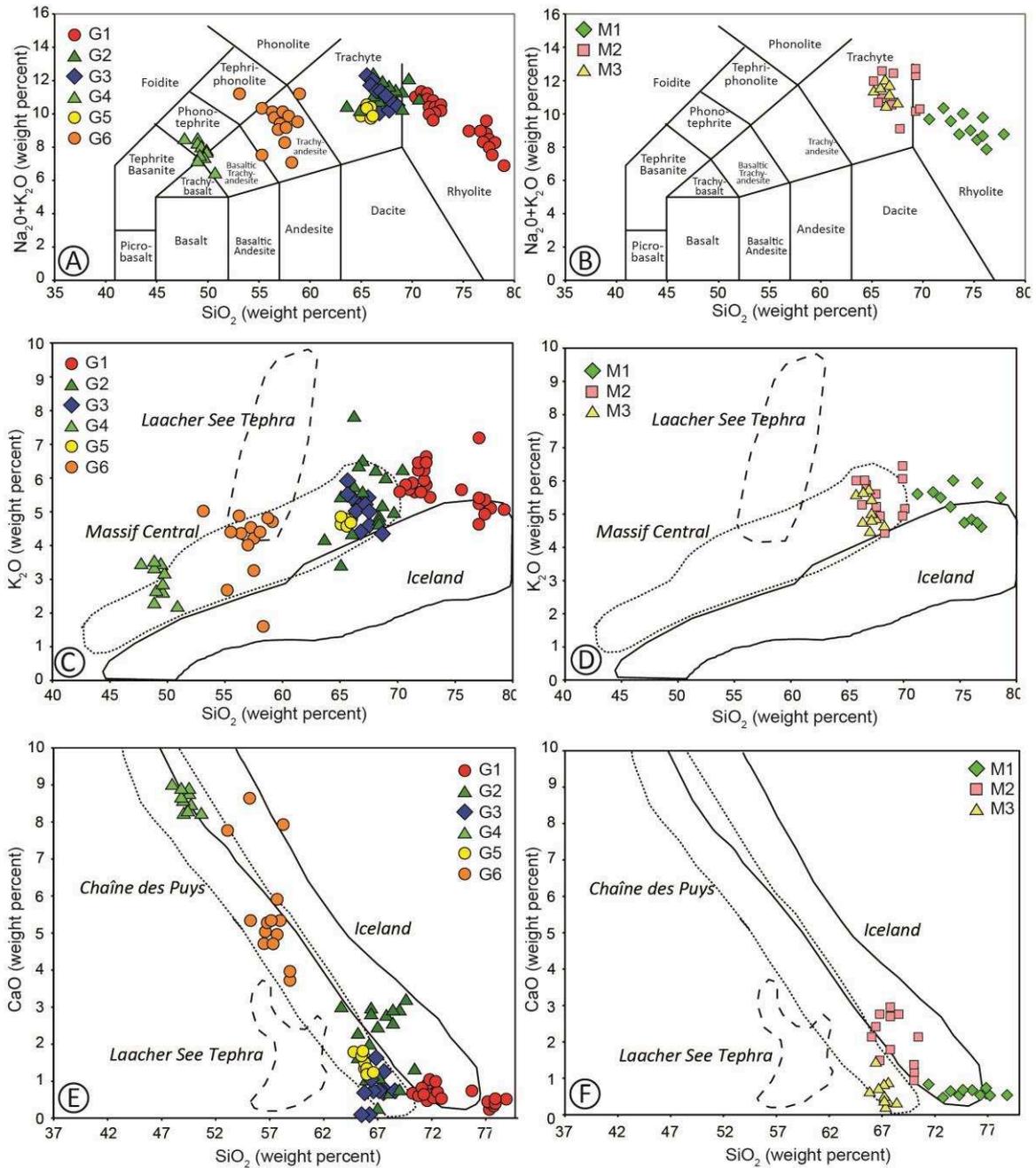


Figure 35 : A et B : Diagrammes TAS (Le Bas *et al.*, 1986), C et D : diagrammes K₂O versus SiO₂, E et F : diagramme CaO versus SiO₂ de la composition chimique des verres volcaniques des téphras échantillonnées dans les séquences de Gourgon (G1 à G6) et Molhiac (M1 à M3).

2.3.6.1.1. Les dépôts volcaniques G1 et M1.

Les niveaux G1 et M1 ont fait l'objet d'une récente publication (Jouannic *et al.*, 2014). Il s'agit d'un même téphra très bien détecté par toutes les méthodes de détection utilisées

(Figure 32 et Figure 34). La datation radiocarbone AMS d'un échantillon de tourbe contenant ce téphra dans la séquence de Molhiac (Figure 34) indique un âge de 6339 ± 61 ans cal BP (Jouannic *et al.*, 2014). Ce téphra est donc contemporain des activités volcaniques des volcans de Montchal, de Montcineyre et du Pavin situés au Sud de la Chaîne des Puys. Ces volcans sont caractérisés par des produits basaltiques et trachyandésitiques (Boivin *et al.*, 2009). Les deux téphras G1 et M1 sont composés d'échardes de verre de composition hétérogène, trachytique à rhyolitique (Figure 35 A). L'analyse des éléments en traces atteste d'une origine volcanique locale (Figure 36 B). La composition rhyolitique de ce téphra appelé «MF1» suggère certainement une éruption volcanique aujourd'hui inconnue (Jouannic *et al.*, 2014). Bien que jamais référencée dans le volcanisme Holocène du Massif Central, la composition trachy-rhyolitique de ce téphra n'est pas en désaccord avec l'évolution magmatique des laves de la Chaîne des Puys. Au cours du temps, le degré de différenciation des laves n'a cessé d'évoluer (Boivin *et al.*, 2009). L'activité de la Chaîne des Puys a débuté avec des éruptions basaltiques évoluant peu à peu vers une composition trachyandésitique. Le dernier pic d'activité de la Chaîne des Puys entre 11 000 et 9 000 ans concentre l'essentiel de l'activité trachytique.

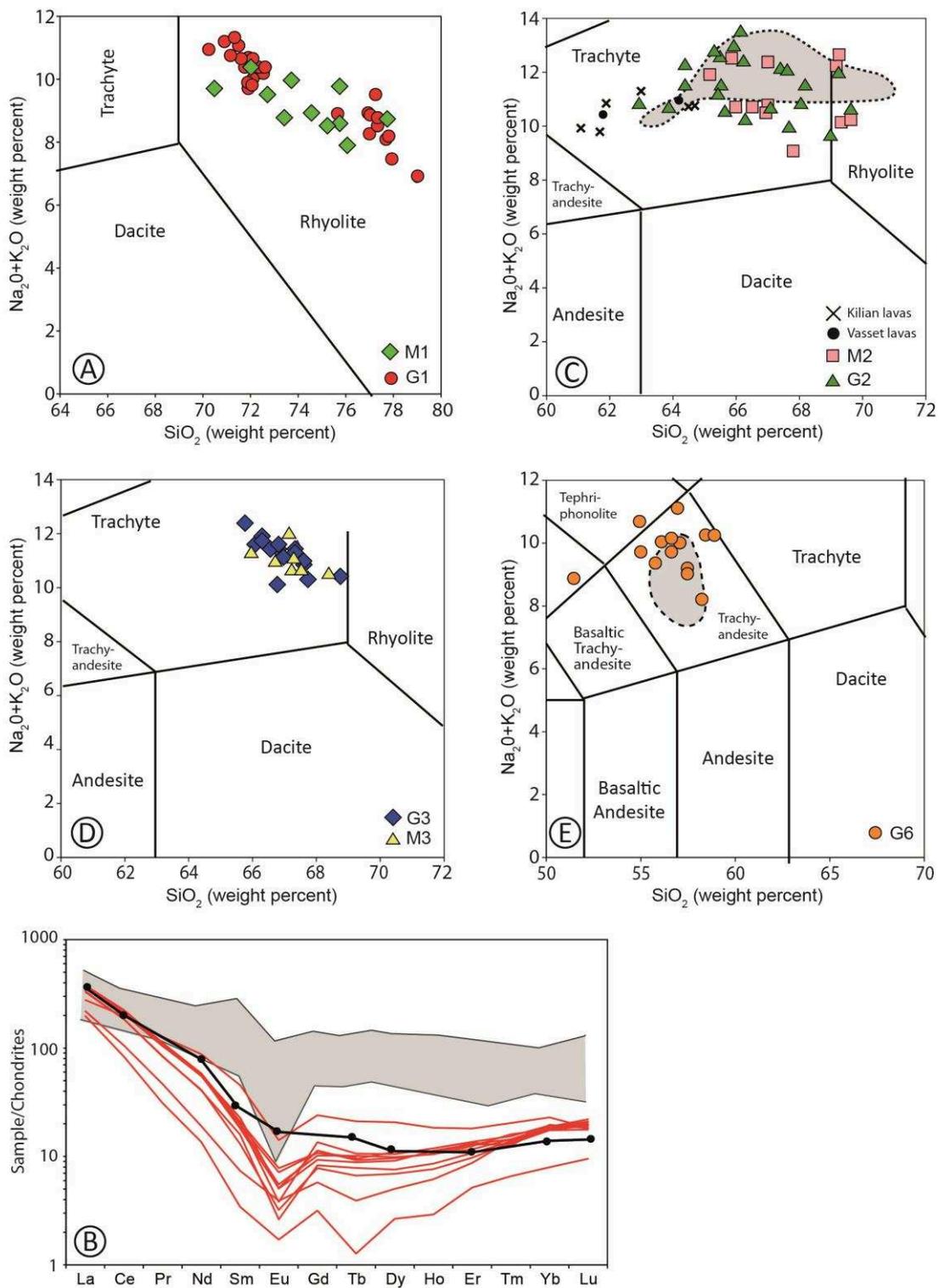


Figure 36 : A et B : diagramme TAS et diagramme des éléments traces normalisés à la chondrite des verres volcaniques des téphras G1 et M1. C, D et E : diagramme TAS des verres volcaniques des téphras G3, M3 et G6.

2.3.6.1.2. Les dépôts volcaniques G2 et M2.

Les téphras G2 et M2 présentent une composition trachytique similaire, marquée par une hétérogénéité dans les teneurs en silice principalement (Figure 36 C). Dans les Monts du Forez, ce téphra est daté à environ 10 500 ans cal BP d'après le modèle d'âge existant pour le remplissage tourbeux de Gourgon (Figure 37) et les trois dates réalisées sur la tourbe de Molhiac (Tableau 5). Cet âge est cependant à prendre avec précaution car les données chronologiques de part et d'autre du téphra sont assez éloignées stratigraphiquement de celui-ci. Néanmoins, de par leurs caractéristiques chimiques et chronologiques, ces deux téphras ont certainement une origine commune. La composition chimique du téphra G2/M2 est identique à celle du téphra Val12-374.5 / Sop-T4.74 détecté dans les remplissages lacustres du lac Val (massif du Jura) et du Soppensee (Suisse) et daté à 9336 ± 71 ans cal. BP (Lane *et al.*, 2011 ; Jouannic *et al.*, accepté (voir page 81)) (Figure 36 C). Ce téphra est attribué aux Puys Vasset ou Kilian. Les études proximales situent l'éruption du Vasset entre 8 600 et 10 300 ans cal BP (Brousse *et al.*, 1966, 1969) et l'éruption du Kilian entre 8 650 et 10 250 (Miallier *et al.*, 2004). Deux téphras similaires sont par ailleurs décrits sur plusieurs sites localisés dans le bassin de Clermont-Ferrand et dans l'Ouest de la plaine de la Limagne. Dans ces localités, ces deux téphras sont connus respectivement sous l'appellation CF5, dont l'âge se situe à la transition fin Boréal-début de l'Atlantique, et l'appellation CF7, et qui lui est daté à 8630 ± 400 ans (Vernet et Raynal, 2008). L'origine du volcan source est aujourd'hui encore discutée entre les Puys Vasset et Kilian pour des raisons géochimiques et chronologiques. Les compositions chimiques des dépôts proximaux sont très similaires à celles des téphras distaux (Figure 36 C). Quant aux âges, ils sont très proches et leurs incertitudes se recoupent. Le Puy Vasset est daté à $9,20 \pm 0,36$ ka, le Puy Kilian à $9,40 \pm 0,20$ ka.

Dans le bassin de Clermont-Ferrand, le téphra CF7 a une épaisseur de 10 cm, tandis que le téphra CF5 a une épaisseur de 3 cm. Dans les séquences de Gourgon et Molhiac, les téphras G2 et M2 ont une épaisseur de 3 cm. Ces dépôts volcaniques sont donc peut-être à corréliser avec CF7 plutôt qu'avec CF5 du fait de la nécessaire diminution de l'épaisseur du dépôt avec la distance de transport.

2.3.6.1.3. Les dépôts volcaniques G3 et M3

Les dépôts G3 et M3 représentent un même téphra de composition trachytique (Figure 36 D) se caractérise par une épaisseur assez importante, de 3 à 4 cm. Il est daté à environ 11 100 ans d'après le modèle d'âge obtenu à Gourgon (Figure 35), ce qui est compatible avec la datation de la tourbe située trois cm sous le téphra M3 à Molhiac (Figure 34). Deux éruptions peuvent être à l'origine de ce téphra : l'éruption du Puy de Dôme datée à 10 700 ans (Condomines, 1997) et celle du Puy Chopine datée à 9 700 ans (Vernet et Raynal, 2000). Aucune étude téphrostratigraphique menée dans le bassin de Clermont-Ferrand et en Limagne ne fait état de téphras issus du Puy de Dôme. Cependant, des dépôts de l'éruption du Puy Chopine sont mentionnés. Ainsi, le site de Marsat, localisé en bordure Ouest de la plaine de la Limagne, présente une séquence stratigraphique contenant les différentes phases de l'éruption du Puy Chopine. L'épaisseur des dépôts de lahars et de retombées cendreuses est métrique (Vernet et Raynal, 2008). Le Puy Chopine présente des produits trachytiques caractérisés par une forte teneur en SiO₂ (jusqu'à 70%), plus importante que celle observée dans le trachyte du Puy de Dôme (Foury, 1983 ; Boivin *et al.*, 2009). Ces critères accréditent davantage la thèse d'une retombée issue de l'éruption du Puy Chopine pour le téphra G3/M3.

2.3.6.1.4. Le dépôt volcanique G4

Le dépôt G4 est le seul téphra de composition chimique peu différenciée détecté dans les sites des Monts du Forez (Figure 32). Il fait 1 cm d'épaisseur. Sa composition trachybasaltique à téphritique (Figure 35) peut être rattachée aux téphras CF3 et CF4 attribués à une unique éruption encore inconnue actuellement (Vernet *et al.*, 1992). Les téphras CF3 et CF4 se situent dans le Boréal d'après la palynologie ce qui diffère nettement de l'âge de la tourbe contenant le téphra G4 et datée à 12 096 ± 282 ans cal. BP (Figure 37). Dans le Massif Central, à la fin du Pléistocène, il existe peu d'éruptions au magmatisme peu différencié. La dernière éruption connue de composition proche (trachybasaltique) est celle du Puy de Barme datée à 11 900 ± 1200 ans (Guerin, 1983). Bien que l'incertitude de l'âge de cette éruption soit grande, cet âge est proche de l'âge radiocarbone obtenu pour le téphra G4.

2.3.6.1.5. Le dépôt volcanique G5

Le téphra G5 a une composition clairement trachytique (Figure 35). Il a une épaisseur millimétrique (4 à 5 mm environ) et est daté à environ 12 200 ans cal BP à Gourgon (Figure 37). Sa faible épaisseur suggère soit une éruption peu explosive soit le fait que la tourbière de Gourgon ait été en bordure du lobe de dispersion de cette retombée. L'activité trachytique de la Chaîne des Puys est principalement concentrée entre 9 000 et 11 000 ans (Boivin *et al.*, 2009). Auparavant, la construction du dôme du Sarcoui est la seule manifestation volcanique trachytique dans la Chaîne des Puys. L'âge ($12,6 \pm 1,0$ ka, Miallier *et al.*, 2003) et la composition chimique concordent, mais le Puy de Sarcoui est décrit comme un cumulo-dôme dont la croissance a été calme, sans coulées pyroclastiques majeures. Des traces de ces coulées sont observées quelques kilomètres à l'Est du dôme, mais aucun téphra appartenant à ce volcan n'est référencé actuellement en Limagne.

2.3.6.1.6. Le dépôt volcanique G6

Le dépôt G6 présente une composition chimique trachy-andésitique (Figure 35 et Figure 36E) et est daté à $13\,309 \pm 124$ ans cal BP (Figure 37). Ces critères chimiques et chronologiques permettent de le corréler indiscutablement à l'éruption du Puy de la Nugère, datée vers 13 500 ans (Vernet et Raynal, 2000; Boivin *et al.*, 2009) à partir du paléosol sous-jacent et de fragments organiques prélevés au sein du téphra dans la plaine de la Limagne. D'autres datations par radiocarbone, thermoluminescence et palynologie effectuées sur des sites au Nord de la Limagne indiquent un âge moyen de $13\,700 \pm 400$ ans (Vernet *et al.*, 1990 ; Vernet et Paquereau, 1991). Ce téphra est par ailleurs mentionné dans plusieurs remplissages lacustres du Jura (Walter-Simonnet *et al.*, 2008 ; Jouannic *et al.*, accepté (voir page 81)). Dans ces séquences sédimentaires, le téphra de la Nugère précède de quelques centimètres celui du Laacher See Tephra, daté à environ 12 900 ans (Hajdas *et al.*, 1995 ; Brauer *et al.*, 1999 ; Friedrich *et al.*, 2004). Dans l'étang du Lautrey (massif du Jura), le téphra de la Nugère apparaît sous la forme de deux dépôts successifs datés d'environ 13 300 ans cal. BP (Walter-Simonnet *et al.*, 2008).

2.3.6.1.7. Les dépôts D1 et D2.

Deux téphras, D1 et D2 ont été récemment découverts dans la séquence tourbeuse du site de la Digonnière (figure 3). Le remplissage de cette tourbière a été daté (Cubizolle *et al.*, 2012), mais la recherche de téphras a été réalisée sur un carottage prélevé à une cinquantaine de centimètres de celui utilisé pour le modèle d'âge. Les compositions chimiques des verres volcaniques de ces deux téphras ne sont pas encore connues. Néanmoins, la position stratigraphique et l'âge de ces niveaux calculé à partir du modèle d'âge du second carottage, permet d'estimer à environ 6000 ans cal. BP l'âge du téphra D1 et à environ 9700 ans cal. BP le téphra D2 (Figure 37). Malgré l'incertitude de la validité du modèle d'âge pour la carotte contenant les téphras, ceci permet quand même d'envisager une origine commune pour les téphras G1/M1 et D1, et pour les téphras G3/M3 et D2. Par ailleurs, un téphra, daté à environ 6500 ans cal. BP (Dendievel *et al.*, accept.), a été échantillonné dans la tourbière du Béage en Ardèche, et pourrait correspondre lui-aussi, au vu de son âge, au téphra G1/M1.

2.3.6.2. Discussion téphrochronologique

Si la dispersion des produits volcaniques cendreux de la Chaîne des Puys est peu connue, la chronologie des éruptions est bien contrainte (Boivin *et al.*, 2009). Les âges des niveaux de téphras distaux, datés dans les séquences de Gourgon et Molhiac par des prélèvements de tourbe effectués, pour certains, dans les téphras eux-mêmes, concordent parfaitement avec les datations obtenues sur des sites proximaux à la Chaîne des Puys. Une fois identifiés et caractérisés, les téphras reconnus ici représentent de précieux marqueurs chronologiques pouvant être reliés à des éruptions si les âges de celles-ci sont connus.

Ainsi, bien que couvrant tout l'Holocène et une partie du Tardiglaciaire, la chronologie de la tourbière de Gourgon obtenue par les dates radiocarbone, qui ne montre pourtant aucune modification notable dans le processus de turbification, est modifiée entre 9000 et 12000 ans cal. BP si l'on relie les téphras G2 et G3 à des dépôts volcaniques proximaux datés par ailleurs (Figure 37). La vitesse de turbification marque ainsi des variations tout au long du tardiglaciaire et au début de l'holocène.

La téphrochronologie apparaît ici comme un outil important dans le calage chronologique des séquences sédimentaires étudiées et complémentaire des datations radiocarbone qui ponctuent les enregistrements sédimentaires. Son efficacité repose cependant sur une bonne connaissance de la chronologie des événements volcaniques.

A partir des quelques sites étudiés dans ce travail de thèse, des résultats préliminaires obtenus sur la tourbière du Béage en Ardèche (Dendievel *et al.*, accept.), des travaux d'Etlicher *et al.* (1987) sur le Gourd des Aillères et de Vernet (1992) sur les dépôts proximaux en Limagne, un cadre téphrostratigraphique holocène et tardiglaciaire peut être d'ores et déjà construit pour les contreforts Sud-Est du Massif Central (Figure 38). Les téphras CF1/G1/M1 (téphra de la Nugère) et CF5/G2/M2 ont atteint le massif du Jura et le plateau suisse et sont retrouvés dans les Monts du Forez (Figure 39). Les téphras CF3-4 et CF5 décrits en Limagne ont atteint les Monts du Forez où ils correspondent aux téphras G6, G4 et G2/M2, mais n'ont pas été retrouvés dans des sites plus distaux, pour l'instant. En revanche, les téphras G5, G3/M3 et G1/M1 ne trouvent pas d'équivalents proximaux et ne sont pas observés ailleurs que dans les Monts du Forez. Enfin, le téphra G1/M1/D1/B1 ne correspond à aucune activité volcanique connue de la Chaîne des Puys, et semble s'être dirigé vers le Sud-Est puisqu'il aurait été reconnu dans le massif du Pilat et en Ardèche (Dendievel *et al.*, accept.).

Les analyses chimiques des verres volcaniques réalisées dans le Forez permettent donc de construire un cadre téphrostratigraphique pour les contreforts du Massif Central (Figure 38) et de l'étendre du Bassin de Clermont-Ferrand jusqu'à la Suisse (Figure 39).

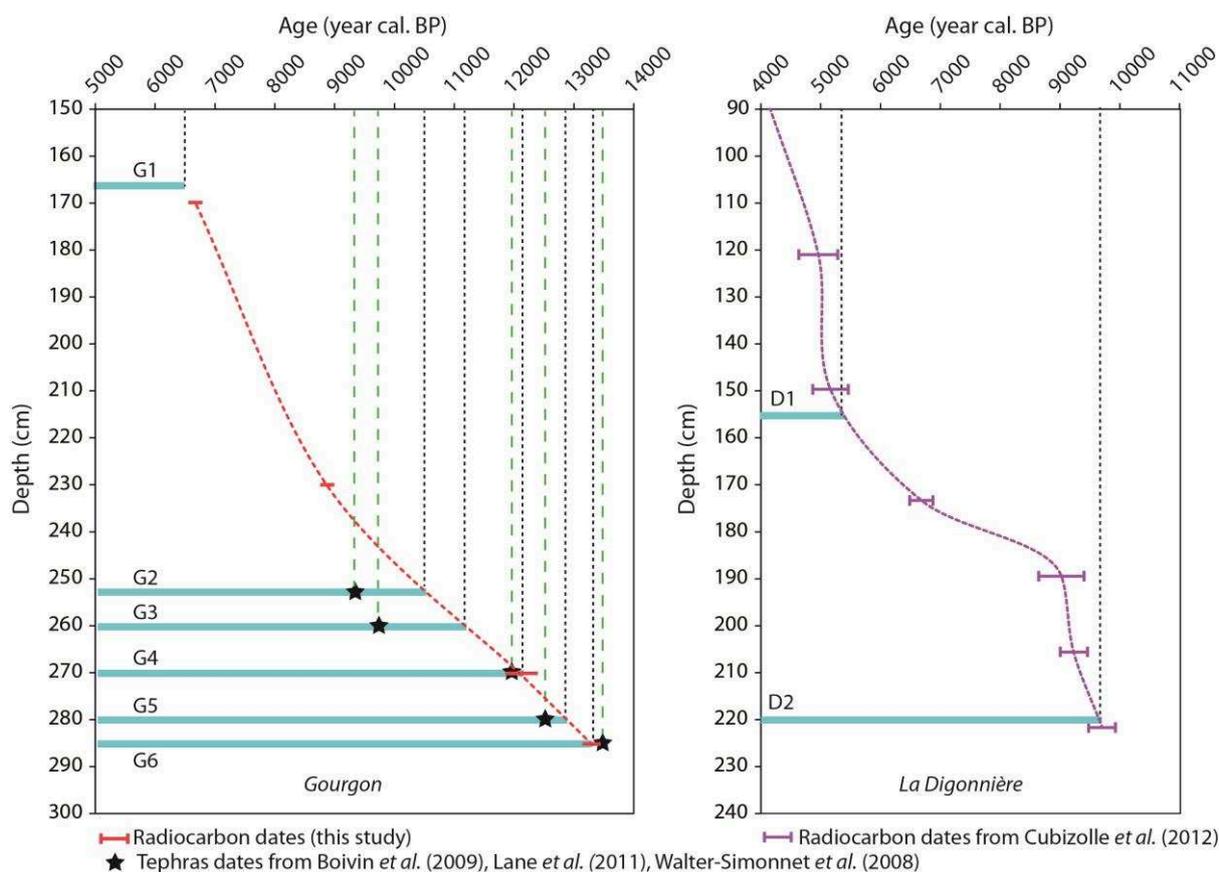


Figure 37 : modèles d'âge de la tourbière de Gourgon construits à partir des données chronologiques de Cubizolle *et al.* (sous presse), des dates présentées dans cette étude, et des âges des téphras basés sur les données chronologiques proximales (Boivin *et al.*, 2009).

2.3.7. Conclusion

Les niveaux de téphras recensés dans les tourbières de Molhiac, de Gourgon et de la Digonnière constituent des marqueurs chronologiques importants, complétant les données chronologiques obtenues par la palynologie ou les datations par le radiocarbone. Au-delà de l'intérêt chronologique certain des téphras, les résultats présentés ici constituent les premières études téphrostratigraphiques distales de la Chaîne des Puys dans les Monts du Forez et dans le Massif du Pilat. Les principales autres études ont été menées dans le bassin de Clermont-Ferrand ou directement sur les édifices volcaniques. Les intérêts des résultats exposés ici sont multiples. La découverte de dépôts d'une éruption aujourd'hui non répertoriée, et de composition chimique jamais observée dans le volcanisme Holocène du Massif Central, apporte des informations sur l'activité volcanique récente et sur l'évolution chimique du volcanisme auvergnat au cours du temps. Outre les analyses chimiques

d'échardes de verres inédites, ce travail apporte des précisions sur la dispersion des produits des éruptions de la Chaîne des Puys. Les résultats présentés sont également importants dans l'établissement d'une chronologie parfois incomplète des dépôts issus de la Chaîne des Puys dont certains ont une origine toujours indéterminée. Les résultats présentés incitent à la multiplication des études téphrostratigraphiques dans l'Est, le Nord et le Sud du Massif-Central afin de couvrir l'ensemble des zones de dispersion favorisées par le régime local des vents. L'étude de ces séquences permet d'étendre jusqu'à la Suisse un cadre téphrostratigraphique auparavant restreint au bassin de Clermont-Ferrand et à la plaine de la Limagne. Celui-ci s'inscrit dans l'établissement d'un cadre téphrostratigraphique européen global puisque les téphras d'épaisseur centimétrique trouvés dans les Monts du Forez sont susceptibles d'être présents jusqu'aux Alpes et au-delà peut-être, sous forme de cryptotéphra pour les régions les plus distales (Figure 39).

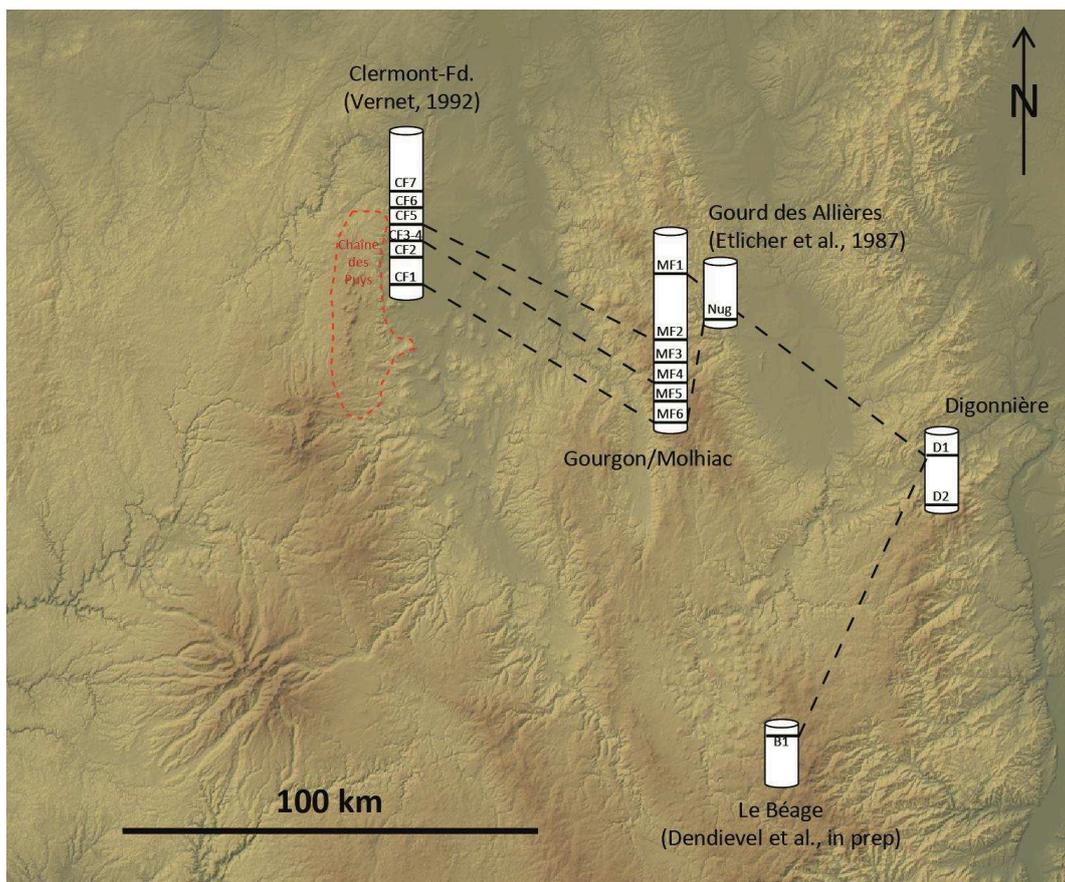


Figure 38 : retombées volcaniques Holocène et Tardiglaciaire dans l'Est du Massif Central.

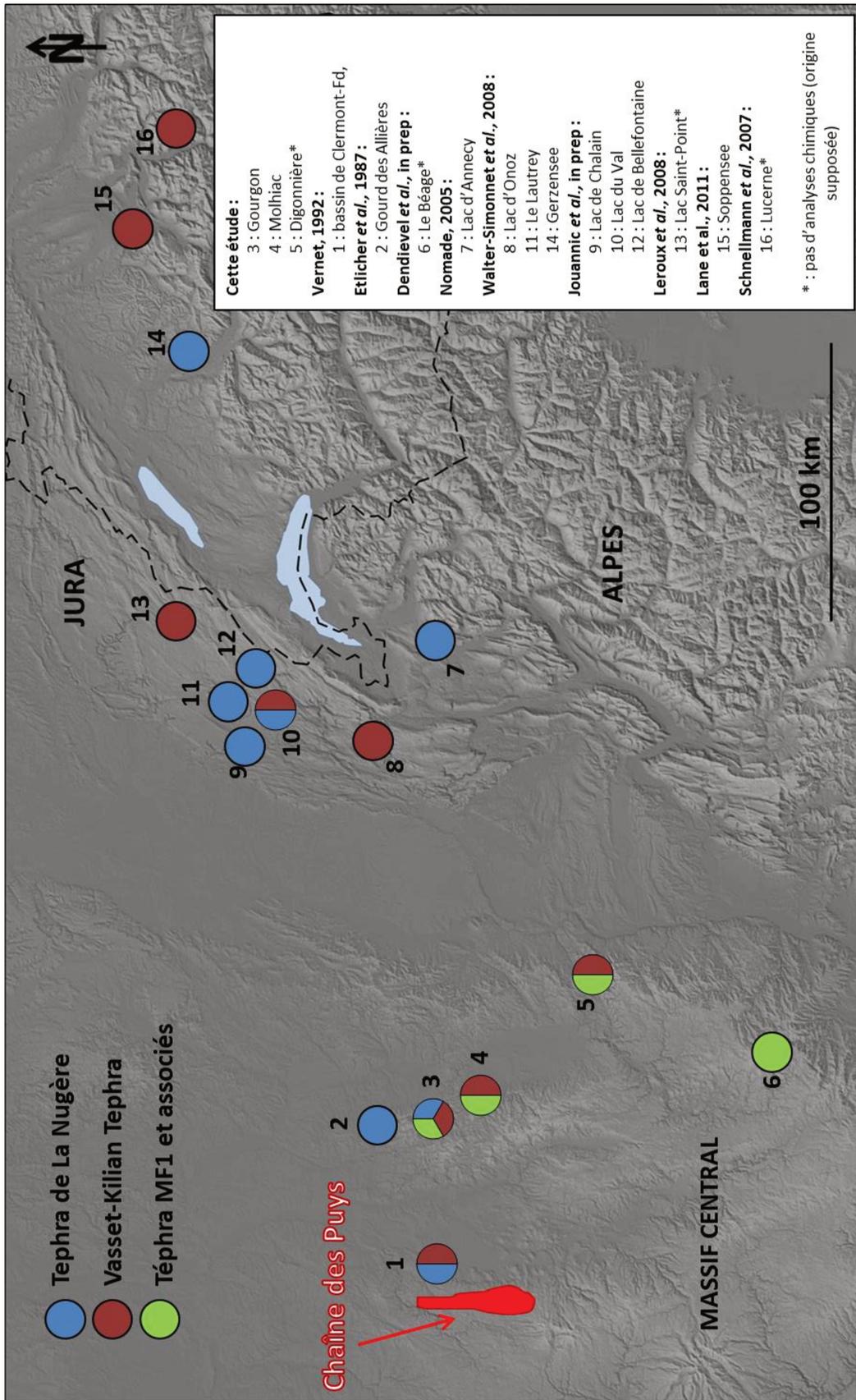


Figure 39 : cadre téphrostratigraphie des retombées volcaniques de la Chaîne des Puys pour l'Est de la France et la Suisse.

2.3.8. Article:

Occurrence of a new unknown Atlantic eruption in the Chaîne des Puys volcanic field (Massif Central, France).

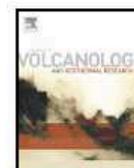
G. Jouannic^a, A.V.Walter-Simonnet^a, G. Bossuet^a, H. Cubizolle^b, P. Boivin^c, J.L. Devidal^c and C. Oberlin^d

^a Laboratoire Chrono-Environnement, UMR 6249 CNRS/Université de Franche-Comté, 16 route de Gray, F-25030 Besançon Cedex, France

^b EVS-ISTHME UMR 5600 CNRS, Université de Lyon, 6 rue Basse des Rives, 42023 Saint-Etienne Cedex 2, France

^c Laboratoire Magmas Et Volcans (LMV), Université Blaise Pascal, 63038 Clermont-Ferrand, France

^d Centre de Datation par le radiocarbonate, Université de Lyon 1, Campus la Doua, 40 Boulevard Niels Bohr, 69622 Villeurbanne, France



Short communication

Occurrence of an unknown Atlantic eruption in the Chaîne des Puys volcanic field (Massif Central, France)

G. Jouannic^{a,*}, A.V. Walter-Simonnet^a, G. Bossuet^a, H. Cubizolle^b, P. Boivin^c, J.L. Devidal^c, C. Oberlin^d^a Laboratoire Chrono-Environnement, UMR 6249 CNRS/Université de Franche-Comté, 16 route de Gray, F-25030 Besançon Cedex, France^b EVS-ISTHME UMR 5600 CNRS, Université de Lyon, 6 rue Basse des Rives, 42023 Saint-Etienne Cedex 2, France^c Laboratoire Magmas Et Volcans (LMV), Université Blaise Pascal, 63038 Clermont-Ferrand, France^d Centre de Datation par le radiocarbone, Université de Lyon 1, Campus la Doua, 40 Boulevard Nîels Bohr, 69622 Villeurbanne, France

ARTICLE INFO

Article history:

Received 20 March 2014

Accepted 13 June 2014

Available online 16 July 2014

Keywords:

Tephra

Holocene

Rhyolite

French Massif Central

ABSTRACT

A volcanic ash layer, called MF1, was recently identified in Holocene sediments from the Gourgon and Molhiac peat bogs (Monts du Forez, French Massif Central). This ash layer consists of colorless shards with a heterogeneous trachytic to rhyolitic composition. The trace elements analyzed by Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry (LA-ICP-MS) attest to a local origin. Radiocarbon dating of peat samples taken within and below the ash layer indicates the best age at 6339 ± 61 cal yr BP, i.e. an age contemporaneous with the volcanic activity of Montchal, Montcineyre and Pavin volcanoes from the Chaîne des Puys volcanic field. These volcanoes are characterized by basaltic and trachytic products, thus the rhyolitic composition of MF1 tephra suggests that it is likely originated from an unknown eruption. These results again confirm the interest of studying the distal volcanic ash fallouts in order to establish or specify records of past eruptions of volcanic fields. Identification of this new tephra layer also provides an additional tephrochronological marker for Eastern French Massif Central.

© 2014 Elsevier B.V. All rights reserved.

1. Introduction

The extent of volcanic ash deposits originating from the Chaîne des Puys volcanic field (Massif Central, France) is not precisely documented. Only rare studies about distal volcanic deposits mention Holocene tephra layers originating from the Chaîne des Puys. They concern mainly on the Puy de la Nugère (13,204–13,476 cal yr BP) tephra which has been found in northern Monts du Forez (Etlicher et al., 1987), the Jura Mountains and the Swiss Plateau (Walter-Simonnet et al., 2008; Cupillard et al., in press), and ash from the Puy Vasset and/or Puy Kilian volcanic eruptions (9200 ± 0.36 yr and 9400 ± 0.20 yr) which has been described in northern Switzerland (Lane et al., 2011). Comparatively, the proximal volcanic deposits surrounding the Chaîne des Puys have been studied in more detail (Baudry and Camus, 1970; Juvigné, 1987; Bastin et al., 1990; Juvigné, 1991; Juvigné et al., 1992; Vernet, 1992; Vernet et al.,

1998; Vemet and Raynal, 2000; Miallier et al., 2004; Fourmont et al., 2006; Vernet and Raynal, 2008). In the Clermont-Ferrand basin, 43 ash layers dated between 150 and 80 ky and 75 ash layers between 80 and 40 ky have been observed. 6 other Holocene tephra layers have already been found in the same area. The time interval of activity was variable (Vernet, 1992). The chemical analyses of these proximal deposits were carried out on minerals or bulk rock. Unfortunately, there are no data on glass shards.

This short paper presents the first chemical results characterizing a young unknown centimetric tephra layer, recognized in deposits dated to the Atlantic period, cored in peat-bogs from the Monts du Forez, French Massif Central. The characterization of this new tephra could represent an important and new contribution to the knowledge of the recent past of the Chaîne des Puys eruptive history.

2. Materials and methods

Sediment corings were carried out on the highest land of bog Gourgon (N 45°36'31".62; E 3°52'59".75; 1367 m a.s.l.) and Molhiac (N 45°30'09".00; E 3°51'20".00; 1130 m a.s.l.) peat-bogs in Monts du Forez (Fig. 1) that have been developed on the Velay granitic basement during the Holocene (Ledru et al., 2001; Faure et al., 2009). The cores were taken using a Russian corer of 50 cm length. The total lengths of profiles recovered by this corer are 288 cm for the Gourgon site and 220 cm for the

* Corresponding author at: 9B rue Nicolas Bruand, 25000 Besançon, France. Tel.: +33 6 60 77 54 28.

E-mail addresses: gwenole.jouannic@univ-fcomte.fr (G. Jouannic), Anne-Veronique.Walter@univ-fcomte.fr (A.V. Walter-Simonnet), Gilles.Bossuet@univ-fcomte.fr (G. Bossuet), herve.cubizolle@orange.fr (H. Cubizolle), p.boivin@opgc.univ-bpclermont.fr (P. Boivin), j.l.devidal@opgc.univ-bpclermont.fr (J.L. Devidal), Christine.Oberlin@univ-lyon1.fr (C. Oberlin).

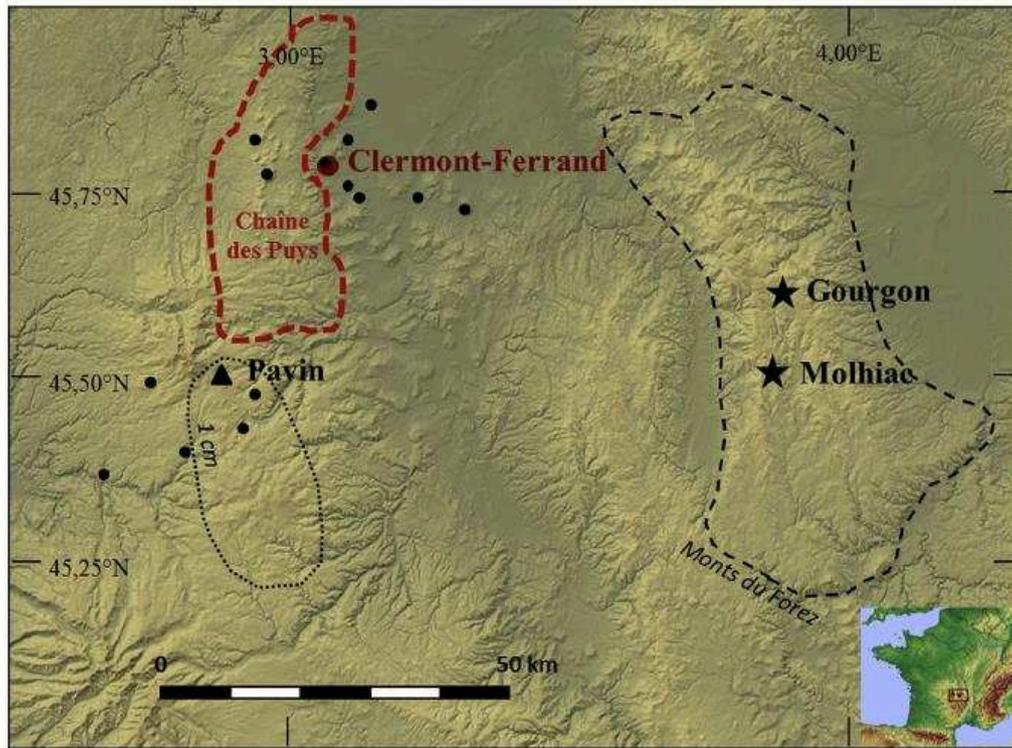


Fig. 1. Map of the Massif Central showing the location of the Chaîne des Puys Volcanic Field and Pavin volcano (black triangle) and the location of the Gourgon and Molhiac sites (black stars) in Monts du Forez (area demarcated by black dashes). The 1 cm isopach of the Pavin eruption is marked with a dotted line. Black points are the main proximal tephrostratigraphy studies (Juvigné and Gewalt, 1987; Juvigné et al., 1992; 1994; Vernet et al., 1998; Vernet and Raynal, 2000; Fourmont et al., 2006; Boivin et al., 2009).

Molhiac site. The sediment profiles of the sequences are mainly composed of brown peat that was more or less decayed. Volumetric magnetic susceptibility measurements were performed at 0.5 cm intervals using a MS2-E1 surface scanning sensor from Bartington Instruments. X-Ray Fluorescence analyses were also performed at the same interval in the Edytem Laboratory (Savoie University, France) (operating conditions: voltage of 10 and 30 KeV, 750 mA beam current).

Tephra samples were wet sieved and separated into a 45 μm fraction. The >45 μm fraction was treated with a 10% solution of H_2O_2 to remove organic material and with a 10% solution of acetic acid to remove carbonates. Particles were separated using the density separation method to isolate glass shards (Blockley et al., 2005). The separation was carried out with a density of 2 and 2.55 because the density of glass shards is in this interval. The grain-size of the biggest glass shards observed is less than 200 μm . Electron probe microanalysis (EPMA) of glasses was obtained on a WDS Cameca SX100 at Laboratoire Magmas et Volcans (LMV), Clermont-Ferrand. The instrument was calibrated on natural glass (A99). The analytic conditions are similar to standard analysis (Oladottir et al., 2011): 15 kV accelerating voltage and 4 nA beam current (10 nA used for mineral analysis) to reduce Na loss and 4 μm beam diameter, in agreement with Hunt and Hill (2001) and Kuehn et al. (2011). The counting time was 10 s for Na, Ca, Ti and Si; 20 s for Mg and Al; 30 s for Mn and finally 40 s for Fe and K. Trace element analyses on single glass shards have been carried out by Laser Ablation Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry (LA-ICP-MS) in the same laboratory but only on glass shards from the tephra observed at Gourgon. The international glass standard BCR-2G (Columbia River

Basalt; Wilson, 1997) was used for calibration using a similar procedure as described by Mason et al. (2008), Tomlinson et al. (2010), Oladottir et al. (2011) and Sigmarrsson et al. (2013).

Two peat samples were prepared for AMS radiocarbon dating carried out in Radiocarbon Dating Laboratory, University of Lyon (France), in order to determine the age of the volcanic deposit. In the Gourgon sequence peat was sampled 2.5 cm below the tephra layer, whereas in the Molhiac sequence the tephra containing peaty layer was directly dated (Fig. 2). The ^{14}C ages were calibrated using the INTCAL 13 calibration curve after Reimer et al. (2013) and the CALIB 7.0 software (Stuiver and Reimer, 1993).

3. Results

The tephra layer has a thickness of 2–3 cm in both sites. It can be clearly detected by magnetic susceptibility measurements and X-Ray Fluorescence analyses. These methods are frequently used to detect volcanic deposits in sedimentary records (Gehrels et al., 2008; Walter-Simonnet et al., 2008). In the cores sampled at Gourgon and Molhiac, the presence of the two tephra layers induces a peak of intensity in magnetic susceptibility measurement and an increase of the relative Zr content (Fig. 2).

The chemical analyses of these volcanic deposits show a heterogeneous rhyolitic composition with a wide range in silica content (from 65.74 to 78.21 wt.%), especially for the Gourgon site (Table 1, Fig. 3). Chondrite-normalized REE diagrams of glass shards from the Gourgon site show a negative Eu anomaly (Fig. 4A) which is characteristic of rhyolitic compositions in any origin and in any geological context (Pearce

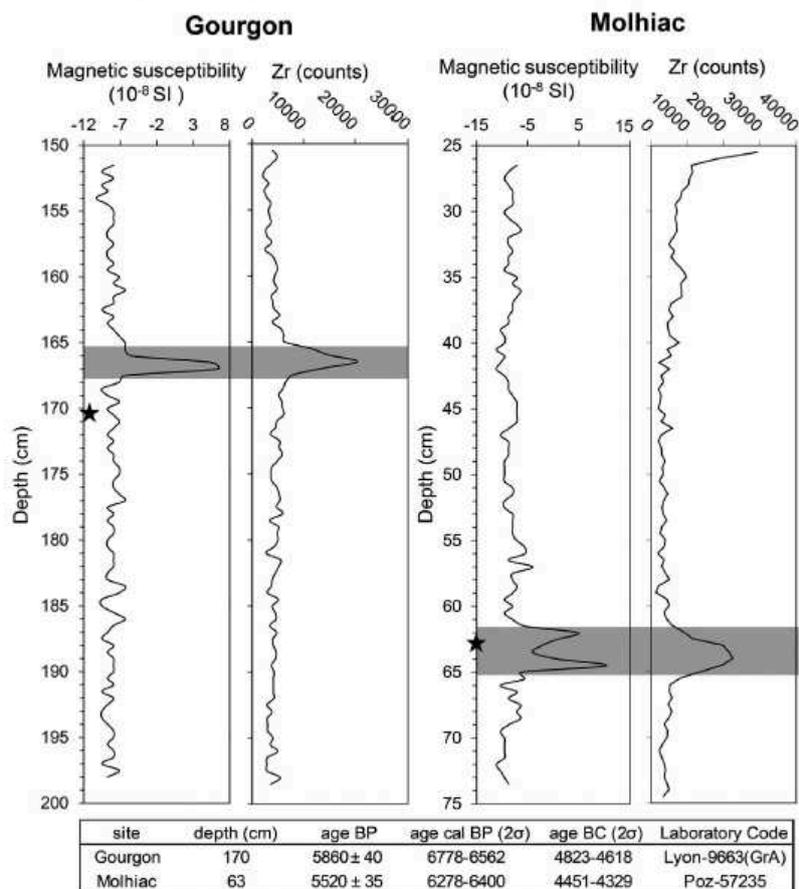


Fig. 2. Magnetic susceptibility scanning records, Zr counts from X-Ray Fluorescence (XRF), and AMS radiocarbon dates (black stars) from Gourgon and Molhiac sequences. The table shows AMS radiocarbon dates obtained on bulk peat samples and results of ^{14}C age calibration. The position of MF1 tephra in both cores is highlighted in gray.

et al., 2002, 2004; Meara, 2012). The ages of these two volcanic deposits are constrained at $<6670 \pm 108$ cal yr BP at the Gourgon site and at 6340 ± 60 cal yr BP at the Molhiac site, and therefore place the tephra into the middle Atlantic period (Fig. 2).

The similarity of the ages and chemical compositions allows us to conclude that these two tephra layers represent two occurrences of the same volcanic eruption. We called this tephra MF1 (Monts du Forez #1).

4. Discussion

The age of the MF1 tephra indicates that it is contemporaneous not only with eruptions from Hekla volcano Holocene activity in Iceland (Meara, 2012), i.e. Hekla-Ö (ca. 6.1 ka BP; Gudmundsdottir et al., 2011) and Hekla-5 (ca. 7.1 ka BP; Thorarinsson, 1971), but also with the last volcanic activities described in the Chaîne des Puys, especially the three most recent eruptions of Montchal (ca. 6900 cal yr BP, Guerin, 1983; Juvigné, 1988, 1992), Montcineyre (6920 ± 150 cal yr BP, from Goër et al., 1993) and Pavin volcano (6700 ± 110 cal yr BP, from Juvigné, 1988, 1992). Another tephra layer of unknown source, dated at ca. 5400 cal yr BP (age deduced from pollen chronology, Foumont et al., 2006) and 16,000 ± 400 cal yr BP (thermoluminescence dating, from Miallier et al., 2004), with a trachytic composition obtained on bulk

deposits, has been found in the Sarlieve pond but never in any other proximal or distal sites.

The significant thickness of MF1 tephra, i.e. more than 2 cm, provides lithostratigraphic evidence that suggests a nearby source, i.e. the Chaîne des Puys volcanic province, rather than an ultra-distal origin from Icelandic or Italian volcanoes. Moreover, the rhyolitic composition (major elements) of glass shards from MF1 is significantly different from the chemical values of Holocene Icelandic and Italian tephra except for volcano activities (Fig. 3). Although silica and total alkali contents could suggest an Icelandic origin (Fig. 3A), the full chemical composition is significantly different from the chemical values of contemporary Hekla tephra obtained on glass shards (Fig. 3, Table 1).

The chemical composition of MF1 also excludes an origin from the basaltic eruptions of Montchal and Montcineyre volcanoes, and from the Pavin benmoritic eruption which shows a limited tephra dispersal towards the south of the Chaîne des Puys (Fig. 1) (Bourdier, 1980). Presently, the rhyolitic composition of MF1 is unknown in lavas originating from the Chaîne des Puys whose most differentiated members do not exceed 70.3% of silica content (Fig. 3). However, reference chemical data from the Chaîne des Puys volcanic field were obtained on bulk rocks or proximal pyroclastic deposits (Boivin et al., 2009) and therefore might strongly differ from the single glass shard composition.

Table 1

Non-normalized major oxide concentrations of volcanic glass shards of MF1 tephra from Gourgon and Molhac sites.

Site	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total
<i>Gourgon</i>										
#G1*	72.16	0.04	11.51	0.70	0.17	0.01	0.40	1.65	4.59	91.23
#G1*	66.66	0.21	14.33	1.31	0.17	0.13	0.61	3.87	5.31	92.60
#G1*	73.11	0.04	12.04	0.67	0.04	0.00	0.30	3.63	4.63	94.48
#G1*	69.41	0.11	14.60	1.27	0.18	0.10	0.51	4.17	5.54	95.88
#G1*	70.27	0.36	12.44	0.58	0.10	0.15	0.67	3.06	5.23	92.86
#G1*	71.11	0.24	14.96	1.24	0.10	0.09	0.84	4.23	6.34	99.17
#G1*	72.97	0.00	12.30	0.72	0.09	0.10	0.37	2.26	4.74	93.54
#G1*	70.88	0.04	11.33	0.69	0.09	0.03	0.42	2.83	4.63	90.97
#G1*	72.98	0.15	11.83	0.66	0.09	0.07	0.41	3.49	4.91	94.58
#G1*	68.40	0.17	14.92	1.25	0.20	0.09	0.83	3.87	5.36	95.11
#G1*	66.10	0.27	14.36	1.21	0.07	0.04	0.55	3.92	5.06	91.58
#G1	69.38	0.29	14.43	1.40	0.00	0.09	0.94	4.00	6.01	96.53
#G1	78.21	0.68	7.09	3.27	0.00	0.63	0.86	3.23	3.97	97.96
#G1	65.74	0.26	13.38	1.52	0.23	0.13	0.52	5.14	5.27	92.18
#G1	71.58	0.07	11.94	0.55	0.05	0.00	0.39	3.15	4.68	92.41
#G1	68.77	0.26	14.53	0.90	0.20	0.12	0.55	4.83	5.40	95.63
#G1	75.02	0.43	11.05	1.04	0.00	0.07	0.17	2.28	6.93	97.00
#G1	68.75	0.30	13.59	1.42	0.10	0.15	0.69	3.55	6.09	94.65
#G1	70.40	0.30	14.35	1.28	0.00	0.14	0.52	3.64	6.39	97.03
#G1	70.16	0.22	14.20	1.11	0.00	0.21	0.91	4.34	6.00	97.15
#G1	69.93	0.27	14.73	1.13	0.00	0.10	0.92	3.97	5.71	96.91
#G1	72.88	0.10	12.05	0.61	0.03	0.05	0.36	3.32	5.07	94.54
#G1	69.08	0.24	14.65	1.40	0.24	0.13	0.69	4.94	5.47	96.84
#G1	71.48	0.13	12.24	0.74	0.00	0.08	0.35	3.43	4.22	92.70
#G1	69.31	0.27	14.37	1.29	0.21	0.09	0.63	5.21	5.46	96.85
#G1	73.64	0.04	12.16	0.77	0.03	0.07	0.31	2.60	5.01	94.66
#G1	67.99	0.22	14.64	1.18	0.30	0.07	0.61	5.22	5.5	95.76
#G1	68.42	0.17	13.92	0.86	0.30	0.07	0.47	4.70	5.06	93.97
#G1	67.21	0.29	15.09	1.64	0.04	0.12	0.64	5.13	5.30	95.48
<i>Molhac</i>										
#M1	78.21	0.33	8.14	1.08	0.00	0.26	0.27	2.61	4.15	95.14
#M1	70.20	0.08	12.63	1.03	0.10	0.05	0.57	3.81	5.54	94.12
#M1	68.85	0.22	13.64	1.31	0.15	0.08	0.41	4.50	5.26	94.41
#M1	74.01	0.03	13.26	0.38	0.00	0.26	0.47	3.22	4.31	95.94
#M1	71.51	0.22	16.22	1.25	0.02	0.31	0.78	4.18	5.53	100.02
#M1	76.08	0.26	9.77	1.16	0.08	0.25	0.46	3.25	5.19	96.51
#M1	71.85	0.08	11.00	0.58	0.09	0.28	0.63	3.66	5.52	93.71
#M1	73.06	0.11	14.84	1.07	0.01	0.08	0.60	4.13	5.30	99.20
#M1	71.78	0.03	13.33	0.40	0.08	0.18	0.60	4.07	4.44	94.91
#M1	76.08	0.15	13.67	0.48	0.05	0.21	0.52	3.80	4.68	99.63
#M1	71.86	0.05	14.67	0.84	0.08	0.16	0.47	3.52	4.97	96.60
#M1	74.77	0.07	12.72	0.77	0.08	0.09	0.60	3.85	4.55	97.49
A99**	51.00	4.17	12.65	13.20	0.20	5.01	9.14	2.69	0.86	98.89

* Samples treated with H₂O₂.

** Standard (natural glasses) used for calibration (Olafottir et al., 2011).

Chondrite-normalized REE diagrams of glass shards from MF1 tephra sampled at Gourgon attest the highly differentiated nature of the magma. The negative Eu anomaly (Fig. 4A) is characteristic of rhyolitic compositions (Pearce et al., 2002, 2004; Meara, 2012). This negative anomaly is less marked in published chemical data from Chaîne des Puys (Fig. 4A), but REE analyses from Chaîne des Puys lavas were also only carried out on bulk rock samples, not on glass (Villemant et al., 1980), and the REE contents in glass would be expected to be more evolved than bulk rock data (Pearce et al., 2002; Smith et al., 2005). Thus, it is difficult to compare MF1's REE content obtained on glass shards with REE data from Chaîne des Puys lavas measured only on bulk rock. However the contents of several trace elements are significantly different between MF1 tephra and glass shards from Icelandic eruptions (Table 2, Fig. 4B). Lavas from the Chaîne des Puys volcanic field and MF1 all show an enrichment in LREE due to low to very low mantle melting rates of primary magmas (Boivin et al., 2009).

The wide range in chemical composition of MF1 tephra can be explained by a chemical evolution during the volcanic eruption. Several eruptions in the Chaîne des Puys show the same characteristic, as the

Puy de la Nugère eruption (Gourgaud and Camus, 1984; Boivin et al., 2009). This wide range is maybe reflected in REE content, especially with a wide range in Ba and Eu content (table 2).

Our data undoubtedly characterize a new and unknown tephra originated from the Chaîne des Puys and dated at 6340 ± 60 cal yr BP. For the time being, the volcano-source remains unidentified.

5. Conclusion

Our study reports the occurrence of a distal ash layer deposited in Monts du Forez (French Massif Central). This tephra layer, called MF1, is most likely originated from the Chaîne des Puys (France) and is well radiocarbon-dated at 6340 ± 60 cal yr BP. Its rhyolitic composition, until now unknown in the record of Atlantic volcanic activity of the Chaîne des Puys, brings new information about the chemical variety of volcanic products from the Chaîne des Puys volcanic field that seems to be much more diversified than previously proposed. The young age of MF1 tephra and its chemical composition is nevertheless in accordance with the chemical evolution of the Chaîne des Puys described over the years (Boivin et al., 2009). This tephra layer provides a new tephrochronological marker in Eastern French Massif Central. It may also constitute an important cryptotephra marker further east, i.e. in northern Italy and Balkan according to prevailing wind conditions during this eruption. It is also a valuable tool to establish and specify the final phase of the volcanic activity of the Chaîne des Puys volcanic field. Our study also shows that there are probably many such "unknown" tephra layers originating from the Chaîne des Puys to be found.

Acknowledgment

We thank deeply the reviewers, Sabine Wulf and Cristine Lane for the detailed and constructive observations, which greatly improved the manuscript.

References

- Bastin, B., Gewelt, M., Juvigné, E., 1990. A propos de l'âge et de l'origine des téphras tardiglaciaires T4 et T5 de Godivelle-Nord (Massif Central, France). *ASGB Ann. Soc. Geol. Belg.* 113 (2009).
- Baudry, D., Camus, G., 1970. Les projections volcaniques de la Chaîne des Puys et leurs utilisations. *Rapport B.R.G.M. 70.S.G.N. 61. M.C.E. Bul. BRGM* 11, 1–53.
- Blockley, S.P.E., Pyne-O'Donnell, S.D.F., Lowe, J.J., Matthews, I.P., Stone, A., Pollard, A.M., Turney, C.S.M., Molyneux, E.G., 2005. A new and less destructive laboratory procedure for the physical separation of distal glass tephra shards from sediments. *Quat. Sci. Rev.* 24, 1952–1960. <http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2004.12.008>.
- Boivin, P., Besson, J.-C., Briot, D., Gourgaud, A., Labazuy, P., Langlois, E., de Larouzière, F.D., Livet, M., Mergoil, J., Miallier, D., Morel, J.M., Vernet, G., Vincent, P., 2009. *Volcanologie de la chaîne des Puys*, 5e édition.
- Bourdir, 1980. Contribution à l'étude volcanologique de deux secteurs d'intérêt géothermique dans le Mont-Dore: le groupe holocène du Pavin et le massif du Sancy (Ph.D. Thesis) Blaise Pascal University of Clermont-Ferrand, France.
- Cupillard, C., Magny, M., Bocherens, H., Bridault, A., Bégeot, C., Bichet, V., Bossuet, G., Drucker, D., Gauthier, E., Jouannic, G., Millet, L., Richard, H., Rius, D., Ruffaldi, P., Walter-Simonnet, A.-V., 2014. Changes in ecosystems, climate and societies in the Jura Mountains between 40 and 8 ka cal BP. *Quat. Int.* <http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2014.05.032> (in press).
- Davies, S.M., Hoek, W.Z., Bohncke, S.J.P., Lowe, J.J., O'Donnell, S.P., Turney, C.S.M., 2005. Detection of lateglacial distal tephra layers in the Netherlands. *Boreas* 34, 123–135. <http://dx.doi.org/10.1080/03009480510012944>.
- Etlicher, B., Janssen, C.R., Juvigné, E., Leeuwen, J.F.N.V., 1987. Le Haut Forez (Massif Central, France) après le pléistocène würmien: environnement et tephra du volcan de la Nugère. *Quaternaire* 24, 229–239. <http://dx.doi.org/10.3406/quate.1987.1852>.
- Faure, M., Lardeaux, J.-M., Ledru, P., 2009. A review of the pre-Permian geology of the Variscan French Massif Central. *C. R. Geosci.* 341, 202–213. <http://dx.doi.org/10.1016/j.crte.2008.12.001>.
- Finsinger, W., Belis, C., Blockley, S.P.E., Eicher, U., Leuenberger, M., Lotter, A.F., Ammann, B., 2008. Temporal patterns in lacustrine stable isotopes as evidence for climate change during the late glacial in the Southern European Alps. *J. Paleolimnol.* 40, 885–895. <http://dx.doi.org/10.1007/s10933-008-9205-7>.
- Fourmont, A., Macaire, J.-J., Bréhéret, J.-G., Argant, J., Prat, B., Vernet, G., 2006. Tephra in lacustrine sediments of the Sarliève marsh (French Massif Central): age and preservation. *Compt. Rendus Geosci.* 338, 1141–1149. <http://dx.doi.org/10.1016/j.crte.2006.09.013>.
- Gehrels, M.J., Newnham, R.M., Lowe, D.J., Wynne, S., Hazell, Z.J., Caseldine, C., 2008. Towards rapid assay of cryptotephra in peat cores: review and evaluation of various methods. *Quat. Int.* 178, 68–84. <http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2006.10.014>.

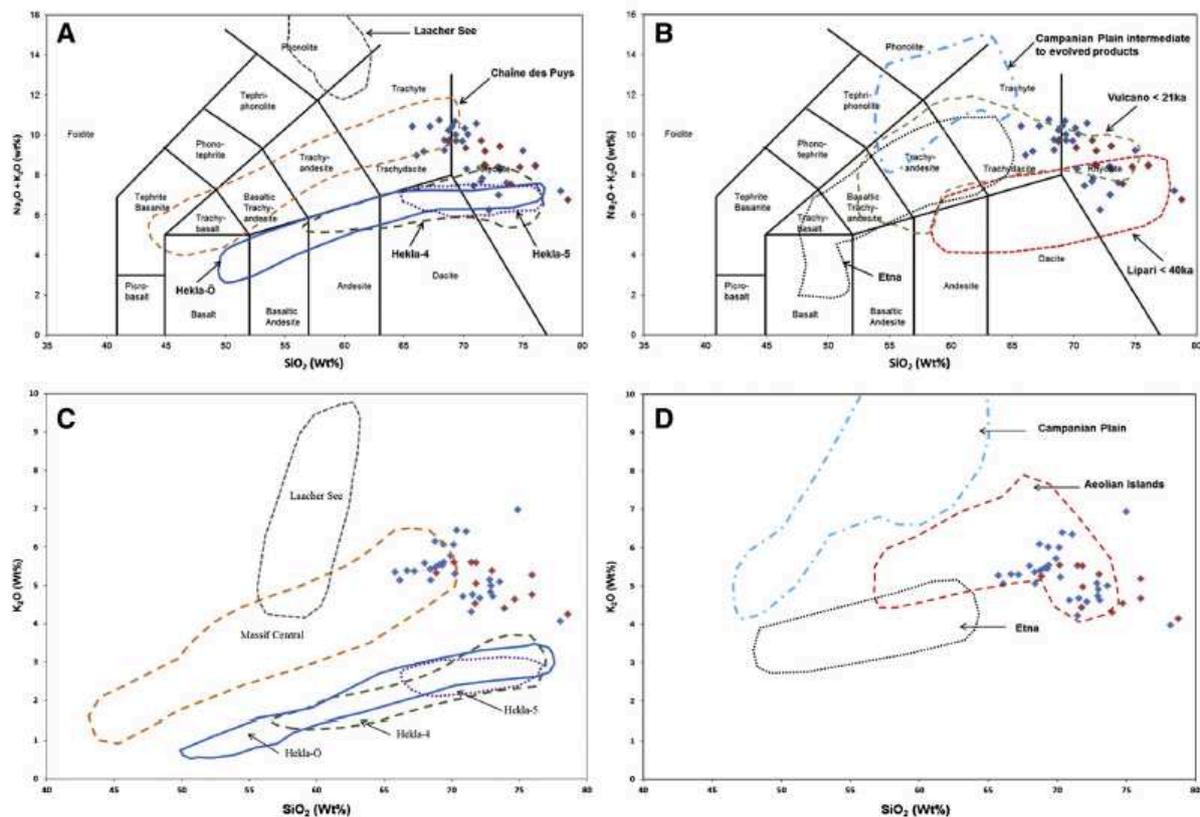


Fig. 3. A and B: TAS diagrams (Le Bas et al., 1986) of the chemical composition (major elements not normalized) of glass shards of MF1 tephra from Gourgon (red points) and Molliac (blue points) compared with Northern Europe volcanic province (after data from Turney et al., 2006; Finsinger et al., 2008) and Italian volcanic province (after Siani et al., 2004; Insinga et al., 2014). C and D: $\text{SiO}_2\text{-K}_2\text{O}$ diagrams of the chemical composition (major elements not normalized) of glass shards of MF1 tephra from Gourgon (red points) and Molliac (blue points) compared with Northern Europe volcanic provinces (after data from Maury et al., 1980; Davies et al., 2005; Turney et al., 2006; Finsinger et al., 2008; Boivin et al., 2009; Meara, 2012) and Italian volcanic provinces (after Siani et al., 2004; Insinga et al., 2014). (For interpretation of the references to color in this figure legend, the reader is referred to the web version of this article.)

Goër, H., Camus, G., Miallier, D., et al., 1993. Le puy de Gravenoire et ses coulées, dans l'agglomération de Clermont-Ferrand (Massif central Français); un modèle inhabituel d'avalanche de débris, dédénché par une éruption strombolienne en climat périglaciaire. *Bull. Soc. Geol. Fr.* 164, 783–793.

Gourgaud, A., Camus, G., 1984. Magma mixing at La Nugère Volcano (Chaîne des Puys, Massif Central, France): role in the trachyandesites genesis. *Bull. Volcanol.* 47, 781–805. <http://dx.doi.org/10.1007/BF01952344>.

Gudmundsdóttir, E.R., Larsen, G., Eiriksson, J., 2011. Two new Icelandic tephra markers: the Hekla O tephra layer, 6060 cal. yr BP, and Hekla DH tephra layer, similar to 6650 cal. yr BP. Land-sea correlation of mid-Holocene tephra markers. *The Holocene* 21, 629–639. <http://dx.doi.org/10.1177/0959683610391313>.

Guérin, 1983. La thermoluminescence des plagioclases, méthode de datation du volcanisme. Application au domaine volcanique français: Chaîne des Puys, Mont-Dore et Cézallier, Bas-Vivarais (Ph.D. Thesis) Pierre et Marie Curie University of Paris, France.

Hunt, J.B., Hill, P.G., 2001. Tephrological implications of beam size-sample size effects in electron microprobe analysis of glass shards. *J. Quat. Sci.* 16, 105–117. <http://dx.doi.org/10.1002/jqs.571>.

Insinga, D.D., Tamburrino, S., Lirer, F., Vezzoli, L., Barra, M., De Lange, G.J., Tiepolo, M., Valletuoco, M., Mazzola, S., Sprovieri, M., 2014. Tephrochronology of the astronomically-tuned KCD1B deep-sea core, Ionian Sea: insights into the explosive activity of the Central Mediterranean area during the last 200 ka. *Quat. Sci. Rev.* 85, 63–84. <http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2013.11.019>.

Juvigné, E., 1987. Deux retombées volcaniques tardiglaciaires dans le Cézallier (Massif Central, France). *Quaternaire* 24, 241–249. <http://dx.doi.org/10.3406/quate.1987.1853>.

Juvigné, E., Gewelt, M., 1987. La Nasse d'Ampoix comme téphrostratotype dans la Chaîne des Puys méridionale (France). *Quaternaire* 24, 37–48. <http://dx.doi.org/10.3406/quate.1987.1830>.

Juvigné, E., 1988. Ages de traits polliniques et chronozone de Tardiglaciaire final et de l'Holocène dans le Massif Central (France).

Juvigné, E., 1991. Distribution of widespread postglacial tephra sheets from the Eifel and the Central-Massif in Ne France and neighboring regions. *C. R. Acad. Sci.* 312, 415–420.

Juvigné, E., 1992. Studies on the age of 2 volcanic lacustrine craters of Auvergne (France). *C. R. Acad. Sci.* 314, 401–404.

Juvigné, E.H., Kroonenberg, S.B., Veldkamp, A., Arabi, A.E., Vernet, G., 1992. Widespread Allerød and boreal trachyandesitic to trachytic tephra layers as stratigraphical markers in the Massif Central, France. *Quaternaire* 3, 137–146. <http://dx.doi.org/10.3406/quate.1992.1983>.

Juvigné, E., Bastin, B., Delibrias, G., Evin, J., Gewelt, M., Gilot, E., Stree, M., 1994. Chronostratigraphic relationships of postglacial tephra, pollen features, and ^{14}C dates in the Massif Central (France) and in the Eifel (Germany). *Terra Nostra* 94 (1), 48–52.

Kuehn, S.C., Froese, D.G., Shane, P.A.R., 2011. The INTAV intercomparison of electron-beam microanalysis of glass by tephrochronology laboratories: results and recommendations. *Quat. Int.* 246, 19–47. <http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2011.08.022>.

Lane, C.S., Boddley, S.P.E., Ramsey, C.B., Lotter, A.F., 2011. Tephrochronology and absolute centennial scale synchronisation of European and Greenland records for the last glacial to interglacial transition: a case study of Soppensee and NGRIP. *Quat. Int.* 246, 145–156. <http://dx.doi.org/10.1016/j.quaint.2010.11.028>.

Le bas, M., Lemaitre, R., Streckeisen, A., Zanettin, B., 1986. A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali silica diagram. *J. Petrol.* 27, 745–750.

Ledru, P., Courrioux, G., Dallain, C., Lardeux, J.M., Montel, J.M., Vanderhaeghe, O., Vitel, G., 2001. The Velay dome (French Massif Central): melt generation and granite emplacement during orogenic evolution. *Tectonophysics* 342, 207–237. [http://dx.doi.org/10.1016/S0040-1951\(01\)00165-2](http://dx.doi.org/10.1016/S0040-1951(01)00165-2).

Mason, P.R.D., Nikogosian, I.K., van Bergen, M.J., 2008. Major and trace element analysis of melt inclusions by laser ablation ICP-MS. In: Sylvester, P. (Ed.), *Laser-Ablation-ICP-MS in the Earth Sciences*. Mineralogical Association of Canada Short Course Series, Volume 40, pp. 219–239.

Maury, R.C., Brousse, R., Villemant, B., Joron, J.L., Jaffrezic, H., Treuil, M., 1980. Cristallisation fractionnée d'un magma basaltique alcalin; la série de la Chaîne des Puys (Massif Central, France). *Bull. Mineral.* 103, 250–265.

Meara, R.H., 2012. *Geochemical Fingerprinting of Icelandic Silicic Holocene Tephra Layers* (Ph.D. Thesis) University of Edinburgh, United Kingdom.

Miallier, D., Sanzelle, S., Pilleyre, T., Vernet, G., Brugière, S., Danhara, T., 2004. Nouvelles données sur le téphra de Sarliève et le téphra CF7, marqueurs chrono-stratigraphiques de Grande Umagne (Massif central, France). *Compt. Rendus Geosci.* 336, 1–8. <http://dx.doi.org/10.1016/j.crte.2003.10.017>.

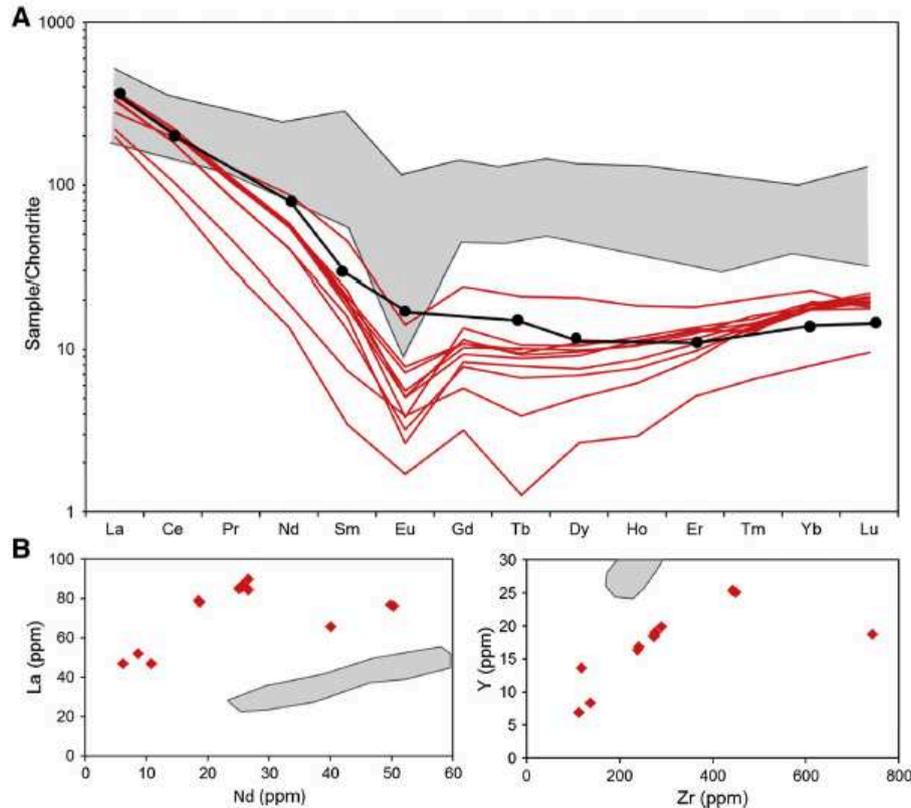


Fig. 4. A: Chondrite-normalized REE diagrams (Sun and McDonough, 1989) of glass shards of MFI tephra from the Gourgon site. The light gray area corresponds to average of glass shards from Holocene Icelandic tephras (Meara, 2012). Black points and line correspond to Chondrite-normalized REE diagram of bulk rock from trachytic lavas from the Chaîne des Puys (Villemant et al., 1980; Boivin et al., 2009). B: Covariation plots for selected trace elements from glass shards of MFI tephra from the Gourgon site. The light gray area corresponds to Holocene Icelandic glass shard composition (Meara, 2012).

- Olafottir, B.A., Sigmarsson, O., Larsen, G., Devidal, J.-L., 2011. Provenance of basaltic tephra from Vatnajökull subglacial volcanoes, Iceland, as determined by major- and trace-element analyses. *The Holocene* 21, 1037–1048. <http://dx.doi.org/10.1177/0959683611400456>.
- Pearce, N.J.G., Eastwood, W.J., Westgate, J.A., Perkins, W.T., 2002. Trace-element composition of single glass shards in distal Minoan tephra from SW Turkey. *J. Geol. Soc.* 159, 545–556. <http://dx.doi.org/10.1144/0016-764901-129>.
- Pearce, N.J.G., Westgate, J.A., Perkins, W.T., Preece, S.J., 2004. The application of ICP-MS methods to tephrochronological problems. *Appl. Geochem.* 19, 289–322. [http://dx.doi.org/10.1016/S0883-2729\(03\)00153-7](http://dx.doi.org/10.1016/S0883-2729(03)00153-7).
- Reimer, P.J., Bard, E., Bayliss, A., Beck, J.W., Blackwell, P.G., Ramsey, C.B., Buck, C.E., Cheng, H., Edwards, R.L., Friedrich, M., Grootes, P.M., Guilderson, T.P., Hafidason, H., Hajdas, L., Hatte, C., Heaton, T.J., Hoffmann, D.L., Hogg, A.G., Hughen, K.A., Kaiser, K.F., Kromer, B., Manning, S.W., Niu, M., Reimer, R.W., Richards, D.A., Scott, E.M., Southon, J.R., Staff, R.A., Tume, C.S.M., van der Plicht, J., 2013. Intcal13 and Marine13 radiocarbon age calibration curves 0–50,000 years cal BP. *Radiocarbon* 55, 1869–1887.
- Siani, G., Sulpizio, R., Paterne, M., Sbrana, A., 2004. Tephrostratigraphy study for the last 18,000 C-14 years in a deep-sea sediment sequence for the South Adriatic. *Quat. Sci. Rev.* 23, 2485–2500. <http://dx.doi.org/10.1016/j.quascirev.2004.06.004>.
- Sigmarsson, O., Laporte, D., Carpentier, M., Devouard, B., Devidal, J.-L., Marti, J., 2013. Formation of U-depleted rhyolite from a basanite at El Hierro, Canary Islands. *Contrib. Mineral. Petrol.* 165, 601–622. <http://dx.doi.org/10.1007/s00410-012-0826-5>.
- Smith, V.C., Shane, P., Nairn, I.A., 2005. Trends in rhyolite geochemistry, mineralogy, and magma storage during the last 50 kyr at Okataina and Taupo volcanic centres, Taupo Volcanic Zone, New Zealand. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 148, 372–406. <http://dx.doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2005.05.005>.
- Stuiver, M., Reimer, P., 1993. Extended C-14 data-base and revised Calib 3.0 C-14 age calibration program. *Radiocarbon* 35, 215–230.
- Sun, S.S., McDonough, W.F., 1989. Chemical and isotopic systematics of oceanic basalts: implication for the mantle composition and processes. *Geol. Soc. Spec. Publ.* 42, 313–345.
- Thorarinsson, S., 1971. The age of the light Hekla tephra layers according to corrected ^{14}C datings. *Nattunfroeingurinn* 41, 99–105.
- Tomlinson, E.L., Thordarson, T., Mueller, W., Thirwall, M., Menzies, M.A., 2010. Microanalysis of tephra by LA-ICP-MS – strategies, advantages and limitations assessed using the Thorsmork ignimbrite (Southern Iceland). *Chem. Geol.* 279, 73–89. <http://dx.doi.org/10.1016/j.chemgeo.2010.09.013>.
- Turney, C.S.M., Van den Bug, K., Wastegard, S., Davies, S.M., Whitehouse, N.J., Pilcher, J.R., Callaghan, C., 2006. North European last glacial-interglacial transition (LGIT; 15–9 ka) tephrochronology: extended limits and new events. *J. Quat. Sci.* 21, 335–345. <http://dx.doi.org/10.1002/jqs.990>.
- Vernet, G., 1992. Message du volcanisme régional dans les formations quaternaires de Limagne occidentale (Massif Central Français). *Minéraux denses et retombées* (Ph.D. Thesis) University of Bordeaux, France.
- Vernet, G., Raynal, J.-P., Fain, J., Miallier, D., Montret, M., Pilleyre, T., Sanzelle, S., 1998. Tephrostratigraphy of the last 160 ka in western Limagne (France). *Quat. Int.* 47–8, 139–146. [http://dx.doi.org/10.1016/S1040-6182\(97\)00080-3](http://dx.doi.org/10.1016/S1040-6182(97)00080-3).
- Vernet, G., Raynal, J.-P., 2000. Un cadre tephrostratigraphique réactualisé pour la préhistoire tardiglaciaire et holocène de Limagne (Massif Central, France). *C. R. Acad. Sci. IIA – Earth Planet. Sci.* 330, 399–405. [http://dx.doi.org/10.1016/S1251-8050\(00\)00149-X](http://dx.doi.org/10.1016/S1251-8050(00)00149-X).
- Vernet, G., Raynal, J.-P., 2008. The Marsat formation and the Q7 tephra, distal markers of violent trachytic eruption of the Chaîne des Puys during the Boreal period. *Quaternaire* 19, 97–106.
- Villemant, B., Joron, J., Jaffrezic, H., Treuil, M., Maury, R., Brousse, R., 1980. Fractional crystallization of an alkali basalt magma – the Chaîne des Puys volcanic series (French Massif Central). *2. Geochemistry, Bull. Mineral.* 103, 267–286.
- Walter-Simonnet, A.-V., Bossuet, G., Develle, A.-L., Bégeot, C., Ruffaldi, P., Magny, M., Adatte, T., Rossy, M., Simonnet, J.-P., de Beaulieu, J.-L., Thivet, M., Millet, L., Regent, B., Wackenheim, C., Vannière, B., 2008. Chronologie et spatiation de retombées de cendres volcaniques tardiglaciaires dans les massifs des Vosges et du Jura, et le plateau suisse. *Revue de l'Association française pour l'étude du Quaternaire* 2472, 117–132. <http://dx.doi.org/10.4000/quaternaire.2472>.
- Wilson, S.A., 1997. The Collection, Preparation, and Testing of USGS Reference Material BCR-2. U.S. Geological Survey Open-File Report, Columbia River, Basalt (98–xxx).

Table 2
Single-grain trace element data (ppm) of volcanic glass shards from the Gourgon site.

Site	Sc	Rb	Sr	Y	Zr	Nb	Ba	La	Ce	Pr	Nd	Sm	Eu	Gd	Tb	Dy	Ho	Er	Tm	Yb	Lu	Hf	Ta	Pb
Gourgon	6.38	279.96	4.82	19.88	289.60	160.71	482	89.74	137.29	10.36	26.61	2.98	0.21	2.69	0.38	2.59	0.65	2.18	0.38	3.11	0.48	8.79	9.31	21.07
Gourgon	7.70	268.01	6.21	18.53	274.11	158.33	583	85.06	129.47	9.78	25.13	2.87	0.31	2.02	0.37	2.42	0.57	1.99	0.40	2.86	0.51	8.26	8.81	20.49
Gourgon	6.41	276.66	5.62	18.35	273.62	160.96	6.00	86.89	131.57	9.90	25.72	3.37	0.28	1.85	0.32	2.24	0.62	2.08	0.36	3.01	0.47	8.12	8.85	19.58
Gourgon	7.13	268.25	6.32	18.97	276.32	158.85	6.04	85.95	130.23	10.01	25.72	2.92	0.40	2.15	0.36	2.46	0.59	2.14	0.31	3.15	0.45	7.88	9.00	20.23
Gourgon	6.18	263.56	6.26	18.59	274.71	157.35	6.60	85.53	129.44	9.65	25.53	2.68	0.29	2.26	0.33	2.37	0.58	1.86	0.36	3.02	0.52	8.10	8.64	20.23
Gourgon	5.03	187.16	1.93	18.71	743.78	156.65	8.90	84.44	126.49	9.65	26.66	3.11	0.44	2.15	0.34	2.71	0.60	2.06	0.32	2.81	0.44	13.27	6.30	13.19
Gourgon	8.11	408.31	4.40	13.59	118.54	202.95	13.50	51.99	64.68	4.31	8.67	1.09	0.22	1.15	0.14	1.24	0.34	1.40	0.35	2.82	0.47	4.87	12.17	14.89
Gourgon	8.48	258.26	45.08	8.34	137.51	63.84	74.57	47.02	60.85	4.26	10.87	1.16	0.34	0.95	0.15	1.04	0.23	0.85	0.19	1.59	0.31	3.99	3.77	23.71
Gourgon	8.39	242.41	38.29	28.01	258.53	89.37	282.77	65.71	121.33	11.81	40.06	6.73	0.80	4.78	0.76	5.09	1.01	2.90	0.50	3.69	0.45	6.80	7.09	24.84
Gourgon	4.73	121.03	70.25	25.31	443.40	124.25	568.53	76.00	145.23	14.47	50.33	7.57	1.72	5.36	0.82	4.70	0.92	2.66	0.41	2.73	0.36	8.59	8.04	9.30
Gourgon	4.46	121.97	71.22	25.09	450.15	125.27	575.04	76.62	144.04	14.36	49.89	7.70	1.65	5.51	0.77	4.54	0.96	2.63	0.35	2.78	0.41	8.59	7.83	9.64
BCR*	33.23	48.74	331.26	29.9	162.23	12.44	660.66	23.56	50.32	6.37	26.87	6.43	1.91	5.84	0.91	5.41	1.12	3.31	0.46	3.14	0.44	4.22	0.75	11.17

* Standard (natural glasses) used for calibration (Óladóttir et al., 2011; Sigmarsson et al., 2013).

Chapitre 3 : Observation d'un bloom de diatomée dans le lac du Val (Jura, France) en réponse au Laacher See Tephra.

3.1. Avant propos

Des études ont montré que des blooms de diatomées pouvaient survenir après des dépôts de téphras. Nous avons réalisé des tests sur les téphras déposés dans les tourbes de Gourgon et dans les craies lacustres du lac du Val.

Pour les téphras déposés dans le site de Gourgon, une identification et un comptage des diatomées de part et d'autre des téphras G1 et G2 dans la tourbière de Gourgon dans le Massif Central ont été commencés en collaboration avec Karen Serieyssol de l'Université Jean Monnet à Saint-Etienne. Les premières observations font état d'une faible quantité de diatomées et toutes ont été fortement corrodées. Il semble que la silice a été recyclée. La silice supplémentaire apportée au site par les cendres volcaniques aurait pu protéger les diatomées dans une certaine mesure. Cependant la plus grande quantité de diatomées se situe dans les niveaux qui précèdent les deux téphras. Les principales espèces identifiées sont *Pinnularia*, *Cymbella* et *Eunotia*. Aucune conclusion concernant un impact direct des dépôts volcaniques sur la population de diatomées dans la tourbière de Gourgon ne peut ici être tirée. Concernant l'étude dans les craies lacustres du lac du Val, les résultats sont présentés dans l'article en préparation ci-après.

3.2. Article en préparation

Gwéno   JOURNALIC¹, Carole BEGEOT¹, Karen SERIEYSSOL², Anne-Véronique WALTER-SIMONNET¹, Gilles BOSSUET¹,

¹ Laboratoire Chrono-Environnement, UMR 6249 CNRS/Université de Franche-Comté, 16, route de Gray, F-25030 Besançon Cedex, France.

² EVS-ISTHME UMR 5600 CNRS, Université de Lyon, 6 rue Basse des Rives, 42023 Saint-Etienne Cedex, France

3.2.1. Introduction

Les éruptions volcaniques majeures sont des moteurs importants dans les changements climatiques mondiaux (Bradley, 1988 ; Robok, 2000 ; Zielinski, 2000). Lors des éruptions, de grosses quantités de dioxyde de soufre, d'acide chlorhydrique, de cendres, et, parfois, de fluor sont dispersées dans la stratosphère et peuvent stagner dans l'atmosphère pendant très longtemps. Ces particules en suspension empêchent la diffusion du rayonnement solaire et entraînent ainsi un refroidissement sensible de la surface du globe.

Les éruptions du Laki en Islande en 1783 et du Pinatubo aux Philippines en 1991 sont des exemples récents d'éruptions qui ont modifié le climat à des échelles variables dans les mois et années qui les suivirent (Parker et al, 1996 ; Wood, 1992).

De nombreuses études diachroniques se sont interrogées sur l'impact des éruptions volcaniques passées et leur conséquence sur les écosystèmes terrestres ou aquatiques. Elles montrent que suivant l'intensité de l'éruption, le type de volcan ou la nature des matériaux émis les réponses peuvent être différentes ; Le degré d'éloignement qui sépare le volcan de l'écosystème impact   est un paramètre très important à prendre en compte: localement, le dépôt de très grandes quantités de téphras chauds dans les zones proximales d'une éruption aura un impact écologique considérable et immédiat notamment en détruisant la végétation alentour (Baales et al, 2002). L'impact écologique de dépôts de téphras plus fins et froid dans les régions distales est moins connu bien que ces dépôts soit plus fréquents et plus importants géographiquement. En effet on retrouve des dépôts de téphra dans la plupart

des remplissages lacustres, palustres et tourbeux du globe, faisant de ces marqueurs de très bons repères chronologiques.

Dans ce cas, les téphras ne sont cependant pas seulement des marqueurs passifs mais peuvent provoquer des perturbations dans le fonctionnement des écosystèmes lacustres en modifiant notamment la composition physicochimique de l'eau.

Le possible impact de dépôts de téphras distaux dans les écosystèmes aquatiques a été reconnu dans les années 50 par Eicher et Rounssefell (1957). Plusieurs études paléoenvironnementales ont attribué des changements dans la concentration ou l'assemblage des diatomées suite aux retombées de téphras (Lotter *et al.*, 1995 ; Barker *et al.*, 2000 ; Eastwood *et al.*, 2002 ; Telford *et al.*, 2004). La durée de la perturbation est quant à elle très variable. Elle peut s'étendre sur 300 ans dans certains lacs de l'Alberta au Canada (Hickman et Reasoner, 1994). Barker *et al.*, 2000 rapporte un changement dans la composition des diatomées dans un lac de cratère en Tanzanie qui a duré environ 100 ans. En Europe, les études de Lotter *et al.*, 1995 et Klerk *et al.*, 2008 font état d'une modification dans l'assemblage des diatomées mais sur un très court laps de temps de l'ordre d'une vingtaine d'années.

Cette étude propose d'évaluer l'impact écologique du Laacher See Tephra (LST) dans trois lacs du Massif du Jura : Le Lac de Chalain, le Lac du Val et le Lac de Bellefontaine au travers du contenu en diatomées de leurs sédiments. Ce dépôt est consécutif à une éruption qui a eu lieu il y a environ 13000 ans dans le massif de l'Eiffel, en Allemagne, à environ 300 Km au Nord des trois lacs étudiés. L'impact du Vedde ash, consécutif à l'éruption d'un volcan islandais il y a environ 12000, a également été testé au lac du Val. Les dépôts de téphra liés à l'éruption de ces deux volcans sont presque dépourvus de verres volcaniques (Jouannic *et al.*, accepté (voir page 81)).

Les trois lacs étudiés se situent dans un environnement sédimentaire carbonaté quasiment dépourvu de matériel siliceux. Ces caractéristiques favorisent l'observation d'un impact éventuel des dépôts volcaniques sur la concentration en diatomées puisque nous nous plaçons dans un environnement à priori défavorable à leur existence.

3.2.2. Descriptions des sites

3.2.2.1. Contexte géographique

Les lacs de Chalain, du Val et de Bellefontaine sont situés dans le Massif du Jura (Figure 40) dans d'anciennes vallées glaciaires. Les études de Campy (1982) ont permis de comprendre la paléogéographie de ces sites. Ces trois lacs se sont formés suite au retrait et à la fonte du glacier qui recouvrait le massif du Jura et ses marges durant la dernière période glaciaire il y a environ 20 000 ans (Bichet et Campy, 2009, Cupillard *et al.*, sous presse).

Le Lac de Chalain est le lac situé à la plus faible altitude parmi les sites présentés ici. La moraine glaciaire qui ferme la petite reculée du lac de Chalain empiète largement sur la dépression de la combe d'Ain, obligeant la rivière d'Ain à la contourner. Sa forme très aplatie indique que le glacier débouchait dans le grand lac qui occupait la combe. Son relief, qui obstrue le débouché de la reculée, est à l'origine du lac de Chalain, formé lors du retrait glaciaire dans la dépression abandonnée par la fonte du glacier. Le carottage a été réalisé en bordure Ouest du lac (N 46°40'27.82" ; E 5°46'39.65", 488m).

L'origine du lac du Val (606 m), situé près du lac de Chalain, est bien connue. Il y a 20 000 ans, une langue glaciaire issue de la calotte jurassienne parcourait la reculée du Hérisson. Lors de son retrait, le glacier a abandonné un grand lac qui occupait tout le fond de la reculée. Ce lac initial s'est partiellement comblé d'alluvions imperméables. Les deux lacs de Chambly et du Val sont donc des lacs résiduels, maintenus par l'imperméabilité des moraines et non encore comblés par les limons charriés par le Hérisson lors de ses crues. Le site de carottage se situe en bordure du lac (N 46°37'54.53" ; E 5°48'51.64"), au niveau de l'exutoire (Figure 40).

Le lac de Bellefontaine est le lac le plus en altitude présenté ici (1108 m). Dans la vallée des Mortes, les lacs des Mortes et de Bellefontaine sont séparés par une moraine. Le lac de Bellefontaine se comble petit à petit, en témoignant l'expansion progressive de la zone tourbeuse. Le carottage a été réalisé en bordure Sud du lac (N 46°34'18.66" ; E 6°5'33.28").

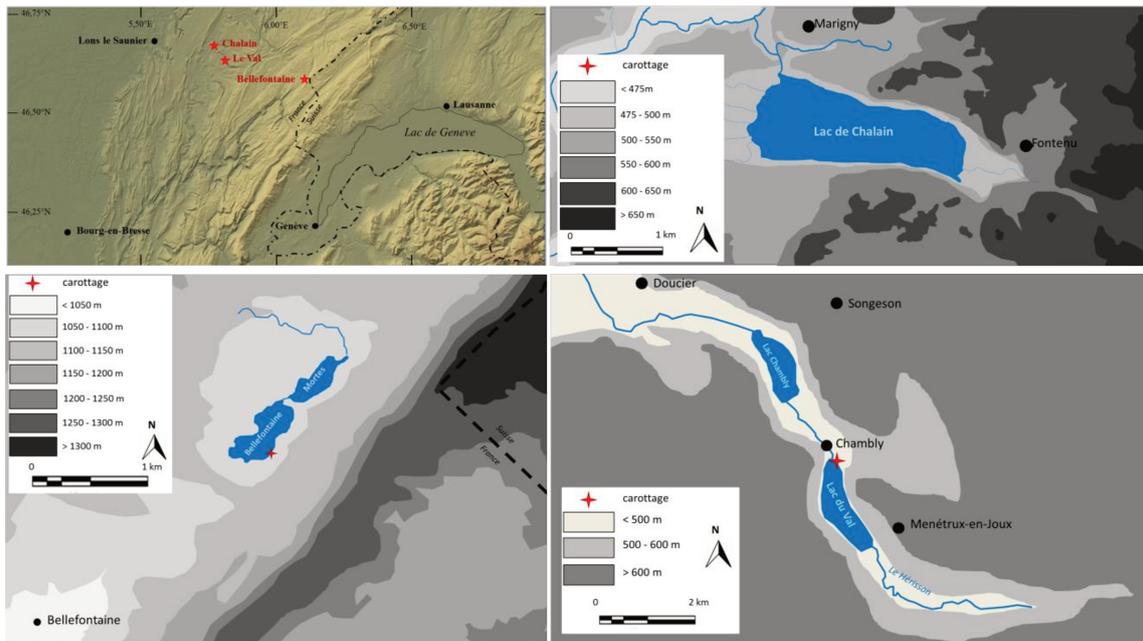


Figure 40 : localisations des lacs cités et les sites de carottages

3.2.2.2. Stratigraphie et téphrochronologie

La chronologie et la stratigraphie des lacs de Bellefontaine, de Chalain et du Val, sont assez bien contrainte essentiellement basée sur la corrélation avec d'autres lacs du massif du Jura (Jouannic *et al.*, accepté (voir page 81)). Comme les autres lacs naturels du Jura, les trois sites présentés sont situés dans un environnement carbonaté (Figure 41). Cependant, la craie carbonatée de Bellefontaine a un caractère argileux que l'on ne retrouve pas aux lacs du Val et de Chalain. Plusieurs retombées volcaniques ponctuent les enregistrements sédimentaires de ces lacs. L'origine islandaise, allemande (Eifel) et française (Chaîne des Puys) de ces téphras a été établis par l'analyses des échardes de verres et des minéraux (Jouannic *et al.*, accepté (voir page 81)). La plupart de ces fines passées volcaniques sont des cryptotéphras (téphras invisibles à l'œil nu) du fait de la grande distance entre les sites et les centres éruptifs concernés. Le Laacher See est identifié dans chacun des sites. Si le dépôt est millimétrique au lac de Chalain (1 mm) et au lac de Bellefontaine (2 mm), il est presque centimétrique (9 mm) au lac du Val. Cela est lié à l'importance de l'éruption et à la zone de carottage située dans l'exutoire du lac, favorisant une accumulation plus importante des particules.

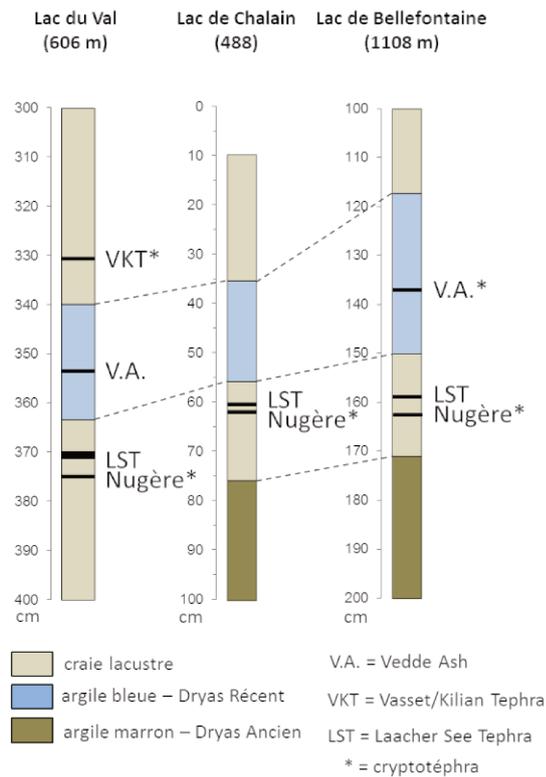


Figure 41 : stratigraphie des trois séquences sédimentaires des sites présentés.

3.2.3. Méthodes : extraction des diatomées

L'approche adoptée dans cette étude a été dans un premier temps de déterminer si l'environnement des sites concernés était favorable à l'existence des diatomées et dans un second temps d'observer d'éventuelles variations dans la concentration de diatomées de part et d'autre du LST et du Vedde Ash pour le lac du Val exclusivement. En effet, ce tephra est soit trop fin ($\leq 1\text{mm}$) soit invisible sur les deux autres sites pour tenter de démontrer son éventuel impact. Dans chaque site, Des prélèvements de 1 cm^3 de sédiment ont été réalisés à différentes profondeurs dans les deux faciès sédimentaires rencontrés (craie et argile) et avant, après et dans les niveaux de tephras.

Le protocole d'extraction des diatomées (Battarbee, 1986) consiste à éliminer la matière organique avec une solution d' H_2O_2 (30%) et d'éliminer les carbonates avec une solution d'HCl (10%). L'échantillon est ensuite rincé à l'eau distillée puis tamisé à $20\mu\text{m}$. La fraction supérieure est déposée sur une lame de verre et séchée. L'observation et le comptage des diatomées a été fait au microscope

3.2.4. Résultats

3.2.4.1. Analyses et comptages des diatomées

Les échantillons-tests prélevés à plusieurs niveaux de profondeurs dans les enregistrements sédimentaires des trois lacs sont presque dépourvus de diatomées. Seuls quelques fragments de spicules spongiaires silicatés sont observés mais restent peu fréquents (2-3 fragments par centimètre cube de sédiment) témoignant d'un environnement peu propice au développement des diatomées, voire à leur existence même.

Le Laacher See Tephra se situe entre 343 et 342,2 cm dans la séquence du Lac du Val. L'analyse des échantillons prélevés dans le téphra et également de part et d'autres montre une variation importante dans la concentration des diatomées (Figure 42). Avant le téphra, aucune diatomée n'est recensée. Quelques spicules spongiaires sont cependant présents dans de faible proportion comme observé dans les échantillons tests prélevés à différents niveaux dans la séquence. Le niveau contenant le téphra est riche en minéraux volcaniques et présente également de rares échardes de verre. Quatre espèces de diatomées sont observées (Figure 43). *Navicula* et *Neidium* concentrent à eux deux l'essentielle de la population recensée. Leur nombre n'est pas important. Généralement, un minimum de 400 individus est compté pour avoir un aperçu représentatif de la population (Lotter *et al.*, 1995). Dans le niveau de téphra, 222 individus ont été dénombrés dont 117 de *Navicula*. La quantité de spicules spongiaires augmente également passant de 5 individus à 18 dans les échantillons prélevés avant et dans le téphra. Immédiatement après le téphra, la quantité de diatomées chute. Seuls 31 individus sont recensés. *Navicula* reste cependant majoritairement représenté avec 17 individus. La quantité de spicules spongiaires diminue également avec une population similaire à celle précédant le téphra. À partir de 341cm de profondeur, à peine plus d'un centimètre après le niveau de téphra, aucune diatomée n'est observée dans le sédiment. Seuls quelques spicules spongiaires sont recensés dans une quantité similaire aux échantillons-tests (2-3 spicules/cm³).

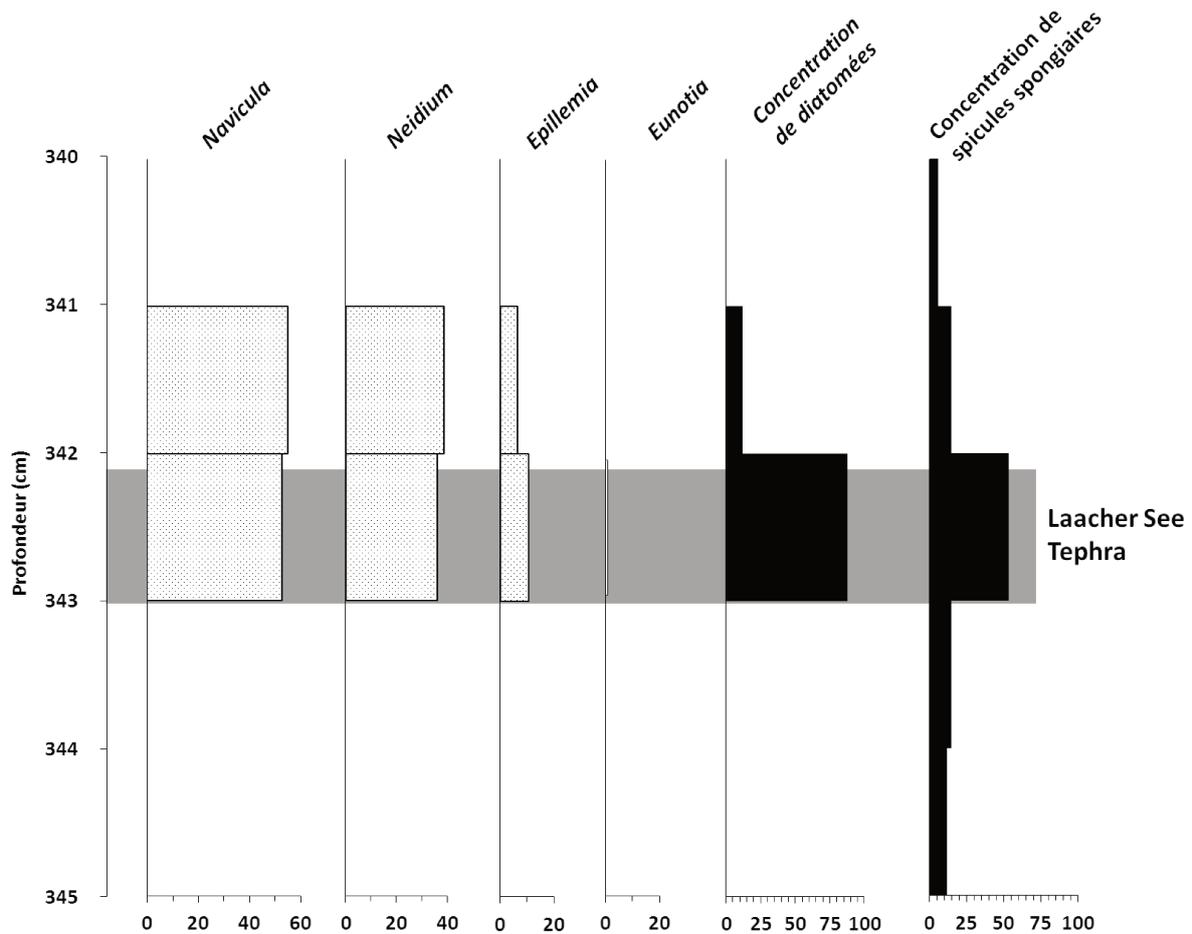


Figure 42 : diagramme de la population de diatomées observé autour du Laacher See Tephra dans le lac du Val. Valeur en pourcentage de la somme total de diatomées.

Aucune diatomée n'est observée avant et après le Vedde-Ash qui, dans cette séquence, fait 2 mm d'épaisseur. Dans les sites du lac de Chalain et de Bellefontaine, l'épaisseur du Laacher See Tephra est bien plus fine (environ 2mm). Aucune diatomée n'a été recensée. Des spicules spongiaires sont observés mais dans des proportions très réduites. Certains échantillons en sont totalement dépourvus.

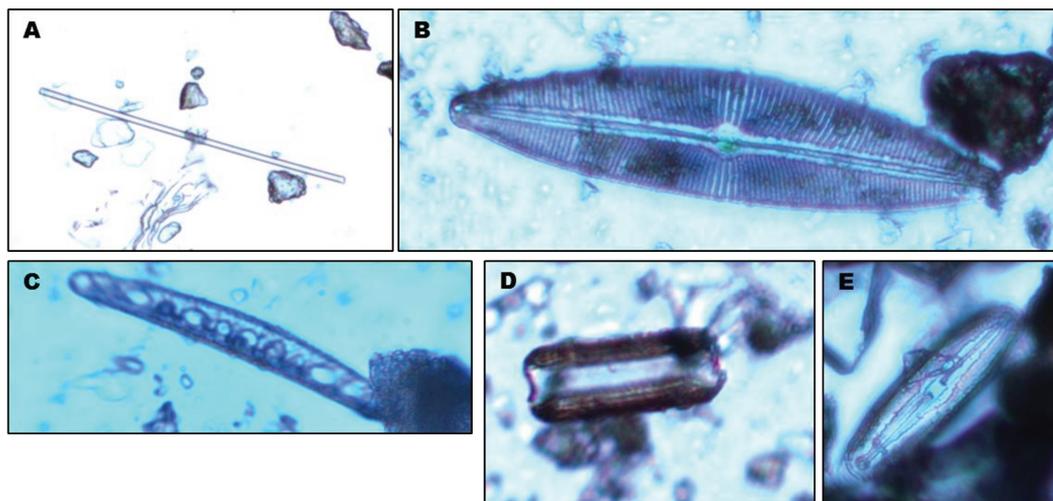


Figure 43 : Spicule spongiaire (A) et espèces de diatomées rencontrés au Lac du Val. B : *Navicula*. C : *Eunotia*. D : *Epithemia*. E : *Neidium*.

3.2.5. Discussion

Nous observons à travers les trois sites étudiés, des résultats contradictoires. Il semble évident, dans le cas du lac du val, que l'apport de matériels volcaniques issus de l'éruption du Laacher See en Allemagne a eu un impact immédiat mais de courte durée sur l'écologie locale. Cependant, la seconde passée volcanique attribuée au Vedde Ash n'a eu aucun impact. Cette observation est identique pour le Laacher See Tephra dans les lacs de Chalain et de Bellefontaine. Plusieurs paramètres varient à la fois entre les sites et les téphras complexifiant la comparaison : l'épaisseur, la composition chimique des téphras , la nature des sédiments incluant les tephra et la situation géographique des sites étudiés.

Le lac de Chalain se situe à une altitude de 488m, le lac du Val à une altitude de 606m et le lac de Bellefontaine se situe à une altitude de 1108m. L'unique bloom de diatomées observé se situe dans le lac du Val qui est à une altitude intermédiaire entre le lac de Chalain et le lac de Bellefontaine. L'altitude qui a un impact sur le processus de sédimentation semble ici ne pas être un paramètre jouant un rôle déterminant sur la réponse des populations de diatomées. Le seul niveau de téphra ayant eu un impact certain sur l'écologie du lac est le niveau le plus épais du Laacher See Tephra au lac du Val. Dans la séquence du lac du Val, deux paramètres varient entre le Laacher See Tephra et le Vedde Ash : l'épaisseur, et la composition chimique. Cependant, la composition chimique des téphras ne semblent pas

jouer un rôle primordiale dans les blooms de diatomées observés dans et après un dépôt volcanique puisque ces blooms sont observés autour de téphras de composition basaltique à rhyolitique (Telford *et al.*, 2004) et phonolitique (Klerck *et al.*, 2008). Une augmentation importante de la concentration en diatomées suite à des dépôts de tephra relativement épais (supérieur à 1 cm) a été observée dans des lacs de Colombie Britannique (Hickmann et Reasoner, 1994) et de Mexico (Telford *et al.*, 2004). L'augmentation de diatomées est interprétée comme une conséquence d'un apport de silicates en raison de la dissolution des échantillons de verres volcaniques. Or ce silicate est le composant majeur des frustules qui entourent les diatomées (Hickmann et Reasoner, 1994; De Klerck *et al.*, 2008). L'influence de l'épaisseur des niveaux de tephra sur l'augmentation du nombre de diatomées a également été soulignée par Wutke *et al.* (2015) dans le lac de Monticchio au Sud de l'Italie.

La dissolution différentielle des diatomées en fonction de la nature physico-chimique du sédiment doit également être prise en compte dans l'interprétation des résultats observés ici. Des études montrent que les sédiments riches en carbonates sont peu propices à la conservation des diatomées (Ryves, 2006). Par conséquent la quasi absence de diatomées dans les remplissages de Chalain et de Bellefontaine est probablement due à leur dissolution. Il en est de même pour les sédiments du lac du Val excepté au niveau de LST. Dans ce cas, la quantité de silicium apportée via les verres volcaniques a été suffisamment importante pour créer des conditions légèrement plus acides favorables certes à la formation des frustules de diatomée mais également à leur meilleure conservation.

3.2.6. Conclusion

Cette étude a montré l'impact écologique local d'un niveau de téphra par une augmentation de la concentration en diatomées. Cet impact n'est pas observé dans les trois lacs observés. Ces lacs sont très proches géographiquement et présentent une sédimentation tardiglaciaire très similaire.

Si un bloom de diatomées est bien observé dans le lac du Val, dans et après le Laacher See Tephra, il s'agit de l'unique cas où une telle variation est observable. Il s'agit également du seul téphra d'épaisseur presque centimétrique présent dans les sites étudiés. L'apport de

silice dans le lac par les retombées de téphras permet, pendant une période de temps certainement très courte, de modifier suffisamment la composition chimique du lac pour permettre aux diatomées de se développer et de se conserver. Cependant, cette observation n'est faite qu'en bordure du lac du Val, dans l'exutoire et ne préfigure pas d'être à l'image de l'ensemble du site.

Les observations faites ici peuvent être le résultat croisé d'une production accrue de diatomées suite à un dépôt de tephra relativement épais, de l'ordre du centimètre, et d'une meilleure représentation de ces diatomées. Le tephra a temporairement changé la nature physico-chimique des remplissages carbonatés, lesquels sont défavorables à la conservation des diatomées

CONCLUSION

La téphrochronostratigraphie, caractérisation et utilisation des niveaux de cendres volcaniques comme marqueurs stratigraphiques et chronologiques, est devenue une discipline appliquée aux études du Quaternaire à travers l'ensemble des continents, des mers et océans. Ces études s'intègrent dans des réflexions pluridisciplinaires intéressant les domaines de la volcanologie, la reconstruction paléoenvironnementale, l'archéologie et la géochronologie. Depuis les premières études téphrostratigraphiques réalisées dans les années 70, le développement progressif des méthodes de datation et d'analyses chimiques explique l'exploitation pluridisciplinaire des téphras et, par là, le nombre important de publications incluant l'utilisation de la téphrochronostratigraphie.

Les études réalisées dans ce travail de thèse s'inscrivent dans cette interdisciplinarité. Si les téphras étudiés sont prioritairement utilisés comme marqueurs chronologiques et stratigraphiques, les résultats obtenus permettent des avancées importantes dans plusieurs domaines.

C'est au travers de l'étude du **téphra d'Eltville** et du **téphra de Rocourt**, marqueurs chronologiques importants dans les formations de loess même si la fiabilité de leur chronologie est souvent discutée, qu'a été testée l'intérêt de la cartographie de susceptibilité magnétique en trois dimensions de tels dépôts. Utilisée jusqu'alors exclusivement pour de la cartographie en deux dimensions, cette cartographie dans les trois dimensions de l'espace a permis de discuter de la morphologie des téphras d'Eltville et de Rocourt en profondeur, et corrélativement de mettre en évidence leur remobilisation dans les loess de Rocourt (Liège, Belgique).

Peu d'études téphrostratigraphiques ont été menées jusqu'à présent dans ce type d'environnement sédimentaire, peu favorable à la conservation des verres volcaniques. Le matériel loessique, très perméable, facilite l'infiltration d'eau et l'altération des particules volcaniques les plus fragiles comme les échardes de verre. Dans ce contexte, l'identification de ces téphras n'est possible que par l'analyse chimique des phénocristaux présents dans les téphras. Cette étude a donc aussi apporté des données géochimiques supplémentaires sur la

composition minéralogique de ces deux téphras. Le téphra d'Elville a fait l'objet d'une carte d'isopaques inédite établie à partir de la synthèse de données disponibles dans la littérature. Cette carte permet de confirmer la localisation probable du volcan source de ce téphra dans l'Eifel (Allemagne).

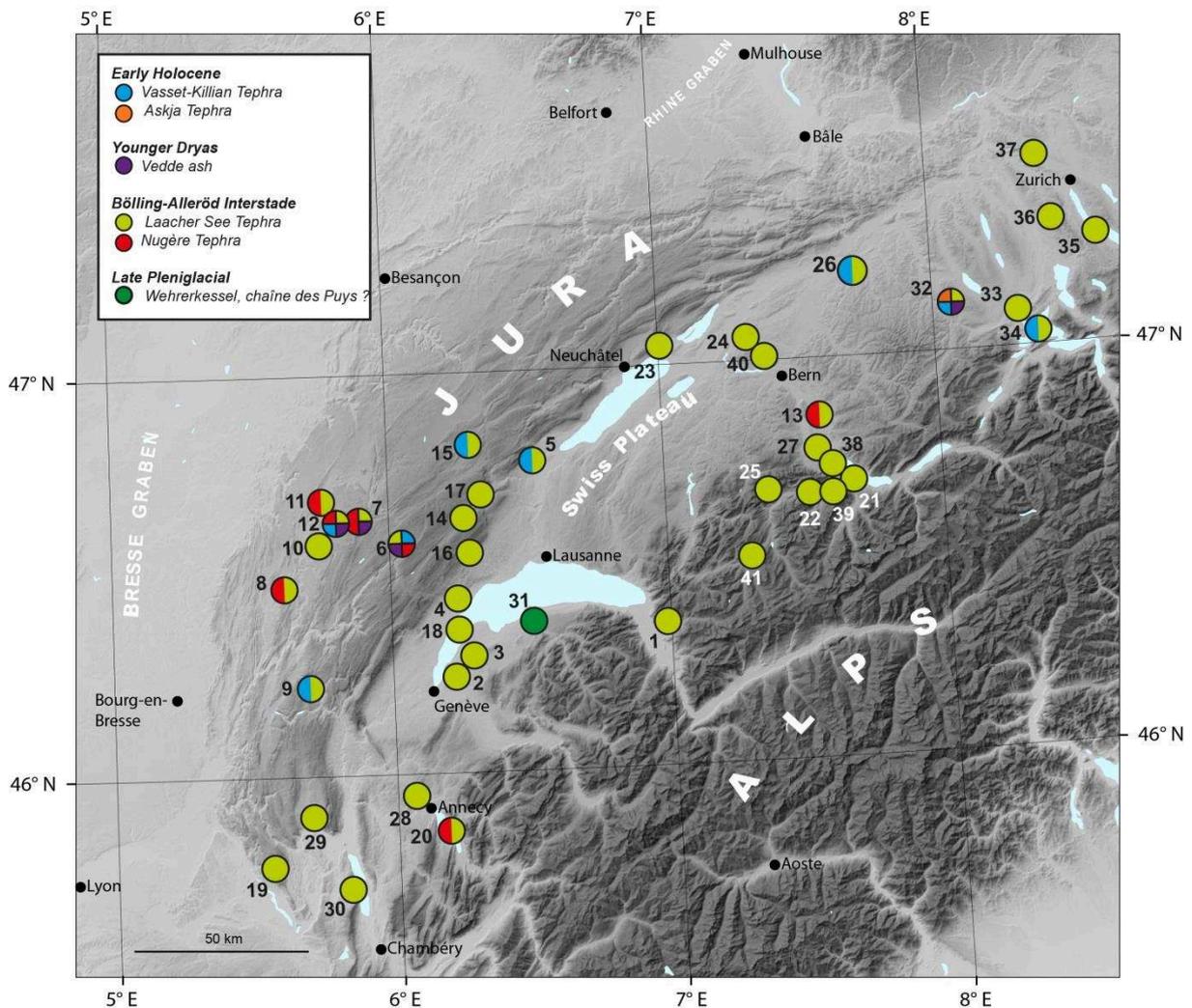


Figure 44 : cadre tephrostratigraphique du Jura et de la Suisse (Cupillard *et al.*, sous presse).

Les études réalisées dans le **Massif du Jura** s'inscrivent dans un cadre tephrostratigraphique couvrant l'ensemble du Massif du Jura et du Plateau Suisse et construit à partir de la reconnaissance de nombreuses occurrences de dépôts de cendres volcaniques malheureusement souvent dépourvues d'analyses chimiques (Figure 44).

L'environnement carbonaté est défavorable à la conservation des échardes de verre qui sont très souvent partiellement ou totalement dissoutes après leur dépôt. Quelques échardes ont pu être isolées et analysées sur le seul site du Lac du Val. En revanche, dans les autres sites l'identification des téphras se base essentiellement sur l'analyse chimique des feldspaths. Cette approche novatrice a permis d'identifier le **téphra de la Nugère** (Chaîne des Puys), le **Laacher See Tephra** (Eifel, Allemagne), le **Vedde Ash** (Islande) et le **téphra Vasset-Kilian** (Chaîne des Puys) provenant des principales provinces volcaniques Nord- et Ouest-Européennes. Ceci permet aussi de confirmer l'intérêt de l'étude des cryptotéphras (téphras invisibles à l'œil nu) initiée depuis peu. Les cryptotéphras permettent de travailler sur l'extension maximale des retombées volcaniques autour du volcan source. Leur détection dans les carottes de glace polaire souligne la réalité d'un transport des cendres volcaniques à l'échelle mondiale. C'est également à la faveur des études menées dans le Massif du Jura qu'a pu être mis en évidence, pour la première fois, un bloom de diatomées consécutif au dépôt du Laacher See Tephra alors que cet environnement carbonaté est défavorable à l'existence de ces algues silicatées. Les résultats de cette étude permettent aussi de discuter de l'impact, non-systématique, qu'ont les dépôts distaux de téphras sur l'écologie locale.

Les travaux réalisés dans les **Monts du Forez** sont les premières études téphrostratigraphiques distales de la **Chaîne des Puys**. En ce sens, elles apportent des informations nouvelles et majeures sur la dispersion des produits émis au cours de l'activité volcanique auvergnate depuis 13 500 ans. Si certains téphras peuvent être corrélés avec des retombées proximales identifiées dans le bassin de Clermont-Ferrand dans les années 90, les résultats de nos travaux révèlent notamment la présence d'un téphra d'âge Atlantique (environ 6340 ans cal. BP) et de composition chimique rhyolitique, inédite dans l'histoire récente de la Chaîne des Puys. L'analyse détaillée de la composition chimique des échardes de verres des différents téphras détectés dans les Monts du Forez, a permis de mieux comprendre la pétrogenèse volcanique et souligné l'hétérogénéité magmatique de certains volcans de la Chaîne des Puys. Des signatures chimiques multiples peuvent ainsi survenir lors d'un épisode éruptif unique, ajoutant de la complexité à l'identification du volcan source. La nécessité d'une approche systématique d'échantillonnage et d'analyses, établissant des

corrélations depuis les régions proximales jusqu'aux zones ultra-distales, n'est plus à démontrer.

Les études téphrostratigraphiques menées dans les Monts du Forez précisent, par l'analyse de sites moins distaux, la distribution géographique des retombées de cendres attribuées aux Puys Vasset-Kilian et au Puy de la Nugère, précédemment échantillonnés et analysés dans le massif du Jura et en Suisse. Elles servent de base à la construction en cours d'un cadre téphrostratigraphique nouveau, intéressant la Chaîne des Puys et s'étendant du Massif Central à l'est de la Suisse et au Nord des Alpes (Figure 45).

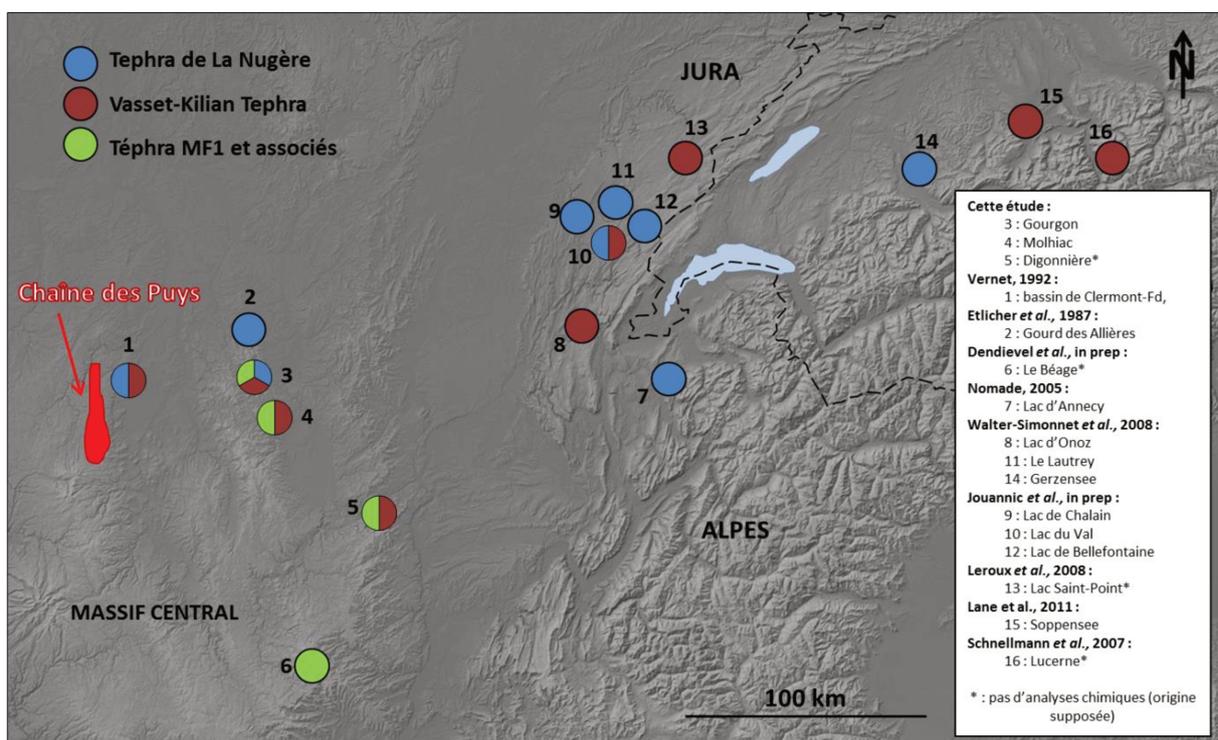


Figure 45 : cadre téphrostratigraphique de l'Est de la France concernant les retombées volcaniques de la Chaîne des Puys.

Présentée comme l'une des priorités pour les études téphrostratigraphiques, la mise au point d'une méthode de détection, efficace quelles que soient la composition du sédiment hôte, la composition chimique et l'épaisseur du téphra, est un enjeu majeur. La variété des environnements sédimentaires présentés dans ce mémoire et la diversité des compositions chimiques des téphras ont permis de discuter l'efficacité des méthodes de détection, les unes par rapport aux autres.

Dans les environnements silicatés et carbonatés, les méthodes de détection par la mesure de la susceptibilité magnétique et par l'analyse chimique en continu du sédiment par XRF, toutes deux classiquement utilisées, sont complémentaires de l'imagerie médicale tridimensionnelle (scanner) initiée et testée dans ce travail de thèse. En revanche, en milieu tourbeux, l'imagerie scanner montre une efficacité pour l'instant inégalée. Dorénavant, l'échantillonnage systématique des enregistrements tourbeux, dans le but de trouver des téphras, s'avère être un travail long et fastidieux, qui peut être efficacement remplacé par l'imagerie scanner.

Une première approche statistique des différents résultats présentés dans le manuscrit a été réalisée grâce à une collaboration avec Jean-François LENAIN (Laboratoire GRESE, Université de Limoges). Différents types de tests ont été utilisés pour l'analyses statistiques : le test par association de Fisher-Freeman-Halton et le test d'associaion par Bootstrap utilisant la corrélation de Pearson. L'étude statistique n'a pas été faite pour l'environnement lœssique puisque seul le Téphra d'Eltille est utilisable dans ce type d'analyse. Compte-tenu du peu de variables, certains des résultats obtenus sont largement discutables.

Relations existant entre le paramètre « nature du sédiment hôte » et les autres variables

L'analyses statistique ne révèle aucun lien entre la nature du sédiment hôte et la méthode de détection par susceptibilité magnétique, puisque la probabilité d'erreur est de près de 30% (Tableau 6). Ce résultat est tout-à-fait attendu puisque l'efficacité de la détection par susceptibilité magnétique réside principalement dans la présence de minéraux ferromagnétiques dans les cendres volcaniques et dans l'amplitude du contraste de susceptibilité entre le sédiment hôte et le téphra.

Variables	Levels		
SMS (2 levels)	non	oui	
ENV\$ (3 levels)	carbonate	loess	tourbe

Test	df	P(2-Tail)
Asymptotic	2	0,223
Exact		0,273

27% de risque d'erreur

Variables	Levels		
IMTS (2 levels)	non	oui	
ENV\$ (3 levels)	carbonate	loess	tourbe

Test	df	P(2-Tail)
Asymptotic	2	0,100
Exact		0,073

7,3% de risque d'erreur

Variables	Levels		
EPS (3 levels)	cm	mm	µm
ENV\$ (3 levels)	carbonate	loess	tourbe

Test	df	P(2-Tail)
Asymptotic	4	0,071
Exact		0,022

2,2% de risque d'erreur

Tableau 6 : analyses statistiques par test par association de Fisher-Freeman-Halton concernant la corrélation entre les environnements sédimentaires (ENV), la susceptibilité magnétique (SM), l'imagerie tridimensionnelle (IMT) et l'épaisseur des téphras (EP)

En revanche, un lien entre la nature du sédiment hôte et l'imagerie tridimensionnelle est clairement établi, avec un risque d'erreur de 7% seulement. Ce résultat est cependant à nuancer car, d'une part, l'imagerie scanner ne détecte pas seulement les téphras mais également toute autre passée sédimentaire de densité élevée. D'autre part, le résultat ne prend pas en compte le fait qu'un nombre plus important de téphras a été détecté dans la tourbe (six téphras) que dans les sédiments carbonatés (quatre téphras).

Cette analyse statistique établit aussi un lien apparent entre l'épaisseur du téphra et la nature du sédiment hôte, avec un risque d'erreur de seulement 2%. En réalité, il n'y en a pas. Cette erreur est simplement liée au fait que, dans les enregistrements carbonatés du Jura, nous n'avons observé que des téphras d'épaisseur millimétrique ou infra-millimétrique, alors que, dans les tourbes, les téphras détectés sont d'épaisseur centimétrique. Il ne s'agit donc pas d'une erreur, mais d'un biais.

Relations entre le paramètre épaisseur du téphra et les autres variables

Le *Tableau 7* montre que le lien entre l'épaisseur du téphra et la détection par XRF est significatif. La même observation peut être faite entre l'épaisseur et l'imagerie scanner. En revanche, il n'y a pas de rapport significatif entre l'épaisseur du téphra et la détection par susceptibilité magnétique.

Variables	Variables	Percentile Method	
		Lower	Upper
EP	XRF	0,080	0,929
EP	SM	-0,722	0,179
EP	IMT	0,070	0,869

Tableau 7 : relation statistiques entre l'épaisseur des téphras et les trois méthodes de détection par estimation Bootstrap utilisant la corrélation de Pearson. Le lien est significatif quand l'intervalle ne contient pas 0.

Ces résultats sont discutables. D'un point de vue méthodologique, l'efficacité des trois méthodes de détection semble étroitement liée à l'épaisseur du téphra puisque le pas de mesure et d'analyse est fixe et toujours inférieur au centimètre afin d'optimiser la détection des téphras les plus fins. Ce lien n'est pas retrouvé dans l'analyse statistique.

Cependant, nous travaillons dans des sédiments variés. Les corrélations, ici prises indépendamment du type de sédiment, sont donc incertaines et pas fiables. Il est plus judicieux d'avoir cette approche pour chaque environnement sédimentaire.

Relations entre la nature tourbeuse du sédiment hôte et les autres variables

Dans ce cas (Tableau 8), il y a un lien significatif entre l'épaisseur du dépôt et les méthodes de détection par XRF et susceptibilité magnétique. Aucune comparaison n'a pu être établie entre l'imagerie scanner et l'épaisseur des téphras dans un milieu tourbeux dès lors que cette méthode de détection a pu mettre en évidence les six téphras détectés dans la tourbe du Massif Central.

Variables	Variables	Percentile Method	
		Lower	Upper
EP	XRF	1,000	1,000
EP	SM	0,200	1,000

Tableau 8 : relation statistiques entre l'épaisseur des téphras et les méthodes de détection par XRF et susceptibilité magnétique en milieu tourbeux par estimation Bootstrap utilisant la corrélation de Pearson. Le lien est significatif quand l'intervalle ne contient pas 0.

Relations entre la nature carbonatée du sédiment hôte et les autres variables

Les conclusions sont identiques à celles obtenues ci-dessus dans le milieu tourbeux (Tableau 9). Un lien peut être fait entre l'épaisseur des téphras et les méthodes de détection par XRF et susceptibilité magnétique. Tout comme dans le milieu tourbeux, le lien entre imagerie scanner et l'épaisseur des téphras ne peut être établi puisque cette méthode a permis de détecter les quatre téphras présents dans les carbonates.

Variables	Variables	Percentile Method	
		Lower	Upper
EP	XRF	0,333	1,000
EP	IMT	0,333	1,000

Tableau 9: relation statistiques entre l'épaisseur des téphras et les méthodes de détection par XRF et susceptibilité magnétique en milieu carbonaté par estimation Bootstrap utilisant la corrélation de Pearson. Le lien est significatif quand l'intervalle ne contient pas 0.

Cette approche statistique nécessiterait de multiplier les résultats à prendre en compte. Uniquement basée sur les données présentées dans le manuscrit, elle permet d'observer des corrélations qui ne sont pas toujours d'une fiabilité indiscutable.

Sur un plan plus général, les résultats présentés dans ce travail de thèse s'inscrivent dans le cadre des travaux téphrostratigraphiques menés en Europe. Ils participent à l'objectif final, la construction d'un cadre téphrostratigraphique européen global permettant de corréler des séquences sédimentaires lacustres à des séquences marines et aux enregistrements polaires, depuis le Groenland jusqu'au bassin méditerranéen.

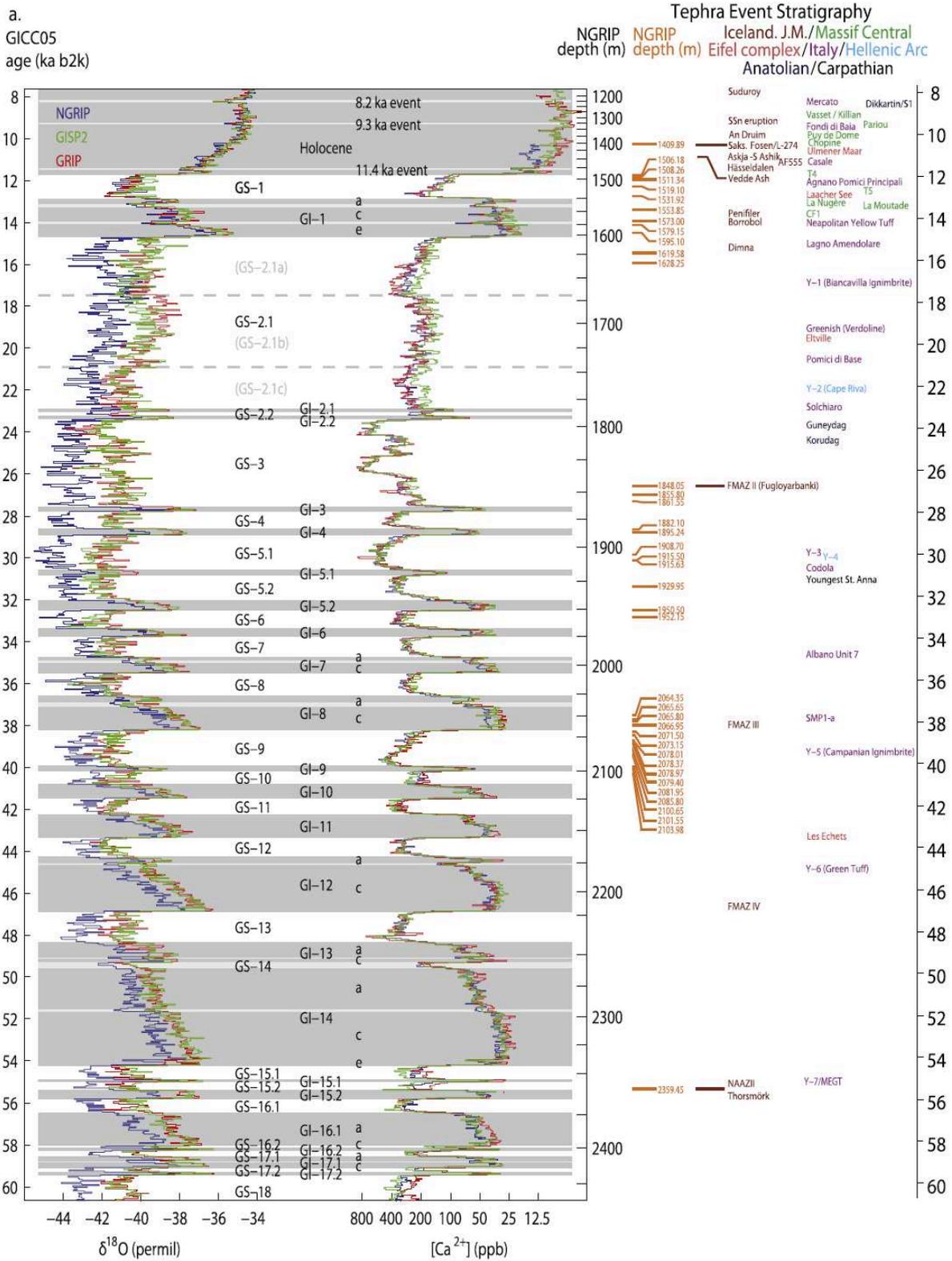


Figure 46 : Événements stratigraphiques entre 8 et 60 ka établis par INTIMATE (d'après Blockley *et al.*, 2014). Les téphras localisés dans la séquence de glace NGRIP sont notés en orange et sont décrits par Mortensen *et al.*, 2005, Davies *et al.* 2010, Bourne *et al.* 2013, et Rasmussen *et al.*, 2013.

Un nombre important de téphras ont été détectés dans les glaces du Groenland (Figure 46). Certains ont pu être identifiés, d'autres demeurent d'origine incertaine.

Des téphras-clés ont été décrits dans le Nord de l'Europe. Il s'agit notamment du téphra islandais Vedde Ash (12,1 ka) et du Laacher See Tephra (12,9 ka) originaire d'Allemagne, qui ont tous deux une très large extension géographique (Figure 47). Dans le Sud de l'Europe, d'autres téphras-clés, notamment les retombées volcaniques italiennes de l'Ignimbrite Campanienne (37 ka) et le Tuff Jaune Napolitain (14,1 ka), permettent de corréler l'ensemble des séquences sédimentaires de l'espace méditerranéen. La dispersion vers l'Est des produits de l'éruption Minoenne de Santorin (3,3 ka) permet d'étendre le cadre téphrostratigraphique méditerranéen jusqu'à l'Est de la Turquie.

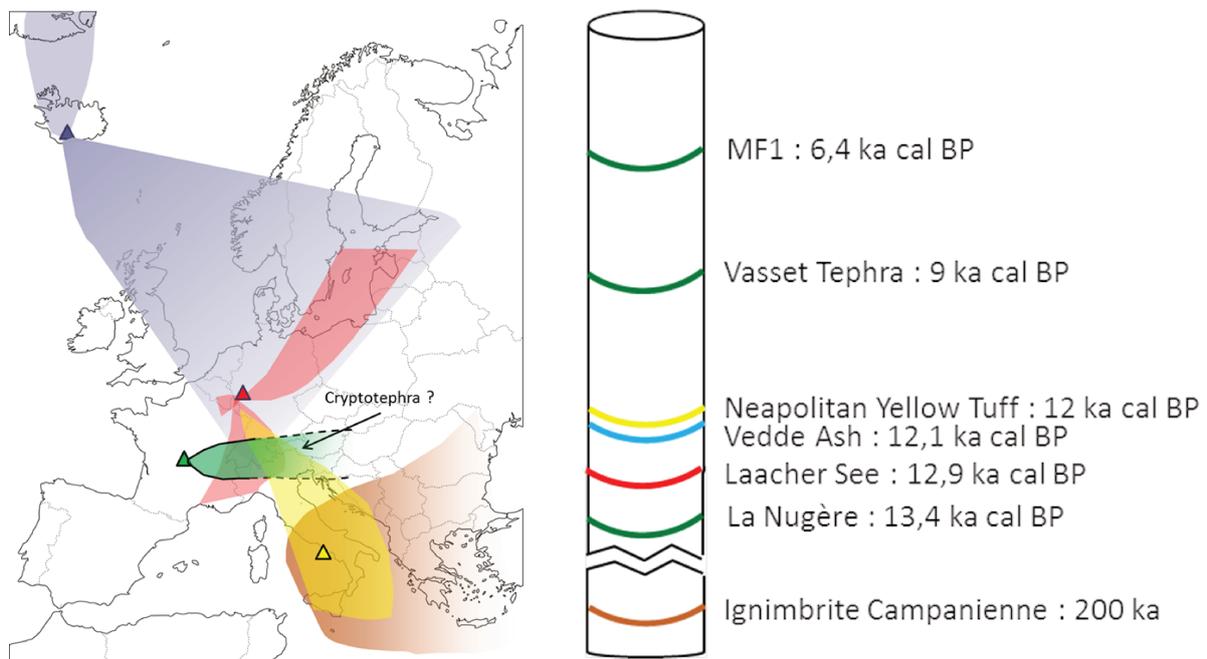


Figure 47 : dispersion des principaux téphras clés utilisés dans les cadres téphrostratigraphiques du Nord et du Sud de l'Europe (dispersion du Vedde Ash en bleu (Walter-Simonnet *et al.*, 2008), dispersion du Laacher See téphra en rouge (Van den bogaard et Schmincke, 1985), dispersion du Tuff Jaune Napolitain en jaune et de l'Ignimbrite Campanienne en orange (Wulf *et al.*, 2008 ; Lowe *et al.*, 2012 ; Lane *et al.*, sous presse). La dispersion supposée du téphra MF1, du Vasset téphra et du téphra de la Nugère est marquée en vert.

En revanche, la partie centrale de l'Europe de l'Ouest apparaît dépourvue d'un cadre téphrostratigraphique similaire, permettant de coupler le Nord et le Sud de l'Europe. Plusieurs études téphrostratigraphiques ont été menées dans le centre de l'Europe jusqu'à maintenant, mais peu de séquences sédimentaires constituent des enregistrements-clés capables de relier les séquences sédimentaires du Nord et du Sud de l'Europe (Figure 48).

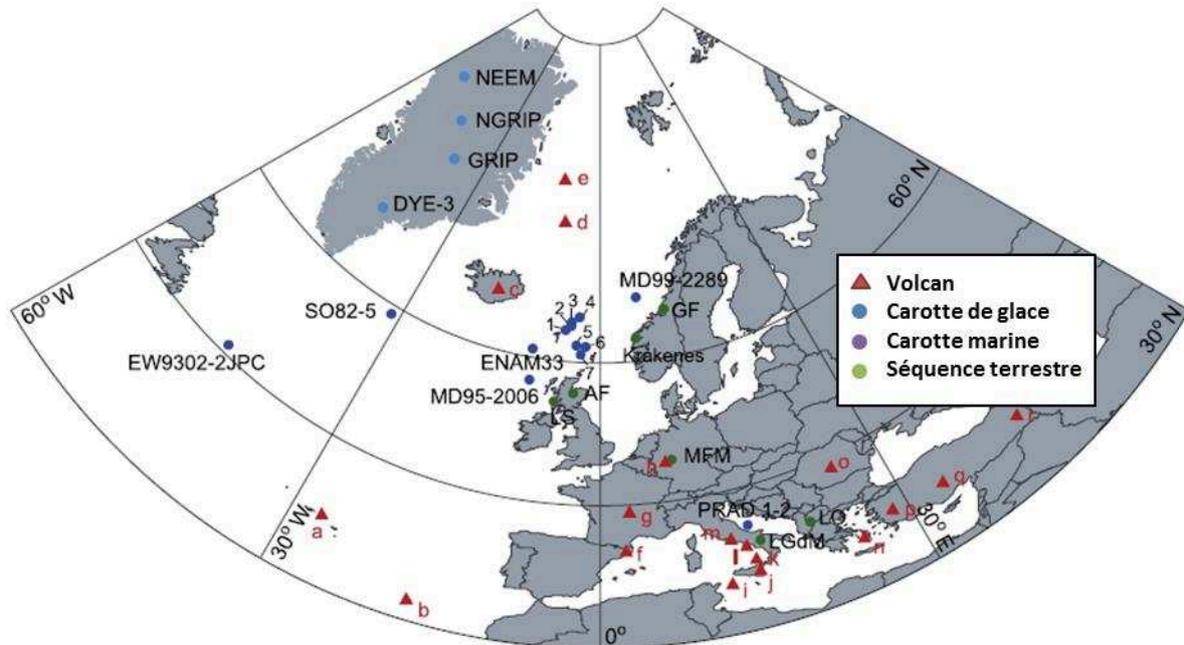


Figure 48 : carte de localisation des principales provinces volcaniques européennes et des principales séquences sédimentaires (d'après Blockley *et al.*, 2014). Volcanoes: a = Azores, b = Canaries, c = Icelandic volcanoes, d = Jan Mayen, e = Vesteris, f = Olot, g = Massif Central, h = Eifel, i = Pantelleria, j = Etna, k = Aeolian Islands, l = Campanian Volcanic Zone, m = Roman Province, n = Hellenic Arc, o = Carpathians, p = Western Anatolia, q = Central Anatolia, r = Eastern Anatolia. Marine Cores: 1 = ENAM93-20, 2 = JM11-19 PC, 3 = ENAM93-21, 4 = MD95-2009, 5 = LINK16, 6 = LINK17, 7 = LINK15. Terrestrial Sequences: LS = Loch an t'Suidhe, AF = Abernethy Forest, GF = Grønli fen, MFM = Meerfelder Maar, LGdM = Lago Grande di Monticchio, LO = Lake Ohrid.

Les études téphrostratigraphiques menées dans le Jura et dans le Massif Central participent à ce travail. Les études menées dans les Monts du Forez montrent le fort potentiel de cette zone et incitent à l'avenir à étendre et amplifier l'étude de sites localisés entre les Monts du Forez, l'Est de l'Italie, le Sud de l'Allemagne et l'Autriche, afin de peut-être trouver, de part et d'autre de la chaîne alpine, des téphras et cryptotéphras issus de l'activité de la Chaîne des Puys (Figure 47).

Références bibliographiques

Algeo, T., Phillips, M., Jaminski, J., Fenwick, M., 1994. High-Resolution X-Radiography of Laminated Sediment Cores. *J. Sediment. Res. Sect. A-Sediment. Petrol. Process.* 64, 665–703.

Ananou, B., Regnier, S., Ksari, Y., Marfaing, J., Stepanov, A., Touchard, Y., Rochette, P., 2003. Detection of diluted marine tertiary tephra by electron spin resonance and magnetic measurements. *Geophysical Journal International* 155, 341–349.

Baales, M., Joris, O., Street, M., Bittman, F., Weninger, B., Wiethold, J., 2002. Impact of the late glacial eruption of the Laacher See volcano, central Rhineland, Germany. *Quaternary Research* 58, 273–288.

Baillie, M.G.L., Munro, M. a. R., 1988. Irish tree rings, Santorini and volcanic dust veils. *Nature* 332, 344–346.

Barker, P., Telford, R., Merdaci, O., Williamson, D., Taieb, M., Vincens, A., Gibert, E., 2000. The sensitivity of a Tanzanian crater lake to catastrophic tephra input and four millennia of climate change. *The Holocene* 10, 303–310.

Battarbee, R. W., 1986. Diatom analysis. In B. E. Berglund (Ed.), *Handbook of Holocene palaeoecology and palaeohydrology*. 527–570. Chichester: Wiley.

Baudry, D., Camus, G., 1970. Les projections volcaniques de la Chaîne des Puys et leurs utilisations. Rapport B.R.G.M. 70.S.G.N 61. M.C.E. Bull BRGM 11: 1-53

Bergman, J., Wastegård, S., Hammarlund, D., Wohlfarth, B., Roberts, S.J., 2004. Holocene tephra horizons at Klocka Bog, west-central Sweden: aspects of reproducibility in subarctic peat deposits. *J. Quaternary Sci.* 19, 241–249.

Bichet, V., Campy, M., 2009. Montagnes du Jura : Géologie et paysages. NEO Editions, Besançon.

Blockley, S.P.E., Pyne-O'Donnell, S.D.F., Lowe, J.J., Matthews, I.P., Stone, A., Pollard, A.M., Turney, C.S.M., Molyneux, E.G., 2005. A new and less destructive laboratory procedure for the physical separation of distal glass tephra shards from sediments. *Quat. Sci. Rev.* 24, 1952–1960.

Boespflug, X., Ross, N., Long, B., Dumais, J.F., 1994. Tomodensitométrie axiale: relation entre l'intensité tomographique et la densité de la matière. *Can. J. Earth Sci.* 31, 426–434.

Bogaard, C. v d, Schmincke, H.-U., 2002. Linking the North Atlantic to central Europe: a high-resolution Holocene tephrochronological record from northern Germany. *J. Quaternary Sci.* 17, 3–20.

Bogaard, C. v d, Dorfler, W., Glos, R., Nadeau, M.J., Grootes, P.M., Erlenkeuser, H., 2002. Two tephra layers bracketing late Holocene paleoecological changes in northern Germany. *Quat. Res.* 57, 314–324.

Bogaard, C. v d, Dörfler, W., Sandgren, P., Schmincke, H.-U., 1994. Correlating the holocene records: Icelandic tephra found in Schleswig-Holstein (Northern Germany). *Naturwissenschaften* 81, 554–556.

Bogaard, P. v d, Schmincke, H.-U., 1984. The eruptive center of the late quaternary Laacher see tephra. *Geol Rundsch* 73, 933–980.

Bogaard, P. v d, Schmincke, H.-U., 1985. Laacher See Tephra: A widespread isochronous late Quaternary tephra layer in central and northern Europe. *Geological Society of America Bulletin* 96, 1554–1571.

Boivin, P., Besson, J.C., Briot, D., Gourgaud, A., 2009. *Volcanologie de la chaîne des Puys*. PNR Volcans d'Auvergne.

Bossuet, G., Richard, H., Magny, M., Rossy, M., 1997. A new occurrence of Laacher See Tephra in the Central Jura (France). The mire of Le Lautrey. *Comptes Rendus De L Academie Des Sciences Serie Ii Fascicule a-Sciences* 325, 43–48.

Boygles, J., 1998. A little goes a long way: discovery of a new mid-Holocene tephra in Sweden. *Boreas* 27, 195–199.

Boygles, J., 2004. Towards a Holocene tephrochronology for Sweden: geochemistry and correlation with the North Atlantic tephra stratigraphy. *J. Quaternary Sci.* 19, 103–109.

Bradley, R.S., 1988. The explosive volcanic eruption signal in northern hemisphere continental temperature records. *Climatic Change* 12: 221–243.

Brauer, A., Casanova, J., 2001. Chronology and depositional processes of the laminated sediment record from Lac d'Annecy, French Alps. *J. Paleolimn.* 25, 163–177.

Brousse, R., Delibrias, G., Labeyrie, J., Rudel, A., 1966. Datation par la méthode du carbone 14 d'une éruption domitique de la chaîne des Puys. *Compte Rendu de l'Académie des Sciences de Paris, Serie D*, 263, 1812–1815.

Brousse, R., Delibrias, G., Labeyrie, J., Rudel, A., 1969. Éléments de chronologie de la chaîne des Puys. *Bulletin de la Société géologique de France*, 11, 770–793.

Campy, M., 1982. Le quaternaire franc-comtois: Essai chronologique et paléoclimatique. Thèse de doctorat, Université de Franche-comté, Besançon.

Cremer, H., Bunnik, F.P.M., Donders, T.H., Hoek, W.Z., Koolen-Eekhout, M., Koolmees, H.H., Lavooi, E., 2010. River flooding and landscape changes impact ecological conditions of a scour hole in the Rhine-Meuse delta, The Netherlands. *Journal of Palaeolimnology* 44, 789–801.

Crémer, J.-F., B. Long, G. Desrosiers, L. de Montety, and J. Locat. 2002. Application de la scanographie à l'étude de la densité des sédiments et à la caractérisation des structures sédimentaires: exemple des sédiments déposés dans la rivière Saguenay (Québec, Canada) après la crue de juillet 1996. *Can. Geotech. J.* 39:440-450.

Cupillard, C., Magny, M., Bocherens, H., Bridault, A., Bégeot, C., Bichet, V., Bossuet, G., Drucker, D., Gauthier, E., Jouannic, G., Millet, L., Richard, H., Rius, D., Ruffaldi, P., Walter-Simonnet, A.V. - Sous presse - Ecosystem and human responses to palaeoclimate changes in the Jura Mountains between 40 and 8 ka cal BP. *Quaternary International*.

Damaschke, M., Sulpizio, R., Zanchetta, G., Wagner, B., Boehm, A., Nowaczyk, N., Rethemeyer, J., Hilgers, A., 2013. Tephrostratigraphic studies on a sediment core from Lake Prespa in the Balkans. *Climate of the Past* 9, 267–

David, F., Farjanel, G., Jolly, M.P., 2001. Palyno- and chronostratigraphy of a long sequence from Lac d'Annecy (northern outer Alps, France). *Journal of Paleolimnology* 25, 259–269.

Davies, S.M., Hoek, W.Z., Bohncke, S.J.P., Lowe, J.J., O'Donnell, S.P., Turney, C.S.M., 2005. Detection of lateglacial distal tephra layers in the Netherlands. *Boreas* 34, 123–135.

Davies, S.M., Wastegard, S., Abbott, P.M., Barbante, C., Bigler, M., Johnsen, S.J., Rasmussen, T.L., Steffensen, J.P., Svensson, A., 2010. Tracing volcanic events in the NGRIP ice-core and synchronising North Atlantic marine records during the last glacial period. *Earth Planet. Sci. Lett.* 294, 69–79.

Davies, S.M., Wastegard, S., Rasmussen, T.L., Svensson, A., Johnsen, S.J., Steffensen, J.P., Andersen, K.K., 2008. Identification of the Fugloyarbanki tephra in the NGRIP ice core: a

key tie-point for marine and ice-core sequences during the last glacial period. *J. Quat. Sci.* 23, 409–414.

de Klerk, P., Janke, W., Kuehn, 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). *Paleogeogr. Paleoclimatol. Paleoecol.* 270, 196–214.

de Montety, L., Long, B., Desrosiers, G., Crémer, J-F., Locat, J., Stora, G., 2003. Utilisation de la scanographie pour l'étude des sédiments: influence des paramètres physiques, chimiques et biologiques sur la mesure des intensités tomographiques. *Can. J. Earth Sci.* 40:937-948

Dugmore, A.J. et Newton A.J., 1992. Thin tephra layers in peat revealed by X radiography. *Journal of Archaeological Science*, 19, 163-170

Dugmore, A., Larsen, G., Newton, A., 1995. 7 Tephra Isochrones in Scotland. *Holocene* 5, 257–266.

Dugmore, A., Newton, A., Sugden, D., Larsen, G., 1992. Geochemical Stability of Fine-Grained Silicic Holocene Tephra in Iceland and Scotland. *J. Quat. Sci.* 7, 173–183.

Dugmore, A.J., 1989. Iceland volcanic ash in late-Holocene peats in Scotland, *Scottish Geographical Magazine*, 105 3 p.169-172

Dugmore, A.J. et Newton, A.J. 1998: Holocene tephra layers in the Faroe Islands . *Froðskaparrit* 46, 191-204

Eastwood, W.J., Tibby, J., Roberts, N., Birks, H.J.B., Lamb, H.F., 2002. The environmental impact of the Minoan eruption of Santorini (Thera): statistical analysis of palaeoecological data from Golbisar, southwest Turkey. *The Holocene* 12, 431–444.

Eicher, G., Rounsefell, G., 1957. Effects of lake fertilization by volcanic activity on abundance of salmon. *Limnology and Oceanography - LIMNOL OCEANOGR* 2, 70–76.

Eicher, U., 1987. Die spätglazialen sowie die frühpostglazialen Klimaverhältnisse im Bereiche der Alpen: Sauerstoffisotopenkurven kalkhaltiger Sedimente. *Geographica Helvetica* 42, 99-104.

Finsinger, W., Belis, C., Blockley, S.P.E., Eicher, U., Leuenberger, M., Lotter, A.F., Ammann, B., 2008. Temporal patterns in lacustrine stable isotopes as evidence for climate change during the late glacial in the Southern European Alps. *J. Paleolimnol.* 40, 885–895.

Fourmont, A., Macaire, J.-J., Bréhéret, J.-G., Argant, J., Prat, B., Vernet, G., 2006. Tephra in lacustrine sediments of the Sarliève marsh (French Massif Central): age and preservation. *Comptes Rendus Geoscience* 338, 1141–1149.

Francus, P., Lamb, H., Nakagawa, T., Marshall, M., Brown, E., 2009. The potential of high-resolution X-ray fluorescence core scanning: applications in paleolimnology. *PAGES (Past Global Changes) News* 17, 93–95.

Frechen, J. (1952). Die Herkunft der spätglazialen Bimstoffe in mittel-und süddeutschen Mooren. *Geologisches Jahrbuch* 67, 209–230.

Gehrels, M.J., Newnham, R.M., Lowe, D.J., Wynne, S., Hazell, Z.J., Caseldine, C., 2008. Towards rapid assay of cryptotephra in peat cores: Review and evaluation of various methods. *Quat. Int.* 178, 68–84.

Jouannic, G., Walter-Simonnet, A.V., Bossuet, G., Develle, A.L., Delabrousse, E., Loup, C., 2014a. Original detection methods for tephra layers and cryptotephra. *STRATI 2013, First International Congress on Stratigraphy At the cutting edge of Stratigraphy, Series Springer Geology.* ISBN 978-3-319-04363-0

- Hall, V.A., Pilcher, J.R.,** 2002. Late-Quaternary Icelandic tephra in Ireland and Great Britain: detection, characterization and usefulness. *The Holocene* 12, 223–230.
- Harper, M., Howorth, R., Mcleod, M.,** 1986. Late Holocene Diatoms in Lake Poukawa - Effects of Airfall Tephra and Changes in Depth. *N. Z. J. Mar. Freshw. Res.* 20, 107–118.
- Hickmann, M., Reasoner, M.,** 1994. Diatom responses to late Quaternary vegetation and climate change, and to deposition of two tephra in an alpine and subalpine lake in Yoho National Park, British Columbia. *J. Paleolimnol.* 11, 173–188.
- Hogg, A.G., McCraw, J.D.,** 1983. Late Quaternary tephra of Coromandel Peninsula, North Island, New Zealand: A mixed peralkaline and calcalkaline tephra sequence. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* 26, 163–187.
- Hounsfeld, G.N.,** 1973. Computerized transverse axial scanning (tomography): Part 1. Description of system. *The British Journal of Radiology* 46, 1016–1022.
- Jouannic, G., Gillot, P.-Y., Goiran, J.-P., Lefevre, J.-C., Siani, G., Salomon, F.,** 2013. Tephrochronological Study in the Maccarese Lagoon (near Rome, Italy): Identification of Holocene Tephra Layers. *Quaternaire* 24, 65–74.
- Jouannic, G., Walter-Simonnet, A.V., Bossuet, G., Bégeot, C., Develle, A.L.,** Detecting and identifying tephra in an aggressive medium: a case study from lacustrine carbonated infillings from Jura mountains. *Soumis dans Journal of Quaternary Science.*
- Jouannic, G., Walter-Simonnet, A.V., Bossuet, G., Cubizolle, H., Boivin, P., Devidal, J.L., Oberlin, C.,** 2014b. Occurrence of an unknown Atlantic eruption in the Chaîne des Puys volcanic field (Massif Central, France). *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 283, 94–100.
- Juvigné, E.,** 1987. Deux retombées volcaniques tardiglaciaires dans le Cézaillier (Massif Central, France). *quate* 24, 241–249.
- Juvigne, E.,** 1991. Distribution of Widespread Postglacial Tephra Sheets from the Eifel and the Central-Massif in Ne France and Neighboring Regions. *Comptes Rendus De L Academie Des Sciences Serie Ii* 312, 415–420.
- Juvigné, E.H., Kroonenberg, S.B., Veldkamp, A., Arabi, A.E., Vernet, G.,** 1992. Widespread Alleröd and boreal trachyandesitic to trachytic tephra layers as stratigraphical markers in the Massif Central, France. *quate* 3, 137–146.
- Klee, R., Schmidt, R. & Müller, J.** 1993. Alleröd diatoms assemblages in prealpine hardwater lakes of Bavaria and Austria as preserved by the Laacher See eruption event. *Limnologica* 23: (2) 131–143.
- Knoll, G.F.** 1989. Radiation detection and measurement. John Wiley & Sons Inc., New York.
- Koyaguchi, T., Tokuno, M.,** 1993. Origin of the Giant Eruption Cloud of Pinatubo, June 15, 1991. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 55, 85–96.
- Kylander, M.E., Lind, E.M., Wastegard, S., Lowemark, L.,** 2012. Recommendations for using XRF core scanning as a tool in tephrochronology. *Holocene* 22, 371–375.
- Lane, C.S., Brauer, A., Martín-Puertas, C., Blockley, S.P.E., Smith, V.C., Tomlinson, E.L.,** sous presse. The Late Quaternary tephrostratigraphy of annually laminated sediments from Meerfelder Maar, Germany. *Quaternary Science Reviews*. DOI: 10.1016/j.quascirev.2015.05.025
- Lane, C.S., Blockley, S.P.E., Lotter, A.F., Finsinger, W., Filippi, M.L., Matthews, I.P.,** 2012. A regional tephrostratigraphic framework for central and southern European climate archives during the Last Glacial to Interglacial transition: comparisons north and south of the Alps. *Quaternary Science Reviews* 36, 50–58.

Lane, C.S., Blockley, S.P.E., Ramsey, C.B., Lotter, A.F., 2011. Tephrochronology and absolute centennial scale synchronisation of European and Greenland records for the last glacial to interglacial transition: A case study of Soppensee and NGRIP. *Quat. Int.* 246, 145–156.

Langdon, P.G., Barber, K.E., 2001. New Holocene tephras and a proxy climate record from a blanket mire in northern Skye, Scotland. *J. Quaternary Sci.* 16, 753–759.

Langdon, P.G., Caseldine, C.J., Croudace, I.W., Jarvis, S., Wastegård, S., Crowford, T.C., 2011. A chironomid-based reconstruction of summer temperatures in NW Iceland since AD 1650. *Quaternary Research* 75, 451–460.

Le bas, M., Lemaitre, R., Streckeisen, A., Zanettin, B., 1986. A chemical classification of volcanic-rocks based on the total alkali silica diagram. *J. Petrol.* 27, 745–750.

Lees, J.A., Flower, R.J., Ryves, D., Vologina, E., Sturm, M., 1998. Identifying sedimentation patterns in Lake Baikal using whole core and surface scanning magnetic susceptibility. *J. Paleolimn.* 20, 187–202.

Leroux, A., Bichet, V., Magny, M., Walter-Simonnet, A.-V., Simonnet, J.-P., Baltzer, A., 2006. La séquence sédimentaire du lac Saint-Point (massif du Jura, France) : une analyse multi-paramètres à haute résolution du Tardiglaciaire et de l'Holocène., in: Réunion des Sciences de la Terre. Dijon, France.

Lotter, A., Birks, H., Zolitschka, B., 1995. Late-Glacial Pollen and Diatom Changes in Response to 2 Different Environmental Perturbations - Volcanic-Eruption and Younger Dryas Cooling. *J. Paleolimn.* 14, 23–47.

Lotter, A., Eicher, U., Siegenthaler, U., Birks, H., 1992. Late-Glacial Climatic Oscillations as Recorded in Swiss Lake-Sediments. *J. Quat. Sci.* 7, 187–204.

Lowe, D.J., 1988a. Stratigraphy, age, composition, and correlation of late Quaternary tephras interbedded with organic sediments in Waikato lakes, North Island, New Zealand. *New Zealand Journal of Geology and Geophysics* 31, 125–165.

Lowe, D.J., Hunt, J.B., 2001. A summary of terminology used in tephra-related studies. In *Tephras chronology archaeology* by Juvigné, E., Raynal, J.-P. (Eds.), 2001. CDERAD éditeur, Goudet, France.

Lowe, D.J., Tephra Workshop (1980 : Wellington), 1981. Detection of thin tephra deposits in peat and organic lake sediments by rapid X-radiography and X-ray fluorescence techniques. *Proceedings of the Tephra Workshop, June 30-July 1, 1980 / Howorth, R. (ed.), Collen, J.D. (ed.)*.

Lucht, W., Prentice, I.C., Myneni, R.B., Sitch, S., Friedlingstein, P., Cramer, W., Bousquet, P., Buermann, W., Smith, B., 2002. Climatic Control of the High-Latitude Vegetation Greening Trend and Pinatubo Effect. *Science* 296, 1687–1689.

Mangerud, J., Furnes, H., Jóhansen, J., 1986. A 9000-year-old ash bed on the Faroe islands. *Quaternary Research* 26, 262–265.

Mangerud, J., Lie, S., Furnes, H., Krisiansen, I., Lomo, L., 1984. A Younger Dryas Ash Bed in Western Norway, and Its Possible Correlations with Tephra in Cores from the Norwegian Sea and the North-Atlantic. *Quat. Res.* 21, 85–104. doi:10.1016/0033-5894(84)90092-9

Marshall et al., 2012 A novel approach to varve counting using mu XRF and X-radiography in combination with thin-section microscopy, applied to the Late Glacial chronology from Lake Suigetsu, Japan

Maury, R.C., Brousse, R., Villemant, B., Joron, J.L., Jaffrezic, H., Treuil, M., 1980. Cristallisation fractionnée d'unmagma basaltique alcalin; la sériede laChaînedesPuys (Massif Central, France). *Bull. Mineral.* 103, 250–265.

- Meara, R.H.**, 2012. Geochemical Fingerprinting of Icelandic Silicic Holocene Tephra Layers(Ph.D. Thesis) University of Edinburg, United Kingdom.
- Mellis, O.**, 1954. Volcanic Ash-Horizons in Deep-Sea Sediments from the Eastern Mediterranean. *Deep-Sea Research* 2, 89–92.
- Merkt, J., Müller, H., Knabe, W., Müller, P., Weiser, T.**, 1993. The early Holocene Saksunarvatn tephra found in lake sediments in NW Germany. *Boreas* 22, 93–100.
- Miallier, D., Sanzelle, S., Pilleyre, T., Vernet, G., Brugière, S., Danhara, T.**, 2004. Nouvelles données sur le téphra de Sarliève et le téphra CF7, marqueurs chronostratigraphiques de Grande Limagne (Massif central, France). *Comptes Rendus Geoscience* 336, 1–8.
- Migeon, S., Weber, O., Faugeres, J.C., Saint-Paul, J.**, 1999. SCOPIX: A new X-ray imaging system for core analysis. *Geo-Mar. Lett.* 18, 251–255.
- Moreno, A., Giralt, S., Valero-Garcés, B., Sáez, A., Bao, R., Prego, R., Pueyo, J.J., González-Sampériz, P., Taberner, C.**, 2007. A 14 kyr record of the tropical Andes: The Lago Chungará sequence (18°S, northern Chilean Altiplano). *Quaternary International* 161, 4–21.
- Moscariello, A., Costa, F.**, 1997. The Upper Laacher See Tephra in Lake Geneva sediments: paleoenvironmental and paleoclimatological implications. *Schweiz. Mineral. Petrogr. Mitt.* 77, 175–185.
- Ninkovich, D., Heezen, B.C.**, 1967. Physical and Chemical Properties of Volcanic Glass Shards from Pozzuolana Ash, Thera Island, and from Upper and Lower Ash Layers in Eastern Mediterranean Deep Sea Sediments. *Nature* 213, 582–584.
- Nowaczyk, N.R., Frederichs, T.W., Kassens, H., Norgaard-Pedersen, N., Spielhagen, R.F., Stein, R., Weiel, D.**, 2001. Sedimentation rates in the Makarov Basin, central Arctic Ocean: A paleomagnetic and rock magnetic approach. *Paleoceanography* 16, 368–389.
- Oldfield, F., Thompson, R.**, 1986. Special Issue - Mineral Magnetism Studies - Papers from Mineral Magnetism Studies Colloquium Held at Liverpool-University, Gt Britain 3-4 March 1984 - Preface. *Phys. Earth Planet. Inter.* 42, R7–R8.
- Påhlsson, I and Bergh Alm, K**, 1985. Pollen-Analytical Studies of the Cores 14103-3 and 14102-1 from the Western Baltic. *Striae* 23, 74-82.
- Palais, J., Germani, M., Zielinski, G.**, 1992. Interhemispheric Transport of Volcanic Ash from a 1259 Ad Volcanic-Eruption to the Greenland and Antarctic Ice Sheets. *Geophys. Res. Lett.* 19, 801–804.
- Parker DE, Wilson H, Jones PD, Christy JR, Folland CK.** 1996. The impact of Mount Pinatubo on worldwide temperatures. *International Journal of Climatology* 16: 487–497.
- Persson, C.**, 1971. Tephrochronological investigations of peat deposits in Scandinavia and on the Faroe Islands. *Sveriges Geologiska Undersökning*, 65, 3-34.
- Pilcher, J.R., Hall, V.A.**, 1992. Towards a tephrochronology for the Holocene of the north of Ireland. *The Holocene* 2, 255–259.
- Pilcher, J.R., Hall, V.A., McCormac, F.G.**, 1995. Dates of Holocene Icelandic volcanic eruptions from tephra layers in Irish peats. *The Holocene* 5, 103–110.
- Pissart, A.**, 2003. The remnants of Younger Dryas lithalsas on the Hautes Fagnes Plateau in Belgium and elsewhere in the world. *Geomorphology, Periglacial Geomorphology at the Beginning of the 21st Century* 52, 5–38.
- Poutiers, J.**, 1968 - Sur la susceptibilité magnétique des sables littoraux de la Baie des Anges. *Compte Rendu de l'Académie des Sciences de Paris*, 268, 485-488.

- Poutiers, J., Gonthier, E., 1978** - Sur la susceptibilité magnétique des sédiments du bassin d'Islande comme indicateur de la dispersion du matériel volcanoclastique à partir de l'Islande et des Faeroe (Mission Faegas II) Bulletin I.G.B.A., 214-226.
- Ramaswamy, V., 1992.** Explosive start to last ice age. *Nature* 359, 14–14.
- Raynal, J.-P., Vernet, G., Fain, J., Miallier, D., Montret, M., Pilleyre, T., Sanzelle, S., 1994.** Téphrostratigraphie et Préhistoire des 160 derniers millénaires en Limagne d'Auvergne (Massif Central, France). *bspf* 91, 149–160.
- Richter, T.O., Gaast, S. van der, Koster, B., Vaars, A., Gieles, R., Stigter, H.C. de, Haas, H.D., Weering, T.C.E. van, 2006.** The Avaatech XRF Core Scanner: technical description and applications to NE Atlantic sediments. Geological Society, London, Special Publications 267, 39–50.
- Robock A. 2000.** Volcanic eruptions and climate. *Reviews of Geophysics* 38: 191–219.
- Ruddiman, W.F., Glover, L.K., 1972.** Vertical Mixing of Ice-Rafted Volcanic Ash in North Atlantic Sediments. *Geological Society of America Bulletin* 83, 2817–2836.
- Ryves, D.B., Battarbee, R.W., Juggins, S., Fritz, S., Anderson, N.J., 2006.** Physical and chemical predictors of diatom dissolution in freshwater and saline lake sediments in North America and West Greenland. *Limnol. Oceanogr.* 51, 1355–1368
- Sandgren, P., Snowball, I., 2001.** The Late Weichselian sea level history of the Kullen Peninsula in northwest Skane, southern Sweden. *Boreas* 30, 115–130.
- Stephens, T., Atkin, D., Cochran, U., Augustinus, P., Reid, M., Lorrey, A., Shane, P., Street-Perrott, A., 2012.** A diatom-inferred record of reduced effective precipitation during the Last Glacial Coldest Phase (28.8-18.0 cal kyr BP) and increasing Holocene seasonality at Lake Pupuke, Auckland, New Zealand. *J. Paleolimn.* 48, 801–817.
- Telford, R.J., Barker, P., Metcalfe, S., Newton, A., 2004.** Lacustrine responses to tephra deposition: examples from Mexico. *Quat. Sci. Rev.* 23, 2337–2353.
- Thorarinsson, S. 1944.** Tefrokronologiska studier på Island. *Geografiska Annaler* 26, 1–217.
- Thorarinsson, S., 1967.** Surtsey the new island in the North Atlantic. Viking Press, New York.
- Turney, C.S.M., Van den Burg, K., Wastegard, S., Davies, S.M., Whitehouse, N.J., Pilcher, J.R., Callaghan, C., 2006.** North European last glacial–interglacial transition (LGIT; 15–9 ka) tephrochronology: extended limits and new events. *J. Quat. Sci.* 21, 335–345.
- Urrutia, R., Araneda, A., Cruces, F., Torres, L., Chirinos, L., Treutler, H.C., Fagel, N., Bertrand, S., Alvia, I., Barra, R., Chapron, E., 2007.** Changes in diatom, pollen, and chironomid assemblages in response to a recent volcanic event in Lake Galletue (Chilean Andes). *Limnologica* 37, 49–62.
- Van Straaten, L.M.U., 1967.** Turbidites ash layers and shell beds in bathyal zone of southeastern Adriatic Sea. *Revue de Géographie Physique et de Géologie Dynamique* 9, 219.
- Vanniere, B., Bossuet, G., Walter-Simonnet, A.V., Ruffaldi, P., Adatte, T., Rossy, M., Magny, M., 2004.** High-resolution record of environmental changes and tephrochronological markers of the Last Glacial-Holocene transition at Lake Lautrey (Jura, France). *J. Quat. Sci.* 19, 797–808.
- Vernet, G., 1992.** Message du volcanisme régional dans les formations quaternaires de Limagne occidentale (Massif Central Français). *Minéraux denses et retombées* (Ph.D. Thesis) University of Bordeaux, France.

Vernet, G., 1998. Un exemple d'impact du volcanisme sur l'évolution, d'un réseau hydrographique : l'éruption du Maar de Saint-Hippolyte en Limagne septentrionale (France). *Quaternary Science Reviews* 9, 7–14.

Vernet, G., Raynal, J.-P., 1995. La Tephra des Roches, marqueur du volcanisme contemporain de la fin du Magdalénien dans le Massif Central français.

Vernet, G., Raynal, J.-P., 2000. Un cadre téphrostratigraphique réactualisé pour la préhistoire tardiglaciaire et holocène de Limagne (Massif central, France). *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences - Series IIA - Earth and Planetary Science* 330, 399–405.

Vernet, G., Raynal, J.-P., 2002. Eruptions trachytiques de la Chaîne des Puys (France) et leurs impacts sur les environnements.

Vernet, G., Raynal, J.-P., 2008. The Marsat formation and the CF7 tephra, distal markers of violent trachytic eruption of the Chaîne des Puys during the Boreal period. *Quaternary Science Reviews* 19, 97–106.

Vogel, H., Zanchetta, G., Sulpizio, R., Wagner, B., Nowaczyk, N., 2010. A tephrostratigraphic record for the last glacial–interglacial cycle from Lake Ohrid, Albania and Macedonia. *Journal of Quaternary Science* 25, 320–338.

Walter-Simonnet, A.-V., Bossuet, G., Develle, A.-L., Bégeot, C., Ruffaldi, P., Magny, M., Adatte, T., Rossy, M., Simonnet, J.-P., de Beaulieu, J.-L., Thivet, M., Millet, L., Regent, B., Wackenheim, C., Vannièrre, B., 2008. Chronologie et spatialisation de retombées de cendres volcaniques tardiglaciaires dans les massifs des Vosges et du Jura, et le plateau suisse. *Quaternary Science Reviews* 117–132.

Wastegård, S., 2002. Early to middle Holocene silicic tephra horizons from the Katla volcanic system, Iceland: new results from the Faroe Islands. *Journal of Quaternary Science* 17, 723–730.

Wastegård, S., Björck, S., Grauert, M., Hannon, G.E., 2001. The Mjauvotn tephra and other Holocene tephra horizons from the Faroe Islands: a link between the Icelandic source region, the Nordic Seas, and the European continent. *Holocene* 11, 101–109.

Wastegård, S., Björck, S., Possnert, G., Wohlfarth, B., 1998. Evidence for the occurrence of Vedde ash in Sweden: radiocarbon and calendar age estimates. *Journal of Quaternary Science* 13, 271–274.

Wastegård, S., Wohlfarth, B., Subetto, D.A., Sapelko, T.V., 2000. Extending the known distribution of the Younger Dryas Vedde Ash into northwestern Russia. *Journal of Quaternary Science* 15, 581–586.

Williamson D., Thouveny N., Hillaire-Marcel C., Mondeguer A., Taieb M.E., Tiercelin J.-J., Vincens A., 1991. Chronological potential of palaeomagnetic oscillations recorded in Late Quaternary sediments from Lake Tanganyika. *Quaternary Science Reviews* 10 (4), 351–361.

Wood, C. A., 1992. Climatic Effects of the 1783 Laki Eruption, in Harington, C. R. (ed.), *The Year without a Summer? World Climate in 1816*, Canadian Museum of Nature, Ottawa, pp. 58–77.

Wulf, S., Ott, F., Slowinski, M., Noryskiewicz, A.M., Draeger, N., Martin-Puertas, C., Czymzik, M., Neugebauer, I., Dulski, P., Bourne, A.J., Blaszkiewicz, M., Brauer, A., 2013. Tracing the Laacher See Tephra in the varved sediment record of the Trzechowskie palaeolake in central Northern Poland. *Quaternary Science Reviews* 76, 129–139.

Wutke, K., Wulf, S., Tomlinson, E.L., Hardiman, M., Dulski, P., Luterbacher, J., Brauer, A., 2014. Geochemical properties and environmental impacts of seven Campanian tephra layers deposited between 40 and 38 ka BP in the varved lake sediments of Lago Grande di Monticchio, southern Italy. *Quaternary Science Reviews*, sous presse.

Zielinski, G.A., 2000. Use of paleo-records in determining variability within the volcanism–climate system. *Quaternary Science Reviews* 19, 417–438.

Annexes 1 : tableaux des compositions chimiques des verres volcaniques et des minéraux.

Clinopyroxenes	SiO₂	TiO₂	Al₂O₃	FeO	MgO	CaO	Na₂O	K₂O	Total
	51.68	1.30	5.15	5.20	15.95	19.63	0.84	0.02	99.77
	49.48	1.46	5.40	5.94	16.47	19.40	0.90	0.01	99.07
	51.26	0.62	4.90	7.29	14.71	17.47	0.91	0.02	97.19
	48.98	1.30	6.27	5.45	16.96	20.71	0.82	0.00	100.48
	50.83	0.88	6.27	5.35	15.30	18.28	0.79	0.02	97.72
	50.01	0.90	6.10	6.55	16.52	18.77	0.84	0.03	99.72
	49.60	1.10	6.36	6.37	16.39	18.13	0.86	0.00	98.80
	51.37	1.12	6.95	5.53	15.50	17.76	0.88	0.01	99.13
	51.04	0.77	5.59	4.83	16.59	17.48	0.84	0.00	97.14
	49.79	0.83	6.70	4.03	16.21	18.60	0.92	0.01	97.09
	49.14	1.30	5.23	7.04	15.22	17.55	0.74	0.02	96.22
	49.53	1.46	6.21	5.09	15.42	20.74	0.84	0.00	99.29
	50.45	0.67	6.88	5.61	14.87	18.28	0.95	0.03	97.74
	49.01	1.15	5.62	5.01	15.94	20.32	0.93	0.02	98.00
	49.45	1.02	5.07	4.31	15.70	18.43	0.89	0.00	94.88
	47.10	2.39	7.69	6.21	12.99	22.57	0.61	0.02	99.58
	46.46	3.30	5.85	5.56	14.42	21.33	0.71	0.00	97.64
	48.55	2.94	4.60	5.76	13.52	23.39	0.80	0.01	99.57
	45.27	2.92	7.52	6.10	12.59	23.53	0.63	0.01	98.58
<i>Mean</i>	49.42	1.44	6.02	5.64	15.33	19.60	0.83	0.01	98.30
<i>std dev</i>	1.68	0.82	0.87	0.84	1.24	1.97	0.10	0.01	
Orthopyroxenes	SiO₂	TiO₂	Al₂O₃	FeO	MgO	CaO	Na₂O	K₂O	Total
	56.16	0.09	3.35	6.27	31.20	2.10	0.18	0.01	99.35
	55.47	0.08	2.63	6.26	31.69	0.64	0.23	0.02	97.02
	56.18	0.09	3.14	7.56	32.08	0.74	0.09	0.02	99.90
	56.06	0.15	2.61	6.32	30.50	0.77	0.05	0.01	96.46
	55.47	0.02	3.02	5.79	31.71	1.60	0.08	0.00	97.71
	55.61	0.06	3.10	6.24	32.68	1.94	0.18	0.01	99.83
<i>Mean</i>	55.82	0.08	2.98	6.41	31.64	1.30	0.14	0.01	98.38
<i>std dev</i>	0.34	0.04	0.30	0.60	0.74	0.66	0.07	0.01	
Amphiboles	SiO₂	TiO₂	Al₂O₃	FeO	MgO	CaO	Na₂O	K₂O	Total
	40.40	4.04	14.42	9.02	13.75	11.45	2.30	2.21	97.59
	40.06	4.02	14.68	8.34	14.02	11.80	2.22	2.54	97.69
	40.44	3.70	14.17	8.00	13.89	11.59	2.14	2.13	96.05
	39.49	3.72	13.91	7.17	13.71	11.00	2.31	2.32	93.64
	40.07	3.90	14.60	5.97	14.53	11.65	2.32	2.42	95.46
	39.96	3.92	14.31	7.39	14.38	10.96	2.07	2.54	95.53
	40.21	3.89	13.92	9.60	14.33	11.43	2.20	1.89	97.48
	39.51	3.91	14.57	10.53	13.86	11.24	2.06	2.09	97.79
	39.67	3.99	14.45	9.42	13.58	11.58	2.31	2.37	97.36
	39.92	4.03	14.68	8.67	14.01	11.29	2.16	1.89	96.66
	40.06	3.75	14.01	9.37	13.68	11.22	2.33	2.58	97.00
	40.27	3.96	13.89	9.18	14.01	11.39	2.23	2.18	97.11
<i>Mean</i>	40.01	3.90	14.30	8.56	13.98	11.38	2.22	2.26	96.61
<i>std dev</i>	0.32	0.12	0.31	1.25	0.30	0.25	0.10	0.24	
Biotites	SiO₂	TiO₂	Al₂O₃	FeO	MgO	CaO	Na₂O	K₂O	Total
	39.39	4.21	15.56	6.11	17.03	0.03	0.33	9.41	92.07
	39.95	4.45	15.70	6.85	17.75	0.05	0.37	9.71	94.83
	39.80	4.44	15.60	6.67	17.52	0.04	0.36	9.68	94.11
	39.54	4.20	15.67	6.20	17.26	0.04	0.37	9.45	92.73
<i>Mean</i>	39.67	4.33	15.63	6.46	17.39	0.04	0.36	9.56	93.44
<i>std dev</i>	0.25	0.14	0.06	0.36	0.31	0.01	0.02	0.15	

Tableau 10 : composition chimique (non normalisée) des minéraux lourds du téphra de Rocourt.

Pyroxènes	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total
	46.86	2.92	8.30	6.66	0.14	12.88	23.02	0.58	0.01	101.41
	46.05	2.40	9.03	7.31	0.16	11.97	22.33	0.69	0.01	99.96
	45.41	2.24	8.15	7.57	0.16	12.42	23.41	0.47	0.03	99.90
	46.16	2.52	9.24	6.83	0.07	10.92	23.65	0.41	0.00	99.85
	45.53	2.66	8.48	8.16	0.07	11.50	22.59	0.72	0.03	99.80
	44.83	2.53	9.07	7.24	0.08	12.74	22.37	0.74	0.00	99.79
	45.38	2.35	8.25	7.73	0.09	11.88	23.52	0.57	0.03	99.78
	48.71	1.26	6.29	6.64	0.38	12.71	22.33	0.87	0.01	99.70
	46.06	2.17	7.99	8.23	0.18	11.26	23.10	0.53	0.03	99.69
	48.74	1.59	6.48	6.76	0.41	12.99	21.51	0.76	0.00	99.64
	45.16	2.17	8.63	6.99	0.06	12.60	23.54	0.32	0.03	99.63
	45.79	2.28	8.94	5.99	0.16	12.79	23.18	0.37	0.03	99.56
	45.47	2.90	8.89	5.78	0.12	12.68	23.21	0.40	0.02	99.55
	47.04	2.07	8.32	7.01	0.08	11.45	22.83	0.49	0.00	99.48
	44.91	2.31	7.84	8.56	0.05	11.99	23.33	0.44	0.00	99.45
	45.10	2.79	8.65	8.32	0.14	11.18	22.64	0.40	0.02	99.44
	49.24	1.01	7.36	6.86	0.07	10.65	23.15	0.97	0.02	99.41
	43.03	3.60	11.09	7.29	0.12	10.19	23.25	0.69	0.01	99.40
	44.55	2.08	9.31	7.28	0.17	12.29	23.12	0.51	0.02	99.39
	46.18	2.40	9.78	6.23	0.17	10.98	23.06	0.37	0.03	99.37
	44.54	2.17	9.53	6.93	0.16	11.59	23.65	0.79	0.00	99.36
	47.50	1.64	7.75	6.13	0.04	12.70	22.81	0.71	0.00	99.28
	47.25	1.29	6.67	7.44	0.41	13.43	21.65	1.06	0.00	99.26
	44.84	2.58	7.32	7.36	0.11	12.72	23.40	0.54	0.00	99.12
	45.59	2.66	8.46	6.45	0.09	11.53	23.34	0.67	0.03	99.04
	45.43	2.26	9.43	6.11	0.06	12.19	22.48	0.81	0.00	99.02
	44.31	2.82	9.04	8.20	0.09	11.01	22.82	0.66	0.02	98.97
	45.36	3.14	8.51	6.00	0.09	12.53	22.92	0.35	0.03	98.96
	45.78	2.91	8.04	5.61	0.17	12.41	23.58	0.36	0.01	98.88
	44.41	2.64	9.47	6.64	0.16	11.55	23.02	0.52	0.04	98.62
	44.58	3.14	7.77	7.32	0.18	12.30	22.65	0.66	0.00	98.60
	44.31	2.68	8.30	7.44	0.13	12.56	22.69	0.41	0.04	98.55
	45.13	2.74	8.12	7.63	0.16	11.34	22.81	0.43	0.00	98.50
	45.12	3.01	9.10	6.49	0.14	10.94	22.92	0.72	0.01	98.49
	42.25	3.41	11.16	7.35	0.31	10.12	23.13	0.64	0.02	98.49
	46.46	1.32	7.87	6.86	0.42	12.26	22.00	1.17	0.01	98.48
	46.78	3.08	7.04	6.61	0.18	11.53	22.39	0.72	0.02	98.44
	45.10	2.77	8.60	6.52	0.12	10.98	23.64	0.57	0.02	98.36
	45.03	2.55	6.86	7.20	0.14	12.68	22.68	0.61	0.02	97.99
	44.26	2.33	7.61	8.45	0.14	11.68	22.73	0.49	0.01	97.98
	43.77	2.87	6.91	7.42	0.05	12.69	23.32	0.67	0.00	97.83
	46.18	2.48	8.21	5.62	0.14	11.33	23.22	0.52	0.00	97.70
	48.31	1.04	6.40	6.93	0.30	10.77	22.67	1.10	0.01	97.61
	47.92	1.61	5.52	7.25	0.34	11.89	21.89	1.07	0.00	97.50
	45.83	2.06	5.28	8.17	0.37	11.82	23.18	0.45	0.02	97.50
	47.79	1.34	5.21	6.99	0.24	12.40	22.43	0.80	0.00	97.42
	44.23	3.01	8.81	6.11	0.05	11.35	22.51	0.63	0.02	96.92
	44.98	2.08	6.79	6.29	0.06	11.72	23.62	0.68	0.01	96.30
	44.72	2.81	6.64	6.33	0.16	11.96	22.60	0.65	0.00	96.05
	48.28	1.57	5.80	5.53	0.30	11.13	22.52	0.58	0.00	95.76*
	46.85	2.12	5.36	7.84	0.12	10.75	21.65	0.61	0.01	95.68
	46.35	1.16	4.87	7.35	0.40	12.20	22.25	0.69	0.02	95.55*
	44.60	2.74	6.83	5.63	0.13	11.60	22.74	0.69	0.00	95.03*
	39.21	4.71	9.41	0.02	0.12	9.78	23.01	0.46	0.02	93.97*
<i>mean**</i>	45.59	2.40	7.81	6.83	0.17	11.82	22.87	0.62	0.01	98.37
<i>std dev**</i>	1.69	0.70	1.71	1.22	0.11	0.81	0.53	0.20	0.01	1.75

Tableau 11 : composition chimique (non normalisée) des clinopyroxènes du téphra d'Eltville. *clinopyroxènes altérés.
**statistiques calculées sur les clinopyroxènes non altérés

Amphiboles	SiO₂	TiO₂	Al₂O₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na₂O	K₂O	Total
	39.06	4.03	14.11	10.11	0.15	13.27	11.77	2.30	2.01	96.84
	38.59	4.34	13.58	8.83	0.28	14.80	11.76	2.53	1.97	96.74
	39.68	4.51	14.24	8.21	0.29	13.51	11.50	2.24	2.25	96.43
	39.21	3.92	14.56	9.03	0.20	12.37	11.84	2.44	2.26	95.85*
	39.72	4.35	13.50	8.27	0.19	13.68	11.50	2.15	1.97	95.33*
	39.05	3.95	13.40	10.16	0.29	12.03	12.08	2.44	1.77	95.25*
	39.07	3.73	14.53	9.25	0.16	11.65	12.04	2.37	1.99	94.83*
	38.92	3.94	14.13	8.34	0.09	12.31	11.98	2.08	2.15	93.96*
<i>mean**</i>	<i>39.11</i>	<i>4.30</i>	<i>13.97</i>	<i>9.05</i>	<i>0.24</i>	<i>13.86</i>	<i>11.68</i>	<i>2.36</i>	<i>2.08</i>	<i>96.67</i>
<i>std dev**</i>	<i>0.38</i>	<i>0.27</i>	<i>0.46</i>	<i>0.65</i>	<i>0.07</i>	<i>1.04</i>	<i>0.22</i>	<i>0.16</i>	<i>0.16</i>	<i>0.88</i>
Olivines	SiO₂	TiO₂	Al₂O₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na₂O	K₂O	Total
	40.50	0.00	0.01	10.75	0.19	47.31	0.31	0.00	0.00	99.07
	40.49	0.01	0.01	11.36	0.17	47.15	0.30	0.00	0.00	99.49
	40.05	0.01	0.00	10.46	0.29	48.66	0.37	0.00	0.00	99.84
	39.44	0.03	0.00	13.40	0.17	46.19	0.26	0.00	0.00	99.49
<i>mean</i>	<i>40.12</i>	<i>0.01</i>	<i>0.01</i>	<i>11.49</i>	<i>0.20</i>	<i>47.33</i>	<i>0.31</i>	<i>0.00</i>	<i>0.00</i>	<i>99.47</i>
<i>std dev</i>	<i>0.50</i>	<i>0.01</i>	<i>0.01</i>	<i>1.33</i>	<i>0.06</i>	<i>1.02</i>	<i>0.05</i>	<i>0.00</i>	<i>0.00</i>	<i>0.31</i>

Tableau 12 : composition chimique (non normalisée) des amphiboles et olivines du téphra d'Eltville. *Amphiboles altérées. **statistiques calculées sur les amphiboles non altérées

Tephra	SiO₂	TiO₂	Al₂O₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na₂O	K₂O	Sum
Val12-330.5	65.54	0.22	16.23	1.62	0.09	0.28	0.78	6.35	5.12	96.23
	65.03	0.29	14.94	2.02	0.00	0.35	1.24	6.17	4.90	94.93
	64.61	0.13	15.45	1.07	0.10	0.10	0.45	6.21	4.89	93.02
	66.22	0.17	15.49	0.80	0.00	0.01	0.39	5.99	5.34	94.40
<i>Average</i>	<i>65.35</i>	<i>0.20</i>	<i>15.53</i>	<i>1.38</i>	<i>0.05</i>	<i>0.19</i>	<i>0.71</i>	<i>6.18</i>	<i>5.06</i>	<i>94.64</i>
<i>Std dev</i>	<i>0.69</i>	<i>0.07</i>	<i>0.53</i>	<i>0.55</i>	<i>0.05</i>	<i>0.16</i>	<i>0.39</i>	<i>0.15</i>	<i>0.21</i>	
Val12-353.0	71.24	0.22	13.04	3.18	0.10	0.27	1.49	5.57	3.56	98.70
	71.88	0.40	13.73	3.43	0.07	0.31	1.34	5.53	3.28	99.97
	71.45	0.26	13.44	3.66	0.14	0.23	1.54	5.19	3.63	99.54
	71.08	0.25	13.48	3.53	0.13	0.16	1.50	4.93	3.26	98.32
70.69	0.44	13.17	3.51	0.17	0.35	1.64	5.12	3.25	98.34	
<i>Average</i>	<i>71.27</i>	<i>0.31</i>	<i>13.37</i>	<i>3.46</i>	<i>0.12</i>	<i>0.27</i>	<i>1.50</i>	<i>5.27</i>	<i>3.40</i>	<i>98.97</i>
<i>Std dev</i>	<i>0.44</i>	<i>0.10</i>	<i>0.27</i>	<i>0.18</i>	<i>0.04</i>	<i>0.07</i>	<i>0.11</i>	<i>0.28</i>	<i>0.18</i>	
Val12-372.0	56.27	0.14	22.49	1.80	0.18	0.05	0.75	7.85	6.42	95.94
	56.42	0.23	22.73	1.03	0.22	0.07	0.75	7.98	6.08	95.52
	57.09	0.12	22.18	2.03	0.20	0.06	1.01	8.78	6.16	97.62
	58.06	0.21	22.89	1.68	0.34	0.08	0.72	7.33	6.59	97.91
55.33	0.31	22.61	1.08	0.36	0.06	0.82	8.06	6.15	94.78	
59.58	0.18	22.64	1.01	0.21	0.08	0.97	7.25	6.14	98.06	
<i>Average</i>	<i>57.13</i>	<i>0.20</i>	<i>22.59</i>	<i>1.44</i>	<i>0.25</i>	<i>0.07</i>	<i>0.84</i>	<i>7.87</i>	<i>6.26</i>	<i>96.64</i>
<i>Std dev</i>	<i>1.51</i>	<i>0.07</i>	<i>0.24</i>	<i>0.45</i>	<i>0.08</i>	<i>0.01</i>	<i>0.12</i>	<i>0.56</i>	<i>0.20</i>	
Val12-374.5	55.91	1.97	15.62	7.22	0.26	2.17	5.03	5.29	3.96	97.43
	55.66	2.16	16.10	7.66	0.27	2.36	5.25	3.95	3.73	97.18
	55.12	2.10	15.65	7.24	0.27	2.34	5.18	5.24	3.64	96.80
	55.40	2.28	14.90	7.98	0.24	2.30	4.55	5.25	4.31	97.20
55.02	2.08	15.30	7.80	0.28	2.94	5.11	5.19	3.81	97.55	
55.77	1.84	17.05	7.09	0.15	1.93	5.62	5.18	2.81	97.43	
55.95	2.00	15.28	7.23	0.26	2.16	5.56	5.06	4.23	97.73	
<i>Average</i>	<i>55.55</i>	<i>2.06</i>	<i>15.70</i>	<i>7.46</i>	<i>0.25</i>	<i>2.31</i>	<i>5.18</i>	<i>5.02</i>	<i>3.78</i>	<i>97.33</i>
<i>Std dev</i>	<i>0.38</i>	<i>0.14</i>	<i>0.70</i>	<i>0.35</i>	<i>0.05</i>	<i>0.31</i>	<i>0.36</i>	<i>0.48</i>	<i>0.50</i>	

Tableau 13 : composition chimique (non normalisée) obtenue sur les verres volcaniques des téphras détectés dans le Lac du Val.

Tephra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Sum
Val12-330.5	64.58	0.11	19.38	0.34	0.16	0.02	4.56	7.35	1.19	97.69
	62.57	0.11	22.04	0.41	0.03	0.04	5.50	7.41	1.43	99.54
	60.34	0.03	20.51	0.09	0.03	0.01	6.17	7.32	0.88	95.39
	61.35	0.04	23.14	0.47	0.09	0.01	5.20	7.35	1.56	99.21
	61.87	0.06	19.02	0.44	0.15	0.03	4.85	8.03	1.30	95.75
	61.71	0.06	23.03	0.09	0.09	0.00	5.14	7.26	0.88	98.27
	60.82	0.40	19.94	0.85	0.27	0.08	6.53	7.69	1.31	97.88
	62.68	0.43	22.31	0.46	0.22	0.03	4.60	7.41	1.52	99.68
	58.88	0.18	19.28	0.90	0.10	0.07	6.11	7.32	1.09	93.93
	62.72	0.37	21.07	0.67	0.60	0.09	6.19	6.61	0.87	99.19
	59.68	0.40	23.60	0.71	0.11	0.02	5.28	6.86	0.89	97.55
	60.28	0.34	18.82	0.60	0.27	0.01	5.98	7.43	0.79	94.51
	60.18	0.19	18.45	0.84	0.45	0.08	6.79	6.66	1.40	95.04
<i>Average</i>	<i>61.36</i>	<i>0.21</i>	<i>20.81</i>	<i>0.53</i>	<i>0.20</i>	<i>0.04</i>	<i>5.61</i>	<i>7.29</i>	<i>1.16</i>	<i>97.20</i>
<i>Std dev</i>	<i>1.55</i>	<i>0.15</i>	<i>1.82</i>	<i>0.26</i>	<i>0.17</i>	<i>0.03</i>	<i>0.73</i>	<i>0.39</i>	<i>0.28</i>	
Val12-353.0	61.24	0.00	22.31	0.00	0.01	0.22	4.74	7.01	0.57	96.10
	62.07	0.00	22.61	0.18	0.05	0.03	5.10	8.05	0.83	98.91
	61.77	0.00	22.20	0.14	0.01	0.12	4.02	8.99	0.63	97.89
	62.02	0.00	22.30	0.08	0.03	0.21	4.87	8.17	0.65	98.33
	61.69	0.00	22.28	0.16	0.04	0.18	5.06	8.11	0.66	98.17
	61.89	0.00	22.54	0.14	0.03	0.32	4.90	8.05	0.65	98.52
	62.01	0.00	22.34	0.19	0.03	0.22	4.84	8.08	0.66	98.36
	61.82	0.00	22.54	0.05	0.01	0.19	4.81	8.09	0.66	98.18
	61.77	0.00	22.42	0.16	0.02	0.25	4.94	7.99	0.64	98.20
	61.96	0.00	22.43	0.09	0.04	0.12	4.91	8.04	0.65	98.25
	61.62	0.00	22.21	0.06	0.03	0.21	4.15	7.74	0.66	96.68
	61.38	0.00	22.24	0.05	0.02	0.17	4.40	8.57	0.58	97.41
	62.05	0.00	22.29	0.06	0.05	0.30	4.58	7.90	0.57	97.80
	61.44	0.00	22.21	0.10	0.02	0.15	4.85	8.95	0.82	98.54
	61.77	0.00	22.23	0.06	0.02	0.32	4.97	8.95	0.81	99.12
	61.73	0.00	22.22	0.07	0.02	0.24	5.09	8.90	0.74	99.01
	61.68	0.00	22.57	0.13	0.05	0.16	4.10	7.96	0.80	97.45
	61.54	0.00	22.54	0.05	0.04	0.10	4.42	8.65	0.67	98.02
<i>Average</i>	<i>61.75</i>	<i>0.00</i>	<i>22.36</i>	<i>0.10</i>	<i>0.03</i>	<i>0.20</i>	<i>4.71</i>	<i>8.23</i>	<i>0.68</i>	<i>98.05</i>
<i>Std dev</i>	<i>0.24</i>	<i>0.00</i>	<i>0.14</i>	<i>0.05</i>	<i>0.01</i>	<i>0.08</i>	<i>0.35</i>	<i>0.51</i>	<i>0.08</i>	

Tableau 14 : composition chimique (non normalisée) des feldspaths des téphras Val12-330.5 et Val12-353.0 détectés dans le Lac du Val.

Tephra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Sum
Val12-372.0	62.98	0.08	19.33	0.23	0.00	0.01	0.77	3.71	10.47	97.58
	62.49	0.13	19.42	0.24	0.00	0.01	0.85	2.94	11.50	97.59
	64.19	0.07	19.34	0.21	0.00	0.00	0.75	3.61	11.09	99.26
	63.31	0.08	19.43	0.16	0.02	0.00	0.72	3.28	11.17	98.17
	61.99	0.05	19.15	0.22	0.00	0.01	0.82	3.33	11.07	96.65
	64.00	0.05	19.12	0.20	0.00	0.00	0.72	3.14	11.85	99.09
	63.41	0.05	19.33	0.22	0.00	0.00	0.86	3.24	11.58	98.68
	65.51	0.00	19.61	0.23	0.02	0.01	0.95	5.43	8.15	99.91
	65.21	0.00	19.12	0.18	0.02	0.03	0.55	4.90	9.82	99.84
	63.15	0.07	19.39	0.23	0.01	0.00	0.83	3.28	11.08	98.05
	62.79	0.09	19.58	0.22	0.03	0.00	0.98	3.29	10.98	97.96
	64.32	0.09	19.42	0.21	0.00	0.00	0.76	3.88	10.81	99.48
	63.60	0.09	19.34	0.23	0.00	0.00	0.81	3.24	11.15	98.46
	64.02	0.08	19.37	0.22	0.00	0.00	0.85	3.19	11.48	99.22
	64.24	0.06	19.56	0.22	0.10	0.01	0.73	3.85	10.76	99.54
	64.41	0.09	19.37	0.16	0.00	0.00	0.76	4.35	10.03	99.18
	63.42	0.10	19.43	0.22	0.00	0.00	0.79	3.17	11.17	98.30
	64.53	0.07	19.32	0.15	0.00	0.00	0.78	3.78	10.80	99.45
	63.76	0.05	19.41	0.19	0.00	0.00	0.78	3.04	11.81	99.04
	63.94	0.07	19.37	0.11	0.00	0.00	0.79	3.71	10.87	98.86
	64.78	0.01	18.98	0.21	0.00	0.01	0.46	3.53	11.57	99.54
	64.57	0.04	19.11	0.20	0.03	0.00	0.59	3.80	11.21	99.56
	64.51	0.03	19.13	0.17	0.03	0.01	0.50	3.48	11.47	99.33
	65.52	0.03	19.25	0.11	0.02	0.01	0.63	4.72	9.74	100.02
	64.92	0.02	19.00	0.23	0.02	0.00	0.44	3.52	11.63	99.77
	64.78	0.00	18.84	0.23	0.00	0.00	0.32	2.81	12.37	99.36
	63.89	0.07	19.36	0.22	0.00	0.00	0.70	3.37	11.34	98.95
	64.19	0.06	19.30	0.24	0.01	0.00	0.76	3.39	11.51	99.45
	65.21	0.00	19.12	0.18	0.02	0.03	0.55	4.90	9.82	99.84
<i>Average</i>	<i>64.06</i>	<i>0.06</i>	<i>19.29</i>	<i>0.20</i>	<i>0.01</i>	<i>0.00</i>	<i>0.72</i>	<i>3.65</i>	<i>10.98</i>	<i>98.97</i>
<i>Std dev</i>	<i>0.88</i>	<i>0.03</i>	<i>0.18</i>	<i>0.03</i>	<i>0.02</i>	<i>0.01</i>	<i>0.15</i>	<i>0.64</i>	<i>0.83</i>	
Val12-374.5	53.65	0.08	28.31	0.74	0.02	0.13	11.39	4.64	0.41	99.38
	54.26	0.11	27.59	0.62	0.03	0.09	10.70	5.01	0.50	98.91
	54.19	0.10	27.93	0.80	0.01	0.10	11.18	4.79	0.51	99.61
	53.72	0.10	27.10	0.85	0.01	0.10	11.85	5.00	0.58	99.32
	53.29	0.10	29.02	0.85	0.02	0.12	11.66	4.03	0.55	99.64
	53.72	0.09	27.20	0.86	0.02	0.12	11.28	3.81	0.55	97.67
	53.07	0.09	26.93	0.67	0.02	0.13	10.40	4.66	0.58	96.54
	54.64	0.11	29.01	0.87	0.02	0.09	10.04	5.79	0.42	100.98
	53.18	0.10	26.78	0.67	0.02	0.11	10.97	4.36	0.55	96.76
	54.81	0.10	27.38	0.61	0.01	0.10	11.15	5.38	0.44	99.99
	54.79	0.09	27.94	0.68	0.02	0.12	10.88	5.36	0.56	100.43
	53.13	0.11	28.51	0.76	0.03	0.09	11.08	5.42	0.52	99.65
	53.90	0.08	27.85	0.74	0.02	0.12	10.98	4.93	0.58	99.20
	52.68	0.10	27.38	0.75	0.02	0.09	11.76	5.19	0.61	98.60
	54.00	0.08	28.95	0.77	0.02	0.12	11.28	5.55	0.58	101.35
	53.57	0.08	27.17	0.86	0.02	0.09	10.86	5.56	0.57	98.77
	53.60	0.10	27.87	0.83	0.01	0.11	11.20	4.62	0.55	98.89
<i>Average</i>	<i>53.78</i>	<i>0.10</i>	<i>27.82</i>	<i>0.76</i>	<i>0.02</i>	<i>0.11</i>	<i>11.10</i>	<i>4.95</i>	<i>0.53</i>	<i>99.16</i>
<i>Std dev</i>	<i>0.62</i>	<i>0.01</i>	<i>0.73</i>	<i>0.09</i>	<i>0.01</i>	<i>0.02</i>	<i>0.46</i>	<i>0.55</i>	<i>0.06</i>	

Tableau 15 : composition chimique (non normalisée) des feldspaths des téphras Val12-372 et Val12-374.5 détectés dans le Lac du Val.

Tephra	SiO₂	TiO₂	Al₂O₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na₂O	K₂O	Sum
Bel12-136.0	61.53	0.00	22.44	0.06	0.02	0.12	4.19	8.75	0.79	97.90
	61.79	0.00	22.41	0.01	0.04	0.23	4.47	7.94	0.73	97.62
	61.45	0.00	22.57	0.08	0.02	0.16	4.98	7.24	0.73	97.23
	61.80	0.00	22.35	0.10	0.03	0.03	4.04	7.11	0.79	96.25
	61.57	0.00	22.22	0.10	0.03	0.06	4.88	7.69	0.68	97.23
	61.24	0.00	22.38	0.05	0.05	0.15	4.08	8.27	0.60	96.81
	61.63	0.00	22.39	0.06	0.01	0.19	4.55	7.67	0.62	97.11
	61.62	0.00	22.56	0.06	0.03	0.15	4.51	8.41	0.71	98.04
	61.70	0.00	22.31	0.04	0.01	0.26	4.85	8.34	0.70	98.21
	61.62	0.00	22.47	0.06	0.04	0.05	4.55	8.67	0.68	98.14
<i>Average</i>	<i>61.60</i>	<i>0.00</i>	<i>22.41</i>	<i>0.06</i>	<i>0.03</i>	<i>0.14</i>	<i>4.51</i>	<i>8.01</i>	<i>0.70</i>	<i>97.45</i>
<i>Std dev</i>	<i>0.17</i>	<i>0.00</i>	<i>0.11</i>	<i>0.03</i>	<i>0.01</i>	<i>0.08</i>	<i>0.33</i>	<i>0.57</i>	<i>0.06</i>	
Bel12-157.5	65.30	0.06	19.25	0.26	0.04	0.01	1.49	5.39	7.73	99.51
	63.65	0.05	18.96	0.25	0.09	0.02	0.68	5.10	11.10	99.90
	65.15	0.07	19.64	0.21	0.09	0.02	1.58	5.23	6.58	98.55
	63.02	0.04	19.11	0.19	0.03	0.02	0.71	4.98	11.06	99.15
	65.88	0.02	20.37	0.13	0.06	0.00	0.69	4.77	9.70	101.62
	64.68	0.06	19.67	0.28	0.02	0.03	1.58	5.21	6.47	98.00
	63.04	0.08	19.21	0.19	0.07	0.01	1.71	2.88	11.75	98.93
	64.13	0.02	19.34	0.24	0.01	0.00	1.04	6.58	7.39	98.73
	64.59	0.06	19.33	0.13	0.06	0.01	0.73	3.55	12.31	100.77
	64.58	0.05	20.13	0.14	0.09	0.01	1.95	3.23	7.08	97.26
	64.50	0.04	19.90	0.24	0.02	0.02	0.43	6.07	9.39	100.59
	63.38	0.04	19.29	0.28	0.07	0.01	0.87	2.94	9.91	96.79
65.42	0.06	19.78	0.17	0.07	0.01	0.60	5.00	9.06	100.17	
<i>Average</i>	<i>64.41</i>	<i>0.05</i>	<i>19.54</i>	<i>0.21</i>	<i>0.06</i>	<i>0.01</i>	<i>1.08</i>	<i>4.69</i>	<i>9.19</i>	<i>99.23</i>
<i>Std dev</i>	<i>0.92</i>	<i>0.02</i>	<i>0.42</i>	<i>0.05</i>	<i>0.03</i>	<i>0.01</i>	<i>0.51</i>	<i>1.18</i>	<i>2.01</i>	
Bel12-160.5	55.09	0.10	27.92	0.54	0.02	0.10	11.62	3.74	0.46	99.58
	54.21	0.10	27.09	0.85	0.03	0.12	9.81	5.35	0.43	97.98
	54.67	0.09	29.08	0.83	0.01	0.11	10.52	5.37	0.52	101.22
	54.80	0.10	27.89	0.72	0.02	0.13	11.16	4.22	0.45	99.48
	52.70	0.09	27.78	0.83	0.03	0.10	11.53	4.16	0.61	97.83
	53.14	0.10	29.00	0.82	0.02	0.09	11.51	5.68	0.43	100.78
	53.47	0.08	27.17	0.61	0.02	0.10	11.42	4.09	0.42	97.39
	54.43	0.09	27.47	0.87	0.02	0.13	10.72	5.06	0.56	99.35
	54.94	0.10	26.73	0.74	0.01	0.12	9.84	5.46	0.61	98.55
	<i>Average</i>	<i>54.16</i>	<i>0.10</i>	<i>27.79</i>	<i>0.76</i>	<i>0.02</i>	<i>0.11</i>	<i>10.90</i>	<i>4.79</i>	<i>0.50</i>
<i>Std dev</i>	<i>0.86</i>	<i>0.01</i>	<i>0.81</i>	<i>0.12</i>	<i>0.01</i>	<i>0.01</i>	<i>0.72</i>	<i>0.73</i>	<i>0.08</i>	

Tableau 16 : composition chimique (non normalisée) des feldspaths des téphras détectés dans le Lac de Bellefontaine.

Tephra	SiO₂	TiO₂	Al₂O₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na₂O	K₂O	Sum
Cha12-60.0	64.02	0.01	20.34	0.16	0.08	0.01	1.44	4.84	11.74	99.64
	64.94	0.11	18.95	0.22	0.08	0.01	0.56	6.58	8.37	99.85
	63.51	0.02	19.92	0.28	0.05	0.02	1.90	5.67	11.53	99.93
	65.24	0.01	19.61	0.23	0.10	0.01	1.82	3.48	12.03	98.53
	65.26	0.00	19.12	0.26	0.07	0.00	1.32	5.37	10.22	99.64
	63.14	0.10	19.29	0.17	0.06	0.02	1.36	4.87	7.73	96.76
	64.58	0.11	19.69	0.18	0.08	0.02	1.18	6.16	9.92	99.93
	64.84	0.06	19.46	0.18	0.07	0.01	1.08	3.48	7.99	97.19
	65.34	0.08	19.97	0.16	0.01	0.02	0.48	6.47	12.00	97.54
	65.20	0.04	20.37	0.14	0.07	0.01	1.84	2.95	7.98	98.60
	64.17	0.02	19.84	0.11	0.03	0.03	0.80	4.61	9.34	98.97
	65.16	0.03	20.02	0.25	0.07	0.03	0.57	5.31	7.01	98.45
	63.88	0.07	19.52	0.25	0.04	0.00	0.63	6.63	10.32	100.37
	63.93	0.11	20.19	0.20	0.03	0.02	0.34	3.69	7.78	96.31
	64.00	0.09	19.96	0.25	0.06	0.00	0.63	2.82	12.26	100.08
	63.33	0.03	19.21	0.19	0.06	0.02	1.73	3.19	8.75	96.52
	64.31	0.10	19.42	0.25	0.08	0.02	0.75	5.52	10.42	98.86
	65.85	0.01	19.78	0.11	0.01	0.00	0.88	5.96	9.87	99.48
<i>Average</i>	<i>64.48</i>	<i>0.06</i>	<i>19.70</i>	<i>0.20</i>	<i>0.06</i>	<i>0.01</i>	<i>1.07</i>	<i>4.87</i>	<i>9.74</i>	<i>98.70</i>
<i>Std dev</i>	<i>0.78</i>	<i>0.04</i>	<i>0.41</i>	<i>0.05</i>	<i>0.03</i>	<i>0.01</i>	<i>0.52</i>	<i>1.31</i>	<i>1.71</i>	
Cha12-62.0	53.63	0.08	28.48	0.81	0.01	0.09	11.69	3.83	0.61	99.24
	53.39	0.09	27.64	0.55	0.03	0.09	11.25	4.84	0.44	98.33
	54.07	0.09	28.19	0.60	0.01	0.11	10.38	5.20	0.53	99.18
	54.95	0.11	26.84	0.70	0.02	0.10	10.63	4.81	0.44	98.59
	54.53	0.11	27.70	0.57	0.01	0.12	10.52	3.85	0.45	97.86
	52.92	0.08	29.27	0.53	0.01	0.10	11.47	3.82	0.47	98.68
	54.64	0.09	28.63	0.64	0.01	0.13	11.66	4.52	0.46	100.77
	54.27	0.08	28.91	0.68	0.01	0.12	11.52	3.79	0.46	99.84
	53.41	0.10	26.80	0.79	0.01	0.11	11.41	4.24	0.42	97.30
	54.33	0.09	26.92	0.74	0.01	0.13	11.33	5.43	0.56	99.54
	54.37	0.08	27.14	0.73	0.02	0.12	11.59	3.95	0.42	98.41
	54.93	0.10	27.81	0.80	0.03	0.10	9.82	4.21	0.51	98.31
	54.53	0.09	27.21	0.82	0.02	0.10	10.13	3.66	0.51	97.07
	53.88	0.08	28.32	0.64	0.02	0.11	11.59	4.56	0.47	99.67
<i>Average</i>	<i>54.13</i>	<i>0.09</i>	<i>27.85</i>	<i>0.69</i>	<i>0.01</i>	<i>0.11</i>	<i>11.07</i>	<i>4.34</i>	<i>0.48</i>	<i>98.77</i>
<i>Std dev</i>	<i>0.61</i>	<i>0.01</i>	<i>0.81</i>	<i>0.10</i>	<i>0.01</i>	<i>0.01</i>	<i>0.64</i>	<i>0.57</i>	<i>0.05</i>	

Tableau 17 : composition chimique (non normalisée) des feldspaths des téphras détectés dans le Lac de Chalain

Pyroxenes

Tephra	SiO₂	TiO₂	Al₂O₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na₂O	K₂O	Sum
Val12-372.0	49.07	1.24	5.17	10.13	0.38	10.61	22.01	1.27	0.00	99.89
	47.03	3.00	5.06	11.25	0.81	9.24	22.13	1.35	0.01	99.87
	47.22	0.59	6.50	10.65	0.62	9.60	21.96	1.10	0.02	98.25
	45.01	2.53	7.39	10.19	0.73	10.51	21.98	1.07	0.01	99.41
	46.41	2.75	6.33	11.18	0.32	10.60	21.82	1.12	0.01	100.55
	46.16	3.82	5.27	9.78	0.44	9.57	21.71	1.38	0.01	98.14
	48.37	2.16	5.91	9.92	0.26	9.60	22.20	0.88	0.00	99.31
	44.72	1.19	6.59	10.78	0.58	9.46	22.23	0.83	0.03	96.40
	43.76	2.36	4.37	9.59	0.62	10.85	22.15	0.89	0.00	94.59
	45.25	3.32	7.17	10.13	0.82	9.51	22.13	1.16	0.00	99.49
	43.07	3.75	8.01	11.19	0.28	10.05	21.88	1.37	0.03	99.63
	46.12	3.01	7.04	9.63	0.56	10.86	21.85	1.02	0.03	100.11
	44.71	2.20	9.22	9.53	0.61	10.85	21.96	1.27	0.01	100.36
<i>Average</i>	45.92	2.46	6.46	10.30	0.54	10.10	22.00	1.13	0.01	98.93
<i>Std dev</i>	1.74	0.99	1.34	0.64	0.19	0.62	0.16	0.19	0.01	
Val12-374.5	47.10	1.88	6.87	8.87	0.27	12.40	20.89	0.65	0.05	98.97
	47.45	1.54	7.34	8.21	0.15	12.15	20.74	0.60	0.04	98.20
	48.26	1.08	5.84	6.81	0.26	13.72	20.29	0.64	0.03	96.93
<i>Average</i>	47.60	1.50	6.68	7.96	0.23	12.75	20.64	0.63	0.04	98.03
<i>Std dev</i>	0.60	0.40	0.76	1.05	0.07	0.84	0.31	0.02	0.01	
Olivines										
Val12-374.5	38.08	0.10	0.11	23.89	0.78	35.93	0.43	0.01	0.06	99.39
	37.82	0.08	0.13	24.94	0.77	35.00	0.31	0.00	0.07	99.12
<i>Average</i>	37.95	0.09	0.12	24.42	0.78	35.47	0.37	0.01	0.07	99.26
<i>Std dev</i>	0.19	0.02	0.02	0.74	0.01	0.66	0.08	0.01	0.01	
Amphiboles										
Val12-372.0	38.69	3.19	12.70	19.90	0.76	8.95	11.45	2.70	1.85	100.19
	38.47	3.66	12.31	17.73	1.38	8.18	11.05	2.32	1.87	96.98
	38.82	2.97	12.58	18.08	1.42	8.65	11.36	2.83	1.83	98.53
	38.56	3.37	12.72	20.00	1.20	8.18	11.03	2.53	1.94	99.54
	38.66	3.37	12.65	19.89	1.48	7.85	11.29	2.68	1.96	99.82
<i>Average</i>	38.64	3.31	12.59	19.12	1.25	8.36	11.24	2.61	1.89	99.01
<i>Std dev</i>	0.13	0.26	0.17	1.12	0.29	0.43	0.19	0.19	0.06	

Tableau 18 : composition chimique (non normalisée) des pyroxènes, olivines et amphiboles des téphras détectés au Lac du Val.

téphra	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TOTAL
#M1	78.21	0.33	8.14	1.08	0.00	0.26	0.27	2.61	4.15	95.05
#M1	70.20	0.08	12.63	1.03	0.10	0.05	0.57	3.81	5.54	94.01
#M1	68.85	0.22	13.64	1.31	0.15	0.08	0.41	4.50	5.26	94.42
#M1	74.01	0.03	13.26	0.38	0.00	0.26	0.47	3.22	4.31	95.94
#M1	71.51	0.22	16.22	1.25	0.02	0.31	0.78	4.18	5.53	100.02
#M1	76.08	0.26	9.77	1.16	0.08	0.25	0.46	3.25	5.19	96.50
#M1	71.85	0.08	11.00	0.58	0.09	0.28	0.63	3.66	5.52	93.69
#M1	73.06	0.11	14.84	1.07	0.01	0.08	0.60	4.13	5.30	99.20
#M1	71.78	0.03	13.33	0.40	0.08	0.18	0.60	4.07	4.44	94.91
#M1	76.08	0.15	13.67	0.48	0.05	0.21	0.52	3.80	4.68	99.64
#M1	71.86	0.05	14.67	0.84	0.08	0.16	0.47	3.52	4.97	96.62
#M1	74.77	0.07	12.72	0.77	0.08	0.09	0.60	3.85	4.55	97.50
#M2	63.50	0.06	14.70	0.48	0.15	0.15	1.89	4.60	4.60	90.13
#M2	63.62	0.28	16.79	0.34	0.11	0.07	2.75	5.00	4.83	93.79
#M2	65.24	0.18	15.76	1.30	-	0.07	1.07	4.85	4.55	93.03
#M2	62.34	0.05	17.58	1.18	0.12	0.18	2.25	5.10	4.88	93.68
#M2	66.27	0.09	14.02	1.07	-	0.31	1.30	5.94	5.64	94.63
#M2	66.80	0.11	18.72	1.91	0.14	0.24	1.42	4.75	5.94	100.04
#M2	64.41	0.14	14.73	1.01	0.17	0.23	2.52	6.51	5.24	94.96
#M2	65.42	0.15	17.43	1.23	-	0.06	1.73	5.73	4.64	96.39
#M2	65.16	0.01	16.21	0.87	-	0.33	2.66	6.70	5.53	97.47
#M2	66.15	0.04	18.32	0.38	0.09	0.06	2.67	4.54	4.17	96.42
#M2	65.61	0.28	14.60	0.33	-	0.12	0.86	5.86	5.96	93.62
#M2	65.71	0.28	17.85	1.41	0.12	0.25	2.08	5.88	5.90	99.47
#M3	66.48	0.37	17.45	1.82	-	0.50	0.30	5.87	4.43	97.22
#M3	66.81	0.33	17.95	1.77	-	0.43	0.32	6.17	5.34	99.12
#M3	66.72	0.05	18.56	2.27	-	0.58	0.47	6.25	4.35	99.25
#M3	65.85	0.20	17.98	2.30	-	0.59	0.16	5.67	4.73	97.48
#M3	66.84	0.37	18.03	2.32	-	0.44	0.28	6.09	4.89	99.25
#M3	66.71	0.10	17.16	2.10	-	0.57	0.82	6.26	5.64	99.35
#M3	66.12	0.06	18.43	1.68	-	0.51	1.41	6.27	4.63	99.11
#M3	66.55	0.17	17.94	2.02	-	0.48	0.79	5.78	4.76	98.49
#M3	66.61	0.17	18.69	1.59	-	0.55	0.68	5.90	5.62	99.82
#M3	65.91	0.28	18.95	2.35	-	0.47	0.60	5.77	5.54	99.88

Tableau 19 : composition chimique des échantillons de verres des téphras de la tourbière de Molhiac.

téphra	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TOTAL
#G1	72.16	0.04	11.51	0.70	0.17	0.01	0.40	1.65	4.59	91.23
#G1	66.66	0.21	14.33	1.31	0.17	0.13	0.61	3.87	5.31	92.60
#G1	73.11	0.04	12.04	0.67	0.04	0.00	0.30	3.63	4.63	94.48
#G1	69.41	0.11	14.60	1.27	0.18	0.10	0.51	4.17	5.54	95.88
#G1	70.27	0.36	12.44	0.58	0.10	0.15	0.67	3.06	5.23	92.86
#G1	71.11	0.24	14.96	1.24	0.10	0.09	0.84	4.23	6.34	99.17
#G1	72.97	0.00	12.30	0.72	0.09	0.10	0.37	2.26	4.74	93.54
#G1	70.88	0.04	11.33	0.69	0.09	0.03	0.42	2.83	4.63	90.97
#G1	72.98	0.15	11.83	0.66	0.09	0.07	0.41	3.49	4.91	94.58
#G1	68.40	0.17	14.92	1.25	0.20	0.09	0.83	3.87	5.36	95.11
#G1	66.10	0.27	14.36	1.21	0.07	0.04	0.55	3.92	5.06	91.58
#G1	69.38	0.29	14.43	1.40	-	0.09	0.94	4.00	6.01	96.53
#G1	65.74	0.26	13.38	1.52	0.23	0.13	0.52	5.14	5.27	92.18
#G1	71.58	0.07	11.94	0.55	0.05	0.00	0.39	3.15	4.68	92.41
#G1	68.77	0.26	14.53	0.90	0.20	0.12	0.55	4.83	5.40	95.63
#G1	75.02	0.43	11.05	1.04	-	0.07	0.17	2.28	6.93	97.00
#G1	68.75	0.30	13.59	1.42	0.10	0.15	0.69	3.55	6.09	94.65
#G1	70.40	0.30	14.35	1.28	-	0.14	0.52	3.64	6.39	97.03
#G1	70.16	0.22	14.20	1.11	-	0.21	0.91	4.34	6.00	97.15
#G1	69.93	0.27	14.73	1.13	-	0.10	0.92	3.97	5.71	96.91
#G1	72.88	0.10	12.05	0.61	0.03	0.05	0.36	3.32	5.07	94.54
#G1	69.08	0.24	14.65	1.40	0.24	0.13	0.69	4.94	5.47	96.84
#G1	71.48	0.13	12.24	0.74	-	0.08	0.35	3.43	4.22	92.70
#G1	69.31	0.27	14.37	1.29	0.21	0.09	0.63	5.21	5.46	96.85
#G1	73.64	0.04	12.16	0.77	0.03	0.07	0.31	2.60	5.01	94.66
#G1	67.99	0.22	14.64	1.18	0.30	0.07	0.61	5.22	5.50	95.76
#G1	68.42	0.17	13.92	0.86	0.30	0.07	0.47	4.70	5.06	93.97
#G1	67.21	0.29	15.09	1.64	0.04	0.12	0.64	5.13	5.30	95.48
#G2	67.31	-	18.88	0.41	-	0.04	0.23	7.11	6.49	100.47
#G2	64.62	0.08	19.10	0.26	-	0.00	1.06	4.66	7.60	97.39
#G2	67.03	0.29	13.94	2.02	-	0.35	1.24	4.17	5.90	95.12
#G2	65.66	-	20.68	0.37	-	0.01	1.62	6.86	5.48	100.69
#G2	62.00	0.04	21.16	0.34	0.17	0.01	2.91	6.42	4.09	97.21
#G2	64.02	0.08	17.25	1.74	0.08	0.09	2.32	5.51	4.27	95.35
#G2	63.11	0.08	14.16	1.25	0.09	0.15	2.87	4.23	4.47	90.41
#G2	64.23	0.18	14.76	0.89	0.11	0.32	2.69	5.29	4.79	93.25
#G2	62.93	0.07	14.90	0.42	0.10	0.09	2.36	6.69	4.40	91.96
#G2	64.06	0.13	17.29	1.67	0.11	0.25	2.69	5.79	4.36	96.34
#G2	63.90	0.09	16.12	0.95	0.10	0.13	2.69	4.99	4.30	93.27
#G2	63.98	0.16	16.42	1.69	0.09	0.15	2.83	6.60	4.48	96.38
#G2	63.11	0.16	16.40	0.46	0.10	0.12	2.60	5.55	4.37	92.87
#G2	67.12	0.46	15.38	1.96	0.21	0.22	0.70	5.37	5.82	97.20
#G2	66.07	0.13	18.31	0.70	0.02	0.06	0.84	6.58	6.28	99.00
#G2	66.53	0.29	16.49	1.35	0.21	0.15	0.70	5.77	6.03	97.50
#G2	66.66	0.18	18.23	0.87	0.03	0.05	1.01	6.85	5.50	99.40
#G2	65.44	0.10	19.01	0.62	0.09	0.02	0.99	7.08	5.56	98.90
#G2	65.50	0.22	18.61	1.25	0.14	0.12	1.92	6.72	4.34	98.80
#G2	64.86	0.04	20.25	0.48	0.00	0.02	2.23	8.10	3.37	99.40
#G3	67.13	0.40	18.79	2.37	-	0.60	0.06	6.39	5.50	101.25
#G3	63.81	0.03	19.11	1.51	-	0.55	0.07	6.29	5.69	97.04
#G3	67.01	0.43	16.79	2.30	-	0.40	1.29	5.91	4.99	99.11
#G3	65.01	0.45	17.64	2.27	-	0.56	1.53	5.57	4.31	97.34
#G3	66.72	0.07	16.91	2.15	-	0.44	0.71	5.76	4.32	97.08
#G3	66.80	0.44	18.10	1.63	-	0.54	0.62	5.84	5.35	99.32
#G3	64.61	0.35	17.07	2.30	-	0.52	0.95	6.32	5.33	97.45
#G3	66.89	0.29	17.91	2.23	-	0.49	0.75	5.68	4.48	98.70
#G3	65.94	0.37	17.84	1.99	-	0.46	0.88	6.15	5.11	98.74
#G3	63.90	0.38	18.04	1.96	-	0.54	0.69	5.91	5.32	96.74
#G3	63.99	0.36	17.57	2.06	-	0.49	0.74	6.26	4.74	96.20
#G3	65.38	0.33	17.71	2.12	-	0.48	0.73	5.92	4.92	97.58
#G3	65.70	0.34	17.71	2.07	-	0.50	0.71	6.28	5.09	98.40
#G3	67.01	0.38	17.59	2.06	-	0.53	0.69	6.20	5.16	99.62
#G3	66.82	0.33	17.64	2.10	-	0.51	0.73	5.79	4.92	98.84

Tableau 20 : composition chimiques des verres volcaniques des téphras G1, G2 et G3 de la tourbière de Gourgon.

téphra	SiO2	TiO2	Al2O3	FeO	MnO	MgO	CaO	Na2O	K2O	TOTAL
#G4	47.43	2.31	15.77	11.67	0.21	4.31	8.90	4.98	3.42	99.00
#G4	50.39	2.35	17.36	10.74	0.20	3.48	8.14	4.18	2.13	98.97
#G4	48.80	2.34	15.94	10.82	0.21	3.75	8.71	4.28	3.12	97.97
#G4	49.68	2.33	17.11	10.83	0.21	3.89	8.77	4.77	2.58	100.16
#G4	49.17	2.33	17.19	11.41	0.21	3.99	8.19	4.79	2.62	99.90
#G4	47.47	2.33	16.42	10.91	0.21	3.98	8.62	4.70	2.22	96.86
#G4	48.06	2.33	16.01	11.06	0.21	3.81	8.48	4.91	3.29	98.17
#G4	48.00	2.34	16.01	11.14	0.20	3.65	8.40	4.63	3.36	97.73
#G4	49.35	2.35	16.28	11.27	0.21	3.69	8.41	4.85	2.82	99.23
#G4	49.37	2.34	17.27	10.77	0.20	3.59	8.22	4.56	3.39	99.71
#G5	66.00	0.80	17.60	3.62	0.21	0.50	1.60	5.60	4.80	100.73
#G5	65.40	0.50	17.50	3.30	0.23	0.64	1.75	5.70	4.50	99.52
#G5	64.50	0.55	17.70	3.40	0.13	0.21	1.10	5.10	4.50	97.19
#G5	64.50	0.40	17.50	4.00	0.13	0.36	1.30	5.10	4.40	97.69
#G5	65.69	0.48	17.66	3.80	0.15	0.41	1.17	5.45	4.59	99.40
#G5	64.63	0.60	17.68	3.73	0.22	0.63	1.68	5.24	4.56	98.97
#G5	65.85	0.62	17.70	3.34	0.13	0.36	1.48	5.21	4.67	99.36
#G5	65.59	0.71	17.56	3.65	0.23	0.38	1.12	5.32	4.49	99.04
#G5	65.77	0.72	17.57	3.97	0.16	0.48	1.60	5.34	4.77	100.38
#G5	65.29	0.76	17.66	3.31	0.15	0.47	1.12	5.22	4.41	98.39
#G5	64.94	0.80	17.63	3.30	0.14	0.29	1.10	5.52	4.56	98.27
#G5	64.99	0.56	17.64	3.70	0.15	0.22	1.35	5.47	4.65	98.73
#G6	58.07	1.71	17.11	5.20	0.10	1.37	3.68	6.38	4.63	99.00
#G6	57.24	2.01	15.32	7.65	0.39	1.49	3.79	4.57	4.64	97.98
#G6	55.98	2.16	15.09	7.48	0.33	2.01	4.63	5.53	4.31	98.35
#G6	56.07	1.98	16.49	7.55	0.21	2.43	4.68	5.25	4.81	100.35
#G6	56.98	1.99	15.76	7.34	0.46	2.58	4.82	4.80	4.19	99.71
#G6	54.49	2.10	16.20	7.13	0.05	2.09	4.83	5.33	4.14	97.15
#G6	55.80	1.91	14.72	6.49	0.33	2.50	5.06	5.20	4.21	97.18
#G6	53.00	2.11	16.25	6.79	0.16	2.23	5.08	5.64	4.17	96.32
#G6	55.55	2.11	15.66	7.30	-	2.47	5.17	4.98	3.94	98.00
#G6	56.63	2.15	16.22	7.50	0.26	2.42	5.18	4.90	4.00	100.09
#G6	57.41	1.52	18.48	6.12	0.11	1.68	5.86	4.96	3.21	99.91
#G6	50.52	1.95	15.33	7.34	0.18	1.87	7.32	5.76	4.74	98.07
#G6	57.52	0.85	22.12	2.40	0.09	0.76	7.78	5.43	1.55	98.75
#G6	53.25	1.43	16.96	6.03	0.11	3.11	8.28	4.67	2.51	96.94

Tableau 21 : composition chimiques des verres volcaniques des téphras G4, G5 et G6 de la tourbière de Gourgon.

Liste des figures et tableaux

FIGURE 1 : L'ÉTUDE DES TEPHRAS ET SES PRINCIPALES APPLICATIONS EN VOLCANOLOGIE ET DANS LES ÉTUDES DU QUATERNAIRE (MODIFIÉ D'APRÈS LOWE ET HUNT, 2001).....	10
FIGURE 2 : REPARTITION DES RETOMBÉES DU LAACHER SEE TEPHRA (VAN DEN BOGAARD ET SCHMINCKE, 1985). 3 UNITÉS STRATIGRAPHIQUES PRINCIPALES : LLST (LOWER LAACHER SEE TEPHRA) : PREMIÈRE PHASE PLINIENNE. MLST (MIDDLE LAACHER SEE TEPHRA) : SECONDE PHASE PLINIENNE. ULST (UPPER LAACHER SEE TEPHRA) : ULTIME PHASE PHREATOMAGMATIQUE....	12
FIGURE 3 : ALTITUDE ATTEINTE PAR LES PANACHES ÉRUPTIFS DES PRINCIPALES DERNIÈRES ÉRUPTIONS. PHOTO REDOUBT : J. WARREN. PHOTO PINATUBO : NOAA.....	15
FIGURE 4 : DISTRIBUTION DES VENTS AU-DESSUS DE 5 KM D'ALTITUDE. (MALARDEL, 2008)	16
FIGURE 5 : DISTRIBUTION MOYENNE DES VENTS DE SURFACE (0 A 5 KM) (MALARDEL, 2008)	17
FIGURE 6 : STATISTIQUES ANNUELLES DE LA DIRECTION (ORIGINE) DES VENTS DE SURFACE DANS 4 PROVINCES VOLCANIQUES : ISLANDE, EIFEL, CHAÎNE DE PUY ET ITALIE. (SOURCE : WINDFINDER)	17
FIGURE 7 : DISPERSION DES CENDRES VOLCANIQUES LORS DES DERNIÈRES ÉRUPTIONS MAJEURES (MOUNT ST HELENS 1980, PINATUBO 1991, CHAITEN 2008, EYJAFJALLAJOKULL 2010).	18
FIGURE 8 : DISTANCE MAXIMALE SÉPARANT LES CENTRES ÉRUPTIFS LES PLUS ÉLOIGNÉS ET LES SITES ÉCHANTILLONNÉS DANS CE TRAVAIL DE THÈSE.	19
FIGURE 9 : DIAGRAMME DE GAUCHE : DISTANCE PARCOURUE (AXE DES ABCISSES) AVANT SÉDIMENTATION D'UNE PARTICULE EN FONCTION DE SA TAILLE (AXES DES ORDONNÉES) ET DE L'ALTITUDE À LA LAQUELLE LES PARTICULES QUITTE LE PANACHES VOLCANIQUES (VALEUR INCRUSTÉE DANS CHAQUE COURBE) (SHAW <i>ET AL.</i> , 1974). DIAGRAMME DE DROITE : VITESSE MOYENNE DU VENT UTILISÉE DANS LE MODÈLE DE SHAW <i>ET AL.</i> (1974) EN FONCTION DE L'ALTITUDE (VALLEY, 1965).....	19
FIGURE 10 : CLASSIFICATION DE L'INDICE D'EXPLOSIVITÉ VOLCANIQUE (VOLCANIC EXPLOSIVITY INDEX, VEI) D'APRÈS NEWHALL ET SELF, 1982.....	19
FIGURE 11 : SYSTÈME VOLCANIQUE ISLANDAIS (MODIFIÉ D'APRÈS NEWTON, 1999).....	21
FIGURE 12 : COMPOSITIONS CHIMIQUES DES TEPHRAS D'ÂGE HOLOCÈNE ISSUS DES PRINCIPALES PROVINCES VOLCANIQUES ISLANDAISES (D'APRÈS MEARA, 2012)	21
FIGURE 13 : TEPHROSTRATIGRAPHIE DE L'ISLANDE ET DE LA RÉGION DE L'ATLANTIQUE NORD. LA COLONNE DE GAUCHE PRÉSENTE LES PRINCIPAUX TEPHRAS HOLOCÈNES OBSERVÉS EN ISLANDE. LA COLONNE DE DROITE PRÉSENTE LES PRINCIPAUX HORIZONS DE MICRO-TEPHRA IDENTIFIÉS DANS LES ÉCOSYSTÈMES TERRESTRES, MARINS ET LACUSTRES DANS L'ATLANTIQUE NORD (MEARA, 2012).	23
FIGURE 14 : CARTE DES PRINCIPALES FORMATIONS VOLCANIQUES QUATERNAIRE DE L'EIFEL DE L'OUEST ET DE L'EST. LES PLUS JEUNES CENTRES ÉRUPTIFS DE L'EIFEL DE L'EST (< 215 KA) SONT REPRÉSENTÉS PAR DES TRIANGLES (SCHMINCKE, 2007).....	24
FIGURE 15 : LOCALISATION DES VOLCANS DE LA CHAÎNE DES PUY. L'ACTIVITÉ VOLCANIQUE DU PLEISTOCÈNE MOYEN EST MARQUÉE PAR LES POINTS ROUGES. LES POINTS NOIRS MARQUENT LE PIC D'ACTIVITÉ ENTRE 50 ET 30 KA. LES POINTS VERTS CORRESPONDENT AU PIC D'ACTIVITÉ ENTRE 12 ET 9 KA. LES POINTS BLEUS SONT LES DERNIÈRES ÉRUPTIONS TARDIVES PENDANT L'ATLANTIQUE (DE 6,9 A 6,7 KA).	27
FIGURE 16 : SÉQUENCE TEPHROSTRATIGRAPHIQUE DU LAGO DI MONTICCHIO (D'APRÈS WULF <i>ET AL.</i> , 2008) SUR LES DERNIERS 20 000 ANS ET ZONES DE DISPERSION DES PRINCIPAUX TEPHRAS (SULPIZIO <i>ET AL.</i> , 2010 ; LANE <i>ET AL.</i> , 2011 ; CARON <i>ET AL.</i> , 2012)	29
FIGURE 17 : TYPES DE TOURBIÈRE DANS LE SECTEUR BAZANNE-GOURGON (D'APRÈS POTERET, 2008). L'ÉTOILE ROUGE MARQUE LE LIEU DU SONDAGE.....	33
FIGURE 18 : LOCALISATION DU CAROTTAGE DU LAC DU VAL.....	35
FIGURE 19 : SÉQUENCE SÉDIMENTAIRE DU LAC DU VAL.	36
FIGURE 20 : SCHEMA DU DISPOSITIF POUR LES MESURE DE SUSCEPTIBILITÉ MAGNÉTIQUE ET ATTÉNUATION DU SIGNAL AVEC LA PROFONDEUR.	41
FIGURE 21 : SCHEMA DU DISPOSITIF D'ANALYSES D'UNE CAROTTE PAR XRF (SOURCE AAVATECH).	43
FIGURE 22 : DISPOSITIF DE L'ANALYSE D'UNE CAROTTE AU SCANNER MÉDICAL (D'APRÈS BOESPFLUG <i>ET AL.</i> , 1994).	44

FIGURE 23 : SEQUENCE SEDIMENTAIRE DU LAC DU VAL (JURA) ANALYSEE AU CORE SCANNER, AU SUSCEPTIBILIMETRE ET A L'IMAGERIE MEDICALE.	47
FIGURE 24 : ANALYSES DES TRONÇONS DE LA CAROTTE CONTENANT DES TEPHRAS PRELEVEE EN MILIEU TOURBEUX SUR LE SITE DE GOURGON (MONTS DU FOREZ).	49
FIGURE 25 : A. LOCATION OF THE THE SITE OF ROCOURT AND THE GRATTE SANDPIT. B. SCHEMATIC PROFILE OF THE LOESS SEQUENCE OF ROCOURT C. RELATIVE POSITION OF A, B, C AND D BOXES ON THE HUMUS BEARING HORIZON OF ROCOURT D. PHOTOGRAPHS OF THE ELTVILLE TEPHRA	63
FIGURE 26 : ASSEMBLAGE OF BOXES A, B, C, D SHOWING THE SURFACE MAGNETIC SUSCEPTIBILITY SCANNING (A0 TO D0) OF THE SEDIMENTARY SEQUENCE OF ROCOURT (AXES ARE GIVEN IN MM). SERIES OF PLAN-VIEW MAPS (D1, D2, D3, D4, AND D5) IN BOX D REPRESENTS THE SURFACE MAGNETIC SUSCEPTIBILITY SCANNING OF ROCOURT TEPHRA ACCORDING TO DEPTH. DATA ACQUISITION WAS MADE WITH A GRID SPACING OF 5MM IN THE Y DIRECTION AND 10 MM IN THE X DIRECTION. EACH MAP WAS GENERATED WITH A DATA INTERPOLATION ON A SQUARE MESH OF 5 X 5MM.	68
FIGURE 27 : TERNARY CLASSIFICATION FOR PYROXENES (AFTER MORIMOTO (1988) WHERE COMPOSITION IS NORMALIZED TO $Ca + Mg + \Sigma Fe = 100$ WITH $\Sigma Fe = Fe^{2+} + Fe^{3+} + Mn^{2+}$). 1. ELTVILLE TEPHRA DATA FROM POUCKET <i>ET AL.</i> (2008) AND JUVIGNÉ (1999). 2. ROCOURT TEPHRA DATA FROM POUCKET AND JUVIGNÉ (2009).	68
FIGURE 28 : A. BOX F: TWO THIN BLACK LAYERS OF ELTVILLE TEPHRA VISIBLE AT THE NAKED EYE; B. BOX E: ONE THIN BLACK LAYER OF ELTVILLE TEPHRA VISIBLE AT THE NAKE EYED. RED ARROWS POINT THE TEPHRA.	69
FIGURE 29 : SERIES OF PLAN-VIEW MAPS (E1 TO E4 AND F1 TO F3) FROM BOXES E AND F REPRESENTING THE SURFACE MAGNETIC SUSCEPTIBILITY SCANNING OF ELTVILLE TEPRA ACCORDING TO DEPTH (AXES ARE GIVEN IN MM). DATA ACQUISITION WAS MADE WITH A GRID SPACING OF 5MM IN THE Y DIRECTION AND 10 MM IN THE X DIRECTION. EACH MAP WAS GENERATED WITH A DATA INTERPOLATION ON A SQUARE MESH OF 5 X 5MM.	70
FIGURE 30 : A. ELTVILLE TEPHRA DEPOSITION. ISOPACHS SHOWING THICKNESS VARIATIONS IN 1, 2, 5, 10 AND 20 CM CONTOURS. BLUE POINTS: ELTVILLE TEPHRA LAYER WITH THICKNESS ESTIMATED OR MEASURED (DATA FROM FRECHEN, 1959; SCHÖNHALS, 1959; SEMMEL, 1967; ROHDENBURG ET SEMMEL, 1971; BIBUS, 1974; LOHR ET BRUNNACKER, 197 ; BIBUS ET SEMMEL, 1977; JUVIGNÉ ET SEMMEL, 1981; MEIJS ET AL, 1983; JUVIGNÉ, 1990; FRECHEN, 1999; ANTOINE <i>ET AL.</i> , 2001, 2002; RITTWEGER, 2003; POUCKET AND JUVIGNÉ, 2009). GREEN POINTS: ELTVILLE TEPHRA LAYER ONLY OBSERVED WITHOUT MEASURED OR ESTIMATED THICKNESS (AFTER : FRECHEN, 1959; BIBUS, 1973; SABELBERG & LÖSCHER, 1978; JUVIGNÉ ET WINTLE, 1988; CONARD <i>ET AL.</i> , 1995; HERZ & GARRISON, 1998; HAESAERTS <i>ET AL.</i> , 1999; JUVIGNÉ, 1999; BLANCHARD, 2002; MEIJS, 2002; ROUSSEAU, <i>ET AL.</i> , 2002; COFFLET, 2005; TECHMER <i>ET AL.</i> , 2006; KELS, 2007; MOINE, 2008; MEIJS, 2011; SCHMIDT <i>ET AL.</i> , 2011; WAGNER, 2011). B. REPARTITION OF VOLCANOES IN LAACHER SEE VOLCANIC FIELD (WESTERN GERMANY) (MODIFIED FROM SCHMINCKE, 2009).	72
FIGURE 31 : LOCALISATION DES SITES PRESENTES.....	98
FIGURE 32 : LITHOLOGIE, PROFIL DE SUSCEPTIBILITE MAGNETIQUE, ANALYSE DES ELEMENTS Ti, K ET Zr PAR XRF ET IMAGERIE SCANNER DES SECTIONS DE LA SEQUENCE DE GOURGON COMPORTANT DES TEPHRAS	101
FIGURE 33 : LITHOLOGIE, PROFIL DE SUSCEPTIBILITE MAGNETIQUE ET IMAGERIE SCANNER DE LA SECTION DE LA SEQUENCE DE LA DIGONNIERE COMPORTANT DES TEPHRAS.....	102
FIGURE 34 : LITHOLOGIE, PROFIL DE SUSCEPTIBILITE MAGNETIQUE, ANALYSE DES ELEMENTS Ti, K ET Zr PAR XRF ET IMAGERIE SCANNER DES SECTIONS DE LA SEQUENCE DE MOLHIAC COMPORTANT DES TEPHRAS.....	103
FIGURE 35 : A ET B : DIAGRAMMES TAS (LE BAS <i>ET AL.</i> , 1986), C ET D : DIAGRAMMES K_2O VERSUS SiO_2 , E ET F : DIAGRAMME CaO VERSUS SiO_2 DE LA COMPOSITION CHIMIQUES DES VERRES VOLCANIQUES DES TEPHRAS ECHANTILLONNEES DANS LES SEQUENCES DE GOURGON (G1 A G6) ET MOLHIAC (M1 A M3).....	107
FIGURE 36 : A ET B : DIAGRAMME TAS ET DIAGRAMME DES ELEEMENTS TRACES NORMALISES A LA CHONDIRTE DES VERRES VOLCANIQUES DES TEPHRAS G1 ET M1. C, D ET E : DIAGRAMME TAS DES VERRES VOLCANIQUES DES TEPHRAS G3, M3 ET G6.	109
FIGURE 37 : MODELS D'AGE DE LA TOURBIERE DE GOURGON CONSTRUITS A PARTIR DES DONNEES CHRONOLOGIQUES DE CUBIZOLLE <i>ET AL.</i> (SOUS PRESSE), DES DATES PRESENTEES DANS CETTE ETUDE, ET DES AGES DES TEPHRAS BASES SUR LES DONNEES CHRONOLOGIQUES PROXIMALES (BOIVIN <i>ET AL.</i> , 2009).	115
FIGURE 38 : RETOMBEES VOLCANIQUES HOLOCENE ET TARDIGLACIAIRE DANS L'EST DU MASSIF CENTRAL.	116
FIGURE 39 : CADRE TEPHROSTRATIGRAPHIE DES RETOMBEES VOLCANIQUES DE LA CHAINE DES PUYs POUR L'EST DE LA FRANCE ET LA SUISSE.....	117

FIGURE 40 : LOCALISATIONS DES LACS CITES ET LES SITES DE CAROTTAGES.....	131
FIGURE 41 : STRATIGRAPHIE DES TROIS SEQUENCES SEDIMENTAIRES DES SITES PRESENTES.	132
FIGURE 42 : DIAGRAMME DE LA POPULATION DE DIATOMEES OBSERVE AUTOUR DU LAACHER SEE TEPHRA DANS LE LAC DU VAL. VALEUR EN POURCENTAGE DE LA SOMME TOTAL DE DIATOMEES.	134
FIGURE 43 : SPICULE SPONGIAIRE (A) ET ESPECES DE DIATOMEES RENCONTRES AU LAC DU VAL. B : <i>NAVICULA</i> . C : <i>EUNOTIA</i> . D : <i>EPITHEMIA</i> . E : <i>NEIDIUM</i>	135
FIGURE 44 : CADRE TEPHROSTRATIGRAPHIQUE DU JURA ET DE LA SUISSE (CUPILLARD <i>ET AL.</i> , SOUS PRESSE).....	140
FIGURE 45 : CADRE TEPHROSTRATIGRAPHIQUE DE L'EST DE LA FRANCE CONCERNANT LES RETOMBEES VOLCANIQUES DE LA CHAINE DES PUYS.....	142
FIGURE 46 : ÉVENEMENTS STRATIGRAPHIQUES ENTRE 8 ET 60 KA ETABLIS PAR INTIMATE (D'APRES BLOCKLEY <i>ET AL.</i> , 2014). LES TEPHRAS LOCALISES DANS LA SEQUENCE DE GLACE NGRIP SONT NOTES EN ORANGE ET SONT DECRIS PAR MORTENSEN <i>ET AL.</i> , 2005, DAVIES <i>ET AL.</i> 2010, BOURNE <i>ET AL.</i> 2013, ET RASMUSSEN <i>ET AL.</i> , 2013.	147
FIGURE 47 : DISPERSION DES PRINCIPAUX TEPHRAS CLES UTILISES DANS LES CADRES TEPHROSTRATIGRAPHIQUES DU NORD ET DU SUD DE L'EUROPE (DISPERSION DU VEDDE ASH EN BLEU (WALTER-SIMONNET <i>ET AL.</i> , 2008), DISPERSION DU LAACHER SEE TEPHRA EN ROUGE (VAN DEN BOGAARD ET SCHMINCKE, 1985) , DISPERSION DU TUFF JAUNE NAPOLITAIN EN JAUNE ET DE L'IGNIMBRITE CAMPANIEENNE EN ORANGE (WULF <i>ET AL.</i> , 2008 ; LOWE <i>ET AL.</i> , 2012 ; LANE ET AL., SOUS PRESSE). LA DISPERSION SUPPOSEE DU TEPHRA MF1, DU VASSET TEPHRA ET DU TEPHRA DE LA NUGERE EST MARQUEE EN VERT.	148
FIGURE 48 : CARTE DE LOCALISATION DES PRINCIPALES PROVINCES VOLCANIQUES EUROPEENNES ET DES PRINCIPALES SEQUENCES SEDIMENTAIRES (D'APRES BLOCKLEY <i>ET AL.</i> , 2014). VOLCANOES: A = AZORES, B = CANARIES, C = ICELANDIC VOLCANOES, D = JAN MAYEN, E = VESTERIS, F = OLOT, G = MASSIF CENTRAL, H = EIFEL, I = PANTELLERIA, J = ETNA, K = AEOLIAN ISLANDS, L = CAMPANIAN VOLCANIC ZONE, M = ROMAN PROVINCE, N = HELLENIC ARC, O = CARPATHIANS, P = WESTERN ANATOLIA, Q = CENTRAL ANATOLIA, R = EASTERN ANATOLIA. MARINE CORES: 1 = ENAM93-20, 2 = JM11-19 PC, 3 = ENAM93-21, 4 = MD95-2009, 5 = LINK16, 6 = LINK17, 7 = LINK15. TERRESTRIAL SEQUENCES: LS = LOCH AN T'SUIDHE, AF = ABERNETHY FOREST, GF = GRØNLIA FEN, MFM = MEERFELDER MAAR, LGDM = LAGO GRANDE DI MONTICCHIO, LO = LAKE OHRID. .	149
TABLEAU 1 : NOUVEAUX AGES RADIOCARBONE OBTENUS SUR LA SEQUENCE DE GOURGON	34
TABLEAU 2 : AGES RADIOCARBONES OBTENUS DANS LA SEQUENCE DU LAC DU VAL	35
TABLEAU 3 : PRINCIPAUX MINERAUX PRESENTS DANS LES ROCHES VOLCANIQUES.	40
TABLEAU 4: TABLEAU COMPARATIF DES TEPHRAS DETECTES OU NON PAR LES METHODES PRESENTEES DANS LE MANUSCRIT. (- : NON DETECTE. + DIFFICILEMENT DETECTE. ++ FACILEMENT DETECTE).....	52
TABLEAU 5 : AGES RADIOCARBONES OBTENUS SUR LES SITES DE GOURGON ET MOLIAC.....	103
TABLEAU 6 : ANALYSES STATISTIQUES PAR TEST PAR ASSOCIATION DE FISHER-FREEMAN-HALTON CONCERNANT LA CORRELATION ENTRE LES ENVIRONNEMENTS SEDIMENTAIRES (ENV), LA SUSCEPTIBILITE MAGNETIQUE (SM), L'IMAGERIE TRIDIMENSIONNELLE (IMT) ET L'ÉPAISSEUR DES TEPHRAS (EP)	143
TABLEAU 7 : RELATION STATISTIQUES ENTRE L'ÉPAISSEUR DES TEPHRAS ET LES TROIS METHODES DE DETECTION PAR ESTIMATION BOOSTRAP UTILISANT LA CORRELATION DE PEARSON. LE LIEN EST SIGNIFICATIF QUAND L'INTERVALLE NE CONTIENT PAS 0. ...	144
TABLEAU 8 : RELATION STATISTIQUES ENTRE L'ÉPAISSEUR DES TEPHRAS ET LES METHODES DE DETECTION PAR XRF ET SUSCEPTIBILITE MAGNETIQUE EN MILIEU TOURBEUX PAR ESTIMATION BOOSTRAP UTILISANT LA CORRELATION DE PEARSON. LE LIEN EST SIGNIFICATIF QUAND L'INTERVALLE NE CONTIENT PAS 0.	145
TABLEAU 9: RELATION STATISTIQUES ENTRE L'ÉPAISSEUR DES TEPHRAS ET LES METHODES DE DETECTION PAR XRF ET SUSCEPTIBILITE MAGNETIQUE EN MILIEU CARBONATE PAR ESTIMATION BOOSTRAP UTILISANT LA CORRELATION DE PEARSON. LE LIEN EST SIGNIFICATIF QUAND L'INTERVALLE NE CONTIENT PAS 0.	145
TABLEAU 10 : COMPOSITION CHIMIQUE (NON NORMALISEE) DES MINERAUX LOURDS DU TEPHRA DE ROCOURT.	162
TABLEAU 11 : COMPOSITION CHIMIQUE (NON NORMALISEE) DES CLINOPYROXENES DU TEPHRA D'ELTVILLE. *CLINOPYROXENES ALTERES. **STATISTIQUES CALCULEES SUR LES CLINOPYROXENES NON ALTERES.	163
TABLEAU 12 : COMPOSITION CHIMIQUE (NON NORMALISEE) DES AMPHIBOLES ET OLIVINES DU TEPHRA D'ELTVILLE. *AMPHIBOLES ALTEREES. **STATISTIQUES CALCULEES SUR LES AMPHIBOLES NON ALTEREES	164
TABLEAU 13 : COMPOSITION CHIMIQUE (NON NORMALISEE) OBTENUE SUR LES VERRS VOLCANIQUES DES TEPHRAS DETECTES DANS LE LAC DU VAL.....	165

TABLEAU 14 : COMPOSITION CHIMIQUE (NON NORMALISEE) DES FELDSPATHS DES TEPHRAS VAL12-330.5 ET VAL12-353.0 DETECTES DANS LE LAC DU VAL.	166
TABLEAU 15 : COMPOSITION CHIMIQUE (NON NORMALISEE) DES FELDSPATHS DES TEPHRAS VAL12-372 ET VAL12-374.5 DETECTES DANS LE LAC DU VAL.	167
TABLEAU 16 : COMPOSITION CHIMIQUE (NON NORMALISEE) DES FELDSPATHS DES TEPHRAS DETECTES DANS LE LAC DE BELLEFONTAINE.	168
TABLEAU 17 : COMPOSITION CHIMIQUE (NON NORMALISEE) DES FELDSPATHS DES TEPHRAS DETECTES DANS LE LAC DE CHALAIN....	169
TABLEAU 18 : COMPOSITION CHIMIQUE (NON NORMALISEE) DES PYROXENES, OLIVINES ET AMPHIBOLES DES TEPHRAS DETECTES AU LAC DU VAL.....	170
TABLEAU 19 : COMPOSITION CHIMIQUE DES ECHARDES DE VERRES DES TEPHRAS DE LA TOURBIERE DE MOLHIAC.....	171
TABLEAU 20 : COMPOSITION CHIMIQUES DES VERRES VOLCANIQUES DES TEPHRAS G1, G2 ET G3 DE LA TOURBIERE DE GOURGON.	172
TABLEAU 21 : COMPOSITION CHIMIQUES DES VERRES VOLCANIQUES DES TEPHRAS G4, G5 ET G6 DE LA TOURBIERE DE GOURGON.	173

Annexes 2 : article publié (hors thèse)

Jouannic, G., Gillot, P.-Y., Goiran, J.-P., Lefevre, J.-C., Siani, G., Salomon, F., 2013. Tephrochronological Study in the Maccarese Lagoon (near Rome, Italy): Identification of Holocene Tephra Layers. *Quaternaire* 24, 65–74.

TEPHROCHRONOLOGICAL STUDY IN THE MACCARESE LAGOON (NEAR ROME, ITALY): IDENTIFICATION OF HOLOCENE TEPHRA LAYERS

■
Gwénoél JOUANNIC¹, Pierre-Yves GILLOT², Jean-Philippe GOIRAN³,
Jean-Claude LEFEVRE⁴, Giuseppe SIANI², Ferréol SALOMON⁵

ABSTRACT

This study deals with explosive activity of southern Italian volcanoes recorded in the Roman region since ca. 8,000 years. It presents chemical analyses performed on volcanic glass shards from a core (LM2 core) collected in the Maccarese lagoon, near Rome's Fiumicino Airport, in February 2010. Rome is surrounded by volcanic complexes which recent activity is regularly discussed. Alban Hills and Sabatini are the two main volcanic complexes in the South and North Rome. The last traces of Sabatini volcanic activity are dated by ⁴⁰Ar/³⁹Ar at 251 ± 8 ka. The known youngest activity of the Alban Hills is dated at 7.5 ky, according to deposits observed at the bottom of the crater lake later. However, in 2003, Funiello *et al.* have described pyroclastic and lahars deposits separated by a palaeosol dated at 5.1 ± 0.1 ¹⁴C ka BP. Historical accounts also relate volcanic activity during Bronze Age, but no volcanic deposits related to this recent activity have been described. Search of tephra related to Campanian, Sicilian and Eolian volcanic activity has been extended to recent explosive events from the Roman magmatic region. Three tephra levels have been observed in the LM2 core. Their chemical analyses, as well as Radiocarbon dating performed along the core, allow the identification of (1) the Agnano-Monte-Spina eruption dated at 3.99 ± 0.03 ¹⁴C ka BP, (2) probably the last eruption from the Alban Hills, dated at ca. 5 ka, and (3), for the first time in northern Italy, a tephra associated with Phlegrean Fields volcanic activity but younger than the Agnano-Monte-Spina eruption. The increase in population around the Alban Hills volcanic complex and Rome exposes a growing number of people to various volcanic hazards. Increasing the number of studied sites in this area will provide a precise chronology of the recent volcanic eruptions and a better estimate of their environmental consequences.

Keywords: tephrostratigraphy, tephra, Holocene, Maccarese, Tiber delta, Rome

RÉSUMÉ

ÉTUDE TÉPHROCHRONOLOGIQUE DANS LA LAGUNE DE MACCARESE (ENVIRONS DE ROME, ITALIE) : IDENTIFICATION DE NIVEAUX DE TÉPHRAS HOLOCÈNES

Cette étude propose de retracer l'activité volcanique explosive du sud de l'Italie enregistrée dans la région romaine depuis environ 8 000 ans. Cette étude est basée sur l'étude téphrochronologique d'un carottage (carotte LM2) réalisé en février 2010 dans la Lagune de Maccarese, près de l'aéroport Fiumicino de Rome. Rome est entourée de complexes volcaniques dont l'activité récente est régulièrement discutée. Les Monts Albans et Sabatini sont les deux principaux complexes volcaniques au sud et au nord de Rome. Les dernières traces d'activité de Sabatini sont datées à 251 ± 8 ka par ⁴⁰Ar/³⁹Ar. En revanche, les Monts Albans ont connu une activité plus tardive, et régulièrement discutée, jusqu'à 7,5 ka, d'après l'étude des plus jeunes dépôts tapissant le fond du lac de cratère le plus récent. Funiello *et al.* (2003) décrivent cependant des coulées pyroclastiques et des dépôts de lahars séparés par un paléosol daté à 5,1 ± 0,1 ka ¹⁴C BP. Par ailleurs, des récits historiques relatent également des activités volcaniques pendant l'Âge du Bronze. Cependant, jusqu'à maintenant, aucune étude n'a mis en évidence des dépôts volcaniques liés à cette activité récente. La recherche de téphras issus de l'activité volcanique campanienne, sicilienne et éolienne a donc été étendue à l'activité volcanique explosive récente de la région magmatique romaine. L'étude de la carotte LM2 a mis en évidence trois téphras. Leur analyse chimique, ainsi que des datations Radiocarbone, ont permis de les relier respectivement (1) à l'éruption d'Agnano-Monte-Spina (3,99 ± 0,03 ka ¹⁴C BP), (2) vraisemblablement à la dernière éruption des Monts Albans dont les dépôts ont été décrit par Funiello *et al.* en 2003, et (3), pour la première fois dans le nord de l'Italie, à un niveau de téphra lié à l'activité volcanique des Champs Phlégréens et postérieur à l'éruption d'Agnano-Monte-Spina. L'augmentation de la population autour du complexe volcanique des Monts Albans et de Rome expose un nombre toujours plus grand de personnes à des risques volcaniques variés dans une région qui n'est pourtant pas assimilée au volcanisme au premier abord. La multiplication des sites d'étude permettra d'obtenir une chronologie précise de ces éruptions et d'estimer leurs conséquences environnementales.

Mots-clés: tephrostratigraphie, téphra, Holocène, Maccarese, delta du Tibre, Rome

¹ Laboratoire Chrono-Environnement, UMR 6249 CNRS/UFC, 16, route de Gray, F-25030 BESANÇON cedex.

Email : gwenoel.jouannic@univ-fcomte.fr

² Université Paris-Sud, Laboratoire des Interactions et Dynamique des Environnements de Surface (IDES), UMR CNRS 8148, Bâtiment 504, F-91405 ORSAY cedex. Email : pierre-yves.gillot@u-psud.fr, giuseppe.siani@u-psud.fr

³ CNRS - UMR 5133 - Maison de l'Orient et de la Méditerranée, 7 rue Raulin, 69007 LYON. Email : jean-philippe.goiran@mom.fr

⁴ Centre de Datation par le Radiocarbone, UMR 5138 CNRS/UCB/ Maison de l'Orient et de la Méditerranée, 40 bd Niels Bohr, F-69622 VILLEURBANNE cedex. Email : jean-claude.lefevre@univ-lyon1.fr

⁵ Université de Lyon - UMR 5600, 5 avenue Pierre-Mendes-France, F-69676 BRON cedex. Email : ferreol.salomon@univ-lyon2.fr

1 - INTRODUCTION

Various works deal with tephrostratigraphy in north Italy, the dispersion of volcanic ashes during eruptions and the use of tephtras as time-parallel chronological markers, and show the importance of tephtra detection and characterization (Calanchi *et al.*, 1996; Ramrath *et al.*, 1999; Magny *et al.*, 2006, 2007; Giaccio *et al.*, 2009). Tephtras investigations in cores have been primarily driven by a need for robust chronological markers to correlate environmental records. They also provide an estimate of eruptions frequency for volcanic centers when proximal informations have been removed by recent activity (Keller *et al.*, 1978; McCoy, 1981; Paterne *et al.*, 1988, 1990, 2008; Vezzoli, 1991; Calanchi *et al.*, 1994, 1996, 1998; Narcisi & Vezzoli, 1999; Siani *et al.*, 2004; Lowe *et al.*, 2007).

This paper presents a tephrostratigraphic study from a holocene sedimentary sequence cored in the Maccarese lagoon close to Fiumicino airport (Rome, Italy).

2 - GEOLOGICAL SETTING

The Maccarese lagoon is located in the Tiber delta between two major volcanic massifs, Sabatini to the north and Alban Hills to the south (fig. 1), north from the present main active Italian volcanoes (i.e. Campanian volcanoes, the Aeolian Islands and Etna).

The geomorphological features of this area are due to (1) post-orogenic extensional tectonics since the late Miocene, (2) volcanic activity of Alban hills and Sabatini Mountains, and (3) combined Tiber sedimentation and sediment reworking due to glacio-eustatic sea level changes during the Quaternary (Amorosi & Milli, 2001; Bellotti *et al.*, 2007; Di Rita *et al.*, 2010; Bellotti *et al.*, 2011). Coastal lagoons have been developed in the delta on both sides of the Tiber, Ostia lagoons in the South and Maccarese lagoon in the North (Bellotti *et al.*, 2007).

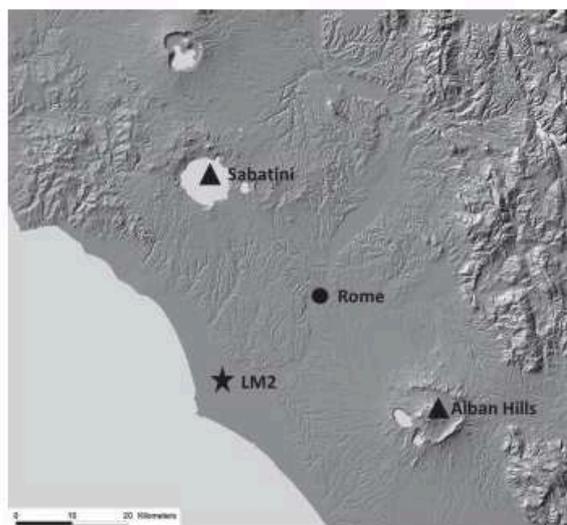


Fig. 1: Location of core LM2 and volcanic complexes around Rome.
Fig. 1: Carte des complexes volcaniques autour de Rome et localisation de la carotte LM2.

3 - MATERIALS AND METHODS

3.1 - CORING

The core LM2 was collected by Jean-Philippe Goiran and the Archéorient Laboratory team (University Lyon 2, France) in February 2010, in the southern part of the Maccarese lagoon (41°49'20,53" N, 12°17'34,94" E). The Maccarese lagoon is artificially filled and Rome Fiumicino Airport's enlargement is built above the lagoon. The core is composed of clays and silts with two peat layers: from 4.46 m to 4.6 m depth and from 5.36 m to 5.95 m depth (fig. 2). The sedimentary record overlies the volcanic tuff from the Sabatini Mountains.

3.2 - TEPHRA IDENTIFICATION

Distal ash layers identification is often difficult to the naked eye. So, first, volume magnetic susceptibility measurements were performed (fig. 2) using a MS2-E1 surface scanning sensor from Bartington Instruments. This 1cm diameter-sensor is well adapted to measure the volume magnetic susceptibility on split cores with fine resolution. The sediments in the Maccarese lagoon mainly consist of clays and carbonates (fig. 2), which are essentially dia- and paramagnetic materials. Volcanic ashes are made of glass shards or pumice and phenocrysts such as feldspars, pyroxenes, amphiboles and micas which are also dia- and paramagnetic minerals. Moreover, they generally contain ferromagnetic crystals such as magnetite. In distal deposits, magnetic dense particles, like titanomagnetite grains, may be absent, because they may sediment before the study site. Then, distal volcanic material mainly consists of glass shards that may contain titanomagnetites as small inclusions (Ananou *et al.*, 2003). Thus, all layers or volcanic deposit containing these minerals commonly lead to an increase in the magnetic susceptibility values (Williamson *et al.*, 1991; Bossuet *et al.*, 1997; Walter-Simonnet *et al.*, 2008). However, aphyric glasses (usually rhyolite) show low magnetic susceptibility values.

Chemical analyzes (major elements) were carried out on tephtras glass shards using a Cameca SX50 electron microprobe in Camparis Center from the University Pierre et Marie Curie Paris VI (France) (operating conditions: wavelength dispersive spectrometry, accelerating voltage of 15 keV, 4 nA beam current, 10 μ m beam diameter). The chemical composition of glass shards is generally different than the chemical composition of bulk volcanic rock and reflects the conditions of formation of pyroclastites (fast ejection, fast cooling). Generally, eruptions have a special chemical composition that allows to distinguish them.

3.3 - CHRONOLOGY

The chronological framework of the sedimentary sequence is based on six radiocarbon dates of wood fragments, plants macrofossils and peat samples (tab. 1). Two radiocarbon dating methods were used: Accelerator Mass

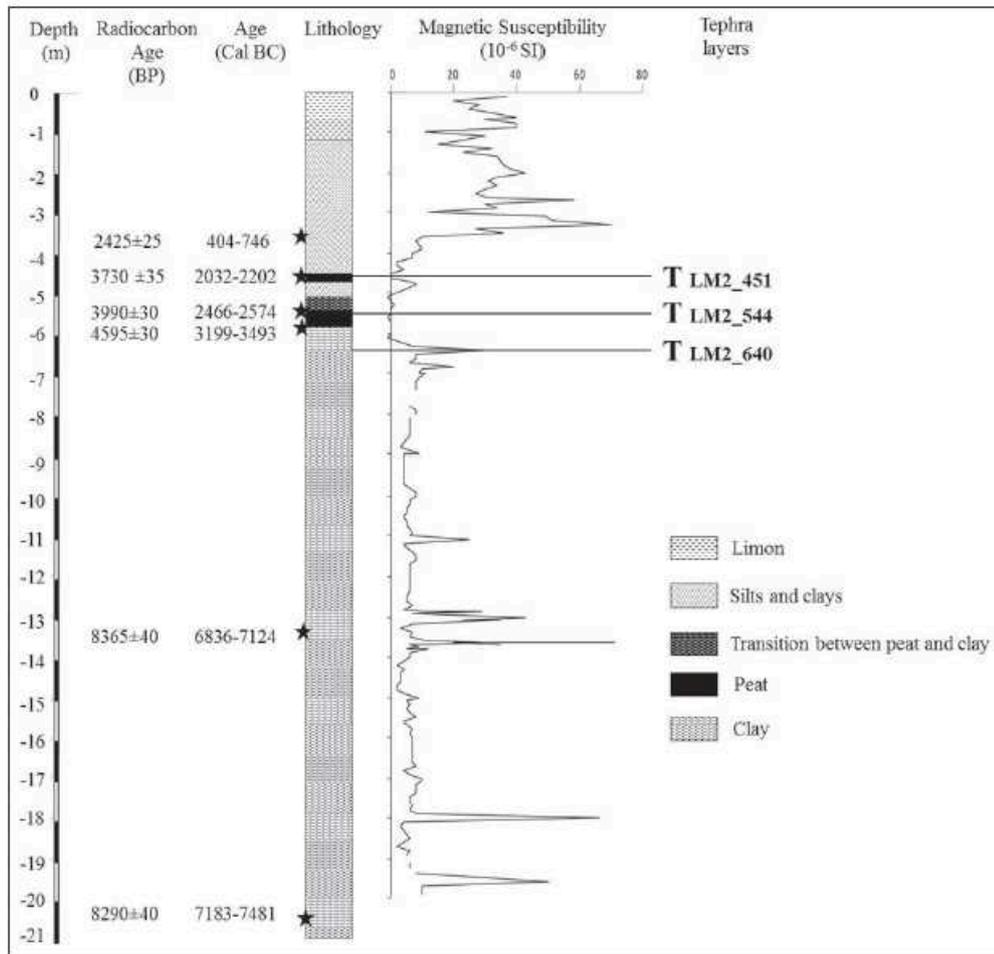


Fig. 2: Simplified stratigraphic log of the core LM2 with samples position for radiocarbon dating and magnetic susceptibility record.
 Fig. 2: Log stratigraphique, données chronologiques et profil de susceptibilité magnétique de la carotte LM2.

Spectrometer (AMS) at the CEA (ARTEMIS, Saclay, France) and Liquid Scintillation Counting (LSC) at the Center for Radiocarbon Dating of the University Claude Bernard (Lyon, France). Core LM2 recorded sedimentation processes from ca. 9,136-9,427 cal. yr BP (at 20.5 m depth). The youngest age (2,353-2,694 cal. yr BP) was obtained at 3.6 m depth.

The six radiocarbon ages were converted to calendar years using the program OxCal and the Calib software (Stuiver & van der Plicht, 1998), and the calibration curve IntCal09 (Reimer *et al.*, 2009). Two different sedimentation rates are observed in the age-depth diagram (fig. 3). Between the base of the core and 7 m depth, the

sedimentation rate is ca. 0.85 cm/year, but it decreases to 0.08 cm/year above 7 m depth. This change in sedimentation rate is consistent with chronological data from different other studies conducted in the Tiber delta (Lambeck *et al.*, 2004; Bellotti *et al.*, 2007; Di Rita *et al.*, 2010; Bellotti *et al.*, 2011; Giraudi *et al.*, 2011).

3.4 - TEPHRA CHARACTERIZATION

Samples were selected on and around peaks of magnetic susceptibility as well as between peaks. But, magnetic susceptibility were difficult to use along the upper 2 meters of the core. Then, in order to obtain a

Depth (m)	Radiocarbon age BP	Calibrated age (2σ) (cal. BP)	Calibrated age (2σ) (BC)	Laboratory reference	Method	Material
3,6	2425 ± 25	2694-2353	745-404	Lyon-8049	CSL	vegetal
4,45-4,50	3730 ± 35	4158-3977	2202-2032	Ly-15528	CSL	peat
5,44	3990 ± 30	4523-4416	2574-2466	Lyon-7921(SacA-23829)	AMS	peat
5,90-5,95	4595 ± 30	5448-5282	3493-3199	Ly-15529	CSL	peat
13,33	8365 ± 40	9477-9289	7123-6836	Lyon-8078	CSL	shell
20,5	8290 ± 40	9427-9136	7480-7183	Lyon-7922(SacA-23830)	AMS	coal

Tab. 1: Radiocarbon dates from the core LM2.

Tab. 1: Âges radiocarbone obtenus sur des macrorestes et de la tourbe prélevés dans la carotte LM2.

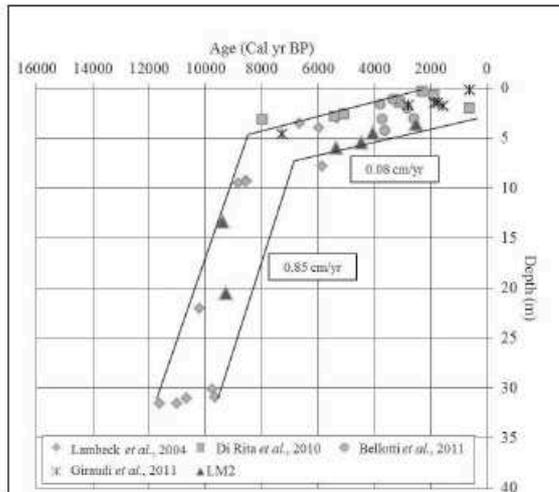


Fig. 3: Ages versus depth in core LM2.
Fig. 3: Relation âge-profondeur dans la carotte LM2.

complete sampling, this part of the core was cut every 5 cm and the 20 samples were analyzed.

Samples have been attacked with 10% solution of acetic acid in order to remove carbonates, then with 35 % solution of hydrogen peroxide in order to remove organic matter. Finally, the samples were sieved at 40 microns. The > 40 μm fraction was observed with a binocular lens and a light microscope (fig. 4).

4 - RESULTS AND DISCUSSION

4.1 - MAGNETIC SUSCEPTIBILITY

The magnetic susceptibility of this sediment is often low because clays and carbonates which compose the core are dia- and paramagnetic minerals. However, the magnetic susceptibility data show several peaks (fig. 2) due to the occurrence of ferromagnetic minerals in the sediment. The two tephra layers observed at naked eye, LM2-451 and LM2-544 (at 4.51 m depth and 5.44 m depth respectively) do not correspond to high magnetic susceptibility values. There are two possible reasons: 1) heavy ferromagnetic minerals sedimented before the

Maccarese lagoon, and 2) highly differentiated magmas are usually impoverished in ferromagnetic minerals.

Only one sample (tephra layer LM2-640 at 6.40 m depth) corresponds to a high magnetic susceptibility value indicating the presence of ferromagnetic minerals in the sediment. Other peaks with high magnetic susceptibility values can be attributed to detrital material deposits due to continental erosion. The upper 4 meters of the core are marked by rapid and significant changes in magnetic susceptibility record. These variations may correspond to Bronze Age human occupations in the Roman region. Indeed, deforestation was very extended during this period and induced soil erosion and an increased supply of detrital sediments in the lagoon. This hypothesis was recently confirmed by Balsam *et al.* (2011).

4.2 - GLASS SHARDS CHEMISTRY

4.2.1 - Tephra LM2-451

This 1.5 cm thick tephra is dated to 3,977 - 4,158 cal. yr BP using peat sampled from 4.45 to 4.50 m depth (tab. 1). Major elements analyses (tab. 2) show it has got a trachytic composition which is characteristic of the alkaline series from the Campanian products (fig. 5 and 6). During this time interval, three main Campanian eruptions occurred: the Avellino eruption from the Somma-Vesuvius complex (ca. 3.8 cal. ka BP, Sulpizio *et al.*, 2008, 2010a,b; 3.9 cal. ka BP, Sevink *et al.*, 2011), the Averno eruption at $4,249 \pm 95$ cal. years BP (Isaia *et al.*, 2004, 2009; Smith *et al.*, 2011) and the volcanic activity of Astroni. The first activity of Astroni started at $4,249 \pm 95$ cal. years BP (Isaia *et al.*, 2004, 2009; Smith *et al.*, 2011). The eruption of Lupura Fossa, which followed the last of the seven phases of the Astroni eruption, is dated at $4,085 \pm 100$ cal. years BP (Di Vito *et al.*, 1999) in the Phlegraean Fields (tab. 3). Even if there may be a possible synchronism with Avellino eruption, this eruption doesn't correspond to LM2-451 tephra. Its trachy-phonolitic composition is different from the one of Avellino (tab. 4). In return, it is characteristic of phlegrean products. So, this tephra layer may correspond to the Astroni eruption whose age and chemistry are consistent (tab. 4). It is the first time that this tephra layer originated from Phlegrean Fields is described in north Italy.

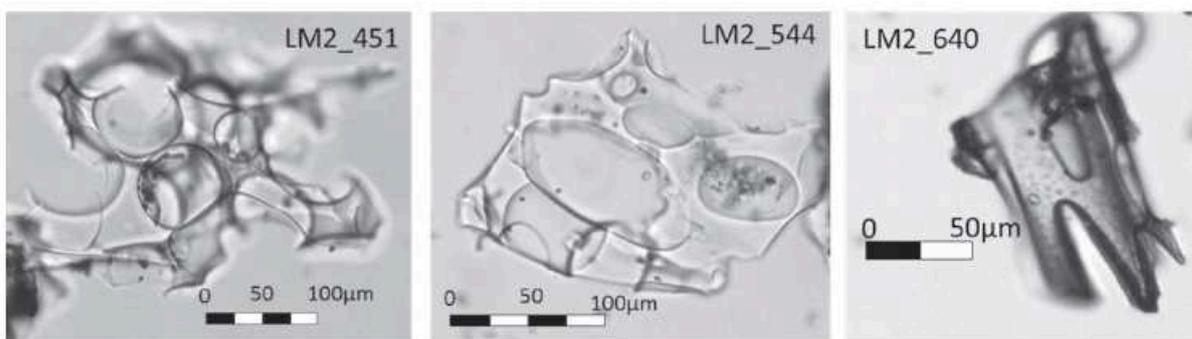


Fig. 4: Glass shards from LM2-451, LM2-544 and LM2-640 tephtras (optical microscopy).
Fig. 4: Photographies d'échardes de verre volcanique présentes dans les téphras LM2-451, LM2-544 et LM2-640, réalisées au microscope optique.

Tephra layers	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO _{tot}	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	Total
	57.22	0.57	18.55	3.61	0.07	0.75	2.58	3.70	8.10	95.14
	57.13	0.51	18.47	4.30	0.23	0.76	3.04	3.45	7.65	95.53
	55.70	0.51	18.48	3.98	0.16	0.74	2.86	3.48	7.88	93.79
	56.14	0.58	17.98	3.72	0.19	0.59	2.71	3.70	7.36	92.99
	56.76	0.45	18.00	4.06	0.08	0.60	2.70	3.27	7.64	93.56
	60.62	0.16	19.05	0.23	0.00	0.00	0.97	3.48	9.44	93.95
	60.88	0.25	19.98	0.45	0.01	0.02	2.17	3.56	9.17	96.50
	60.12	0.50	20.15	0.52	0.00	0.04	2.61	3.76	8.56	96.26
LM2_451	59.10	0.27	18.48	3.86	0.07	0.72	2.77	3.79	7.62	96.69
	57.04	0.59	18.93	4.28	0.15	0.90	3.56	3.60	8.23	97.27
	59.17	0.20	19.30	0.53	0.01	0.01	2.72	4.03	7.31	93.28
	60.87	0.39	18.86	3.59	0.27	0.57	2.37	2.87	8.73	98.53
	58.76	0.45	18.68	3.66	0.08	0.67	2.51	3.54	7.99	96.34
	56.41	0.64	16.97	4.26	0.19	0.71	2.50	2.65	6.75	91.06
	59.72	0.22	19.29	1.35	0.08	0.33	3.03	3.20	7.61	94.82
	58.75	0.48	18.19	3.54	0.04	0.52	2.34	3.87	7.91	95.63
	58.83	0.56	19.13	3.41	0.26	0.54	2.71	3.84	8.51	97.79
Mean	58.42	0.43	18.73	2.90	0.11	0.50	2.60	3.52	8.03	95.24
Std. Dev.	1.72	0.15	0.76	1.56	0.09	0.30	0.53	0.36	0.69	1.95
	61.53	0.54	19.44	3.44	0.01	0.00	2.18	3.72	7.56	98.41
	60.51	0.48	19.55	4.43	0.00	0.71	1.77	3.67	7.94	99.06
	59.01	0.47	18.75	3.70	0.00	0.19	2.82	3.43	7.64	96.00
	59.45	0.48	18.53	4.30	0.00	0.04	3.61	2.53	8.07	97.01
	60.93	0.53	18.86	2.91	0.11	1.11	3.59	0.62	8.94	97.60
	59.61	0.54	18.06	3.47	0.00	0.76	2.35	4.22	9.61	98.62
	59.25	0.52	18.02	3.67	0.01	0.45	2.51	5.14	9.60	99.17
	59.54	0.52	18.01	3.68	0.12	0.48	2.65	4.61	8.44	98.05
	58.87	0.60	18.05	4.09	0.05	0.57	2.71	4.54	8.91	98.39
LM2_544	59.21	0.51	18.85	3.59	0.11	0.70	2.72	4.42	9.59	99.70
	60.50	0.48	18.76	3.40	0.13	0.50	2.34	4.44	8.56	99.11
	58.71	0.47	19.27	3.59	0.16	0.52	2.27	5.21	9.56	99.76
	60.90	0.39	18.74	3.28	0.14	0.73	2.17	4.89	7.66	98.90
	60.42	0.51	18.66	3.21	0.00	0.68	2.11	4.84	9.23	99.66
	59.67	0.51	18.31	4.70	0.00	0.70	3.80	3.97	8.23	99.89
	59.91	0.52	18.54	4.50	0.08	0.54	3.54	3.96	7.85	99.44
	60.87	0.58	18.02	4.76	0.09	1.21	2.40	3.24	8.71	99.88
	61.09	0.43	18.40	3.08	0.00	1.20	2.30	4.48	8.51	99.49
	61.81	0.41	18.15	3.10	0.14	0.40	2.70	4.53	8.21	99.45
	56.84	0.48	18.80	3.21	0.11	1.40	3.90	4.10	8.31	97.15
Mean	59.93	0.50	18.59	3.71	0.06	0.64	2.72	4.03	8.56	98.74
Std. Dev.	1.16	0.05	0.47	0.56	0.06	0.37	0.63	1.04	0.69	1.09
	45.87	0.88	13.71	9.3	0.01	6.38	9.57	1.34	8.7	95.76
	48.7	0.76	17.67	7.31	0.09	2.42	8.12	3.13	7.12	95.32
	48.54	0.97	17.54	8.67	0.25	1.58	12.7	4.53	4.56	99.34
	47.4	0.82	17.93	8.54	0.18	1.89	10.43	3.12	9.12	99.43
	47.1	1.12	21.54	7.5	0.5	0.48	7.89	5.49	7.43	99.05
	51.8	0.69	15.67	7.32	0.06	2.42	7.87	3.19	7.98	97
LM2_640	50.4	1.01	17.86	9.99	0.34	2.58	7.23	5.03	4.93	99.37
	50.67	0.98	18.93	7.98	0.21	1.89	11.2	2.89	3.45	98.2
	46.5	0.94	18.83	7.53	0.12	1.91	9.54	2.99	8.34	96.7
	51.3	0.75	17.69	9.54	0.25	1.56	7.75	4.34	6.34	99.52
	42.73	1.4	16.34	8.5	0.32	3.1	13.65	2.64	8	96.68
	48.89	1.23	20.51	7.54	0.01	0.48	8.65	7.01	5.6	99.92
	49.3	1.03	13.6	9.36	0	6.3	9.23	1.4	7.12	97.34
Mean	48.4	0.97	17.52	8.39	0.18	2.54	9.53	3.62	6.82	97.97
Std. Dev.	2.50	0.20	2.31	0.94	0.15	1.84	1.99	1.61	1.74	1.58

Tab. 2: Major oxides concentrations of volcanic glass shards from tephra layers observed in core LM2 (electron microprobe analyses).

Tab. 2: Composition chimique (en % de poids d'oxydes d'éléments majeurs) des échantillons de verre volcanique présentes dans les tephra observés dans la carotte LM2 (analyses chimiques obtenues à la microsonde électronique).

4.2.2 - Tephra LM2-544

This tephra was observed at 544 cm in the second peat layer and dated by AMS ¹⁴C dates at 4,416 - 4,523 cal. years BP (tab. 1). Its major elements chemistry shows a phonolitic composition indicating a phlegrean (Campanian) origin (fig. 7). During this period, two phlegrean phonolitic eruptions occurred. The eruption of Astroni started at

4,249 ± 95 cal. years BP (Isaia *et al.*, 2004, 2009; Smith *et al.*, 2011) and the Agnano Monte Spina eruption dated at 4,555 ± 75 cal. years BP (de Vita *et al.*, 1999; Di Vito *et al.* 1999). The chemical compositions of Astroni and Agnano Monte Spina eruptions are similar. Our LM2-544 tephra layer may correspond to the tephra layer attributed to Agnano Monte Spina described in Lake Accessa by Magnani *et al.* (2006, 2007), north of Maccarese Lagoon.

4.2.3 - Tephra LM2-640

There is no datable material around this level. Then, we have estimated the age of this tephra by linear interpolation and obtained an age of ~5,965 cal. years BP (tab. 1, fig. 3).

Glass shards are rare but their chemical composition shows very low silica (47-52 %), high FeO (7-9%) and high K₂O (5-9%) contents (fig. 6 and 8). This chemical

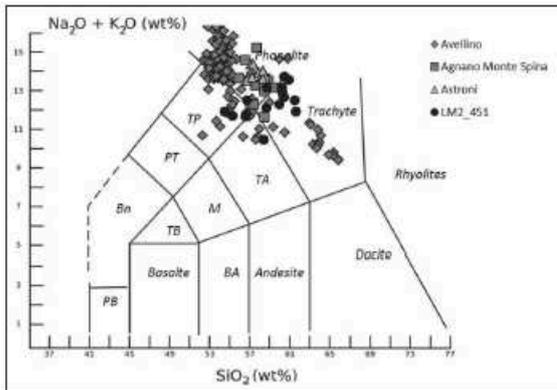


Fig. 5: Geochemical composition of glass shards from the LM2-451 tephra layer and from Avellino (Calanchi *et al.*, 1996; Calanchi *et al.*, 1998; Wulf *et al.*, 2004; Magny *et al.*, 2007; Calanchi & Dinelli, 2008; Sulpizio *et al.*, 2008; Turney *et al.*, 2008), Agnano Monte Spina (De Vita *et al.*, 1999; Wulf *et al.*, 2004; Magny *et al.*, 2006; Piochi *et al.*, 2008; Zanchetta *et al.*, 2011) and Astroni (Siani *et al.*, 2004; Smith *et al.*, 2011) tephra plotted in the total alkali versus silica diagram (TAS, Le Bas *et al.*, 1986).

Fig. 5: Représentation de la composition chimique d'échardes de verre du niveau de téphra situé à 4.51 m de profondeur dans la carotte LM2 et des éruptions d'Avellino (Calanchi *et al.*, 1996; Calanchi *et al.*, 1998; Wulf *et al.*, 2004; Magny *et al.*, 2007; Calanchi & Dinelli, 2008; Sulpizio *et al.*, 2008; Turney *et al.*, 2008), d'Agnano Monte Spina (De Vita *et al.*, 1999; Wulf *et al.*, 2004; Magny *et al.*, 2006; Piochi *et al.*, 2008; Zanchetta *et al.*, 2011) et d'Astroni (Siani *et al.*, 2004; Smith *et al.*, 2011) dans le diagramme de la somme des alcalins en fonction de SiO₂ (TAS, Le Bas *et al.*, 1986).

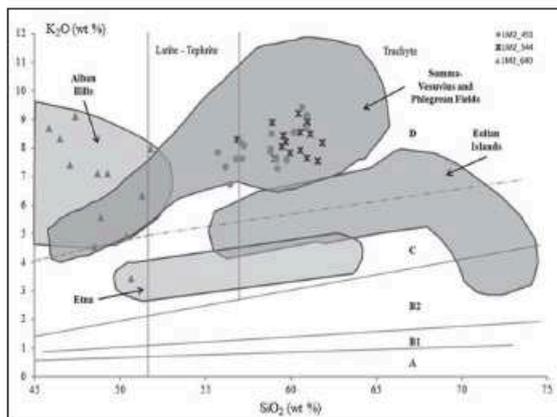


Fig. 6: K₂O versus SiO₂ binary diagram (modified after Peccerillo & Taylor, 1976) for volcanic glass shards from tephra layers of LM2 core and the Alban hills, Eolian Islands, Etna, Somma-Vesuvius and Phlegrean Fields (Siani *et al.*, 2004). Series: A/ tholeiitic, B1/ low K calc-alkaline, B2/ high K calc-alkaline, C/ shoshonitic series, D/ alkaline series.

Fig. 6: Représentation dans le diagramme K₂O-SiO₂ (modifié d'après Peccerillo & Taylor, 1976) de la composition chimique des échardes de verre volcanique des niveaux de téphras de la carotte LM2 et des Monts Albans, des Îles Eoliennes, de l'Etna, du complexe Somma-Vésuve et des champs Phlégréens (Siani *et al.*, 2004). Séries: A/ série tholéiitique, B1/ série calco-alcaline faiblement potassique, B2/ série calco-alcaline fortement potassique, C/ série shoshonitique, D/ série alcaline.

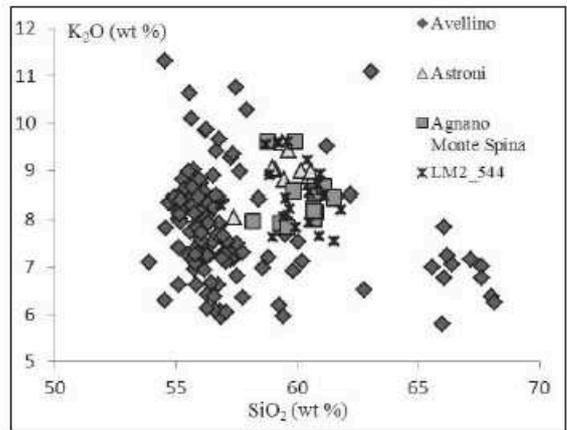


Fig. 7: K₂O versus SiO₂ binary diagram for chemical analyses of glass shards from the tephra layer LM2-544 and from Avellino, Astroni, Agnano-Monte-Spina eruptions (for authors, see figure 5). Fig. 7: Représentation dans le diagramme K₂O-SiO₂ de la composition chimique d'échardes de verre volcanique provenant du niveau de téphra LM2-544 et des éruptions d'Avellino, d'Astroni, d'Agnano Monte Spina (données issues des auteurs cités dans la figure 5).

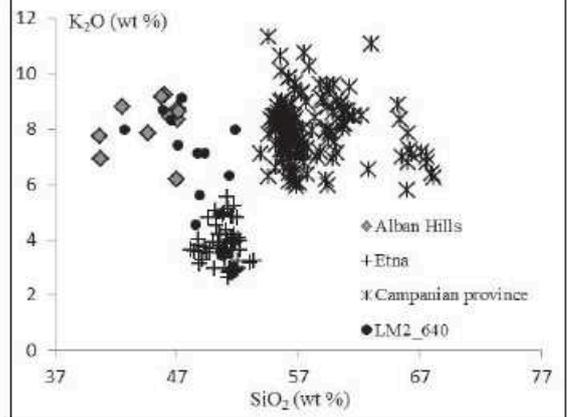
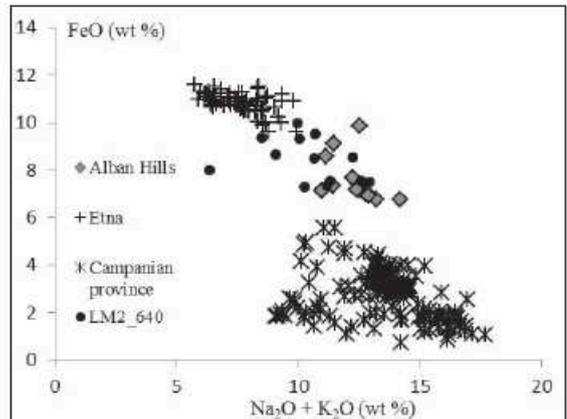


Fig. 8: FeO versus total alkali and K₂O versus SiO₂ binary diagrams for chemical analyses of glass shards from the tephra layer LM2-640 and from Campanian province (for authors, see figure 5), Etna (Corsaro *et al.*, 2004, 2005, 2007; Viccaro *et al.*, 2007; Ferlito *et al.*, 2008; Branca *et al.*, 2009) and Alban Hills (Gaeta, 1998; Freda, 2006; Gaeta *et al.*, 2006) eruptions.

Fig. 8: Représentation dans les diagrammes FeO-alcalins et K₂O-SiO₂ de la composition chimique d'échardes de verre volcanique provenant du niveau de téphra LM2-640 et des éruptions de la Province Campesienne (données issues des auteurs cités dans la figure 5), de l'Etna (Corsaro *et al.*, 2004, 2005, 2007; Viccaro *et al.*, 2007; Ferlito *et al.*, 2008; Branca *et al.*, 2009) et des Monts Albans (Gaeta, 1998; Freda, 2006; Gaeta *et al.*, 2006).

Phlegrean Fields			Vesuvius		
Eruptions	Age (cal. BP)	Ref.	Eruptions	Age (cal. BP)	Ref.
<i>Epoch 3b :</i>			<i>Epoch 3a :</i>		
<i>volcanism between 4,4 and 3,5 ka</i>			<i>volcanism between 5,5 and 4,5 ka</i>		
Nisida	3213-4188	d	Agnano monte Spina	4482-4625	c,d
Fossa Lupura	3978-4192	d	Paleoastroni 2	4712-4757	c,d
Astroni 7		g	Paleoastroni 1	4745-4834	c,d
Astroni 6		g	Monte San'Angelo	4832-5010	c,d
Astroni 5		g	Agnano 3		d
Astroni 4		g	Capo Miseno	3259-4886	d
Astroni 3	4098-4297	g	Averno 1	5064-5431	d,g
Astroni 2		g	Agnano 2		d
Astroni 1	4153-4345	g,h	Agnano 1	5266-5628	d
Averno 2		c,h			
Solfatara	4181-4386	d,h			
San Maria delle Grazie	4382-4509	h			

Roman volcanism		
Eruption	Age (cal. BP)	Ref.
Alban Hills	5605-6021	f

Tab. 3: Campi Flegrei volcanic eruptions during Bronze age. (a) Santacroce *et al.* (1987), (b) Rolandi *et al.* (1998), (c) de Vita *et al.* (1999), (d) Di Vito *et al.* (1999), (e) Andronico & Cioni (2002), (f) Funicello *et al.* (2003), (g) Isaia *et al.* (2004), (h) Isaia *et al.* (2009), (i) Sacchi *et al.* (2009) and (j) Sevink *et al.* (2011).

Tab. 3: Résumé stratigraphique des éruptions volcaniques des Champs Phlégréens pendant l'âge du Bronze. (a) Santacroce *et al.* (1987), (b) Rolandi *et al.* (1998), (c) de Vita *et al.* (1999), (d) Di Vito *et al.* (1999), (e) Andronico & Cioni (2002), (f) Funicello *et al.* (2003), (g) Isaia *et al.* (2004), (h) Isaia *et al.* (2009), (i) Sacchi *et al.* (2009) et (j) Sevink *et al.* (2011).

Tephra	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	references
Avellino U2	56.89	0.08	23.89	1.52	0.12	0	1.61	6.50	8.41	f
Avellino U3	55.63	0.31	21.85	3.07	0	0.09	4.46	5.57	8.23	f
Avellino U5a	56.91	0.27	22.62	2.53	0.12	0.4	2.5	6.94	7.13	f
Avellino U5b	65.35	0.39	18.45	2.13	0.16	0.32	2.17	2.98	7.59	f
Astroni	59.7	0.51	18.74	3.74	0.14	0.7	2.71	4.39	8.93	b,g
AMS	60.14	0.5	18.58	3.81	0.14	0.77	2.72	4.46	8.45	a,b,c,d,e,h
LM2 451	60.74	0.45	19.47	4.01	0.12	0.52	2.7	3.66	8.34	our study

Tab. 4: Comparative table of average chemical compositions of glass shards from LM2-451 tephra and tephra from the literature. (a) Di Vito *et al.* (1999), (b) Siani *et al.* (2004), (c) Wulf *et al.* (2004), (d) Magny *et al.* (2006), (e) Piocchi *et al.* (2008), (f) Sulpizio *et al.* (2008), (g) Smith *et al.* (2011) and (h) Zanchetta *et al.* (2011).

Tab. 4: Tableau comparatif des compositions chimiques moyennées d'échantillons de verre volcanique provenant du téphra LM2-451 et de téphras de la littérature. (a) Di Vito *et al.* (1999), (b) Siani *et al.* (2004), (c) Wulf *et al.* (2004), (d) Magny *et al.* (2006), (e) Piocchi *et al.* (2008), (f) Sulpizio *et al.* (2008), (g) Smith *et al.* (2011) et (h) Zanchetta *et al.* (2011).

characteristics can be attributed to Alban Hills volcanic products. The last activity of the Alban Hills was dated to $5,100 \pm 100$ ¹⁴C years BP ($5,850 \pm 130$ cal. years BP) (Funicello *et al.*, 2003). The estimated age of LM2-544 tephra and the age of the last activity of Alban Hills are consistent. Thus, we can attribute LM2-544 tephra to the last known volcanic activity of Alban Hills.

4.2.4 - Historic volcanic activity of the Alban Hills

Many historians of Ancient Rome (Julius Obsequens, Hostilius Tullius, Cicero, Livy, Pliny the Elder), quoted by Heiken *et al.* (2005), related disastrous events all

around the Alban Hills during the six centuries before Jesus Christ. They often described "a shower of stones on Rome" or "stones thrown from the crater" on more or less accurate dates (De Benedetti *et al.* (2008). No tephrostratigraphic study have shown presence of tephra from very late roman volcanic activity. Considering our chronological data, tephra related to Alban Hills activity during the Bronze Age would be recovered in the first two meters of our core. But, such tephra layer hasn't been found. The lack of glass shards may be explained by the type of eruptive activity, i.e. there is no expulsion of volcanic glass during phreatic eruptions. During phreatic eruptions rocks are broken by water

vapor under pressure but there is no mission of magma at the surface. In this case the plume is only composed by water vapor.

5 - CONCLUSION

The core performed into the Maccarese lagoon is of great tephrochronological interest. Ages obtained in this study complete works on the Tiber delta formation and the sea level evolution in this area (Lambeck *et al.*, 2004; Bellotti *et al.*, 2007, 2011; Goiran *et al.*, 2009, 2010; De Rita *et al.*, 2010; Bellotti *et al.*, 2011; Giraudi *et al.*, 2011). Our study has highlighted several eruptive episodes that historically affected the Roman region, and, for the first time in this part of Italy, shows a record of post-Agnano-Monte-Spina volcanic activity of Phlegrean Fields. The observed tephra layers are important chronological markers in the sedimentary record in the Tiber delta.

The volcanic activity of Alban Hills during the Bronze Age is not recorded in this core. Doubts about the veracity of the chronicles remain unsolved although they come from multiple sources. Nevertheless, our study shows the need of such studies in other areas around the Alban Hills.

ACKNOWLEDGMENTS

We thank Christine Oberlin and the Radiocarbon dating Centre (University Claude Bernard, Lyon, France) who supported and funded this study. We also thank the Ecole Française de Rome (the "Tiber Delta" program) and the Soprintendenza Speciale per i Beni Archeologici di Roma (sede di Ostia) (Cinzia Morelli and Angelo Pellegrino) for allowing us to realize our coring campaign. Thank you also to Antonia Arnoldus-Huyzendveld for the helpfull remarks. This study was conducted through the ANR POLTEVERE (ref JCSHS3 002 01). We thank Emmanuelle Delque-Kolic (CEA, Saclay, France) for the radiocarbon dating by ARTEMIS, and Michel Fialin and Frederic Coufignal (Camparis, Université P. et M. Curie, Paris, France) for their help for analysis of volcanic fragments. We also thank reviewers for their detailed and constructive observations, which improved the manuscript.

BIBLIOGRAPHY

- AMOROSIA, & MILLI S., 2001 - Late quaternary depositional architecture of Po and Tevere river deltas (Italy) and worldwide comparison with coeval deltaic successions. *Sedimentary geology*, **144** (3-4), 357-375
- ANANOU B., REGNIER S., KSARIY., MARFAING J., STEPANOV A., TOUCHARD Y. & ROCHETTE P., 2003 - Detection of diluted marine Tertiary tephra by electron spin resonance and magnetic measurements. *Geophysical Journal International*, **155** (2), 341-349.
- ANDRONICO D. & CIONI R., 2002 - Contrasting styles of Mount Vesuvius activity in the period between the Avellino and Pompeii Plinian eruptions, and some implications for assessment of future hazards. *Bulletin of Volcanology*, **64** (6), 372-391.
- BALSAM W.L., ELLWOOD B.B., JI J., WILLIAMS E.R., LONG X. & EL HASSANI A., 2011 - Magnetic susceptibility as a proxy for rainfall: Worldwide data from tropical and temperate climate. *Quaternary Science Reviews*, **30** (19-20), 2732-2744.
- BELLOTTI P., CALDERONI G., CARBONI M.G., DI BELLA L., TORTORA P., VALERI P., ZERNITSKAYA V., 2007 - Late quaternary landscape evolution of the Tiber river delta plain (central Italy): new evidence from pollen data, biostratigraphy and ¹⁴C dating. *Zeitschrift für Geomorphologie*, **51** (4), 505-534.
- BELLOTTI P., CALDERONI G., DI RITA F., D'OREFICE M., D'AMICO C., ESU D., MAGRI D., PREITE MARTINEZ M., TORTORE P. & VALERI P., 2011 - The Tiber river delta plain (central Italy): coastal evolution and implications for the ancient Ostia Roman settlement. *The Holocene*, **21** (7), 1105-1116.
- BOSSUET G., RICHARD H., MAGNY M. & ROSSY M., 1997 - A new occurrence of Laacher See Tephra in the Central Jura (France). The mire of Le Lautrey. *Comptes Rendus de l'Académie des Sciences. Série 2, Sciences de la Terre et des Planètes*, **325** (1), 43-48.
- BRANCA S., DEL CARLO P., LO CASTRO M.D., DE BENI E. & WIJBRANS J.R., 2009 - The occurrence of Mt Barca flank eruption in the evolution of the NW periphery of Etna volcano (Italy). *Bulletin of Volcanology*, **71** (1), 79-94.
- CALANCHI N., CATTANEO A., DINELLI E., GASPAROTTO G. & LUCCHINI F., 1998 - Tephra layers in Late Quaternary sediments of the central Adriatic Sea. *Marine Geology*, **149** (1-4), 191-209.
- CALANCHI N., DINELLI E., LUCCHINI F. & MORDENTI A., 1996 - Chemostratigraphy of late Quaternary sediments from Lake Albano and central Adriatic Sea cores. *Memorie Istituto Italiano di Idrobiologia*, **55**, 247-264.
- CALANCHI N. & DINELLI E., 2008 - Tephrostratigraphy of the last 170 ka in sedimentary successions from the Adriatic Sea. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **177** (1), 81-95.
- CALANCHI N., GASPAROTTO G. & ROMAGNOLI C., 1994 - Glass chemistry in volcanoclastic sediments of ODP Leg 107, Site 650, sedimentary sequence: provenance and chronological implications. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **60** (1), 59-85.
- CORSARO R.A., MIRAGLIA L. & ZANON V., 2005 - Petrologic monitoring of glasses in the pyroclastites erupted in February 2004 by the Stromboli volcano, Aeolian islands, southern Italy. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **139** (3-4), 339-343
- CORSARO R.A., MIRAGLIA L. & POMPILIO M., 2007 - Petrologic evidence of a complex plumbing system feeding the July-August 2001 eruption of Mt. Etna, Sicily. *Bulletin of Volcanology*, **69** (4), 401-421
- CORSARO R.A. & POMPILIO M., 2004 - Buoyancy-controlled eruption of magmas at Mt Etna. *Terra Nova*, **16** (1), 16-22.
- DE BENEDETTA A., FUNICIELLO R., GIORDANO G., DIANO G., CAPRILLI E. & PATERNE M., 2008 - Volcanology, history and myths of the Lake Albano maar (Colli Albani volcano, Italy). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **176** (3), 387-406.
- DE RITA F., CELANT A. & MAGRI D., 2010 - Holocene environmental instability in the wetland north of the Tiber delta (Rome, Italy): sea-lake-man interaction. *Journal of Paleolimnology*, **44** (1), 51-67.
- DI VITA S., ORSI G., CIVETTA L., CARANDENTE A., D'ANTONIO M., DEINO A., DI CESARE T., DI VITO M.A., FISHER R.V., ISAIA R., MAROTTA E., NECCO A., ORT M., PAPPALARDO L., PIOCHI M. & SOUTHON J., 1999 - The Agnano-Monte Spina eruption (4100 years BP) in the restless Phlegrean Fields caldera (Italy). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **91** (2-4), 269-301.
- DI VITO M.A., ISAIA R., ORSI G., SOUTHON J., DE VITA S., D'ANTONIO M., PAPPALARDO L. & PIOCHI M., 1999 - Volcanism and deformation since 12,000 years at the Campi Flegrei caldera (Italy). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **91** (2-4), 221-246.
- FERLITO C., VICCARO M. & CRISTOFOLINI R., 2008 - Volatile-induced magma differentiation in the plumbing system of Mt. Etna volcano (Italy): evidence from glass in tephra of the 2001 eruption. *Bulletin of Volcanology*, **70** (4), 455-473.
- FREDA C., GAETA M., KARNER D.B., MARRA F., RENNE P.R., TADDEUCCI J., SCARLATO P., CHRISTENSEN J.N. & DALLAI L., 2006 - Eruptive history and petrologic evolution of the Albano multiple maar (Alban Hills, central Italy). *Bulletin of Volcanology*, **68** (6), 567-591.
- FUNICIELLO R., GIORDANO G. & DE RITA D., 2003 - The Albano maar lake (Colli Albani Volcano, Italy): recent volcanic activity and evidence of pre-Roman Age catastrophic lahar events. *Journal of Volcanology Geothermal Research*, **123** (1-2), 43-61.

- GAETA M., 1998 - Petrogenetic implications of Ba-sanidine in the Lionato tuff (Colli Albani volcanic district, central Italy). *Mineralogical Magazine*, **62** (5), 697-701.
- GAETA M., FREDA C., CHRISTENSEN J.N., DALLAI L., MARRA F., KARNER D.B. & SCARLATO P., 2006 - Time-dependent geochemistry of clinopyroxene from the Alban Hills (Central Italy): clues to the source and evolution of ultrapotassic magmas. *Lithos*, **86** (3-4), 330-346.
- GIACCIO B., MESSINA P., SPOSATO A., VOLTAGGIO M., ZANCHETTA G., GALADINI F., GORI S. & SANTACROCE R., 2009 - Tephra layers from Holocene lake sediments of the Sulmona Basin, central Italy: implications for volcanic activity in Peninsular Italy and tephrostratigraphy in the central Mediterranean area. *Quaternary Science Reviews*, **28** (25-26), 2710-2733.
- GIRAUDI C., 2011 - The sediments of the "Stagno di Maccaese" marsh (Tiber river delta, central Italy): A late-Holocene record of natural and human-induced environmental changes. *The Holocene*, **21** (8), 1233-1243.
- GOIRAN J.-P., TRONCHERE H., COLLALELLI U., SALOMON F., DJERBI H., 2009 - Découverte d'un niveau marin biologique sur les quais de Portus: le port antique de Rome. *Méditerranée*, **112**, 59-67.
- GOIRAN J.P., TRONCHÈRE H., SALOMON F., CARBONEL P., DJERBI H. & OGNARD C., 2010 - Palaeoenvironmental reconstruction of the ancient harbors of Rome: Claudius and Trajan's marine harbors on the Tiber delta. *Quaternary International*, **216** (1), 3-13.
- HEIKEN G., FUNICIELLO R. & DE RITA D., 2005 - *The seven hills of Rome: a geological tour of the eternal city*. Princeton University Press, Woodstock, 245 p.
- ISAIA R., D'ANTONIO M., DELL'ERBA F., DI VITO M. & ORSI G., 2004 - The Astroni volcano: the only example of closely spaced eruptions in the same vent area during the recent history of the Campi Flegrei caldera (Italy). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **133** (1-4), 171-192.
- ISAIA R., MARIANELLI P., SBRANA A., 2009 - Caldera unrest prior to intense volcanism in Campi Flegrei (Italy) at 4.0 ka B.P.: implications for caldera dynamics and future eruptive scenarios. *Geophysical Research Letters*, **36** (21), L21303, doi:10.1029/2009GL040513.
- KELLER J., RYAN W.B.F., NINKOVICH D. & ALTHERR R., 1978 - Explosive volcanic activity in the Mediterranean over the past 200,000 yr as recorded in deep-sea sediments. *Geological Society America Bulletin*, **89** (4), 591-604.
- LAMBECK K., ANTONIOLI F., PURCELL A. & SILENZI S., 2004 - Sea-level change along the Italian coast for the past 10,000 years. *Quaternary Science Reviews*, **23** (14-15), 1567-1598.
- LE BAS M.J., LE MAITRE R.W., STRECKEISEN A., ZANETTIN B., 1986 - A chemical classification of volcanic rocks based on the total alkali-silica diagram. *Journal of Petrology*, **27** (3), 745-750.
- LOWE J.J., BLOCKLEY S., TRINCARDI F., ASIOLI A., CATTANEO A., MATTHEWS I.P., POLLARD M. & WULF S., 2007 - Age modelling of late Quaternary marine sequences in the Adriatic: towards improved precision and accuracy using volcanic event stratigraphy. *Continental Shelf Research*, **27** (3-4), 560-582.
- MAGNY M., DE BEAULIEU J.-L., DRESCHER-SCHNEIDER R., VANNIÈRE B., WALTER-SIMONNET A.-V., MILLET L., BOSSUET G. & PEYRON O., 2006 - Climatic oscillations in central Italy during the Last Glacial-Holocene transition: the record from Lake Accesa. *Journal of Quaternary Science*, **21** (4), 311-320.
- MAGNY M., DE BEAULIEU J.-L., DRESCHER-SCHNEIDER R., VANNIÈRE B., WALTER-SIMONNET A.-V., MIRAS Y., MILLET L., BOSSUET G., PEYRON O., BRUGIAPAGLIA E. & LEROUX A., 2007 - Holocene climate changes in the central Mediterranean as recorded by lake-level fluctuations at Lake Accesa (Tuscany, Italy). *Quaternary Science Reviews*, **26** (13-14), 1736-1758.
- MCCOY F.W., 1981 - Areal distribution, redeposition and mixing of tephra within deepsea sediments of the Eastern Mediterranean Sea. In S. Self & R.S.J. Sparks (eds.), *Tephra Studies*. D. Reidel Dordrecht, 245-254.
- NARCISI B. & VEZZOLI L., 1999 - Quaternary stratigraphy of distal tephra layers in the Mediterranean - an overview. *Global and Planetary Change*, **21** (1-3), 31-50.
- PATERNE M., GUICHARD F. & LABEYRIE J., 1988 - Explosive activity of the South Italian volcanoes during the past 80,000 years as determined by marine tephrochronology. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **34** (3-4), 153-172.
- PATERNE M., GUICHARD F., DUPLESSY J.C., SIANI G., Sulpizio R. & LABEYRIE J., 2008 - A 90,000-200,000 yrs marine tephra record of Italian volcanic activity in the central Mediterranean Sea. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **177** (1), 187-196.
- PATERNE M., LABEYRIE J., GUICHARD F., MASSAUD A. & MAITRE F., 1990 - Fluctuation of the Campanian explosive activity (South Italy) during the last 190,000 years as determined by marine tephrochronology. *Earth and Planetary Science Letters*, **98** (2), 166-174.
- PECCECILLO A. & TAYLOR S.R., 1976 - Geochemistry of Eocene calc-alkaline volcanic rocks from Kastamonu area, Northern Turkey. *Contributions to Mineralogy and Petrology*, **58** (1), 39-63.
- PIOCHI M., POLACCI M., DE ASTIS G., ZANETTI A., MANGIACAPRA A., VANNUCCI R., GIORDANO D., 2008 - Texture and composition of pumices and scoriae from the Campi Flegrei caldera (Italy): implications on the dynamics of explosive eruptions. *Geochemistry Geophysics Geosystems*, **9**, Q03013, doi:10.1029/2007GC001746.
- RAMRATH A., ZOLITSCHKA B., WULF S. & NEGENDANK J.F.W., 1999 - Late Pleistocene climatic variations as recorded in two Italian maar lakes (Lago di Mezzano, Lago Grande di Monticchio). *Quaternary Science Reviews*, **18** (7), 977-992.
- REIMER P.J., BAILLIEM M.G.L., BARD E., BAYLISS A., BECK W.J., BLACKWELL P.G., BRONK- RAMSEY C., BUCK G.S., BURR G.S., EDWARDS R.L., FRIEDRICH M., GROOTES P.M., GUILDERSON T.P., HAJDAS I., HEATON T.J., HOGG A.G., HUGHEN K.A., KAISER K.E., KROMER B., MCCORMAC F.G., MANNING S.W., REIMER R.W., RICHARDS D.A., SOUTHON J.R., TALAMO S., TURNER S.C.M., VAN DER PLICHT J. & WEYHENMEYER C.E., 2009 - IntCal09 and marine 09 radiocarbon age calibration curves, 0-50, 000 years cal BP. *Radiocarbon*, **51** (4), 1111-1150.
- ROLANDI G., PETROSINO P. & MC GEEHIN J., 1998 - The interplinian activity at Somma Vesuvius in the last 3500 years. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **82** (1-4), 19-52.
- SACCHI M., MOLISSO F., VIOLANTE C., ESPOSITO E., INSINGA D., LUBRITTO C., PORFIDO S. & TOTI T., 2009 - Insights into flood-dominated fan-deltas: very high-resolution seismic examples off the Amalfi cliffed coasts, eastern Tyrrhenian Sea. *Geological Society Special Publications*, **322**, 33-71.
- SANTACROCE R., 1987 - Somma Vesuvius. *Consiglio Nazionale delle Ricerche, Quaderni Ricerca Scientifica*, **114** (9), 1-251.
- SEVINK J., VAN BERGEN M.J., VAN DER PLICHT J., FEIKEN H., ANASTASIA C. & HUIZINGA A., 2011 - Robust date for the Bronze Age Avellino eruption (Somma-Vesuvius): 3945 ± 10 cal BP (1995 ± 10 cal BC). *Quaternary Science Reviews*, **30** (9-10), 1035-1046.
- SIANI G., Sulpizio R., PATERNE M. & SBRANA A., 2004 - Tephrostratigraphy study for the last 18,000 14C years in a deep-sea sediment sequence for the South Adriatic. *Quaternary Science Reviews*, **23** (23-24), 2485-2500.
- SMITH V.C., ISAIA R. & PEARCE N.J., 2011 - Tephrostratigraphy and glass compositions of post-15 kyr Campi Flegrei eruptions: implications for eruption history and chronostratigraphic markers. *Quaternary Science Reviews*, **30** (25-26), 3638-3660.
- STUIVER M. & VAN DER PLICHT H., 1998 - Editorial comment. *Radiocarbon*, **40**, XII-XIV.
- Sulpizio R., BONASIA R., DELLINO P., DI VITO M.A., LA VOLPE L., MELE D., ZANCHETTA G. & SADORI L., 2008 - Discriminating the long distance dispersal of fine ash from sustained columns or near ground ash clouds: the example of the Pomici di Avellino eruption (Somma-Vesuvius, Italy). *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, **177** (1), 263-276.
- Sulpizio R., VAN WELDEN A., CARON B. & ZANCHETTA G., 2010a - The Holocene tephrostratigraphic record of Lake Shkodra (Albania and Montenegro). *Journal of Quaternary Science*, **25** (5), 633-650.
- Sulpizio R., CIONI R., DI VITO M.A., MELE D., BONASIA R. & DELLINO P., 2010b - The Pomici di Avellino eruption of Somma-Vesuvius (3.9 ka BP) part I: stratigraphy, compositional variability and eruptive dynamics. *Bulletin of Volcanology*, **72** (5), 539-558.
- TURNER C.S.M., BLOCKLEY S.P.E., LOWE J.J., WULF S., BRANCH N.P., MASTROLORENZO G., SWINDLE G., NATHAN R. & POLLARD A.M., 2008 - Geochemical characterization of Quaternary tephra from the Campanian province, Italy. *Quaternary International*, **178** (1), 288-305.
- VEZZOLI F., 1991 - Tephra layers in the Bannock Basin (Eastern Mediterranean). *Marine Geology*, **100** (1-4), 21-34.
- VICCARO M., FERLITO C. & CRISTOFOLINI R., 2007 - Amphibole recrystallization in the etnean feeding system: mineral chemistry and trace element partitioning between mg-hastingsite and alkali basaltic melt. *European Journal of Mineralogy*, **19** (4), 499-511.
- WALTER-SIMONNET A.-V., BOSSUET G., DEVELLE A.L., BÉGEOT C., RUFFALDI P., MAGNY M., ADATTE T., ROSSY M., SIMONNET J.-P., BOUTET J., ZEILLER R., DE BEAULIEU J.-L., VANNIÈRE B., THIVET M., MILLET L., REGENT B. & WACKENHEIM C., 2008 - Chronicle and distribution of Late

- Glacial tephras in the Vosges and Jura mountains, and the Swiss Plateau. *Quaternaire*, 19 (2), 117-132.
- WILLIAMSON D., THOUVENY N., HILLAIRE-MARCEL C., MONDEGUER A., TAIEB M.E., TIERCELIN J.-J., VINCENS A., 1991** - Chronological potential of palaeomagnetic oscillations recorded in Late Quaternary sediments from Lake Tanganyika. *Quaternary Science Reviews*, 10 (4), 351-361.
- WULF S., KRAML M., BRAUER A., KELLER J., NEGENDANK J.F.W., 2004** - Tephrochronology of the 100 ka lacustrine sediment record of Lago Grande di Monticchio (southern Italy). *Quaternary International*, 122 (1), 7-30.
- ZANCHETTA G., SULPIZIO R., ROBERTS N., CIONI R., EASTWOOD W.J., SIANI G., CARON B., PATERNE M. & SANTACROCE R., 2011** - Tephrostratigraphy, chronology and climatic events of the Mediterranean basin during the Holocene: an overview. *The Holocene*, 21 (1), 33-52.

CARACTÉRISTIQUES PHYSIQUES ET CHIMIQUES FINES DES CENDRES VOLCANIQUES : APPLICATIONS À LA TÉPHROSTRATIGRAPHIE

RESUME

Le but de ce travail a été de réaliser des études téphrostratigraphiques sur des environnements sédimentaires variés dans le but de définir, dans un premier temps, le degré d'efficacité des techniques de détection des téphras classiquement utilisées. Le travail d'analyse des cendres volcaniques a tout d'abord été ciblé sur des téphras clés et anciennement étudiés sur des sites reconnus, en Belgique et dans le Massif du Jura, dans le but d'actualiser des données avec les techniques d'analyses performantes actuelles. Le travail a ensuite été étendu à des sites de l'Est du Massif Central, dont le potentiel téphrostratigraphique n'avait jamais été exploité, offrant ainsi la possibilité de s'assurer sans ambiguïté de la source de cryptotéphras repérés dans le Jura et en Suisse, dont l'origine était incertaine. Ce travail d'échantillonnage a été réalisé dans des milieux lœssiques, carbonatés et tourbeux permettant également de discuter des conditions de conservation des dépôts volcaniques et de leurs constituants. Les études téphro-chrono-stratigraphiques s'inscrivent fréquemment dans une réflexion sur l'impact écologique et environnemental des éruptions volcaniques. Un nombre croissant d'études tendent à montrer un impact écologique des téphras, en étant la cause de bloom de diatomées. Ce travail de thèse a permis de discuter de cet aspect environnemental qui a été mené dans le Jura, dans un environnement défavorable à la préservation des diatomées.

Mots clés :

téphra, Jura, Massif Central, Belgique, diatomées, imagerie scanner, XRF, susceptibilité magnétique

ABSTRACT

The challenge of this work was to carry out several tephrostratigraphic studies in various sedimentary environments in order to test the efficiency of classical detection methods of tephra layers. First, analysis has been focused on tephra keys, previously studied in known sites, in Belgium and in the Jura Mountains, in order to update data with current analytical techniques. This work was later expanded to sites from eastern French Massif Central, an area with unexploited tephrostratigraphic potential, which offers the possibility to precise the source of cryptotephra identified in the Jura and Switzerland whose origin was uncertain. This work has been carried out in tephra sampled in loess, carbonate marls and peat allowing to discuss conservation conditions of volcanic deposits. Some tephro-chrono-stratigraphic studies show ecological and environmental impacts of volcanic deposits in lakes and peatlands, such as diatom blooms. This thesis allows to discuss this environmental aspect in carbonate marls, i.e. an unfavorable environment for preservation of diatoms.

Key words:

tephra, Jura, French Massif Central, Belgium, diatoms, CT Scan, XRF, magnetic susceptibility