UNIVERSITÉ DE RENNES 1

THESE DE DOCTORAT DE

L'UNIVERSITE DE RENNES 1

ECOLE DOCTORALE N° 600
Ecole doctorale Ecologie, Géosciences, Agronomie et Alimentation
Spécialité : Sciences de la Terre et de l'Environnement

Par
Mathilde MERCUZOT

Reconstitutions paléoenvironnementales et paléoclimatiques en contexte tardi-orogénique :
cas des bassins fini-carbonifères à permiens du nord-est du Massif central, France

Thèse présentée et soutenue à Rennes, le 9 octobre 2020
Unité de recherche : UMR 6118

Rapporteurs avant soutenance :

Isabel Montañez	Professeure – Université de Californie (Davis)
Frédéric Christophoul	Maître de conférences – Université de Toulouse

Composition du Jury :

Président :	Nicolas Tribovillard	Professeur – Université de Lille
Examinateurs :	Nicolas Tribovillard	Professeur – Université de Lille
	Sophie Leleu	Maître de conférences – Université de Bordeaux
	Michel Lopez	Professeur – Université de Montpellier
	Frédéric Christophoul	Maître de Conférences – Université de Toulouse
Dir. de thèse :	Sylvie Bourquin	Directrice de Recherche – Université de Rennes 1
Co-dir. de thèse :	Anne-Catherine Pierson-Wickmann	Maître de conférences – Université de Rennes 1

Invité(s)

Laurent Beccaletto	Dr. Géologue – BRGM Orléans
Pierre Pellenard	Maître de conférence – Université de Bourgogne

Préface

Ce travail de thèse, initié en octobre 2017, financé pour moitié par la Région Bretagne (bourse ARED) et pour moitié par le BRGM, s'inscrit dans le cadre d'une recherche fondamentale sur les paléoenvironnements sédimentaires et les paléoclimats de la fin du Paléozoïque, en contexte de transition géodynamique majeure dans l'histoire de la Terre.

Cette thèse a été encadrée par Sylvie Bourquin (Directrice de Recherche au CNRS, Géosciences Rennes), Laurent Beccaletto (Dr., Géologue au BRGM d'Orléans), Pierre Pellenard (Maître de Conférences, Biogéosciences) et Anne-Catherine Pierson-Wickmann (Maître de Conférences, Géosciences Rennes), et a donné lieu à de nombreuses collaborations.

Résumé

La période fini-paléozoïque est l'époque de grands changements géodynamiques, matérialisés par la fin de l'accrétion de la Pangée et le début de son démantèlement, ainsi que par une transition climatique majeure d'un climat *icehouse* à *greenhouse* sur une Terre présentant une biosphère structurée de manière quasi-analogue à l'actuelle.
Étant donné ces grandes modifications, des changements paléoenvironnementaux sont observés dans les bassins sédimentaires tardi-orogéniques fini-carbonifères à permiens, notamment en Europe de l'Ouest, et particulièrement en France, au nord-est du Massif central, relique de l'orogenèse varisque. Aujourd'hui, ces bassins sont difficiles à étudier du fait de leur préservation incomplète, et sont essentiellement disponibles via des données de subsurface, avec de rares affleurements. De plus, le cadre géochronologique dans lequel ils s'inscrivent est peu contraint.

Ce travail de thèse s'est donc proposé dans un premier temps de réévaluer l'ensemble des données disponibles : la première étape a été de préciser le cadre géochronologique des séries préservées afin de replacer précisément ces bassins dans leur contexte géodynamique via des datations U-Pb sur des niveaux de cendres volcaniques altérées. Les résultats fournissent des âges centrés sur la limite Carbonifère-Permien et sur le début du Permien.
Le cadre sédimentologique a ensuite été précisé, mettant en évidence la présence de dépôts essentiellement subaquatiques (lacustres et deltaïques) et parfois subaériens (plaines d'inondation) avec des dépôts de charbon et de matière organique bien préservés, soulignant un contexte climatique relativement humide.
Une étude plus poussée sur la matière organique a permis de préciser les environnements de dépôt et de mettre en évidence des modifications locales dans les cycles du carbone et de l'azote. La caractérisation minéralogique des assemblages argileux a souligné des changements locaux du régime de précipitations au cours du temps. Enfin, une étude cyclostratigraphique ayant pour but de préciser le cadre temporel haute-fréquence a permis également de montrer un rôle plus global du climat dirigé par les cycles astronomiques, permettant de mieux comprendre les processus de remplissage des bassins et de les replacer dans un cadre climatique de plus grande échelle.

Nous disposons donc maintenant de coupes de référence pour la transition Carbonifère-Permien en domaine continental d'Europe de l'Ouest, étudiées par une méthode multi-proxies dont l'intégration des résultats nous permet d'approcher des conditions environnementales et climatiques d'échelle

locale, voir globale, sur des aires de sédimentation intracontinentales isolées.

Mots-clés : Carbonifère ; Permien ; paléoenvironnement ; paléoclimat ; carbone

Abstract

The end of the Palaeozoic is witness to major internal and external geodynamic modifications, materialised both by the end of the accretion of Pangaea and the beginning of its dismantling, and by a major climatic transition, from an icehouse to a greenhouse mode on a vegetated Earth, with a structuring of the biosphere analogous to the present one.
Given these major modifications, palaeoenvironmental changes are recorded in the late Carboniferous to Permian late-orogenic sedimentary basins, such as in Western Europe, and particularly in France, in the north-eastern part of the Massif Central constituting a remnant of the Variscan orogeny. At present, these basins are difficult to study because of their incomplete preservation, and are mainly available through subsurface data, with rare outcrops. In addition, the geochronological framework in which they occur is relatively unconstrained.

This work aims at re-evaluating all available data : the first step was to improve the geochronological framework of the sedimentary series by U-Pb dating on altered volcanic ash layers interbedded in siliciclastic sediments, in order to accurately place these basins in the geodynamic context.
Obtained ages are centered on the Carboniferous-Permian boundary and the early Permian. The sedimentological setting was then clarified, highlighting mainly subaquatic (lakes and deltas) and sometimes subaerial deposits (floodplains), with well-preserved coal and organic matter-rich levels, indicating a relatively humid climate.
A more developed study on organic matter clarified the depositional environment evolution and highlighted local perturbations in carbon and nitrogen cycles. Mineralogical characterisation of clay assemblages highlighted local variations in continental runoff over time.
Finally, to characterise the high-frequency temporal framework, a cyclostratigraphic study was carried out, highlighting an astronomical-cycle control on the sedimentation, placing basin filling processes in a larger-scale climatic setting.

Reference sections are now available for the Carboniferous–Permian transition in the Western European continental realm, studied using a multi-proxy approach, the results of which reflect local to global-scale palaoenvironmental and palaeoclimatic conditions.

Keywords : Carboniferous ; Permian ; palaeoenvironment ; palaeoclimate ; carbon

Remerciements

Sommaire

1 Contexte géologique - État de l'art **29**

1.1 La chaîne varisque en Europe . . . 30
1.1.1 Généralités . . . 30
1.1.2 Contexte paléotectonique . . . 32
1.1.3 Une histoire de l'orogenèse varisque . . . 34
1.1.4 La chaîne varisque en France - Les grandes unités . . . 37
1.2 Les bassins carbonifères et permiens en Europe de l'Ouest . . . 41
1.2.1 Northern Permian Basin (NPB) . . . 43
1.2.2 Southern Permian Basin (SPB) . . . 44
1.2.3 Les bassins stéphano-permiens en Europe de l'Ouest . . . 49
1.2.4 Les bassins stéphano-permiens français . . . 53
1.3 Mode de mise en place des bassins stéphano-permiens . . . 56
1.3.1 Le champ de contraintes à la fin de l'orogénèse varisque . . . 56
1.3.2 Processus d'extension dans les chaînes de montagnes . . . 58
1.4 Le magmatisme carbonifère-permien en Europe de l'Ouest . . . 65
1.5 Le climat à la fin du Paléozoïque . . . 68
1.5.1 La glaciation tardi-paléozoïque . . . 68
1.5.1.1 Entrée en glaciation . . . 68
1.5.1.2 Masses glaciaires, évolution temporelle . . . 72
1.5.2 Le climat à la transition Carbonifère-Permien . . . 80
1.6 Les bassins du nord-est du Massif central . . . 86
1.6.1 Calage temporel des séries sédimentaires du Carbonifère et du Permien . . . 86
1.6.2 Le bassin d'Autun . . . 88
1.6.2.1 Cadre général . . . 88
1.6.2.2 Historique minier . . . 89
1.6.2.3 Sédimentologie . . . 90
1.6.2.4 Cadre structural . . . 94
1.6.2.5 Calage temporel des séries . . . 96
1.6.3 Le bassin de Decize-La Machine . . . 98
1.6.3.1 Cadre général . . . 98

1.6.3.2 Cadre structural . . . 99
1.6.3.3 Sédimentologie . . . 99
1.6.3.4 Extension spatiale . . . 100
1.6.3.5 Région de Lucenay-lès-Aix . . . 102
1.6.4 Le bassin de l'Aumance . . . 107
1.6.4.1 Cadre général . . . 107
1.6.4.2 Travaux miniers et historique des recherches . . . 107
1.6.4.3 Cadre structural . . . 107
1.6.4.4 Lithostratigraphie du bassin de l'Aumance . . . 108
1.6.4.5 Sédimentologie . . . 109
1.6.5 Le bassin de Blanzy-Le Creusot . . . 112
1.6.5.1 Cadre général . . . 112
1.6.5.2 Historique minier . . . 112
1.6.5.3 Cadre structural . . . 113
1.6.5.4 Sédimentologie . . . 114
1.7 État de l'art sur les lacs et les dépôts lacustres . . . 115
1.7.1 Introduction . . . 115
1.7.2 Définition . . . 115
1.7.3 Types de lacs . . . 115
1.7.4 Fonctionnement des lacs . . . 117
1.7.5 Principales différences entre les domaines lacustres et marins . . . 117
1.7.6 Fonctionnement sédimentaire des bassins lacustres . . . 118

2 Matériel et méthodologie 123
2.1 Introduction . . . 124
2.2 Matériel . . . 124
2.3 Stratégie d'échantillonnage . . . 124
2.4 Descriptions sédimentologiques . . . 125
2.5 Microscopie électronique à balayage (MEB) . . . 126
2.6 Géochronologie . . . 126
2.6.1 Caractérisation et usage stratigraphique de niveaux volcanogéniques . . . 127
2.6.1.1 Généralités sur les tonsteins . . . 127
2.6.1.2 Préservation des cendres volcaniques . . . 128
2.6.1.3 Altération des cendres en tonsteins . . . 129
2.6.1.4 Caractéristiques propres aux tonsteins . . . 129
2.6.1.5 Discrimination géochimique . . . 131
2.6.1.6 Usage stratigraphique des tonsteins . . . 132
2.6.2 Les zircons . . . 132
2.6.3 Principe de la méthode U-Pb sur zircons . . . 132
2.6.4 Les méthodes de datation des zircons . . . 135

2.6.4.1 La séparation des minéraux . . . 135
2.6.4.2 La méthode LA-ICP-MS (Laser Ablation–Inductively Coupled Plasma–Mass Spectrometry) . . . 136
2.6.4.3 La méthode de datation CA-ID-TIMS (Chemical Abrasion–Isotopic Dilution–Thermal Ionization Mass Spectrometry) . . . 136
2.7 Diffraction des rayons X . . . 137
2.8 Géochimie des éléments majeurs et traces . . . 140
2.9 Géochimie organique . . . 140
2.9.1 Les isotopes du carbone et de l'azote . . . 140
2.9.1.1 Isotopes du carbone . . . 141
2.9.1.2 Isotopes de l'azote . . . 144
2.9.2 Analyses du $\delta^{13}C_{org}$ et $\delta^{15}N$ de la matière organique . . . 144
2.9.2.1 Principe de l'analyseur élémentaire . . . 145
2.9.2.2 Principe du spectromètre de masse . . . 145
2.9.2.3 Erreur sur l'analyse . . . 145
2.9.3 $\delta^{13}C_{org}$ et $\delta^{15}N_{org}$ du bois . . . 146
2.10 Géochimie inorganique . . . 146
2.10.1 $\delta^{13}C$ des carbonates ($\delta^{13}C_{carb}$) . . . 146
2.10.2 Pyrolyse Rock-Eval . . . 146
2.11 Spectroscopie infra-rouge . . . 147
2.12 Interprétations diagraphiques . . . 148
2.13 Interprétations sismiques . . . 150
2.14 Cyclostratigraphie . . . 152
2.14.1 État de l'art sur la cyclostratigraphie . . . 152
2.14.2 Principe de la méthode . . . 154

3 Sédimentologie et géochronologie du bassin de Decize-La Machine 159
3.1 Introduction . . . 160
3.2 Cadre géochronologique des séries de la région de Lucenay-lès-Aix . . . 161
3.2.1 Datation de tonsteins dans des bassins carbonifères-permiens du nord-est du Massif central . . . 161
3.2.2 Minéralogie des tonsteins de la région de Lucenay-lès-Aix . . . 161
3.2.3 Résultats géochronologiques – datations U-Pb par LA-ICP-MS à venir . . . 163
3.3 Sédimentologie et datations U-Pb des séries du bassin de Decize-La Machine : évolution paléogéographique locale et corrélations à grande échelle . . . 164
3.3.1 Introduction . . . 166
3.3.2 Geological setting . . . 166
3.3.2.1 The Variscan orogeny . . . 166
3.3.2.2 Late Carboniferous-Permian basins . . . 167
3.3.2.3 Lucenay-lès-Aix area . . . 169

3.3.3 Methodology . . . 170
3.3.3.1 Sedimentological analyses . . . 170
3.3.3.2 Identification of ash-fall *vs.* volcano-sedimentary deposits . . . 170
3.3.3.3 U-Pb geochronology . . . 172
3.3.4 Sedimentological analyses and depositional environment evolution . . . 174
3.3.4.1 Facies associations and depositional environments . . . 178
3.3.4.2 Petrographic study . . . 181
3.3.4.3 Depositional environments evolution . . . 184
3.3.5 Geochronological constraints . . . 187
3.3.5.1 Identification of tonsteins from mineralogical and geochemical analyses 187
3.3.5.2 U-Pb on zircon and apatite . . . 190
3.3.6 Discussion . . . 194
3.3.6.1 Depositional age of the continental sequence from Lucenay-lès-Aix area . . . 194
3.3.6.2 Palaeogeographic evolution . . . 197
3.3.6.3 Comparison with similar basins and geodynamic implications . . . 199
3.3.7 Conclusions . . . 202
3.3.8 Synthèse . . . 204
3.4 Reconstitutions paléoenvironnementales à la transition Carbonifère-Permien : implications sur l'évolution stratigraphique et la géométrie du bassin de Decize-La Machine 205
3.4.1 Introduction . . . 206
3.4.2 Geological setting . . . 208
3.4.2.1 French Late Carboniferous to Permian basins cropping out south of the Paris Basin . . . 208
3.4.2.2 The Decize-La Machine Basin . . . 210
3.4.3 Material and methods . . . 213
3.4.3.1 Sedimentological descriptions (facies and electrofacies) . . . 213
3.4.3.2 Sequence stratigraphy . . . 215
3.4.3.3 Well-logs and seismic data . . . 216
3.4.4 Results . . . 216
3.4.4.1 Sedimentological descriptions and depositional environments . . . 216
3.4.4.2 Facies associations and depositional environments . . . 217
3.4.4.3 Well-log facies characterisation and depositional environment . . . 218
3.4.5 Sequence stratigraphy on cores and well-log and seismic correlations . . . 221
3.4.5.1 Core, well-log and seismic interpretations . . . 221
3.4.5.2 Correlations of wells and 3D depositional environment evolution . . . 226
3.4.5.3 Sequence stratigraphy and basin evolution . . . 226
3.4.6 Discussion . . . 229
3.4.6.1 Refining the depositional environments of the Decize-La Machine basin 229

3.4.6.2 The Decize-La Machine Basin : part of a larger Carboniferous-Permian basin ? . . . 233
3.4.7 Conclusion . . . 235
3.4.8 Synthèse . . . 236
3.5 Secteur de Devay . . . 237
3.6 Résultats majeurs . . . 240

4 Sédimentologie et géochronologie du bassin d'Autun 243
4.1 Introduction . . . 244
4.2 Géochronologie de dépôts volcanogéniques dans la région d'Autun . . . 245
4.2.1 Les tonsteins . . . 245
4.2.2 Les niveaux à analcime (analcimolites) . . . 250
4.3 Estimation des taux de sédimentation . . . 254
4.4 Un nouveau modèle sédimentologique pour la transition Carbonifère-Permien dans le bassin d'Autun . . . 258
4.4.1 Introduction . . . 260
4.4.2 Geological setting of the Autun Basin . . . 262
4.4.3 Material and methods . . . 265
4.4.3.1 Boreholes and field sections in the Autun Basin . . . 265
4.4.3.2 Facies and sequence analysis . . . 266
4.4.3.3 Organic matter characterisation . . . 266
4.4.4 Results . . . 266
4.4.4.1 Sedimentological analyses . . . 266
4.4.4.2 Facies evolution and facies associations in the subsurface core data . . . 270
4.4.4.3 Depositional environments of the outcropping field sections . . . 274
4.4.4.4 Organic matter data . . . 279
4.4.5 Interpretation of the depositional environment evolution and sequence stratigraphy correlation . . . 279
4.4.5.1 1D depositional environment evolution . . . 279
4.4.5.2 Correlation between wells . . . 284
4.4.5.3 Correlations between subsurface core data and outcrops . . . 284
4.4.6 Discussion . . . 286
4.4.6.1 Palaeoenvironment re-evaluation . . . 286
4.4.6.2 A connected or isolated lake system ? . . . 289
4.4.7 Conclusion . . . 292
4.4.8 Synthèse . . . 293
4.5 Source potentielle du volcanisme explosif dans les bassins carbonifères-permiens du nord-est du Massif central : les ignimbrites de Blismes et Montreuillon . . . 294
4.5.1 Résultats . . . 296
4.5.2 Discussion des résultats – origine du volcanisme . . . 300

4.6 Résultats majeurs . . . 302

5 Investigations géochimiques des bassins d'Autun et de Decize-La Machine 305

5.1 Introduction . . . 306
5.1.1 Généralités sur la matière organique . . . 307
5.1.1.1 Les dépôts riches en matière organique . . . 310
5.1.1.2 Minéralisation de la matière organique et séquence rédox . . . 312
5.2 Proxies d'étude géochimique des lacs . . . 314
5.3 Les cycles du carbone et de l'azote . . . 314
5.3.1 Le cycle du carbone . . . 314
5.3.1.1 Le carbone inorganique . . . 316
5.3.1.2 Le carbone organique . . . 319
5.3.2 Le cycle de l'azote . . . 323
5.3.2.1 Généralités sur l'azote . . . 323
5.3.2.2 L'azote et la diagenèse précoce . . . 326
5.3.2.3 Maturation de la matière organique : diagenèse, catagenèse, métagenèse . . . 328
5.3.2.4 Utilisation de l'azote comme marqueur paléoenvironnemental . . . 329
5.3.3 Traçage des sources de matière organique . . . 332
5.3.3.1 Rapport C/N . . . 333
5.3.4 La pyrolyse Rock-Eval . . . 334
5.3.5 Les palynofaciès . . . 334
5.3.6 Géochimie moléculaire . . . 336
5.4 Dynamique de production et de préservation de la matière organique dans les bassins fini-carbonifères à permiens du nord-est du Massif central . . . 337
5.4.1 Introduction . . . 338
5.4.2 Geological setting . . . 339
5.4.3 Material and methods . . . 342
5.4.3.1 Rock-Eval pyrolysis . . . 343
5.4.3.2 Elemental and isotopic analyses . . . 343
5.4.4 Results . . . 344
5.4.4.1 Rock-Eval pyrolysis . . . 344
5.4.4.2 Elemental and isotopic geochemical signals . . . 349
5.4.5 Discussion . . . 353
5.4.5.1 OM characterisation . . . 353
5.4.5.2 Preservation of organic signals . . . 360
5.4.5.3 $\delta^{15}N_{bulk}$ variations . . . 360
5.4.5.4 $\delta^{13}C_{org}$ variations . . . 362
5.4.5.5 Nitrogen and carbon-cycle perturbations . . . 363
5.4.6 Conclusions . . . 364

5.5 Méthodes et résultats complémentaires . . . 366
5.5.1 Problématique des carbonates . . . 366
5.5.2 Appui des palynofaciès pour la détermination de la matière organique . . . 366
5.5.3 Analyses isotopiques du bois . . . 367
5.5.4 Ammonium-illite . . . 367
5.5.5 Une autre méthode pour caractériser les sources de matière organique ? . . . 368
5.6 Lien entre les paramètres orbitaux et la géochimie organique : apport de la cyclostratigraphie . . . 369
5.6.1 Le bassin d'Autun . . . 369
5.6.2 Le bassin de Decize-La Machine . . . 374
5.7 Résultats majeurs . . . 375

6 Évolution des assemblages argileux dans les bassins carbonifères à permiens du nord-est du Massif central : contrôle climatique sur la sédimentation ? 377
6.1 Introduction . . . 378
6.2 Généralités sur les minéraux argileux . . . 379
6.2.1 Les argiles, définition et typologie . . . 379
6.2.2 La formation des argiles et le processus d'hydrolyse . . . 379
6.2.3 Type de sol et environnement/climat . . . 380
6.2.4 Variation des cortèges argileux dans le registre sédimentaire . . . 382
6.2.5 État de l'art sur l'utilisation des minéraux argileux dans le domaine continental 383
6.3 Résultats . . . 385
6.3.1 Bassin d'Autun . . . 386
6.3.1.1 Forage de Muse . . . 386
6.3.1.2 Coupe et forages de Surmoulin . . . 390
6.3.1.3 Forage d'Igornay . . . 392
6.3.1.4 Forage de Chevrey . . . 395
6.3.2 Région de Lucenay-lès-Aix, forage LY-F . . . 398
6.4 Discussion . . . 401
6.4.1 Impact de la diagenèse d'enfouissement sur les cortèges argileux dans les bassins étudiés . . . 401
6.4.1.1 Méthodologie . . . 401
6.4.1.2 Diagenèse précoce . . . 404
6.4.1.3 Diagenèse d'enfouissement . . . 405
6.4.2 Les argiles, indicateur des conditions paléoclimatiques dans le domaine continental ? . . . 406
6.4.3 Signification de l'évolution des assemblages argileux dans le bassin d'Autun . 409
6.4.3.1 Évolution à haute résolution sur la couche de Muse (forage MU) . . 410
6.4.3.2 La transition entre l'Autunien inférieur et l'Autunien supérieur (formations de Muse et de Surmoulin) . . . 411

6.4.3.3 Corrélations entre les forages IG-1 et CHE-1 . . . 411
6.4.4 Retracer l'évolution paléoclimatique dans le bassin d'Autun grâce à la minéralogie des argiles ? . . . 416
6.4.5 Évolution de l'assemblage argileux dans la région de Lucenay-lès-Aix . . . 417
6.4.6 Conclusions . . . 417
6.5 Approche cyclostratigraphique sur les données minéralogiques . . . 418
6.6 Résultats majeurs . . . 423

7 Confrontation des résultats et discussion générale 425
7.1 Préservation des bassins fini-carbonifères à permiens . . . 427
7.2 Contrainte sur les durées de remplissage des bassins . . . 428
7.2.1 Estimer les taux de sédimentation . . . 428
7.2.2 Approche cyclostratigraphique . . . 429
7.3 Corrélations temporelles intra- et interbassins à l'échelle du nord-est du Massif central 430
7.3.1 Corrélations au sein du bassin d'Autun par la cyclostratigraphie . . . 430
7.3.2 Corrélation interbassins via les datations absolues et relatives . . . 433
7.3.3 Le point sur les autres méthodes de corrélation . . . 434
7.4 Intégration à grande échelle des bassins étudiés . . . 436
7.4.1 Comparaison avec les bassins français . . . 436
7.4.2 Comparaisons à l'échelle ouest-européenne . . . 439
7.5 Représentativité climatique et environnementale des séries sédimentaires carbonifères et permiennes étudiées . . . 441
7.6 Intégration des différents résultats (sédimentologie, géochimie, minéralogie et cyclostratigraphie) . . . 445
7.6.1 Sédimentologie, minéralogie des argiles et géochimie élémentaire et isotopique 445
7.6.1.1 Forage IG-1 . . . 446
7.6.1.2 Forage CHE-1 . . . 448
7.6.1.3 Forage LY-F . . . 450
7.6.1.4 Discussion - Influence des variations des conditions de *runoff* . . . 451
7.6.1.5 Synthèse . . . 452
7.6.2 Rôle des cycles astronomiques ? . . . 452
7.6.2.1 Excentricité et production/préservation de la matière organique sédimentaire dans les lacs équatoriaux . . . 453
7.6.2.2 Interactions entre les cycles orbitaux et le climat global . . . 454
7.6.2.3 Synthèse . . . 456
7.7 Comparaisons de part et d'autre de la Pangée équatoriale . . . 458
7.8 Implications climatiques globales . . . 459

8 Conclusions et perspectives **461**

8.1 Des corrélations précises entre bassins ? 467

8.2 Les isotopes du soufre pour préciser les reconstitutions paléoenvironnementales ? . . . 468

8.3 Nouvelles contraintes sur la minéralogie des argiles 470

8.4 Une intégration à plus large échelle spatiale 470

8.5 Les microbialites, indicateurs de conditions environnementales singulières ? 470

8.6 Les grandes inconnues 472

Introduction

Aujourd'hui, la Terre expérimente un changement climatique rapide, entre une période de type *icehouse* (présence de glace aux pôles) vers une période de type *greenhouse* (sans calotte glaciaire pérenne aux pôles). Ce changement, accéléré depuis les années 1950 en réponse à une industrialisation croissante, reste mal compris du fait de la surimposition de cet impact anthropique aux effets climatiques naturels.

Au cours des temps géologiques, des événements similaires se sont déjà produits en réponse à divers forçages, biotiques et abiotiques, sans l'impact anthropique actuel, et sont donc de plus en plus étudiés afin de comprendre et d'anticiper les changements climatiques futurs. Ainsi, plus tôt au cours du Phanérozoïque, un analogue à ce changement climatique actuel s'exprime à la fin du Paléozoïque, marqué par une importante transition climatique entre la fin d'une ère glaciaire, le LPIA (Late Palaeozoic Ice Age) et le début d'une longue période greenhouse bien connue au Mésozoïque (Fig. 1), cas unique se produisant sur une Terre végétalisée, avec une biosphère présentant une structuration quasi-analogue à l'actuelle.

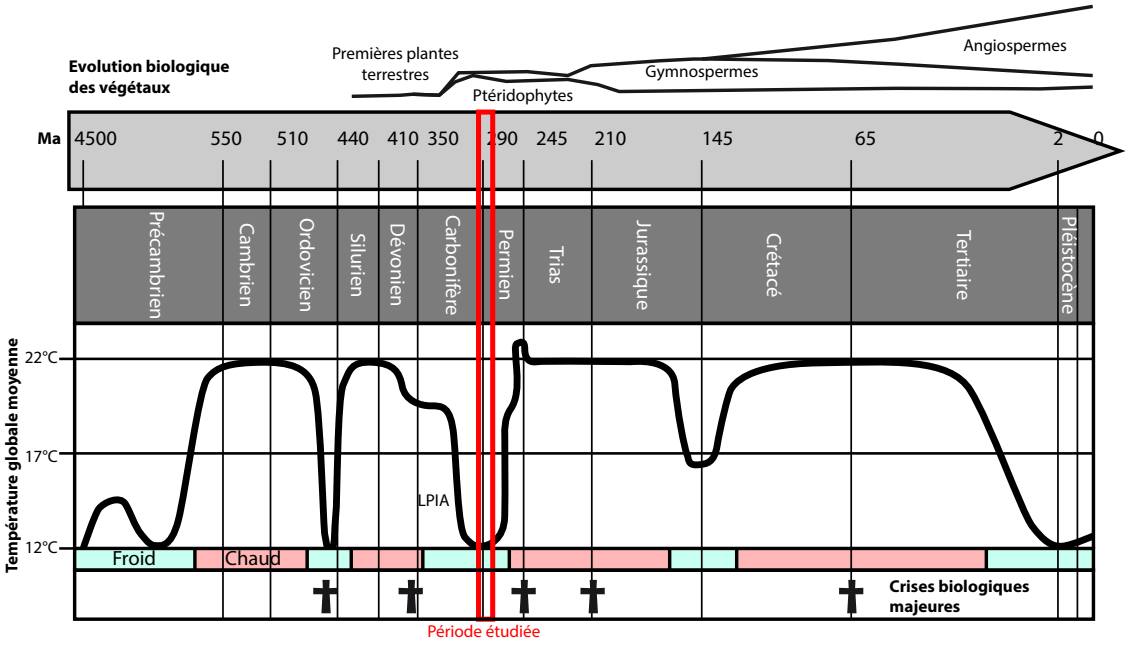


FIGURE 1 – **Frise chronologique retraçant les événements géodynamiques majeurs se produisant au cours du Phanérozoïque. D'après Scotese et al. (1999).**

Cette transition climatique, en période de très bas taux de CO_2 atmosphérique et menant à une aridité continentale globale croissante, s'accompagne d'une réorganisation paléogéographique majeure (Fig. 2) matérialisée par la fin de l'orogenèse varisque (accrétion du supercontinent Pangée) puis le début de sa dislocation.

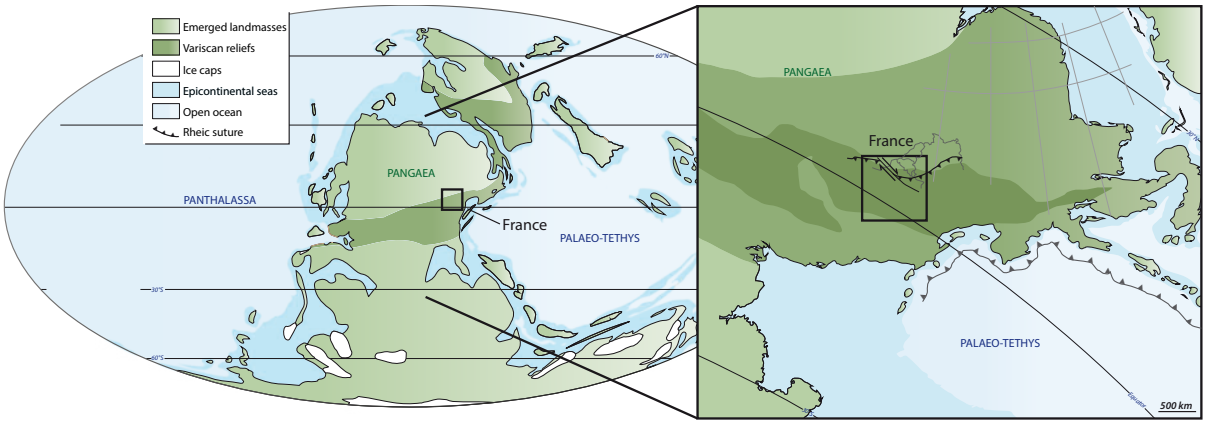


FIGURE 2 – **Paléogéographie mondiale reconstituée pour la fin du Pennsylvanien (fin Carbonifère). Modifiée d'après Blackey (2016).**

Ce travail de thèse s'inscrit dans la compréhension (i) de changements similaires à ceux connus actuellement (mais à l'échelle de plusieurs dizaines de millions d'années) et (ii) des modalités d'enregistrement de telles modifications géodynamiques dans les archives et l'évolution des sédiments

contemporains. Les bassins sédimentaires intracontinentaux fini-carbonifères à permiens, formés en contexte tardi-orogénique dans la zone intertropicale, sont les plus à même d'enregistrer de telles modifications géodynamiques (climat, tectonique, paléogéographie), rendant leur étude cruciale d'un point de vue fondamental.

Les bassins du nord-est du Massif central, en France (Bourgogne), ont été relativement peu étudiés dans cette perspective et de façon dynamique pour répondre à de telles problématiques, l'intérêt majeur qu'ils suscitent depuis plus de deux siècles étant principalement industriel, à des fins de caractérisation et d'exploitation de gisements miniers (charbon, pétrole, uranium...). Aujourd'hui peu préservés et très disparates à l'affleurement, ces bassins peuvent être étudiés et réévalués à l'aide de données de subsurface principalement, accompagnées de quelques données d'affleurements. Ainsi, l'étude qui suit s'appuie sur l'analyse de forages, diagraphies et profils sismiques acquis dans les années 60 à 80, dans l'objectif de réévaluer les faciès et architectures sédimentaires, et d'apporter de nouvelles données géochimiques, minéralogiques et cyclostratigraphiques à moyenne voire haute résolution pour ainsi mettre à jour les interprétations paléoenvironnementales et paléoclimatiques.

Enfin, l'ensemble des résultats et discussions issus de ce travail seront confrontés et mis en perspective pour replacer cette étude régionale dans un cadre géodynamique de plus large échelle.

Organisation du manuscrit

Ce manuscrit s'organise en huit chapitres, dans le but (i) de rappeler le contexte géodynamique à la transition Carbonifère–Permien, (ii) de redéfinir le cadre sédimentologique des bassins fini-carbonifères à permiens du nord-est du Massif central, (iii) d'affiner la compréhension des environnements de dépôt et des climats locaux de l'époque en s'appuyant sur des méthodes géochimiques et minéralogiques, (iv) de discuter et d'ouvrir ces interprétations à plus large échelle spatio-temporelle.

- Le **premier chapitre** s'attèle à synthétiser de manière exhaustive le cadre géodynamique interne et externe de la fin du Paléozoïque, pour finir par une présentation générale des bassins étudiés dans ce travail ;

- Le **deuxième chapitre** présente le matériel et les différentes méthodes utilisées dans cette thèse pour contraindre les facteurs contrôlant l'évolution des bassins fini-carbonifères à permiens ;

- Le **troisième chapitre** présente une étude géochronologique et sédimentologique des environnements de dépôt du bassin de Decize-La Machine (région de Lucenay-lès-Aix, en subsurface), basée sur la réévaluation de données de forages (carottes et diagraphies) et de données sismiques. Ces interprétations sont présentées sous forme de deux articles, l'un publié à *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* et le second accepté à *International Journal of Earth Sciences* (Ducassou et al., 2019; Mercuzot et al., a) ;

- Le **quatrième chapitre** traite, de la même manière, du bassin d'Autun, et se base essentiellement sur des analyses géochronologiques et des descriptions de carottes de forage et de quelques affleurements, présentées sous forme d'une publication soumise à *Basin Research*, Mercuzot et al. (b) ;

- Le **cinquième chapitre** fait appel à la géochimie isotopique et élémentaire du carbone et de l'azote, ainsi qu'à des données de pyrolyse Rock-Eval issues d'analyses effectuées dans les deux bassins précédemment décrits. Ces données permettent d'affiner les descriptions des environnements de dépôt effectuées dans les deux chapitres précédents. Ces résultats sont présentés sous forme d'un article en préparation pour être soumis à *Frontiers in Earth Sciences* ou *Che-*

mical Geology, (Mercuzot et al., c). Enfin, ce chapitre teste l'analyse cyclostratigraphique de données de géochimie organique afin de déterminer si les cycles astronomiques peuvent exercer un contrôle sur la sédimentation ;

- Le **sixième chapitre** présente des résultats de minéralogie des assemblages argileux compris dans les sédiments des deux bassins étudiés, afin de discuter d'un possible impact paléoclimatique local sur les séries sédimentaires. Là encore, une approche cyclostratigraphique sur des proxies minéralogique est tentée ;

- Le **septième chapitre** a pour but de compiler l'ensemble des données, des résultats et interprétations obtenus dans les chapitres précédents, afin d'intégrer les bassins étudiés dans un contexte géologique à plus large échelle spatio-temporelle ;

- Enfin, le **huitième chapitre** présente les conclusions générales et les perspectives de cette étude.

Chapitre 1

Contexte géologique - État de l'art

Ce chapitre a pour but de décrire l'ensemble des processus géodynamiques connus pour la période fini-paléozoïque, de manière la plus exhaustive possible, comprenant l'histoire géodynamique interne de la Terre ainsi que l'histoire géodynamique externe et les couplages existant entre les deux.

1.1 La chaîne varisque en Europe

1.1.1 Généralités

En Europe de l'Ouest, l'**orogenèse varisque** fait suite à l'orogenèse cadomienne (entre 650 et 540 Ma, segment européen de l'orogénèse panafricaine), préservée en France dans le domaine nord armoricain (bloc cadomien surmontant le socle icartien daté à 2 Ga (Calvez and Vidal, 1978).
La chaîne varisque (ou plus largement les *Central Pangean Mountains*) s'étendait à la fin du Carbonifère sur environ 10 000 km, et les témoins se retrouvent aujourd'hui des États-Unis à l'Europe de l'Est. Elle résulte au premier ordre de la collision entre deux continents, la **Laurussia** au nord, et le **Gondwana** au sud (*e.g.* Mc Cann et al., 2008 ; Fig. 1.1), donnant naissance au supercontinent **Pangée**. Cette chaîne est constituée de plusieurs ensembles orogéniques, les Appalaches en Amérique du Nord, la chaîne hercynienne en Europe, les Mauritanides en Afrique, et l'Oural en Russie.

Bien que la collision entre les deux principaux continents soit admise, la formation de la chaîne varisque reste aujourd'hui débattue quant au nombre d'océans, de subductions et de microcontinents (dont Armorica et Avalonia d'affinité nord-gondwanienne) impliqués, de même quant à la chronologie détaillée des différents événements (*e.g.* Autran and Cogné, 1980; Tait et al., 1997; Franke, 2000; Cocks, 2001; Robardet, 2003; Von Raumer et al., 2003; Van Der Voo, 2005; Ballèvre et al., 2014; Franke et al., 2017). Les différents modèles ne seront pas discutés ici, car hors du cadre de la thèse.

En Europe, les témoins de la chaîne varisque se retrouvent du Portugal à la Pologne et montrent une trace cartographique sinueuse, avec deux grandes virgations (ou oroclines), ibéro-armoricaine et bohémienne (Matte, 2001; Ballèvre et al., 2014). En France, les reliques de cette chaîne affleurent principalement dans le **Massif central, le Massif armoricain, les Vosges, les Alpes et les Pyrénées** (Chantraine et al., 2003) et sont aussi connues en **subsurface sous les séries sédimentaires méso-cénozoïques des bassins de Paris, du Sud-Est et Aquitain** (Autran et al., 1980; Debeglia and Debrand-Passard, 1980; Baptiste et al., 2016). En France, et plus généralement en Europe de l'Ouest, les bassins sédimentaires carbonifères et permiens sont préservés à proximité immédiate du socle magmatique et métamorphique varisque (Fig. 1.2).

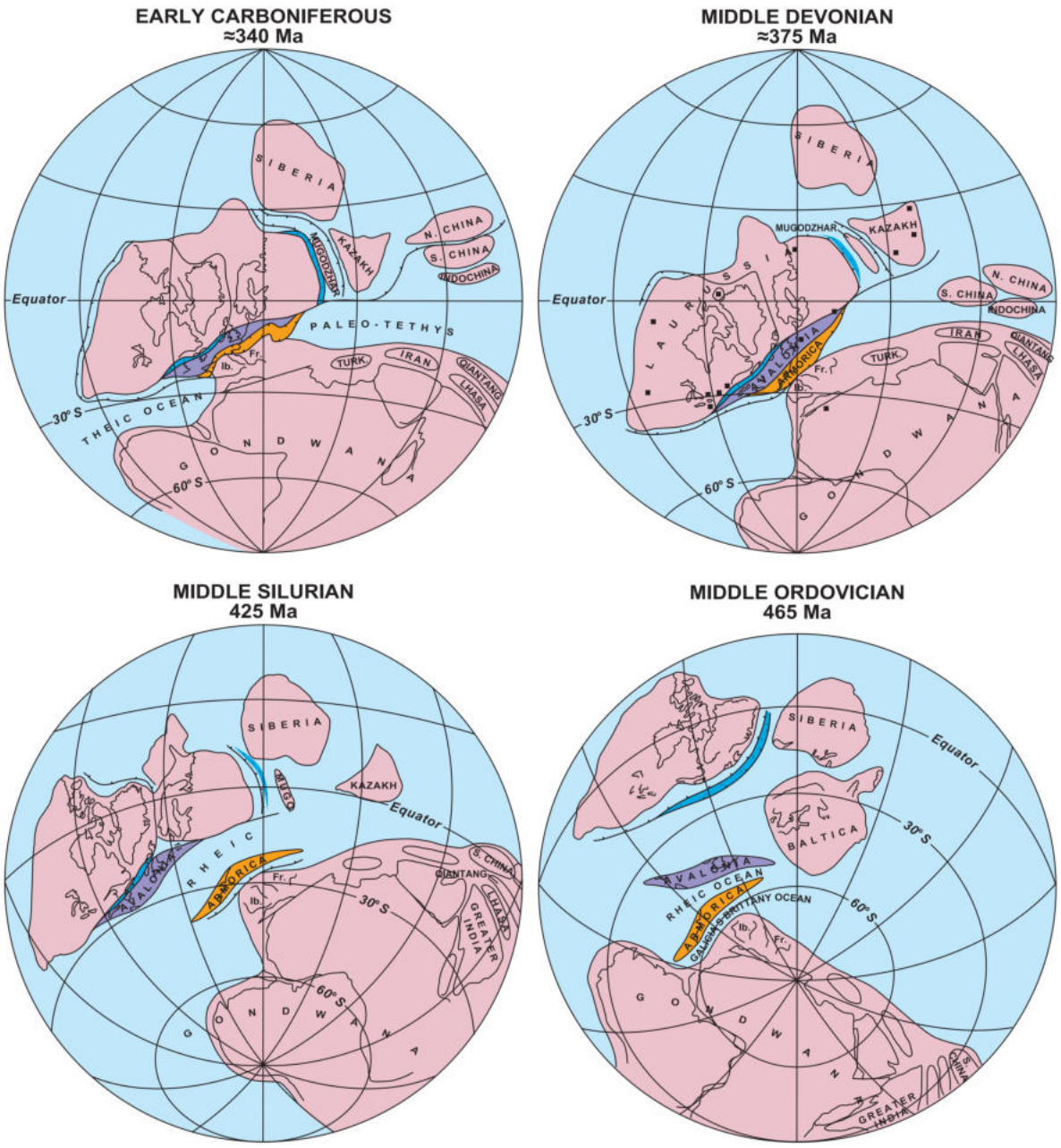


FIGURE 1.1 – **Reconstruction paléogéographique de l'Ordovicien moyen (465 Ma) au Carbonifère inférieur (340 Ma) montrant l'accrétion de la Laurussia et l'ouverture et la fermeture d'océans par le mouvement du Gondwana et des microplaques Avalonia et Armorica. D'après Matte (2001).**

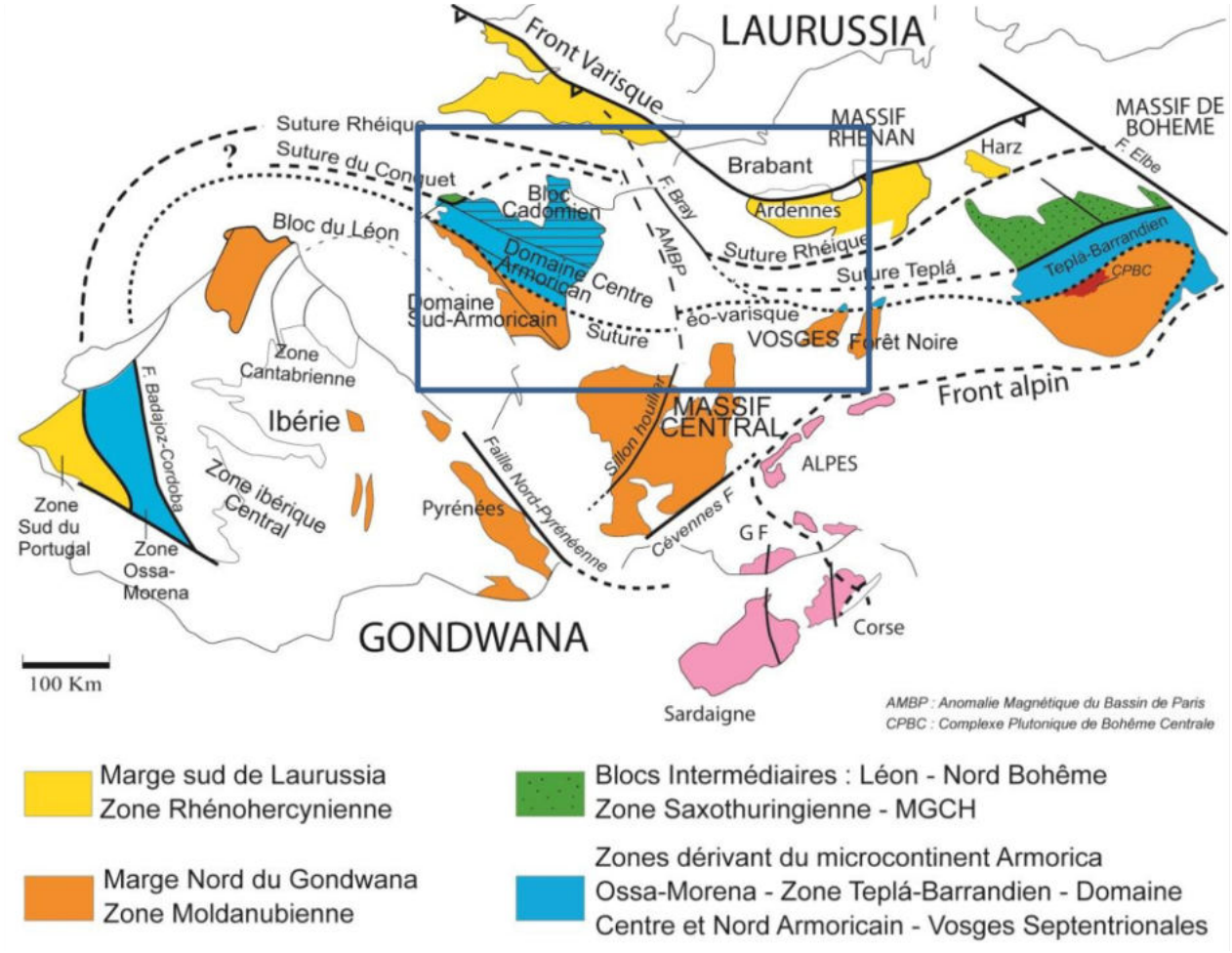


Figure 1.2 – **Répartition des zones lithotectoniques varisques en Europe. D'après Baptiste (2016), modifiée de Faure et al. (2005).**

Cette chaîne de montagnes présente une structure en éventail à double déversement, avec des chevauchements vers le nord à son front nord, et vers le sud à son front sud, qui marqueraient la trace d'anciennes zones de subduction (Franke, 2000) ; de part et d'autre de la chaîne, les nappes montrent donc des vergences opposées et des plis qui se forment en direction de bassins externes (Matte, 2001). La chaîne est caractérisée par l'existence de plusieurs sutures océaniques, soulignées par des nappes ophiolitiques et des roches métamorphiques de haute ou ultra haute pression (Matte, 2001). Au nord, le **Front varisque** constitue une limite structurale importante, reflétant une réduction significative de la déformation compressive vers le nord (Praeg, 2004). La déformation responsable de la mise en place de cette chaîne est maximale au Dévono-Carbonifère (phases *éo-varisque* et *varisque s.s.*. ; Matte, 2001).

1.1.2 Contexte paléotectonique

La chaîne varisque en Europe est constituée d'un assemblage de différents éléments paléogéographiques et paléotectoniques (Franke, 2000). Ces différents éléments peuvent être synthétisés en

plusieurs **unités lithotectoniques**, avec du nord au sud (Baptiste, 2016, Fig.1.3) :

- la **zone rhénohercynienne**, qui constitue la marge sud de la Laurussia et la preuve de l'existence de l'**océan Rhéique** (ou **Rhénohercynien**), contenant des MORBs et les ophiolites du Lizard, et qui constitue un bassin d'avant-pays varisque, transformé ensuite en chaîne d'avant-pays plissée. Les sédiments remplissant le bassin viennent de l'érosion de la chaîne calédonienne et reposent sur le socle cadomien. Au sud de la zone, on retrouve le socle métamorphique ainsi que des preuves d'un arc volcanique d'âge paléozoïque inférieur, ainsi que des *shales* marquant la suture avec la zone Saxothuringienne ;
- la **Mid-German-Crystalline High (MGCH)**, localisée au sud-est de la zone rhénohercynienne et constituant la marge active de la fermeture de l'océan Rhéique. Cette zone est essentiellement marquée par un métamorphisme de haute pression (HP), et contient les preuves d'un arc magmatique dévono-carbonifère. L'équivalent latéral en France de cette zone serait le domaine du Léon et l'arc magmatique au nord des Vosges ;
- la **zone saxothuringienne**, constituant la marge sud-est de l'océan Rhéique et dérivant du microcontinent Armorica. Elle est constituée :
  - d'une **séquence para-autochtone** (socle cadomien et séquence de rift cambro-ordovicienne) située sous des sédiments pélagiques de l'Ordovicien supérieur au Dévonien supérieur (Faménien), puis sous des flyschs faméniens à viséens dérivés de la Marge Bohémienne ;
  - d'une **séquence allochtone** contenant des sédiments ordoviciens et dévoniens ainsi que des sédiments de flysch. L'allochtone supérieur montre des MORBs métamorphisés en éclogites et des roches de métamorphisme de moyenne pression. La limite sud de cette zone est appelée suture Teplá ;
- la **zone cadomienne (ou teplá-barrandienne)**, qui dérive du microcontinent Armorica, et qui est préservée de l'orogenèse cadomienne. On y retrouve un socle néoprotérozoïque, un volcanisme d'arc et des sédiments paléozoïques datant du Cambrien au Dévonien. Le volcanisme témoigne de la subduction au nord-ouest de la zone au Cambrien, puis marque un rift (marge passive) de l'Ordovicien au Dévonien. Cette unité est ensuite métamorphisée et plissée au Dévonien ;
- la **zone moldanubienne**, qui constitue la racine métamorphique de la chaîne varisque (Schulmann et al., 2009), ou bien qui résulte de la phase varisque carbonifère superposée à la phase éovarisque dévonienne. Cette zone constitue la partie nord du Gondwana, avec un empilement de nappes métamorphiques retrouvé dans le sud du massif armoricain, le Massif central, le sud des Vosges et de la Bohème, et les Pyrénées.

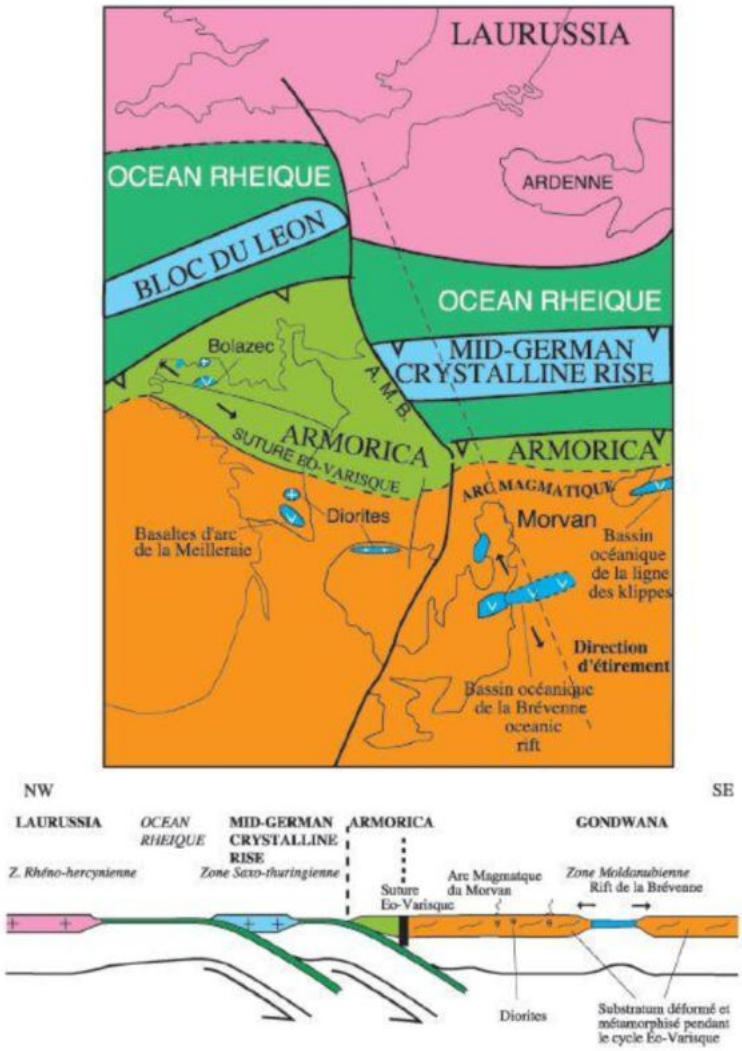


Figure 1.3 – **Carte des différents éléments impliqués dans l'orogenèse varisque en France et reconstitution géodynamique du Dévonien moyen à supérieur montrant les domaines mis en jeu, les subductions, la suture éo-varisque et l'arc magmatique du Morvan. D'après Faure et al. (2009).**

1.1.3 Une histoire de l'orogenèse varisque

La chaîne varisque se structure principalement au Dévono-Carbonifère (Matte, 2001). Franke et al. (2017) proposent une synthèse détaillée de l'évolution paléogéographique responsable de la formation de cette chaîne au cours de la période allant de l'Ordovicien au Carbonifère (Fig. 1.4) ; cette synthèse n'est **qu'un modèle d'évolution parmi d'autres**, qui a cependant le mérite de montrer la complexité paléogéographique et paléotectonique menant à la suturation varisque finale.

Au début de l'Ordovicien, Avalonia se détache du Gondwana, entraînant l'ouverture de l'océan Rhéique et la fermeture de l'**océan Iapetus** (Matte, 2001). L'océan Rhéique s'étend jusqu'à la colli-

sion d'Avalonia et de Baltica ainsi que d'Avalonia-Baltica avec la Laurussia, constituant l'**orogenèse calédonienne**. L'ATA, qui constitue la bordure nord du Gondwana, se détache du Gondwana pour laisser place à l'océan Galice-Massif central (Galice-Moldanubien ou Médio-Européen).

Au Silurien, la séparation de l'ATA fait naître l'**océan Saxothuringien**, tandis que l'océan Rhéique amorce sa fermeture. L'**océan Galice-Massif central** débute sa subduction se traduisant par le plongement du Gondwana sous Armorica.

Au Dévonien inférieur, au nord, l'océan Rhéique se ferme par subduction provoquant la formation d'un arc volcanique dans la Laurussia, correspondant aujourd'hui à la zone rhénohercynienne. Au niveau d'Avalonia, Armorica entre en collision avec la Laurentia, tandis que s'ouvre l'océan Rhénohercynien.

Au Dévonien supérieur commence la **phase varisque**, responsable de la formation des reliefs varisques, avec la fermeture des océans rhéique et saxothuringien. Dans le sud du Massif armoricain et du Massif central, les unités enfouies lors de la **phase éovarisque** antérieure sont exhumées.

Au Carbonifère, de grands mouvements décrochants ont lieu entre la Laurussia et le Gondwana. Au milieu du Carbonifère ($\sim$320 Ma), l'océan Rhéique termine sa fermeture, et le Gondwana et la Laurussia sont réunis pour former le supercontinent Pangée, participant à la formation des **orogenèses Ouachita et alléghanienne** en Amérique du Nord.

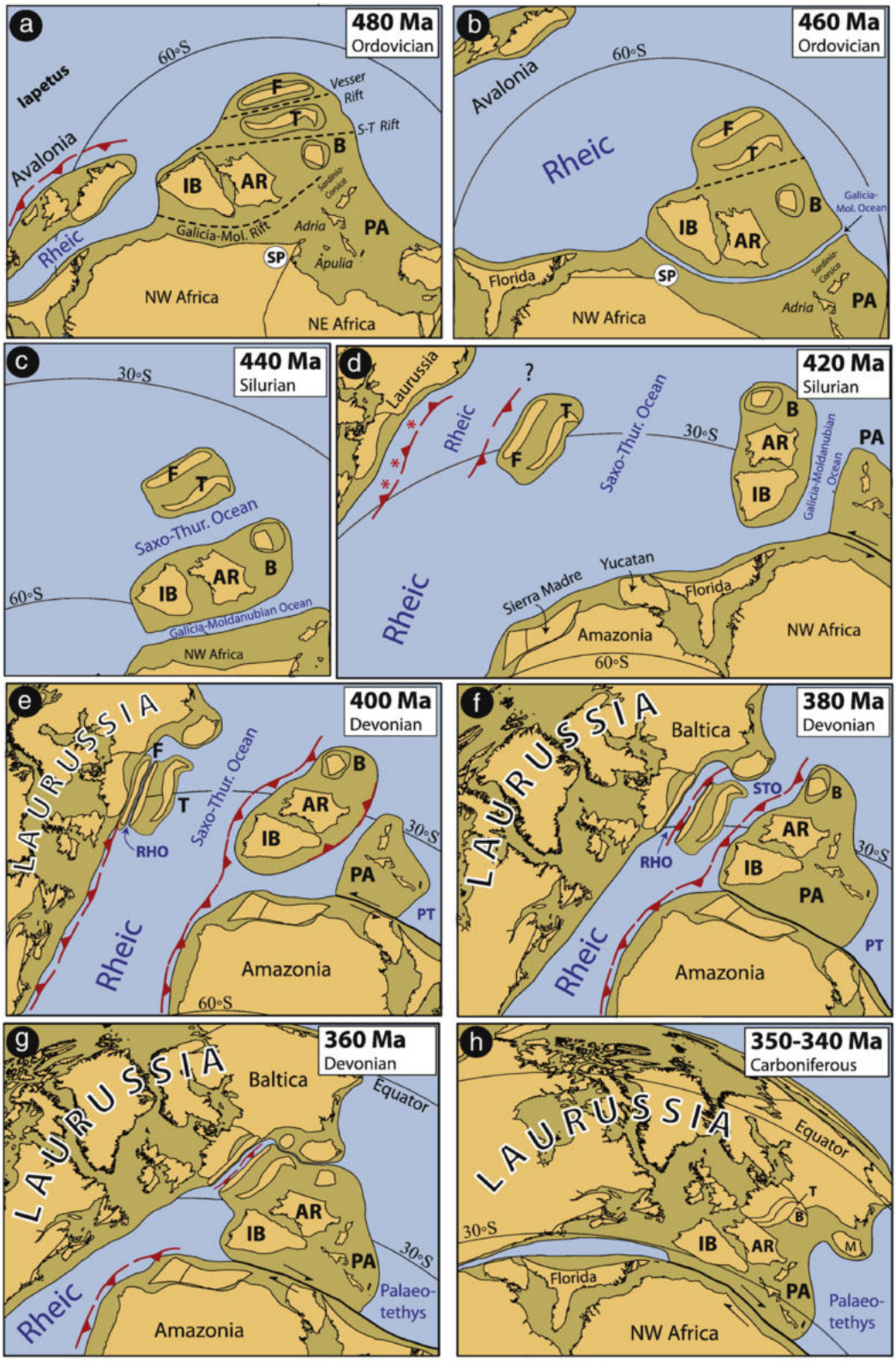


Figure 1.4 – **Évolution paléogéographique des continents impliqués dans l'orogenèse varisque au cours de la période ordovicienne à carbonifère. D'après Franke et al. (2017).**

1.1.4 La chaîne varisque en France - Les grandes unités

La carte géologique au millionième de la France (Chantraine et al., 2003) montre les différents ensembles varisques à l'affleurement, notamment le Massif central, le Massif armoricain, les Vosges, ainsi que dans les Alpes et les Pyrénées.

Le **Massif armoricain** se compose de trois unités majeures héritées de l'orogenèse varisque : une unité autochtone, représentée par des séries sédimentaires et du volcanisme néoprotérozoïques et paléozoïques ; une unité para-autochtone représentant la partie distale de la marge nord du Gondwana, et une unité allochtone créée par empilement de nappes au cours de l'orogenèse varisque et divisée en trois ensembles (allochtones inférieur, moyen et supérieur, *e.g.* Ballèvre et al., 2014).

Dans **les Vosges**, les unités varisques sont d'affinité saxothuringienne au nord et moldanubienne au sud. Les Vosges sont divisées en trois domaines, les Vosges septentrionales, sédimentaires et magmatiques, séparées des Vosges centrales magmatiques et métamorphiques par la faille de Lalay-Lubine, et les Vosges méridionales dominées par des roches volcano-sédimentaires (*e.g.* Skrzypek et al., 2014).

Les témoins varisques préservés dans **les Pyrénées** affleurent dans deux domaines structuraux séparés par la faille nord-pyrénéenne, dans la zone axiale ainsi que dans le Massif basque et les Pyrénées septentrionales. Ce substratum paléozoïque est représenté par des roches méta-sédimentaires de bas grade à intrusions magmatiques, ainsi que par des roches métamorphiques de haute température–basse pression (Cochelin et al., 2017).

Enfin, dans **les Alpes**, le substratum varisque est surtout préservé dans les zones externes de la chaîne, et montre des lithologies plutoniques et polymétamorphiques migmatisées (Von Raumer et al., 2009).

La chaîne varisque dans le Massif central. Dans le Massif central en particulier (substratum varisque des bassins étudiés dans cette thèse), de même que dans la partie sud du Massif armoricain, la subduction océanique puis continentale provoque la formation de roches métamorphiques de haute pression–basse température durant le Dévonien supérieur et le Carbonifère inférieur (Bosse et al., 2000; Paquette et al., 2017; Lotout et al., 2018), roches par la suite exhumées au cours du **Carbonifère inférieur**, en parallèle à la formation d'un empilement de nappes (Bosse et al., 2000; Pitra et al., 2010; Ducassou et al., 2014). Durant le **Carbonifère supérieur** et le **Permien inférieur**, des dômes métamorphiques de haut grade se mettent en place, liés à l'extension tardi- à post-orogénique de la chaîne, associés à des détachements, comme par exemple les dômes du Velay et de la Montagne Noire (Van Den Driessche and Brun, 1992a; Ledru et al., 2001; Poujol et al., 2017).
L'empilement de nappes métamorphiques caractérisant l'histoire pré-permienne du Massif central s'organise du sud au nord et structuralement de bas en haut en plusieurs unités (Faure et al., 2009,

Fig. 1.5) :

- **le bassin d'avant pays** daté du Carbonifère moyen (Viséen-Namurien), turbiditique et contenant des olistholithes de roches sédimentaires paléozoïques de l'unité adjacente.
- **la "fold and thrust belt"**, datant du Cambrien inférieur au Carbonifère moyen, constituée de roches sédimentaires peu ou pas métamorphisées mais plissées. Les dépôts cambro-ordoviciens de marge passive sont surmontés de roches terrigènes du Dévonien inférieur puis par le développement d'une plateforme carbonatée du Dévonien moyen à Carbonifère inférieur. Le Silurien est absent.
- **l'unité para-autochtone**, située au-dessus des séries sédimentaires paléozoïques, est constituée de métapélites à faciès schiste vert, et affleure par une fenêtre tectonique dans le nord du Massif central. Son âge est inconnu du fait de l'absence d'éléments de datation, mais cette unité est intrudée par des plutons ordoviciens métamorphisés en gneiss.
- **l'unité inférieure des gneiss**, constituée de métagreywackes, métapélites et métarhyolites intrudées par des granitoïdes du Cambrien à l'Ordovicien inférieur, transformés en gneiss.
- **l'unité supérieure des gneiss**, ayant le même protolithe que l'unité sous-jacente, mais caractérisée par une association magmatique bimodale de laves acides et de roches mafiques à ultramafiques (complexe leptyno-amphibolite). Elle contient des roches de HP atteignant parfois le faciès coesite-éclogite. Dans le Limousin, la présence d'ophiolites métamorphisées est suspectée.
- **l'unité de Thiviers-Payzac**, composée de métagreywackes cambriens, de rhyolites et quartzites métamorphisées en faciès amphibolite, sans témoin de HP. Cette unité est un allochtone sur l'unité supérieure des gneiss.
- **l'unité de la Brévenne**, composée de basaltes en coussins, de gabbros, de roches ultramafiques et de roches sédimentaires siliceuses d'âge dévonien. Cette unité, témoignant d'un contexte d'arrière arc, constitue une nappe ophiolitique métamorphisée dans le faciès schiste vert.
- **l'unité de Génis**, composée de gabbros et de roches métavolcaniques mafiques, de roches sédimentaires siliceuses et de carbonates du Dévonien moyen. Le contexte structural et paléogéographique n'est pas défini, mais pourrait être une nappe ophiolitique ou bien un olistostrome fini-dévonien à carbonifère, remaniant des roches similaires à celles de la Brévenne.
- **l'unité de la Somme**, avec des roches volcaniques et volcanoclastiques non métamorphisées ou déformées témoignant d'un magmatisme d'arc, et des sulfures massifs d'âge dévonien moyen à terminal.
- **l'unité des Tuffs anthracifères**, se composant de roches terrigènes du nord du Limousin au Morvan, et de roches volcaniques datées du Viséen supérieur, en discordance sur le Dévonien supérieur–Carbonifère inférieur, plutonique ou métamorphique.

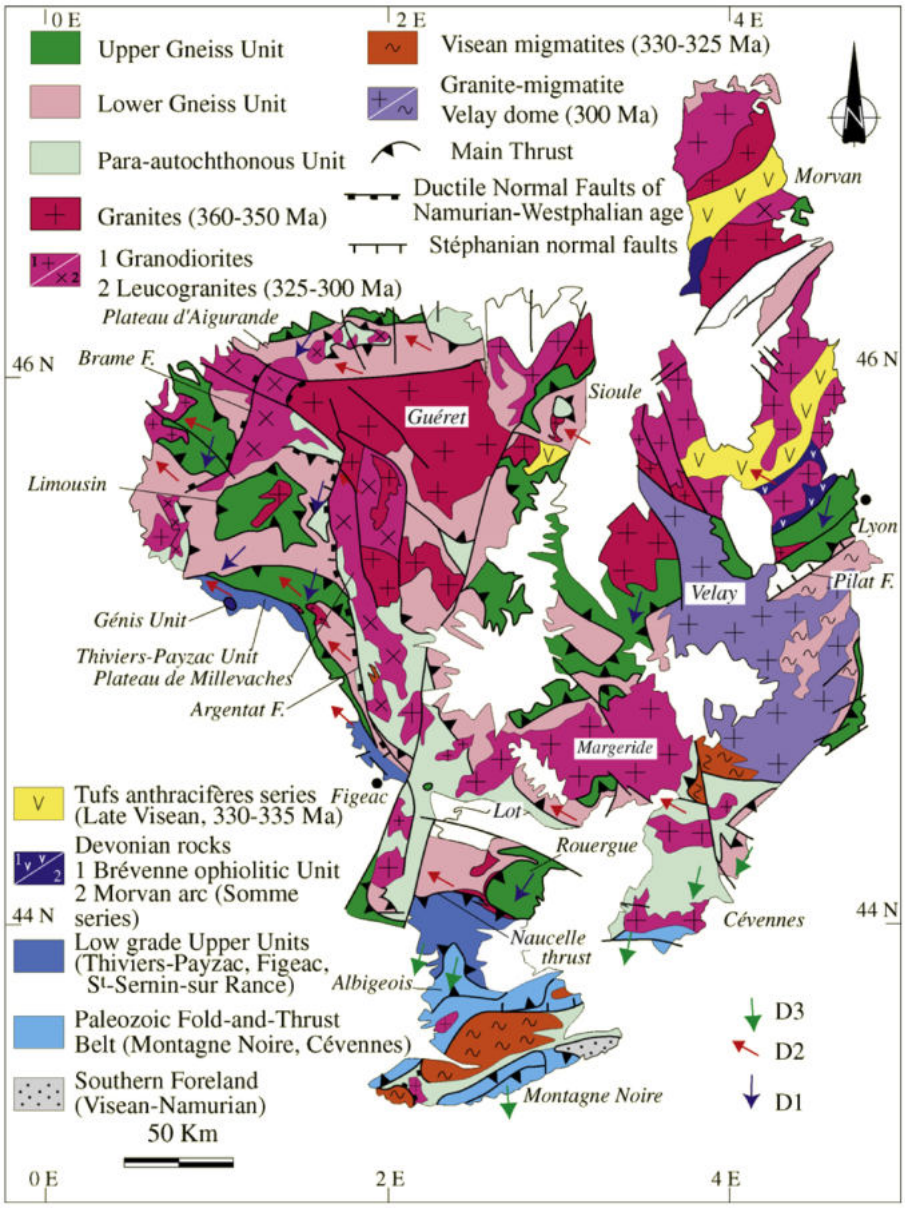


FIGURE 1.5 – **Schéma structural du Massif central. D'après Faure et al. (2009).**

Ces séries sont marquées par une succession d'événements tectoniques et métamorphiques, dénombrés de **D0 à D5** (Faure et al., 2009). L'**événement D0** est responsable du métamorphisme de HP et UltraHP de l'unité supérieure des gneiss ; l'**événement D1**, d'âge dévonien inférieur à moyen, de la fonte crustale et des granitoïdes de l'unité supérieure et l'unité inférieure des gneiss, et de leur migmatisation ; l'**événement D2**, d'âge dévonien supérieur à carbonifère inférieur, provoque une linéation NW-SE dans l'unité inférieure et l'unité supérieure des gneiss, l'unité de Thiviers-Payzac et l'unité de la Brévenne. L'**événement D3**, viséen, est une déformation syn-métamorphique reconnue dans le sud du Massif central avec des plis couchés à vergence sud.

L'**événement D4** (Fig. 1.6), daté du Carbonifère terminal, est responsable de **failles normales ductiles** telles que la faille d'Argentat, et est synchrone de la mise en place de **plutons en contexte extensif**. Le jeu du **Sillon houiller** (Fig. 1.6) est alors normal. Ces déformations témoignent de processus syn-orogéniques car la **compression est encore active**.

L'**événement D5** traduit un étirement NNE-SSW, et permet le développement de bassins stéphaniens intramontagneux en **hémi-graben** ou **pull-apart**. Les failles du Sillon houiller et d'Argentat jouent en décrochement sénestre fragile, tandis que peu de déformations ductiles sont répertoriées.

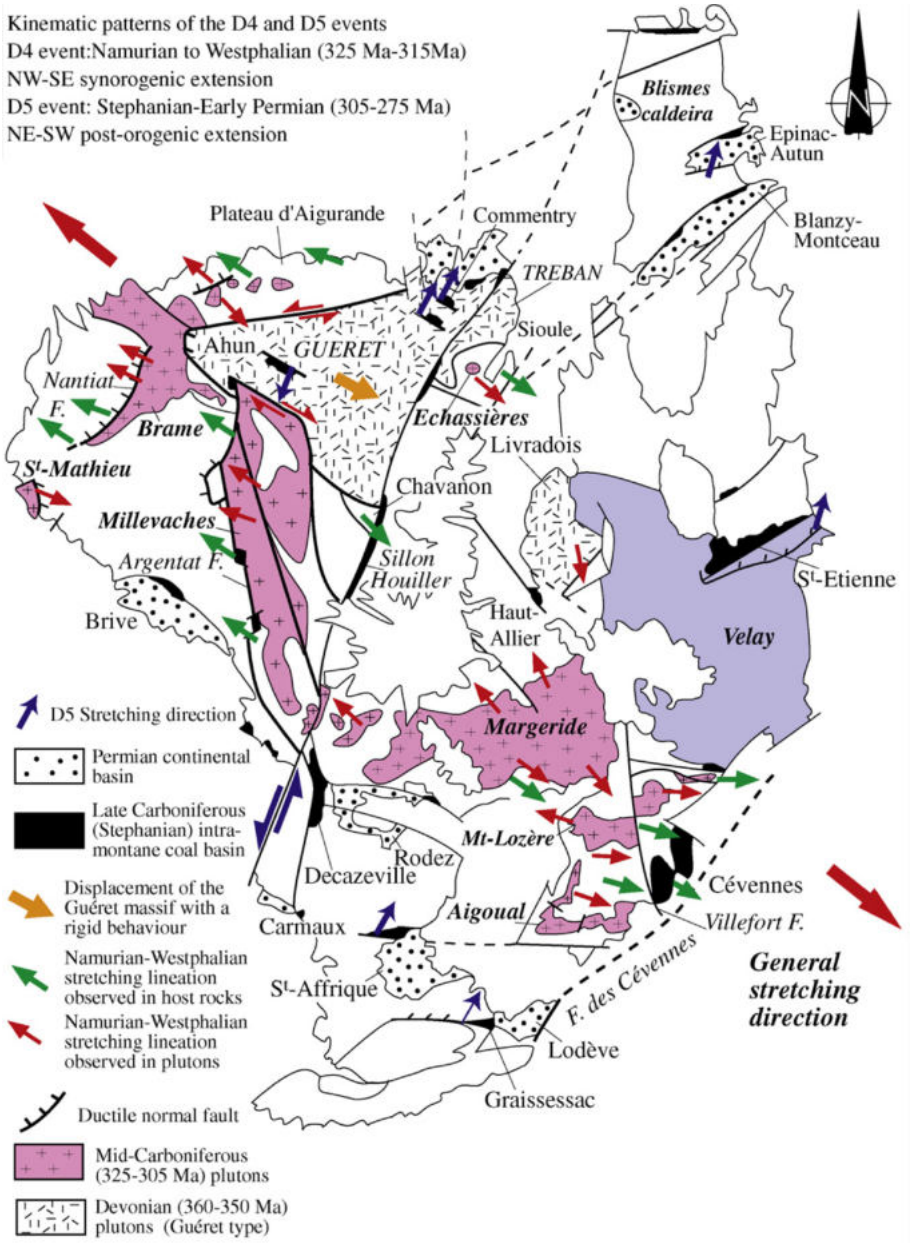


Figure 1.6 – **Carte structurale et cinématique des événements extensifs D4 et D5 dans le Massif central. D'après Faure et al. (2009).**

1.2 Les bassins carbonifères et permiens en Europe de l'Ouest

En Europe de l'Ouest, les bassins carbonifères et permiens sont principalement localisés en France, en Espagne, au Royaume-Uni, en Allemagne, aux Pays Bas, en Pologne et en mer du Nord (Fig. 1.7). Sont distingués des bassins localisés au sud du front varisque, comme l'essentiel des bassins français, et des bassins localisés au nord du front varisque, comme le "**Southern Permian Basin**" (ou **bassins germaniques**, Doornenbal and Stevenson, 2010) et le "**Northern Permian Basin**" (Fig. 1.7, Copestake et al., 2003).

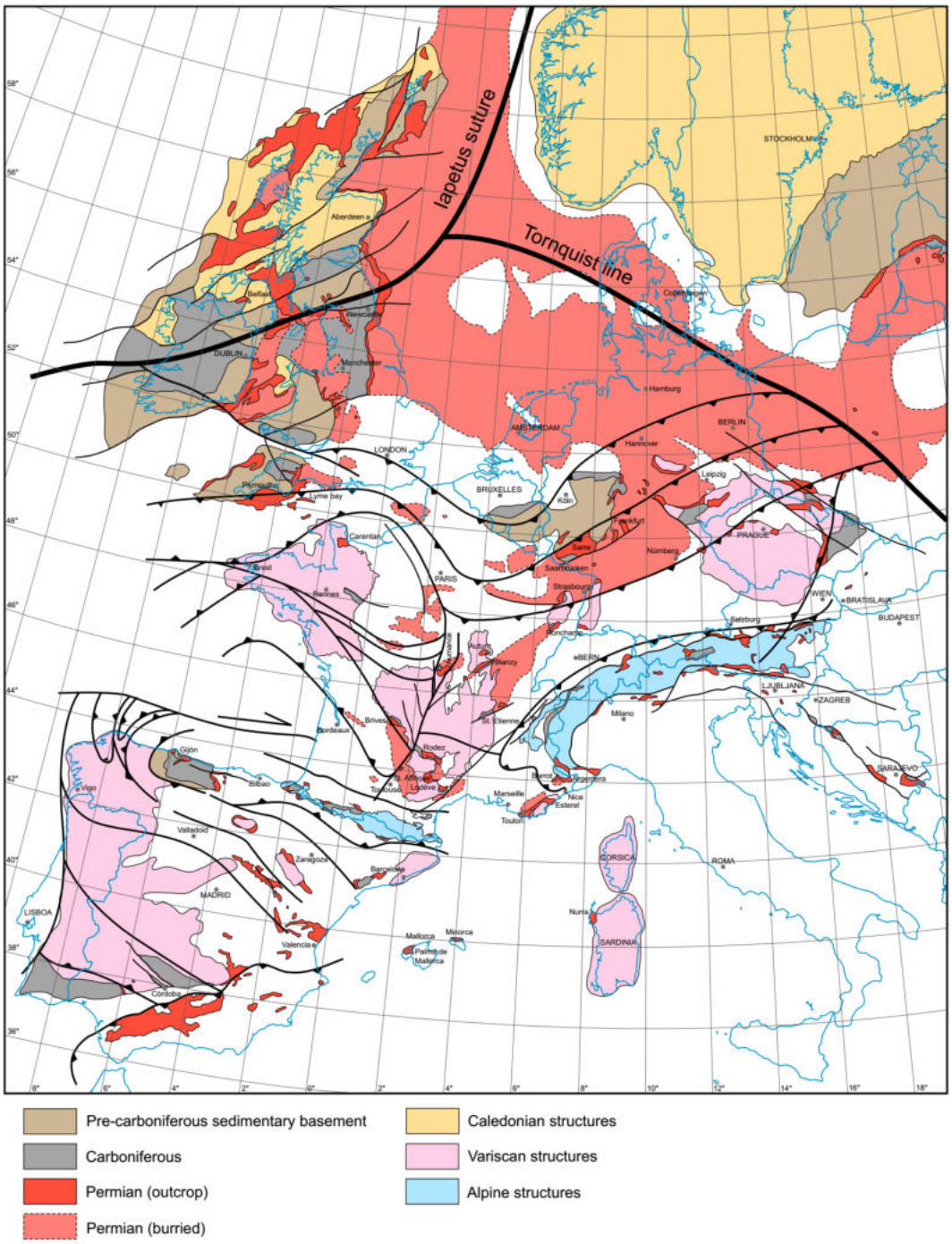


FIGURE 1.7 – **Cartographie des différents bassins carbonifères et permiens connus en Europe de l'Ouest, à l'affleurement et sous couverture sédimentaire, ainsi que des grands ensembles calédoniens, varisques et alpins, et des accidents tectoniques varisques majeurs. D'après (Bercovici, 2009).**

1.2.1 Northern Permian Basin (NPB)

Le **NPB** est localisé en mer du Nord (parties centrale et septentrionale) et s'étend de l'Écosse jusqu'à la côte ouest de la Suède (Fig. 1.8). Il consiste en une séquence inférieure appelée **Groupe du Rotliegend**, constituée de grès avec parfois à la base des séries volcaniques, ainsi qu'en une séquence supérieure, le **Groupe du Zechstein**, composée de carbonates, d'évaporites et de roches clastiques (Copestake et al., 2003). Le Groupe du Rotliegend repose sur des séries siluriennes à carbonifères ou sur le socle magmatique et métamorphique calédonien. Le Permien est parfois recouvert du Trias, parfois du Crétacé lorsque l'uplift jurassique a provoqué l'érosion d'une partie des séries supérieures. La majorité du Carbonifère supérieur et du Permien inférieur est représentée par un hiatus majeur dû à l'uplift faisant suite à l'orogenèse varisque. Ainsi, aucune série complète du Permien ne peut être observée dans le NPB (Copestake et al., 2003, Fig. 1.9), bien que jusqu'à 1500 m de Permien soient observés dans le West-Central Graben. Certaines séries permiennes sont des roches réservoirs, avec une roche mère localisée dans le Jurassique supérieur (Copestake et al., 2003).

La mise en place de ce bassin est contrôlée par la contrainte transtensive induite par la fin de l'orogenèse varisque au Carbonifère supérieur, en mer du Nord jusqu'aux boucliers calédoniens scandinaviens et écossais. Cette extension est responsable de la mise en place du volcanisme du Rotliegend inférieur.

Au Permien inférieur, l'extension nord-sud est au moins en partie thermique (Copestake et al., 2003; Bachmann and Hoffmann, 1997).

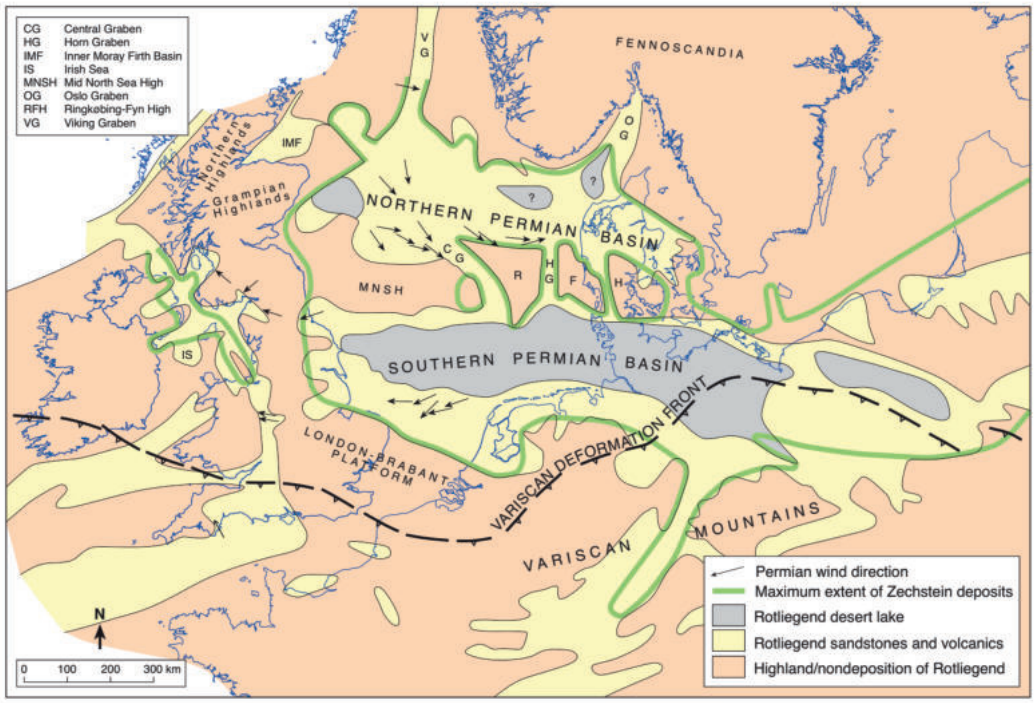


FIGURE 1.8 – **Cartographie du Northern Permian Basin et du Southern Permian Basin ainsi que de leur remplissage sédimentaire suivant les environnements de dépôt du Rotliegend préservé dans ces bassins. D'après Copestake et al. (2003).**

Pour les connaissances des paléoclimats, l'étude du NPB suggère un climat semi-désertique au Permien inférieur. Au permien supérieur, le climat désertique du Rotliegend permet la formation de grandes dunes éoliennes, de quelques systèmes fluvio-lacustres ou de sabkhas, des carbonates et des évaporites (Copestake et al., 2003, Fig. 1.9).

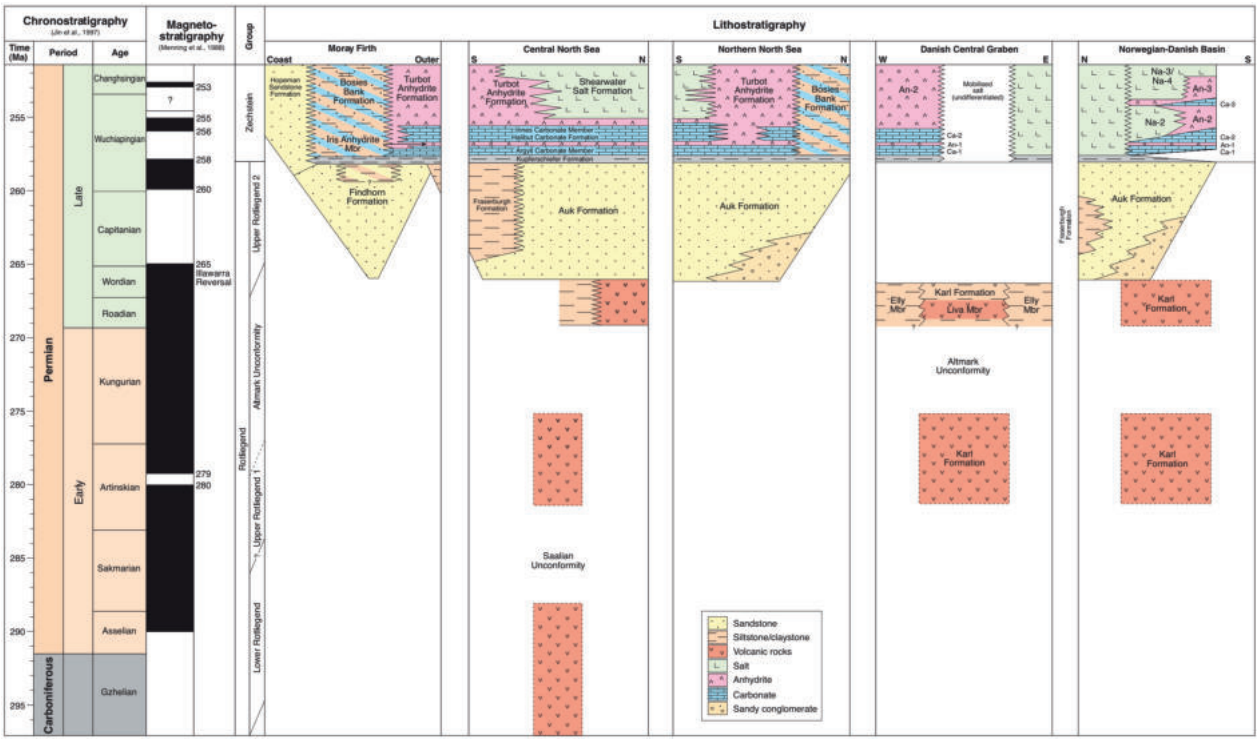


FIGURE 1.9 – **Stratigraphie du NPB selon les localités. Peu de roches sédimentaires sont observées dans le Permien inférieur, contrairement au Permien supérieur avec les faciès du Rotliegend supérieur II et du Zechstein. D'après Copestake et al. (2003).**

1.2.2 Southern Permian Basin (SPB)

Le **SPB** est de type intracontinental cratonique (Bachmann and Grosse, 1989), comprenant plusieurs bassins connectés s'étendant de l'Angleterre à la Pologne (1700 km par 300 à 600 km), avec l'accumulation de plus de 2300 m de Rotliegend supérieur dans le bassin germanique du nord et le bassin polonais (Bachmann and Hoffmann, 1997; Kiersnowski and Buniak, 2006; McCann et al., 2006). Ce bassin se développe entre l'avant-pays nord de la chaîne varisque et le Ringkøbing–Fyn, et le Mid North Sea High (McCann et al., 2006, Fig. 1.10) ; les séries volcaniques et les sédiments du **Rotliegend** se mettent en place en Europe centrale et Europe du Nord-Ouest.

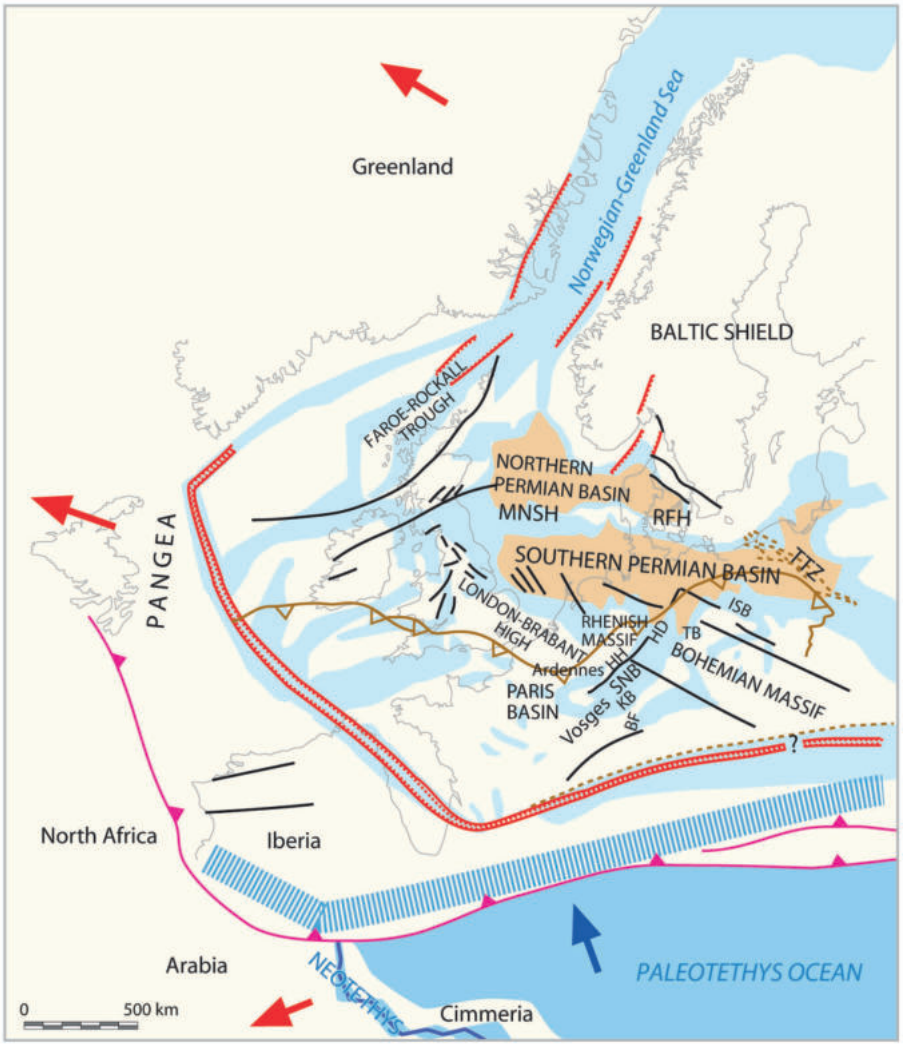


FIGURE 1.10 – **Carte des bassins permiens d'Europe de l'Ouest et du Nord au Zechstein, avec la localisation du SPB et du NPB. D'après Doornenbal and Stevenson (2010).**

Les mouvements relatifs de la plaque Afrique vers l'ouest durant les derniers stades de la collision permienne avec la plaque Europe ont initié la formation de décrochements et de bassins "en éche-

lons". Après une phase de placage sous-crustal, d'amincissement crustal et d'uplift d'âge carbonifère terminal (Stéphanien), la subsidence s'initie et les bassins se développent. Le développement final du SPB est induit par la subsidence thermique au cours du Rotliegend supérieur (Bachmann and Hoffmann, 1995, 1997; Geluk, 2005), avec une extension crustale prédominante sur les mouvements décrochants. Le SPB est affecté par des incursions marines périodiques durant le RotliegendII qui sont suivies de la **transgression du Zechstein** qui ennoie complétement le bassin et établit des conditions totalement marines (Gebhardt, 1994; Legler et al., 2005; Legler, 2006).

À la fin du Carbonifère, le SPB est situé juste au nord de l'équateur et dérive au Permien vers le nord, dans la ceinture désertique (Glennie, 2007). Localement, le Stéphanien, faisant suite aux dépôts namuro-westphaliens, peut atteindre 800 m d'épaisseur, et est composé alors de **"red beds"**. La limite entre le Carbonifère (*i.e.* Stéphanien) et le Rotliegend est une discordance majeure dans le SPB (Ziegler, 1990; McCann et al., 2006). En effet, durant la fin du Carbonifère et le début du Permien, la tectonique transpressive interrompt le remplissage sédimentaire du bassin, phénomène marqué par un uplift régional et une troncature des séries du Carbonifère terminal ainsi que de l'**absence de séries du permien inférieur** (Ziegler, 1990; McCann, 1999; McCann et al., 2006). Les sédiments du Rotliegend se déposent dans un environnement désertique avec une aridité croissante au cours du Permien. Dans la partie centrale et profonde du SPB, des lacs salés de type playas se développent. Là encore, les séries du permien inférieur sont très peu développées, marquant un long hiatus, excepté pour quelques séries préservées en Allemagne et en Pologne (Fig. 1.11) ; la base du Permien est dominée par des unités volcaniques (Doornenbal and Stevenson, 2010).

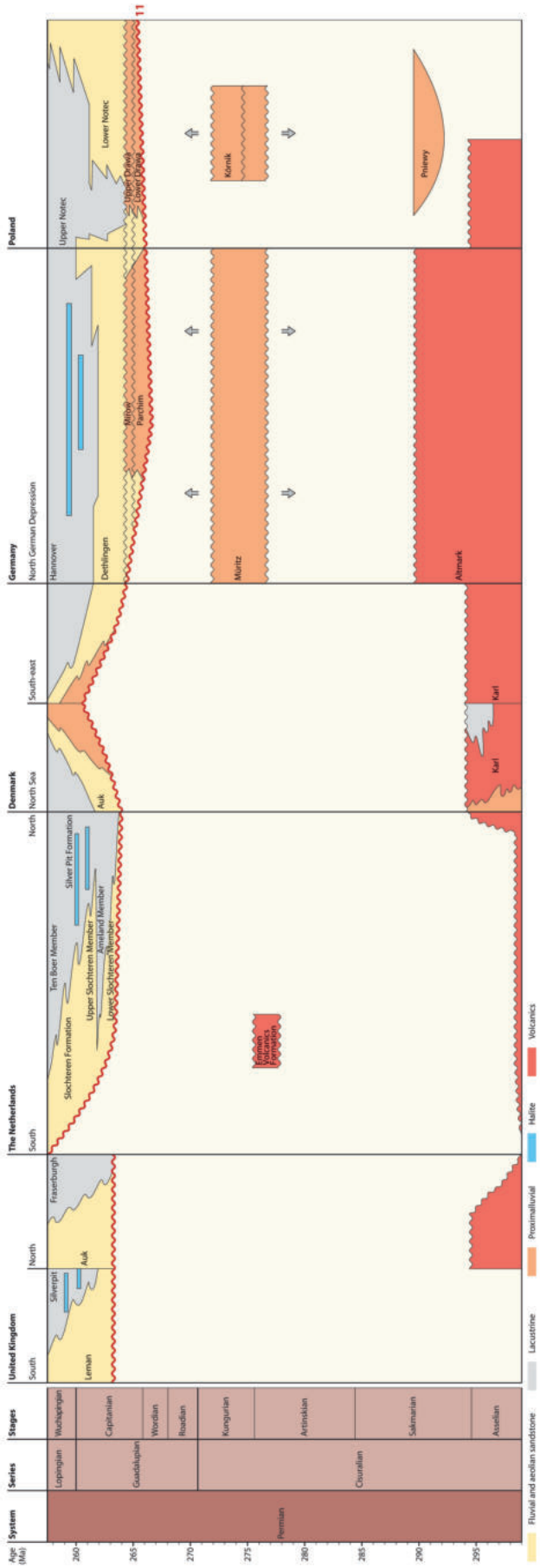

Age (Ma)
System
Series
Stages
United Kingdom
South
North
The Netherlands
South
North
Denmark
North Sea
South-east
Germany
North German Depression
Poland
Permian
Lopingian
Guadalupian
Cisuralian
Wuchiapingian
Capitanian
Wordian
Roadian
Kungurian
Artinskian
Sakmarian
Asselian
Silverpit
Auk
Leman
Fraserburgh
Auk
Slochteren Formation
Ten Boer Member
Upper Slochteren Member
Lower Slochteren Member
Silver Pit Formation
Ameland Member
Ergman Horst Formation
Hannover
Dethlingen
Mirow
Havel
Parchim
Upper Notec
Lower Notec
Upper Drawa
Lower Drawa
Kamień
Müritz
Altmark
Karl
Karl
Piaski
Fluvial and aeolian sandstone
Lacustrine
Proximal/fluvial
Halite
Volcanics

Figure 1.11 – **Stratigraphie du SPB selon les localités. Comme pour le NPB, le Permien inférieur est marqué par de nombreux hiati de sédimentation ou bien des unités volcaniques. Les séries sédimentaires se développent au Permien supérieur. D'après Doornenbal and Stevenson (2010).**

Le Rotliegend est subdivisé en trois parties : le **Rotliegend inférieur** avec ses sédiments et unités volcaniques, le **Rotliegend supérieur I** et le **Rotliegend supérieur II**. Le Rotliegend inférieur est surmonté de la discordance saalienne (Schneider et al., 1995) et est constitué principalement de roches volcaniques acides à intermédiaires avec peu de sédiments. Le Rotliegend supérieur est majoritairement sédimentaire, avec quelques passées de roches basaltiques (McCann et al., 2006). Le Rotliegend supérieur I est restreint aux rifts et grabens de la zone allemande–polonaise tandis que les sédiments du Rotliegend supérieur II, déposés pendant la phase thermique de *sag* s'étendent sur toute la zone du SPB (Fig. 1.11). Le Rotliegend inférieur et le Rotliegend supérieur I sont délicats à corréler à l'échelle stratigraphique marine du Permien car les sédiments marins sont absents (Doornenbal and Stevenson, 2010).

Le SPB a un grand intérêt économique du fait de nombreuses roches réservoirs (contenant des hydrocarbures), notamment en Allemagne (McCann et al., 2006).

1.2.3 Les bassins stéphano-permiens en Europe de l'Ouest

Les bassins stéphano-permiens en Europe sont considérés comme s'étant développés en contexte intramontagneux et se localisent pour la plupart le **long de grands accidents varisques** (Fig. 1.12). Ils sont notamment connus en République Tchèque, en Pologne, en Allemagne, en Suisse, en Espagne, au Portugal et en France (Fig. 1.13), et sont pour grande partie localisés sous la couverture sédimentaire méso-cénozoïque (Mascle, 1990).

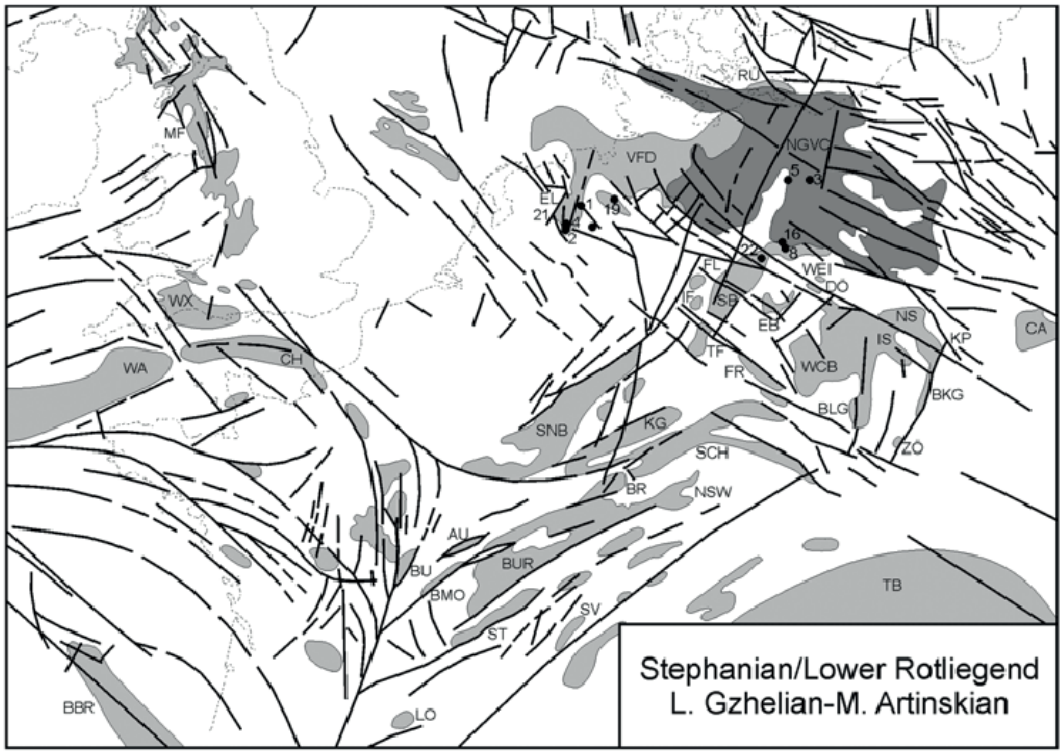


FIGURE 1.12 – **Cartographie des bassins carbonifères à permiens d'Europe de l'Ouest. D'après Schneider and Scholze (2016).**

Les paragraphes qui suivent donnent les caractéristiques générales de certains de ces bassins pour les pays limitrophes de la France.

Suisse – Dans les Alpes suisses et françaises, le **remplissage sédimentaire des bassins s'amorce par des faciès attribués au Namurien terminal** (Trümpy, 1980). Ces bassins sont en étroite proximité avec les bassins du nord de la Suisse, et sont formés dans le même intervalle de temps. De faible extension, ils montrent des structures en hémi-grabens ou grabens et ont une orientation moyenne SW-NE (Capuzzo et al., 2003; Capuzzo and Wetzel, 2004; McCann et al., 2006). Ces bassins sont remplis avec des sédiments continentaux clastiques principalement issus du socle magmatique et métamorphique, et contiennent du matériel volcanique et volcano-sédimentaire (Capuzzo et al., 2003; Capuzzo and Wetzel, 2004; McCann et al., 2006).

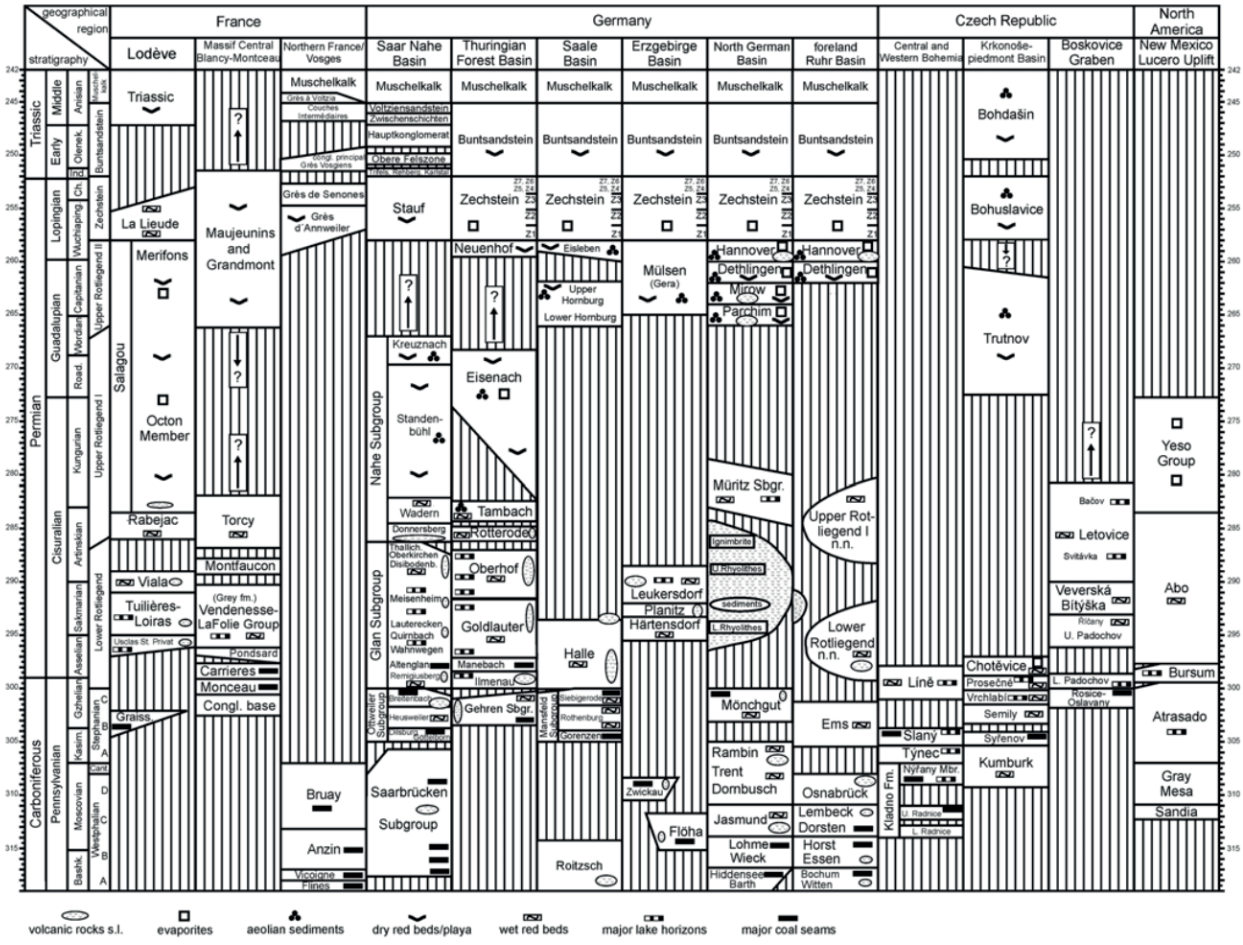


FIGURE 1.13 – **Stratigraphie de quelques bassins carbonifères et permiens d'Europe de l'Ouest (France, Allemagne), de l'Est (République Tchèque) et d'Amérique du Nord. Aucune localité ne montre des séries continues au cours du Carbonifère terminal et du Permien. D'après Schneider and Scholze (2016).**

Le bassin carbonifère-permien du nord de la Suisse (ou NSPB) se situe en subsurface et contient jusqu'à 1500 m de séries sédimentaires continentales (Blüm, 1989). Il se constitue de plusieurs bassins de type *pull-apart* "en échelons" qui sont liés à la tectonique varisque (Matter et al., 1988; Blüm, 1989). Les dépôts carbonifères, assez restreints et localisés sont recouverts de permien dont l'aire de sédimentation est plus vaste, et dont les environnements de dépôt sont lacustres à fluvio-lacustres. Les corrélations intra-permien sont dans ces bassins surtout effectuées sur la base de la lithologie (Blüm, 1989).

Allemagne (Fig. 1.13) – En Allemagne et dans le nord-est de la France, le **bassin de Saar Nahe** est comblé par un remplissage carbonifère-permien de plus de 5 km d'épaisseur, constitué de sédiments **exclusivement continentaux** (Schäfer, 1989), ainsi que par des roches volcaniques. Il a une structure en hémi-graben et est bordé par une faille crustale à pendage sud (faille de Hunsrück, Fig. 1.14, Korsch and Schäfer, 1991) séparant la zone rhéno-hercynienne au nord de la zone saxo-

thuringienne. Les premiers dépôts sont attribués au Namurien terminal ou au début du Westphalien, suggérant une élévation antérieure de la zone, reflétant la compression varisque. Une discontinuité est observée entre le Westphalien D et le Stéphanien A en raison de la cinématique de la faille. Les roches volcaniques sont attribuées à un étirement crustal régional, probablement en lien avec la déformation dextre entre la Laurussia et le Gondwana. La **séquence stéphanienne synrift**, anté-volcanique, comprend jusqu'à 4,7 km de dépôts lacustres, fluviatiles et fluvio-deltaïques, contenant des niveaux carbonatés, de charbon et des **tonsteins** (cendres volcaniques altérées en argiles, McCann et al., 2006). Au-dessus de cette séquence se mettent en place les **unités volcaniques permiennes synrift** de plus de 1 km d'épaisseur signant un magmatisme calco-alcalin ainsi que des intrusions rhyodacitiques et basaltiques à andésitiques (Von Seckendorff et al., 2004; McCann et al., 2006). La source du magmatisme est le résultat d'un placage sous-crustal avec une source mantellique responsable de la fusion partielle de la croûte continentale, ou bien d'une ancienne zone de subduction (Schmidberger and Hegner, 1999). Au-dessus des volcanites se trouvent 1500 m de sédiments continentaux attribués à la **séquence post-rift** (Schäfer and Korsch, 1998). **Ce modèle tout-extensif depuis le Namurien est actuellement remis en cause par Beccaletto et al. (2019), qui proposent de distinguer une phase westphalienne syn-orogénique d'une phase stéphanienne puis permienne post-orogénique.**

Espagne-Portugal (Fig.1.13) – Les **bassins ibériques intracratoniques** sont hérités de l'activité varisque ainsi que du début du rifting de l'Atlantique. Du Namurien au Stéphanien, une compression est-ouest est enregistrée, suivie d'une compression nord-sud au Sakmarien, marquant la fin de l'activité tectonique varisque. Au début du Permien et jusqu'au Trias, un épisode de rifting permet l'ouverture de bassins orientés NE-SW à E-W (Jabaloy et al., 2002). Un épisode magmatique est contemporain du remplissage de ces bassins et se matérialise par des roches volcaniques et des plutons granitiques affleurant notamment dans les Pyrénées (Muñoz et al., 1986). Les bassins comportent des "*red beds*" où s'intercalent des roches volcaniques (principalement du Permien inférieur) et volcano-sédimentaires dont l'épaisseur peut excéder 2 km. Les séries sont divisées entre un Groupe inférieur et un Groupe supérieur séparés par une discontinuité. Le **Groupe inférieur** est associé à la formation de petits bassins contrôlés par des failles décrochantes et dont le remplissage sédimentaire est associé à un volcanisme calco-alcalin (Lago et al., 2004). Les sédiments du **Groupe supérieur** ont une aire plus développée et se déposent dans un contexte extensif. Les bassins de la chaîne ibérique sont isolés et de taille restreinte ; ils sont initiés au Carbonifère terminal et au début du Permien dont la transition est une discontinuité, puis évoluent vers un seul et même bassin, le bassin ibérique, au cours du Permien. Les dépôts les constituant reposent en discordance sur des roches du Paléozoïque inférieur et sur les faciès du Stéphanien B et C. Ils sont d'abord alluviaux, bréchiques et lacustres, contiennent des couches de charbon et sont associés à des dépôts volcano-sédimentaires d'affinité calco-alcaline. Ils évoluent vers des dépôts de lacs salés marquant une aridité croissante (McCann et al., 2006).

Les seuls affleurements de dépôts sédimentaires marins datés du Carbonifère terminal

et début du Permien en Europe de l'Ouest sont localisés dans les Alpes orientales, en Sicile, à l'ouest de l'Espagne et au Portugal (Martínez García, 1990).

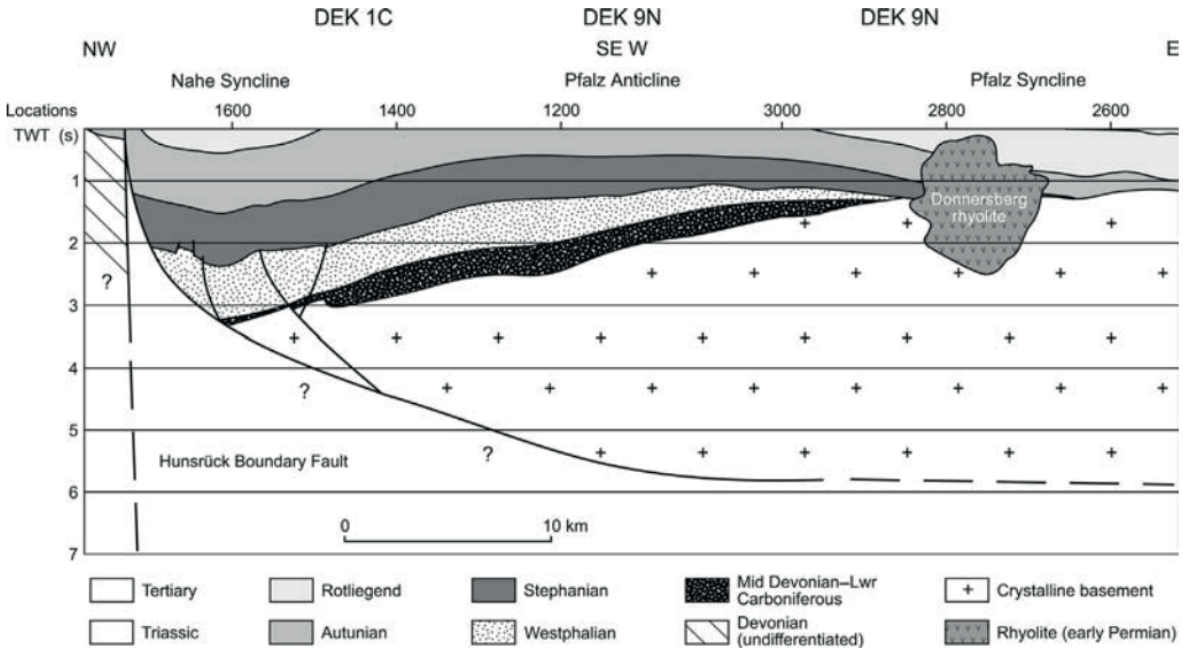


Figure 1.14 – **Coupe géologique NW-E du bassin de Saar Nahe montrant sa structuration par la faille de Hunsrück, ses unités sédimentaires et volcaniques. D'après Henk (1993).**

1.2.4 Les bassins stéphano-permiens français

Les **bassins carbonifères et permiens français sont des bassins intracontinentaux**, peu étendus et disparates à l'affleurement (quelques centaines de kilomètres carrés), mais nettement plus étendus en subsurface et localisés sous la couverture méso-cénozoïque des bassins de Paris, Aquitain et du Sud-Est (Beccaletto et al., 2015, Fig.1.15).

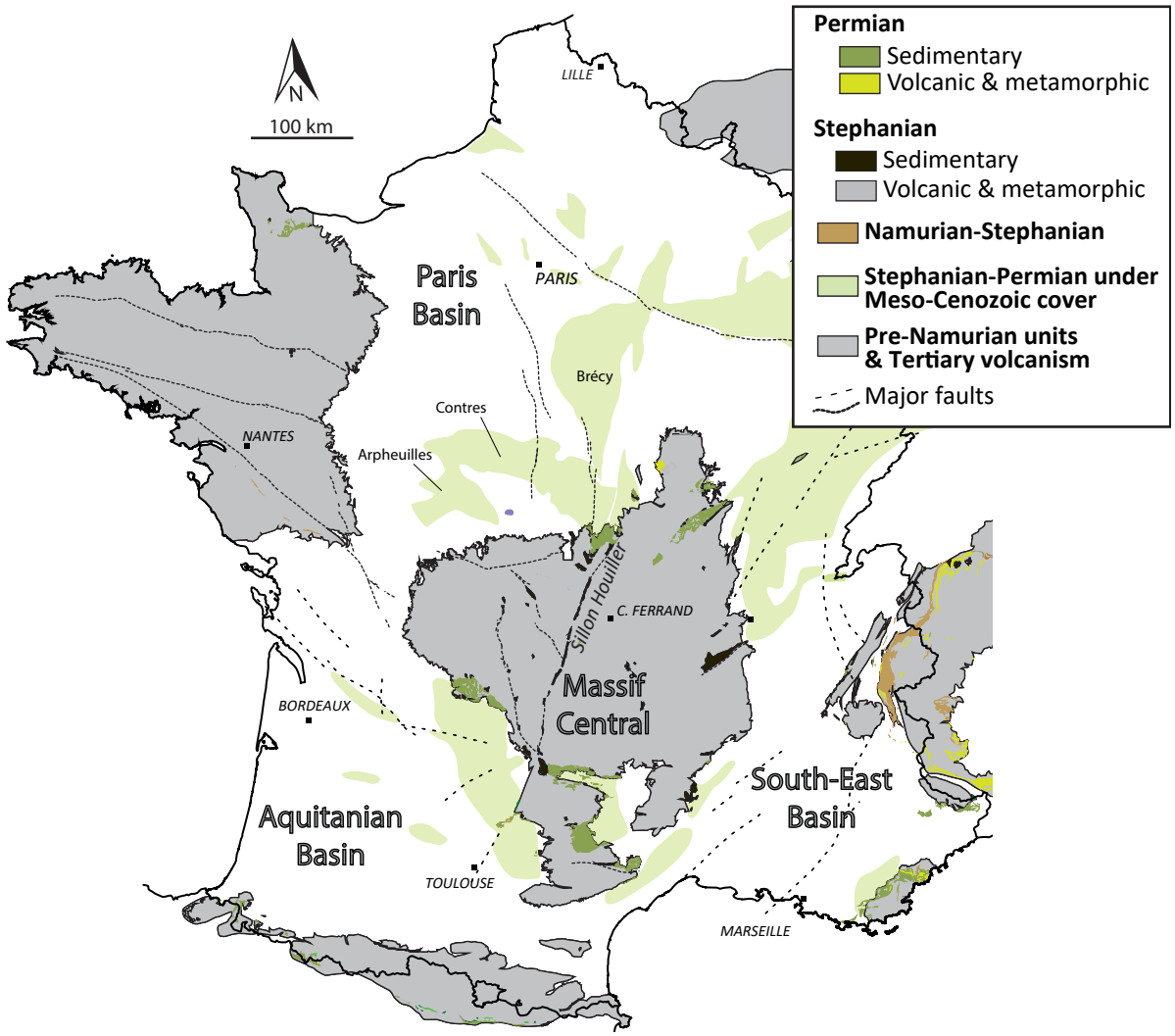


FIGURE 1.15 – **Carte géologique simplifiée de la France montrant les grands ensembles magmatiques et métamorphiques (gris) dont le "socle" varisque, ainsi que les bassins du Carbonifère supérieur au Permien, à l'affleurement et sous couverture méso-cénozoïque. D'après (Beccaletto et al., 2015).**

Les reconstitutions paléogéographiques sont aujourd'hui imprécises, et les corrélations inter-bassins sont délicates. Les bassins français affleurants sont classés selon leur type de remplissage sédimentaire en bassins fluvio-lacustres et bassins paraliques (Châteauneuf and Farjanel, 1989) et sont les témoins de l'importance du volcanisme de l'époque avec de nombreuses unités

volcaniques et niveaux de cendre interstratifiés dans la sédimentation (tonsteins).
Si aujourd'hui les études sur la sédimentologie de ces bassins se multiplient, leur structure et leur mode de mise en place sont en revanche peu contraints.

Ces bassins affleurants ont été étudiés principalement à des fins industrielles depuis la seconde moitié du XVIII^{ème} siècle pour les différentes ressources qu'ils contiennent : charbon, uranium (*e.g.* Mathis and Brulhet, 1990, bassin de l'Aumance) et pétrole, ce dernier étant extrait des "schistes bitumineux", ou *black shales* (*e.g.* Elsass Damon, 1977, bassin d'Autun). Ils se localisent principalement en contact avec les reliques métamorphiques et magmatiques de l'orogenèse varisque, sur le pourtour des massifs central et armoricain, des Vosges, dans les Alpes et les Pyrénées (Fig. 1.15), et certains sont situés dans le prolongement de bassins présents en subsurface (*e.g.* bassin de l'Aumance, Mathis and Brulhet, 1990). Les bassins de subsurface restent encore méconnus et ne sont pas systématiquement pris en compte dans les reconstitutions paléogéographiques. Leurs limites autrefois mal définies (*e.g.* Debeglia and Debrand-Passard, 1980; Lebreton, 1990; Mascle, 1990; Perrodon and Zabek, 1990; Delmas et al., 2002) sont néanmoins de mieux en mieux contraintes (*e.g.* dans le bassin de Paris, Beccaletto et al., 2015).
Les bassins stéphano-permiens français sont localisés sur de grandes structures varisques (Burg et al., 1994), avec un **cadre structural hérité du Carbonifère** (*i.e.* phase asturienne de l'orogenèse varisque). Au **Carbonifère supérieur (faciès stéphanien)**, ces bassins se mettent en place en relation avec des failles régionales (*e.g.* Sillon houiller et faille de Hunsrück-Metz), néoformées plus certainement réactivées de l'orogenèse varisque (Arthaud and Matte, 1975; Mattauer, 1980; Blès et al., 1989; Genna and Debriette, 1996), à jeux décrochants (Châteauneuf and Farjanel, 1989; Burg et al., 1990), devenant normaux au **Carbonifère terminal-Permien inférieur** (faciès autunien). Il se forme ainsi des structures en hémi-grabens, avec une aire de sédimentation plus vaste que celle des dépôts sous-jacents, et en onlap sur le socle anté-stéphanien, avec migration des dépocentres ("**inondation autunienne**", Châteauneuf and Farjanel, 1989). Il apparaît de plus que ces bassins sont parfois structuralement associés à des **dômes métamorphiques** et des **failles de détachement** (*e.g.* massifs du Velay, des Millevaches et de la Montagne Noire ; Malavieille et al., 1990; Van Den Driessche and Brun, 1992a; Faure, 1995, Fig. 1.16).

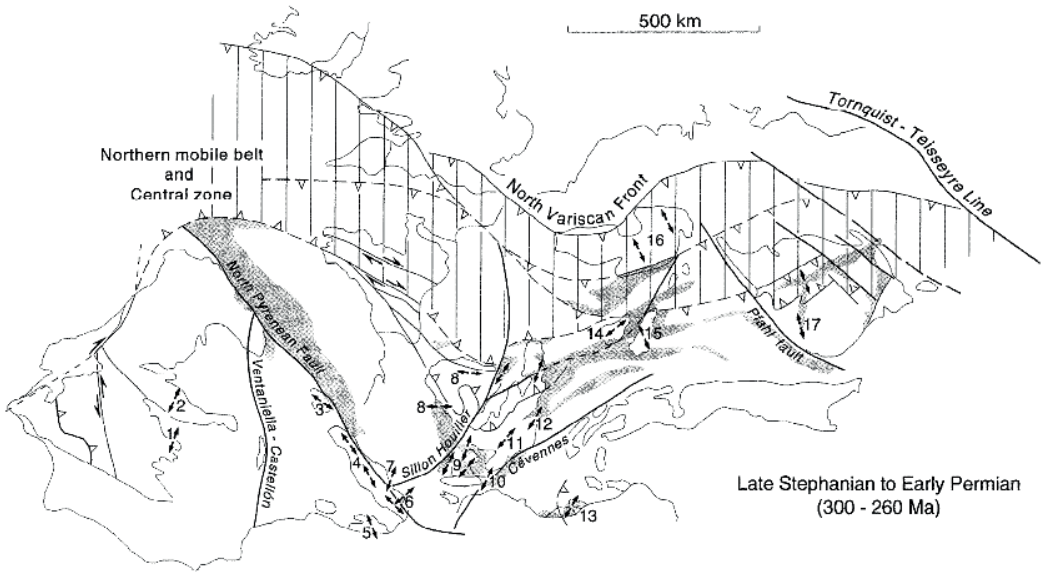


FIGURE 1.16 – **Carte des principaux bassins du Carbonifère terminal et du Permien inférieur d'Europe occidentale, et des directions d'extension. D'après Burg et al. (1994).**

Les bassins du Massif central .

Les bassins localisés dans et autour du Massif central français enregistrent des sédiments depuis le **Viséen** (Engel and Feist, 1980), évoluant vers des faciès namuriens, puis, en contexte extensif, par des faciès du Westphalien, Stéphanien et Autunien (McCann et al., 2006). **Les bassins du Massif central sont attribués à l'effondrement de la croûte épaissie à la fin de l'orogenèse varisque.** Le faciès stéphanien est marqué par l'apparition de petits bassins limniques à séries de charbon liés à des réseaux de **failles régionales** héritées de la tectonique varisque (Arthaud and Matte, 1975). Ces bassins sont étroits et allongés avec une épaisseur variable de sédiments. Au moment du dépôt des faciès du stéphanien terminal, une compression d'orientation EW est envisagée selon les modèles, interrompant la sédimentation et déformant les sédiments déjà déposés (*e.g.* Blès et al., 1989). **Au Permien, les bassins deviennent exclusivement extensifs**, plus larges, et comportent des séries sédimentaires plus développées pouvant être pluri-kilométriques, et occupent les sites des futurs bassins méso-cénozoïques (McCann et al., 2006). Le Permien est divisé en faciès **autunien**, **saxonien** (séparés par la discordance saalienne) et **thuringien**, et comprend des unités lacustres à *black shales*, des unités fluviatiles et des niveaux de tonsteins. Ces séries comportent elles aussi des unités magmatiques, mais plus restreintes que dans le reste des bassins ouest-européens (Allemand et al., 1997). La sédimentation dans ces bassins est essentiellement contrôlée par des **failles syn-sédimentaires**, provoquant des reliefs marqués, sources des apports détritiques vers les bassins. **Avec la mise en place d'une subsidence de plus en plus régionale, des bassins initialement restreints et endoréiques deviennent exoréiques et se connectent**, comme c'est le cas pour le bassin des Cévennes (Djarar et al., 1996).

1.3 Mode de mise en place des bassins stéphano-permiens

1.3.1 Le champ de contraintes à la fin de l'orogénèse varisque

Dans les années 80, à la suite de nombreuses études microtectoniques, la mise en place des bassins carbonifères-permiens a été attribuée aux **processus de compression inhérents à la formation de la chaîne varisque**.

En détail, il était admis que dans le Massif central, au Carbonifère supérieur (Stéphanien A et B), la compression NS a créé des failles inverses et décrochantes telles que le Sillon houiller et la faille d'Argentat. L'extension locale générée par les jeux décrochants aurait alors permis la création de petits bassins houillers en pull-apart (Bonijoly and Castaing, 1983, 1987; Blès et al., 1989 et références associées, Fig. 1.17A), et causé l'extrusion de grands volumes de roches volcaniques. À la fin du Carbonifère (Stéphanien C), l'axe de compression aurait tourné de NS à NW-SE (Fig. 1.17B) puis à EW (Fig. 1.17C), réactivant les décrochements conjugués et plissant le remplissage sédimentaire des bassins. Cette compression semble s'atténuer à la transition Carbonifère-Permien, car des discordances stéphano-autuniennes sont observées dans certains bassins (*e.g.* bassins d'Autun et de l'Aumance). L'orogenèse varisque est alors terminée et des bassins plus larges se mettent en place en contexte extensif, marqués par des failles normales.

Le passage de la compression à l'extension à l'Autunien pourrait être lié à une relaxation des contraintes compressives EW. À la fin du Permien inférieur, une compression NS attribuée à la phase saalienne réactive d'anciens décrochements (*e.g.* bassin lorrain et bassin de Saar-Nahe), et est suivie par l'extension saxonienne à triasique d'axe NS (Blès et al., 1989).

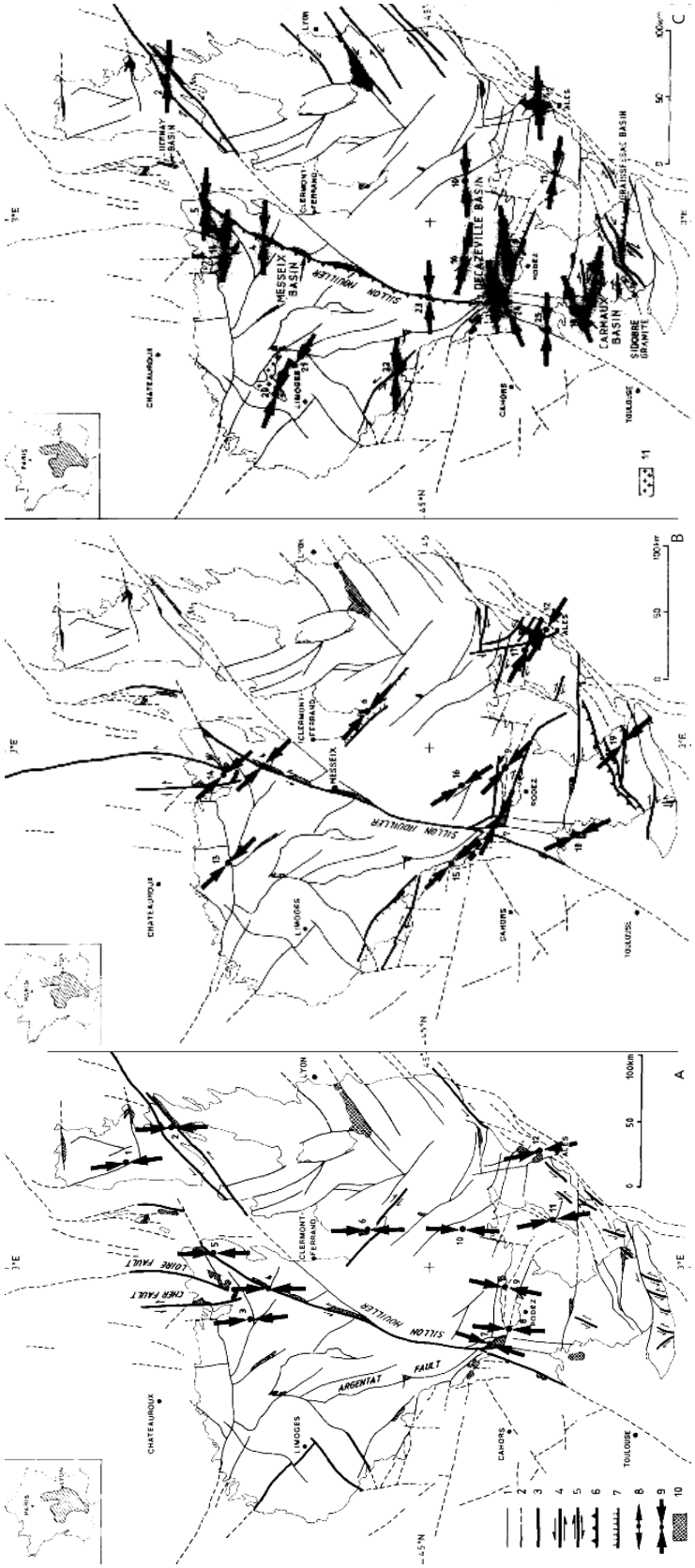


FIGURE 1.17 – **Cartes montrant la rotation des contraintes compressives au Carbonifère terminal (Stéphanien A à C). D'après Blès et al. (1989).**

Néanmoins, à la fin des années 80 et dans les années 90, un autre modèle émerge sur la **présence d'extension dans les chaînes de montagne, syn- et tardi-orogénique, pouvant permettre la mise en place de bassins sédimentaires extensifs au sein de la chaîne varisque**.

1.3.2 Processus d'extension dans les chaînes de montagnes

Il est aujourd'hui admis que dans les chaînes de montagnes, l'érosion seule de la chaîne ne suffit pas à la destruction du relief, et que le jeu d'une **tectonique extensive** pour passer d'une croûte continentale épaissie à une croûte à l'équilibre de 30 km d'épaisseur est nécessaire (Malavieille et al., 1990; Costa and Rey, 1995; Faure, 1995; McCann et al., 2006).

Au premier ordre, cette extension se produit du fait que les forces de volume s'opérant sur la croûte épaissie (contrainte compressive verticale, créée par les hauts reliefs induisant une instabilité gravitationnelle) deviennent prédominantes sur les forces aux limites compressives responsables de l'épaississement crustal (*e.g.* Malavieille, 1987; Dewey, 1988; Malavieille et al., 1990, 1993; Faure, 1995; Van Den Driessche and Brun, 1992a, Fig. 1.18). Cette extension, syn-orogénique, est donc synchrone des plis dans les zones externes de la chaîne (Malavieille et al., 1990, 1993; Praeg, 2004), et affecte les zones de croûte froide et rigide. L'extension tardi-orogénique, de plus large amplitude, se produit après le raccourcissement de la lithosphère, du fait d'instabilités gravitationnelles et thermiques de la croûte épaissie, ainsi que par l'érosion de la racine crustale par délamination ou convection. Ces processus d'extension syn- et tardi-orogénique suivent plus ou moins rapidement le raccourcissement crustal et la construction des chaînes de montagnes (Malavieille et al., 1990, 1993).

La contrainte extensive se distribue dans la lithosphère par deux modes distincts :

(1) **un étirement uniforme de la croûte**, symétrique, avec cisaillement pur et formation de failles normales, ductiles dans la croûte inférieure et fragiles dans la croûte supérieure (Fig. 1.18), ou bien

(2) par **des zones de cisaillement** à faible angle et de détachements au niveau de dômes métamorphiques (*metamorphic core complex*, MCC), marquant une extension asymétrique (Echtler and Malavieille, 1990; Malavieille et al., 1990, 1993, Fig. 1.18).

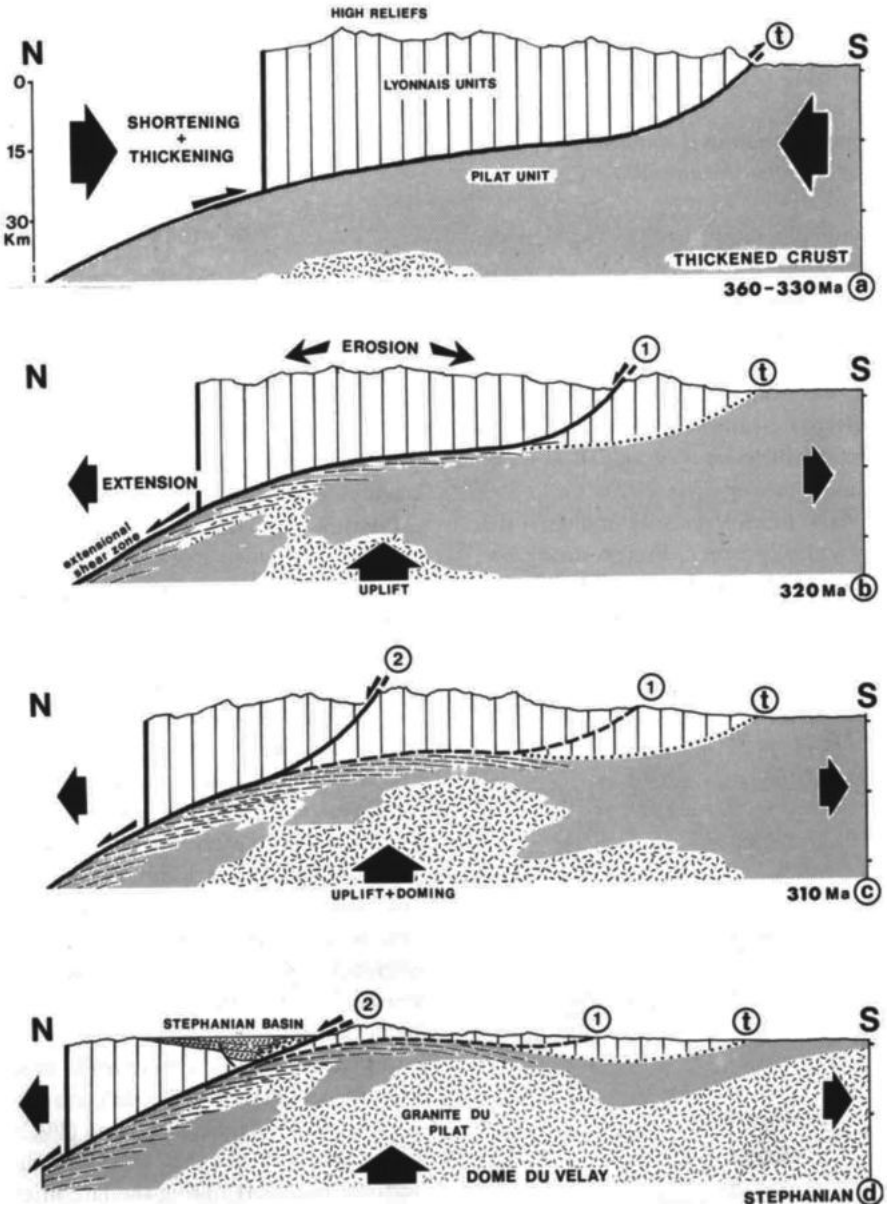


FIGURE 1.18 – **Modèle d'évolution tectonique pour une zone de détachement en extension (formation d'un MCC) et la formation conjointe de bassins sédimentaires stéphaniens. D'après Malavieille et al. (1990).**

Ces MCCs se forment lorsque l'épaississement est tel que de la fusion se produit dans les croûtes moyennes et inférieures, formant des granitoïdes. L'érosion de la chaîne crée un réajustement isostatique permettant l'uplift de ces dômes et la formation de détachements sur leurs flancs, avec des failles normales qui migrent vers les zones externes à mesure que l'uplift se poursuit, permettant aux bassins extensifs de se mettre en place (Malavieille et al., 1990; Praeg, 2004, Fig. 1.18). Cela montre que la formation des bassins sédimentaires est dépendante de mécanismes se produisant à l'échelle crustale.

C'est le cas notamment pour la mise en place des bassins de Graissessac et de Saint-Affrique (Van Den Driessche and Brun, 1992a), conjointe à l'uplift du dôme de l'Espinouse dans la Montagne Noire.

Dans ce sens, la chaîne varisque pourrait constituer un analogue au Tibet, au Basin and Range et à l'Altiplano andin du fait de la présence de failles normales traduisant l'extension crustale responsable du désépaississement de la croûte (Ménard and Molnar, 1988; Faure et al., 1990; Praeg, 2004).

L'épaississement crustal varisque se fait du Dévonien au Carbonifère inférieur, avant 340 Ma, avec un maximum de déformation entre 420 et 320 Ma, associé à de la déformation ductile et du métamorphisme de HP (Malavieille et al., 1990). L'**extension qui s'ensuit dès 330 Ma** (Malavieille et al., 1993; Faure, 1995) dans la chaîne varisque européenne a une direction NW-SE (Ménard and Molnar, 1988; Faure, 1995) qui passe à NE-SW à la fin du Carbonifère et au début du Permien (Faure, 1995).

Au **Viséen-Westphalien**, cette extension syn-orogénique se matérialise par un cisaillement ductile et l'exhumation rapide de la croûte inférieure par volcanisme et plutonisme. Des bassins sédimentaires témoins d'une extension NW-SE se développent (Praeg, 2004) tandis que cette extension s'étend vers les parties les plus externes de la chaîne.

À la **transition Carbonifère-Permien**, au cours du stade final de l'orogenèse varisque, dans l'est du Massif central, entre 320 et 290 Ma, l'extension tardi-orogénique donne lieu notamment à la mise en place des MCCs, qui contrôlent le développement de bassins intracontinentaux stéphaniens dans le bloc supérieur (Pochat and Van Den Driessche, 2011), en hémi-grabens ou pull-aparts, multidirectionnels et asymétriques, et l'exhumation des dômes anatectiques dans le bloc inférieur (Costa and Rey, 1995; Faure, 1995). L'extension est aussi matérialisée par des bassins bordés de failles de plus fort pendage, à géométrie en hémi-graben (Pochat and Van Den Driessche, 2011).

Dans le détail, Faure and Becq-Giraudon (1993) et Faure (1995) proposent de distinguer 4 types de bassins (Figs. 1.19 et 1.20) selon leur orientation et le jeu de leurs failles bordières. Le premier se caractérise par des failles subméridiennes fini-carbonifères telles que le Sillon houiller et la faille d'Argentat jouant en décrochement fragile et associées à la mise en place de bassins en pull-apart, avec un remplissage syn-tectonique. Les trois autres sont des bassins en hémi-graben, respectivement contrôlés par des failles NW-SE (bassin de l'Aumance), E-W (bassin de Graissessac), et NE-SW tels que les bassins de Blanzy-Le Creusot, Saint-Étienne ou Autun (Faure, 1995).

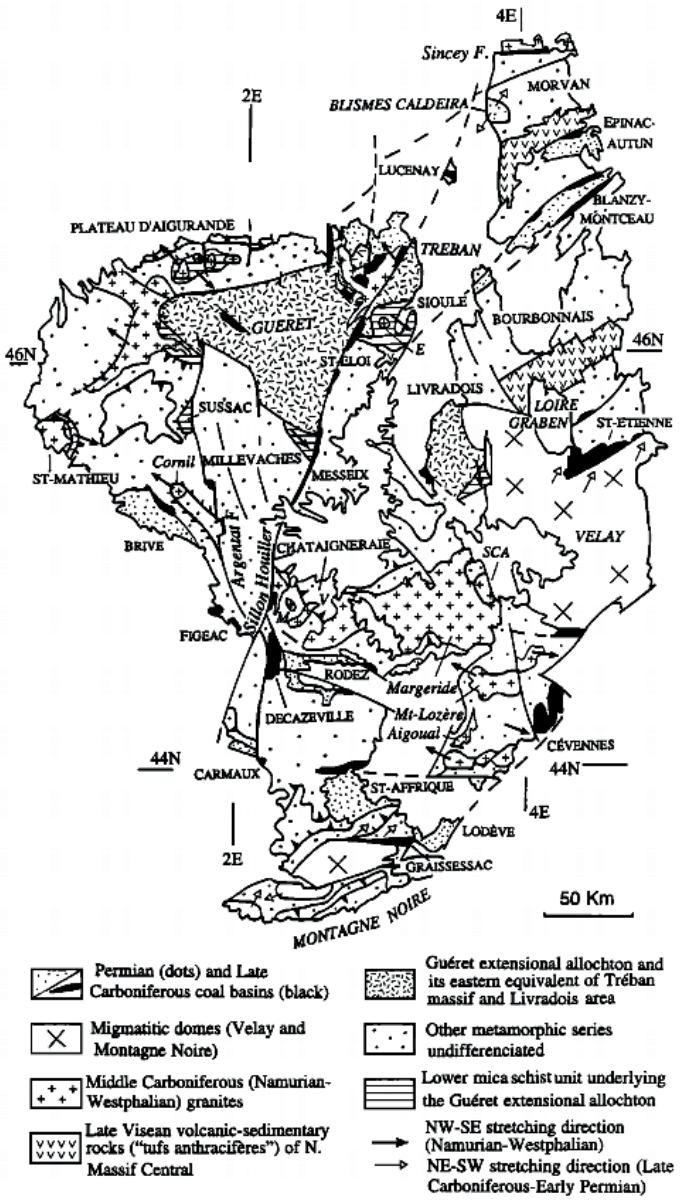


FIGURE 1.19 – **Carte du Massif central où sont mises en évidence les directions de l'extension carbonifère. D'après Faure (1995).**

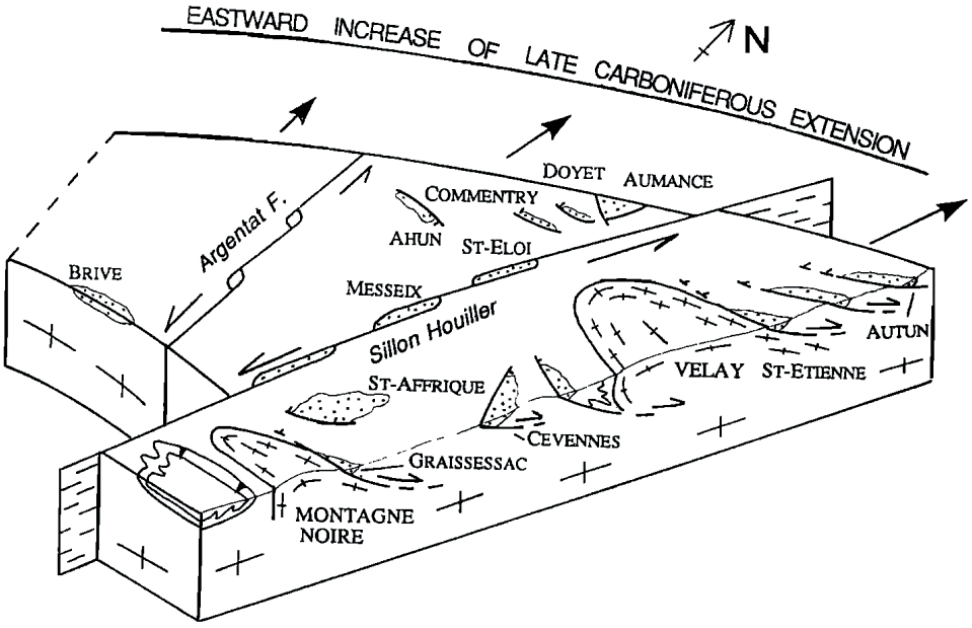


Figure 1.20 – **Schéma synthétique montrant les différents modes de mise en place des bassins carbonifères et permiens en France. D'après Faure (1995).**

Il en ressort qu'à la fin du Paléozoïque, les failles normales et décrochantes prévalent dans le contexte tectonique de la chaîne varisque ; **les bassins stéphano-permiens se nucléent au Carbonifère terminal puis s'élargissent au Permien, marquant le passage d'une extension localisée contrôlée par faille à une extension régionale, probablement liée à une subsidence thermique** (Ménard and Molnar, 1988; Beccaletto et al., 2015).

Si les séries d'âge guadalupien-lopingien sont connues dans le sud du Massif central ou en Lorraine (*e.g.* Bourquin et al., 2011) et probablement dans le sud du bassin de Paris (Beccaletto et al., 2015), aucune série de cet âge n'est connue dans le nord du Massif central. **De plus, partout dans les bassins français, une discordance entre le Paléozoïque et le Mésozoïque est observée** (Bourquin et al., 2011). Les premiers dépôts triasiques (Induen) sont préservés uniquement dans le nord de l'Europe ; ailleurs, une période d'érosion et de transit sédimentaire se produit (Fig. 1.21). Les premiers sédiments triasiques préservés en France le sont en contexte endoréique sous un climat très aride (Olénékien) et uniquement dans le nord et le sud, puis un onlap progressif du Trias est observé. Les premiers sédiments triasiques recouvrant le Massif central sont d'âge anisien et annoncent la transgression marine progressive d'est en ouest qui atteint son maximum au Ladinien (Bourquin et al., 2011, Fig. 1.21). Le Mésozoïque repose donc sur le Paléozoïque ou directement sur le socle cristallin entre les différents bassins, avec des âges différents d'une région à l'autre reflétant peut-être une érosion du sommet du Paléozoïque (Ménard and Molnar, 1988) et un non-dépôt du Trias. L'uplift méso-cénozoïque aurait aussi été responsable de l'érosion partielle des dépôts (Beccaletto et al., 2015).

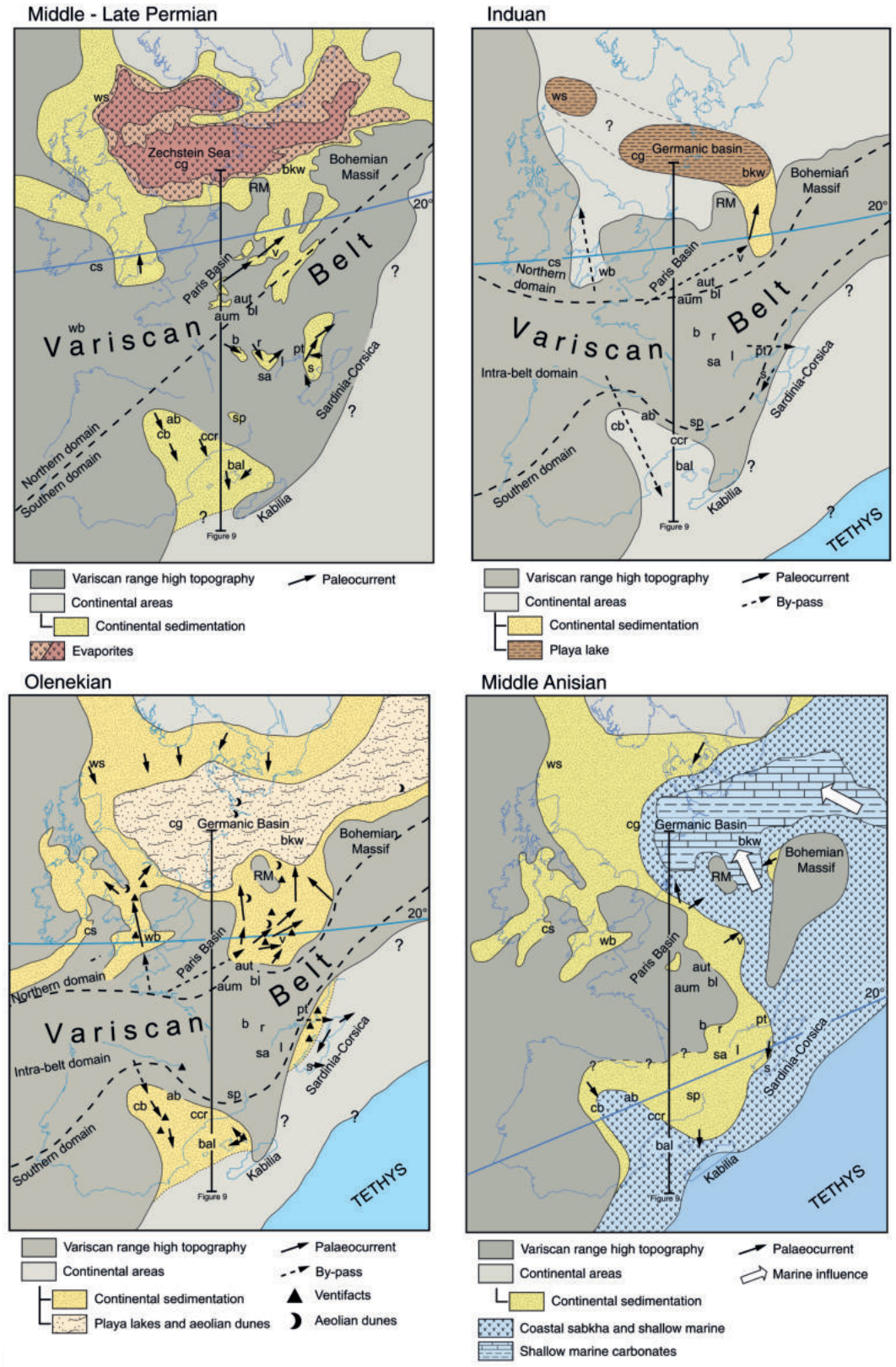


FIGURE 1.21 – **Évolution paléogéographique du Permien supérieur au Trias moyen en Europe de l'Ouest. D'après Bourquin et al. (2011).**

Cette subsidence carbonifère-permienne pourrait être à l'initiation de la subsidence postérieure du bassin de Paris, qui pourrait elle-même se produire en réponse à l'**effondrement varisque post-orogénique**, à la **délamination du manteau lithosphérique** sous la chaîne varisque, ou bien à la **rupture du slab** (Lorenz and Nicholls, 1984; Averbuch and Piromallo, 2012).
En résumé, deux modèles d'évolution structurale ont été considérés pour la mise en place des bassins stéphano-permiens :

(a) une phase compressive tardi-varisque suivie d'une extension permienne (Gras, 1970; Bonijoly and Germain, 1984; Courel et al., 1986; Blès et al., 1989; Genna and Debriette, 1994) ;

(b) une phase d'extension crustale généralisée stéphano-permienne tardi-varisque (Van Den Driessche and Brun, 1989a; Burg et al., 1990; Echtler and Malavieille, 1990; Malavieille et al., 1990; Van Den Driessche and Brun, 1992a; Becq-Giraudon and Van Den Driessche, 1993; Faure and Becq-Giraudon, 1993; Becq-Giraudon and Van Den Driessche, 1994; Brun and van den Driessche, 1994a; Burg et al., 1994; Becq-Giraudon et al., 1996).

Le remplissage sédimentaire et les rares informations structurales disponibles pour les bassins étudiés dans cette thèse donnent peu ou pas d'informations relatives à leur contexte tectonique de mise en place. Les synthèses publiées par le passé (années 80) favorisent des géométries en hémi-grabens, et des phases compressives sont parfois mentionnées (*e.g.* au Stéphanien C dans le bassin d'Autun). Les études les plus récentes favorisent cependant un contexte extensif continu stéphano-permien. En effet, le bassin de Blanzy-Le Creusot pourrait se mettre en place pendant l'uplift d'un horst granitique (*e.g.* surrection du Massif de Luzy, Brigaud et al., 2006) ; la formation du bassin d'Autun serait liée au jeu normal d'une faille fragile, héritée de la surrection d'un pluton namuro-westphalien 15 Ma plus tôt (Choulet et al., 2012) ; le bassin de l'Aumance montrerait le même schéma évolutif, avec une mise en place en contexte transtensif à la suite de l'emplacement du granite de Montmarault au namuro-westphalien (Joly et al., 2007).

1.4 Le magmatisme carbonifère-permien en Europe de l'Ouest

Au Carbonifère terminal – début du Permien, l'effondrement de la chaîne varisque et la tectonique transtensive sont associés à un **magmatisme important daté entre 305 et 290 Ma** (Timmerman, 2004), avec un **volcanisme principalement actif vers 290 Ma** (Timmerman et al., 2009). L'activité magmatique diminue au cours du Permien mais reste considérable principalement dans les Alpes du sud, jusqu'au Trias voire au Jurassique.

De manière générale, ce magmatisme est dérivé du manteau et montre localement une forte contamination crustale (Bonin, 1990; Bonin et al., 1993; Marx et al., 1995; Benek et al., 1996; Breitkreuz and Kennedy, 1999; Neumann et al., 2004). Les produits magmatiques sont mafiques à acides et se matérialisent de manière différente entre les domaines orogéniques et anorogéniques. Les magmas expulsés sont majoritairement mafiques dans le NPB alors qu'ils deviennent principalement acides vers le sud (Fig. 1.22). Dans l'avant-pays, le volcanisme est acide (*e.g.* nord de l'Allemagne) à mafique et acide dans le rift d'Oslo, et doléritique en Suède et au Royaume-Uni (Timmerman, 2004, Fig. 1.23).

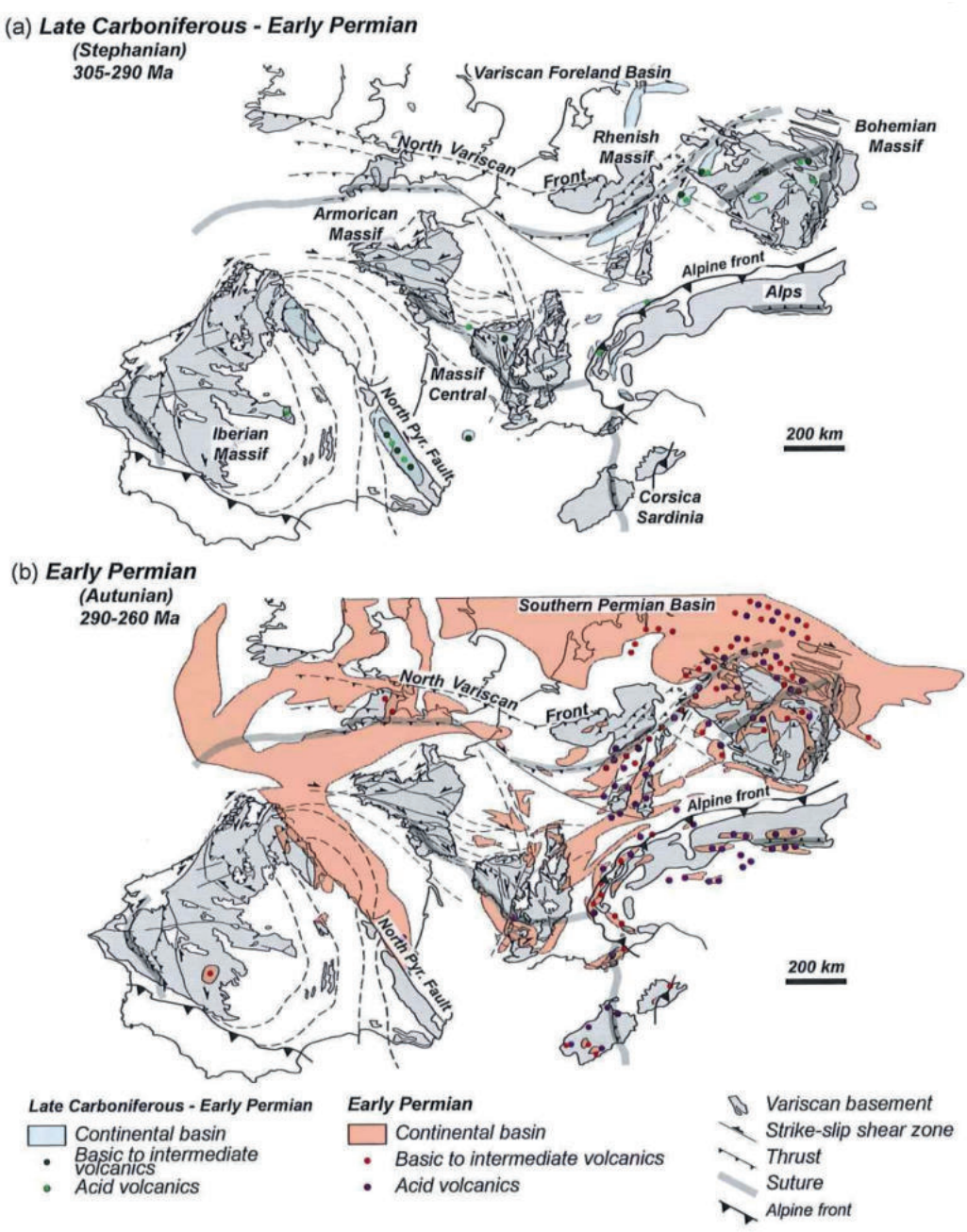


Figure 1.22 – **Carte structurale d'Europe de l'Ouest montrant les différents ensembles varisques ainsi que les bassins au cours du Carbonifère supérieur (a) et du Permien inférieur (b), ainsi que la localisation et le type d'unités volcaniques présentes. D'après Petri (2014).**

Dans les zones internes, les roches acides à intermédiaires dominent et ont une signature de subduction, héritée de sources mantelliques ou bien d'une assimilation de croûte continentale. Le volcanisme permien à l'extérieur de la chaîne est plutôt alcalin, tandis que dans le centre de la chaîne il est d'abord calco-alcalin, évoluant vers un pôle alcalin (Bonin et al., 1998; Spillmann and Büchi, 1993).

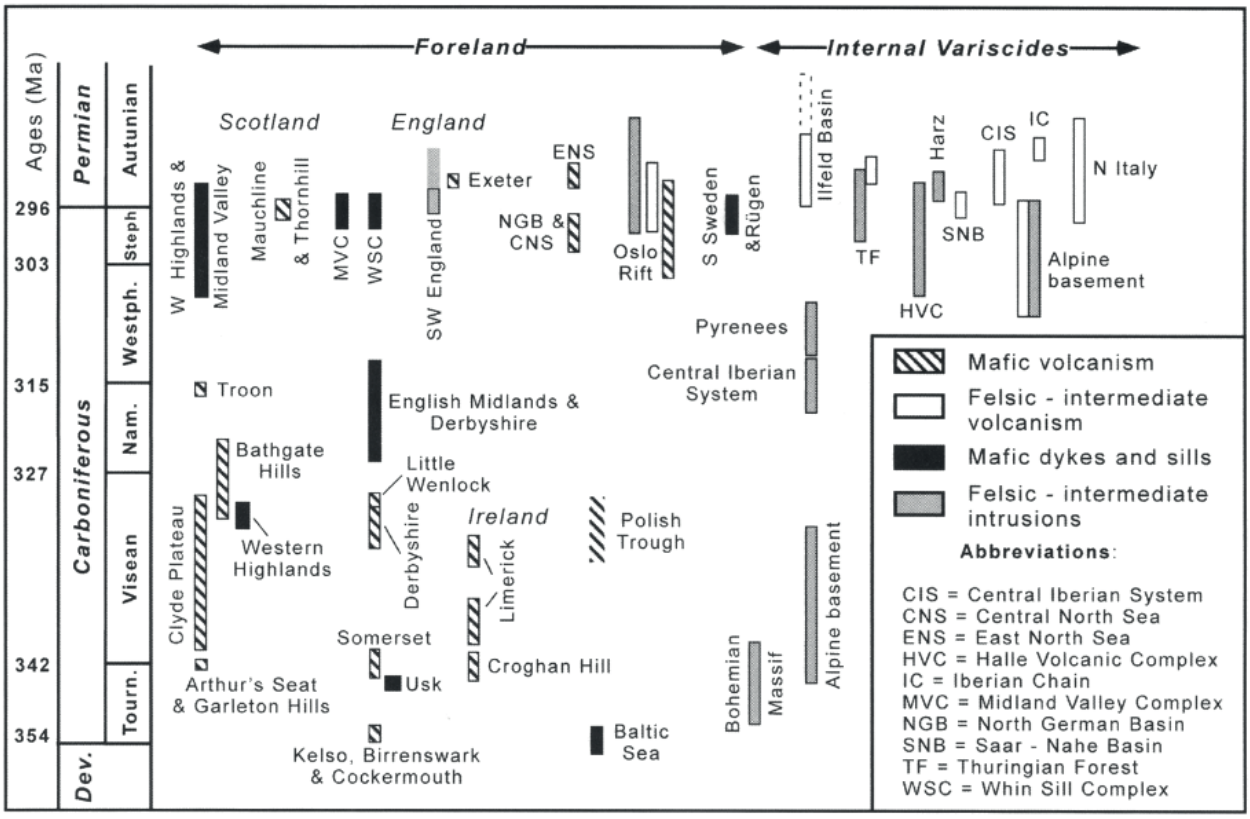


FIGURE 1.23 – **Répartition stratigraphique et types des roches magmatiques carbonifères et permiennes en Europe, de l'avant-pays aux zones internes de la chaîne varisque. D'après Timmerman (2004).**

La mise en place de ce magmatisme est due à la **fusion partielle de l'asthénosphère supérieure** probablement générée par une augmentation de la température et par sa décompression. Le détachement du slab cause la réorganisation du système de convection mantellique et l'upwelling de l'asthénosphère. Les magmas mafiques dérivés du manteau, ascendant depuis la base de la croûte, ont provoqué son anatexie et l'intrusion de magmas granitiques à granodioritiques-tonalitiques (Cloetingh et al., 2007).

Dans les bassins intramontagneux, des niveaux de tuffs et des coulées acides tardi-carbonifères à permiens se mettent en place (Fig. 1.22, Timmerman, 2004). Des plutons mafiques permiens, d'affinité tholéiitique, sont repérés dans tous les niveaux crustaux (Vielzeuf and Pin, 1991; Hermann, 1997; Tribuzio et al., 1999; Monjoie et al., 2007; Tribuzio et al., 2009). Associés à ces roches sont retrouvés dans les bassins de fréquents niveaux de tonsteins, notamment dans les bassins français (Bruguier et al., 2003; Laurent et al., 2017; Pellenard et al., 2017).

Plus récemment, les volcans tertiaires et quaternaires remontent à la surface des xénolithes de croûte inférieure, principalement mafiques. En particulier, la croûte inférieure sous le Massif central est composée de roches litées mises en place vers 257 Ma (Féménias et al., 2003).

1.5 Le climat à la fin du Paléozoïque

1.5.1 La glaciation tardi-paléozoïque

La fin du Paléozoïque (*i.e.* la période carbonifère-permienne) est impactée par un **changement climatique majeur**, qui se caractérise par la fin d'une ère glaciaire. **Les archives sédimentaires et géochimiques enregistrent alors la plus récente transition d'un climat de type *icehouse* (avec de la glace pérenne aux pôles) à un climat *greenhouse* (sans calotte glaciaire pérenne).** Cette ère glaciaire, connue sous le nom de *Late Paleozoic Ice Age* (LPIA), constitue la plus longue phase de glaciation du Phanérozoïque, reconnue depuis les années 1800 (Sutherland, 1870) et notamment utilisée comme argument majeur lors de l'élaboration de la théorie de la dérive des continents, des dépôts glaciogéniques équivalents et contemporains étant trouvés des deux côtés de l'Atlantique, en Amérique du Sud et en Afrique australe (Wegener, 1915; Du Toit, 1937). S'étendant sur plusieurs dizaines de millions d'années, entre 50 et 90 Ma selon les études (Crowell, 1978; Frakes et al., 1992; Bishop et al., 2010; Montañez and Poulsen, 2013), cette période s'amorce dès la fin du Dévonien, atteint son apogée durant la fin du Carbonifère–début du Permien (*e.g.* Fielding et al., 2008a; Montañez and Poulsen, 2013), et connaît ses dernières pulsations à la fin du Permien moyen (∼260 Ma, Fielding et al., 2008a).
Cette perturbation climatique est le seul témoin ancien d'une glaciation qui se produit dans des conditions d'une Terre végétalisée (Gastaldo et al., 1996), avec le développement de grandes forêts en zone intertropicale, mais n'ayant jamais eu d'analogue en termes d'étendue et de fonctionnement métabolique au cours du Phanérozoïque (Cleal and Thomas, 2005).

De nombreuses incertitudes persistent sur les modalités, les causes et l'enregistrement de cette période de l'histoire géologique, notamment concernant les forçages responsables de l'entrée en glaciation et ceux responsables de la fin de cette dernière, de même que le calendrier de formation et de déclin des masses glaciaires, de leur localisation, leur nombre, leur étendue et leur volume au cours du temps.

1.5.1.1 Entrée en glaciation

L'entrée en glaciation, dont les premiers indices sont trouvés en Bolivie, au Pérou et au Brésil (Montañez and Poulsen, 2013; Caputo et al., 2008; Isaacson et al., 2008), est probablement multicausale du fait de la covariation de plusieurs paramètres géodynamiques dans cet intervalle de temps, dans un contexte où la Pangée et la chaîne varisque sont en formation, et où les masses continentales se concentrent dans l'hémisphère sud, en domaine de hautes latitudes. Les causes évoquées pour la mise en place d'une période glaciaire et de sa pérennité sont donc nombreuses, avec d'une part les causes "abiotiques" et d'autre part les causes "biotiques".

- **Les causes tectoniques**

- **Le supercontinent**

Au premier ordre, le LPIA s'amorce dans un contexte de réunion des masses continentales pour former la Pangée. Ces modifications paléogéographiques menant à la formation du supercontinent aux hautes latitudes australes entraînent notamment une aridification, mais surtout des changements de circulation océanique et dans le même temps atmosphérique (Isbell et al., 2008), notamment menés par l'ouverture/la fermeture de passages océaniques, impactant la distribution de l'humidité et de chaleur nécessaire à la croissance des masses glaciaires (Saltzman, 2003).

- **Le relief**

La formation de la chaîne médio-pangéenne (« Central Pangean Mountains », dont la chaîne varisque constitue le segment oriental) est supposée avoir favorisé la mise en place d'un puits conséquent de CO_2, expliquant les faibles taux atmosphériques observés dès le Carbonifère. Ce puits de CO_2 se serait produit en réponse à une altération plus efficace des silicates : l'augmentation des pentes liée à la création de relief aurait accentué l'érosion mécanique en diminuant la formation des sols protecteurs, et le renforcement du ruissellement continental lié à la position équatoriale des reliefs aurait rendu plus efficace l'altération chimique des silicates (Goddéris et al., 2017). Cette hypothèse est confirmée par l'augmentation du ratio isotopique du strontium dans l'océan à cette période, témoignant de l'augmentation de l'altération des roches crustales.

D'autre part, les modifications de topographie, notamment dues à une surrection de l'Amérique du Sud et de l'Australie au milieu du Carbonifère, ont permis la nucléation de pôles glaciaires (*e.g.* Powell and Veevers, 1987; Veevers and Powell, 1987; Eyles, 1993; Veevers, 1994; Frank et al., 2008; Isbell et al., 2012), ainsi que leur développement par des boucles de rétroaction climatiques (Isbell et al., 2012).

- **La migration des continents**

À ces différents modèles s'ajoute un modèle "polaire", avec la migration des continents par rapport au pôle sud (Eyles, 1993; Powell and Li, 1994; Opdyke et al., 2001), entraînant les masses continentales vers les plus hautes latitudes australes (*e.g.* Powell and Li, 1994; Frank et al., 2008) et favorisant ainsi les conditions nécessaires au développement de la glace.

• **Les causes climatiques**

- **Le CO_2 atmosphérique**

Une des grandes causes évoquées pour l'origine du LPIA est une variation importante de la pression partielle en CO_2 atmosphérique (la pCO_2 atteindrait à la transition Carbonifère-Permien des niveaux similaires à ceux observés de nos jours (Montañez et al., 2007; Berner and Kothavala, 2001a; Montañez et al., 2007; Montañez and Poulsen, 2013; Montañez et al., 2016; Foster et al., 2017, Figs. 1.24 et 1.25), favorisant l'installation d'un climat froid.

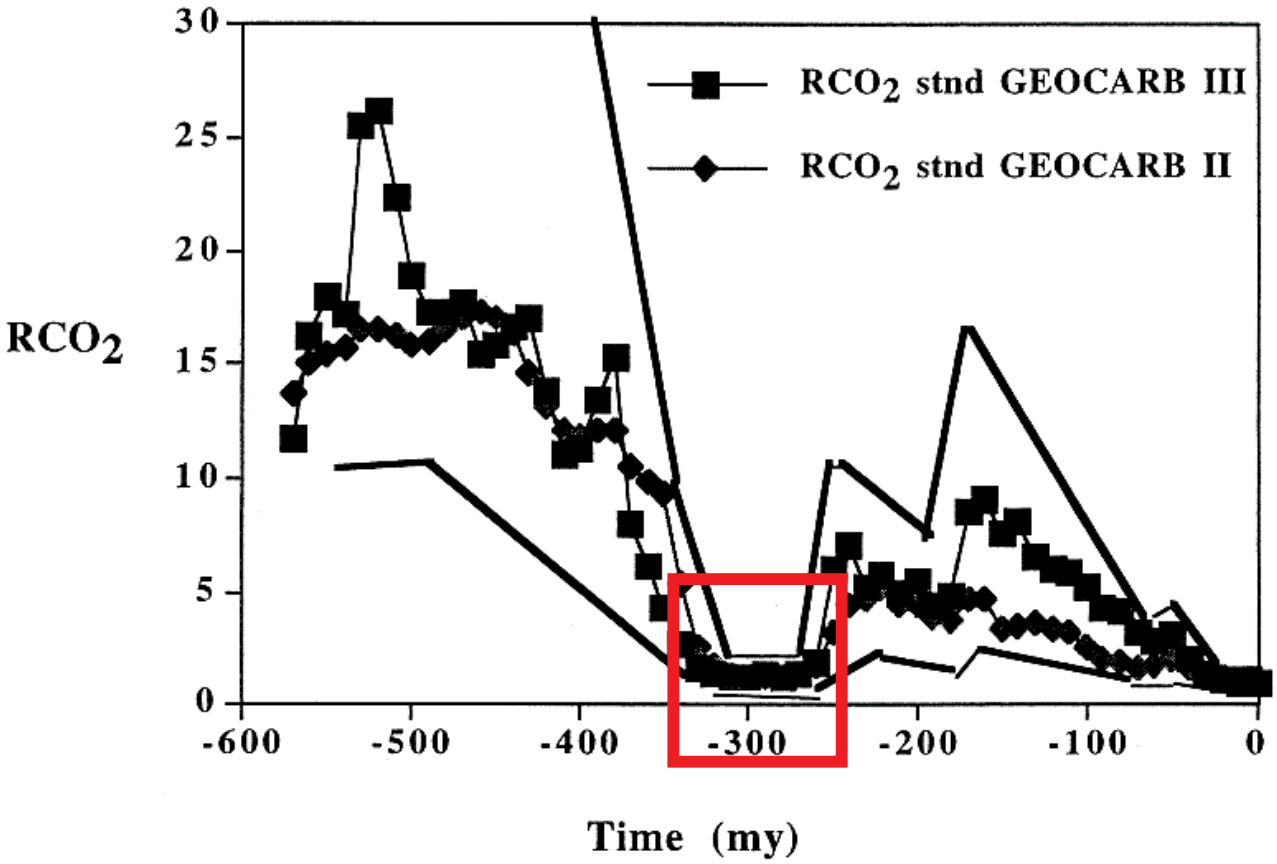


Figure 1.24 – **Évolution des teneurs en CO_2 atmosphérique au cours du Phanérozoïque d'après les modèles GEOCARB II et GEOCARB III. RCO2 : ratio de masse du CO_2 à un instant t par rapport au présent (t = 0). D'après Berner and Kothavala (2001a).**

Pour expliquer ces valeurs basses, en plus de la cause tectonique évoquée précédemment (Goddéris et al., 2017), les causes d'origine biotique évoquées sont :

- le pompage de CO_2 atmosphérique par un **stockage accru de matière organique sédimentaire** (domaines continental et marin, notamment par le développement des forêts tropicales humides) ;
- l'augmentation de l'**altérabilité des silicates** en réponse à la colonisation continentale par les plantes vasculaires (Berner, 2004) ;
- la **forte production de lignine** en absence de champignons décomposeurs.

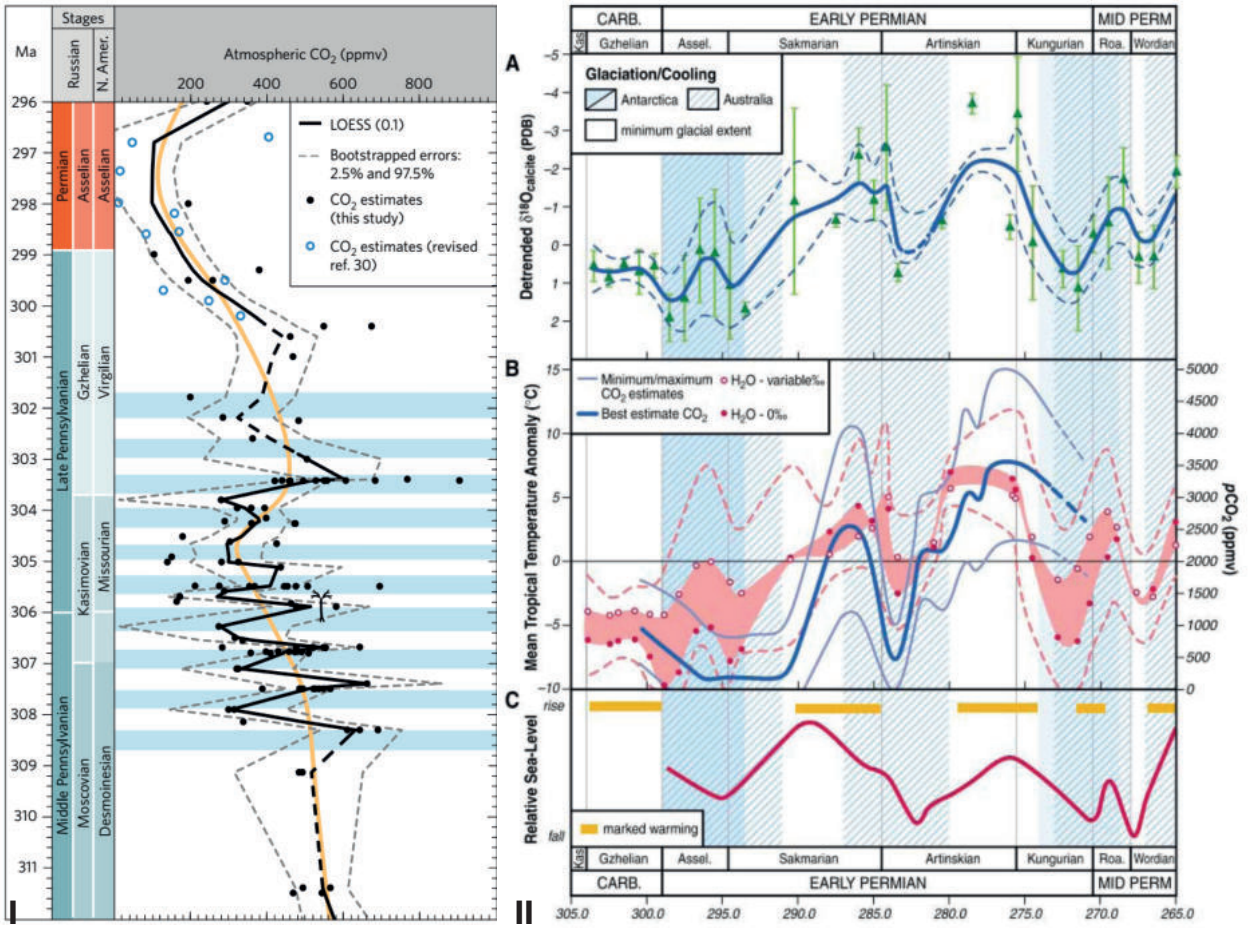


FIGURE 1.25 – **Modèles d'évolution de la pression partielle en CO_2 atmosphérique au cours de la période Pennsylvanien-début Guadalupien (Figures I et IIB). D'après Montañez et al. (2007) et Montañez et al. (2016).**

Ces trois hypothèses sont néanmoins remises en question, du fait que la colonisation continentale des plantes vasculaires se termine dès la fin du Dévonien (Davies and Gibling, 2013) et que les champignons décomposeurs sont apparus avant le LPIA (*e.g.* Taylor et al., 1992; Nelsen et al., 2016). De plus, l'expansion rapide des forêts tropicales semble s'être produite après le début de la période glaciaire (Cleal and Thomas, 2005). Les facteurs biotiques, notamment les hypothèses concernant le rôle des forêts tropicales, ne semblent donc pas être responsables de l'entrée en glaciation, mais ont pu jouer un rôle dans le maintien des conditions *icehouse* à la surface de la Terre.

- Le volcanisme

Le volcanisme explosif est omniprésent sur la période de temps en question (Soreghan et al., 2019). L'étude récente de Soreghan et al. (2019), montre que la diminution de pression partielle en CO_2 atmosphérique (pCO_2) pourrait ne pas être le mécanisme principal à l'origine de l'entrée en glaciation, mais pourrait être couplée avec une forte intensité du magmatisme explosif,

dont les pics d'activité coïncident avec les périodes où les dépôts glaciaires documentés sont les plus nombreux. Le volcanisme explosif est en effet source d'aérosols sulfatés pouvant sur le long terme, par des boucles de rétroaction négative, favoriser des conditions froides sur la planète. De manière plus indirecte, ce volcanisme favorise aussi la productivité primaire dans les océans (Lee et al., 2018), notamment par l'augmentation de nutriments, permettant un stockage accru de matière organique sédimentaire, contribuant à la diminution de la pCO_2 (Sur et al., 2015).

- **Les forçages astronomiques**
  Plusieurs paramètres orbitaux ou solaires entrent en jeu dans l'installation de conditions climatiques froides, notamment une diminution de l'**insolation** (Crowley and Baum, 1992), des variations de la **constante solaire**, des rétroactions positives liées aux variations de l'**albedo** (Hyde et al., 1999), ainsi que les **cycles de Milankovitch** dont l'impact se reflète dans les **cyclothèmes** (*i.e.* dépôts enregistrant des alternances entre milieux marin et continental, conditionnés par les variations eustatiques induites par les cycles de contraction-dilatation de la glace, Horton and Poulsen, 2009; Dyer and Maloof, 2015).

L'ensemble de ces mécanismes contribuant au refroidissement de la planète doit néanmoins contrebalancer d'autres facteurs contemporains qui, quant à eux, pourraient entraîner des conditions climatiques plus chaudes en réponse à :

- la **supercontinentalité**, modifiant les courants atmosphériques (diminution de l'humidité continentale Tabor and Poulsen, 2008) ;
- l'**augmentation de surfaces continentales dans la zone subtropicale aride** entre -350 et -290 Ma à cause de la migration des continents vers le nord (Goddéris et al., 2017).

Si de nombreuses causes d'entrée en glaciation sont proposées, les raisons de la sortie de cette période glaciaire vers l'installation de conditions *greenhouse* au Sakmarien sont moins étudiées. Les phénomènes inverses à ceux jouant pour créer les conditions *icehouse* sont invoqués, tels que la diminution des reliefs varisques, responsable d'une altération moindre des silicates et donc d'une plus faible consommation de CO_2 atmosphérique (Goddéris et al., 2017), ou bien la diminution de l'activité volcanique explosive (Soreghan et al., 2019).

1.5.1.2 Masses glaciaires, évolution temporelle

Bien que le calendrier du LPIA soit mal contraint, la présence de glace est avérée, même si le modèle de configuration de celle-ci ait été débattu, avec une calotte de glace considérée ou modélisée historiquement comme unique, recouvrant le pôle sud et fluant radialement (Veevers, 1994; Ziegler, 1996; Hyde et al., 1999; Scotese et al., 1999, Fig. 1.26).

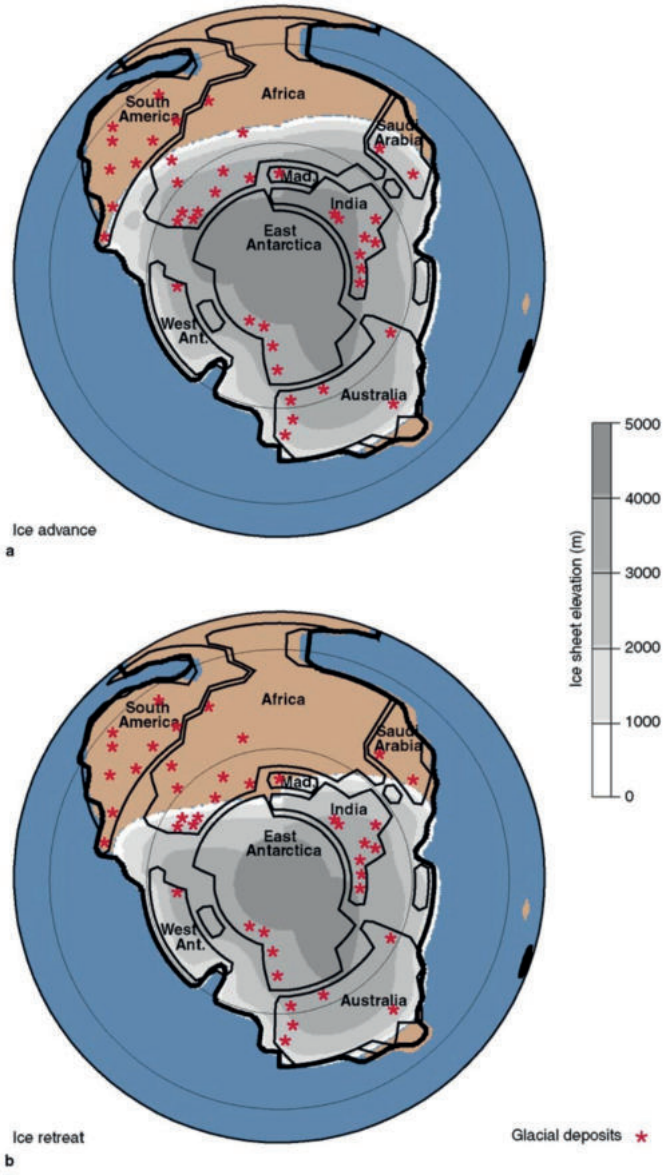


FIGURE 1.26 – **Modélisation d'une seule et unique calotte glaciaire au pôle sud et de son épaisseur au Carbonifère supérieur. D'après Hyde et al. (1999).**

Aujourd'hui, le modèle consensuel de la configuration de la glace durant le LPIA est la présence d'au moins une dizaine de petites calottes glaciaires (Fig. 1.27 et 1.28), situées sur le sud du Gondwana (Tabor and Poulsen, 2008), avec plusieurs phases glaciaires alternant dans le temps, séparées par des périodes de rétractation de la glace, voire des périodes où la glace aurait pu disparaître entièrement. Ce concept de phases glaciaires se dessine à la fin des années 70 (Crowell, 1978; Frakes, 1979), et se précise avec la distinction de 3 phases (Isbell et al., 2003).

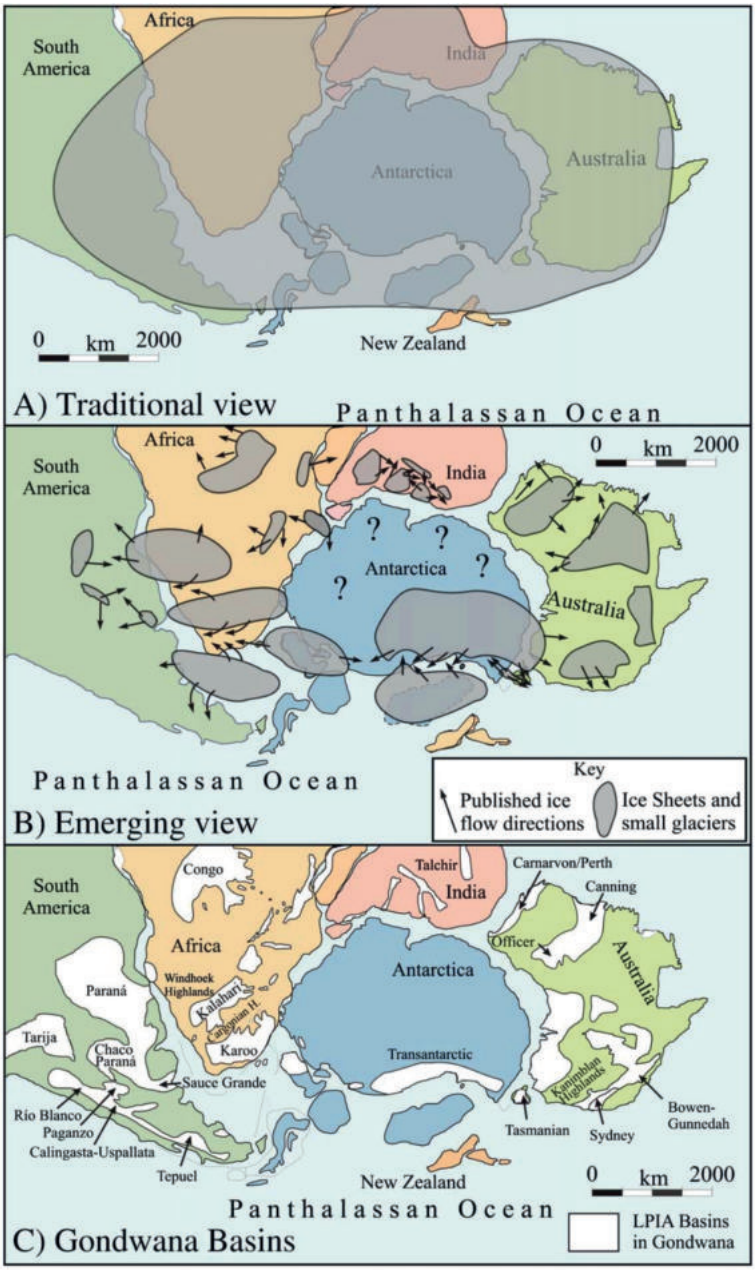


Figure 1.27 – **A) Mise en évidence de l'ancienne vision de la calotte polaire du LPIA ; B) Nouvelle vision de plusieurs calottes glaciaires au pôle sud ; C) Bassins du Gondwana présents au cours du LPIA. D'après Isbell et al. (2012).**

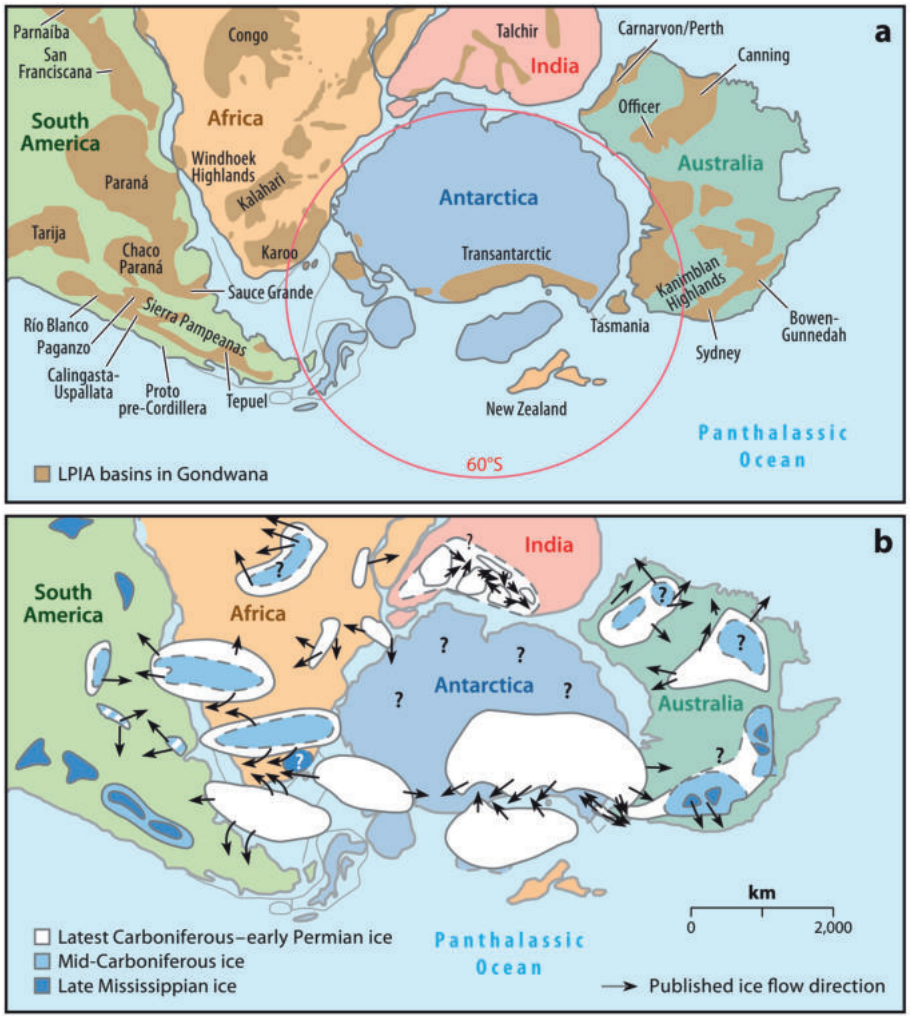


FIGURE 1.28 – **Une seconde vision des calottes glaciaires au cours du LPIA au pôle sud. a) Bassins du Gondwana au cours du LPIA ; b) Calottes glaciaires et leur évolution temporelle du Carbonifère moyen au Permien inférieur. D'après Montañez and Poulsen (2013).**

Au cours du temps, ces trois phases montrent une migration des calottes glaciaires progressive vers l'est (Tabor and Poulsen, 2008; López-Gamundí and Buatois, 2010; Fielding et al., 2010; Montañez and Poulsen, 2013), en partie due au déplacement relatif du pôle sud (Fig. 1.29, Powell and Li, 1994).

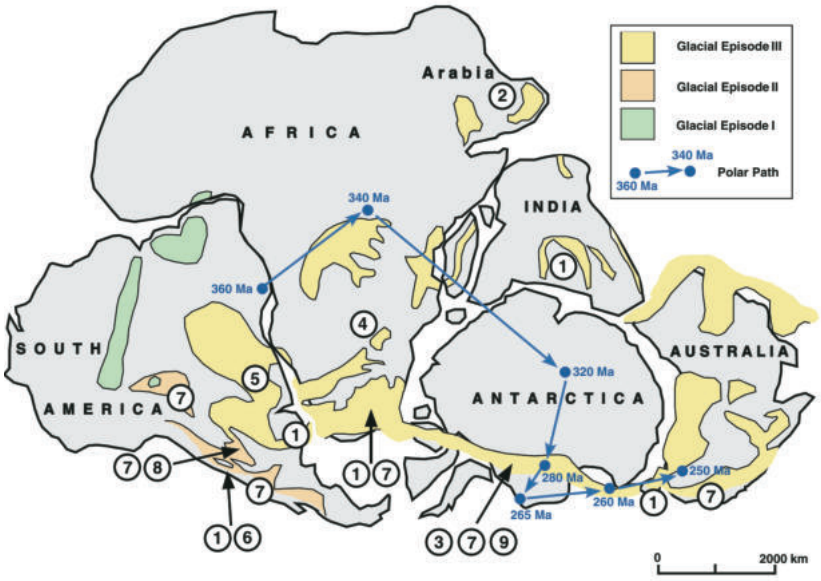


Figure 1.29 – **Cartographie du pôle sud montrant sa dérive au cours du temps et les calottes des trois phases glaciaires se succédant. D'après López-Gamundí and Buatois (2010).**

La présence de glace s'enregistre dans les bassins sédimentaires par des sédiments glaciogéniques (*e.g.* galets striés, tillites, diamictites glaciaires, débris délestés...), et des surfaces glaciaires (*e.g.* stries, cannelures, planchers striés, vallées en U) ou d'émersion représentant localement des hiati temporels pouvant couvrir plusieurs millions d'années (Isbell et al., 2003; Fielding et al., 2008a; Le Heron et al., 2019).

En domaine distal ("*far-field*"), c'est-à-dire dans des zones géographiques hors de l'influence des masses glaciaires, les indices de contraction-dilatation des masses glaciaires sont les cyclothèmes (Isbell et al., 2003; Bishop et al., 2010; López-Gamundí and Buatois, 2010). Aujourd'hui, les dépôts glaciogéniques sont observés dans de nombreuses localités, comme au Brésil, au Pérou, en Bolivie, en Argentine, en Afrique du Sud, en Oman, en Arabie Saoudite, en Péninsule Indienne, en Australie, en Antarctique, en Centrafrique et au Niger ; des dépôts plus indirectement influencés par la glace (*e.g.* cyclothèmes) sont retrouvés vers des plus basses latitudes, en Sibérie, en Asie du Nord-est, en Europe, en Amérique du Nord (USA, Canada), en Angleterre, en Irlande et au Groenland (Fielding et al., 2008b; Blanchard et al., 2016 et références citées).

Les trois grandes phases distinctes de glaciation sont révélées notamment par la présence et la distribution spatiale de sédiments glaciogéniques, ainsi que par des successions dans les domaines distaux de séquences de dépôt transgressives-régressives (Veevers and Powell, 1987; Lopez-Gamundi and Breitkreuz, 1997; Isbell et al., 2003). Les phases I et II constitueraient alors les prémices de la phase paroxysmique (la phase III), avec l'initiation de glace sous forme de glaciers alpins, enregistrés par une sédimentation glacio-marine et glacio-lacustre à leur terminaison (Isbell et al., 2003).

- **La phase I** s'amorce au Frasnien, se termine au Tournaisien (375–350 Ma, Caputo, 1985; Veevers and Powell, 1987; Lopez-Gamundi and Breitkreuz, 1997; Isbell et al., 2003) et s'enregistre principalement en Amérique du Sud (centre et nord), en Afrique centrale (Centrafrique et Niger ; Cecil et al., 2004; Brezinski et al., 2008; Isaacson et al., 2008), et en Afrique du Sud (Streel and Theron, 1999).

- La **phase II** débute au Bashkirien, s'étend jusqu'au Moscovien inférieur (315–307 Ma) et se localise sur la partie ouest du Gondwana (Amérique du Sud, plus particulièrement Argentine) (López-Gamundí et al., 1992; González, 1990; Lopez-Gamundi and Breitkreuz, 1997; Isbell et al., 2003) ;

- La **phase III** commence au Gzhélien, se termine au Sakmarien-Artinskien (299–276 Ma) et **constitue l'acmé du LPIA** (Isbell et al., 2003; Montañez et al., 2007; Fielding et al., 2008b,a). Le plus grand nombre de dépôts glaciogéniques est observé à cette période (en termes d'abondance et d'extension latérale maximale), et des cyclothèmes sont signalés à basse latitude en Europe et Amérique du Nord (Blanchard et al., 2016). Cette phase s'enregistre en Amérique du Sud, en Afrique (Afrique du Sud, Namibie, Botswana, République Démocratique du Congo), en Antarctique, en Australie, sur la Péninsule Indienne et sur la plaque Arabe (Tabor and Poulsen, 2008). Contrairement aux phases I et II, les sédiments enregistrant la présence de glace indiquent la mise en place de réelles calottes glaciaires, avec des bassins sédimentaires recueillant les sédiments glacio-marins et glacio-lacustres (Isbell et al., 2003).

Selon leur localisation sur le Gondwana, le découpage de la troisième phase glaciaire est plus complexe, et peut être affiné jusqu'à huit périodes glaciaires, comme en Australie (quatre au Carbonifère, quatre au Permien ; Fielding et al., 2008a, Figs. 1.30 et 1.31), où la présence de glace s'enregistre alors jusqu'au Guadalupien, montrant les dernières pulsations du LPIA (Fielding et al., 2008a; Montañez and Poulsen, 2013).

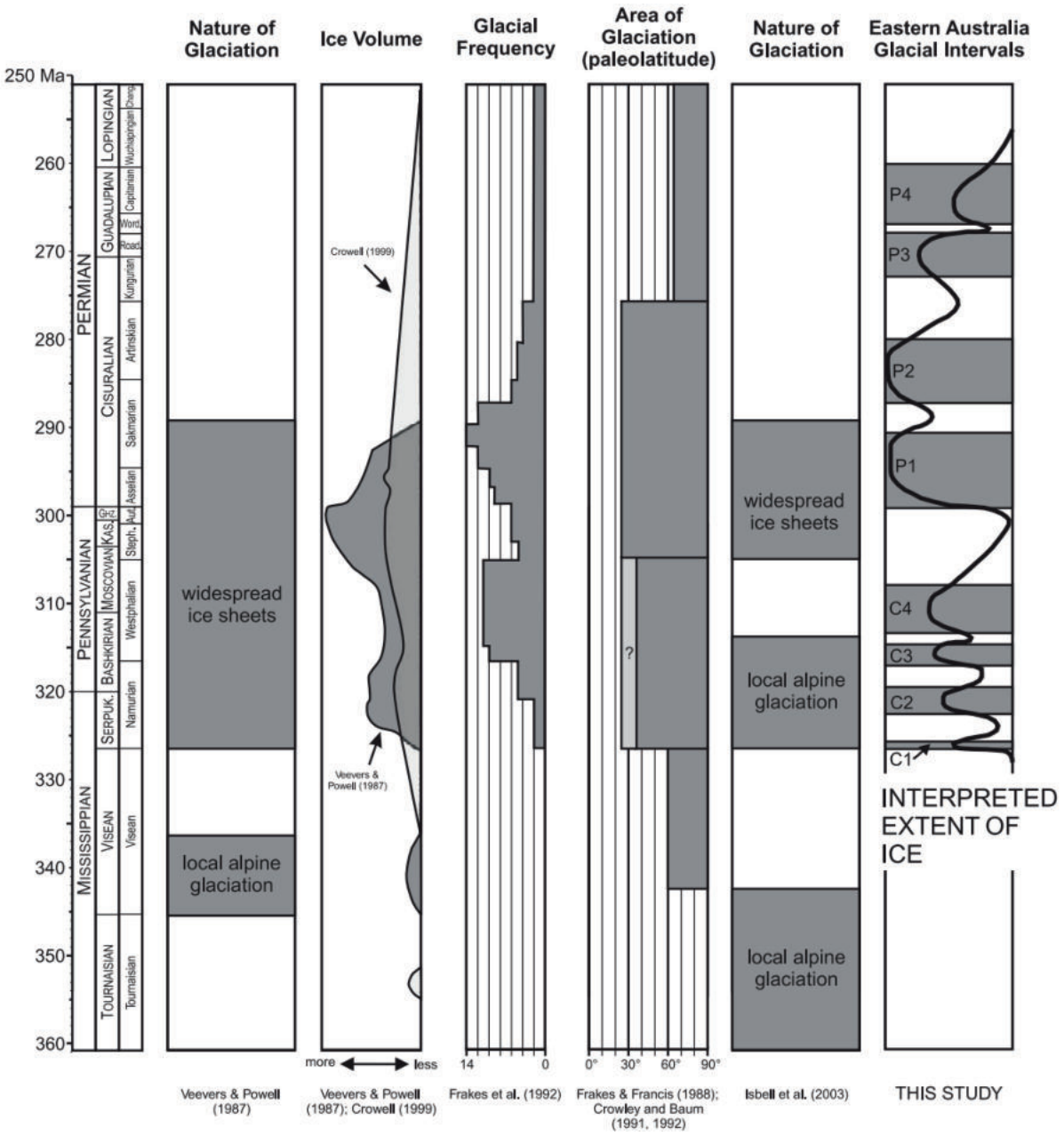


FIGURE 1.30 – **Différents points de vue au sujet du LPIA avec notamment le type de glaciation, le volume de glace, la fréquence des épisodes glaciaires, l'aire géographique impliquée, ainsi que l'étendue de la glace et les intervalles glaciaires observés en Australie. Selon les études, de nettes variations peuvent être observées. D'après Fielding et al. (2008a).**

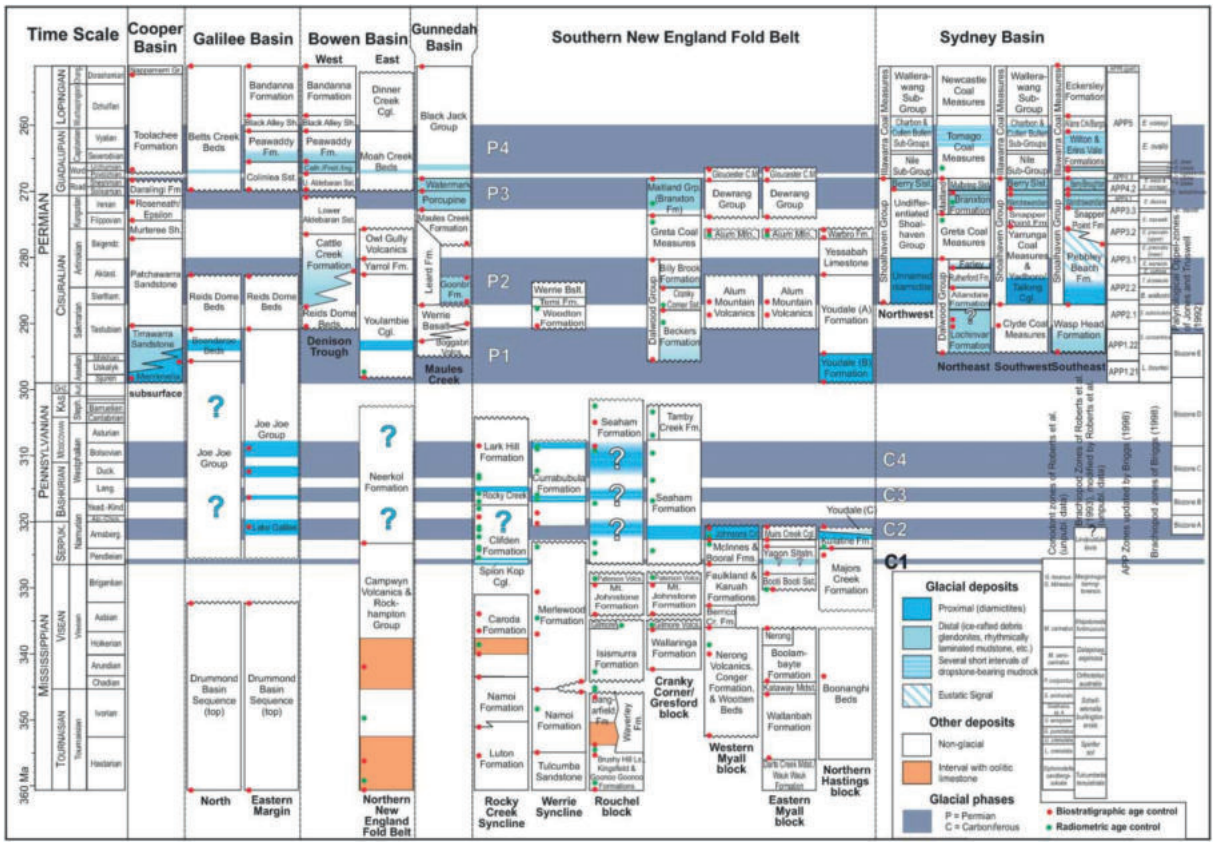


FIGURE 1.31 – **Cadre stratigraphique pour le Carbonifère et le Permien en Australie, montrant huit phases glaciaires s'étendant jusqu'au Permien moyen. D'après Fielding et al. (2008a).**

Les périodes intermédiaires, où la glace semble complètement disparaître, notamment au début et à la fin du Pennsylvanien (Bishop et al., 2010), ainsi qu'au cours du Permien (Fielding et al., 2008a), sont attestées par des dépôts marins, fluviodeltaïques et pédogénétiques "normaux", c'est-à-dire non-glaciogéniques, dans les domaines proximaux "*near-field*" et distaux "*far-field*" (*e.g.* Isbell et al., 2003; Fielding et al., 2008a). Au premier ordre, ces périodes de récession/contraction des calottes glaciaires semblent être liées à des variations de la pCO_2 (*e.g.* Horton et al., 2007; Montañez et al., 2007; Fielding et al., 2008a). Associée à chacune de ces phases, une transgression post-glaciaire s'enregistre, conjointe à une augmentation de l'accommodation, favorisant des événements anoxiques en domaine marin, ainsi que l'accumulation de tourbe sur les continents en raison d'une élévation de la nappe phréatique (*e.g.* Cecil et al., 2014).

1.5.2 Le climat à la transition Carbonifère-Permien

De manière générale, le climat, dont celui du Carbonifère et du Permien, peut se résumer par l'interaction de plusieurs **processus allocycliques** tels que la paléogéographie, la paléotopographie et les réorganisations des courants océaniques et atmosphériques. Les circulations océaniques et atmosphériques contrôlent la distribution des ceintures climatiques et permettent le transfert de chaleur de l'équateur vers les pôles, tandis que la position, la direction et la température relative des courants océaniques influencent les climats continentaux. De manière locale, des **paramètres autocycliques** s'expriment, tels les barrières orographiques, le gradient de pente et l'exposition, ainsi que le couvert végétal, et peuvent modifier l'enregistrement du signal climatique global (Roscher and Schneider, 2006). Le climat au cours de la fin du Carbonifère et du Permien est marqué par l'acmé du LPIA, avec des taux de CO_2 très faibles (Fig. 1.24, Berner and Kothavala, 2001a puis par le passage progressif d'un climat *icehouse* à un climat *greenhouse*, et une tendance à l'aridification au Permien (Chumakov et al., 2002; Gibbs et al., 2002; Roscher and Schneider, 2006; Bishop et al., 2010, Fig. 1.32).

Dans le domaine intertropical occidental et central de la Pangée, cette aridification est interrompue par cinq phases plus humides, de 2 à 3 Ma chacune, repérées dans les bassins européens et nord-africains (*e.g.* bassins de Lodève, d'Autun, de l'Aumance, de Saar Nahe, de la Saale, nord-germaniques, polonais, tchèque, de Boscovice et marocains, Roscher and Schneider, 2006, Fig. 1.33).

Ces cinq phases (Moscovien terminal, Kasimovien moyen à supérieur, Asselien, Sakmarien et Artinskien inférieurs) semblent être intimement liées aux périodes de croissance et de décroissance des calottes polaires matérialisant le LPIA. Les périodes de fonte des calottes provoquent en effet une augmentation du niveau marin, tenue pour responsable d'un climat plus humide dans le nord de la Pangée. Concernant la répartition géographique des zones climatiques, la partie est du Gondwana semble être caractérisée par un climat tempéré chaud accompagné d'un système de mousson, le domaine subtropical à l'ouest de la Pangée par une ceinture aride, et les hautes latitudes par un climat tempéré froid à forte amplitude thermique annuelle.

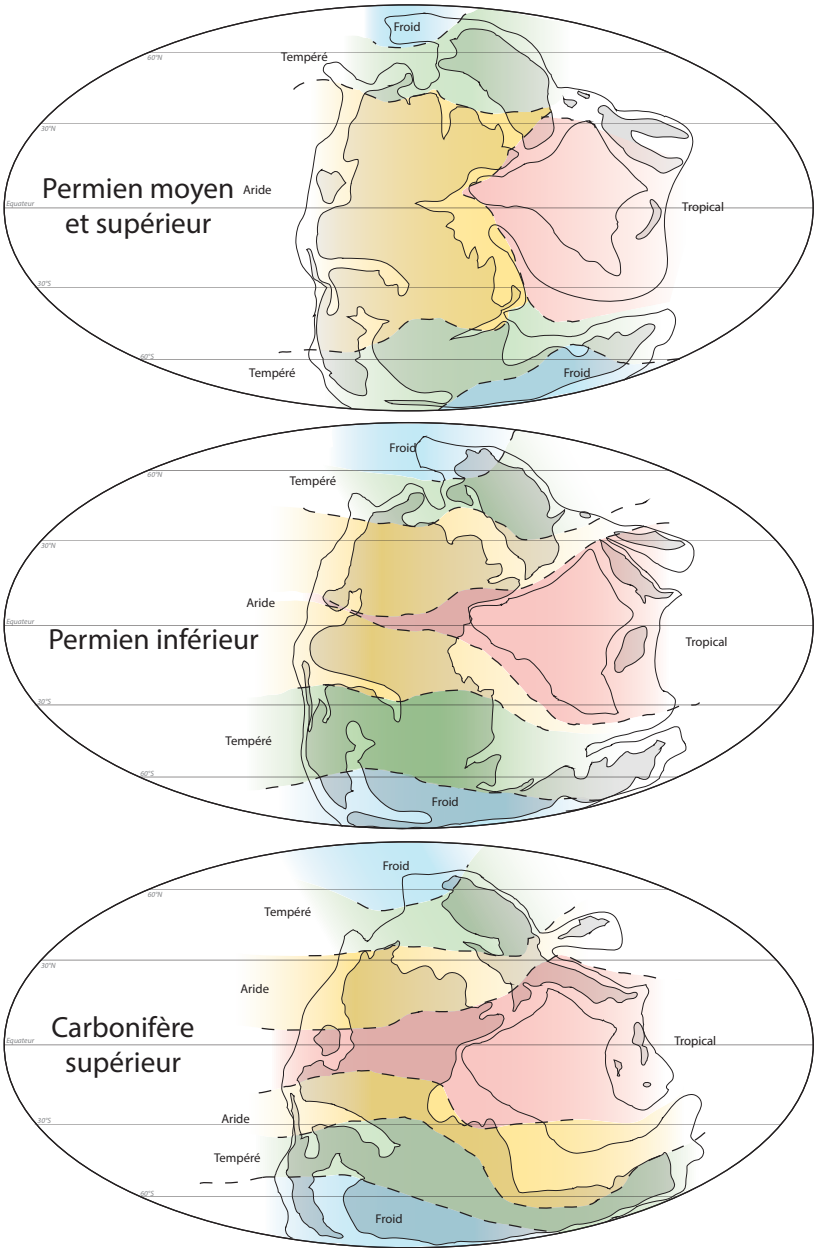


FIGURE 1.32 – **Évolution climatique du Carbonifère supérieur au Permien moyen à supérieur. D'après Scotese (2002).**

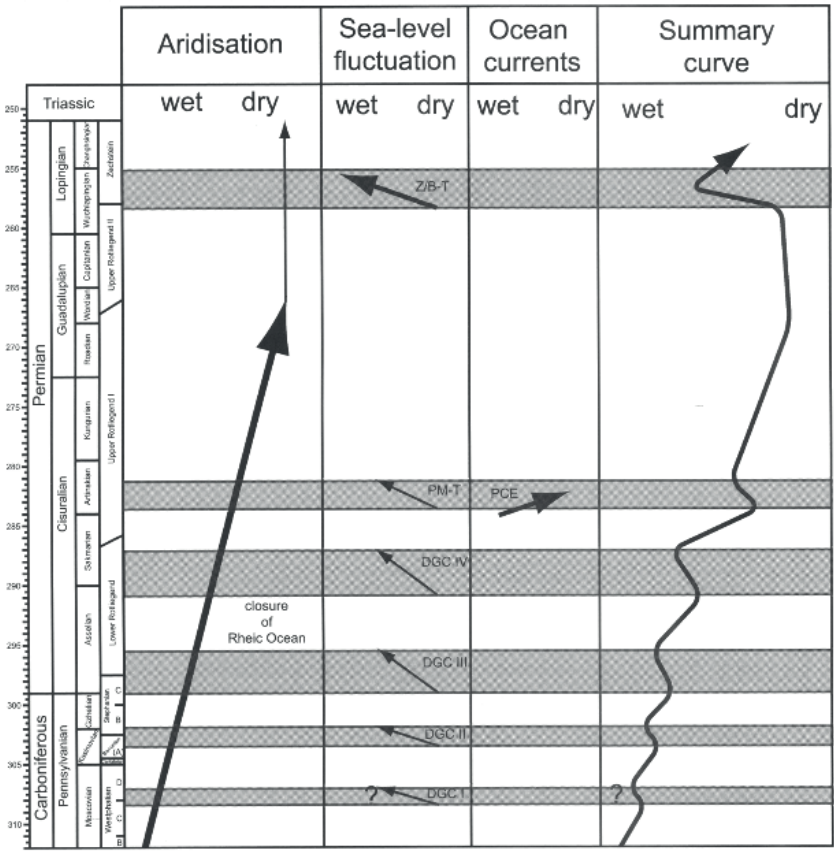


FIGURE 1.33 – **Courbe de tendance à l'aridification au cours du Carbonifère terminal et du Permien. DGC : Deglaciation Cycle ; PM-T, Pietermaritzburg Transgression ; Z/B-T, ZechsteirdBellerophon Transgression ; PCE, Permian Chert Event. D'après Roscher and Schneider (2006).**

L'**aridification**, maximale au Roadien et au Wordien, se traduisant par une **diminution des précipitations** et une **augmentation de la saisonnalité** (*e.g.* DiMichele and Phillips, 1996), trouve sa source dans différents processus :

- le **déplacement progressif des masses continentales vers le nord**, estimé de 5 à 15°, dans la ceinture climatique aride équatoriale (Golonka and Ford, 2000; Dercourt et al., 2000). Cette hypothèse est parfois remise en question, principalement au sujet du timing de dérive des continents qui n'aurait pu se produire qu'à partir du Trias supérieur (*e.g.* Loope et al., 2004) ;
- l'**augmentation de la continentalité** par diminution de la surface des mers épiréiques lors de la chute du niveau marin au cours du Carbonifère terminal–début du Permien (Tabor and Poulsen, 2008) ;
- la **supercontinentalité** liée à l'accrétion de la Pangée rendant les zones sources d'humidité plus distantes du centre du continent (*e.g.* Hay et al., 1982; Parrish, 1993; Perlmutter and Matthews, 1989) ;
- la **fermeture progressive d'est en ouest de l'océan Rhéique** depuis le Carbonifère ter-

minal, menant à un déplacement de la zone source de l'humidité vers l'ouest et provoquant sur les continents le passage d'un climat d'influence maritime humide à un climat continental, plus aride. La mousson est accentuée, favorisant l'aridification (précipitations fortes en domaines off-shore plutôt que sur les continents, Roscher and Schneider, 2006) ;

- le **nivellement de la chaîne varisque** à la fin du Carbonifère, ne tenant plus le rôle de barrière orographique, entraînant une forte saisonnalité et la disparition des biomes "*everwet*" (constamment humides) à l'équateur, contrairement au Carbonifère où les hauts reliefs déterminaient un fort taux de précipitation dans la zone équatoriale (Roscher and Schneider, 2006) ;
- le **fort déplacement de la zone de convergence intertropicale** (**ZCIT**, zone de basses pressions atmosphériques), qui pouvait atteindre les 30° nord ou sud, contre 20° actuellement, provoquant un déplacement important des précipitations et entraînant un climat à saisonnalité marquée (hivers et étés secs, printemps et automnes humides avec la ZCIT située au niveau des bassins), contrairement à la fin du Carbonifère, où le mouvement de la ZCIT vers le sud est bloqué, permettant d'installer une zone de basse pression pérenne à l'équateur et de développer les bassins limniques (Kutzbach and Ziegler, 1993; Parrish, 1993; Kutzbach, 1994; Parrish, 1995; Cecil et al., 2003; Roscher and Schneider, 2006; Schneider et al., 2006, Fig. 1.34) ;
- la **réorganisation majeure des courants océaniques** à la fin du LPIA (Roscher and Schneider, 2006) ;
- l'**augmentation du taux de CO_2 atmosphérique** au cours du Permien, augmentant l'évaporation continentale, diminuant les précipitations et l'humidité, et provoquant une augmentation de la température (Roscher and Schneider, 2006; Peyser and Poulsen, 2008).

Cette aridification se matérialise notamment par la disparition des marécages carbonifères vers l'apparition des *red beds* permiens, conjointe au changement de dominance des flores **hygrophytes** de "*wetlands*" (lycophytes, fougères arborescentes, ptéridospermes...) vers des flores plus **mésophytes** à **xérophytes** (*e.g.* conifères, Izart et al., 1998; Cleal and Thomas, 1999; DiMichele et al., 2001; Vai, 2003). Ce renouvellement des flores passe par des processus d'extinctions et d'apparitions, comme notamment à la transition Pennsylvanien moyen–supérieur (DiMichele and Phillips, 1996).

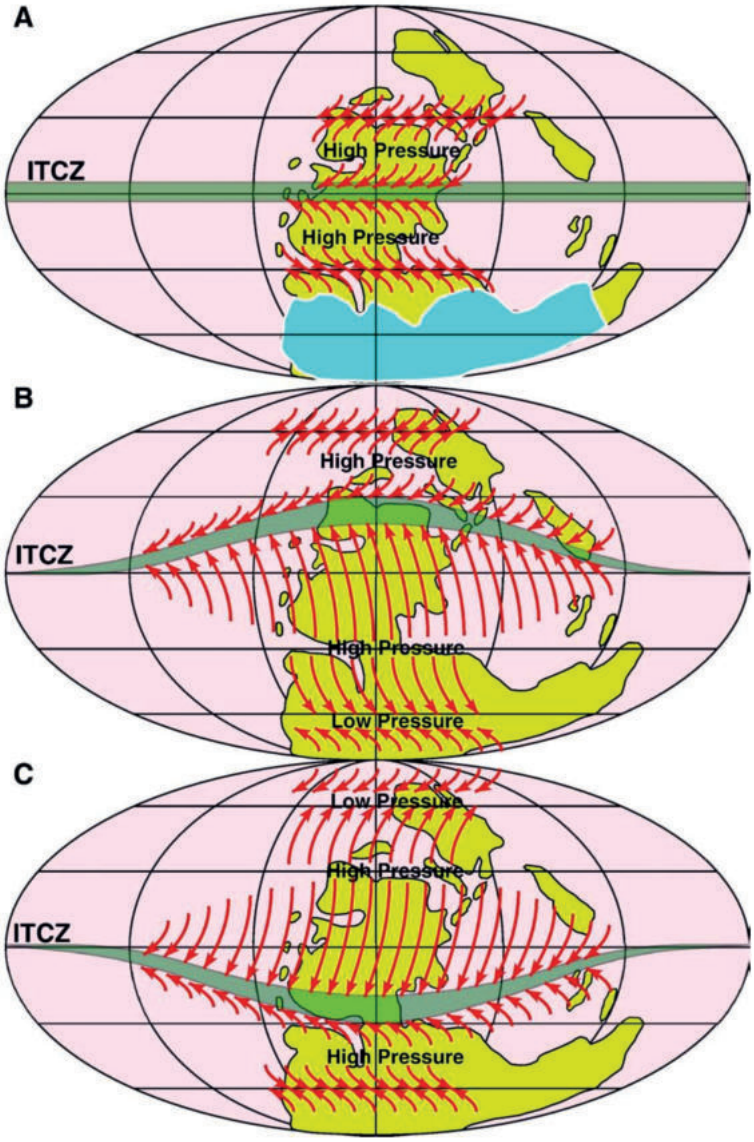


Figure 1.34 – **Modélisation du mouvement de la ZCIT au cours d'une période glaciaire (A) et d'une période interglaciaire (B & C), respectivement lors de l'été de l'hémisphère nord et de l'été de l'hémisphère sud. D'après Tabor and Poulsen (2008).**

Ce phénomène d'**aridification permienne** semble donc être généralisé à travers la Pangée équatoriale. Néanmoins, ce modèle se base sur l'évolution sédimentaire des bassins étudiés, et cette évolution peut être liée à un autre paramètre, c'est-à-dire l'évolution tectono-sédimentaire des bassins au cours du temps : dans le cas de bassins de rifts extensifs en domaine continental, les séries sédimentaires sont d'abord fluviatiles, dans un rift en développement, puis lacustres profondes, laissant place à des environnements de type playa-lake puis à nouveau de type fluviatile lorsque le bassin se comble. Sur le long terme, le bassin type rift s'élargit à mesure que sa profondeur diminue (étirement lithosphérique et accumulation de sédiments, Fig. 1.35. Ce changement paléoenvironnemental régi par des paramètres autocycliques peut être aussi assimilé ou confondu avec une tendance à

l'aridification, avec l'apparition de marqueurs sédimentaires pouvant s'apparenter à des marqueurs de l'aridification (*e.g.* fentes de dessiccation, Pochat and Van Den Driessche, 2011). Pour s'assurer de l'impact climatique sur les séries étudiées, il est donc nécessaire que les changements observés soient synchrones à l'échelle de tous les bassins étudiés.

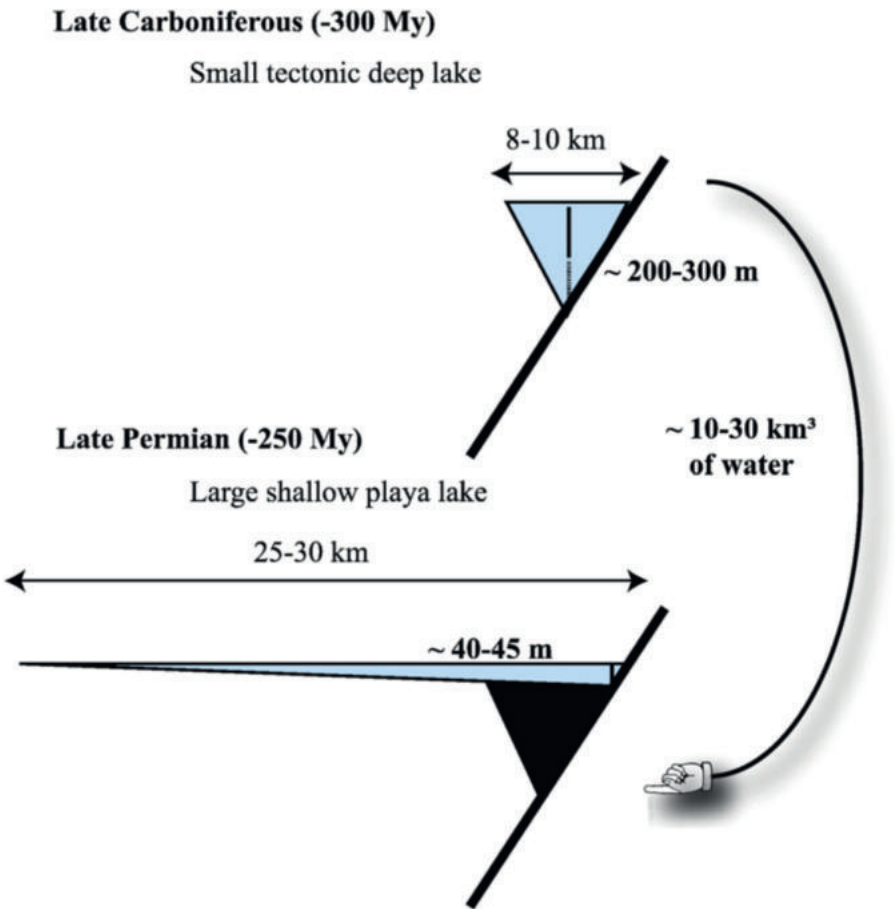


FIGURE 1.35 – **Schéma montrant l'évolution morphologique du bassin de Lodève du Carbonifère supérieur au Permien supérieur à volume d'eau constant. D'après Pochat and Van Den Driessche (2011).**

1.6 Les bassins du nord-est du Massif central

1.6.1 Calage temporel des séries sédimentaires du Carbonifère et du Permien

Dans le domaine continental européen, les séries sédimentaires fini-carbonifères et permiennes sont attribuées à des **"étages" continentaux**. Ces "étages" (Namurien, Westphalien, Stéphanien, Autunien, Saxonien, Thuringien, Rotliegend, Zechstein) ne doivent en fait être considérés que comme des **entités lithostratigraphiques**, ou formations, puisque basés essentiellement sur des critères micro- ou macrofloristiques, ou bien lithologiques, rendant par définition leurs **limites inférieures et supérieures diachrones en fonction de lieux géographiques donnés** (Fig. 1.36).

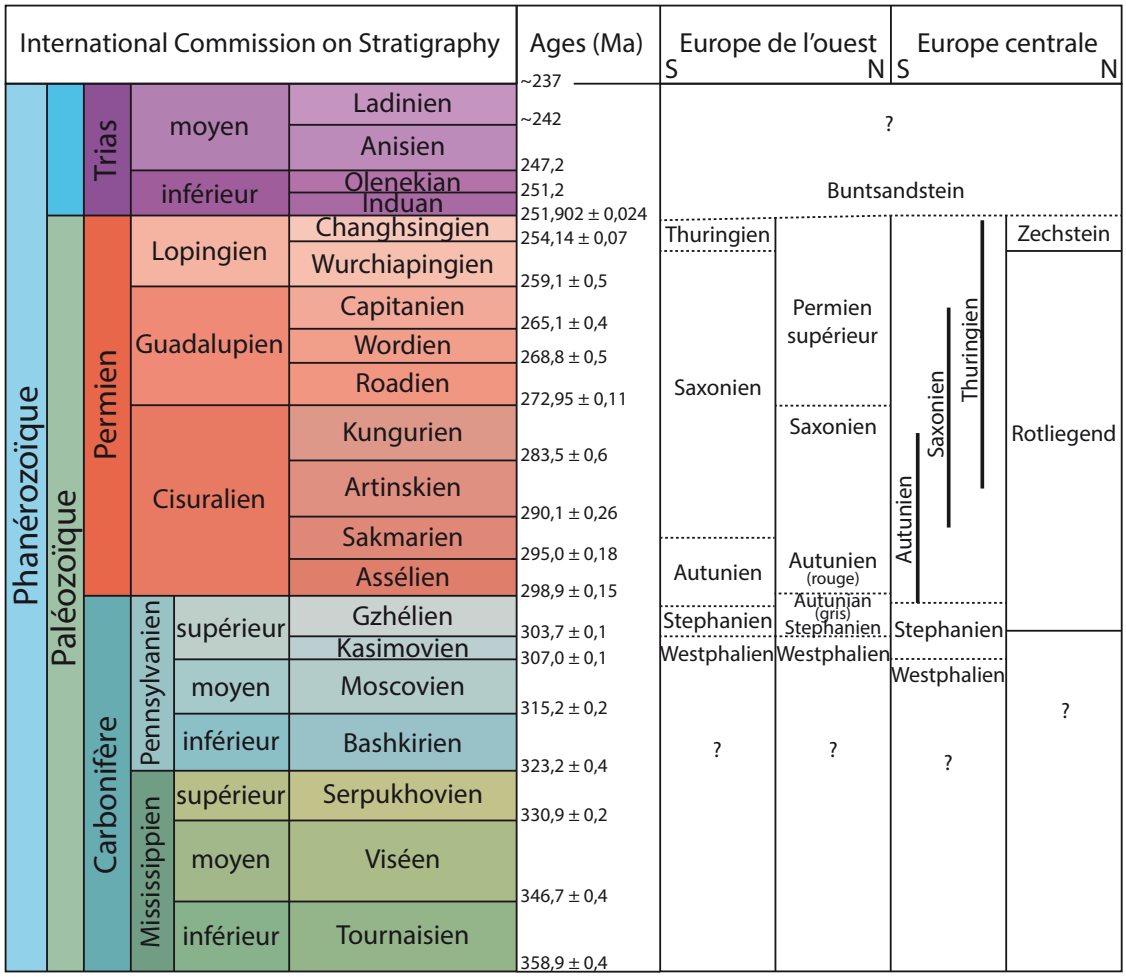


Figure 1.36 – **Charte chronostratigraphique marine en parallèle des unités lithostratigraphiques communément utilisées en Europe occidentale et centrale. D'après Bercovici (2009).**

En domaine continental, la biostratigraphie du Carbonifère et du Permien est principalement basée sur l'étude des palynomorphes et des macroflores. Cependant, l'utilisation biostratigraphique est délicate, car le **renouvellement des assemblages microfloristiques au cours du temps**

ne dépend pas que de paramètres évolutifs, mais aussi en grande partie de paramètres environnementaux et climatiques.

Dans le cas du Stéphanien et de l'Autunien, les flores respectivement hygrophiles et méso-xérophiles ne traduisent en réalité qu'une répartition spatiale des espèces, les flores stéphaniennes s'installant dans les zones plus basses et humides, tandis que les flores autuniennes se situent plutôt en bordure de bassin, dans des zones plus drainées (Becq-Giraudon et al., 1995). Ainsi, dans certains bassins du nord-est du Massif central, les flores stéphaniennes persistent ou réapparaissent dans les faciès autuniens, ou à l'inverse des incursions de flores autuniennes sont constatées dans des séries "datées" du Stéphanien (*e.g.* bassins de Decize-La Machine, Decazeville, Blanzy le Creusot ; Langiaux, 1984; Broutin, 1986; Broutin et al., 1990, 1999).
Ces phénomènes montrent que la coupure basée sur le renouvellement des espèces floristiques entre ces deux formations n'est pas triviale (*e.g.* Becq-Giraudon et al., 1995). Dans le cas de certains bassins du NE du Massif central, la limite entre le Stéphanien et l'Autunien est alors basée essentiellement sur des critères sédimentologiques et structuraux (*e.g.* bassins de l'Aumance et d'Autun) mais les corrélations inter-bassins ne peuvent alors s'effectuer qu'entre bassins proches ayant le même cadre structural (Becq-Giraudon et al., 1995). Un second exemple, celui du Saxonien défini comme rouge, aphytique et azoïque, illustre aussi ce problème, car ce faciès englobe parfois les étages du Sakmarien au Wuchiapingien (Fig. 1.36), ne lui conférant aucune utilité stratigraphique ; de plus, l'absence de faune et de flore dans ce faciès pourrait n'être liée qu'à des biais de préservation des taxons.
Comme le montre la figure 1.36, les limites de ces formations ne sont ni précises ni univoques, et il est donc impossible de les corréler aux étages de la charte chronostratigraphique internationale (ICS, Cohen et al., 2013).

Aujourd'hui, l'utilisation de ces termes (*i.e.* Stéphanien, Autunien...) est donc à prendre avec beaucoup de précautions pour attribuer des âges aux séries continentales, et ne doit être employée que pour introduire une notion de faciès. Des âges radiochronologiques, notamment via les méthodes de datation U/Pb du volcanisme interstratifié et des niveaux de tonsteins, sont requis pour pallier ces problèmes de datation des séries continentales, utiliser l'échelle stratigraphique définie par l'ICS et pouvoir établir des corrélations claires entre différents bassins continentaux.

1.6.2 Le bassin d'Autun

1.6.2.1 Cadre général

Le bassin **carbonifère-permien d'Autun**, donnant son nom au **stratotype autunien**, est situé dans le département de la Saône-et-Loire en Bourgogne, au cœur du parc naturel régional du Morvan, au nord-est du Massif central (Fig. 1.37). Reposant sur un socle magmatique dévono-carbonifère, il s'étend sur 30 km d'est en ouest, et sur 13 km du nord au sud. Son apparence elliptique en carte lui serait conférée par une structuration en hémi-graben (Marteau, 1983; Châteauneuf and Farjanel, 1989) accompagnée d'une flexuration tectonique post-permienne lui donnant une structure synclinale (Elsass Damon, 1977; Marteau, 1983).

Cette dissymétrie est responsable de la discordance des dépôts permiens sur le complexe volcano-sédimentaire d'âge viséen de Lucenay-Lévèque le long de la marge nord du bassin, courbe de faible pendage (inférieur à 20°, Marteau, 1983). La morphologie de la marge sud, rectiligne et de plus fort pendage (supérieur à 70°), semble être donnée par une faille majeure syn-sédimentaire extensive à composante normale (Choulet et al., 2012) et dénommée faille d'Autun. Celle-ci mettrait en contact tectonique les unités stéphano-autuniennes et un batholithe granitique carbonifère (attribué au Westphalien). À l'est, le contact entre le socle cristallin et le bassin est recouvert par les séries mésozoïques, tandis qu'à l'ouest le bassin est limité par le complexe volcano-sédimentaire viséen de tufs rhyolitiques de Saint-Honoré-les-Bains.

Le bassin d'Autun culmine à 458 m d'altitude et est principalement drainé par l'Arroux. Les séries sédimentaires carbonifères et permiennes sont par endroits recouvertes par des formations fluvio-lacustres plio-quaternaires, d'épaisseur maximale de 20 m (Châteauneuf and Farjanel, 1989). La morphologie actuelle de la région du Morvan est acquise par les mouvements verticaux tertiaires et l'érosion au Paléogène inférieur des dépôts mésozoïques constituant la bordure sud-est du bassin de Paris (Barbarand et al., 2013).

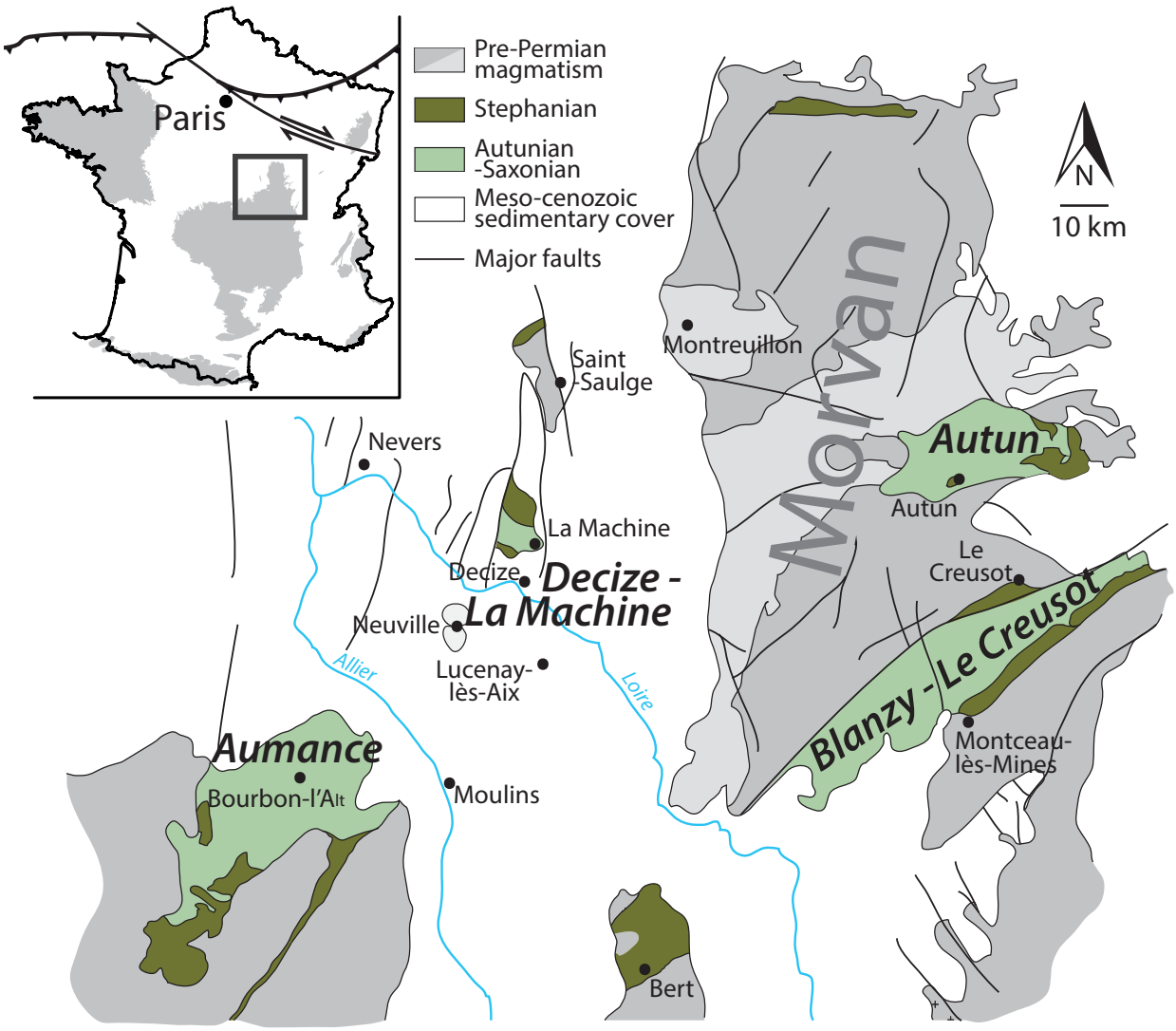


FIGURE 1.37 – **Carte du nord-est du Massif central mettant en évidence les deux bassins fini-carbonifères et permiens étudiés dans le cadre de cette thèse (bassins d'Autun et de Decize-La Machine). Modifiée d'après Elsass Damon (1977).**

1.6.2.2 Historique minier

De tous les bassins carbonifères-permiens du Massif central, le bassin d'Autun est l'un des premiers à avoir été étudié, dans la deuxième moitié du XVIII^{ème} siècle (Falke and Feys, 1958), à des fins industrielles pour l'exploitation du charbon puis celle des schistes bitumineux (pétrole). Le faisceau d'Epinac est exploité dès 1774, tandis que le traitement des schistes bitumineux (par pyrolyse) débute en 1837 dans des exploitations à ciel ouvert ; l'exploitation souterraine prend le relais en 1936 pour se terminer définitivement en 1957 (mine des Télots) (Elsass Damon, 1977; Marteau, 1983).

1.6.2.3 Sédimentologie

Les séries sédimentaires déposées dans le bassin d'Autun, qui pourraient atteindre jusqu'à 1300 m d'épaisseur au centre du bassin, présentent des formations lithostratigraphiques du Stéphanien à l'Autunien supérieur, **bien qu'aucune coupe continue de la série autunienne ne puisse y être réalisée**. Leur limite a été longtemps débattue durant la seconde moitié du XIX^{ème} siècle (Rozet, 1840; Dufrenoy and Elie de Beaumont, 1841; Landriot et al., 1843; Manès, 1844; Munier-Chalmas and de Lapparent, 1893; Delafond, 1889) et a été fixée par Pruvost (1942) entre la Formation du Mont Pelé de la Formation d'Igornay. Marteau (1983) confirme cette limite en se basant à la fois sur la discontinuité stratigraphique séparant les deux formations et sur la différence de proportion en carbone organique entre leurs faisceaux productifs respectifs de part et d'autre de cette discontinuité.

Le **Stéphanien** est donc représenté par le faisceau productif d'Épinac (charbon et schistes bitumineux) surmonté de la Formation du Mont Pelé, stérile.

L'**Autunien**, dont l'aire de sédimentation s'étend largement au-delà de l'aire de sédimentation stéphanienne (Fig. 1.38), se divise entre Autunien inférieur et Autunien supérieur, ce dernier n'étant préservé qu'au centre du bassin (Fig. 1.39). L'Autunien se découpe en quatre formations lithostratigraphiques, anciennement "assises" : la **Formation d'Igornay** et la **Formation de Muse** constituant l'Autunien inférieur ; la **Formation de Surmoulin** et la **Formation de Millery** constituant l'Autunien supérieur (Pruvost, 1942). L'Autunien atteint une épaisseur de 1100 à 1200 m au centre du bassin, en raison de la forte subsidence imposée par le jeu de la **faille d'Autun** durant son dépôt.

La série se termine dans l'Autunien supérieur, la présence de l'Autunien terminal étant discutée (Falke and Feys, 1958). Aucun dépôt Saxonien n'est par ailleurs reconnu dans le bassin d'Autun.

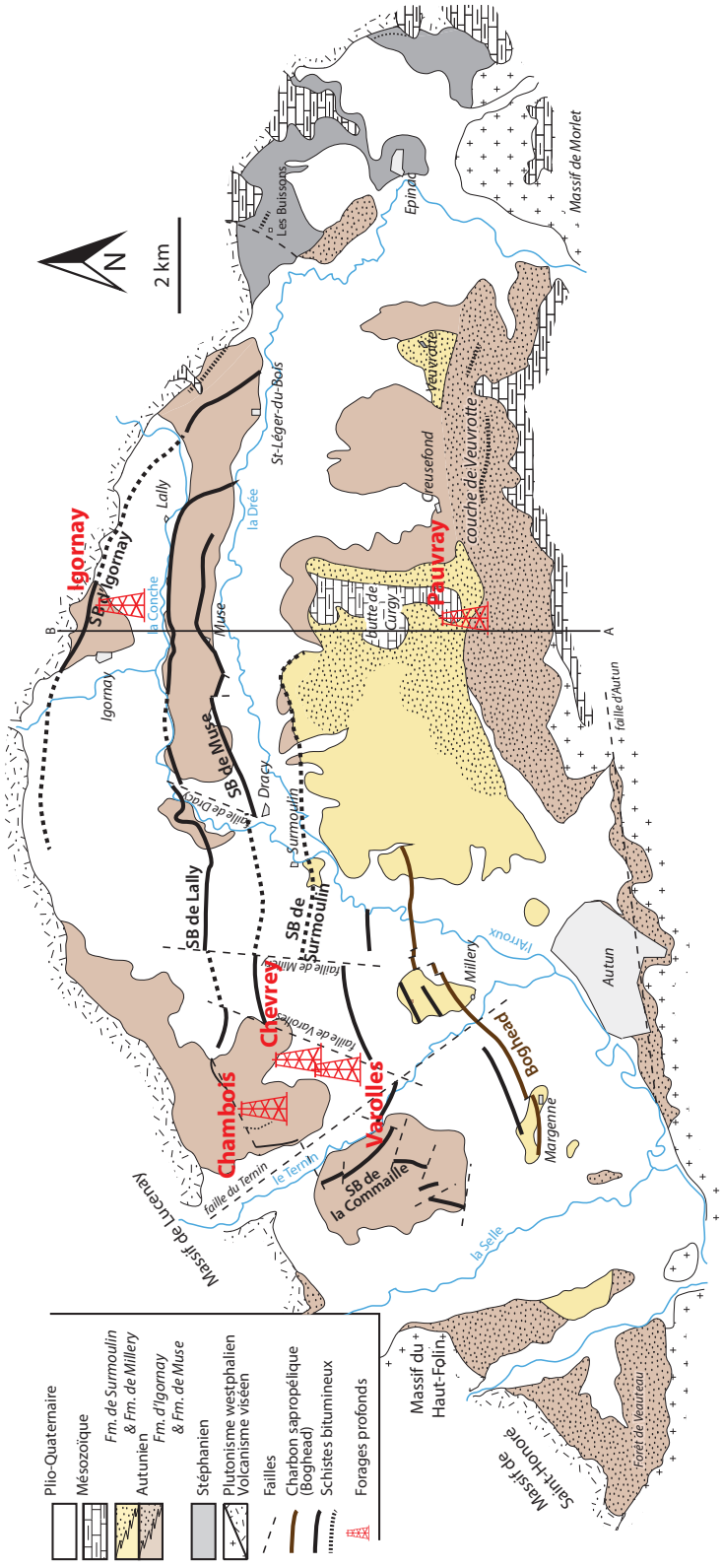


FIGURE 1.38 – **Carte géologique simplifiée du bassin d'Autun montrant les formations stéphaniennes (Fm. d'Épinac) et permiennes (Fm. d'Igornay, de Muse, de Surmoulin et de Millery). Modifiée d'après Gand et al. (2007).**

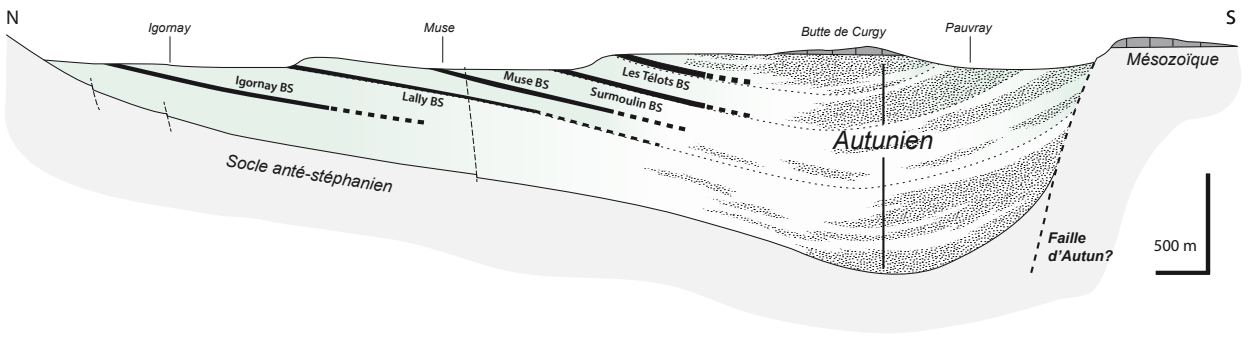


Figure 1.39 – **Coupe géologique d'orientation nord-sud réalisée dans le centre du bassin d'Autun, passant par la butte de Curgy (voir localisation sur la figure 1.38). Modifiée d'après Marteau (1983).**

Les formations ont été décrites et synthétisées dans les travaux de Pruvost (1942) et dans les thèses d'Elsass Damon (1977) et de Marteau (1983), puis reprises dans la synthèse des bassins permiens de Châteauneuf and Farjanel (1989) (Fig. 1.40).

Dans le **secteur d'Épinac**, constituant la partie est du bassin d'Autun, où affleurent les séries stéphaniennes, les dépôts observés sont séparés en trois formations : le faisceau productif d'Épinac, constitué de grès et d'argilites ("schistes") alternant avec des niveaux de charbons ; la Formation du Mont Pelé, ou "assise moyenne", gréso-conglomératique stérile ; le faisceau productif charbonneux du Grand Moloy, constituant la base des séries autuniennes.

La **Formation d'Igornay**, estimée à 200-250 m d'épaisseur, est constituée des faisceaux productifs de Moloy (charbon) et d'Igornay (schistes bitumineux), superposés ou parfois partiellement en variation latérale, surmonté d'un membre argilo-gréseux puis du membre gréso-conglomératique des Grès de Lally Inférieurs (Fig. 1.40), contenant des clastes de tufs rhyolitiques du socle nord du bassin.

La **Formation de Muse**, d'épaisseur entre 300 et 400 m, comprend de bas en haut le membre des Grès de Lally Supérieurs incluant les schistes bitumineux de la couche de Lally constituant la base de la formation, un membre gréso-conglomératique à veines de charbon (veinules de Cordesse et de Chambois) et les schistes bitumineux constituant la couche de Muse.

Cinq forages profonds ont été effectués dans les séries de l'Autunien inférieur, les forages de Chambois (CHA-1), Varolles (VAR-1), Chevrey (CHE-1), Pauvrey (PAU-1) et Igornay (IG-1) (Figure strati). Ils recoupent les formations d'Igornay et de Muse, ainsi que des Télots pour PAU-1.

Les deux formations de l'Autunien supérieur n'affleurent que peu dans le bassin.

La **Formation de Surmoulin** (∼250 m) est essentiellement argileuse, avec à sa base les schistes bitumineux de la Grande Couche de Surmoulin, affleurant au lieu-dit de Surmoulin, et la Couche Satellite de Surmoulin, aujourd'hui invisible à l'affleurement.

La **Formation de Millery**, de 200 à 250 m d'épaisseur, affleurant seulement au Petit Millery, comprend des argilites et le faisceau des couches de schistes bitumineux des Télots avec quelques bancs d'**analcimolite** (minéralisation en analcime, zéolite sodique). L'ensemble est surmonté par le **groupe du Boghead**, à argilites et bancs carbonatés, incluant les 30 cm de charbon d'algues de la couche du Boghead (carbone organique total (TOC) dépassant 50%). Le sommet de la formation, peu visible, est constitué de niveaux argileux rubéfiés, avec interstratification de niveaux gréseux, dont la provenance est attribuée au granite westphalien du sud du bassin (Marteau, 1983).

Le **Mésozoïque (Trias et Lias)** est transgressif et discordant sur les dépôts permiens et le socle à l'est du bassin, et la butte témoin de Curgy au centre du bassin témoigne de son dépôt et de son érosion postérieure. Le contact entre l'Autunien et le Trias n'est pas discernable du fait de l'absence de faune, mais l'Autunien terminal serait absent dans le bassin, ainsi que le Trias inférieur et moyen (*e.g.* Bourquin et al., 2011). Le Rhétien et l'Hettangien sont détritiques, et les premiers bancs carbonatés apparaissent au Sinémurien.

Si les formations présentes dans le bassin d'Autun sont connues et décrites, il n'en reste pas moins qu'aucune coupe continue ne puisse être effectuée, du fait de manque d'affleurements et de données de forages profonds dans la partie centrale du bassin.

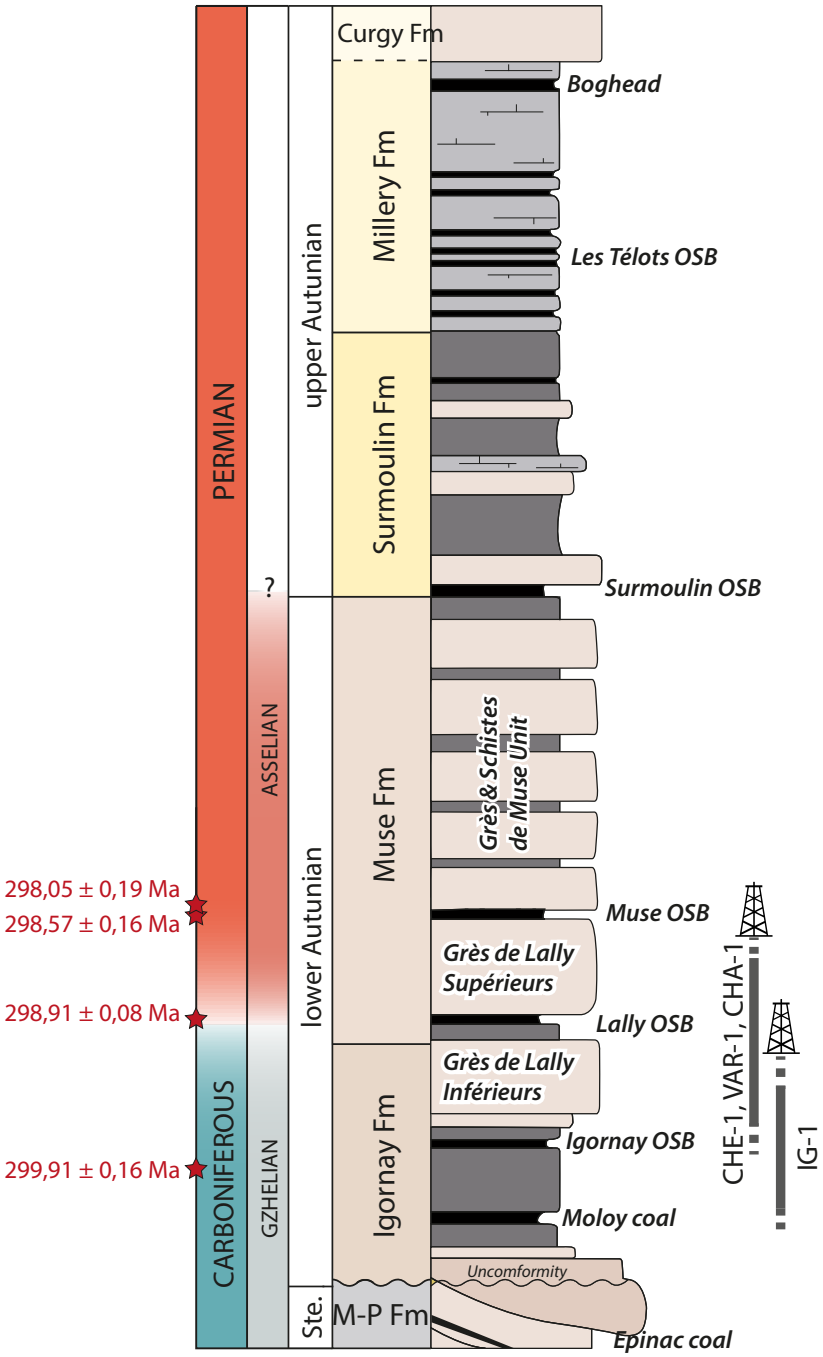


Figure 1.40 – **Log lithostratigraphique synthétique du bassin d'Autun. Les 4 forages profonds IG-1, CHE-1, VAR-1 et CHA-1 sont replacés dans la série (avec des incertitudes). Les âges radiométriques sont issus de Pellenard et al. (2017).**

1.6.2.4 Cadre structural

D'après Marteau (1983), la forme synclinale du bassin d'Autun résulterait d'une phase tectonique compressive cassante, responsable de la formation de failles visibles sur le seul profil sismique dispo-

nible dans le bassin (profil AUT-1). Des failles normales syn-sédimentaires, parallèles aux bordures nord et sud du bassin, sont visibles sur ce même profil et correspondraient à une phase extensive.

Structuralement, le bassin d'Autun *s.s.* peut être subdivisé avec un premier remplissage correspondant au secteur d'Épinac, comprenant les séries houillères stéphaniennes, et un second remplissage comprenant les formations autuniennes. La formation du secteur d'Épinac, suivie de celle du bassin d'Autun seraient le résultat de deux phases de subsidence, une première localisée et rapide compte tenu de la faible épaisseur des dépôts du Stéphanien B, et une seconde, de plus grande échelle, ayant lieu après le plissement du "bassin" d'Épinac et permettant le dépôt des sédiments autuniens en discordance sur le Stéphanien (Marteau, 1983; Châteauneuf and Farjanel, 1989).

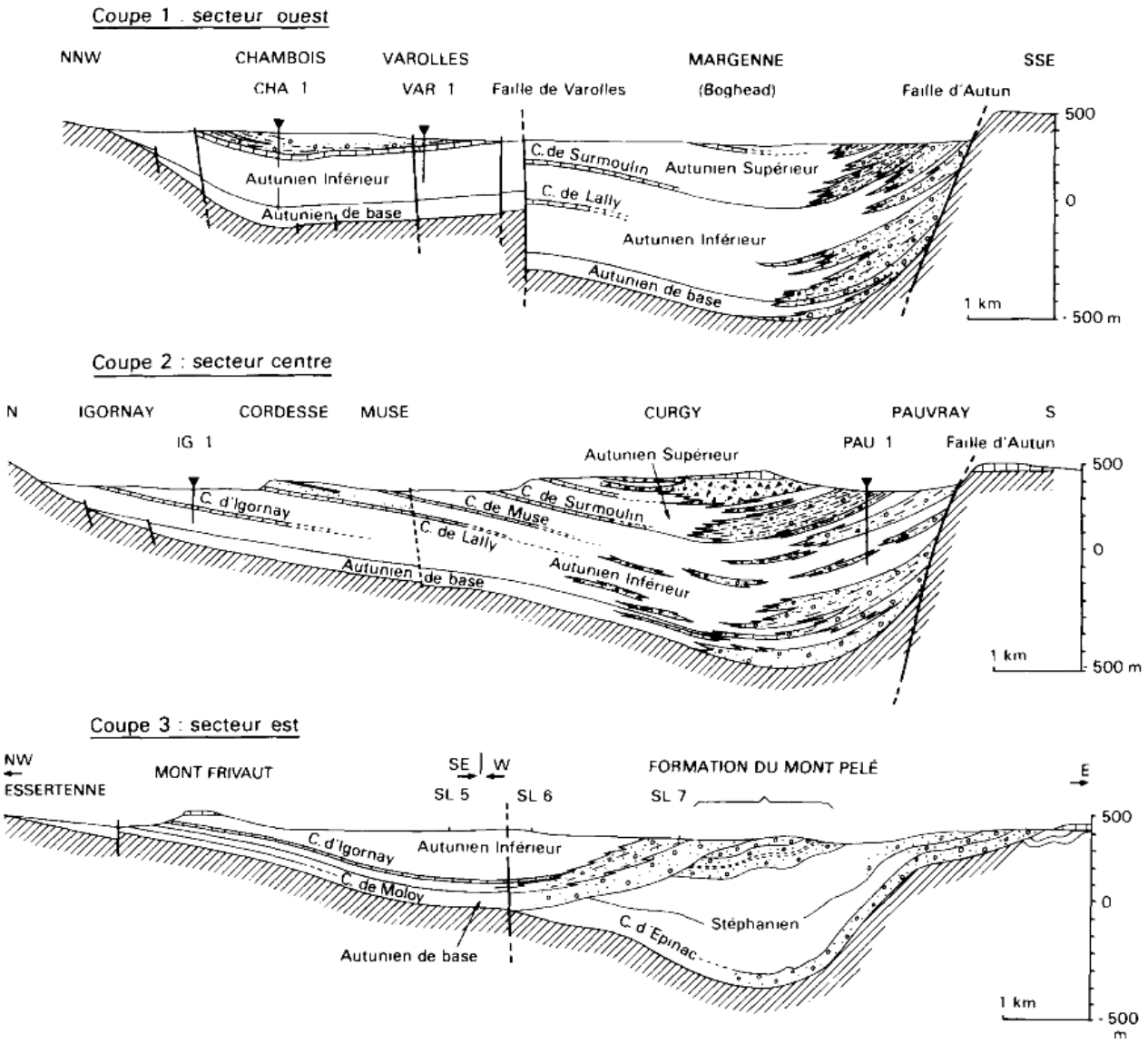


FIGURE 1.41 – **Coupes géologiques passant par l'ouest, le centre et l'est du bassin d'Autun respectivement. D'après Châteauneuf and Farjanel (1989).**

La phase extensive responsable de la mise en place du "bassin" d'Épinac pourrait s'expliquer

selon deux modèles (Bonijoly and Castaing, 1983; Marteau, 1983) : un modèle de bassin type pull-apart et un modèle de bloc subsident à l'intersection de deux accidents décrochants majeurs.

Le modèle de type pull-apart est néanmoins remis en cause du fait d'une structure de ce bassin qui ne concorde pas avec celle des autres bassins de type pull-apart du sud-ouest Massif central.

Marteau (1983) prend le parti d'un bassin mis en place sur un bloc subsidant à l'intersection de deux décrochements. Néanmoins, et comme le montre la coupe 3 de la figure 1.41 où aucune faille n'est par ailleurs représentée, les deux accidents responsables de cette structuration seraient la faille d'Autun et un décrochement d'orientation NNE-SSO, mais ce dernier n'est pas observé directement sur le terrain. Une phase compressive serait, au Stéphanien C, à l'origine du plissement des séries houillères d'Epinac (Delafond, 1889; Marteau, 1983) et de la discordance entre les dépôts stéphaniens et autuniens.

La seconde phase tectonique permettrait la formation du bassin d'Autun en hémi-graben, dirigé par le jeu normal de la faille d'Autun, marquant la bordure sud du bassin et témoignant d'une extension d'axe nord-sud (Marteau, 1983; Châteauneuf and Farjanel, 1989). Le jeu de la faille d'Autun serait diachrone d'est en ouest, fonctionnant d'abord à l'est et permettant le dépôt de couches de charbon, puis à l'ouest. Ce jeu différentiel serait accommodé par plusieurs failles transverses (orientation moyenne nord-sud), délimitant des "panneaux" structuraux (Marteau, 1983). Il existe néanmoins un débat au sujet de la faille d'Autun, qui pourrait être syn-sédimentaire (Marteau, 1983; Choulet et al., 2012), ou bien jouant du Dévonien au Tournaisien, *i.e.* anté-stéphanienne, (Rolin and Stussi, 1991).

La faille d'Autun n'étant plus visible à l'affleurement, et aucune donnée ne permettant de voir la structure du bassin (*e.g.* imagerie sismique), la configuration structurale du bassin d'Autun reste donc imprécise.

La figure 1.41 montre d'ouest en est la configuration du bassin selon l'axe nord-sud (coupes 1 et 2) et ouest-est (coupe 3). Les deux premières coupes montrent la faille d'Autun au sud du bassin, mais montrent aussi des séries autuniennes isopaques, qui ne devraient pas l'être si cette faille avait un jeu syn-sédimentaire. Les séries basales de l'Autunien inférieur n'affleurant pas dans le sud du bassin et aucune donnée ne permettant de mettre en évidence leur épaisseur, le contrôle de la faille d'Autun sur le dépôt des séries stéphano-autuniennes reste donc mal connu.

1.6.2.5 Calage temporel des séries

Le bassin d'Autun et son contenu paléontologique (micro- et macroflore) donne son nom à l'Autunien (Bergeron, 1889), défini par Munier-Chalmas and de Lapparent (1893) comme étage continental correspondant à l'étage marin Artinskien, bien que les limites inférieures et supérieures soient délicates à repérer (lithologiquement et paléontologiquement), et qu'aucune coupe continue ne puisse être établie dans le bassin.

Dans la seconde moitié du XX^{ème} siècle, les études palynologiques se multiplient pour définir le contenu floristique du bassin d'Autun (*e.g.* Doubinger and Elsass, 1956; Doubinger, 1970; Bouroz and Doubinger, 1975b; Doubinger, 1974; Doubinger and Elsass, 1979). Bien que des questionnements se soient posés quant à la légitimité de l'Autunien du bassin d'Autun à être un étage continental de référence pour le Permien inférieur en Europe, Broutin et al. (1999) le considère comme valable, corrélé à la période Gzhélien terminal–Sakmarien inférieur, tant qu'un autre parastratotype n'aura pas été établi.

Pendant longtemps, les séries sédimentaires du bassin d'Autun étaient calées temporellement suivant leur contenu paléontologique et non grâce à des âges radiométriques précis. Les datations récentes (Pellenard et al., 2017) de la base des séries du bassin d'Autun ont permis de palier ce biais en apportant quatre nouveaux âges radiométriques et de replacer pour la première fois ces séries dans la charte stratigraphique internationale. Les âges obtenus en CA-ID-TIMS (Chemical Abrasion-Isotope Dilution – Thermal Ionization Mass Spectrometry) à partir de tonsteins (cendres volcaniques altérées en argiles en domaine continental) échantillonnés dans les formations d'Igornay et de Muse s'échelonnent entre 299,91±0,38 Ma et 298,05±0,39 Ma, plaçant la limite Carbonifère–Permien (298,9±0,15 Ma, Cohen et al., 2013; Ogg et al., 2016) dans la couche de schistes bitumineux de Lally. Ainsi, la Formation d'Igornay, autunienne, serait d'âge carbonifère terminal (*i.e.* Gzhélien ; Fig. 1.40).

1.6.3 Le bassin de Decize-La Machine

1.6.3.1 Cadre général

30 km à l'ouest du Morvan, des séries sédimentaires et magmatiques affleurent dans la **région de Decize et La Machine**, entourées des formations méso-cénozoïques du sud du Bassin de Paris (Figs. 1.37,1.42). Les unités, les horsts magmatiques et métamorphiques de Saint-Saulge et de Neuville et le horst sédimentaire de Decize-La Machine, sont mises à l'affleurement via un système de failles tertiaires au Permien.

Dans le cadre de la recherche de charbon, et dans une moindre mesure de pétrole, depuis les années 1850, les travaux de subsurface montrent que les limites de ce horst ne correspondent pas aux limites du bassin, et que les séries sédimentaires se poursuivent en sub-surface sous environ 300 m de couverture méso-cénozoïque, à l'est dans la région d'Anlézy, à l'ouest où le bassin pourrait être relié à celui de l'Aumance, au sud et au sud-est dans la région de Devay et de Lucenay-lès-Aix, et vers le nord, jusqu'au horst magmatique de Saint-Saulge (Grangeon et al., 1968).

Telles qu'elles étaient au moment de la sédimentation, les limites du bassin restent donc méconnues (Grangeon et al., 1968; Châteauneuf and Farjanel, 1989). **Dans le cadre de ce travail, le terme bassin de Decize-La Machine sera utilisé pour caractériser l'ensemble des séries sédimentaires se situant dans cette région, comprenant les séries affleurantes et les séries de subsurface.**

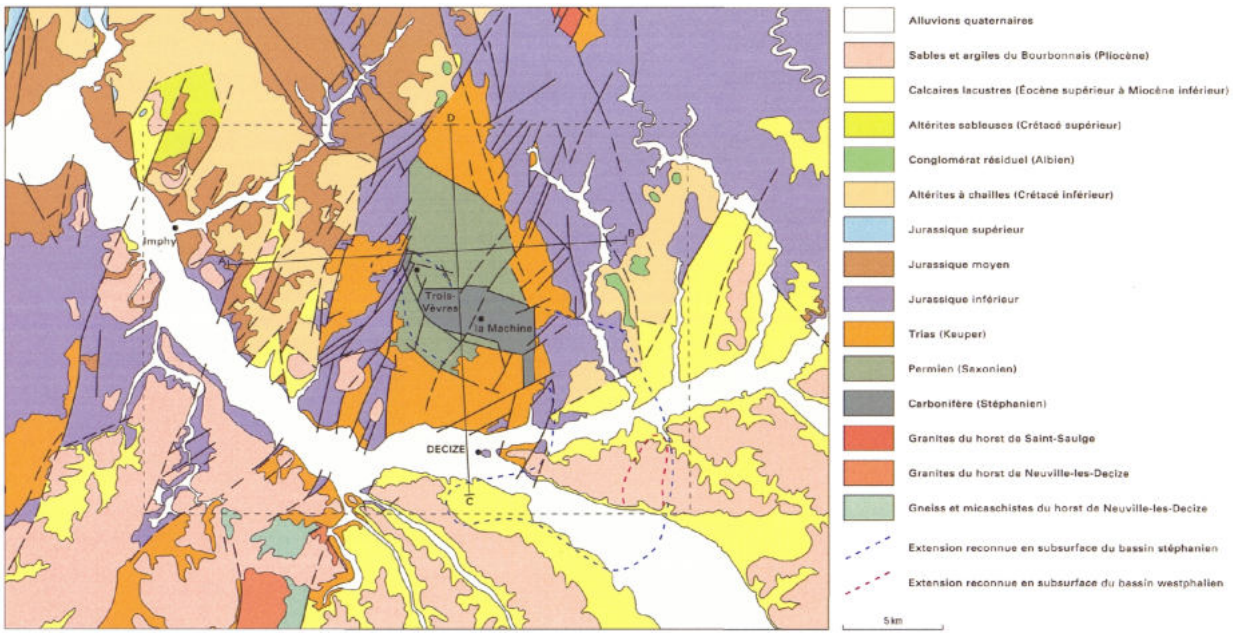


FIGURE 1.42 – **Schéma structural du bassin de Decize-La Machine montrant les extensions reconnues en subsurface des faciès westphaliens et stéphaniens. D'après Gaudry et al. (2010).**

1.6.3.2 Cadre structural

Le contexte structural de ce bassin est très peu connu. Les travaux miniers ont mis en évidence quelques failles syn-sédimentaires, mais l'essentiel des accidents repérés sont post-paléozoïques, avec une fracturation d'orientation N20-30, N110-120 et N50-60 (Châteauneuf and Farjanel, 1989), la présence de "failles plates" (Monomakhoff, 1961; Grangeon et al., 1968), de fractures complexes "en piano" à la base du Trias, ainsi que les failles alpines pouvant rejouer sur d'anciens accidents varisques, comme dans le cas du bassin de Blanzy-Le Creusot, responsables de la surrection des différents horst paléozoïques (Grangeon et al., 1968).

La structure du bassin en elle-même est inconnue, mais comme les autres bassins permiens environnants, elle est considérée comme de type hémi-graben, ayant subi une forte érosion ou des phases de non-dépôt avant le dépôt du Trias supérieur (Grangeon et al., 1968; Donsimoni, 1990; Bourquin et al., 2011). La tectonique extensive syn-sédimentaire de ce bassin serait représentée par des variations dans l'épaisseur des couches de charbon, avec une subsidence plus marquée à l'ouest du dépocentre (Châteauneuf and Farjanel, 1989; Donsimoni, 1990).

1.6.3.3 Sédimentologie

L'ensemble des séries silicoclastiques paléozoïques représente en cumulé plus de 3000 m de sédiments, avec cependant des dépocentres distincts entre les différentes formations (Grangeon et al., 1968; Donsimoni, 1990) (Fig. 1.43). Ces formations, ou "assises", subdivisant les étages lithostratigraphiques, ont été compilées par Grangeon et al. (1968).

À la base des séries, et atteint seulement par forage, le Westphalien supérieur est attribué à la Formation des Giraudons, constituée d'argilites finement laminées, appelées "schistes", et de veines de charbon.

La **Formation de La Machine** caractérisant le Stéphanien moyen (Doubinger and Elsass, 1956), repose en discordance angulaire sur la **Formation des Giraudons**, et a une puissance variant entre 20 et 800 m. Elle comprend les conglomérats de Verneuil à sa base (de 20 à 350 m de puissance), qui, lorsqu'ils reposent sur le socle magmatique et métamorphique, sont en discordance angulaire. Ce conglomérat est une brèche polygénique comportant notamment des éléments microgranitiques et volcaniques. Le sommet de la Formation de La Machine est productif, avec des dépôts houillers (4 faisceaux charbonneux) et limniques.

Le **Stéphanien supérieur** est représenté par la **Formation des Varioux**, variant entre 260 et 600 m d'épaisseur. Cette formation est productive, avec des niveaux de charbon puissants, jusqu'à 30 m d'épaisseur, dans des sédiments stériles.

L'**Autunien** est représenté par des argilites et siltites plus ou moins gréseuses, des argilites noires ou black shales, des grès et conglomérats avec des teintes tirant vers le rouge à mesure que

l'on monte dans la série, et ainsi que par des bancs carbonatés.

Le **Saxonien** a une limite supérieure imprécise, et est donc facilement confondu avec le Trias, car composé de grès rouges d'épaisseur irrégulière. Ce faciès Saxonien, dépourvu de faunes et de flores préservées, comblerait les paléoreliefs avant la transgression triasique.

Le **Trias** se compose de grès gypseux, d'argilites bariolées ou noires attribués au Trias supérieur. Le Lias est carbonaté (faciès marins), argilo-marneux, de l'Hettangien au Pliensbachien.

Enfin, le **Cénozoïque (Oligocène)** se matérialise par un ensemble marno-calcaire.

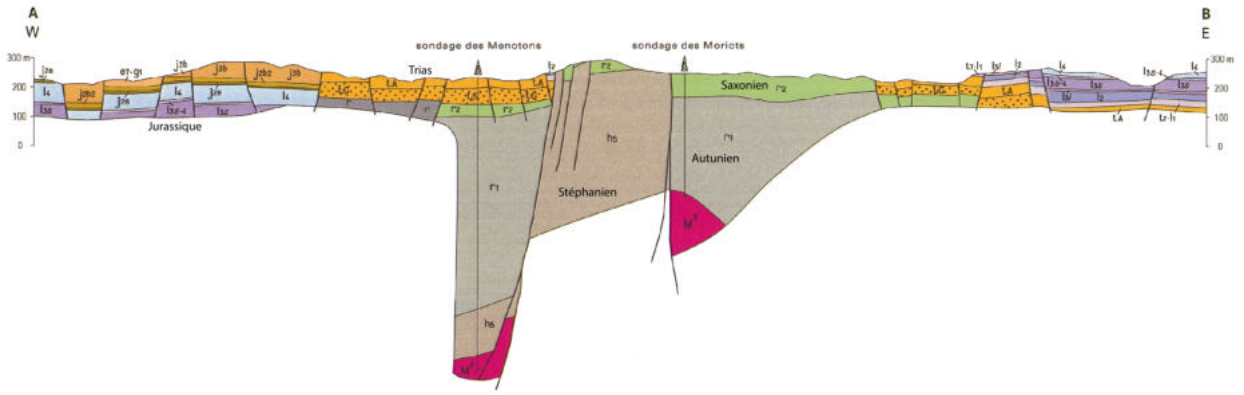


Figure 1.43 – **Coupe ouest-est passant par le horst de Decize-La Machine montrant les couches carbonifères et permiennes en subsurface. D'après Gaudry et al. (2010).**

Au niveau du horst de La Machine, les séries sont représentées par des grès grossiers et les conglomérats de Verneuil, puis par des argilites et siltites plus ou moins gréseuses, des grès silto-argileux et des arkoses grossières, dans lesquels s'intercalent des niveaux carbonatés dolomitiques parfois stromatolitiques, des black-shales, du charbon, des grès "nougat" et des tonsteins (Châteauneuf and Farjanel, 1989; Grangeon et al., 1968). Ces dernières lithologies ont servi de niveau de corrélation durant les différentes campagnes d'exploration (*e.g.* Donsimoni, 1990). Au sud du horst de La Machine, les découpages lithologiques reconnus sont le Stéphanien B et C ainsi que l'Autunien. Le Stéphanien se caractérise par une végétation hygrophile de type marécageuse (pollens monosaccates, spores monolètes et trilètes), devenant progressivement de plus en plus méso-xérophile à l'Autunien (pollens saccates et polyplicates), pauvre en macrorestes végétaux et qui ne sont pas préservés au Saxonien (Grangeon et al., 1968; Châteauneuf and Farjanel, 1989).

1.6.3.4 Extension spatiale

Au nord de La Machine, différents forages ont atteint le socle magmatique et métamorphique, parfois en contact avec le Paléozoïque (forages des Lacets, et des Trois Vêvres, recoupant du Stépha-

nien productif), parfois en contact direct avec le Trias (forages de Rouy). Le socle n'a pas toujours été atteint (forage du Bois de Thianges), et certains forages sont restés dans le Permien ou les formations autuniennes (forage de la Moquerie, des Trois Vêvres) sans atteindre le Stéphanien (Grangeon et al., 1968; Donsimoni, 1990). Bien que l'extension du bassin vers le nord soit mal connue, ce bassin semble limité par le horst de Saint-Saulge (Grangeon et al., 1968), avec une réduction d'épaisseur des dépôts paléozoïques et un socle magmatique et métamorphique moins profond qu'ailleurs dans le bassin. A l'ouest du horst de La Machine, les formations paléozoïques sont rencontrées entre 100 à 400 m de profondeur, sous le Trias (forages des Menotons, d'Azy-le-Vif, de Chantenay, de la Ferté), le socle est atteint vers 900 m par le forage de Chantenay. Au sud, le Carbonifère et le Permien, *i.e.* Stéphanien à Saxonien, sont trouvés sous un Trias dont la base varie entre 100 et 370 m, et descendent jusqu'à au moins 1000 m de profondeur, le socle magmatique et métamorphique n'ayant pas été atteint. A l'est et au sud-est, dans la région de Decize, l'épaisseur des dépôts carbonifères et permiens est plus importante, avec des séries situées entre 100 et 150 m sous la surface et atteignant le Westphalien dans certains forages (Varioux 1, Varioux 2 et Devay 1), parfois jusqu'à 1500 m de profondeur environ avant de rencontrer le socle magmatique et métamorphique. Du fait de ces grandes épaisseurs préservées, le BRGM a mené des travaux de reconnaissance dans la zone sud et sud-est du bassin de Decize-La Machine, financés par le Ministère de l'Industrie et de la Recherche et réalisés dans le cadre de l'inventaire des ressources nationales de charbon entre 1981 et 1986. Ces travaux ont débuté par une prospection gravimétrique sur 450 km^2, ayant mis en évidence des anomalies négatives de Bouguer (Fig. 1.44), interprétées comme témoins des formations carbonifères et permiennes sous couverture. **35 forages ont ensuite été effectués au niveau des anomalies négatives principales dans la région de Lucenay-lès-Aix, Devay et Anlézy**.

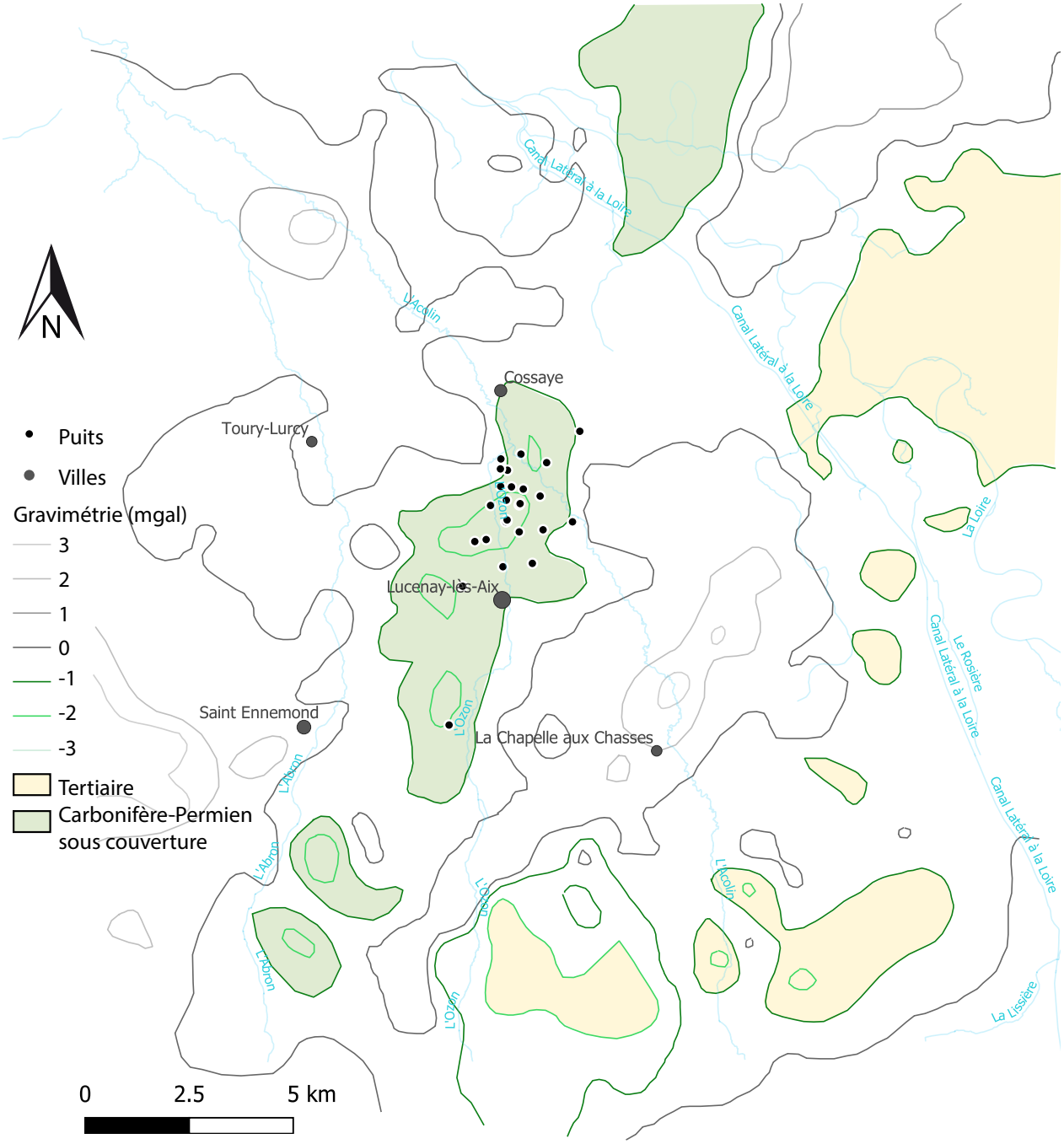


Figure 1.44 – **Carte de l'anomalie gravimétrique de Bouguer dans la région de Lucenay-lès-Aix. Modifiée d'après Donsimoni (1990).**

1.6.3.5 Région de Lucenay-lès-Aix

Située à 10 km au sud de Decize, la **région de Lucenay-lès-Aix** présente un relief relativement plat, avec une altitude moyenne de 220 m, culminant à 236 m. La zone est drainée par l'Acolin et l'Ozon, s'écoulant vers le nord. En 1981, la campagne gravimétrique du BRGM met en évidence l'anomalie de Bouguer majeure d'axe N20, confirmant une forte profondeur du socle magmatique

et métamorphique à cet endroit. L'existence de potentiels sédiments paléozoïques est confirmée par des sondages électriques et magnétotelluriques, propriétés basées sur la résistivité des roches. Ces investigations sont poursuivies par deux profils sismiques au niveau de Lucenay, complétant ceux effectués dans la région de Devay, confirmant la présence du Carbonifère et du Permien au vu des géométries observées des sédiments. En 1981, une campagne de 27 forages profonds (en moyenne 500 m) partiellement carottés, diagraphiés, ainsi que de sondages sismiques est alors réalisée, puis suivie par une campagne sismique en 1983 avec 31 km de profils (Fig. 1.45). Une importante réserve de charbon est mise en évidence, supérieure à 250 Mt de charbon contenue dans des couches mesurant entre 1 et 80 m d'épaisseur et comprises entre 200 et 600 m de profondeur. Le charbon est estimé de bonne qualité, avec un pouvoir moyen de réflectance de vitrinite de 0,5, une teneur en cendres entre 9 et 36%, et un très bon pouvoir calorifique inférieur moyen de 68 000 Kcal/kg (Donsimoni, 1990).

Les faciès des formations rencontrées par les forages de la région de Lucenay-lès-Aix montrent des environnements possiblement fluviatiles, palustres et lacustres (Donsimoni, 1990). La base des formations carbonifères n'est jamais atteinte dans cette zone, mais la profondeur du socle cristallin est estimée à 1500 m, comme dans la région de Devay située une dizaine de kilomètres au nord. Les données de forages et sismiques dans ce "sous-bassin" ne permettent pas de renseigner sur l'extension latérale des formations, notamment au niveau de la bordure est, au-delà de laquelle les sédiments pourraient être beaucoup plus étendus.

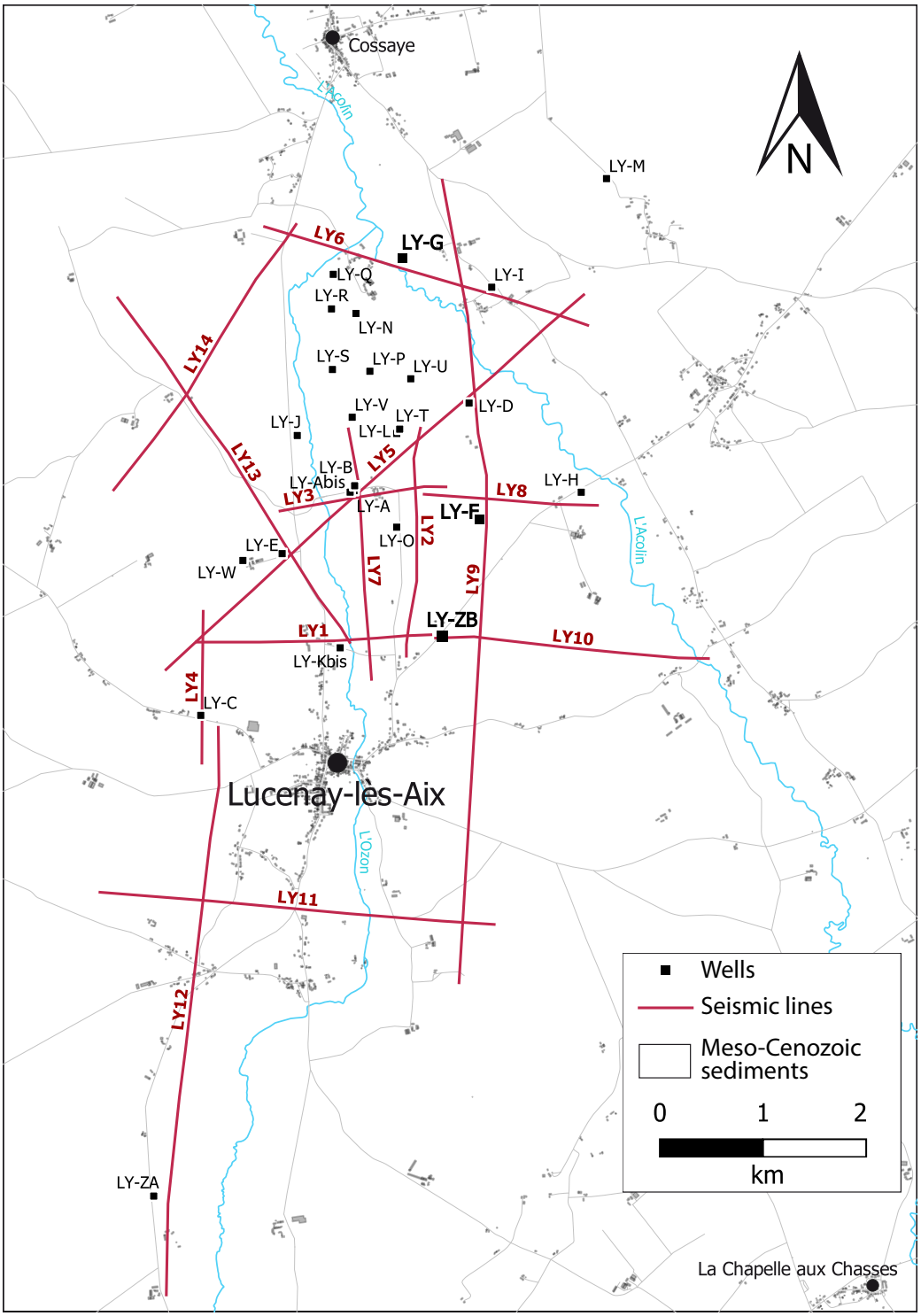


Figure 1.45 – **Plan de position des forages et des lignes sismiques dans la région de Lucenay-lès-Aix.**

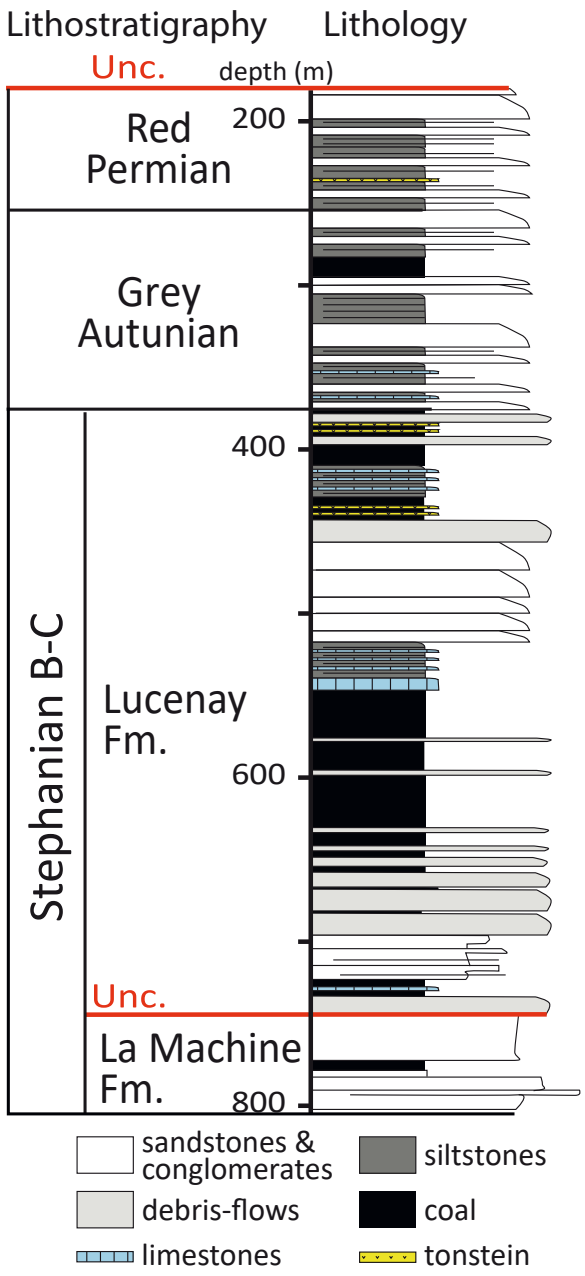


FIGURE 1.46 – **Coupe lithologique synthétique des séries sédimentaires de la région de Lucenay-lès-Aix. Modifiée d'après Donsimoni (1990) et Ducassou et al. (2019).**

Dans la région de Lucenay-lès-Aix, le Stéphanien moyen est caractérisé par la formation productive de La Machine (Fig. 1.46), ayant un pendage moyen entre 15 et 35°, contenant 3 veines de charbon à une profondeur inférieure à 450 m. En discordance angulaire repose la **Formation de Lucenay-lès-Aix**, mesurant entre 50 et 80 m d'épaisseur et attribuée au Stéphanien supérieur. Le charbon s'y trouve en couches plurimétriques à pluri-décamétriques, séparées en 2 faisceaux distincts (Donsimoni, 1990) : (i) le faisceau des Membras, contenant des grès nougat, des grès, des argilites et siltites, ainsi que des tonsteins, du charbon attribué à un environnement fluviatile et des dépôts microbiens lacustres. La partie supérieure du faisceau montre un déplacement de l'aire de sédimentation vers l'est. Le toit de ce faisceau se remarque par un **niveau stromatolitique** décimétrique à plurimétrique, associé à un environnement de faible bathymétrie et énergie, et constituant un repère chronolithostratigraphique majeur (Donsimoni, 1990), surmonté par des argilites lacustres et des grès fluvio-lacustres, et (ii) le faisceau des Topeaux, montrant d'importantes variations latérales de faciès, rendant les corrélations difficiles. Ce faisceau se subdivise en 2 unités, avec la **Formation de l'Autunien Gris** (Fig. 1.46), essentiellement détritique avec peu de charbon et de *debris-flows*, ainsi que la **Formation du Permien Rouge**, aphytique et azoïque, comprenant des argilites gréseuses, des intercalations de grès et de conglomérats et attribuée par analogie de faciès à l'Autunien Rouge.

Les deux bassins qui seront décrits par la suite ont fait l'objet dans cette thèse d'études très

préliminaires. Leur cadre géodynamique sera décrit ici du fait de leur localisation à proximité des bassins d'Autun et de Decize-La Machine, qui feront l'objet de ce travail.

1.6.4 Le bassin de l'Aumance

1.6.4.1 Cadre général

Le **bassin de l'Aumance**, du nom de la rivière qui le draine, se situe en Auvergne (Allier), à une altitude moyenne de 300 m pour une surface d'environ 400 km^2. Il se situe entre le horst granitique de l'Aumance à l'ouest et le massif granitique de Montmarault au sud-est. Au nord, le bassin carbonifère-permien s'enfonce sous le Mésozoïque de la bordure méridionale du bassin de Paris, et au sud, il est recouvert par des formations d'âge tertiaire discordantes. Le terme "bassin de l'Aumance" sera utilisé ici pour désigner le bassin de Bourbon-L'Archambault, comprenant initialement les sous-bassins de l'Aumance à l'ouest et de Souvigny à l'est. Ces deux sous-bassins sont séparés par un horst granitique ("ride de Gipcy-Bourbon-L'Archambault" des anciens auteurs), localisé dans le prolongement du Sillon houiller (Bonnion, 1983, Fig. 1.48).

Le Stéphanien affleure au sud du bassin de l'Aumance, en contact avec le substratum granito-gneissique. Les sédiments autuniens, comme dans le bassin d'Autun, plus étendus que les dépôts stéphaniens, reposent également sur le socle magmatique et métamorphique et recouvrent partiellement le horst de Gipcy. Ces séries peuvent atteindre 1000 m d'épaisseur dans le sous-bassin de l'Aumance, et comprennent des niveaux de charbon et de black shales (argilites noires bitumineuses).

1.6.4.2 Travaux miniers et historique des recherches

Le bassin de l'Aumance renferme différents types de ressources, notamment du charbon, de l'uranium et du pétrole extrait des black shales. Depuis le $XIX^{ème}$ siècle, le charbon et les black shales ont fait l'objet d'une exploitation industrielle, qui en 1918 s'est concentrée uniquement sur l'exploitation du charbon, excepté entre 1939 et 1949 ou un bref retour de l'exploitation des black shales pour le pétrole a lieu. L'exploitation du bassin de l'Aumance cesse en 1996. Les recherches sur le bassin de l'Aumance débutent dans les années 1850 et se poursuivent jusque dans les années 1930 au sujet de la ressource exploitable. La première étude plus fondamentale est attribuée à Bougnères (1961), décrivant les séries stéphano-autuniennes du bassin de l'Aumance et nommant les formations lithostratigraphiques.

1.6.4.3 Cadre structural

Le bassin de l'Aumance s'organise en cuvette synclinale à l'ouest du horst de Gipcy. Il est recoupé par des failles normales de direction N115-125 et N50-60 de jeux décamétriques oligocènes, probablement au moment de l'effondrement des Limagnes, délimitant des panneaux losangiques et provoquant le basculement du bassin vers le nord (Mathis and Brulhet, 1990). Le bassin se localise entre deux accidents majeurs : la **faille de Theneuille-Sancoins-Sancerre (ou faille de l'Aumance)** à l'ouest, séparant le bassin du horst cristallin de l'Aumance, et le **Sillon houiller** à l'est. Ces deux accidents ont fonctionné en décrochement sénestre jusqu'au Carbonifère supérieur (Stéphanien), permettant la mise en place du bassin de l'Aumance dans un contexte de pull-apart,

puis en failles normales au Permien, réactivant des accidents stéphaniens et marquant un régime en distension (Paquette, 1980; Bonnion, 1983; Châteauneuf and Farjanel, 1989). Ce contexte tectonique est associé à la mise en place de déformations sédimentaires précoces (*soft sedimentary deformations*, SSD) omniprésentes dans le bassin et notamment identifiées par des systèmes d'injectites dans les faciès gréseux type grès nougat (Paquette, 1980; Bonnion, 1983; Châteauneuf and Farjanel, 1989). Les failles normales précoces ont une orientation bimodale, N40-80 et N125-170 (Bonnion, 1983). Un troisième accident parallèle au Sillon houiller, la faille de Murat, sépare au sud le bassin de l'Aumance du granite de Montmarault.

1.6.4.4 Lithostratigraphie du bassin de l'Aumance

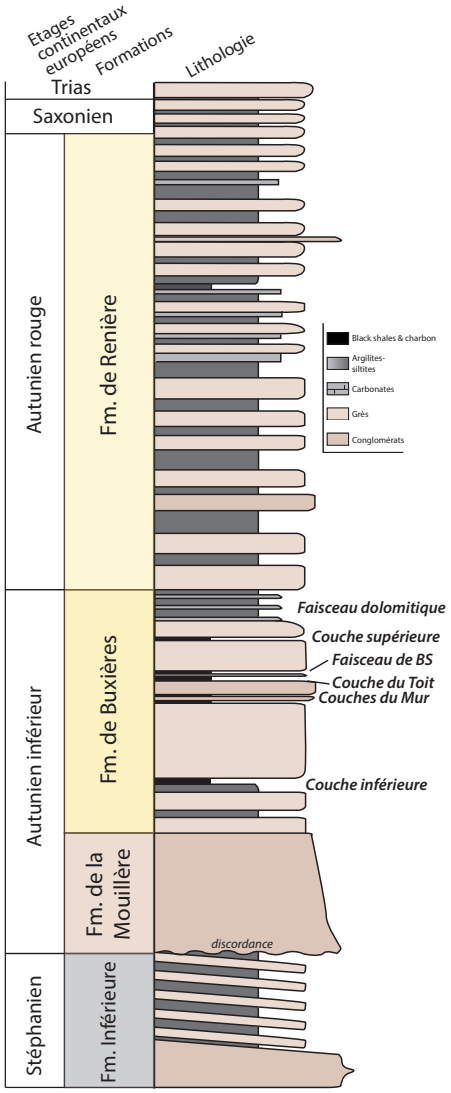


Figure 1.47 – **Log lithostratigraphique synthétique de séries sédimentaires du bassin de l'Aumance. Modifié d'après Paquette (1980).**

Paquette (1980) reprend les termes lithostratigraphiques de Bougnères (1961), les modifiant légèrement pour définir 4 formations lithostratigraphiques (anciennement "assises") : la Formation Inférieure, la Formation de la Mouillère, la Formation de Buxières et la Formation de Regnière, de bas en haut de la série (Fig. 1.47).

La **Formation Inférieure**, d'environ 500 m d'épaisseur, est gréso-pélitique avec des "filets" charbonneux, et recoupée par du volcanisme. Elle présente un pendage fort entre 40 et 45° et serait attribuée au Stéphanien (Paquette, 1980).
La **Formation de la Mouillère** repose en discordance angulaire sur la formation sous-jacente, et est majoritairement gréseuse à conglomératique, avec quelques passées plus fines, à flore stéphano-autunienne. Cette formation atteint les 200 m d'épaisseur et se biseaute sur la ride de Gipcy (Paquette, 1980). Elle est considérée comme la première formation de l'Autunien, épais de 200 à 960 m dans le bassin, et dont la limite avec le Stéphanien est déterminée sur des critères lithologiques et palynologiques (Mathis and Brulhet, 1990).

La **Formation de Buxières** est gréseuse à couches de charbon métriques, et comprend des niveaux de black shales. Parmi les couches de charbon se trouve la couche du Toit, jusqu'à 5 m d'épaisseur, associée fréquemment à un faciès gréso-conglomératique, appelé grès nougat.

Cette formation montre un approfondissement rapide du bassin d'est en ouest, avec développement des faciès grossiers et épais vers la faille de l'Aumance, et est attribuée à l'Autunien gris, bien que des incertitudes persistent du fait de la reconnaissance de flores à affinité stéphanienne (Bouroz and Doubinger, 1975b). Elle contient plus d'une vingtaine de niveaux de tonsteins, niveaux repères lors des travaux miniers, dont deux particulièrement reconnus à travers le bassin, le Lien blanc et le Lien vert ; distants d'une dizaine de mètres, ils sont localisés respectivement dans la Couche du Toit et au sommet du faisceau des black shales. Ce dernier est épais de 5 à 8 m, et a été exploité en même temps que la Couche du Toit. Il passe latéralement par le dépôt d'argilites dolomitiques et des faciès gréso-conglomératiques. Le sommet de la formation comprend des horizons dolomitiques (faisceau dolomitique) associés à des tonsteins et pouvant atteindre une épaisseur métrique. Certains de ces horizons ont été identifiés comme des dépôts microbiens (Paquette, 1980). La **Formation de Renière**, jusqu'à 500 m d'épaisseur, est constituée de grès grossiers parfois conglomératiques alternant avec des argilites-siltites bariolées (Renière A) et des horizons carbonatés et des argilites noires (Renière B) ; cette formation représente l'Autunien rouge. Les séquences sédimentaires décrites pour cette formation sont semblables à celles décrites pour la Formation de Buxières, à la différence qu'elles sont aphytiques (Paquette, 1980). Le Saxonien, peu épais, n'est représenté dans le bassin que dans la partie nord, surmonté par les grès triasiques. La limite Autunien-Saxonien n'est fondée que sur les différences de teintes entre ces deux étages lithostratigraphiques, ainsi que sur des critères lithologiques avec une reprise de la sédimentation grossière (Mathis and Brulhet, 1990) (Fig. 1.48).

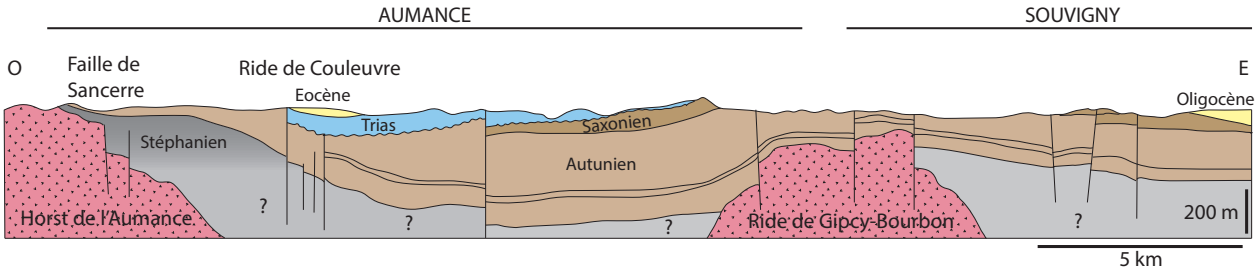


FIGURE 1.48 – **Coupe géologique ouest-est du bassin de l'Aumance (sens large) montrant les sous-bassins de l'Aumance et de Souvigny ainsi que les formations lithostratigraphiques du Stéphanien, de l'Autunien et du Saxonien, ainsi que la couverture méso-cénozoïque affleurant par endroits. D'après Mathis and Brulhet (1990).**

1.6.4.5 Sédimentologie

Les sédiments du bassin de l'Aumance ont été attribués à trois environnements de dépôt différents, un environnement **fluviatile à fluvio-torrentiel**, un environnement **palustre** et un environnement **lacustre**. L'environnement fluviatile se matérialise par des **faciès de chenaux, de**

plaine d'inondation, de levées et de ruptures de levées. Les faciès de chenaux sont grossiers, granodécroissants, érosifs, à passées conglomératiques à la base, avec des galets mous imbriqués, et de nombreux débris végétaux. Les faciès de plaine d'inondation sont riches en débris végétaux et restes de poissons et témoignent de périodes de décantation (Paquette, 1980). L'environnement fluvio-torrentiel est marqué par des faciès gréso-conglomératiques organisés en séquences granodécroissantes plurimétriques et dont les blocs peuvent excéder la dizaine de centimètres. Le **charbon**, caractérisant l'environnement palustre, contient des racines de fougères arborescentes et se localise au-dessus des niveaux fins des séquences fluviatiles. Lorsqu'il est associé à des paléosols, le charbon montre un environnement palustre à la limite de l'exondation. Les niveaux dolomitiques sont aussi attribués à un environnement palustro-lacustre, contenant des restes de poissons, d'amphibiens, des ostracodes, des végétaux et des niveaux microbiens (Paquette, 1980). Les **argilites laminées parfois varvées ou bitumineuses** correspondent à des environnements lacustres plus francs, contenant des restes de poissons, des ostracodes, et du matériel phytogène déposé dans des conditions réductrices (Bonnion, 1983). Le faciès grès nougat, gréseux à conglomératique à matrice noire est systématiquement associé aux dépôts de charbon et se déposerait dans un environnement lacustre lors de crues ou de séismes sous forme de coulées de boue sous-aquatiques. Le bassin s'organise en deux domaines : le domaine occidental caractérisé par des dépôts détritiques grossiers en piedmont du horst de l'Aumance, et le domaine oriental, abrité des apports détritiques, présentant les faciès riches en matière organique (Châteauneuf and Farjanel, 1989). D'après Mathis and Brulhet (1990), le remplissage sédimentaire du bassin s'est effectué dans un premier temps dans un environnement présentant de forts reliefs montagneux en érosion à l'ouest, avec des dépôts contrôlés par des failles actives, puis dans un second temps sous contrôle d'une tectonique distensive permettant l'accroissement du bassin vers l'est, avec la mise en place d'un système fluvio-deltaïque (Fig. 1.49). Par la suite, le remplissage devient lacustre, avec préservation de l'Autunien gris, présentant au nord-ouest une zone tectonisée, la ride de Couleuvre. La ride de Gipcy est alors partiellement ennoyée, puis totalement recouverte au cours de l'Autunien rouge par des dépôts lacustres, lac alimenté par un important système deltaïque (Fig. 1.49). Après une période d'érosion, le Saxonien se dépose en discordance, et est suivi par la pénéplanation permo-triasique et le dépôt du Keuper et du Jurassique. Des dépôts cénozoïques (Éocène) en discordance sont préservés.

En termes de paléoclimats, les épisodes charbonneux témoigneraient de périodes humides à saisonnalité marquée, contrairement aux périodes de formation des faciès carbonatés microbialitiques à indices d'émersions, indiquant un climat plus aride (Paquette, 1980).

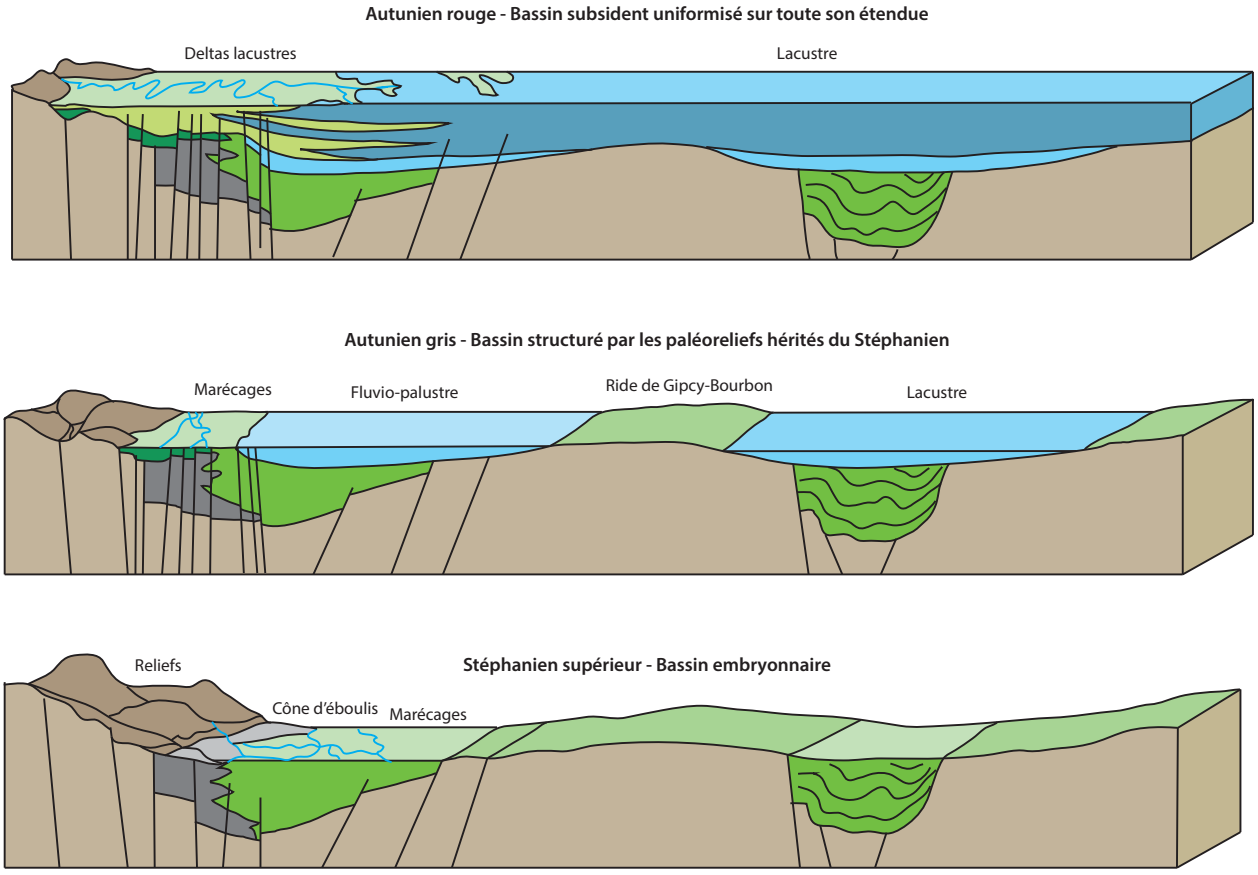


FIGURE 1.49 – **Modes de mise en place du bassin de l'Aumance au cours de la période Carbonifère supérieur–Permien inférieur (dépôt du Stéphanien, de l'Autunien gris et de l'Autunien rouge). De petits bassins stéphaniens isolés et essentiellement fluviatiles, on passe à des bassins plus larges et connectés au Permien marquant un environnement deltaïque à lacustre franc. D'après Mathis and Brulhet (1990).**

1.6.5 Le bassin de Blanzy-Le Creusot

1.6.5.1 Cadre général

Le **bassin de Blanzy-Le Creusot**, situé au nord-est du Massif central, s'étend sur environ 100 km de long entre la Limagne de Loire au sud-ouest et la Bresse au nord-est (Fig. 1.37), et repose en discordance sur un socle magmatique et métamorphique granitique et gneissique entre les massifs du Morvan et du charolais. Le bassin est bordé au NO et au SE par des grandes failles décrochantes dextres à composante normale dont le jeu normal carbonifère et permien pourrait atteindre les 1000 m (Châteauneuf and Farjanel, 1989). Ce bassin se situe dans l'axe d'un accident tectonique majeur se prolongeant vers le SO dans le secteur de Bert, où affleurent des séries carbonifères-permiennes, et vers le NE jusqu'à la Forêt Noire, en passant par le secteur de La Serre et le bassin de Ronchamp-Giromagny au sud des Vosges. Les dépôts du Carbonifère terminal (Stéphanien) se localisent sur les bordures du bassin, principalement le long de la bordure sud-est, tandis que les dépôts permiens sont situés dans la partie centrale du bassin. Le socle magmatique et métamorphique y est atteint par un forage de 1116 m (Fig. 1.50, 1.51).

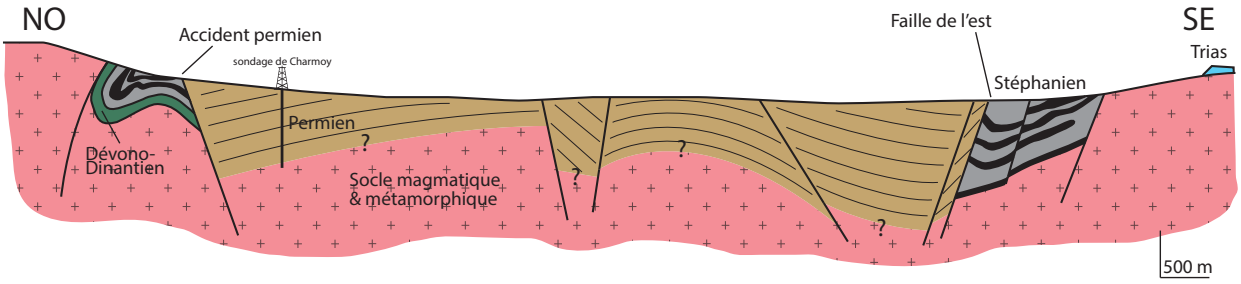


Figure 1.50 – **Coupe géologique du bassin de Blanzy-Le Creusot montrant les séries sédimentaires stéphaniennes et permiennes déposées sur les séries dévono-dinantiennes et le socle magmatique et métamorphique. D'après Vallé (1986).**

1.6.5.2 Historique minier

Le charbon du bassin de Blanzy-Le Creusot a été exploité artisanalement du XVI^{ème} au début du XVIII^{ème} siècle, et l'arrivée des frères Schneider au Creusot en 1836 lance une production industrielle majeure permettant l'extraction de 10 Mt environ de charbon.

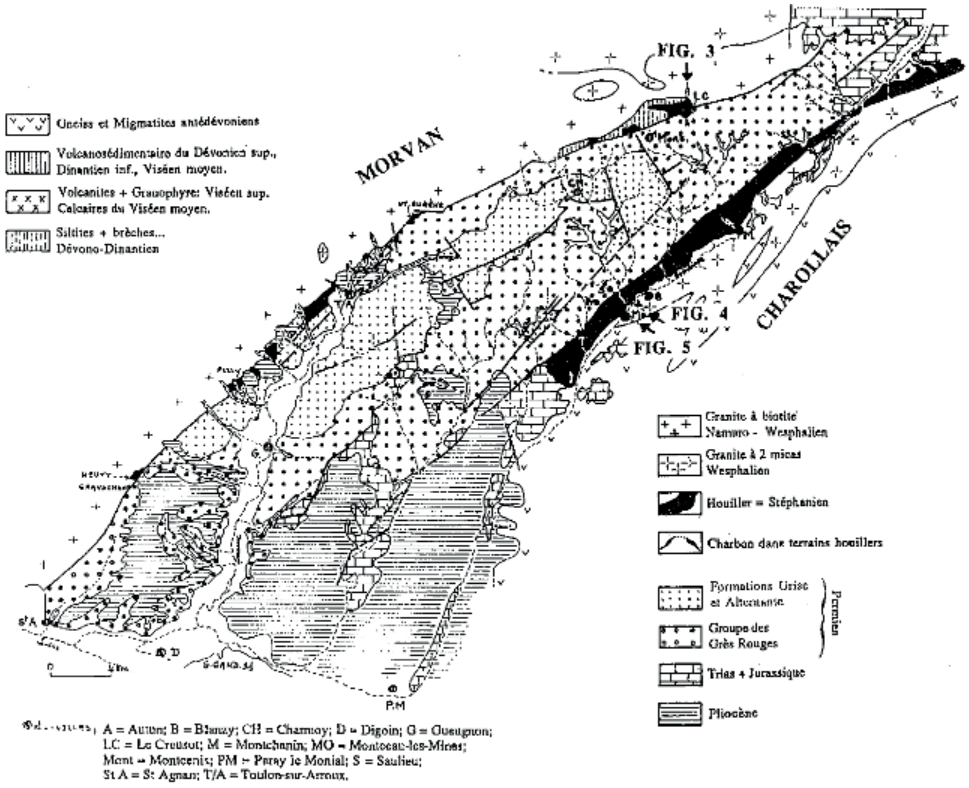


FIGURE 1.51 – **Carte géologique du bassin de Blanzy-Le Creusot. D'après Gand (2003).**

1.6.5.3 Cadre structural

Le bassin de Blanzy Le Creusot présente une tectonique syn-sédimentaire (stéphano-permienne) très active matérialisée par des accidents dont la longueur peut excéder le kilomètre de long (Vallé, 1986; Vallé et al., 1988). Au nord-ouest du bassin, une compression est responsable du jeu d'accidents décrochants sénestres N20-N40 ainsi que de plis déversés suggérant une phase compressive dans les faciès stéphaniens (Fig. 1.50, Vallé, 1986). L'extension permienne se traduit par une direction d'allongement NO-SE avec des failles fragiles qui reprennent les structures syn-sédimentaires formées au Carbonifère terminal (Stéphanien), et une forte subsidence responsable de l'importante épaisseur des dépôts (Vallé, 1986). Le Permien est séparé des faciès stéphaniens par l'Accident permien, tandis qu'au sud-est ce Permien est bordé par la Faille de l'est (Vallé, 1986, Fig. 1.50). Le bassin de Blanzy-Le Creusot a par la suite été repris dans des déformations post-paléozoïques, notamment au Tertiaire avec le jeu décrochant sénestre des failles bordières, suivi d'une extension qui affecte l'ensemble du bassin et enfin d'un jeu décrochant dextre au niveau des failles bordières (Vallé, 1986).

1.6.5.4 Sédimentologie

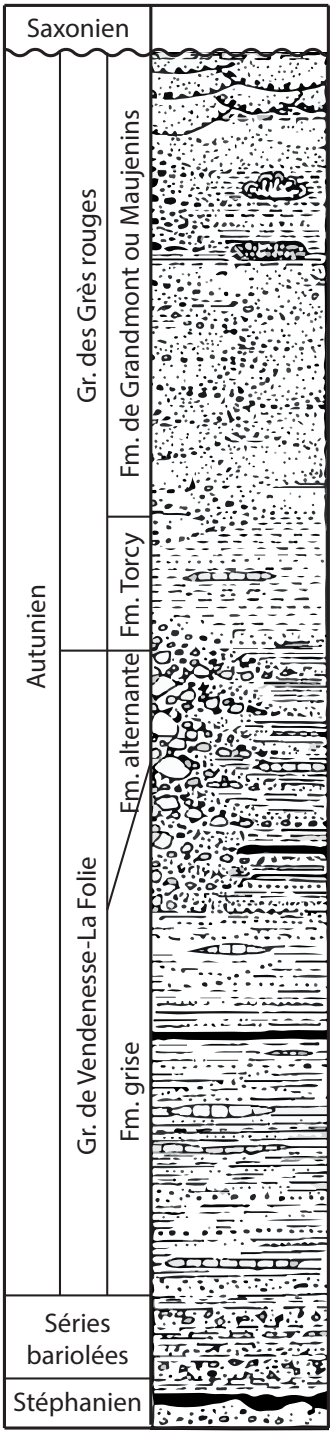


Figure 1.52 – **Log lithostratigraphique synthétique des séries du bassin de Blanzy-Le Creusot. D'après Gand (2003).**

Les dépôts carbonifères et permiens du bassin de Blanzy-Le Creusot reposent au NW du bassin sur des grauwackes dévono-dinantiens métamorphisés (Feys and Gand, 1983; Vallé, 1986).

Le Stéphanien est divisé en trois formations (Feys and Greber, 1958) montrant d'importantes variations d'épaisseur : un **conglomérat basal**, la **Formation de Montceau** avec des couches de charbon épaisses, et la **Formation de la Carrière** avec des couches de charbon de plus faible épaisseur. Ces dépôts stéphaniens s'organisent en 3 grands environnements de dépôt : un pôle fluviatile à fluvio-palustre où se développent des chenaux, un pôle palustre ou s'accumule le charbon, et un pôle lacustre marqué par des argilites et des siltites (Gand et al., 1994).

L'Autunien montre de grandes variations latérales de faciès et se constitue d'argilites-siltites ("schistes"), grès et arkoses, avec des intercalations de schistes bitumineux, de charbon et de tonsteins. Sa flore est marquée par de nombreux restes de *Walchia*, tandis que les séries ont fourni un contenu faunique riche en *Branchiosaurus* (Châteauneuf and Farjanel, 1989). Le Permien se subdivise en deux groupes, celui de **Vendenesse-la-Folie**, lui-même divisé en deux formations (**Formation grise et Formation alternante**), ainsi que celui des **Grès rouges**, comprenant la **Formation de Torcy** ainsi que la **Formation de Grandmont ou Maujeunins** (Gand, 2003, Fig. 1.52).

Le **Saxonien** est puissant, discordant et transgressif sur les formations inférieures. Il se constitue de grès et de conglomérats rouges ou bariolés, parfois silicifiés avec un faible contenu floro-faunique.

1.7 État de l'art sur les lacs et les dépôts lacustres

1.7.1 Introduction

Dans les bassins étudiés, une part non négligeable des sédiments enregistrés s'est déposée dans un contexte lacustre. Cette section a donc pour but d'effectuer un état de l'art sur ce contexte sédimentaire lacustre, actuel et passé, afin de poser les bases utilisées pour contraindre la dynamique de ce type d'environnement dans les chapitres suivants, notamment le chapitre 5.

1.7.2 Définition

Un **lac** (du grec *Limne*, le marais/lac/piscine) est un corps d'eau présent en domaine continental, occupant une dépression topographique dans la croûte terrestre (Kelts, 1988).

Les lacs présentent des paramètres variés, **physiques** (taille, température), **chimiques**, et **morphologiques**. Ils constituent des systèmes dynamiques en comparaison au système marin (Kelts, 1988). Ils sont directement impactés par des phénomènes physiques tels que le vent, les précipitations, l'énergie solaire reçue et des paramètres chimiques (Wetzel, 1983). Les lacs peuvent présenter un large éventail de pH, inférieurs à 1 à plus de 11, et leur composition s'étend de l'eau douce, reflétant les précipitations, à l'eau salée, jusqu'à des saumures visqueuses (Kelts, 1988).

Les roches sédimentaires originaires d'environnements lacustres sont d'importance majeure du fait qu'elles peuvent être de très bonnes roches mères (par exemple dans les lacs méromictiques oligotrophes, Powell, 1986). Au cours des temps géologiques, ces lacs avec un fort potentiel en hydrocarbures se développent dans des conditions climatiques, paléogéographiques et structurales particulières, comme c'est par exemple le cas au Permien.

1.7.3 Types de lacs

On distingue différents types de lacs, d'eau douce ou salée, classés selon leur origine, les principaux étant les **lacs tectoniques** (*e.g.* lacs de rifts), les **lacs glaciaires**, les lacs fluviaux (apports par les rivières, présence de deltas...) dont les playa lakes, les lacs formés par activité volcanique (cratères, caldeiras), les **lacs salins**, parfois côtiers (Meybeck, 1995) et les lacs anthropiques. Aujourd'hui, les plus grands lacs sont surtout attribués à des contextes de rifts (*e.g.* lacs Tanganyika, Malawi) ou hérités de la glaciation pléistocène (*e.g.* grands lacs nord-américains, Kelts, 1988). Les lacs tectoniques ont le plus gros potentiel de préservation dans le registre géologique, du fait de leur subsidence rapide et de leur longue existence (Biddle and Christie-Blick, 1985). Ils peuvent être engendrés par de grandes déformations crustales, comme c'est le cas pour les lacs d'avant-pays, les lacs intramontagneux, de rift ou de pull-apart. Parmi les plus grands lacs actuels se trouvent la mer Caspienne, le lac Supérieur, et le lac Victoria.

La configuration de la tranche d'eau d'un lac se matérialise par une zonation dépendante des propriétés physico-chimiques de l'eau (Fig. 1.53) :

- l'**épilimnion**, en surface, en contact avec l'atmosphère et au-dessus de la **thermocline**,
- le **métalimnion**, zone de transition entre les eaux superficielles et profondes (thermocline ou chimiocline), et
- l'**hypolimnion**, en bas de la colonne d'eau, marqué par une température constante (Hutchinson, 1957).

À moins d'un retournement du lac, processus provoquant le mélange des masses d'eau, les eaux de l'épilimnion et de l'hypolimnion restent stratifiées, avec peu d'échanges.

Cette stratification, en plus d'être d'origine **physique** ou **chimique**, peut être **biologique**, et venir notamment :

- d'une forte productivité primaire de surface (eutrophisation) qui bloque le passage de l'oxygène vers les eaux profondes, favorisant la préservation de la matière organique, dans un lac qui n'est pas nécessairement profond (Horsfield et al., 1994; Bohacs et al., 1996; Garel et al., 2017) ;
- d'une forte concentration en matière organique dissoute qui provoque une consommation importante en oxygène dans la colonne d'eau (Katz, 1990).

La stratification d'un lac permet bien souvent une forte préservation de la matière organique.

En fonction de leur contenu en nutriments, les lacs peuvent être **oligotrophes**, **mésotrophes**, **eutrophes** ou **hypertrophes**. Les apports en nutriments se font par les rivières et le vent, et sont directement dépendants de la géologie du bassin versant drainé (Hardie and Eugster, 1970), le nutriment principal étant l'orthophosphate, limitant la production primaire dans le lac. Les lacs oligotrophes ont un contenu en phosphore total entre 5-10 μg/L, les lacs mésotrophes entre 10 et 30 μg/L, les lacs eutrophes entre 30 μg/L et les lacs hypertrophes supérieur à 100 μg/L (Wetzel, 1983).

Les lacs peuvent aussi être caractérisés par leur capacité à se **retourner**. Le retournement d'un lac est un phénomène physique se produisant quand la différence de température entre les eaux de surfaces, *e.g.* plus froides et denses durant l'hiver, et les eaux profondes provoque un échange entre les deux couches par convection.
On distingue ainsi les lacs **amictiques**, qui se retournent jamais, des lacs **méromictiques**, dont le retournement se produit moins d'une fois par an, des lacs **holomictiques** qui se retournent au moins une fois par an. Ces lacs holomictiques sont divisés en lacs **monomictiques** (un retournement par an), **dimictiques** (deux retournements par an) ou **polymictiques** (plus de deux retournements par an) (Wetzel, 2001).
Le retournement du lac permet le recyclage des nutriments dans la colonne d'eau (Bohacs et al., 2000) ainsi que la ré-oxygénation des eaux profondes. Ainsi, dans le cas de lacs toujours stratifiés où la production primaire est forte, il nécessite une forte charge externe en nutriments (Katz, 1990).

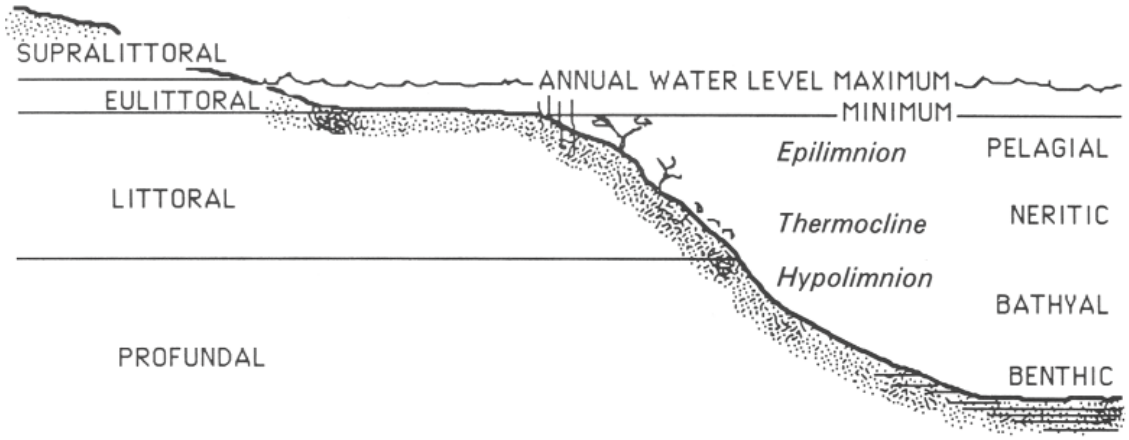


FIGURE 1.53 – **Schéma représentant les différentes zones littorales d'un lac ainsi que le découpage de sa colonne d'eau. D'après Kelts (1988).**

1.7.4 Fonctionnement des lacs

Un lac est alimenté en eau de différentes manières : par l'**atmosphère** (précipitations), les **eaux de surface** (rivières) et les **eaux souterraines** (Winter, 1995), et perd de l'eau par les mêmes principes, l'**évaporation** contrebalançant les précipitations. Sa masse d'eau est donc déterminée par le bilan de masse entre les flux d'eau entrants et les flux d'eau sortants (Hostetler, 1995).

Ce bilan de masse est principalement **fonction du climat**, lui-même influencé par la circulation atmosphérique (cellules de convection) et océanique, leur couplage, l'altitude, la continentalité, et les paramètres orbitaux (Street-Perrott and Harrison, 1984; Kutzbach and Street-Perrott, 1985). C'est ce même bilan qui détermine si, hydrologiquement, le lac est ouvert ou fermé (un système ouvert est caractérisé par une ligne de rivage relativement stable dans le temps, et par des temps de résidence limités).

1.7.5 Principales différences entre les domaines lacustres et marins

Les contrastes majeurs entre le domaine lacustre et le domaine marin sont la taille du réservoir d'eau (largeur, longueur, profondeur), l'âge des eaux s'y trouvant, la sensibilité au contexte environnemental régional et à la diversité biologique, ainsi que les modalités de préservation de la matière organique (Hutchinson, 1957; Meyers and Ishiwatari, 1995; Neal et al., 1997, 1998; Caroll and Bohacs, 1999).

Les lacs sont sensibles aux changements climatiques et environnementaux (Bohacs et al., 2000). Le niveau d'eau varie beaucoup plus vite qu'en domaine marin, en lien avec les apports sédimentaires (*e.g.* Schumm, 1977; Perlmutter and Matthews, 1990) et le flux d'eau entrants, à l'évaporation, ainsi qu'à la surrection et à la subsidence des zones sources et du lac. La ligne de rivage est donc plus

mobile, principalement lorsque le système est étendu et peu profond (Bohacs et al., 2000).

Une des grandes différences entre domaine lacustre et marin réside en la meilleure préservation de matière organique dans le domaine lacustre, du fait :

- des **plus forts taux de sédimentation détritiques observés** : des apports plus importants de matière organique continentale ainsi que de nutriments favorisant la productivité primaire existent, et la matière organique sédimentaire est enfouie rapidement ;
- de **la petite taille du lac devant celle de l'océan**, permettant un transfert efficace de la matière organique du haut vers le bas de la colonne d'eau, avec une reminéralisation moindre (Kelts, 1988) ;
- de **la moindre diversification des organismes benthiques** et par conséquent de **la plus faible bioturbation** ;
- de **la stratification thermique** plus efficace dans les lacs, ayant comme conséquence le développement plus fréquent d'anoxies/dysoxies dans le sédiment qui impactent positivement les taux de préservation de la matière organique (Demaison and Moore, 1980) ; dans le cas de lacs méromictiques principalement, l'anoxie/dysoxie peut démarrer directement dans la colonne d'eau, du fait de retournements du lac assez rares (Kelts, 1988) ;
- de **la sulfato-réduction bien souvent plus faible dans les lacs**, contribuant peu à la reminéralisation de la matière organique, car moins de sulfures y sont disponibles que dans le domaine marin (Casagrande et al., 1977).

1.7.6 Fonctionnement sédimentaire des bassins lacustres

Un lac peut se caractériser par son **potentiel d'accommodation**, *i.e.* l'espace disponible pour une potentielle accumulation de sédiments (Jervey, 1988), c'est-à-dire la différence entre le niveau d'eau et son substratum dépendant de la subsidence. Dans un **lac endoréique**, l'accommodation représente seulement ce niveau de lac relatif, tandis qu'en **domaine exoréique**, principalement à proximité de la mer, l'accommodation est influencée par les **paramètres eustatiques** (tectono-eustatisme et glacio-eustatisme, Péron et al., 2005, Fig. 1.54).

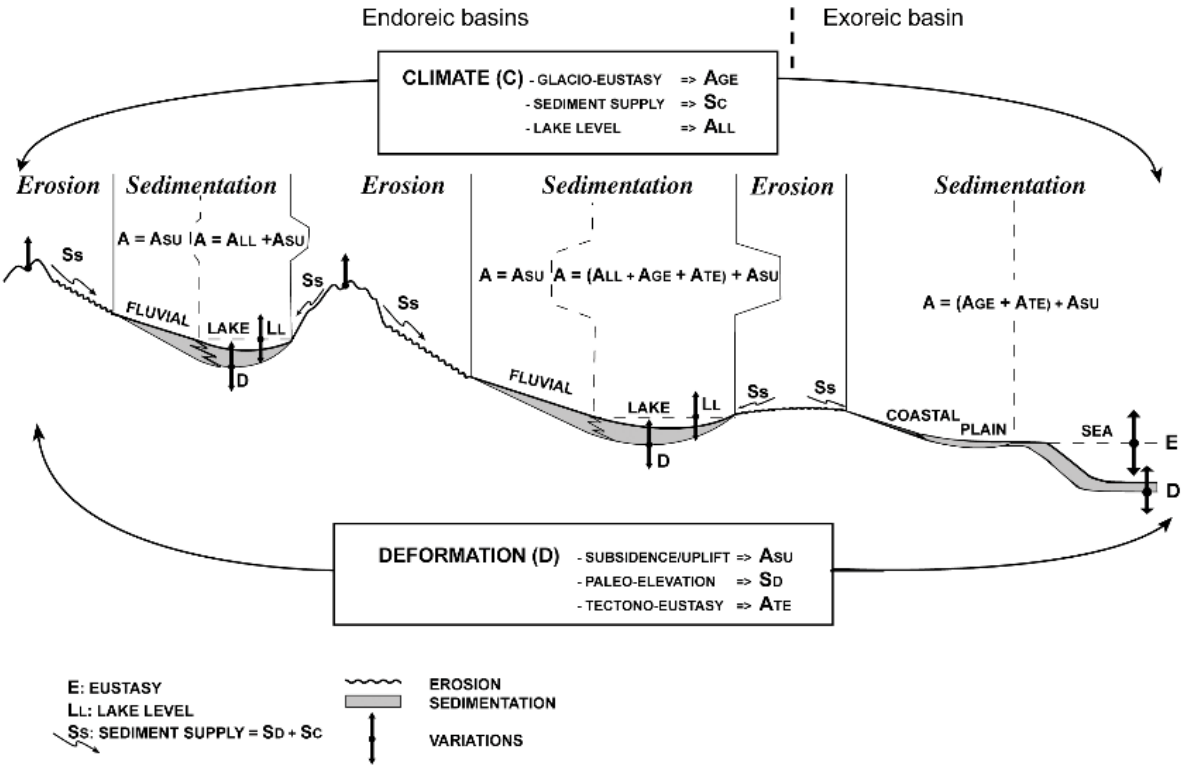


FIGURE 1.54 – **Profil longitudinal montrant l'influence des paramètres allocycliques (tectonique et climat) sur l'accommodation des bassins endoréiques et exoréiques. D'après Péron et al. (2005).**

Le **flux de sédiments** arrivant aux lacs peut se faire via un transport par l'eau, depuis les plaines alluviales, ou bien par un transport par le vent (accumulation de poussières éoliennes, Soreghan et al., 2008, 2015).

Différents types de lacs peuvent être mis en évidence selon leurs caractéristiques sédimentaires ; Bohacs et al. (2000) en listent trois (Fig. 1.55) :

- **les bassins sur-alimentés ("overfilled")**, lorsque le flux de sédiment et d'eau entrant excède fortement le potentiel d'accommodation du lac. Les flux d'eau entrants sont équivalents aux flux sortants. Ces bassins présentent des séquences de dépôt similaires à des séquences de Vail[1] dans un contexte marin clastique peu profond (Bohacs, 1995, 1998). La matière organique de ces lacs tend à être dominée par les végétaux supérieurs, le climat humide généralement associé permettant le développement de forêts bordières (Kelts, 1988; Sladen et al., 1994; Bohacs et al., 2000) ;

- **les bassins alimentés ("balanced-fill")**, lorsque que le flux de sédiments et d'eau entrant et le potentiel d'accommodation sont à l'équilibre. En conséquence, les variations du niveau

1. Voir Vail et al. (1987)

d'eau dépendent fortement du climat. Ces bassins présentent des associations de faciès lacustres dans des séquences de dépôt qui peuvent être similaires à des séquences marines clastiques peu profondes (Bohacs, 1995, 1998). La matière organique dominante est constituée par les algues benthiques et planctoniques ainsi que par la matière organique bactérienne (Bohacs et al., 2000). Ces lacs sont en général bien stratifiés thermiquement et chimiquement, réduisant le mélange dans la colonne d'eau ;

- **les bassins sous-alimentés ("underfilled")**, caractérisés par une évaporation importante (contexte hyperaride), où les taux d'accommodation sont supérieurs aux flux de sédiments et d'eau entrants, résultant en une hydrologie de bassin fermé (*e.g.* lacs évaporitiques éphémères). Ces bassins sont le lieu d'accumulation de faciès évaporitiques dans des séquences de dépôt totalement différentes des environnements marins peu profonds (Bohacs, 1995, 1998).

Du fait de changements climatiques ou de subsidence tectonique, les bassins lacustres peuvent évoluer d'un type à l'autre au cours du temps (Lambiase, 1990).

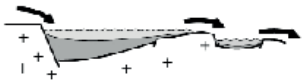
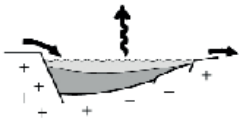
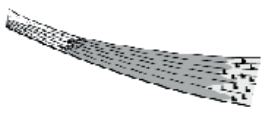
Lake Type & Lacustrine Facies Association	Stratigraphy	Source Potential	Hydrocarbon Characteristics
OVERFILLED  ***Fluvial-Lacustrine Facies Association***	Maximum progradation: • Parasequences related to lateral progradation (relatively subtle) • Maximum fluvial input	• Low to moderate TOC • Mixed type I-III kerogen • Marked organic facies contrasts • Distinct lateral changes in organic facies	• Generate both oil and gas • Very waxy, low-sulfur oils • Terrigenous biomarker assemblage dominant
BALANCED-FILL  ***Fluctuating-Profundal Facies Association***	Mixed progradation and desiccation: • Distinct shoaling cycles common • Fluvial input variable	• Moderate to high TOC • Predominantly type I kerogen, with type I-III mixtures near flooding surfaces • Relatively homogeneous and laterally consistent organic facies	• Mostly oil generative • Paraffinic but relatively nonwaxy oils; low sulfur • Algal biomarker assemblage dominant
UNDERFILLED ***Evaporative Facies Association***	Maximum desiccation:  • High-frequency wet-dry cycles • Minimum fluvial input	• Low overall TOC (w/ some high TOC intervals) • Type I kerogen • Minimum organic facies contrasts • Laterally consistent organic facies	• Mostly oil generative • Paraffinic oils; moderate to high sulfur • Distinctive "hypersaline" biomarker assemblage

FIGURE 1.55 – **Caractéristiques des trois différents types de lacs : overfilled, balanced-fill et underfilled. D'après Bohacs et al. (2000).**

Problématiques

À la suite de ce contexte géologique qui se voulait le plus exhaustif possible afin de rendre compte de la place des bassins fini-carbonifères à permiens dans le contexte géodynamique de l'époque, de grandes problématiques qui seront abordées dans le cadre de cette thèse ressortent :

- Quels indices de changements paléoenvironnementaux et paléoclimatiques s'enregistrent dans les sédiments permo-carbonifères ?
- Avec quelle résolution temporelle et quelle échelle spatiale ces paramètres sont-ils enregistrés ?
- Comment approcher au mieux ces modifications géodynamiques ? Qu'apportent la sédimentologie, la géochimie organique, la minéralogie des argiles et la cyclostratigraphie dans ces reconstitutions ?
- Malgré le fait que de nombreuses inconnues existent, telles que l'altitude de ces bassins et leur taille initiale, est-ce possible de comparer/corréler les bassins entre eux ?
- Existe-t-il des connexions entre les différents bassins étudiés, ayant des implications paléogéographiques et paléoclimatiques de plus grande importance ?

Autant de questions auxquelles ce manuscrit tentera de répondre par une étude la plus intégrée possible.

Chapitre 2

Matériel et méthodologie

2.1 Introduction

Ce chapitre a pour but de répertorier l'ensemble des techniques utilisées dans le cadre de cette thèse, tout en détaillant les méthodologies appliquées et leur utilité dans les différents travaux.

2.2 Matériel

Les analyses effectuées dans ce travail se basent principalement sur du matériel issu de forages, et en partie sur du matériel issu de coupes de terrain.
Ainsi, le matériel analysé dans le bassin d'Autun comprend :

- 3 forages profonds carottés et diagraphiés (Gamma-Gamma, GG et Gamma-Ray, GR) : les forages d'Igornay (IG-1, 200 m, réalisé en 1965 par le Génie Rural), de Chevrey (CHE-1, 365 m, réalisé en 1982 par le BRGM), de Varolles (VAR-1, 263 m, réalisé en 1982 par le BRGM) ;
- 5 sondages courts carottés, respectivement les forages de Muse (MU, 7,5 m), de Surmoulin (SUR-1, 9 m et SUR-2, 7 m) et du Cerveau (CER-1, 7 m et CER-2, 1 m) ;
- 4 affleurements : Les Chevrots, la Ferme de Rigny, et les coupes de Surmoulin (SUR) et de l'Arroux (ARR).

Les sondages SUR-1, SUR-2 et CER-1 et CER-2 ont été réalisés dans le cadre de cette thèse, à l'aide d'une foreuse manuelle de marque Shaw Tool en partenariat avec Pierre Sansjofre (IUEM, université de Brest). Le forage court de Muse (MU) a été foré avant le début de cette thèse.
Le matériel analysé dans le bassin de Decize-La Machine (zones de Lucenay-lès-Aix et de Devay) est constitué par :

- 4 forages profonds partiellement carottés (LY-F, 594 m, LY-G, 535 m, LY-ZB, 540 m et DY-F, 615 m) et diagraphiés (GG, GR et Neutron, N). Un cinquième, AN-A, situé plus au nord dans le bassin de Decize-La Machine (région d'Anlézy), n'a pas été étudié car trop excentré, et sans diagraphies ;
- 28 diagraphies (GR, N et parfois GG) issues de forages carottés mais dont les carottes ne sont aujourd'hui plus disponibles, 23 dans la région de Lucenay-lès-Aix et 5 dans la région de Devay ;
- 14 lignes sismiques dans la zone de Lucenay-lès-Aix et 15 dans la zone de Devay, acquises et traitées dans les années 80 et numérisées en 2018 pour obtenir des formats «.segy», utilisables dans les logiciels d'interprétation sismique.

2.3 Stratégie d'échantillonnage

Afin de répondre aux problématiques paléoenvironnementales et paléoclimatiques de la thèse, un certain nombre d'analyses ont été réalisées (datations, géochimie organique et minéralogie des argiles principalement) sur de nombreux échantillons. Pour chaque coupe et forage étudié, un échantillonnage régulier a permis de réaliser des analyses minéralogiques, géochimiques, pétrographiques

et palynologiques. Les échantillons pour les analyses géochimiques et minéralogiques ont été, pour la plupart, sélectionnés dans des lithologies fines (argilites à sables très fins), afin d'obtenir un signal comparable d'un point de vue sédimentologique entre chaque analyse. Les niveaux de tonsteins ont été systématiquement échantillonnés afin de pouvoir les tester minéralogiquement (pureté du niveau) et ainsi optimiser les chances de datation.
Ainsi, 332 échantillons ont été prélevés dans le forage IG-1 (224 analysés pour la géochimie et la minéralogie, 215 pour le Rock-Eval), 478 échantillons pour le forage CHE-1 (98 analysés pour la géochimie, 331 pour le Rock-Eval et 87 pour la minéralogie), 371 échantillons pour le forage LY-F (98 pour la géochimie et 214 pour la minéralogie), 44 échantillons pour le forage MU (32 pour la géochimie, 36 pour le Rock-Eval et 33 pour la minéralogie) et 55 échantillons pour les forages et coupe de Surmoulin (42 pour la géochimie, 50 pour le Rock-Eval et 39 pour la minéralogie). D'autres échantillons ont été sélectionnés dans le reste des forages disponibles afin de réaliser des analyses plus ponctuelles. Sur le terrain, 22 échantillons ont été prélevés dans le bassin de l'Aumance, pour des analyses pétrographiques et géochronologiques essentiellement, comprenant des échantillons de roches volcaniques (trachybasaltes, coulées ou dykes). Au nord-ouest du bassin d'Autun, dans la zone de Montreuillon, 16 échantillons ont été récupérés, essentiellement sur des roches volcaniques (rhyolites, lamprophyres, tuffites...) ou microgranitiques.

2.4 Descriptions sédimentologiques

Chaque forage carotté disponible a fait l'objet d'une description sédimentologique fine, incluant la description des faciès (composition, granulométrie, structures sédimentaires, bioturbations), des associations de faciès et des surfaces (*e.g.* érosives). Les forages IG-1 (annexe 8.4), CHE-1 (annexe 8.5), MU (annexe 8.7), SUR (annexe 8.8) LY-F (annexe 8.10), LY-G (annexe 8.11), LY-ZB (annexe 8.12) et DY-F (annexe 8.13) ont été levés à l'échelle $1/50^{ème}$, tandis que le forage VAR-1 (annexe 8.6) a été levé à l'échelle $1/100^{ème}$ et que les forages courts ont été levés à l'échelle $1/10^{ème}$. Chacun des logs détaillés obtenus a ensuite été simplifié et traduit graphiquement à une résolution plus faible (logs synthétiques).
Les forages IG-1, CHE-1 et LY-F ont été échantillonnés afin de réaliser des lames minces pour une étude pétrographique pour de déterminer les microfaciès et préciser la composition des macrofaciès (83 lames pour IG-1, 120 lames pour CHE-1 et 39 lames pour LY-F). Pour les autres forages, seules quelques lames minces ont été réalisées afin de préciser certains faciès. Enfin, quelques lames minces ont été réalisées dans le bassin de l'Aumance ainsi que dans le bassin d'Autun pour des niveaux spécifiques (*e.g.* horizons à analcimolite). Les lames ont été observées au microscope optique (de marque Leica) en lumière analysée et lumière polarisée analysée.
Cette étude sédimentologique a permis de reconstituer pour chaque forage l'évolution verticale des environnements de dépôt et de mettre en évidence des changements de sources d'apport.
L'étude des affleurements s'est concentrée sur la description de l'architecture sédimentaire et des géométries à grande échelle des dépôts détritiques grossiers (grés et conglomérats dominants), per-

mettant de préciser les environnements de dépôt.

2.5 Microscopie électronique à balayage (MEB)

Un total de 24 échantillons issus des forages LY-F, IG-1, CHE-1, DY-F, LY-ZB et de la coupe SUR a été préparé pour des analyses optiques au MEB au laboratoire Biogéosciences (université de Bourgogne). Après nettoyage de l'échantillon à l'eau osmosée, la préparation consiste à prélever un morceau de quelques mm^3 de l'échantillon de roche et de le fixer sur un plot en métal. L'échantillon sélectionné est ensuite métallisé à l'or sous cloche à vide (évaporateur à or, de marque Smart Coater). Ces échantillons sont ensuite individuellement placés sur la platine du MEB, puis observés. Le MEB en question est un microscope JSM IT-100 LA de marque Jeol couplé à une sonde chimique EDS (Energy Dispersive Spectroscopy) permettant de faire des analyses ponctuelles chimiques des échantillons. Le MEB dispose de deux détecteurs, un à électrons secondaires et un à électrons rétrodiffusés. Les analyses ont été effectuées sous un vide poussé (high vacuum).
Ces analyses ont été réalisées dans le but de s'assurer de l'absence de minéraux argileux diagénétiques (authigènes/néoformés) dans les différents forages, aussi bien dans des niveaux argileux que dans des niveaux légèrement plus grossiers (silts à sables fins), afin de se rendre compte de l'impact de l'authigenèse sur la signature minéralogique totale.

2.6 Géochronologie

Les analyses géochronologiques sur zircons et apatites des tonsteins sont primordiales dans cette thèse, constituant un point de départ essentiel avant toute autre analyse pour recaler dans le temps les séries sédimentaires. En effet, les séries étudiées sont mal datées radiochronologiquement, très peu d'âges fiables et récents étant aujourd'hui disponibles, mise à part l'étude de Pellenard et al. (2017) dans le bassin d'Autun, basée sur la méthode CA-ID-TIMS (développée dans le paragraphe 2.6.4.3). Dans un premier temps, des généralités sur les tonsteins, utilisés à des fins de datations radiométriques dans le cadre de ce travail, seront énoncées.
Les analyses géochronologiques présentées dans ce travail ont pour la plupart été réalisées par C. Ducassou dans le cadre d'un contrat post-doctoral (2017-2019) effectué en parallèle de ce travail de thèse. La stratégie adoptée a consisté dans un premier temps à analyser par diffraction des rayons X (DRX) les niveaux de tonstein présumés afin de s'assurer de leur nature volcanogène. Puis le maximum de niveaux de tonsteins avérés a été analysé par la méthode U-Pb en LA-ICP-MS (détaillé dans le paragraphe 2.6.4.2) au laboratoire Géosciences Rennes (université de Rennes 1), méthode relativement peu coûteuse et rapide, afin d'obtenir l'âge U-Pb de ces niveaux, et de déterminer si ceux-ci présentaient une ou plusieurs populations de zircons (*e.g.* dans le cas d'héritage). Malgré les nombreux avantages associés à cette méthode, les âges obtenus restent néanmoins moins précis que ceux obtenus par la méthode CA-ID-TIMS. Ainsi, des échantillons stratégiques du point de vue de leur position stratigraphique dans les séries étudiées (*e.g.* base ou sommet), et présentant peu

de populations de zircons différentes lors de leur analyse en LA-ICP-MS ont été sélectionnés pour analyse CA-ID-TIMS afin d'obtenir des âges plus précis (voir paragraphe 2.6.4.3).

2.6.1 Caractérisation et usage stratigraphique de niveaux volcanogéniques

Cette section a pour but de présenter un état de l'art sur les tonsteins, niveaux volcanogéniques, utilisés en stratigraphie pour dater de manière absolue des séries sédimentaires dans lesquelles ils s'intercalent.

2.6.1.1 Généralités sur les tonsteins

Les tonsteins sont des niveaux volcanogènes déposés en domaine continental, représentant l'équivalent des niveaux de bentonites se déposant en domaine marin. Ces dernières, initialement décrites dans le Groupe Benton dans le Montana (Ross and Shannon, 1926), sont des niveaux de cendres volcaniques altérés en smectite dans un environnement marin. Dans le domaine continental, les pH plus faibles (forte quantité d'acides organiques) provoquent l'altération des cendres volcaniques en kaolinite (le domaine de stabilité des minéraux argileux étant dépendant de l'environnement, Keller, 1970; Spears, 2012). Dans ce domaine, les meilleurs environnements pour la préservation de ces cendres sont les lacs peu profonds, les marais et les marécages. En effet, dans ces environnements de faible énergie, les plantes agissent comme filtre des apports clastiques, et l'enfouissement rapide sous du matériel organique favorise la préservation des cendres (Bohor and Triplehorn, 1993). Ces niveaux de tonsteins sont alors définis par Spears (2012) comme "de fins et étendus niveaux de cendres volcaniques altérées en argiles, dominés par la kaolinite, qui sont le plus souvent trouvés dans le charbon et les sédiments associés". Quelques exceptions de tonsteins smectitiques ont parfois été remarquées.

Avant d'être déterminés comme niveaux volcaniques, les tonsteins étaient utilisés dans les travaux miniers comme horizons repères pour des corrélations lithostratigraphiques (Bouroz, 1972), leur mise en place étant instantanée à l'échelle des temps géologiques. L'origine volcanique de ces dépôts est prouvée par Schmitz-Dumont (1894), mais le doute persiste jusque dans les années 1950 (Hoehne, 1953), les tonsteins étant alors perçus comme résultant de l'altération de niveaux sédimentaires "normaux" dans un environnement marécageux. Waage (1961) trace un tonstein kaolinitique depuis un environnement deltaïque jusqu'au domaine marin, où ce niveau passe latéralement à une bentonite smectitique, et montre alors que les tonsteins peuvent être utilisés de la même manière que les bentonites (horizons marqueurs isochrones, calibration des biozones, datation absolue).
Le terme tonstein se réfère donc à des cendres volcaniques altérées *in situ* en kaolinite, dans le domaine continental. Ce terme signifie en allemand "argilite" et n'avait au début pas de connotation génétique (Bischof, 1863). D'autres noms avaient initialement été proposés, tels que "cinérites" (Bouroz, 1972), et "bentonites kaolinitiques" (Spears and Rice, 1973).
Les tonsteins sont repérés sur tous les continents et ont été originellement décrits dans le charbon d'Europe centrale et de l'Ouest (Hoehne, 1949; Stach, 1950; Scheere, 1956; Bouroz et al., 1962) puis

dans d'autres endroits autour du globe. La figure suivante (Fig. 2.1) montre les processus éruptifs associés au dépôt de cendres volcaniques.

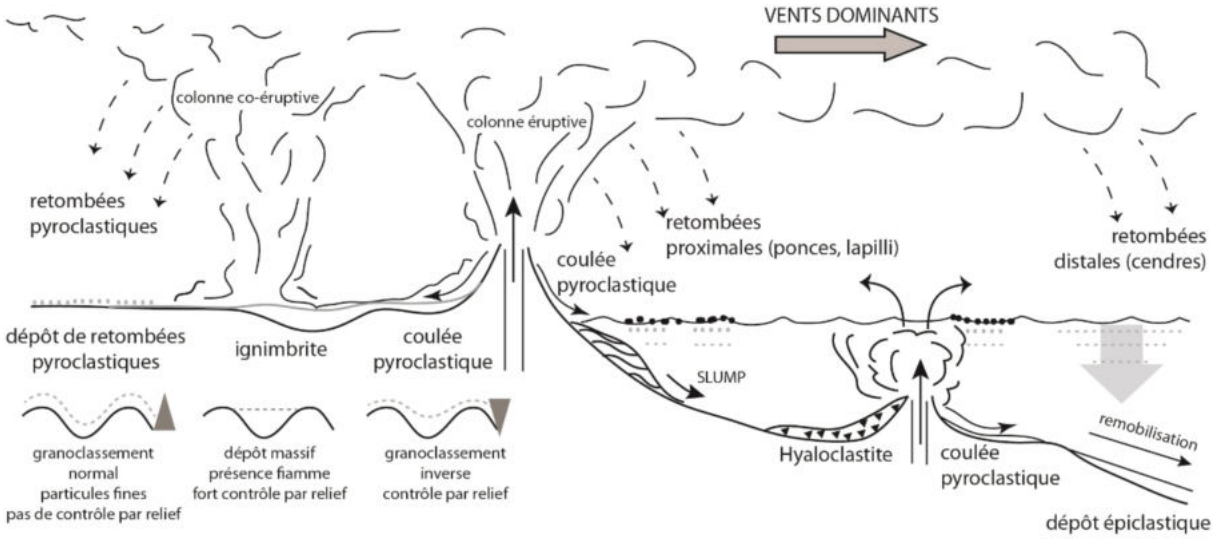


Figure 2.1 – **Processus éruptifs permettant le dépôt de séries volcanosédimentaires. D'après Deconinck et al. (2016).**

2.6.1.2 Préservation des cendres volcaniques

La préservation des cendres volcaniques est dépendante du type d'environnement de dépôt, de la subsidence et des apports sédimentaires (Koniger and Stollhofen, 2001). De nombreux processus peuvent remanier ces dépôts : crues (Nakayama and Yoshikawa, 1997), déflation éolienne, action des vagues (Houghton and Landis, 1989), courants turbides (Busby-Spera, 1988), slumps et debris flows (White and Busby-Spera, 1987), bioturbation (Houghton and Landis, 1989)... De manière générale, la préservation est meilleure dans les environnements subaquatiques que dans les environnements subaériens (Huff et al., 1996), avec particulièrement dans le domaine lacustre en comparaison avec le domaine fluviatile (Palmer and Shawkey, 1997), car les cendres de plaine alluviale sont facilement remobilisées par les systèmes fluviatiles (Nakayama and Yoshikawa, 1997). La préservation est donc favorisée dans les environnements marécageux ou lacustres distaux, en période de remontée du niveau de base. En domaine lacustre distal, ces cendres sont préservées principalement du fait d'un fort espace d'accommodation, de l'absence de remaniement par les courants ou les vagues, de faibles taux de sédimentation et de la faible bioturbation résultant de conditions anaérobiques (Koniger and Stollhofen, 2001).

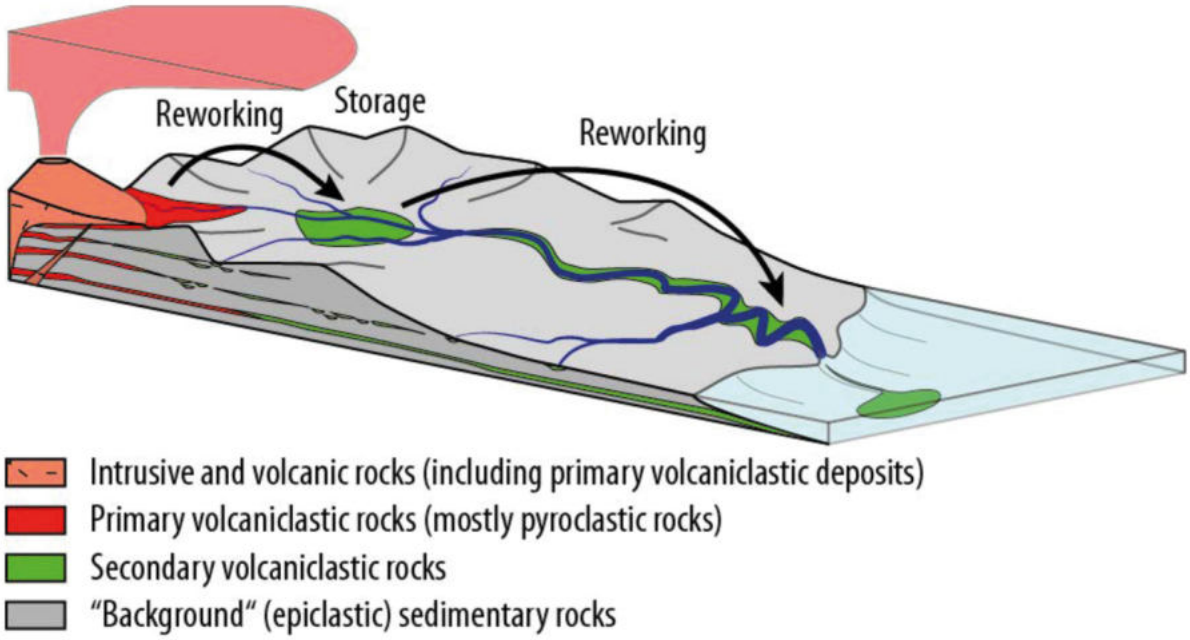


FIGURE 2.2 – **Sédimentation et remaniement de dépôts volcanogéniques. D'après Rossignol et al. (2019).**

2.6.1.3 Altération des cendres en tonsteins

L'altération des cendres volcaniques est un processus rapide à l'échelle des temps géologiques (Srodón, 1976), et se produit au cours de la diagenèse précoce, peu de temps après le dépôt. Cette altération dépend de différents facteurs tels que le climat, le régime hydraulique de l'environnement de dépôt, la composition des cendres et l'épaisseur du niveau (Bohor, 1985), la zonation minéralogique verticale dans les tonsteins épais suggérant un mouvement d'eau restreint au cours de la diagenèse précoce.
La séquence d'altération type après le dépôt (majoritairement lors d'une éruption rhyolitique explosive) débute par l'hydrolyse du verre volcanique donnant un gel aluminosilicaté hydraté. Couplé aux acides organiques, ce gel se transforme en kaolinite, conjointement à de la silice hydratée et des cations en solution.
Le taux de compaction d'un tel niveau de cendres au cours de la diagenèse est estimé à un ratio de 5 :1 (Dopita and Kralik, 1977).

2.6.1.4 Caractéristiques propres aux tonsteins

Les tonsteins sont des niveaux généralement fins, continus, étendus, et présentent un contact net avec l'encaissant. Leur extension latérale est dépendante de l'environnement de dépôt et de la dimension du panache volcanique (éruption plinienne à ultra-plinienne) à leur origine. Ils sont reconnus comme d'origine volcanique par plusieurs critères (Bohor and Triplehorn, 1993) :

- la texture des verres volcaniques est qui préservée (échardes, bulles...) ;
- une préservation fréquente de lapillis et de ponces ;
- un assemblage minéralogique de phénocristaux volcaniques euhédraux parfois cassés ;
- la distribution de la taille de leurs éléments est bimodale : les phénocristaux flottent dans une matrice argileuse ;
- un contact franc avec leur encaissant et généralement par l'absence de preuve de transport par l'eau ;
- de la kaolinite néoformée non transportée ;
- leur âge radiométrique correspond aux âges biostratigraphiques de leur encaissant ;
- ils contiennent moins de quartz que les niveaux argileux détritiques communs ;
- ils présentent une signature chimique (terres rares normalisées aux chondrites) parfois identique à celle des cendres rhyolitiques, avec une anomalie négative en Europium.

• **Minéraux primaires**

Le principal minéral d'origine volcanique (primaire) est le quartz beta (de haute température), euhédral et bi-pyramidal ou bien en échardes, suivi par les feldspaths (type sanidine). On y trouve aussi la biotite, l'apatite (euhédrale mais sensible à la dissolution), l'ilménite et la magnétite, le zircon (euhédral), le rutile (ou anatase) et le sphène. D'autres composants primaires en moindres proportions sont présents : le verre volcanique, l'allanite, le pyroxène, l'amphibole, la monazite, le grenat, la tourmaline, et les métaux lourds (en traces).
Les minéraux tels que la muscovite, le disthène, la sillimanite, la staurolite, le glaucophane, le topaze, le grenat, la tourmaline et les chloritoïdes sont des minéraux du métamorphisme et du plutonisme signant une contamination détritique.

• **Minéraux secondaires**

Le principal minéral secondaire (néoformé) est la kaolinite, formée par l'altération chimique du verre volcanique, sous l'influence des acides humiques et fulviques venant de la matière organique, pouvant être associée à l'albite ou à l'analcime. La kaolinite est bien cristallisée, en cristaux larges et plats ou en vermicules hexagonaux (Bohor and Triplehorn, 1993).
Dans certains tonsteins épais (>15 cm), la smectite est trouvée à la place de la kaolinite (Triplehorn and Bohor, 1981; Bouroz et al., 1983; Zaritsky, 1985), due à une altération incomplète du banc : les eaux riches en acides organiques, avec un faible pH, entrent dans le niveau de cendres et altèrent rapidement ses bordures en kaolinite, réduisant la perméabilité et la conductivité hydraulique, limitant les échanges et le lessivage dans la partie centrale du niveau. Ainsi, les cations Mg^{2+} et Ca^{2+} sont retenus, permettant à la smectite de se former dans un micromilieu où le pH n'est plus acide.
D'autres minéraux secondaires sont trouvés, tels que l'illite et les interstratifiés illite-smectite, pouvant venir de l'illitisation de la kaolinite ou de la smectite lors de la diagenèse d'enfouissement (Pollastro, 1983; Burger et al., 1990). On y trouve aussi des phosphates, telle que l'apatite, et des

aluminophosphates, ainsi que de la pyrite et des produits d'altération (jarosite, gypse, barytine, hydroxydes de fer hydratés et calcite).
Des structures de type graupen et lapillis accrétionnés peuvent aussi être présentes, indiquant une origine pyroclastique (Bohor and Triplehorn, 1984, 1993).

2.6.1.5 Discrimination géochimique

L'origine des tonsteins et des bentonites peut être décelée par des méthodes géochimiques, notamment par ICP-AES (Inductively Coupled Plasma – Atomic Emission Spectroscopy) et ICP-MS (Inductively Coupled Plasma –Mass Spectrometry). Ces méthodes permettent de quantifier les différents éléments chimiques présents dans un échantillon, et notamment les terres rares (REE). Ces terres rares sont très utiles dans la distinction de tonsteins vis-à-vis d'argiles détritiques, principalement par l'anomalie négative en europium (Eu) que ces échantillons présentent dans le cas où les cendres sont différenciées (*e.g.* Bohor and Triplehorn, 1993; Wray, 1999, Fig. 2.3).

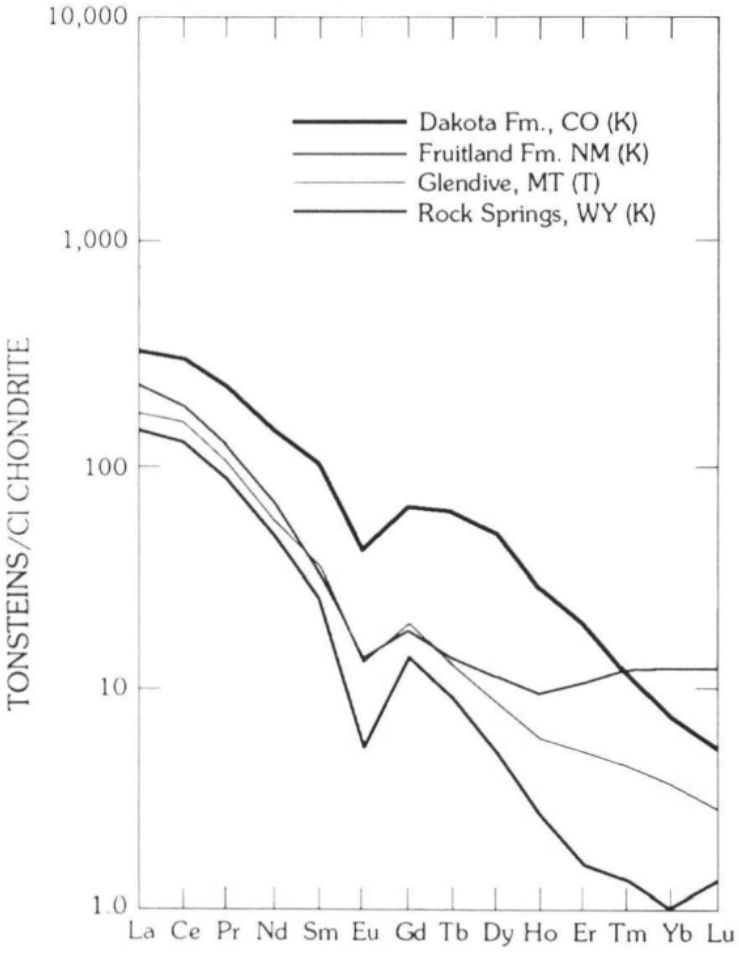


FIGURE 2.3 – **Motif REE pour 4 tonsteins analysés par ICP-MS. En ordonnées, les concentrations en REE sont normalisées à celles de la chondrite CI. D'après Bohor and Triplehorn (1993).**

2.6.1.6 Usage stratigraphique des tonsteins

Les tonsteins sont des horizons isochrones repères. Dans le cas où ils sont étendus, ils permettent de faire des corrélations de grande échelle (Izett, 1981). Des corrélations ont ainsi été tentées par Bouroz (1968) sur quelques bassins stéphaniens du Massif central. Ce genre de corrélations a permis notamment de remettre en cause l'utilisation des formations comme étages continentaux, comme montré par Bouroz (1972), corrélant des tonsteins entre deux bassins et mettant en évidence que la limite entre le Stéphanien A et B est diachrone. D'autres essais de corrélations entre tonsteins ont aussi été réalisés, avec succès, dans le bassin de Saar Nahe en Allemagne, notamment grâce à l'apport des données géochimiques (éléments traces et terres rares, *e.g.* Koniger and Lorenz, 2002). Ces niveaux sont primordiaux, car les minéraux primaires qu'ils contiennent comme le zircon, l'apatite ou la biotite peuvent être datés via des méthodes radiochronologiques comme la méthode des traces de fission (peu précise, Triplehorn et al., 1977), les méthodes K/Ar, Ar/Ar, Rb/Sr et U/Pb, la plus courante (Samson et al., 1989). Ces datations permettent aussi de calibrer les biozones.

2.6.2 Les zircons

Les zircons sont des nésosilicates avec un système quadratique ayant une forme souvent automorphe. Ces minéraux cristallisent généralement en premier dans les liquides magmatiques. Les grains ont la capacité de pouvoir incorporer à leur structure cristalline des impuretés chimiques. Par conséquent, la substitution du zirconium et du silicium par de l'uranium ou du thorium est fréquente, du fait de rayons ioniques proches (Finch and Hanchar, 2003).
Ce minéral, présent dans les roches magmatiques, métamorphiques et sédimentaires, résiste bien à l'altération, lui conférant la possibilité d'enregistrer des événements géologiques anciens. Parfois, les zircons sont repris dans plusieurs cycles géologiques, et les grains concernés peuvent donc comporter des cœurs hérités de ces différentes histoires. Ceux-ci peuvent poser notamment des problèmes d'interprétation des âges lors des datations géochronologiques U-Pb sur zircons (Rossignol et al., 2019).

2.6.3 Principe de la méthode U-Pb sur zircons

La géochronologie effectuée sur les tonsteins et roches volcaniques prélevés lors de cette thèse se base sur le système isotopique uranium-plomb, éléments chimiques trouvés dans les zircons et les apatites, dont le fonctionnement est le suivant :
L'uranium possède trois isotopes naturels, le ^{234}U, ^{235}U et ^{238}U dont les fréquences sont respectivement de 0,0006%, 0,720% et 99,274%. Ces isotopes sont radioactifs, c'est-à-dire qu'ils se désintègrent pour donner *in fine* des isotopes fils radiogéniques stables, le ^{206}Pb venant du ^{238}U et le ^{207}Pb venant du ^{235}U. La chaîne de désintégration de l'uranium en plomb, bien que longue, peut être négligée dans le cas de datations d'événements anciens, car les demi-vies des éléments chimiques intermédiaires sont courtes.
Il est donc possible de réaliser des équations d'âge à partir de la quantité d'isotopes pères (uranium)

et d'isotopes fils (plomb). Cette équation, en système clos, se matérialise sous la forme de :

$$^{x}\mathrm{F}=^{x}\mathrm{F}_0 + {}^{y}\mathrm{P}.(\mathrm{e}^{\lambda(y)t}\text{-}1)$$

où ^{x}F est le nombre d'atomes final de l'isotope fils, $^{x}\mathrm{F}_0$ le nombre d'atomes de l'isotope fils non radiogénique (incorporé dans le minéral lors de sa cristallisation) ^{y}P le nombre d'atomes de l'isotope père et λ(y) la constante de désintégration du couple $^{y}\mathrm{P}/^{x}\mathrm{F}$.
La spectrométrie de masse n'utilise pas les valeurs absolues présentées dans cette équation, mais les rapports isotopiques, de telle sorte que cette équation est normalisée par rapport à la quantité de plomb 204 (^{204}Pb), seul isotope stable non-radiogénique du plomb.
Néanmoins, cette méthode ne fonctionne que pour des systèmes clos, rarement observés dans la nature du fait de réouvertures possibles du système notamment lors d'événements métamorphiques.
La deuxième méthode est utilisée lorsque le système n'est pas resté clos au cours de son histoire géologique. Cette méthode fait appel cette fois-ci à 2 chronomètres différents, basés sur le ^{206}Pb et le ^{238}U, ainsi que sur le ^{207}Pb et le ^{235}Pb. Cependant, dans les équations sur lesquelles se base cette méthode, le fait que le minéral daté ait pu incorporer du plomb lors de sa cristallisation n'est pas pris en compte et il est donc nécessaire d'effectuer une correction du plomb initial.
Si le système est resté clos, les points se placeront sur la courbe dite concordia (Fig. 2.4), mais si le système a été ouvert, ils se placeront sur la droite dite discordia (Fig. 2.4). Ces points résultent d'une perte en plomb lors de la réouverture du système, et l'intercept bas de la discordia peut recouper l'origine (perte en plomb récente, "continue") ou recouper la concordia, indiquant le moment de la réouverture du système. L'intercept haut peut correspondre à l'âge de la première fermeture du système (Fig. 2.4).

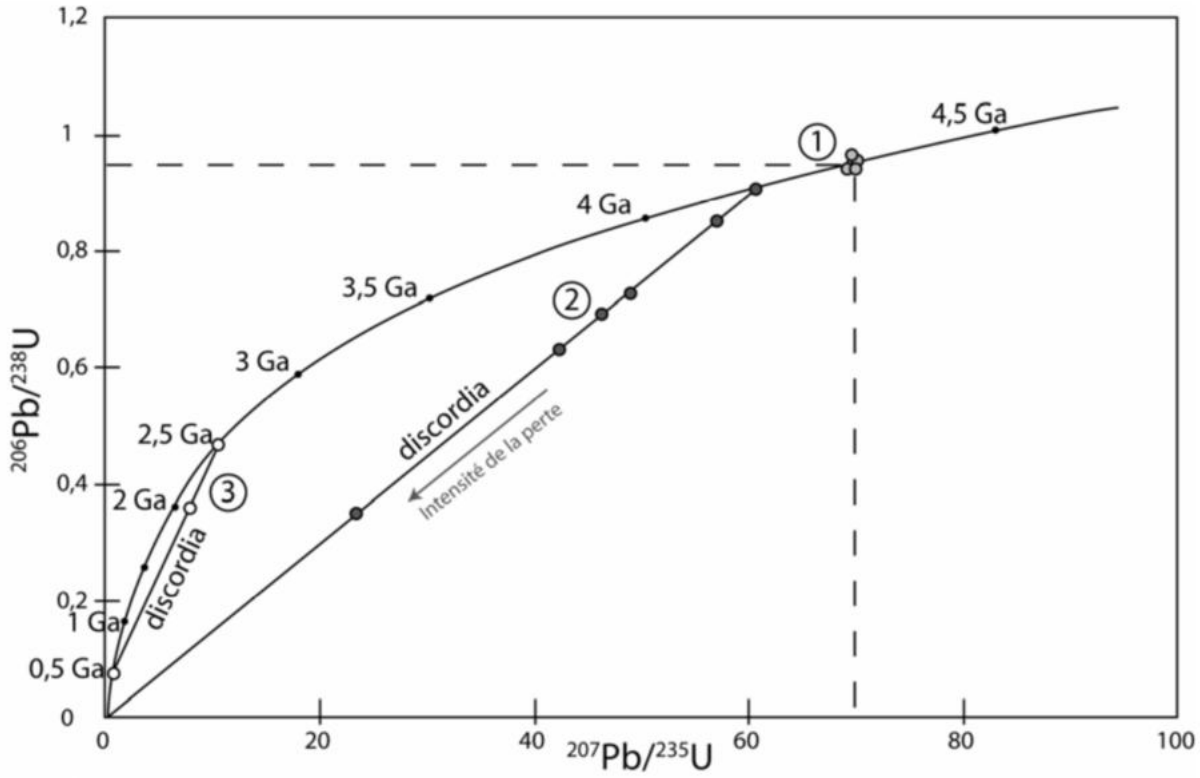


Figure 2.4 – **Diagramme concordia présentant 3 exemples, un premier où le système est clos et les mesures des rapports isotopiques sont localisées sur la concordia ; un second où les mesures se situent sur la discordia (droite) dont l'intercept bas est confondu avec l'origine, marquant une perte en plomb ; et un troisième où les mesures se situent sur la discordia dont l'intercept bas recoupe la concordia (âge de la perturbation responsable de l'ouverture du système). D'après Ducassou (2009), modifiée de Wetherill (1956).**

Ces mêmes données peuvent être reportées dans un diagramme de Tera-Wasserburg (Tera and Wasserburg, 1974, Fig. 2.5) dans lequel les rapports isotopiques mesurés sont corrigés du bruit de fond et de la discrimination de masse mais non du plomb commun, ce qui permet de représenter ces pertes. Dans le cas des analyses ICP-MS, il est parfois nécessaire de corriger le plomb commun. Cette correction s'applique principalement lorsque les zircons sont pauvres en plomb radiogénique, selon les trois méthodes de Williams (1998), détaillées par Ducassou (2009).

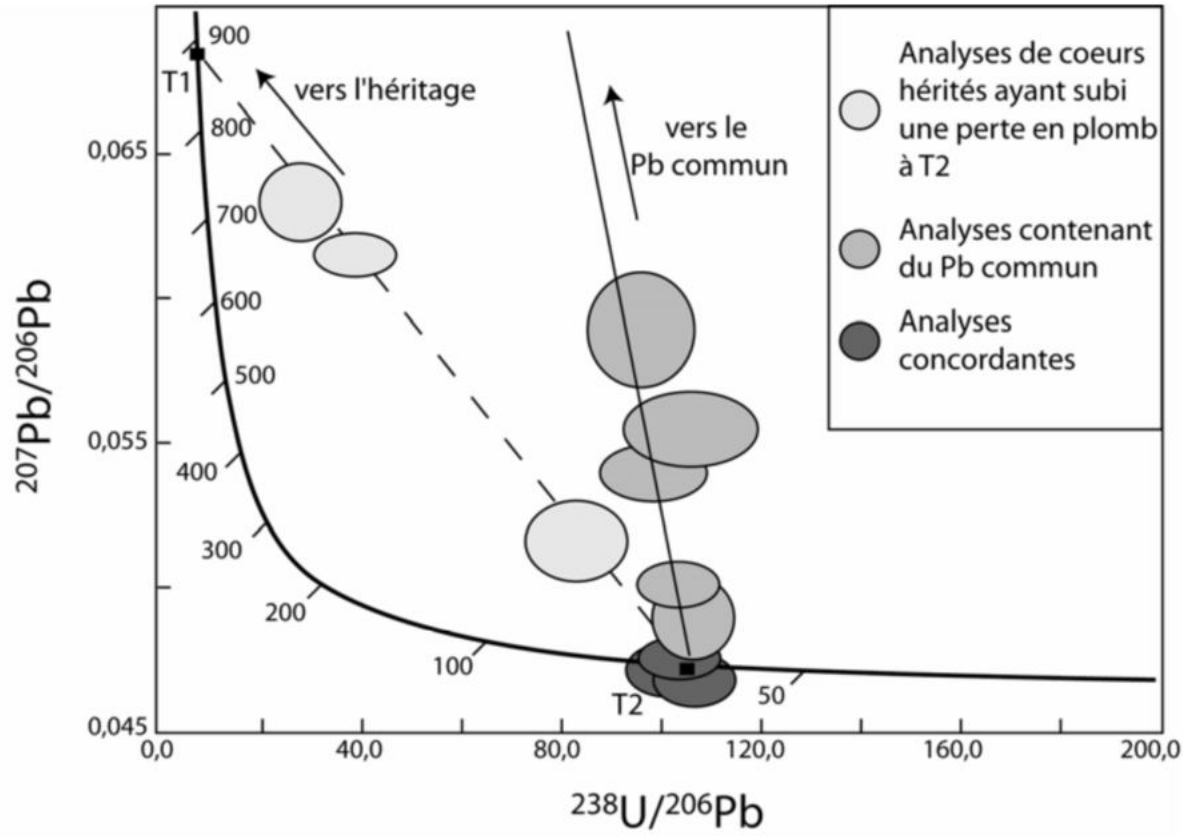


FIGURE 2.5 – **Exemple d'un diagramme de Tera-Wasserburg montrant les différents paramètres pouvant donner des analyses discordantes. D'après Ducassou (2009), modifiée de Parrish and Noble (2003).**

2.6.4 Les méthodes de datation des zircons

2.6.4.1 La séparation des minéraux

Après broyage au broyeur à mâchoires (laboratoire Géosciences Rennes), les échantillons sont tamisés afin de récupérer la fraction inférieure à 250 μm, puis passés à la table à secousses pour ne garder que les minéraux les plus lourds. Ensuite, ces minéraux sont traités aux liqueurs denses, permettant d'extraire les grains dont la densité est supérieure à 3,32. Ce protocole de séparation est valable pour la préparation des échantillons aux analyses LA-ICP-MS.
Concernant la méthode CA-ID-TIMS, la séparation des minéraux s'effectue selon le protocole de (Hoke et al., 2014), via une méthode ultrasonique, pour isoler les minéraux lourds des minéraux argileux.
Enfin, les zircons sont séparés du reste des minéraux lourds par la méthode de *hand-picking*, sous loupe binoculaire, et collés sur un ruban adhésif sur lequel de la résine époxy est coulée pour former un plot. Ces plots ont ensuite été imagés en cathodoluminescence au laboratoire Géosciences Rennes (couleurs bleues-jaunes), afin de visualiser les zonations dans les zircons, se formant lors de leur croissance, les cœurs hérités et les inclusions. Le choix des grains à analyser et leur localisation sur

le plot est ainsi facilitée pour l'analyse ultérieure.

2.6.4.2 La méthode LA-ICP-MS (Laser Ablation–Inductively Coupled Plasma–Mass Spectrometry)

Cette méthode est avantageuse par rapport à la méthode CA-ID-TIMS, principalement du fait de son moindre coût et temps d'analyse requis. De plus, cette méthode analyse un nombre de grains de zircon ou d'apatite important, permettant de rendre compte de la présence (ou de l'absence) de plusieurs populations de zircons, phénomène se produisant notamment en cas d'héritage. C'est cette méthode qui a été utilisée d'abord pour dater les échantillons de tonsteins et de roches volcaniques, au laboratoire Géosciences Rennes en collaboration avec Marc Poujol et Nathan Cogné.
Le principe de la méthode est d'attaquer et vaporiser les grains de zircon à l'aide d'un laser. L'échantillon est ensuite analysé par ICP-MS, mesurant les rapports isotopiques de l'uranium et du plomb. Au total, 31 échantillons ont été analysés par cette méthode, 11 venant de roches volcaniques (coulées, filons), et 20 de roches volcanogènes (tonsteins, analcimolites).

2.6.4.3 La méthode de datation CA-ID-TIMS (Chemical Abrasion–Isotopic Dilution–Thermal Ionization Mass Spectrometry)

Cette méthode, apparue dans les années 50, permet de mesurer les teneurs en uranium et plomb ainsi que leurs rapports isotopiques de manière très précise, sur une faible quantité de grains de zircon (moins d'une dizaine de grains). Elle se base sur la dissolution des grains par de l'acide fluorhydrique, suivie d'un mélange avec un traceur isotopique contenant des éléments (plomb et uranium) dont la composition isotopique est connue. Enfin, la composition isotopique est mesurée à l'aide d'un spectromètre de masse à thermo-ionisation.
Concernant la différence majeure de protocole avec la méthode LA-ICP-MS, s'agissant de l'abrasion chimique (CA) des grains de zircon avant analyse, cette partie de la méthode CA-ID-TIMS permet de retirer l'ensemble de la partie des zircons ayant pu subir une perte en plomb, donnant donc l'âge précis de la cristallisation du grain (Mattinson, 2005).
Les inconvénients de cette méthode résident dans le fait qu'elle est coûteuse et particulièrement longue dans les délais d'attente car très peu de laboratoires dans le monde ont accès à l'équipement nécessaire. Par conséquent, les analyses ne peuvent être réalisées systématiquement sur chaque niveau de tonstein avéré. De plus, cette méthode ne se basant que sur un nombre très limité de zircons, il nous a semblé préférable d'avoir au préalable éliminé les échantillons montrant plusieurs populations de zircons en LA-ICP-MS afin d'éviter des biais d'interprétation (*i.e.* Rossignol et al., 2019). Cinq échantillons stratégiques pour cette thèse ont été analysés par cette méthode, 2 au laboratoire Isotope Geology Laboratory (Boise State University, Idaho, USA) en collaboration avec Mark Schmitz et 3 au département Earth Sciences de l'Université de Toronto (Canada) en collaboration avec Mike Hamilton.

2.7 Diffraction des rayons X

Les analyses minéralogiques par DRX ont été effectuées dans le but de répondre à deux problématiques majeures :

- caractériser minéralogiquement les niveaux potentiels de tonsteins identifiés sur la base d'observations macroscopiques, afin de déterminer leur pureté ou degré de contamination/remaniement. Ces niveaux sont en effet classiquement caractérisés par des kaolinites pures ou des mélanges kaolinite-smectite (ou interstratifiés illite-smectite) selon les conditions chimiques du milieu (Spears, 2012) ; la présence d'illite et d'autres interstratifiés (*e.g.* chlorite-vermiculite), minéraux argileux détritiques reflétant de possibles contaminations ;
- caractériser les potentielles variations paléoclimatiques. En effet, les argiles détritiques se forment dans les sols, avant d'être exportées dans les bassins sédimentaires. Le type d'argile formé est dépendant notamment des conditions d'hydrolyse et par conséquent climatiques régnant sur le bassin versant. Par exemple, en cas d'hydrolyse poussée (climat humide), l'argile formée par altération de minéraux silicatés sera principalement la kaolinite (Chamley, 1989).

Les analyses DRX ont été principalement réalisées au laboratoire Biogéosciences (université de Bourgogne, Dijon) à l'aide de diffractomètres D4 et D8 Endeavor de marque Bruker AXS à radiations CuKα, équipés d'un détecteur LynxEye et d'un filtre Ni, avec un courant de 40 kV de tension de 25 mA d'intensité. Certaines analyses (quelques échantillons du forage CHE-1) ont été réalisées préalablement à l'aide d'un diffractomètre D2 Endeavor à l'université de la Sorbonne (ISTeP, Paris), mais les diffractogrammes ont été traités dans les mêmes conditions que l'ensemble des autres échantillons analysés dans cette thèse afin de minimiser les biais de quantification.

Le principe de la méthode est d'envoyer un faisceau incident de rayons X sur un échantillon préalablement broyé. Chaque minéral dispose d'un réseau cristallin propre, se matérialisant par une distance inter-réticulaire d spécifique (distance entre deux plans cristallographiques). Cette distance et l'orientation des minéraux provoquent la diffraction du faisceau incident avec un angle θ caractéristique de chaque espèce minérale, (angle entre le faisceau incident et le plan réticulaire), dépendant de l'ordre de diffraction n ainsi que de la longueur d'onde λ du rayonnement X utilisé. Ces différents paramètres sont exprimés par la loi de Bragg (Bragg, 1915) :

$$2dsin\theta = n\lambda \tag{2.1}$$

Dans le cas d'échantillons consolidés, les fragments sont préalablement nettoyés à l'eau osmosée et séchés à l'étuve, puis broyés finement soit dans un mortier en agate pour les échantillons servant aux analyses minéralogiques et géochimiques, afin d'éviter les problèmes de contamination entre échantillons, soit dans un mortier en porcelaine dans le cas des échantillons analysés seulement par DRX.

Les poudres obtenues (roche totale) sont mises dans un portoir, sans orienter les minéraux, puis

analysées avec un réglage du goniomètre sur une plage d'angle de 2,5° à 28,5° 2θ. Les diffractogrammes obtenus indiquent en ordonnée l'intensité de la diffraction, et en abscisse la distance inter-réticulaire d, calculée d'après l'angle θ (exemple Figs. 2.6 et 2.7). Chaque espèce minérale présente plusieurs pics de diffraction de positions et d'intensités spécifiques. Dans le cas de mélange, l'intensité et l'aire des pics de diffraction sont fonction des quantités des différentes phases cristallines présentes.

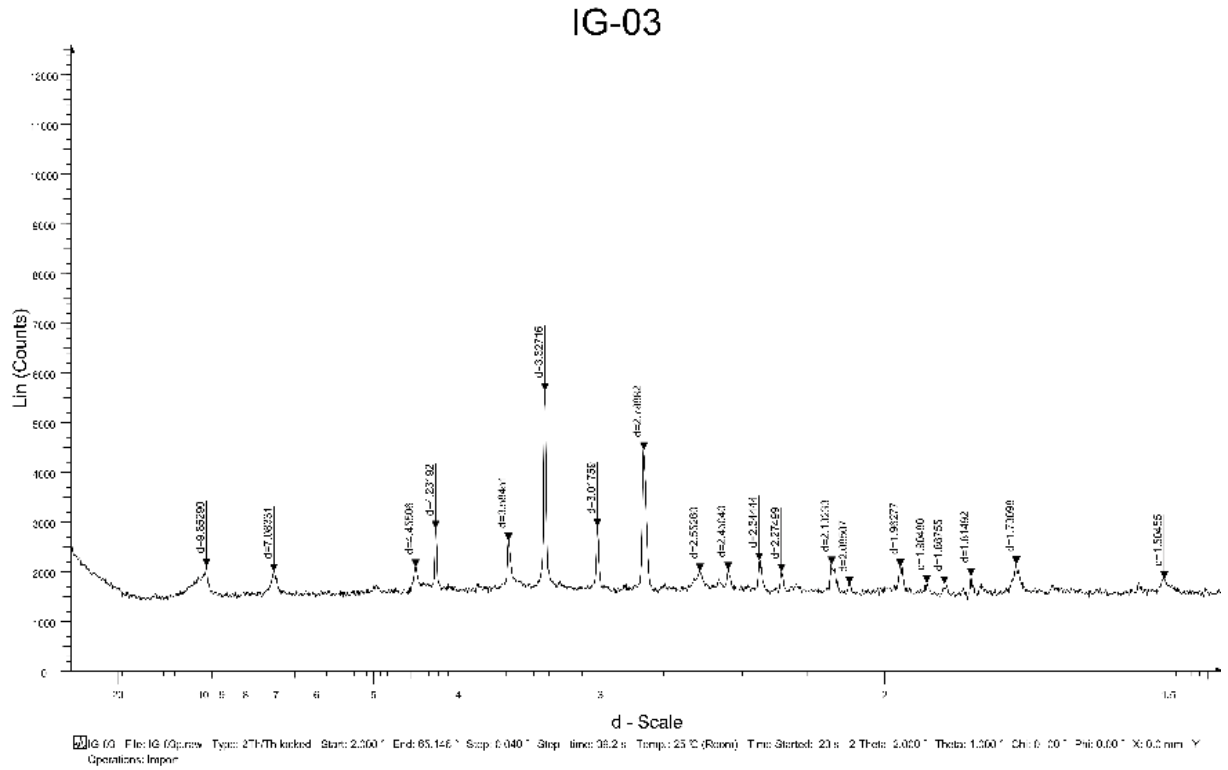


Figure 2.6 – **Exemple de diffractogramme obtenu pour un échantillon de roche totale.**

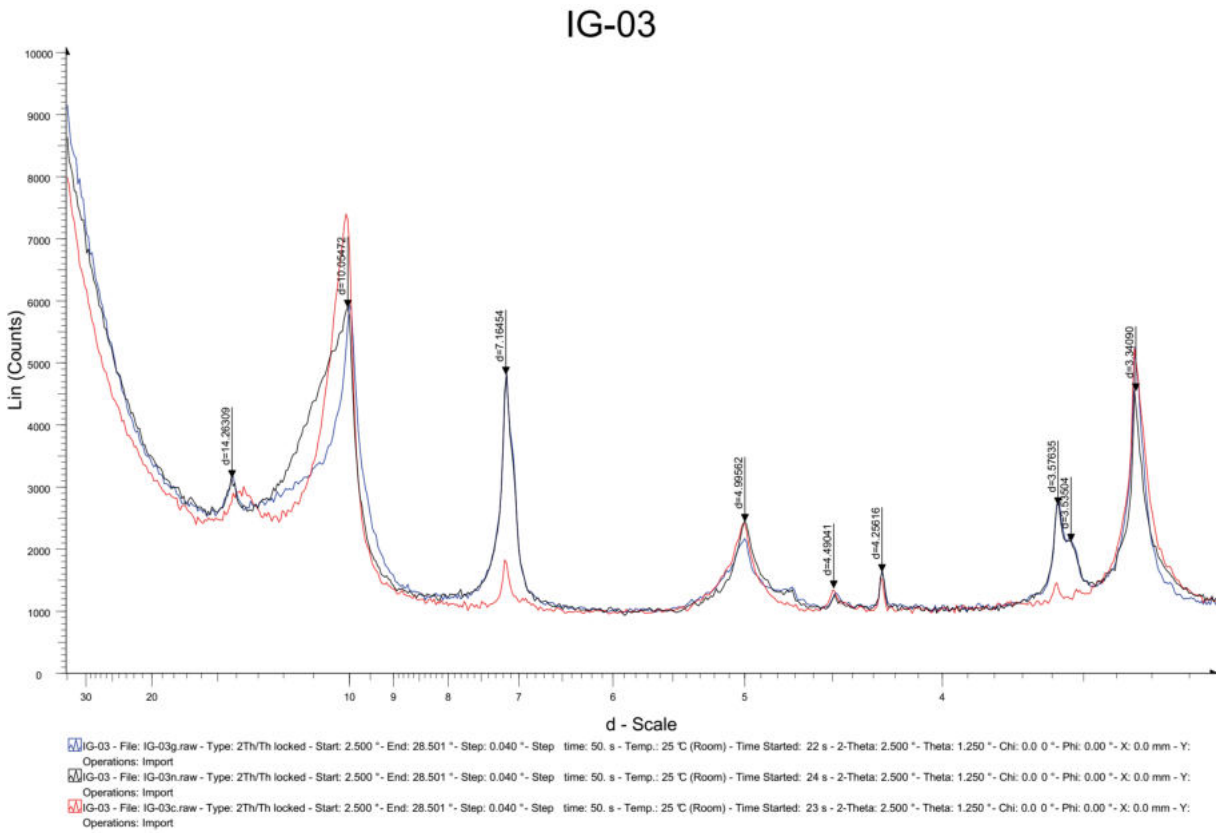


FIGURE 2.7 – **Exemple de diffractogramme obtenu pour une pâte orientée (fraction $<2\,\mu$m).**

Les mêmes analyses ont été effectuées sur la fraction argileuse ($<2\,\mu$m) de chaque échantillon. Cette fraction fine est séparée de la fraction granulométrique totale grâce au protocole de Holtzapffel (1985) et de Moore and Reynolds (1997). Les poudres sont d'abord décarbonatées par une attaque à l'acide chlorhydrique peu concentré (0,2N) pendant quelques minutes, puis à l'acide concentré (12N) pour détruire les carbonates ferreux et magnésiens, dans des erlenmeyers placés sur table d'agitation magnétique. L'ajout progressif d'acide se fait jusqu'à obtenir un pH de la solution acide, preuve que l'acide est ajouté en excès et que par conséquent toute la phase carbonatée a disparu. Les échantillons sont ensuite rincés à l'eau osmosée, jusqu'à retrouver un pH neutre permettant aux argiles de défloculer. Celles-ci arrêtent alors de décanter et restent en suspension. Après homogénéisation des échantillons suivie de 1h35 de décantation, les particules argileuses de taille inférieure à $2\,\mu$m se situent dans les deux premiers centimètres de la colonne d'eau (loi de Stokes, Stokes et al., 1901). Ces particules sont alors prélevées et mises en tubes de 50 mL, puis centrifugées afin de retirer l'excès d'eau (3500 tours/minute pendant 40 minutes). Le résidu argileux obtenu est étalé sur une lame de verre rainurée, de sorte à orienter les minéraux argileux. Une première analyse en diffraction est effectuée sur les lames brutes (mode "normal"), une seconde est effectuée après saturation pendant au moins 4h à l'éthylène-glycol (mode "EG"), et une troisième après chauffage à 490°C pendant 2h (mode "chauffage").

Les analyses semi-quantitatives sont réalisées sur les diffractogrammes obtenus à l'aide du logiciel Macdiff 4.2.5 (Petschick, 2001), à partir du calcul de l'aire des pics correspondant aux réflexions principales des plans cristallins d(001).

2.8 Géochimie des éléments majeurs et traces

Les analyses géochimiques globales des sédiments ont été réalisées au Service d'Analyse des Roches et des Minéraux (SARM) du Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques (CRPG) de Nancy. Les éléments majeurs sont analysés par ICP-AES et les éléments traces par ICP-MS. Ces analyses ont fait suite aux analyses par DRX sur les niveaux de tonsteins les plus prometteurs afin de s'assurer de leur signature volcanogène. Le protocole est celui qui suit : après broyage fin à la main dans un mortier en agate au laboratoire Géosciences Rennes, 50 mg de poudre par échantillon ont été envoyés au SARM et analysés par un appareil Sciex Perkin Elmer ELAN 5000a, après une fusion alcaline, suivant le protocole de Carignan et al. (2001). Les résultats ont permis d'obtenir plusieurs types de diagrammes chimiques, permettant de s'assurer de la nature volcanogène des échantillons et d'en déterminer le type de volcanisme et de contexte tectono-magmatique, en utilisant notamment les éléments chimiques Zr, TiO_2, Nb, Y, Th, Hf, Ta, Al_2O_3, Yb ainsi que les terres rares du La au Lu (Pellenard et al., 2017; Ducassou et al., 2019).

2.9 Géochimie organique

Cette partie a pour objectif de présenter succinctement le fonctionnement des éléments chimiques carbone et azote en domaine lacustre.

2.9.1 Les isotopes du carbone et de l'azote

Aujourd'hui, les compositions isotopiques de carbone ($\delta^{13}C$) et d'azote ($\delta^{15}N$), ainsi que le rapport atomique C/N, sont largement utilisés pour étudier des changements dans la dynamique des écosystèmes aquatiques créés par l'eutrophisation anthropique et le réchauffement climatique. Dans le registre fossile (plus ou moins récent), elles s'avèrent donc d'utilité majeure dans la reconstruction des histoires paléoenvironnementales et paléoclimatiques s'opérant au cours des temps géologiques. Les compositions isotopiques en C et N des matières organiques ont été utilisées pour tracer les cycles biogéochimiques dans les environnements marins et lacustres (*e.g.* Bernasconi et al., 1997; Ostrom et al., 1997; Hodell and Schelske, 1998). Le $\delta^{13}C$ de la matière organique est un excellent indicateur de la paléoproductivité et des niveaux de la pCO_2 atmosphérique (*e.g.* Hollander and McKenzie, 1991; Schelske and Hodell, 1991; Fontugne and Calvert, 1992; Brenner et al., 1999). Les isotopes de l'azote ont quant à eux été utilisés comme enregistreurs des changements de degré d'utilisation des nitrates (*e.g.* Calvert et al., 1992; Francois et al., 1992; Altabet and Francois, 1994; Holmes et al., 1997; Terranes and Bernasconi, 2000), de la dénitrification (*e.g.* Altabet et al., 1995;

Ganeshram et al., 1995; Altabet et al., 1999; Emmer and Thunell, 2000; Ganeshram et al., 2000) et de la fixation de N_2 (*e.g.* Haug et al., 1998).

2.9.1.1 Isotopes du carbone

Le carbone possède deux isotopes stables : le ^{12}C et ^{13}C, d'abondance relative 98,89% et 1,11% respectivement, ainsi qu'un isotope radioactif, ^{14}C, de demi-vie de $5{,}7.10^3$ années et de fréquence 10^{-10}%. Son rapport isotopique est le ratio $\frac{^{13}C}{^{12}C}$ standardisé par celui du VPDB (Vienna Pee Dee Belemnite), standard international mesuré sur le rostre de l'espèce *Belemnitella americana* du site Pee Dee en Caroline du Sud. Ce rapport isotopique s'exprime en ‰ et se note $\delta^{13}C$. Ici, le terme $\delta^{13}C_{org}$ sera utilisé pour le carbone organique, tandis que $\delta^{13}C_{carb}$ sera utilisé pour le carbone inorganique.
Cette notation est définie par Craig (1954) comme suit :

$$\delta^{13}C = [\frac{\frac{^{13}C}{^{12}C}_{échantillon}}{\frac{^{13}C}{^{12}C}_{standard}} - 1] \cdot 1000 \tag{2.2}$$

• Expression des rapports isotopiques et fractionnement isotopique

Une espèce chimique dispose de plusieurs isotopes ayant des masses atomiques différentes. Le fractionnement isotopique se produit lorsqu'au cours d'une réaction, un isotope lourd d'une espèce chimique réagit différemment de l'isotope léger.

Le fractionnement isotopique d'une espèce chimique correspond à un enrichissement ou un appauvrissement isotopique de l'espèce formée (1) par rapport à l'espèce initiale (2). Ce facteur d'enrichissement, ϵ, exprimé en ‰, s'écrit sous la forme de l'équation (2.3) :

$$\epsilon_{1-2} = (\alpha_{1-2} - 1) \cdot 1000 \tag{2.3}$$

Avec α, pour l'exemple du carbone, donné par l'équation (2.4),

$$\alpha_{1-2} = \frac{\delta^{13}C_1 + 1000}{\delta^{13}C_2 + 1000} \tag{2.4}$$

Des différences de comportement physico-chimique en lien avec la différence de masse entre isotopes existent. Dans des réactions à l'équilibre, l'isotope lourd peut ainsi s'accumuler dans un composé particulier, le plus souvent dans celui où l'élément concerné présente les liaisons les plus solides. On parle alors de fractionnement isotopique à l'équilibre ou thermodynamique. À des processus rapides, incomplets ou unidirectionnels sont associés des fractionnements isotopiques cinétiques.
Les molécules contenant l'isotope lourd sont plus stables et présentent une plus grande énergie de dissociation que celles contenant l'isotope léger. Donc, lors d'une réaction chimique, les molécules contenant l'isotope lourd réagiront légèrement moins vite que celles contenant l'isotope léger.

Les organismes autotrophes, utilisant la photosynthèse, emploient différentes voies d'assimilation du carbone inorganique (fixation par diffusion) avec un fractionnement isotopique spécifique, mais favorisant toujours l'isotope léger (Nier and Gulbransen, 1939). **Le carbone organique résultant de cette réaction est donc systématiquement enrichi en ^{12}C par rapport au carbone inorganique (Hayes, 2001)**. Ce fractionnement isotopique durant l'assimilation du carbone est le résultat d'effets cinétiques, et son importance dépend des paramètres physiques du milieu dans lequel se produit la réaction, notamment le pH et la température, ainsi que des paramètres biologiques tels que les différents types d'enzymes RuBisCO (ribulose-1,5-bisphosphate carboxylase/oxygénase) intervenant dans les métabolismes photosynthétiques. En revanche, le métabolisme des organismes hétérotrophes ne fractionne pas le carbone, donc le rapport isotopique du carbone de la matière organique en dérivant représente celui des producteurs primaires de la chaîne alimentaire (Nier and Gulbransen, 1939; Murphey and Nier, 1941). La figure 2.8 présente les gammes de variation du $\delta^{13}C$ pour le carbone organique et inorganique pour différentes entités biologiques ou non.

Les végétaux supérieurs (vasculaires) utilisent différents types de métabolismes, le C3 (de Calvin-Benson), le C4 (de Hatch-Slack) et le CAM (*crassulacean acid metabolism*). Le métabolisme en C3, le plus ancien, produit un shift d'environ 20‰ par rapport au carbone inorganique dissous (CID).

Lorsque le $\delta^{13}C_{carb}$ et le $\delta^{13}C_{org}$ sont connus, il est possible de calculer le $\Delta^{13}C$ selon l'équation (2.5) :

$$\Delta^{13}C = \delta^{13}C_{org} - \delta^{13}C_{carb} \tag{2.5}$$

constituant une bonne approximation des effets cinétiques associés aux chemins d'assimilation du carbone, ce qui peut être un proxy pour caractériser la vie à l'origine de la matière organique sédimentaire. Ce proxy peut être invalidé par la présence de processus abiotiques capables d'imiter en direction et en magnitude le fractionnement isotopique induit métaboliquement. Par exemple, dans les environnements hydrothermaux, la réaction de Fisher-Tropsch réduit le carbone inorganique (CO_2) en méthane (CH_4) et en lipides avec un très faible $\delta^{13}C$ (*e.g.* McCollom and Seewald, 2006). Un fort métamorphisme peut aussi provoquer la dévolatilisation thermique de la matière organique produisant du CO_2 et du CH_4 ainsi que favoriser un échange isotopique entre le carbone organique et celui des carbonates. La différence entre le $\delta^{13}C_{carb}$ et le $\delta^{13}C_{org}$ sera alors diminuée (van Zuilen et al., 2003).

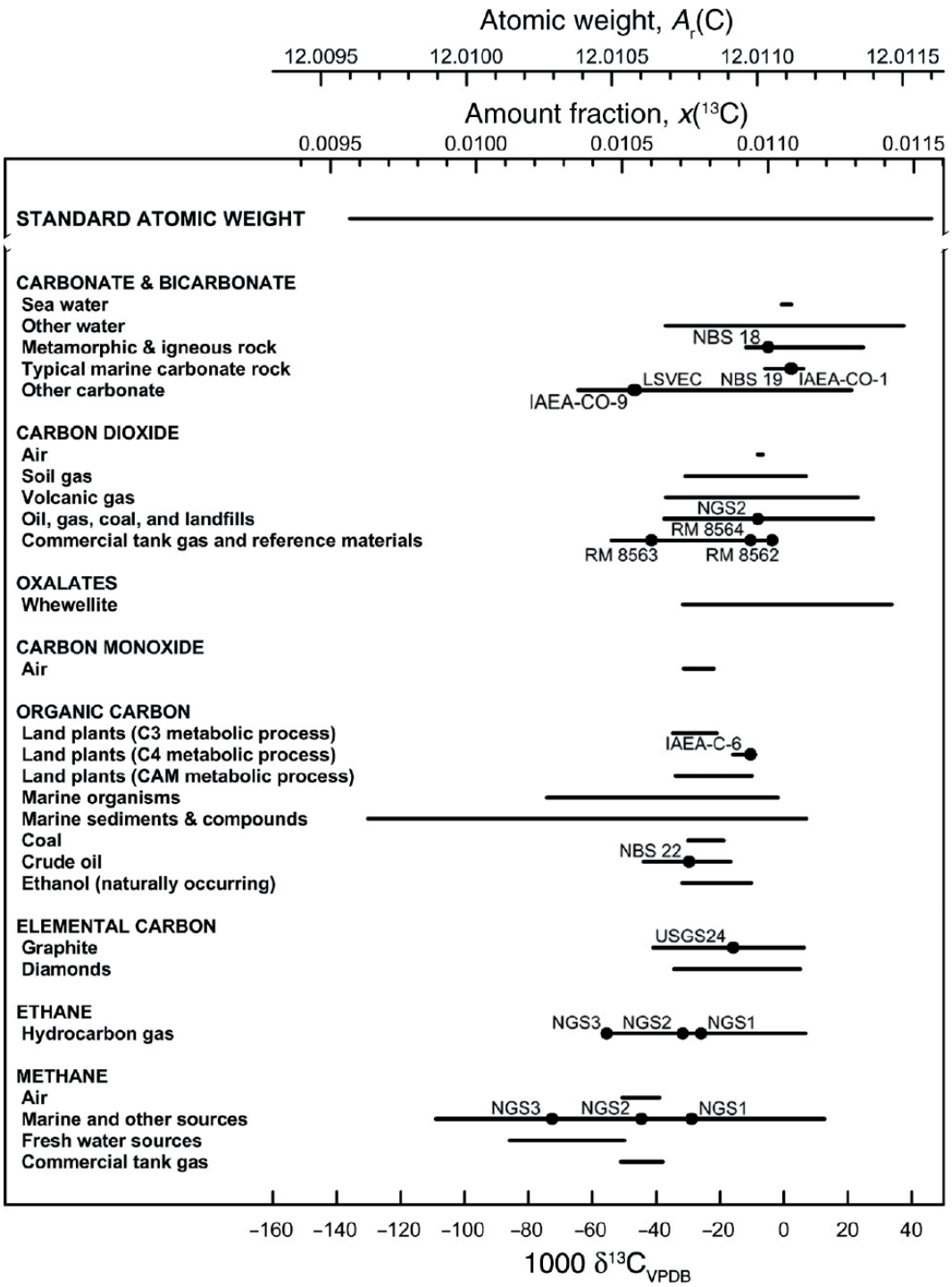


FIGURE 2.8 – **Gammes de variations des isotopes du carbone pour des entités biologiques (carbone organique) ou non biologiques (carbone inorganique). D'après Coplen and Shrestha (2016).**

2.9.1.2 Isotopes de l'azote

L'azote est le $7^{éme}$ élément du tableau périodique, et possède deux isotopes stables : le ^{14}N (abondance relative de 99,6337%) et le ^{15}N (abondance relative de 0,3663%).

Le rapport isotopique de l'azote, le $\delta^{15}N$, exprimé en ‰, correspond au ratio entre le ^{15}N et le ^{14}N de l'échantillon divisé par le ratio entre le ^{15}N et le ^{14}N d'un standard international, dans ce cas l'air, selon l'équation (Coplen, 2011) :

$$\delta^{15}N = [\frac{\frac{^{15}N}{^{14}N}_{échantillon}}{\frac{^{15}N}{^{14}N}_{standard}} - 1] \cdot 1000 \quad (2.6)$$

Dans une roche, l'azote se trouve sous forme organique et sous forme minérale. Par conséquent, son rapport isotopique et sa concentration élémentaire sont ceux de la roche totale et sont donc exprimés respectivement par $\delta^{15}N_{bulk}$ et TN (*total nitrogen*).

2.9.2 Analyses du $\delta^{13}C_{org}$ et $\delta^{15}N$ de la matière organique

Les échantillons de roche totale analysés en géochimie organique ont systématiquement été décarbonatés, pour s'affranchir du carbone inorganique. Habituellement, dans le cas d'échantillons carbonatés dont la phase majeure est la calcite, une attaque acide à l'HCl 2N durant 2h est conseillée. Cependant, un grand nombre d'échantillons des forages d'Igornay (IG-1) et de Lucenay-F (LY-F) ont montré, en DRX sur roche totale, la présence de phases dolomitiques et sidéritiques, nécessitant des cinétiques d'attaque plus longues ou plus agressives pour être dissoutes.
Deux protocoles ont donc été testés au préalable sur 5 échantillons, afin de vérifier qu'une attaque acide forte n'altèrerait pas la matière organique. Il apparaît que les résultats isotopiques et élémentaires du carbone et de l'azote ne sont pas significativement différents dans le cas où l'attaque est faite à l'HCl 2N durant 2h sur table d'agitation, par rapport à une attaque à l'HCl 6N durant 24h sans agitation. Par souci de faire disparaître complétement les carbonates, le protocole à l'HCl 6N durant 24h a été retenu.
Après broyage dans un broyeur mécanique avec bol en agate, 1g de poudre est versé dans un tube en verre de 50 mL et attaqué à l'HCl 6N (20 mL) pendant 24h. Les échantillons sont rincés à l'eau ultrapure par au moins 3 étapes de centrifugation (3500 tours/min durant 10 minutes) afin d'obtenir un pH proche de 7. Les échantillons sont ensuite séchés en étuve à 50°C durant 12h, puis micro-broyés et disposés dans des piluliers en verre en attendant d'être pesés.
Les pesées se font à l'aide d'une ultra-balance de marque Sartorius M2P, dans des capsules en étain. Chaque échantillon est au préalable pesé une première fois en fonction de sa couleur (reflétant un contenu approximatif en matière organique), puis analysé une première fois à l'aide d'un analyseur élémentaire vario MICRO cube (Elementar) couplé à un spectromètre de masse à rapport isotopique Isoprime 100 (Elementar) afin de déterminer la masse précise à analyser pour avoir un bon signal à la fois en carbone et en azote (dits "tests de poids"). Chaque échantillon est alors pesé et analysé à nouveau avec la masse précise déterminée par le test de poids. Les valeurs isotopiques de chaque

échantillon ont été comparées à un gaz de référence ainsi qu'à un standard international (USGS 40 L-Glutamic acid, $\delta^{13}C$ = -26,2‰ V-PDB). La composition isotopique du carbone et de l'azote s'exprime en ‰ V-PDB et le standard international utilisé est le rapport isotopique de l'azote de l'air. Dans le cas de ces analyses, comme la fraction organique n'a pas été séparée de la fraction minérale, le $\delta^{15}N$ représente le rapport isotopique de l'azote total, c'est-à-dire de l'azote minéral et de l'azote organique.
Tous les échantillons, à l'exception de ceux du forage LY-F ont été analysés de la sorte. Ces derniers ont été analysés pour leur $\delta^{13}C$, au laboratoire de recherche d'isotopes stables PEGASE de l'INRA à Saint-Gilles (35). Certains échantillons ont nécessité deux réglages différents du spectromètre pour le carbone et l'azote, car la présence de soufre dans les échantillons peut interférer entre deux analyses avec le pic obtenu pour l'azote si le temps entre le passage de deux échantillons est trop rapide, ou bien si le soufre ne se désorbe pas correctement.
L'analyseur élémentaire permet d'obtenir les quantités en carbone et azote, exprimées en %. Ces quantités sont respectivement appelées carbone organique total (TOC) et azote total (TN).

2.9.2.1 Principe de l'analyseur élémentaire

L'analyseur élémentaire se compose d'un carrousel pour accueillir les capsules d'échantillon, ainsi que de deux fours (un de réduction et un d'oxydation). L'échantillon y est porté à 950°C dans un tube en quartz rempli d'oxyde de cuivre CuO, de manière à ce que les gaz produits soient oxydés (exemples : C en CO_2, N en NO_x, H en H_2O). Les gaz passent ensuite dans un tube de réduction avec du cuivre à 450°C puis dans une colonne d'absorption chromatographique séparant le CO_2 du N_2, et sont enfin mesurés par un conducteur à thermo-conduction (TCD) qui fournit les pourcentages de C et de N par rapport à des standards.

2.9.2.2 Principe du spectromètre de masse

Les gaz sont ensuite dirigés vers le spectromètre de masse composé d'une source où ils rencontrent un filament (tension de 4000 V) qui les ionise respectivement en CO_2^+ et N_2^+. Ces ions sont entraînés dans un aimant où ils sont séparés selon leur vitesse et leur masse. Les trois collecteurs comptent ensuite le nombre de coups pour chaque ion, chacun ayant un rayon de courbure différent du fait de sa masse (composition en isotopes lourds ou légers). L'aire de chaque pic obtenu est alors comparée à celle du pic du gaz de référence dont la composition est connue, étalonné par de l'acide glutamique (USGS 40) dont la composition est elle aussi connue ($\delta^{13}C$ = -26,39 ± 0,04‰). Enfin, les valeurs sont comparées aux standards internationaux, respectivement le PDB et l'air.

2.9.2.3 Erreur sur l'analyse

Afin de minimiser les erreurs, chaque échantillon est pesé 2 fois pour une analyse en dupliquas, afin de caractériser l'erreur obtenue (1 écart-type, σ) entre les deux analyses. Dans les quelques cas

où l'erreur était trop importante, potentiellement à cause d'un broyage imparfait, les échantillons ont été analysés une troisième fois, afin de recalculer l'écart-type sur trois analyses.

2.9.3 $\delta^{13}C_{org}$ et $\delta^{15}N_{org}$ du bois

Des fragments de bois ont été prélevés dans différentes localités (forages IG-1, de DY-F, de LY-G, et coupe SUR) afin de rendre compte des valeurs des végétaux supérieurs par rapport à la matière organique algaire qui peut dominer la matière organique totale de la roche.
Ces fragments ont été prélevés à l'aide d'un scalpel de manière à ne prélever directement que le bois, pour éviter une décarbonatation des échantillons. De la même manière que pour l'analyse de la matière organique totale, des tests de poids ont été réalisés sur tous les échantillons, puis chacun a été analysé en dupliquas.

2.10 Géochimie inorganique

2.10.1 $\delta^{13}C$ des carbonates ($\delta^{13}C_{carb}$)

Après rinçage à l'eau osmosée, chaque échantillon a été prélevé à l'aide d'une micro-fraiseuse pour obtenir une poudre fine placée à l'étuve pendant 12h à 50°C. Cette poudre a ensuite été pesée à l'aide d'une ultra-balance Mettler Toledo XS3DU (de 43 à 277 μg, en fonction de la quantité de carbonate présente). Les analyses isotopiques ont été réalisées avec un dispositif de préparation pour carbonates Kiel IV couplé à un spectromètre de masse Delta V Plus (ThermoFisher, université de Bourgogne, Dijon). Les poudres ont été attaquées à l'acide orthophosphorique à 70°C et les rapports isotopiques en carbone ont été calibrés par rapport au standard NBS-19. La composition isotopique en carbone des échantillons est exprimée en ‰ par rapport au standard international Vienna Pee-Dee Belemnita (V-PDB), tandis que la composition en oxygène s'exprime en ‰ par rapport au SMOW (Standard Mean Ocean Water). Douze mesures ont été réalisées sur 6 échantillons de la coupe SUR (2 échantillons) et du forage IG-1 (4 échantillons), en dupliquas. Seules des données sur 8 échantillons ont pu être obtenues, du fait de la trop faible quantité de carbonates dans les autres échantillons.

2.10.2 Pyrolyse Rock-Eval

Les analyses de pyrolyse Rock-Eval ont été réalisées à l'ISTeP (Sorbonne Université, Paris), en collaboration avec François Baudin et Johann Schnyder. Ces analyses permettent de quantifier et de caractériser la maturité de la matière organique présente dans les sédiments.
La méthode employée est celle décrite par Behar et al. (2001) : 60 mg de poudre sont analysés dans un pyrolyseur RE6 Turbo (Vinci Technologies) en mode "basic" (standard 160000). L'échantillon y est chauffé jusqu'à 600°C sous atmosphère inerte. Au cours de l'augmentation de température, l'appareil mesure :

- la teneur en hydrocarbures (HC) libres (en mg de HC par g de roche, pic S1),
- la teneur en composés hydrocarbonés lourds (en mg de HC par g de roche), permettant de quantifier les HC résiduels et/ou potentiels (pic S2) et de caractériser le degré de craquage (maturité) de la matière organique, indiqué par la température maximale atteinte au pic S2 (Tmax),
- la fraction oxygénée (en mg de CO_2 par g de roche, pic S3).

Ces données permettent ensuite de calculer la quantité de carbone organique total (TOC), soit le carbone organique pyrolysable plus le carbone résiduel, ainsi que les indices hydrogène et oxygène (respectivement HI en mg de HC par g de TOC et OI en mg de CO_2 par g de TOC).

2.11 Spectroscopie infra-rouge

La méthode ATR-FTIR (Attenuated Total Reflectance–Fourier Transform Infrared Spectroscopy : spectroscopie infra-rouge à transformée de Fourier) a été utilisée car les échantillons montrent une part d'azote inorganique, le but étant donc de savoir si cet azote est fixé dans les argiles, pour former de l'ammonium-illite.
Cette méthode permet d'obtenir les spectres infra-rouges de réflexion diffuse de l'échantillon concerné (absorbance en ordonnées, longueur d'onde en abscisses), pour lequel les différentes espèces chimiques montrent des pics précis exprimés en cm^{-1}. Dans ce cas d'étude, les spectres obtenus s'étendaient de 4 000 à 400 cm^{-1}. D'après Pironon et al. (2003), le pic de l'ammonium NH_4^+ se situe à 1 431 cm^{-1} lorsqu'il se situe dans l'illite.
Deux échantillons du forage LY-F et 4 échantillons du forage IG-1 ont été analysés en spectrométrie IR. Les échantillons concernés ont été sélectionnés selon leur contenu en illite (très peu d'illite *vs.* beaucoup d'illite) et en azote (très peu d'azote *vs.* beaucoup d'azote), et selon leur pic d'illite en DRX. En effet, l'ammonium illite serait visible en DRX par un décalage du pic 001 de l'illite vers des valeurs plus fortes (Sucha et al., 1994). Certains échantillons ont donc été choisis lorsque la valeur du pic d'illite dépassait 10,15 Å. L'ensemble de ces échantillons a suivi le protocole de séparation de la phase argileuse inférieure à 2 μm utilisé pour l'analyse en DRX. Les échantillons ont tous été dédoublés pour être en partie attaqués à l'eau oxygénée afin de détruire la matière organique. Une première analyse a été effectuée sur les échantillons dépourvus de matière organique puis sur les échantillons bruts. Aucune différence dans les spectres n'a été observée, donc le reste des analyses a été effectué sur les échantillons bruts.
Les échantillons bruts inférieurs à 2 μm ont été micro-broyés puis mélangés à du KBr (transparent jusqu'à 400 cm^{-1}, utilisé pour ne pas saturer le signal), séchés pendant 24h à l'étuve à 100°C au préalable, de manière à obtenir une quantité de KBr de 0,5% (pesée de 0,005 g). Les échantillons et le KBr ont ensuite été mélangés de manière à obtenir une poudre fine homogène, puis mis sur un portoir et tassés pour obtenir une surface horizontale et lisse. L'analyse des échantillons s'est faite dans un spectromètre IS50 Nicolet équipé d'un séparateur de faisceaux et d'un détecteur infra-rouge (DTGS) à l'École de Chimie de Rennes (ENSCR). La résolution obtenue est de 4 cm^{-1}.

2.12 Interprétations diagraphiques

Chaque diagraphie disponible, tous bassins confondus, datant des années 80, a été digitalisée à l'aide du logiciel Neuralog afin d'obtenir des données numériques utilisables par ordinateur. Les 3 mesures disponibles effectuées par diagraphies sont le Gamma-Ray (radioactivité naturelle de la roche), le Neutron (porosité neutron) et le Gamma-Gamma (densité), certains forages ne disposant que de deux paramètres (voir tableau 2.1). Ces anciennes diagraphies ont des mesures exprimées en coups par seconde (CPS) y compris pour le GR qui n'est donc pas exprimé en unités API (American Petroleum Institute), *i.e.* pour les mesures plus récentes, sans possibilité de conversion en CPS.

Les diagraphies des forages carottés et décrits sédimentologiquement de la zone de Lucenay-lès-Aix (bassin de Decize-La Machine) ont d'abord été interprétées en termes d'environnements de dépôt, en s'aidant des analyses sédimentologiques et des descriptions faites dans les rapports miniers d'époque (rapports de fin de sondage). Par la suite, chaque motif diagraphique (ou électrofaciès) a été associé à un environnement de dépôt précis (Fig. 2.9). Les diagraphies des forages non-carottés ont alors pu être interprétées, en s'aidant là encore des descriptions disponibles dans les rapports miniers, et l'évolution des environnements de dépôt a alors pu être reconstruite pour chaque forage.

TABLE 2.1 – **Tableau récapitulatif de la disponibilité des diagraphies pour chaque forage étudié. v : disponible ; - : indisponible.**

Forages	Bassins	GG	GR	N	Forages	Bassins	GG	GR	N
IG	Autun	-	-	-	LY-O	Lucenay	-	-	-
CHE-1	Autun	-	v	v	LY-P	Lucenay	v	v	v
VAR-1	Autun	v	v	-	LY-Q	Lucenay	-	-	-
CHA-1	Autun	v	v	v	LY-R	Lucenay	v	v	v
LY-A	Lucenay	v	v	v	LY-S	Lucenay	v	v	v
LY-Abis	Lucenay	-	-	-	LY-T	Lucenay	v	v	v
LY-B	Lucenay	v	v	v	LY-U	Lucenay	v	v	v
LY-C	Lucenay	v	v	v	LY-V	Lucenay	v	v	v
LY-D	Lucenay	v	v	v	LY-W	Lucenay	v	v	v
LY-E	Lucenay	v	v	v	LY-ZA	Lucenay	v	v	v
LY-F	Lucenay	v	v	v	LY-ZB	Lucenay	v	v	v
LY-G	Lucenay	v	v	v	AN-A	Anlézy	-	-	-
LY-H	Lucenay	-	-	-	DY-A	Devay	v	v	v
LY-I	Lucenay	v	v	v	DY-B	Devay	v	v	v
LY-I	Lucenay	v	v	v	DY-C	Devay	v	v	v
LY-Kbis	Lucenay	-	v	v	DY-D	Devay	v	v	v
LY-L	Lucenay	-	v	v	DY-E	Devay	v	v	v
LY-M	Lucenay	-	v	v	DY-F	Devay	v	v	v
LY-N	Lucenay	-	v	v					

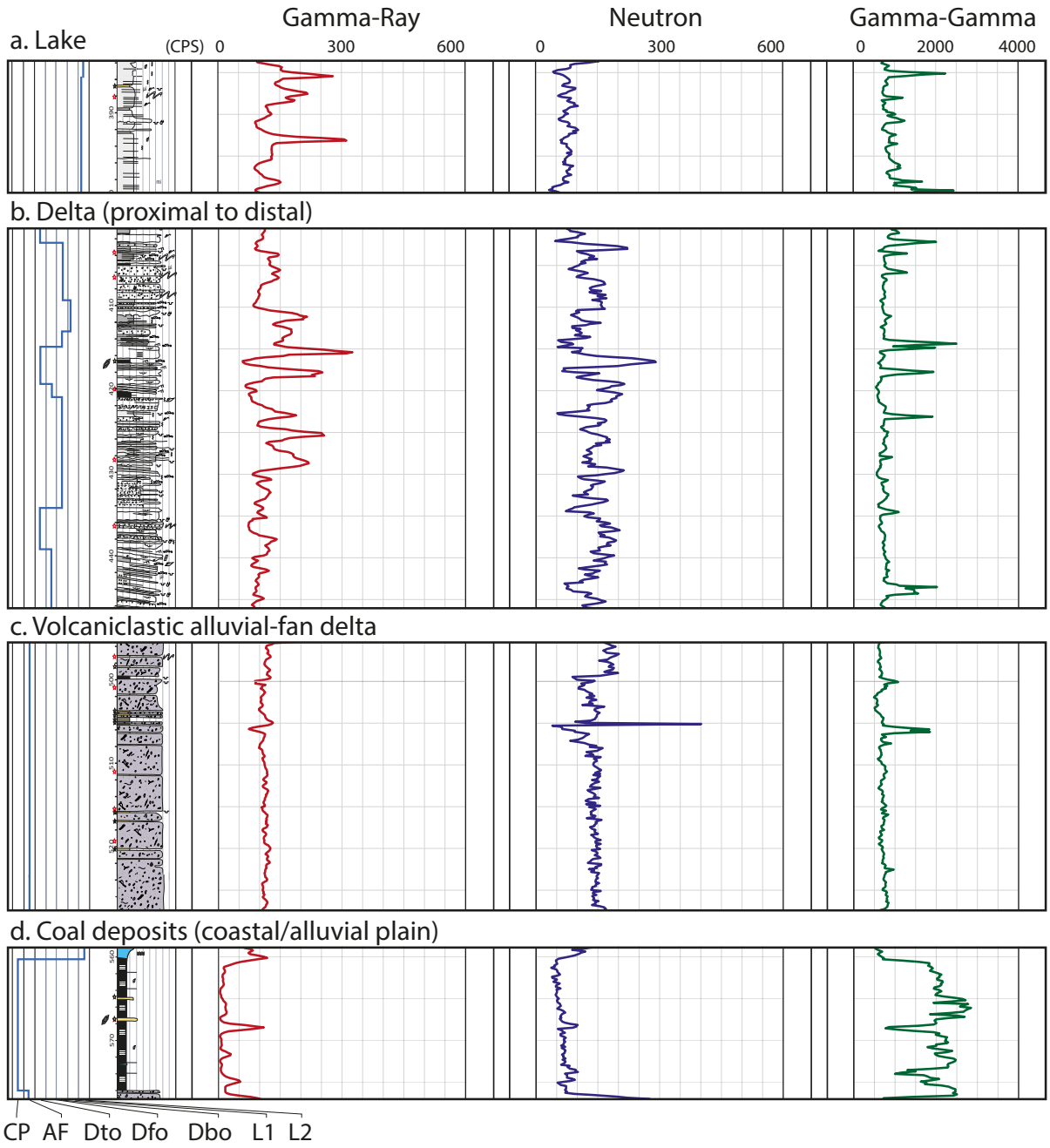


Figure 2.9 – **Exemple de calage diagraphie-environnement de dépôt sur la région de Lucenay-lès-Aix (cf. chapitre 3, Mercuzot et al., a). Un motif précis des GR, N et GG combinés correspond à un environnement de dépôt particulier. CP : Coastal plain ; AF : Alluvial fan ; Dto : Delta topset ; Dfo : Delta foreset ; Dbo : Delta bottomset ; L : Lake.**

2.13 Interprétations sismiques

Les interprétations sismiques ont été effectuées à partir du logiciel SKUA GOCAD (Emerson, Paradigm). L'ensemble des lignes sismiques disponibles (31 km au total, format .segy) a été chargé

dans le logiciel, puis affiché en 3 dimensions (la dimension verticale est en temps double) ; les lignes sismiques ont ensuite été interprétées de proche en proche puis leurs croisements ont été vérifiés. Ce pointé a mis en évidence les horizons, failles et discontinuités majeurs et a permis de construire les surfaces correspondantes.

Les puits disponibles dans l'emprise des lignes sismiques ont aussi été chargés en temps dans le projet sismique, après conversion profondeur-temps selon la loi de vitesse moyenne établie pour la zone d'étude d'après 5 puits disposant d'une telle loi (Fig. 2.10). Une fois les puits convertis en temps, il a été possible d'afficher chacune de leurs diagraphies directement dans le projet GOCAD.

Ainsi, il a été possible de caler précisément les principaux horizons sismiques pointés sur les diagraphies (avec une incertitude estimée à quelques millisecondes temps double due à la loi de vitesse moyennée). Ce calage a permis d'effectuer des corrélations précises des principaux horizons géologiques directement entre les puits, en se basant sur les interprétations sismiques.

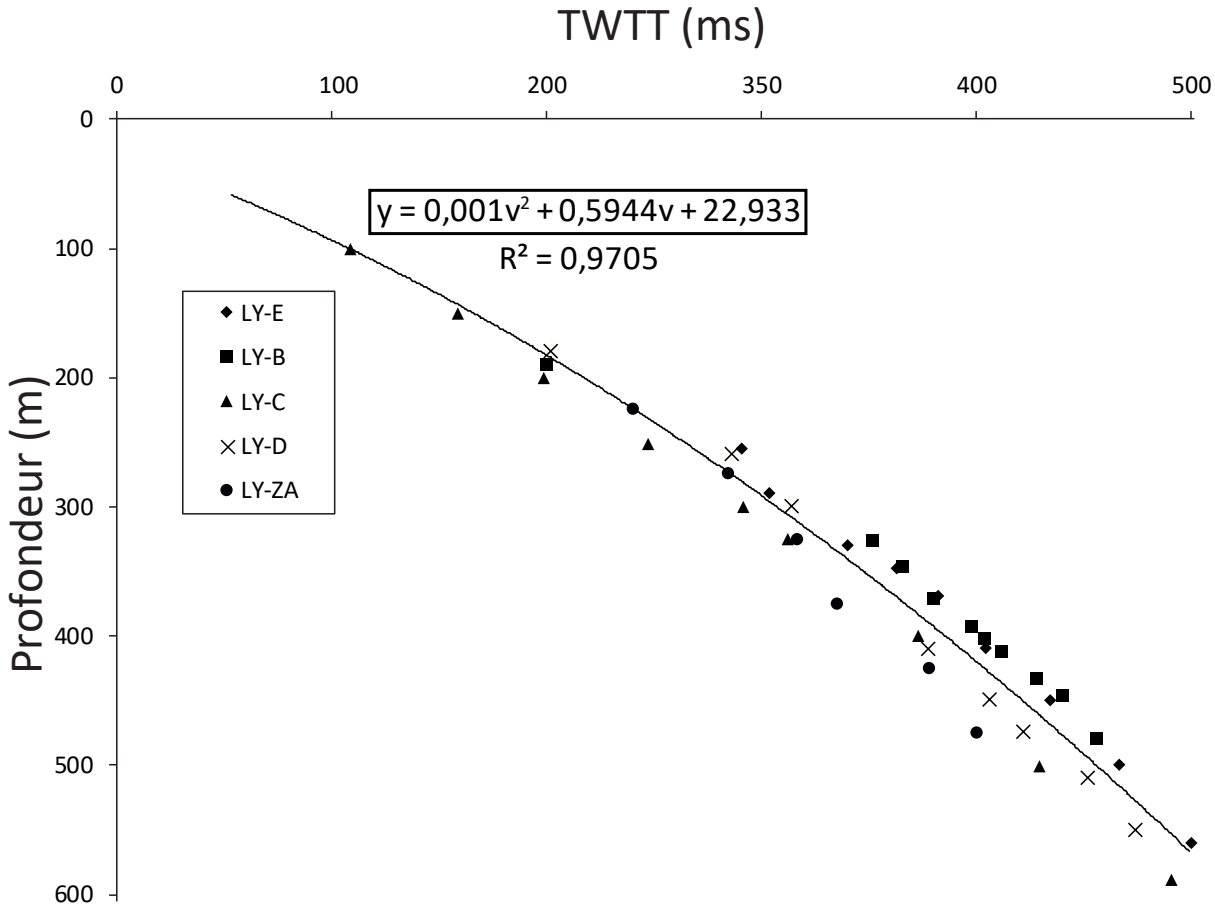


FIGURE 2.10 – **Graphique représentant les lois de vitesse pour les 5 puits en disposant. La loi de vitesse moyenne est calculée pour ces cinq puits, puis appliquée à l'ensemble de la zone d'étude pour convertir les puits et leurs diagraphies en temps.**

2.14 Cyclostratigraphie

La méthode cyclostratigraphique est utilisée dans cette thèse de manière à discerner d'éventuels liens entre les paramètres orbitaux (cycles de Milankovitch) et la sédimentation. Cette étude est menée sur les proxies géochimiques et minéralogiques, et se veut préliminaire, ne constituant pas le corps de ce travail, nécessitant d'être poussée ultérieurement pour être plus aboutie.
La cyclostratigraphie consiste en l'étude des rythmicités sédimentaires. Les paramètres de l'orbite terrestre modifient la répartition annuelle de l'insolation et le climat de façon rythmique sur des périodes de plusieurs dizaines de milliers d'années.

2.14.1 État de l'art sur la cyclostratigraphie

La cyclostratigraphie est une technique de plus en plus utilisée dans le domaine de la sédimentologie pour contraindre des durées de sédimentation, mais principalement dans le domaine marin ouvert (*e.g.* Gale, 1995; Hilgen and Krijgsman, 1999; Weedon et al., 1999; Ellwood et al., 2000; Rampino et al., 2000; Grippo et al., 2004; Ruhl et al., 2016; Wouters et al., 2017), où les successions sédimentaires sont le moins susceptibles de présenter des hiati ou lacunes de sédimentation, ainsi que de la sédimentation événementielle (*i.e.* turbidites, slumps, tempestites...) susceptibles de créer des lacunes temporelles ou de biaiser le signal. Cette méthode s'applique à différents paramètres pouvant être directement ou indirectement influencés par les variations d'insolation.
L'approche cyclostratigraphique en domaine continental n'est pas triviale, du fait des nombreux inconvénients que présente ce genre de systèmes sédimentaires. Néanmoins, le développement de la méthode permet de plus en plus de s'affranchir de certains de ces paramètres, et ainsi d'approcher au plus près les durées d'enregistrement sédimentaire contrôlées par les cycles orbitaux.
La cyclostratigraphie se base sur des analyses spectrales de différents paramètres fluctuant dans le temps afin de déterminer une cyclicité au cours du temps, dépendante de facteurs astronomiques (paramètres de Milankovitch, Fig. 2.11) soient la grande excentricité, la petite excentricité, l'obliquité et la précession des équinoxes, ces facteurs impactant directement le climat terrestre (*e.g.* insolation, saisonnalité...) et donc le registre sédimentaire.

- Variations d'excentricité
  L'orbite de la Terre est une ellipse, dont le soleil occupe un des deux foyers. Au cours du temps, la distance entre les foyers varie, impliquant une ellipticité plus ou moins prononcée de l'orbite. Cette ellipse se constitue donc d'un grand axe (distance Terre-soleil maximale ou configuration d'aphélie), et d'un petit axe (distance Terre-soleil minimale, ou configuration de périhélie). Cette variation de distance entre les deux foyers suit des périodes d'environ 400 000 et 100 000 ans, au cours desquelles l'insolation terrestre varie.

- Variations de l'obliquité
  L'obliquité représente l'angle d'inclinaison de l'axe de rotation de la Terre en un temps donné.

C'est le principal facteur qui provoque la présence de saisons et donc la différence d'insolation entre l'hémisphère nord et l'hémisphère sud en un temps donné. L'angle moyen de l'axe de rotation de la Terre au début du Permien est de 22,7°, et ce cycle de Milankovitch a alors une période d'environ 35 000 ans (Waltham, 2015).

- Précession des équinoxes
  La précession des équinoxes est un phénomène complexe caractérisé au premier ordre par des variations de mouvement de l'axe de rotation de la Terre, décrivant un cône au cours du temps, et dont la période se situe aux alentours de 23 000 ans au début du Permien (Waltham, 2015). Ce paramètre influe sur la distribution de la quantité de chaleur reçue par la Terre.

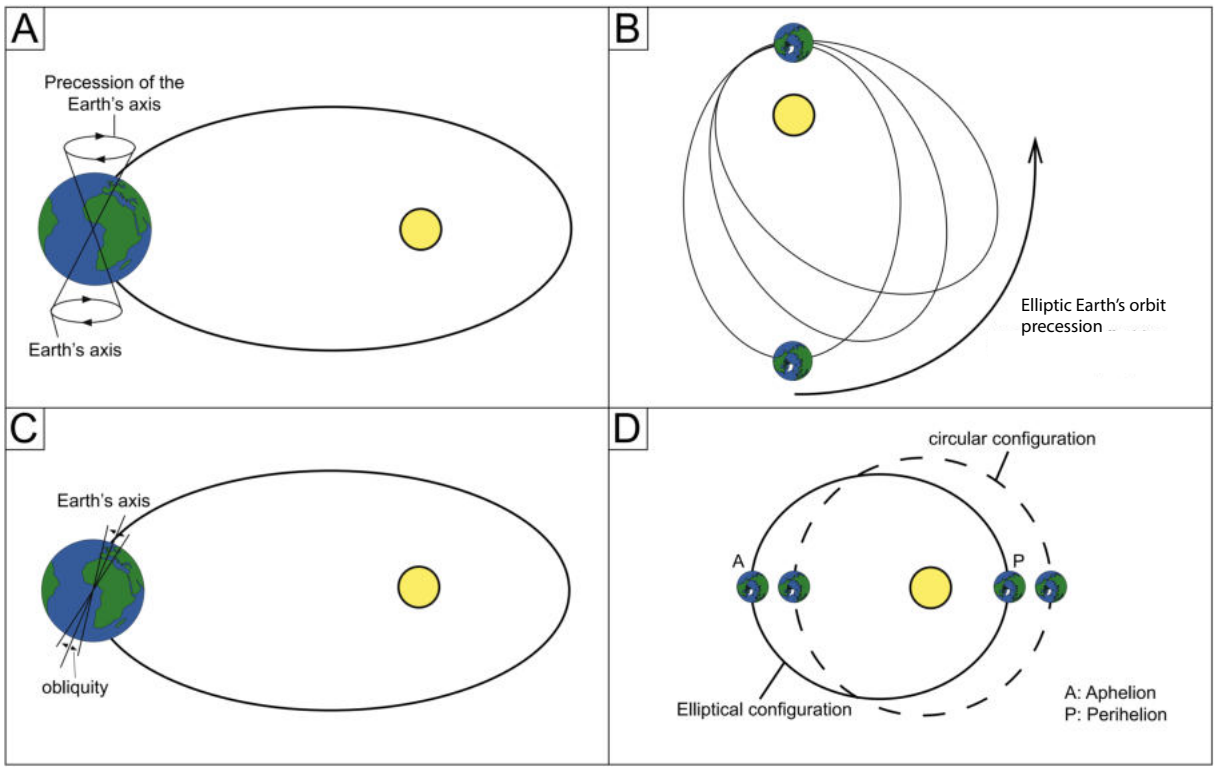


FIGURE 2.11 – **Représentation schématique des différents cycles de Milankovitch. A) Précession axiale des équinoxe, B) Précession du périhélie, C) Obliquité, D) Excentricité. D'après Martinez (2013).**

Les cycles de Milankovitch s'emboîtent, dans le sens où il existe des liens entre leurs variations respectives. Par exemple, la variation d'excentricité influe sur l'amplitude de la précession des équinoxes. Ces différents liens provoquent des variations d'intensité de l'insolation terrestre au cours du temps. La figure 2.12 montre l'emboîtement des cycles de ces deux paramètres et leur rôle sur l'insolation.

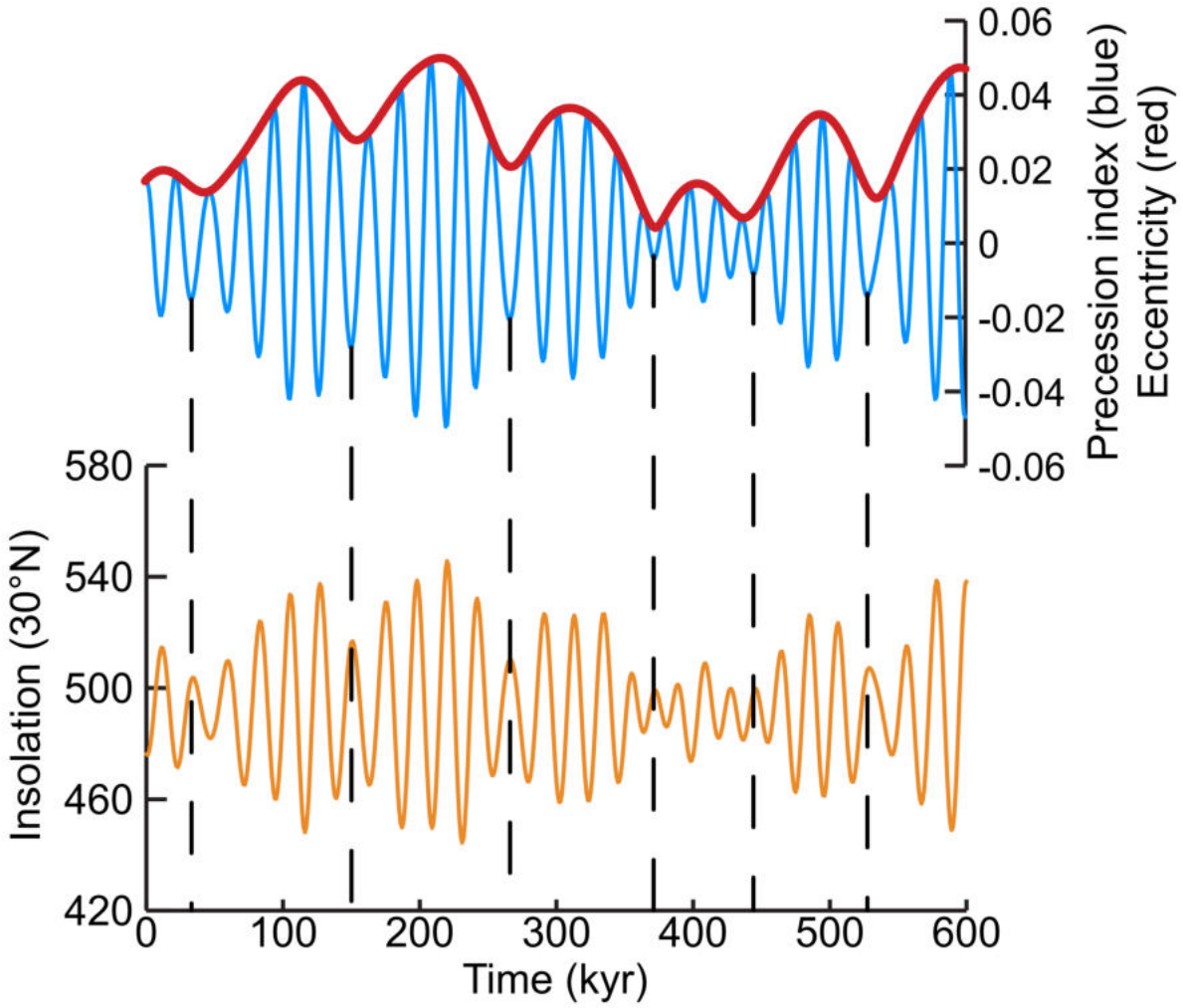


Figure 2.12 – **Exemple de "l'emboîtement" des cycles d'excentricité et de précession des équinoxes. D'après Martinez (2013).**

Il en ressort que lorsque l'indice d'excentricité est fort, l'amplitude des cycles de précession augmente, faisant augmenter l'amplitude de l'insolation.

2.14.2 Principe de la méthode

Les périodes des cycles de Milankovitch, bien connues dans le Cénozoïque, mais montrent des incertitudes croissantes à mesure que l'on travaille dans des séries sédimentaires anciennes (Waltham, 2015). Pour déterminer la présence de ces cycles astronomiques dans les sédiments, il est nécessaire de traiter les signaux choisis par analyse spectrale, faisant appel à des prérequis statistiques (principes de stationnarité et d'ergodicité, non développés ici) ainsi qu'à la transformée de Fourier, opération permettant de représenter le signal initialement en temps, en fréquence, en déconvoluant les différents signaux imbriqués ensemble (Fig. 2.13).

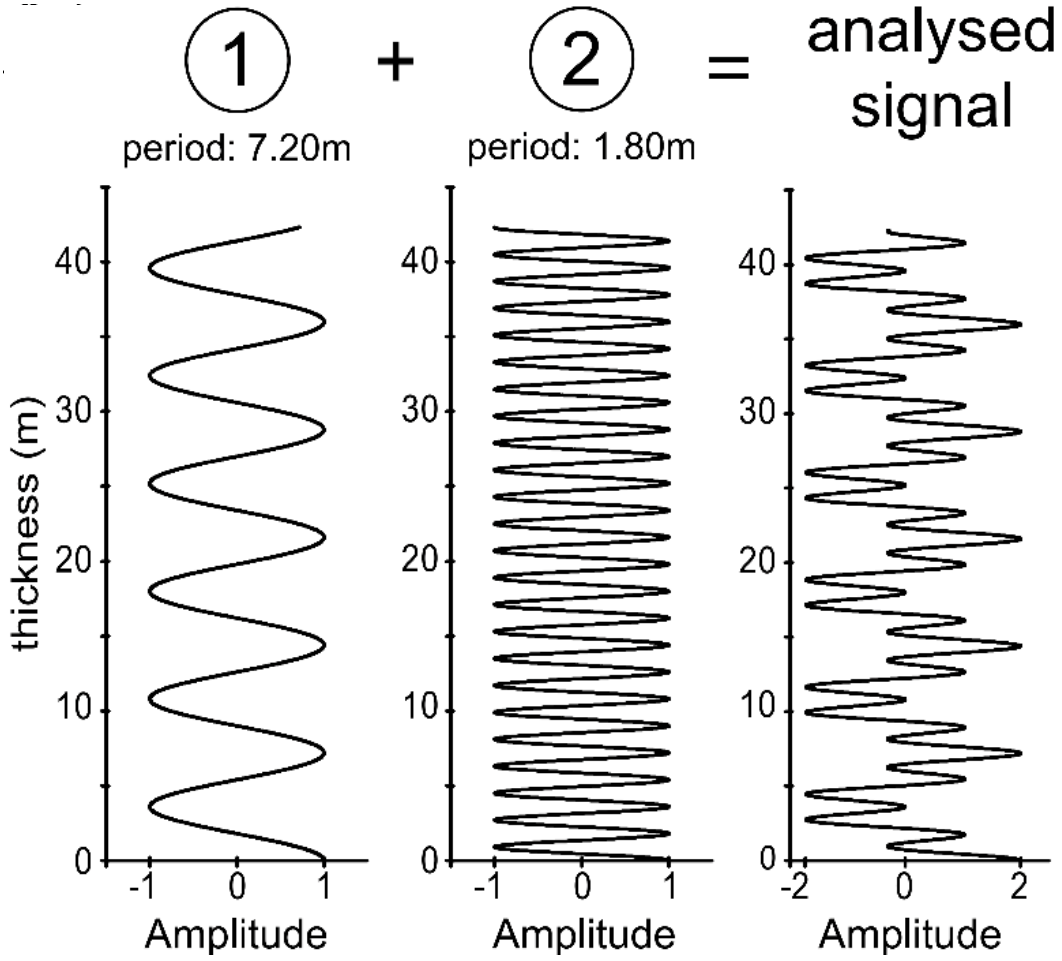


FIGURE 2.13 – **Principe du traitement du signal par transformée de Fourier, avec déconvolution de deux signaux imbriqués. D'après Martinez (2013).**

L'analyse d'un signal naturel se fait pas-à-pas, par fenêtres d'analyse se déplaçant de bas en haut de la série sédimentaire afin d'obtenir des spectrogrammes d'amplitude. Ici, seuls les spectres obtenus sur les différents proxies seront présentés (Fig. 2.14) pour mettre en évidence les différences d'épaisseurs entre les cycles des différents paramètres étudiés.

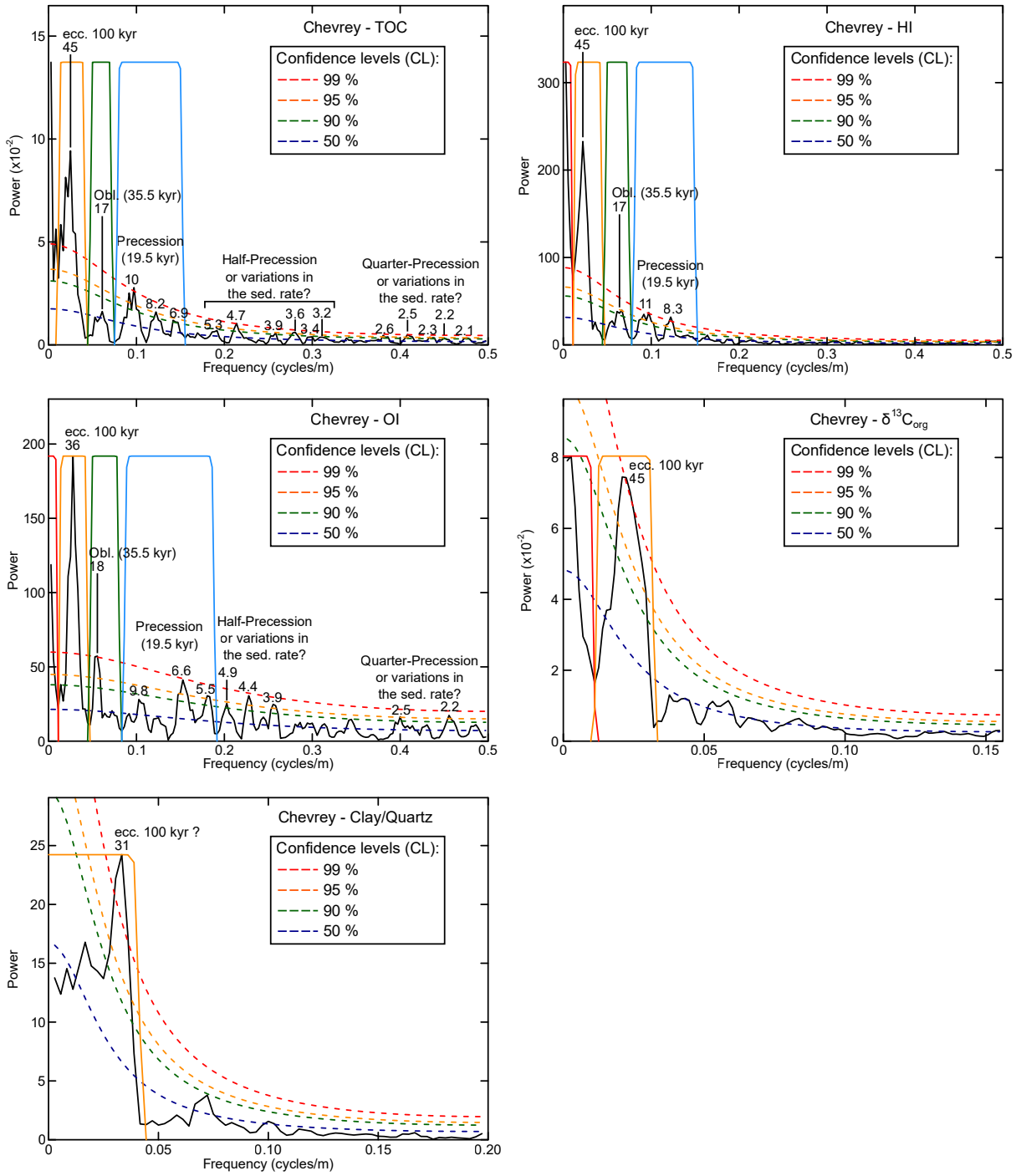


FIGURE 2.14 – **Analyses spectrales effectuées sur le TOC, le HI, le OI, le $\delta^{13}C_{org}$ et le rapport argiles/quartz du forage CHE-1.**

Sur la figure 2.14, 5 spectrogrammes sont présentés, et interprétés. Leur interprétation se base sur l'intensité des pics obtenus (caractérisés par leur fréquence), traduisant des cycles de périodes variables, celles-ci étant converties en épaisseur de sédiment à partir de la fréquence du pic. Des ratios sont calculés selon les différentes périodes obtenues (*e.g.* cycles majeurs de 45 et de 17 m

pour l'analyse sur le TOC (Fig. 2.14), et comparés avec les ratios connus entre deux paramètres de Milankovitch, afin de déterminer quel paramètre orbital est responsable de chaque pic.

Une fois que l'ensemble des spectrogrammes obtenus par l'analyse pas-à-pas est complet, ces spectrogrammes sont compilés et donnent une carte en 2 ou 3 dimensions (Fig. 2.15) montrant l'évolution de la période des cycles dans le temps.

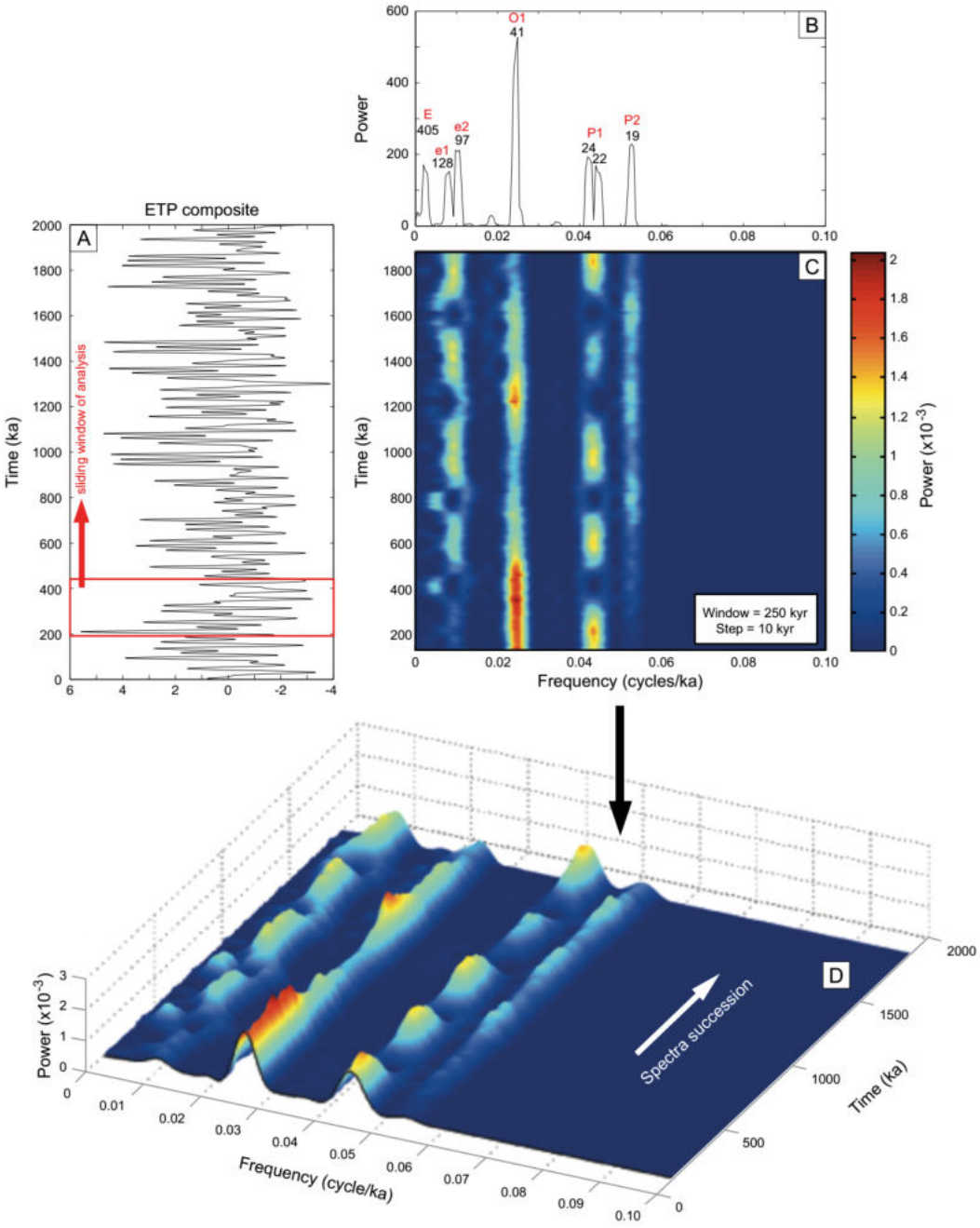


FIGURE 2.15 – **Principe d'une analyse spectrale. D'après Martinez (2013).**

La détermination des cycles d'excentricité, d'obliquité et de précession des équinoxes se base sur des rapports entre leurs différentes périodes, reconnus dans les épaisseurs des cycles observés dans les sédiments. Dans le cadre de ce travail préliminaire, les rapports d'épaisseurs sédimentaires seront seulement approximés : une étude en cours en collaboration avec Mathieu Martinez (Géosciences Rennes) et Johann Schnyder (Sorbonne Université, Paris) sur les forages IG-1 et CHE-1 dans le bassin d'Autun (Schnyder et al., 2020), met d'ores et déjà en avant un contrôle astronomique sur les variations du TOC au cours du temps dans le forage CHE-1.
L'intérêt de l'utilisation de cette méthode est, d'une part, de vérifier les taux de sédimentation estimés par la méthode de décompaction des séries (chapitre 7) en prenant en compte les différences de lithologies. Enfin, une autre application serait de mettre en évidence un contrôle climatique sur les sédiments, et de déterminer de quelle manière celui-ci influe sur les différents paramètres issus de ces sédiments (*e.g.* TOC, $\delta^{13}C_{org}$, $\delta^{15}N$, indice hydrogène, minéralogie des argiles, lithologie...).

Chapitre 3

Sédimentologie et géochronologie du bassin de Decize-La Machine

3.1 Introduction

Ce chapitre a pour but de caractériser l'évolution spatio-temporelle des environnements de dépôt du bassin de Decize-La Machine, principalement de la région de Lucenay-lès-Aix.

- Dans un premier temps, l'aspect géochronologique de la région de Lucenay-lès-Aix est développé, après avoir vérifié par une approche minéralogique la nature volcanogène des niveaux de cendres présumés.

- Dans un second temps, ce chapitre traite de l'analyse sédimentologique de la carotte LY-F (région de Lucenay-lès-Aix), initiée dans le cadre du travail de master de C. Hue (2016) puis reprise dans l'article de Ducassou et al. (2019) paru à *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* en 2019 (DOI : 10.1016/j.palaeo.2019.06.001). Cette analyse s'accompagne de la datation de plusieurs niveaux de tonsteins, permettant de contraindre l'âge des séries sédimentaires déposées dans le bassin de Decize-La Machine. Une évolution paléogéographique à l'échelle du forage ainsi que des corrélations avec d'autres bassins carbonifères et permiens français ont été réalisées ; elles ont permis de replacer plus précisément l'histoire de ce bassin vis-à-vis de celle des autres bassins carbonifères et permiens français.

- Enfin, l'analyse sédimentologique est étendue à l'ensemble de la région de Lucenay-lès-Aix, en se basant sur la description sédimentologique de 2 nouveaux forages carottés, ainsi que sur la réévaluation des données sédimentologiques de la carotte LY-F. Cette description est couplée avec des données de diagraphies et d'imagerie sismique disponibles sur l'ensemble de la région de Lucenay-lès-Aix, permettant de réaliser, à l'échelle de la région, une reconstitution paléoenvironnementale et son évolution temporelle (construction de cartes paléoenvironnementales). L'extension du bassin de Decize-La Machine, et plus généralement celle des bassins du nord-est du Massif central est discutée. Cette partie du chapitre est rédigée sous forme d'un article accepté à *International Journal of Earth Sciences* (Mercuzot et al., a).

3.2 Cadre géochronologique des séries de la région de Lucenay-lès-Aix

Dans cette partie sont décrits les résultats issus des analyses minéralogiques (DRX) ainsi que géochronologiques (U-Pb par LA-ICP-MS et CA-ID-TIMS) sur les tonsteins de la région de Lucenay-lès-Aix.

3.2.1 Datation de tonsteins dans des bassins carbonifères-permiens du nord-est du Massif central

De nombreux niveaux de tonsteins ont été mis en évidence dans les bassins localisés sur le pourtour du Massif central, et pour certains datés, comme c'est notamment le cas dans les bassins de Bertholène, Graissessac, Jaujac, Roujan-Nefies et d'Alès (Bruguier et al., 2003), de Lodève (Michel et al., 2015), ainsi que dans les bassins d'Autun (Pellenard et al., 2017), de Decize-La Machine (Ducassou et al., 2019) et de l'Aumance (Schneider et al., 2006). Bruguier et al. (2003) ont ainsi mis en évidence une période d'apogée du volcanisme dans le Massif central entre 300 et 295 Ma, à partir d'âges obtenus en SIMS (Secondary Ion Mass Spectrometry) sur zircons et apatites. Ces âges restent néanmoins discutables quant à la probable perte en plomb sur les grains analysés ainsi que le possible remaniement des niveaux datés.

3.2.2 Minéralogie des tonsteins de la région de Lucenay-lès-Aix

La minéralogie des tonsteins du forage LY-F est décrite dans l'article de Ducassou et al. (2019), disponible ci-après. Des analyses minéralogiques sur roche totale et fraction argileuse ont aussi été effectuées sur tous les niveaux susceptibles d'être des tonsteins dans les deux autres forages carottés de la région de Lucenay-lès-Aix (LY-G et LY-ZB). Au total, 23 échantillons ont été analysés, 10 pour le forage LY-ZB et 13 pour le forage LY-G. Seuls 17 niveaux se sont avérés être des tonsteins (5 pour LY-ZB et pour 12 LY-G), parmi eux, certains étant contaminés par des apports détritiques.
Un exemple de diffractogramme obtenu sur un tonstein dit "pur" (*i.e.* sans contamination par des éléments détritiques visible) est montré ci-dessous (Fig. 3.1).

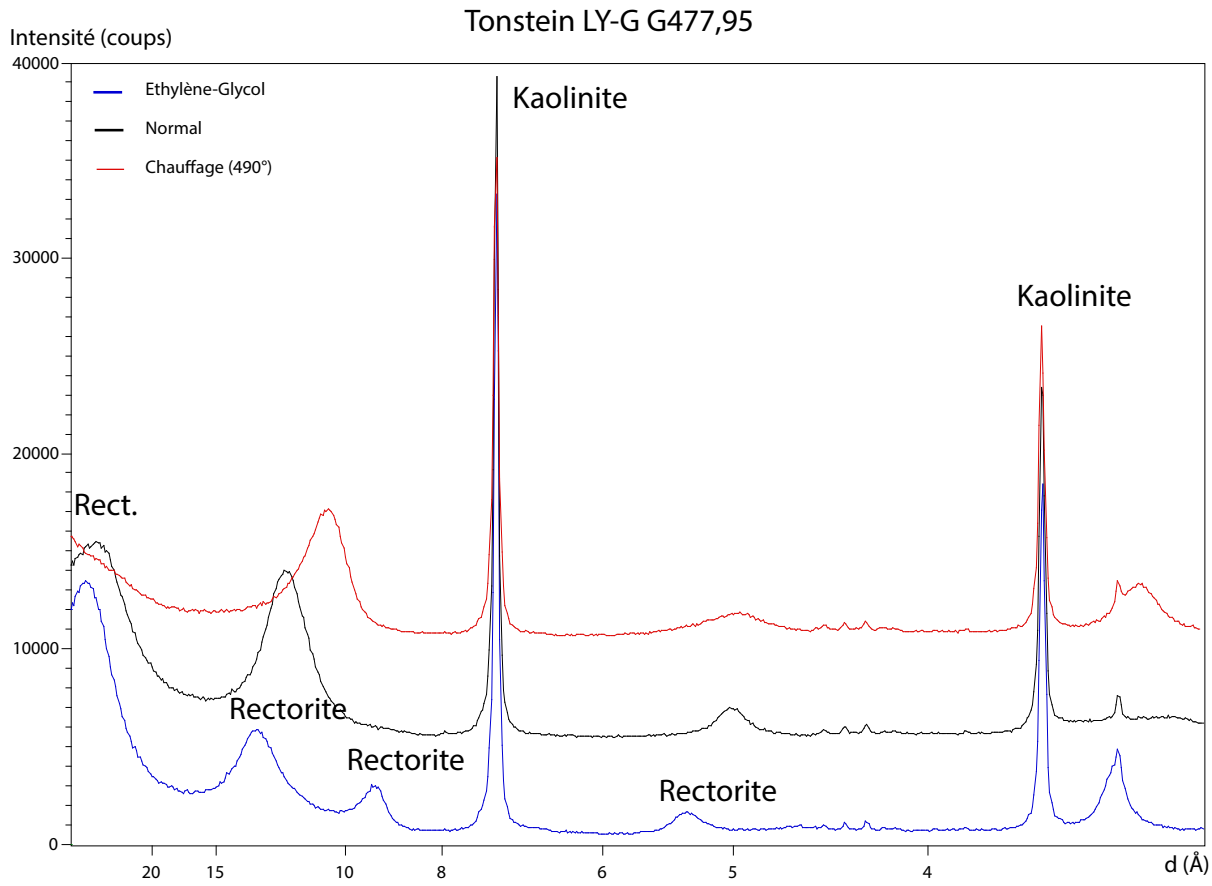


Figure 3.1 – **Diffractogramme de l'échantillon LY-G G477,95, tonstein "pur", pour exemple. La kaolinite et les interstratifiés illite-smectite R1 réguliers (rectorite) sont les deux seules phases argileuses présentes.**

Suite à ces diverses analyses en DRX, seuls les tonsteins purs ont été retenus pour datation. Le tableau 3.1 récapitule les résultats minéralogiques pour les tonsteins analysés en roche totale et pour la fraction argileuse.

Table 3.1 – **Résultats des semi-quantifications minéralogiques des tonsteins sélectionnés pour datations U-Pb en LA-ICP-MS dans les forages LY-G et LY-ZB. Tous ces tonsteins ne présentent pas d'illite et sont donc considérés comme purs.**

	% interstratifiés illite/smectite	% Illite	% Kaolinite	Remarque
LY-G G298,75	63,8	0	36,2	IS R1 régulier (rectorite)
LY-G G361,90	6,6	0	93,4	IS R1 irrégulier, pas de zircons
LY-G G477,95	44,1	0	55,9	IS R1 régulier (rectorite)
LY-ZB G449,60	12,1	0	87,9	IS R1 irrégulier
LY-ZB G518,70	51,3	0	48,7	IS R1 régulier (rectorite)

L'illite, argile classique du détritisme, n'est habituellement pas identifiée dans les bentonites et les tonsteins (voir chapitre 2).

3.2.3 Résultats géochronologiques – datations U-Pb par LA-ICP-MS à venir

Les résultats géochronologiques pour le forage LY-F sont tous décrits dans l'article de Ducassou et al. (2019) (section 3.3) et ne seront donc pas repris ici. Les tableaux de résultats LA-ICP-MS se trouvent en annexe de l'article, en ligne ici. Concernant les autres forages de la région de Lucenay-lès-Aix analysés, dans un premier temps, seuls 5 échantillons ont été sélectionnés pour les datations, répartis le long des forages (3 pour LY-G et 2 pour LY-ZB). Ces 5 échantillons doivent permettre d'obtenir des âges à la base des séries de la région de Lucenay-lès-Aix (forage LY-ZB), ainsi que vers le sommet des séries (forage LY-G), d'après les corrélations proposées dans l'article de Mercuzot et al. (a) (Fig. 3.2). Après la méthode de sélection manuelle des grains de zircon sous loupe binoculaire, seuls 4 échantillons sur 5 ont présenté des zircons. C'est ainsi que les échantillons LY-G G298,75 et LY-G G477,95 pour le forage LY-G et les échantillons LY-ZB G449,60 et LY-ZB G518,70 pour le forage LY-ZB font actuellement l'objet d'une datation par LA-ICP-MS, qui sera complétée par une approche CA-ID-TIMS.

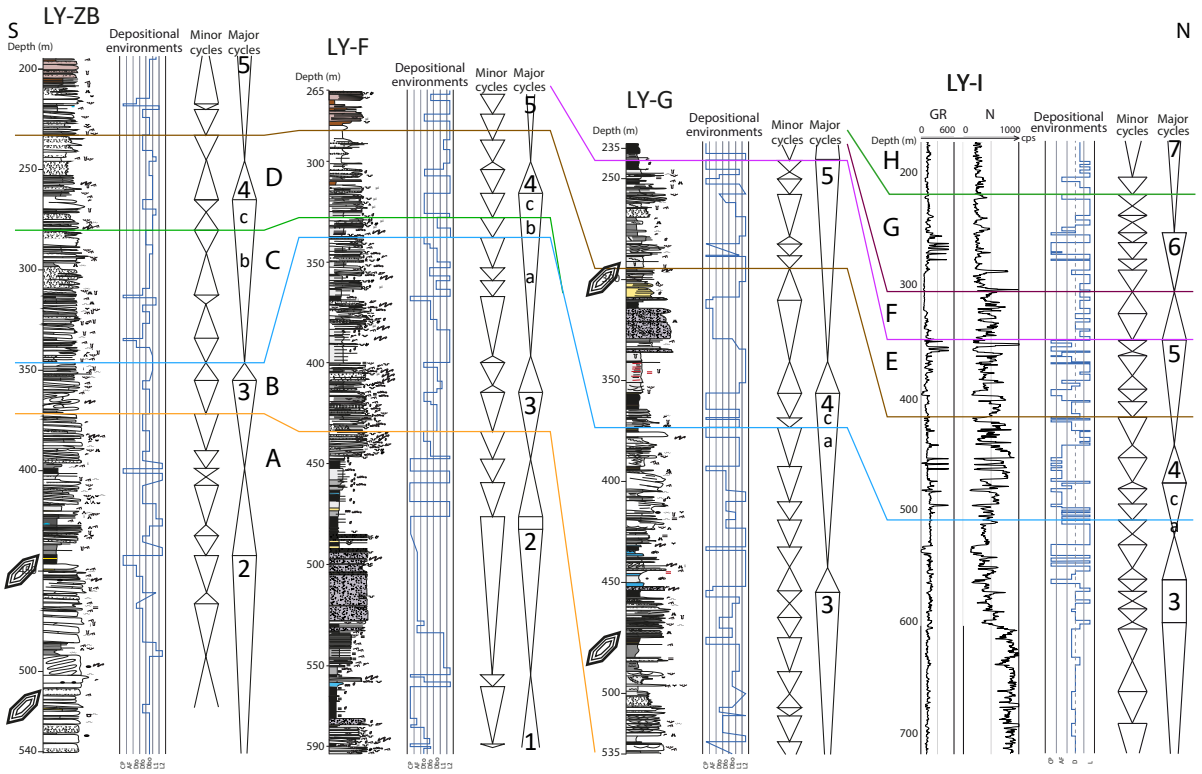


FIGURE 3.2 – **Proposition de corrélations entre les forages LY-ZB, LY-F, LY-G et LY-I dans la région de Lucenay-lès-Aix. La figure est proposée dans l'article de Mercuzot et al. (a) accepté à *International Journal of Earth Sciences*. Les 4 tonsteins qui font l'objet de datations en LA-ICP-MS (puis en CA-ID-TIMS ultérieurement) sont indiqués par un symbole de zircon.**

3.3 Sédimentologie et datations U-Pb des séries du bassin de Decize-La Machine : évolution paléogéographique locale et corrélations à grande échelle

Cette section est publiée à *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* (Volume 233, pages 109228) sous le titre :

Sedimentology and U-Pb dating of Carboniferous to Permian continental series of the northern Massif Central (France) :
palaeogeographic evolution and geodynamic implications

Ducassou, C.[1], Mercuzot, M.[1], Bourquin, S.[1], Rossignol, C.[2], Pellenard, P.[3], Beccaletto, L.[4], Poujol, M.[1], Hallot, E.[1], Pierson-Wickmann, A.-C.[1], Hue, C.[1], Ravier, E.[5]

[1] Univ Rennes, CNRS, Géosciences Rennes - UMR 6118, F-35000, Rennes, France
[2] Universidade de São Paulo, Departamento de Geofísica, Instituto de Astronomia, Geofísica e Ciências Atmosféricas, Rua do Matão, 1226-Cidade Universitária, Butantã, 05508-090 São Paulo, SP, Brazil
[3] Biogéosciences UMR uB/CNRS 6282, Université Bourgogne Franche-Comté, 21000 Dijon, France
[4] BRGM, F-45060 Orléans, France
[5] Laboratoire de Planétologie et Géodynamique, UMR 6112, CNRS, Le Mans Université, Avenue Olivier Messiaen, 72085 Le Mans CEDEX 9, France

Abstract

The Carboniferous to Permian volcano-sedimentary succession shown by the LY-F core from the Lucenay-lès-Aix area, in the northern part of the Massif Central, has been studied in order to obtain both landscape reconstructions (sedimentological analyses) and geochronological constraints (U-Pb on zircon and apatite). The lowermost part of the core consists mainly of lacustrine deposits with Gilbert-type delta and volcaniclastic-rich fan delta deposits including several weathered volcanic ash tonstein layers (tonsteins). In contrast, in the uppermost part of the core, playa-lake deposits dominate. U-Pb analyses performed on weathered volcanic ash samples (tonsteins) reveal that sedimentation took place between the late Gzhelian and the late Sakmarian (i.e., between ca. 301 and 290 Ma). This sedimentary succession can therefore be compared to those from adjacent basins for which geochronological constraints are available (*i.e.*, Autun and Lodève basins). This study provides a reference section for future comparisons with similar sections from other Carboniferous to Permian basins, in France as well as elsewhere in Europe.

Keywords

Depositional environment ; Sequence stratigraphy ; Tonstein ; U-Pb ; Zircon ; Apatite

Highlights

- The LY-F section contains lacustrine deposits with interbedded tonstein layers.
- The lower part of the core consists of Gilbert-type deltas deposits.
- They are interbedded with volcaniclast-rich delta deposits.
- The upper part of the core consists of playa-lake deposits.
- The depositional age of the LY-F section is late Gzhelian to late Sakmarian.

3.3.1 Introduction

In Europe, the Carboniferous to Permian transition is marked by the final stages of the Variscan orogeny that resulted from the assembly of several continents to form Pangea. This period is not only a time of tectonic changes, but also of major climatic disruption, with the transition from icehouse to greenhouse conditions (*i.e.*, Beerling et al., 2002; Scheffler et al., 2003. This climatic change is marked by an increase in atmospheric pCO_2 (Montañez et al., 2007; Poulsen et al., 2007), as well as by an aridification over most of equatorial Pangea during the early Permian (Tabor et al., 2013; Gulbranson et al., 2015; Michel et al., 2015; Schneider et al., 2006; Tabor and Poulsen, 2008). In the European continental basins, the preserved palaeoflora suggest that the climate became warm and semi-arid (Schneider et al., 2006). However, Pochat and Van Den Driessche (2011) have highlighted that some of the observations attributed to this climate change, such as the palaeo-environmental change from deep to shallow lakes, could instead be ascribed to the syn-rift tectonic evolution of the basins. Moreover, the sedimentary record of the Carboniferous to Permian transition in western Europe is limited to small intracontinental basins, for which the stratigraphic framework is often poorly constrained. The terminology used to refer to the stratigraphic record of these basins only reflect lithostratigraphic units with specific floristic facies (*i.e.*, Stephanian, Autunian, Saxonian and Thuringian), by definition diachronous both in time and space (Broutin, 1986; Broutin et al., 1999), but sometimes attributed to regional continental stages (*e.g.* Heckel and Clayton, 2006; Menning et al., 2006; Schneider et al., 2017. Correlating these units to the International Carboniferous to Permian Stratigraphic Chart is therefore challenging. The acquisition of isotopic ages from interbedded volcanic ash layers have provided a chronostratigraphic framework for several basins in France (Bruguier et al., 2003, for the south of the Massif Central, and more specifically : Michel et al., 2015 for the Lodève Basin ; Pellenard et al., 2017 for the Autun Basin), and in the Czech Republic Opluštil et al., 2016a,b, 2017). However, chronostratigraphic data are still lacking for many other Carboniferous-Permian basins. The present study, based on the core from the Lucenay F well (LY-F) located in the Decize-La Machine area (Massif Central, France, Fig. 3.3), aims at re-evaluating the depositional environments of the sediments (facies analysis, petrographic analysis) to provide a model for landscape evolution, in order to better constrain the relationships between tectonics, climate and volcanism, in this area. It also proposes a chronostratigraphic framework based on the U-Pb analyses on zircon and apatite performed on the interbedded volcanic ash layers. Finally, our model is compared with the sedimentary record from other Carboniferous–Permian basins in the Massif Central (France).

3.3.2 Geological setting

3.3.2.1 The Variscan orogeny

The Variscan orogeny, the remains of which are preserved over much of western and central Europe, resulted from the collision of several peri-Gondwanan microcontinents that were located between two main colliding supercontinents, Laurussia and Gondwana (*e.g.* Mc Cann et al., 2008).

The precise geodynamic scenario is, however, still a matter of debate, especially when it comes to the nature, boundaries and timing of amalgamation of the peri-Gondwanan continental domains (*e.g.* Ballèvre et al., 2014; Franke et al., 2017; Robardet, 2003). In the Massif Central and the southern part of the Armorican Massif, in France (Fig. 3.3a), continental subduction resulted in the formation of HP-LT metamorphic rocks during the Late Devonian–early Carboniferous (Bosse et al., 2000; Paquette et al., 2017; Lotout et al., 2018). Subsequent nappe-stacking was accompanied by the progressive exhumation of HP-LT metamorphic rocks (Bosse et al., 2000; Pitra et al., 2010; Ducassou et al., 2014), during the early Carboniferous. Next, between the late Carboniferous and the early Permian, post-orogenic extension is recorded by the formation of high-grade metamorphic domes associated with detachment faults, such as the Velay (Ledru et al., 2001) or the Montagne Noire (Van Den Driessche and Brun, 1992b; Poujol et al., 2017) domes in the Massif Central, or in the Quiberon and Sarzeau areas (Gapais et al., 2015), in the Armorican Massif. This extensive event is often attributed to the post-orogenic collapse of a thickened and hot crust (Echtler and Malavieille, 1990; Ménard and Molnar, 1988). In this geodynamic framework, late Carboniferous-Permian sedimentation is thought to occur in intramontane coal-basins, usually interpreted as half-grabens associated with major detachment faults (Malavieille et al., 1990; Van Den Driessche and Brun, 1992b; Malavieille, 1993; Faure, 1995), or as pull-apart basins by reactivation of major shear régions (Vallé et al., 1988; Genna et al., 1998; Choulet et al., 2012).

3.3.2.2 Late Carboniferous-Permian basins

In France, the late Carboniferous–Permian (*i.e.*, Stephanian–Autunian) basins are exposed within the Variscan basement from the Massif Central, Vosges, Armorican Massif, Pyrenees and Alps (Fig. 3.3a). They are also known from subsurface data beneath the Meso–Cenozoic sedimentary cover of the Paris, Aquitaine and South-East basins (see Beccaletto et al., 2015 and references therein). In the northeastern part of the Massif Central, several of these Stephanian to Permian basins are preserved. From west to east, they are (Fig. 3.3b) : (i) the Aumance (or Bourbon-l'Archambault) Basin, located between the Loire-Sancerre and the Sillon Houiller faults (Paquette, 1980; Bonnion et al., 1983; Courel et al., 1989; Paquette et al., 1989) ; (ii) the Decize-La Machine horst that is surrounded by a Mesozoic sedimentary cover, but which may represent a prolongation of the Aumance Basin (Grangeon et al., 1968) ; (iii) the Autun Basin, located in the Morvan and bounded to the south by the Autun fault (Marteau, 1983; Châteauneuf and Farjanel, 1989) ; (iv) the Blanzy-Bert-Le Creusot Basin, extending over more than 100 km from the Sillon Houiller to the south-west, up to the Forêt-Noire to the north-east (Feys and Gand, 1983; Vallé, 1986; Vallé et al., 1988; Gand, 2003). In addition, in the Morvan, the Blismes–Montreuillon volcanic units, include rhyolitic lava flows, ignimbritic and tuff layers, and minor interbedded sediments.

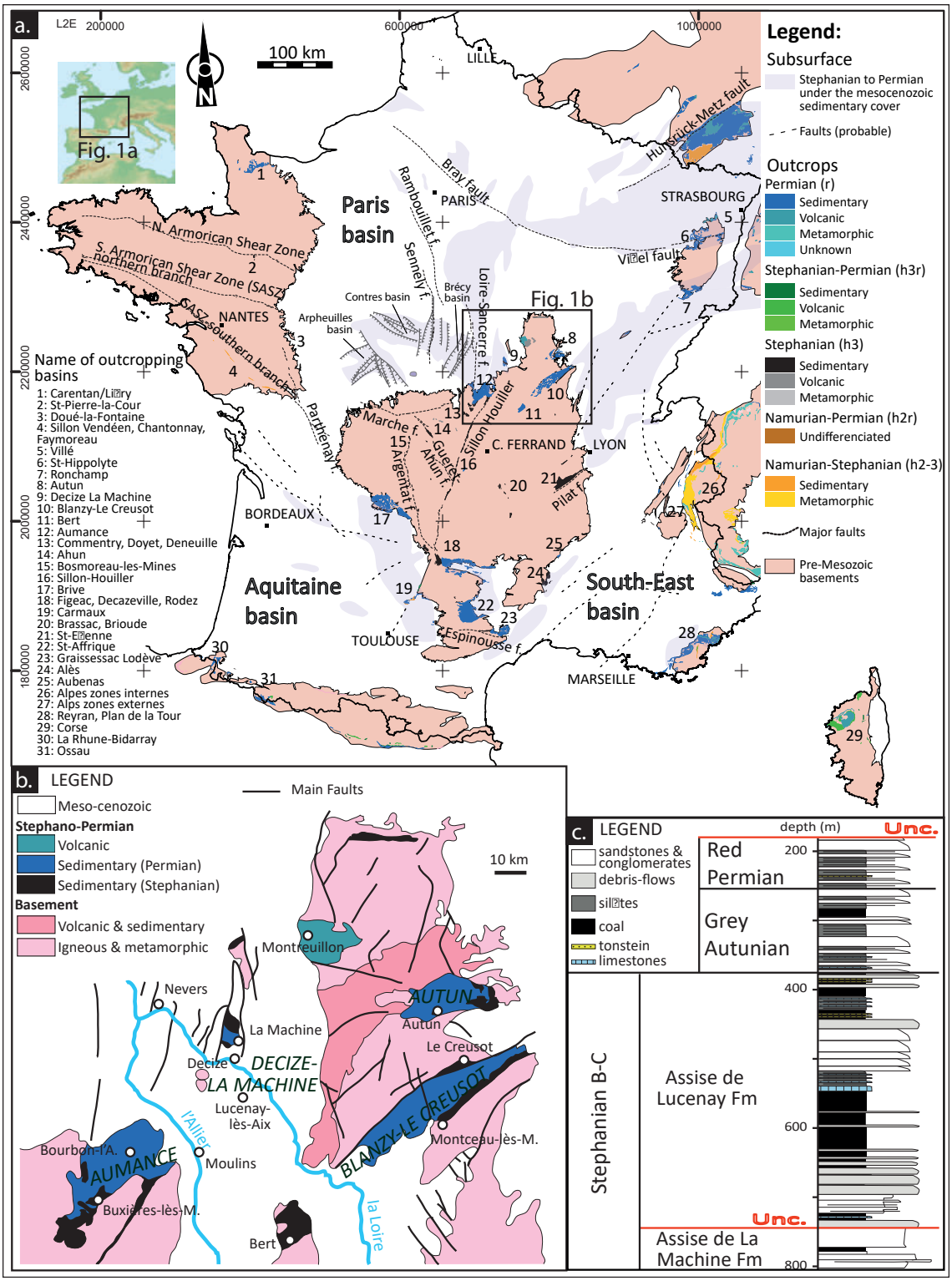


FIGURE 3.3 – **a) Simplified geological map of France showing location of the Stephanian and Permian deposits (Surface data : Chantraine et al., 2003 ; Subsurface data : Debrand-Passard, 1984; Châteauneuf and Farjanel, 1989; Delmas et al., 2002; Beccaletto et al., 2015) ; b) Simplified geological map and basin location of the northeastern part of the Massif Central (modified after Gand et al., 2007) ; c) Lithostratigraphic section of Lucenay-lès-Aix area (modified from Donsimoni, 1990). Unc. : Unconformity.**

These units have been attributed to the Autunian from the flora content and have been dated as late Carboniferous to early Permian using fission tracks analyses on zircon (Carpena et al., 1984). In the four Carboniferous to Permian basins, the sedimentary sequence has been divided into several lithostratigraphic units, named, from bottom to top : Stephanian (subdivided in Stephanian A, B and C), Autunian (itself subdivided in grey and red Autunian in the Aumance and Decize areas, or in Lower and Upper Autunian in the Autun Basin, *e.g.* Grangeon et al., 1968; Paquette, 1980; Marteau, 1983), and Saxonian. However, these units, defined from their paleobotanical assemblages (Broutin, 1986; Broutin et al., 1999), should not be directly related to the official stratigraphic periods as they may encompass the Carboniferous-Permian boundary, as shown in the Autun Basin, where the Carboniferous–Permian boundary has recently been established within the Lower Autunian using new CA-ID-TIMS U-Pb ages (Pellenard et al., 2017). High-precision CA-ID-TIMS U-Pb zircon ages are also available for the Lodève basin successions (Michel et al., 2015), located in the southern part of the Massif Central (Fig. 3.3a).

3.3.2.3 Lucenay-lès-Aix area

The Carboniferous-Permian sedimentation from the Lucenay-lès-Aix area is only known from subsurface data acquired during the 1980s (Donsimoni, 1990, 2006). The available drilled cores have never reached the basement of the sedimentary units. However, in the Decize-La Machine horst, located only a few tens of kilometers to the north, the Carboniferous to Permian sediments, represented by conglomeratic deposits, are deposited unconformably over a crystalline basement(Grangeon et al., 1968). From bottom to top, the succession of the Lucenay-lès-Aix area has been ascribed to the Stephanian B-C, the Grey Autunian and the Red Permian (Donsimoni, 1990, Fig. 3.3c). These divisions were mainly based on floral assemblages (Primey and Farjanel, 1988) and lithological considerations (Donsimoni, 1990). In addition, the Stephanian B-C is sub-divided in two formations (Fm) separated by an angular unconformity. The La Machine Fm is mainly made of feldspathic sandstones, polygenic conglomerates and rare fine-grained sediments and coal layers. It is overlain by the Lucenay Fm that contains thick coal accumulations, which are interbedded with conglomerates, sandstones, claystones, rare carbonates with stromatolites and a few tonstein layers. The Grey Autunian is mainly composed of feldspathic sandstones interbedded with siltites and rare coal layers. The colour of this unit evolves from grey-greenish at the base to brown-reddish towards the top. At last, the Red Permian is mainly made of reddish claystones and sandstones. Occurrence of tonstein layers is also mentioned in this unit. In the absence of preserved fauna or flora, this unit was attributed to the Red Saxonian, only based on facies analogies. These sedimentary series are usually attributed to alluvial/fluvial, swamp and minor lacustrine depositional environments (Primey and Farjanel, 1988; Donsimoni, 1990). They are assumed to be deposited in a half-graben controlled by a major NNE-striking syn-sedimentary fault located towards the NW (Donsimoni, 1990).

3.3.3 Methodology

3.3.3.1 Sedimentological analyses

The LY-F core (WGS84 coordinates : latitude : 46.71872301 ; longitude : 3.49736547) is 328.5 m long and was studied to establish a detailed sedimentological reference section at a 1 :50 scale. Each sample number corresponds to the name of the core (LYF) followed by the depth, in meters, to which the sample has been collected. The facies have been described using a terminology modified from Miall and Postma (1997) and Postma (1990). The evolutions of both the depositional environment and the source of the sediments were defined and constrained by facies associations and thin section analyses. From this detailed sedimentological study, the recognition of progradational-retrogradational trends within this terrestrial context (*e.g.* Bourquin et al., 1998, 2009) is given by the vertical depositional environment profile (Fig. 3.4).

3.3.3.2 Identification of ash-fall *vs.* volcano-sedimentary deposits

Ashes deposited in swamp and lake environments are transformed during the early diagenesis in clay minerals or silicate minerals (*e.g.* zeolites), depending on the alkalinity and acidity of the depositional environment (Fisher and Schmincke, 1984). Following *in situ* alteration, volcanic ash-layers mostly form tonsteins in coal-bearing sequences ; they are characterised by a high kaolinite content derived from the devitrification of glass shards, and sometimes by smectite or illite-smectite mixed-layers when smectite has been altered by an increase in temperature during the burial diagenesis (Bohor and Triplehorn, 1993; Spears, 2012). It is therefore generally accepted that tonsteins result from the in-situ alteration of volcanic ashes, mostly as distal air-falls from violent eruptions involving a silica-rich magma (Triplehorn, 1990). However, considering that kaolinite also occurs in coal-bearing sequences as a result of normal sedimentary processes, some kaolinite-rich layers may also correspond to detrital shales. Moreover, ash-fall deposits may be reworked during sedimentation and/or may incorporate detrital grains by various mechanisms (*e.g.* aeolian or aqueous contamination by currents, bioturbation...). Therefore, careful examinations of the mineralogical contents and geochemical compositions of the clay horizons is necessary to testify their pyroclastic nature, before using the zircon and/or apatite grains to date their deposition. In the case of the LY-F core, the temperature reached during burial diagenesis, as reported by Donsimoni (1990) based on the vitrinite reflectance index, has transformed smectite, which is very sensitive to a temperature increase, into R1-type illite-smectite mixed-layer (IS R1), while kaolinite, which is more heat resistant (up to 120-140°C), has been preserved. Therefore, kaolinite and IS R1 are considered as authigenic clay minerals formed from glassy ash shard deposits that likely correspond to tuffs, as frequently observed for tonsteins and K-bentonites (Spears, 2012; Huff, 2016; Hong et al., 2019). By contrast, mixtures of mica-illite, chlorite, kaolinite, vermiculite and associated mixed-layers (illite-smectite, chlorite-vermiculite, smectite-vermiculite, chlorite-smectite) are common in deposits enclosing mostly detrital particles. Moreover, quartz and alkali feldspar (sanidine) are often observed in tonsteins derived from a felsic magmatism but high contents in these minerals may also

reflect contamination by detrital input during reworking, which is frequent in continental or shallow water environment (Spears, 2012).

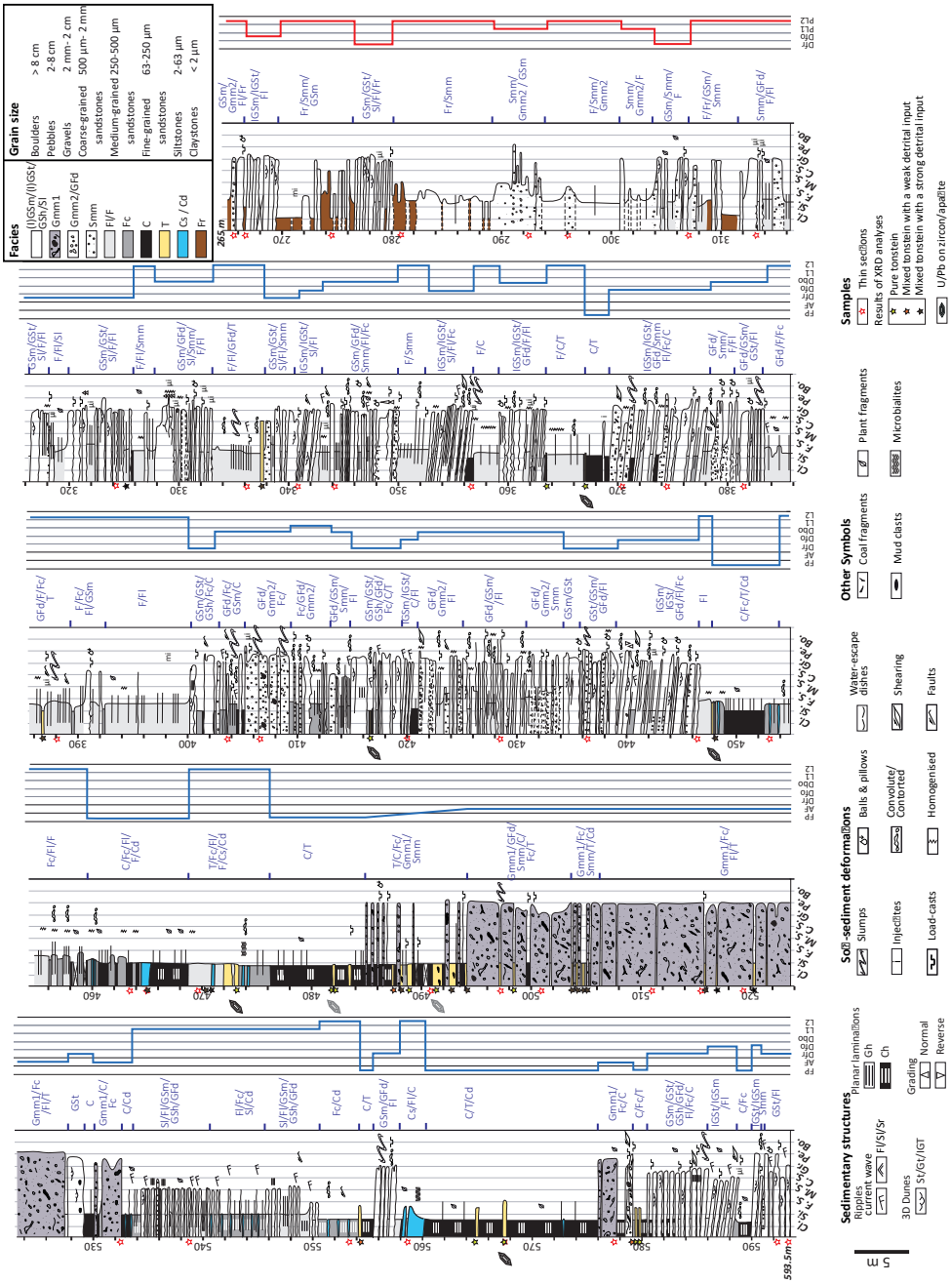


FIGURE 3.4 – **Sedimentological log of the core LY-F (Lucenay F well) at the 1/50 scale. Facies codes (described in Table 3.3) are indicated in blue, to the left of each column. The depositional profile is based on the depositional environments obtained for each facies association (see Table 3.4 and discussion in the text). Location of samples selected for thin sections, XRD and geochronological analyses are also reported.**

- **XRD analyses**

X-ray Diffraction (XRD) for the bulk rock and the clay-size fraction (<2 μm) were performed at the Biogéosciences Laboratory (Université de Bourgogne) to determine the mineralogical content of 33 clay layers that potentially correspond to tonsteins, and 3 samples of the enclosing detrital sediments (Table 3.2). By comparison, the mineralogical contents of the layers distinguish tonsteins that are directly derived from volcanic ashes from volcano-sedimentary rocks, containing a mixture of ashes and detrital particles (Pellenard et al., 2017; Rossignol et al., 2019). Clay minerals were identified in oriented mounts of non-calcareous clay-size fraction, following the analytical procedure of Moore and Reynolds (1997). After removing carbonate using 0.2N HCl, clays were deflocculated by successive rinsings with deionized water. Particles <2 μm were isolated after decantation (105 min) and concentrated by centrifugation. Diffractograms were obtained using a Bruker D4 Endeavor diffractometer with CuKα radiation, LynxEye detector and Ni filter, under 40 kV voltage and 25 mA intensity. The goniometer scanned from 2.5° to 28.5° 2θ for each run. Mineral identifications and semi-quantitative estimates were based on the position and area of the (001) basal reflections on the three XRD diffractograms, obtained after air-drying (AD), ethylene-glycol solvation (EG), and heating at 490°C for 2 hours (Moore and Reynolds, 1997).

- **Major and trace element geochemical analyses**

Concentrations of major and trace elements (44 chemical elements) were quantified by Inductively Coupled Plasma – Optical Emission Spectrometry (ICP-OES) and Inductively Coupled Plasma Mass Spectrometry (ICP-MS), respectively, on 11 potential tonstein samples at the SARM (CRPG-CNRS, Nancy, France). Geochemical analyses are provided in Supplementary material 1 and were used to compare the geochemical signature of the tonsteins with those from the Autun Basin (Pellenard et al., 2017), in order to characterise the nature of the magmatism and discuss the possible centres of the volcanic emissions. Analytical uncertainties and detection limits are provided in Supplementary material 2.

3.3.3.3 U-Pb geochronology

- **Analytical methods**

Zircon and apatite grains were extracted from samples from the LY-F core, following a classical mineral separation procedure, and hand-picked under a binocular microscope to produce the most representative sampling, with the aim to avoid any sampling bias (*e.g.* Sláma and Košler, 2012 and references therein ; Malusà et al., 2013). After embedding the grains in an epoxy resin, the pucks were polished down to reveal equatorial cross sections. Zircon and apatite grains were then imaged by cathodoluminescence (CL) before analysis by LA-ICP-MS in Géosciences Rennes. Detailed operating and instrumental conditions for U-Pb analyses on zircon and apatite can be found in Ballouard et al. (2015) and Pochon et al. (2016) and summarised in Supplementary materials 3 and 4, respectively.

TABLE 3.2 – **Results of XRD analyses performed on 33 clayey layers considered as potential tonsteins and 3 enclosed sediments : bulk mineralogy (XRD powder) and clay mineral proportion based on semi-quantification (given with 5% uncertainties) according to Moore and Reynolds (1997) for the clay fraction. %Quartz values are calculated using the 4.26 Å peak area compared with areas of main clay mineral peaks.**

Samples	Analyses	Bulk mineralogy (XRD powder, by order of content) very abundant >30% , abundant, >15% (present >2%)	Kaol (%)	IS R1 (%)	Illite (%)	CV (%)	Quartz (%)
LYF325.3 nv		*Quartz−, IS R1/illite, kaolinite/chlorite (K feldspar, gypsum, plagioclase)*	*27*	*30*	*38*	*6*	*15*
LYF337.35		Quartz− (dolomite, kaolinite, IS R1, mica/illite, goethite)	47	53	0	0	11
LYF363.35		**Dolomite +, kaolinite, siderite (gypsum, quartz, goethite)**	**93**	**7**	**0**	**0**	**3**
LYF367.15	* ‡	**Kaolinite+ (goethite, quartz)**	**100**	**0**	**0**	**0**	**1**
LYF386.88		IS R1, quartz, kaolinite (goethite, gypsum)	33	63	4	0	5
LYF416.5	* ‡	**Kaolinite+, goethite (gypse, quartz, IS R1)**	**88**	**12**	**0**	**0**	**0**
LYF448.08	‡	Quartz , kaolinite+ (goethite, IS R1)	67	22	8	3	21
LYF464.7		Siderite+, quartz, kaolinite (K feldspar, mica/illite)	71	21	7	0	5
LYF470.53		Quartz (kaolinite, mica/illite, K feldspar, plagioclase)	36	38	22	4	27
LYF471.05 nv		*Quartz− (IS R1/illite, goethite, kaolinite/chlorite)*	*10*	*47*	*41*	*1*	*60*
LYF473.25	* ‡	**Quartz+, kaolinite (goethite, IS R1)**	**68**	**32**	**0**	**0**	**18**
LYF481.95	*	**Kaolinite+, quartz+, goethite**	**94**	**6**	**0**	**0**	**7**
LYF482.15	* ‡	**Quartz+, goethite, kaolinite (K feldspar)**	**96**	**4**	**0**	**0**	**5**
LYF487.25		Kaolinite+, quartz+ (goethite, IS R1)	86	12	2	0	6
LYF488.15		Quartz−, kaolinite+ (goethite, mica/illite, IS R1)	75	14	11	0	9
LYF488.97		**Quartz+, kaolinite (goethite, plagioclase, IS R1)**	**70**	**29**	**0**	**1**	**27**
LYF491.25	* ‡	**Quartz+, kaolinite (IS R1, plagioclase, goethite)**	**58**	**42**	**0**	**1**	**24**
LYF492.7		Quartz (kaolinite, goethite)	73	21	5	1	80
LYF494.15		Kaolinite+, quartz + (goethite, mica/illite)	88	7	4	1	2
LYF498.5		**Dolomite+ (quartz)**	**89**	**11**	**0**	**0**	**3**
LYF503.9		Kaolinite+, quartz+ (mica/illite)	87	8	5	0	7
LYF504.1		Kaolinite+, quartz+ (goethite)	92	6	3	0	14
LYF504.95		Kaolinite+, quartz+ (goethite, mica/illite)	93	5	2	0	6
LYF505.26		Quartz +, kaolinite+ (goethite, mica/illite)	83	10	6	2	3
LYF516		Quartz , kaolinite (ISR1, mica/illite, goethite, K feldspar, plagioclase)	29	46	22	3	11
LYF517.1 nv		*Quartz−, IS R1/illite (kaolinite/chlorite, plagioclase, K feldspar)*	*15*	*37*	*44*	*5*	*20*
LYF521.6 nv		*Quartz , IS R1/illite, kaolinite/chlorite (K feldspar)*	*23*	*40*	*34*	*3*	*17*
LYF554.34	*	Kaolinite+, quartz (goethite, gypsum)	99	0	1	0	2
LYF554.35 c		*Quartz , IS R1/illite, kaolinite/chlorite (K felspar, gypsum, apatite)*	*32*	*30*	*36*	*2*	*15*
LYF564.95	*	**Kaolinite+, goethite, quartz (IS R1)**	**89**	**11**	**0**	**0**	**1**
LYF567.70	* ‡	**Kaolinite+, quartz+ (goethite, IS R1)**	**81**	**19**	**0**	**0**	**8**
LYF567.85 c		*Quartz−, kaolinite/chlorite (IS R1/illite, K feldspar)*	*63*	*20*	*16*	*1*	*31*
LYF579.35		Kaolinite+, quartz (goethite)	97	1	2	0	1
LYF579.4	*	**Kaolinite+, goethite (quartz, gypsum)**	**100**	**0**	**0**	**0**	**0**
LYF579.6	*	**Kaolinite+, quartz (goethite, IS R1)**	**79**	**21**	**0**	**0**	**2**
LYF579.65 c		*Quartz , kaolinite/chlorite (IS R1/illite, gypsum, goethite, K feldspar)*	*51*	*20*	*24*	*4*	*12*

* sample selected for chemical analysis
‡ sample selected for geochronological analysis
tonstein
volcano-sedimentary layer with a low detrital input
volcano-sedimentary layer with a signifant detrital input
non volcanogenic samples nv
sediments surrounding the tonstein layers c

- **Data filtering and age calculations**

For the U-Pb analyses on zircon, a two-step procedure has been applied to derive the age of the samples. The first step consists in filtering the data based on their probability of concordance between the $^{206}Pb/^{238}U$ and the $^{207}Pb/^{235}U$ ratios (Ludwig, 1998; Nemchin and Cawood, 2005; Rossignol

et al., 2016; Zimmermann et al., 2018), calculated using the "concordia" function in Isoplot/Ex 3.00 (Ludwig, 2012), including decay constant errors. The cut-off level applied to filter the data was 10% (Rossignol et al., 2016). Hereafter, concordant analyses refer to those exhibiting a probability of concordance $\geq$ 10%. For the second step, only concordant data were considered. As a slight Pb loss could still result in apparently concordant dates, as in the Tera-Wasserburg diagram, the Pb loss trend tends to be parallel to the concordia curve (*e.g.* Corfu, 2013), resolving whether the data represent truly concordant ages or apparently concordant dates requires a close inspection of each dataset. In cases where the data do not show evidence of Pb loss, with no significant spread along the concordia curve, the youngest cluster of at least 3 grains with dates overlapping at $2\,\sigma$ (standard deviation), as proposed by Dickinson and Gehrels (2009), is used to calculate a weighted mean concordia age from multiple analyses. In cases where data spread along the concordia curve, the selection of data to calculate a weighted mean concordia date from multiple analyses is discussed in detail in the text, because such spreading could result from variable amounts of Pb loss, hence producing apparently concordant dates with no geological significance. Additionally, we used the Tuff Zirc algorithm (Ludwig and Mundil, 2002), implemented as the "zircon age extractor" tool in Isoplot/Ex 3.00 (Ludwig, 2012). This algorithm was developed to minimise the effects of both inheritance and Pb loss, by isolating the largest cluster of analyses yielding a probability-of-fit greater than 0.05, and calculating the median age of this cluster. The uncertainties are asymmetric and provided within a 95% confidence limit. The TuffZirc algorithm was applied to the concordant ages (*i.e.*, obtained using the "concordia" function) and the results are compared with the weighted mean concordia dates calculated from multiple analyses. For the U-Pb analyses on apatite, no filtering was applied to the data before age calculations. Two approaches were used to derive the age of the samples. The first approach was to calculate the lower intercept of the discordia passing through the analyses. In each diagram, the unforced discordia is displayed together with a discordia for which the upper intercept was anchored to an initial $^{207}Pb/^{206}Pb$ value of 0.855 ± 0.001 Ma, calculated according to the single stage Pb evolution model of (Stacey and Kramers, 1975) for an age of 293 ± 15 Ma. The second approach was to calculate a weighted-average date based on the ^{207}Pb-corrected dates. These dates are obtained using the data reduction scheme VizualAge_UcomPbine (Chew et al., 2014) with a fixed initial $^{207}Pb/^{206}Pb$ value of 0.855.

3.3.4 Sedimentological analyses and depositional environment evolution

From the sedimentological study performed on the LY-F core, 18 facies have been distinguished (Table 3.3) : 10 conglomerate and sandstone facies, 4 fine-grained facies and 4 additional facies (including coal, volcanic ashes and carbonates). These facies have been grouped in 9 facies associations (Table 3.4) reflecting the depositional environments evolution along the LY-F section.

TABLE 3.3 – **Facies description and interpretation of depositional processes .**

Code	Lithology	Sedimentary structures	Depositional process
Conglomerate and sandstone			
GSm	Rounded to angular coarse-grained sand to boulders Polygenetic clasts (quartz, feldspars, coal fragments), well-sorted to moderately sorted (Fig. 3a, f) Clast supported Bed thickness: dm to m	Massive Planar bed Ungraded, and sometimes inverse, inverse-to-normal or normal grading Erosive base Sometimes chaotic features	Masse freezing, cohesive debris flow deposits or high-density turbidity current (Lowe 1982; Davis and Walker, 1974; Walker, 1975; Postma, 1990, 2014) Some slump and slide occurrences
GSt	Same lithology than the GSm facies (Fig. 3a) Bed thickness: dm to m	Trough cross stratification Erosive base	Tractive current, 3D megaripple migration (Miall, 1978; Davis and Walker, 1974; Walker, 1975)
IGSm	Same lithology than the GSm facies (Fig. 3b) Bed thickness: dm to m	Massive Inclined bed from 15 to 25° Ungraded, and sometimes inverse, inverse-to-normal or normal grading Erosive base Sometimes chaotic features	Gravity process, debris flow deposits in active foreset (Miall, 1996; Davis and Walker, 1974; Walker, 1975; Postma, 1990, 2014) Some slump and slide occurrences
IGSt	Same lithology than the GSm facies Bed thickness: dm to m	Trough cross stratification Inclined bed from 15 to 25° Erosive base	Multistored hydraulic jump (Cartigny et al., 2014 ; Rubi et al., 2018)
GSh	Same lithology than the GSm facies Bed thickness: dm	Planar horizontal lamination Erosive base	Hyperconcentrated density flow, High density turbidity deposits (Walker, 1975; Postma, 1990; Mulder and Alexander, 2001)
Gmm 1	Rounded to angular gravel to boulders, Polygenetic clasts (mud-clasts, magmatic and coal fragments), very poorly sorted (Fig. 3c, 3h) Matrix supported, very poorly sorted (silt to coarse-grained sand) Bed thickness: dm to m	Massive Ungraded, and sometimes inverse, inverse-to-normal or normal grading Sharp base Sometimes chaotic features	Masse freezing, cohesive debris flow deposits (Lowe, 1982; Miall, 1996; Walker, 1975; Postma, 1990) With some slump and slide occurrences
Gmm 2	Rounded to angular gravel to pebbles, Polygenetic clasts (mud-clasts, magmatic and coal fragments), poorly sorted, Matrix supported very poorly sorted (silt to coarse-grained sand) Bed thickness: dm	Massive Ungraded, and sometimes inverse, inverse-to-normal or normal grading Sharp base Sometimes chaotic and shearing features	High density turbidity current (Walker, 1975; Postma, 1990) With some slump and slide occurrences
GFd	Deformed bed of various lithology (conglomerate to silt, Fig. 3j, 3n) Bed thickness: dm to m	Chaotic deposits and shearing structures	Slump and slide
Smm	Heterolithic well-bedded very fine to coarse-grained sand with floating gravels to pebbles (Fig. 3l) Bed thickness: dm	Horizontal planar bedding Gravels to pebbles are sometimes inverse or inverse-to-normal grading, diffuse base and top between conglomerate and sand Sharp or diffuse base	Traction carpet, gravelly high density turbidity deposits (Lowe, 1982)

Sl	Fine to medium-grained sand (Fig. 3d, o) Bed thickness: cm to dm	Ripple cross lamination with sometimes oscillatory ripples at top Lenticular bed Erosive base	Tractive current, current ripples sometimes reworked by oscillatory current influences
Fine			
F	Clay to silt Bed thickness: cm to dm	Massive or thinly laminated clay Planar or inclined bed	Deposition from suspension
Fl	Silty clay to very fine-grained sand with mm to cm beds of fine to medium-grained sand exceptionally coarse-grained and sometimes thin bed of carbonate (Fig 3b, 3d) Bed thickness: c to dm	Thinly laminated Sandstone beds are massive or contain ripple cross lamination Carbonate bed are massive Sometimes disturbed/homogenised, convolute/contorted bedding, fault or chaotic and shearing features	Deposition from suspension alternating with tractive current, low density turbidity current (Lowe, 1982)
Fc	Silty clay to very fine-grained sand with mm to cm coal and plant fragments, mm to cm beds of fine to medium-grained sand and sometimes thin bed of carbonate (Fig. 3b, 3o) Bed thickness: dm to m	Thinly laminated Sandstone beds are massive Sometimes disturbed/homogenised, fault, convolute/contorted bedding, or chaotic features	Deposition from suspension alternating with tractive current, low density turbidity current (Lowe, 1982)
Fr	Sandstone to clay, reddish to greenish in colour, often rich in mica flakes (Fig. 3p) Bed thickness: cm to m	Massive, disturbed Sometimes with gley structures	Deposition from suspension and pedogenesis
Other facies			
C	Coal with plant fragments and mm to cm beds of fine to medium-grained sand (Fig. 3e) Bed thickness: dm to m	Massive or thinly laminated	Coal deposits alternating with overbank
T	Ochre clay, sometimes with coal chips (Fig. 3e) Bed thickness: cm to dm	Massive or thinly laminated	Volcanic ashes sometimes reworked
Cs	Carbonate	Undulatory bedding	Stromatolite
Cd	Carbonate	Following or cutting through the sedimentary layering	Diagenetic

After Davies and Walker (1974); Walker (1975); Lowe (1982); Postma (1990); Miall and Postma (1997); Mulder and Alexander (2001); Cartigny et al. (2014); Postma et al. (2014); Rubi et al. (2018)

TABLE 3.4 – **Facies associations identified within the LY-F core and their attribution to depositional environments** .

Code	Facies association	Depositional environmnet
FP	C, F, Fl, Fc, T, thin layers of Sl Cd (Fig. 3e)	Swamp deposits
AF	Gmm1, Smm, F, Fl, Fc, C, T Rare GFd (Fig. 3c)	Alluvial fan within swamp or lake (Blair and McPherson, 1994; Miall, 1996)
PL1	Smm, Gmm2, F, Fl, Fr Rare GSm	Unconfined stream flood: distal alluvial fan within a playa lake environment
PL2	Smm, F, Fl, Fr	Unconfined stream flood: distal alluvial fan within a playa lake environment
Dfr	GSm, GSt, GSh, Sl, F, Fl, Fc, C, T Rare Smm, GFd (Fig. 3a)	Unconfined flow of delta-front deposits with coal preservation (Postma, 1990; Bhattacharya, 2010)
Dfo	IGSm, IGSt, F, Fl, Fc Rare Smm, GFd, C (Fig. 3b)	Foreset of delta deposit (Postma and Roep, 1985; Rubi et al., 2018)
Dbo	GFd, GSm, GSh, Smm, Sl, F, Fl, Fc Rare C, Gmm2	Bottom set of delta deposits (Postma and Roep, 1985; Rubi et al., 2018)
L1	F, Fl, Fc, thin layers of sandstones (Sl, GSh, GSm, Fig. 3d), GFd	Lake with sediment supply deposited laterally to delta deposits
L2	F, Fl, Cs, C, GFd	Lake environment with rarely stromatolites or carbonate layers or more frequently few sediment supply with soft-sediment deformation

After Postma and Roep (1985); Postma (1990); Blair and McPherson (1994); Miall and Postma (1997); Bhattacharya (2010); Rubi et al. (2018)

3.3.4.1 Facies associations and depositional environments

From the base to a depth of 581 m (Fig. 3.4), the core is mainly composed of sandstones and conglomerates interbedded with thin siltstone and coal layers. The coarser facies are either massive (GSm and IGSm facies, Table 2 ; Fig. 3.5a, b) or constituted by 3D megaripples (GSt and IGSt facies, Table 3.3 ; Fig. 3.5a) or locally by horizontal laminations (GSh facies, Table 3.3). The GSt, GSh and GSm facies are stacked together (Fig. 3.5a) or interbedded with thin fine facies levels (Fl, Fc facies), and sometimes with thin coal layers (C facies). The inclined facies (IGSt and IGSm ; Fig. 3.5b) are isolated within inclined Fl facies and display soft-sediment deformations (SSD), such as convolutes, balls and pillows and both slumps, and shearing-related structures that can correspond to chaotic beds (GFd, Table 3.3). From 589 to 590 m, occurrence of the fine (Fc) and coal (C) facies are more common, and the coarse facies are completely absent. As a consequence, three facies associations can be recognised within this first part of the section. The first facies association, named Dfr (Fig. 3.5, Table 3.4), is mainly characterised by tractive processes (GSt, GSh) with some debris flows (GSm, Smm, Fig. 3.5a, f, i) typical of unconfined flows in delta-front deposits (Postma, 1990; Bhattacharya, 2010), associated with swamp recorded by coal preservation. The second facies association, named Dfo (Fig. 3.4, Table 3.4), is composed of inclined beds representing foreset deposits and recording periods of gravity processes (IGSm, Fig. 3.5b) alternating with settling of particles (Fc or Fl, Fig. 3.5b), with some hydraulic jump (IGSt) and slump occurrences, typical of delta deposits (Postma and Roep, 1985; Rubi et al., 2018). The facies association marked by the development of siltstone and coal layers (F and C facies, Table 3.3) is named FP (Fig. 3.4, Fig. 3.5e, Table 3.4), and is attributed to a humid floodplain with swamp deposits.

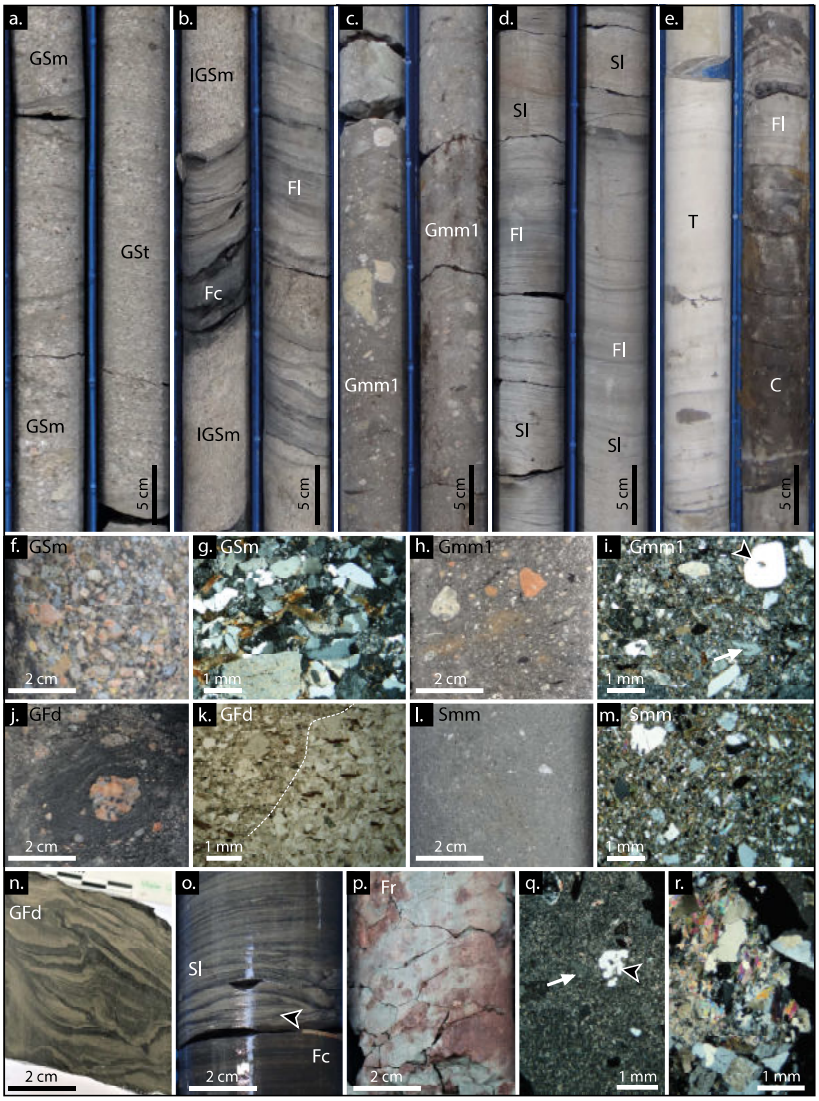


FIGURE 3.5 – **Overview photographs of the facies of the LY-F core (the top is above) : a) GSm and GSt facies ; b) IGSm, Fc and Fl facies ; c) Gmm1 facies ; d) Fl and Sl facies ; e) T facies ; f) Fl and C facies ; Details of f & g) GSm facies, note the angular shape and the relatively good sorting of the grains compared with the Gmm1 and Smm facies (f : macrosample ; g : thin section, XPL) h & i) Gmm1 facies (h : macrosample ; i : thin section, cross-polarized light (hereafter XPL) ; note the occurrence of volcanic quartz with subhedral shape (black arrow) and-or corroded surfaces (white arrow) ; j & k) GFd facies within coarse-grained sandstones displaying post-depositional mixing of layers with different grain-sizes (h : macrosample, note the large clast surrounded by laminated finer-grained sediments ; i : thin section, plane-polarized light (hereafter PPL), oblique contact underlined by a dashed white line) ; l & m) Smm facies size (l : macrosample ; m : thin section, XPL, note the occurrence of angular quartz and small flakes of white micas) ; n) GFd facies within fine deposits : thin layers affected byboth brittle and ductile deformation related to slumping ; o) Finely laminated Fc and Sl facies with small ripples ; p) Fr facies with gley structures ; q) Cryptocrystalline volcanic rock fragment with quartz (black arrow) and feldspar (white arrow) phenocryts (thin section, XPL) ; r) Muscovite-rich rock fragment with quartz and feldspars (thin section, XPL).**

From 581 m to ~560 m (Fig. 3.4), the coal and fine-grained facies dominate and are interbedded with layers of volcanic ashes (T facies, Table 3.3 ; Fig. 3.5e). At the base, a new facies association appears, characterised by the occurrence of the Gmm1 facies (Fig. 3.5c, h), typical of cohesive debris flows, with load-cast and shear-related structures, and interbedded with thin fine (F facies) and coal (C facies) layers. This facies association, named AF (Fig. 3.4, Table 3.4), corresponds to alluvial-fan delta deposits within lake or swamp (Nemec, 1990). This environment evolves to coal with fine facies intercalations, typical of swamp deposits of the FP facies association (Fig. 3.4, Table 3.4).
From 560 to 533 m (Fig. 3.4), two new facies associations appear. The first one is composed of fine facies (Fl, Fc facies) with occurrence of stromatolite layers (Cs facies, Table 3.3). Occurrences of diagenetic carbonates (Cd facies, Table 3.3) are also observed within the fine facies. The second facies association is also composed of same fine facies alternating with thin sandstone facies layers (mainly Sl facies, Fig. 3.5d, o, with few GSm, GSh or GFd facies, Fig. 3.5d, o). The predominance of fine facies, with coal and plant reworking, stromatolites, and some occurrences of sandstones with current ripples, locally reworked by oscillatory currents, implies a depositional environment within a water level. Both facies associations represent a lake environment, either with some sediment supply and deposited laterally of the delta (L1 facies association ; Fig. 3.4, Table 3.4), or with a weak sediment supply, deposited far away from the delta-front (L2 facies ; Fig. 3.4, Table 3.4).
From 533 to 494 m (Fig. 3.4), the depositional environment, mainly marked by thick conglomeratic deposits (Gmm1 facies ; Fig. 3.5c, h) associated with minor fine facies and thin volcanic ash and coal layers (Fl, Fc, T, C facies, Table 3.3), corresponds to alluvial-fan delta within a swamp or a lake environment (AF facies association, Table 3.4). From 494 to 485 m (Fig. 3.4), the depositional environment changes progressively, as recorded by thinner conglomerate and sandstone (Gmm1, Smm facies) layers interbedded within thicker fine and coal layers and volcanic ashes, corresponding to a transition between the AF (alluvial-fan delta) and FP (flood plain) facies association.
From 485 to 446 m, the swamp environment (FP facies association, Table 3.4) with thick coal layers and volcanic ashes (C, T facies, Table 3.3) are alternating with fine-grained sediments with less coal layers (F, Fl, and Fc facies, Table 3.3). The absence of medium- to coarse-grained facies implies to assign these deposits to the L2 facies association (Fig. 3.4, Table 3.4) corresponding to a more distal lake environment (*i.e.*, with less sediment supply than L1). Indeed, the occurrence of stromatolites (Cs facies) associated with disturbed layers and contorted beds (Fig 3.5n) suggests that deposition took place under low water level.
From 446 to 400 m (Fig. 3.4), a new facies association appears, characterised by the predominance of gravel to fine facies affected by SSD (GFd facies, Table 3.3 ; Fig 3.5j, n), interbedded with gravity deposits (GSm, Gmm2 or Smm facies) and fines (Fl, Fc facies) with numerous load-cast, ball and pillow and dewatering features. One tonstein layer is observed at around 413 m. This facies association, named Dbo (Fig. 3.4, Table 3.4), is interbedded with foreset delta (Dfo) and delta-front (Dfr) facies associations, and is therefore attributed to the bottomset deposits of the delta system (Postma and Roep, 1985; Rubi et al., 2018). In consequence, this core interval records an evolution from delta deposits with foreset and bottomset deposits (Dfo and Dbo, Fig. 3.4) to delta-front related deposits

with episodic coal preservation (Dfr, Fig. 3.4).
From 400 to 316 m, several trends are observed with an evolution from lake facies (L2 facies association) to delta facies (Dbo, Dfo, Dfr facies associations, Table 3.4), and locally to swamp deposits (FP facies association, Fig. 3.4). Here, the lake facies (L2 facies association) are usually followed by delta bottomset deposits (Dbo facies association) and are not associated with stromatolites, suggesting that they may correspond to a distal and deep lacustrine environment.
From 316 m to the top of the core, the fine facies are locally reddish, while coal and volcanic ash layers are absent. The occurrence of high-density turbidite deposits (Gmm2, Smm facies, Table 3.3) interbedded with fine facies (F and Fl facies, Table 3.3) corresponds to unconfined stream floods that represent sandsheet deposits within a lake. However, the reddish fine facies (Fr ; Fig. 3.5p) locally preserve gley structures suggesting hydromorphic soil development. The facies association (Fl, F, Fr, Smm, Gmm2, GSm) therefore attests lake level fluctuations with periods of emersion and corresponds to sediment supply within a playa-lake environment. Two facies associations are distinguished, named PL1 and PL2 for proximal and distal playa-lake environments, respectively (Table 3.4). At the top of the core section, some delta front and delta foreset facies associations are also present (Dfr and DFo facies associations, Table 3.4).

3.3.4.2 Petrographic study

A semi-quantitative petrographic analysis was performed on 29 sandstone and conglomerate samples collected from the LY-F core (see location of the samples on Fig. 3.4). Results are provided in Table 3.5 and figure 3.6. Sandstones and conglomerates from the GSm facies are relatively well-sorted, clast-supported and consist of feldspathic or lithic arenites (Fig. 3.5g ; Fig. 3.6a, QFM diagram, classification from Dott, 1964). The main components are quartz (28 to 48 %), sericitised plagioclase

Table 3.5 – **Semi-quantitative analysis of the sandstones and conglomerates from the LY-F core.**

Sample	Facies	Matrix (%)	Quartz			Feldspars			Micas						Rock Fragments				Coal Fr (%)	
			Volc (%)	Ang. (%)	Pol. (%)	TOT Qtz	Plag (%)	Alk (%)	TOT Fdp	Bi (%)	Bi + rel (%)	Mu (%)	Ch (%)	TOT Micas	Volc 1 (%)	Volc 2 (%)	Plu / Met (%)	oth^	TOT RF	
LYF 593	GSt/GSh	–	3	20	15	38	12	14	26	10	1	1	1	13	6	15	2	–	23	–
LYF 592	GSm/GSh	–	3	20	16	39	18	15	33	5	8	–	2	15	3	8	2	–	13	–
LYF 577	Gmm1	60	6	2	–	8	2	2	4	–	–	–	–	–	10	10	5	–	25	3
LYF 532	Gmm1	40	11	5	2	18	3	2	5	–	–	–	–	–	10	24	–	–	34	3
LYF 519	Gmm1	65	4	2	1	7	2	1	3	–	–	–	–	–	5	15	2	–	22	3
LYF 515	Gmm1	45	12	5	1	18	2	3	5	–	2	–	–	2	10	15	2	1	28	2
LYF 511	Gmm1	55	4	1	–	5	2	–	2	–	–	–	–	–	10	18	6	–	34	4
LYF 501	Smm	60	12	5	–	17	3	2	5	–	–	–	–	–	8	10	–	–	18	–
LYF 497	Gmm1	55	3	2	1	6	2	1	3	2	–	–	–	2	13	11	6	–	30	4
LYF 446	GSm d	15	4	12	12	28	8	20	28	10	–	–	–	10	10	8	1	–	19	–
LYF 437	GFd	–	2	15	16	33	6	22	28	7	–	1	2	10	16	6	6	1	29	–
LYF 428	GSm	10	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	–	35	30	25	–	90	–
LYF 419	GSm	–	1	15	20	36	12	15	27	12	–	–	3	15	10	5	2	–	17	5
LYF 406	GFd	–	2	18	16	36	5	22	27	10	–	–	5	15	10	10	2	–	22	–
LYF 403	GSm	–	1	20	10	31	10	15	25	12	–	–	6	18	10	15	1	–	26	–
LYF 381	GSm	–	3	12	18	43	6	26	32	5	–	–	–	10	15	10	–	–	20	–
LYF 374	GFd	–	3	15	12	30	5	22	27	5	4	–	2	11	18	14	–	–	32	–
LYF 370	GFd	–	2	12	15	29	5	20	25	6	–	–	3	9	16	11	6	–	33	4
LYF 344	GSm	–	5	12	15	32	2	20	22	6	–	–	3	9	18	14	5	–	37	–
LYF 340	Sl	–	–	18	–	18	12	18	30	10	1	4	2	17	13	22	–	–	35	–
LYF 313	GFd	25	2	15	10	27	–	10	10	6	–	3	4	13	8	10	2	5	25	–
LYF 306	GSm	–	2	15	12	29	11	10	21	8	–	–	4	12	26	10	–	–	36	2
LYF 296	Smm	75	–	12	6	18	–	2	2	–	–	2	1	3	–	–	–	2	2	–
LYF 292	GSm	–	2	25	20	47	10	10	20	6	–	5	5	16	–	–	2	15	17	–
LYF 292	Smm	70	–	14	6	20	–	5	5	–	–	2	–	2	–	–	–	3	3	–
LYF 280	Smm	85	–	10	–	10	–	–	–	2	–	1	–	3	–	–	–	2	2	–
LYF 274	GSm	–	3	20	25	48	2	20	22	2	–	4	–	6	4	10	10	–	24	–
LYF 267	GSm	–	0	22	27	49	18	15	33	1		0	0	1	5	2	0	10	17	–
LYF 265	Gmm2	25	6	22	12	40	8	12	20	–	–	3	–	3	8	2	2	–	12	–

and untwinned and/or perthitic alkali feldspar (20 to 33%) and lithic fragments (13 to 32%), mainly of volcanic origin, although towards the top of the core muscovite-rich rock fragments predominate (Fig. 3.5r). Phyllosilicates are also common (5 to 18%) and mainly consist of biotite and chlorite, while muscovite content increases significantly towards the top of the core.
Sandstones and conglomerates from the Gmm1 (Fig. 3.5i), Gmm2 and Smm (Fig. 3.5m) facies are poorly-sorted and matrix-supported, and mainly consist of lithic wackes, although samples taken in the top 50 m of the core correspond to feldspathic wackes (Fig. 3.6b, QFM diagram, classification from Dott, 1964). The matrix, made of particles smaller than 1 mm for the Gmm1 and Gmm2 facies and smaller than 500 μm for the Smm facies, ranges between 25 and 65%. In samples located in the lower part of the core (Gmm1 facies and 1 sample from the Smm facies), elements mainly consist of rock fragments (up to 35%), mainly of volcanic origin (Fig. 3.5q), quartz (up to 20%) and minor feldspars (up to 5%). In samples from the top of the core (Smm and Gmm2 facies), elements mainly consist of quartz (up to 83%) and minor feldspars (up to 28%), rock fragments (up to 17%), with many mica-rich fragments (Fig. 3.5r) and micas (mostly white micas, Fig. 3.5m).

Samples from the Gmm1 facies contain significantly more quartz with features suggesting a volcanic origin (*i.e.*, euhedral grains with slightly rounded edges and corrosion gulfs ; Fig. 3.5i) than samples from the GSm, GFd and Gmm2 facies, in which angular and polycrystalline quartz grains are more common (Fig. 3.6c). Samples from the GFd facies have a similar composition than those from the GSm facies ; they consist of an alternation of layers (from fines to conglomerates) affected by SSD, and therefore displaying either irregular contacts between the different lithologies (Fig. 3.5k), or injections of fine-sediments between coarser grains, and conversely. When mixing is intense, the GFd facies may display a poorly-sorted texture and therefore be mistaken with the Gmm1 or Gmm2 facies.
To sum up, the Gmm and Smm facies are mainly characterised by a poor sorting when compared to the GSm and Sl facies. The mineral compositions of these different facies change significantly with depth, with an increase in quartz and muscovite contents towards the top of the core, recorded in both GSm and Gmm/Smm facies. Rock fragments of volcanic origin are found in most samples, but are predominant in samples from the Gmm1 facies, which also contain a large amount of quartz of volcanic origin.

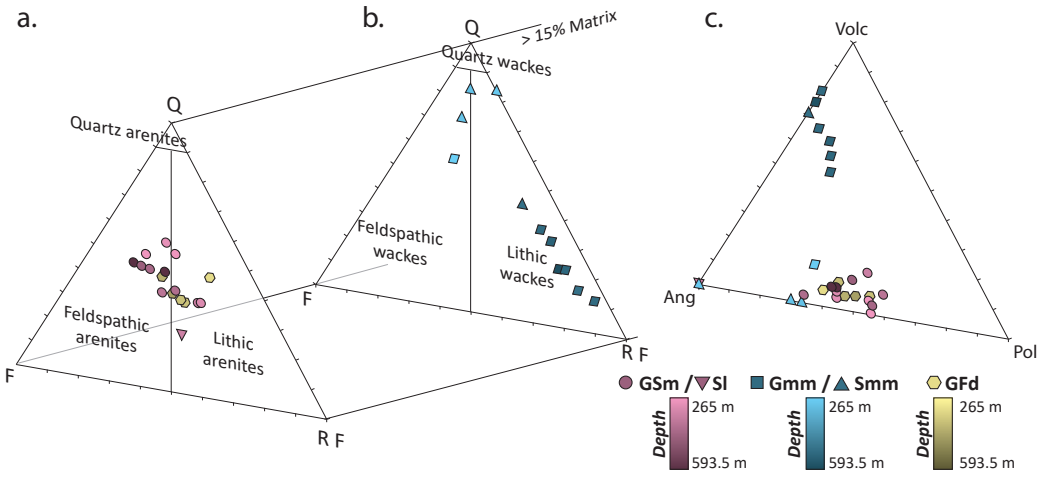


FIGURE 3.6 – **a) QFM diagram for sandstones and conglomerates with less than 15 % of matrix, and b) with more than 15% of matrix (classification of terrigenous rocks from Dott, 1964) ; c) ternary diagram showing the relative proportion of volcanic, angular and polycrystalline quartz in sandstones and conglomerates**.

3.3.4.3 Depositional environments evolution

The facies associations described above and assigned to different depositional environments are used to reconstruct the palaeo-environmental evolution of the area, as illustrated on the detailed sedimentological section (Fig. 3.4) or on the synthetical section (Fig. 3.7). The more proximal environment is attributed to a floodplain, mainly characterized by swamp with coal and volcanic ash layers expressed as tonsteins (FP, Table 3.3). The sediment supply is inherent either to delta processes (DF, Dfr, Dfo or Dbo, Table 3.3) or to alluvial fan deposits (AF, Table 3.3). The alluvial fan delta deposits contain much more volcaniclasts (volcanic quartz grains, volcanic rock fragments) than the delta sediments, suggesting that they derive from a different source, mostly volcanic in origin. These alluvial fan sediments are therefore attributed to volcaniclastic mass flows. Their close association with tonstein layers and the fact that these volcaniclastic deposits are only found as debris flows suggest that they correspond to catastrophic events that were deposited during periods of volcanic activity. However, in the absence of geochronological constraints for the volcaniclasts, it cannot be excluded that at least part of the volcaniclasts could have been reworked from older volcanic deposits (*e.g.* Rossignol et al., 2019). Lake deposits (L1 and L2) or playa-lake (PL1 and PL2 facies associations) are either located laterally from the delta, where detrital input is weaker, or in the more distal part of the lake. The distinction between L1/PL1 and L2/PL2 facies associations is only based on the detrital input and not on the water depth of the lake, nor on the distance from the coastline. When stromatolites are clearly identified, a proximal position and a low water depth is inferred. However, some of the thin carbonate layers often found in the lake deposits have a diagenetic origin and should not be mistaken for stromatolites. Some volcanic ash layers (tonsteins) are also observed in the lake environment.

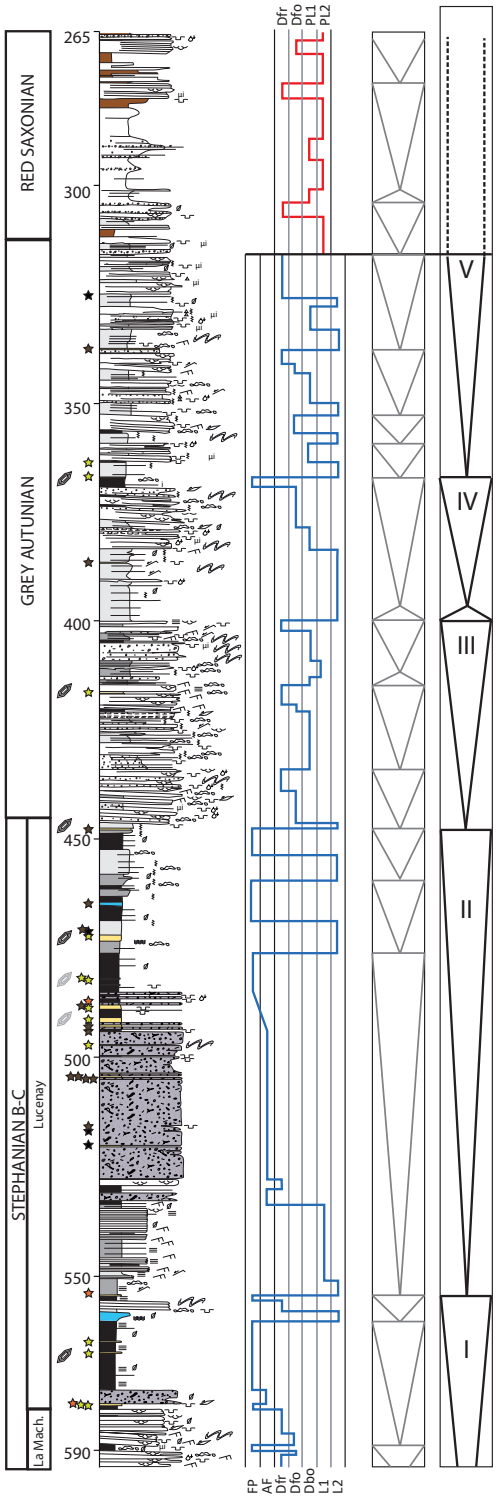


FIGURE 3.7 – **Synthetic log of the core LY-F with the depositional profile and stratigraphic cycles. The attribution to the different units and formations is from Donsimoni (1990).**

Two depositional profiles have been drawn : one from the base to 316 m, characterised by flood-

plain (FP) to delta (DF, Dfr, Dfo, Dfbo) and lake deposits (L1, L2) ; and the second from 316 m to the top, from delta (Dfr, Dfo) to playa-lake deposits (PL1, PL2).

The evolution of the depositional profiles (Figs. 3.4 and 3.7) from the base to the top of the core, displays five major progradational/retrogradational cycles (noted I to V, Fig. 3.7), for which progradational trends are particularly well preserved.

From 593.5 to 560 m, the first cycle, noted I (Fig. 3.7), records only a progradational trend with a well-developed coal level at its upper part. It is composed of three minor progradational trends, with delta facies associations (delta-front, Dfr, and foreset, Dfo, deposits, Table 3.3) and swamp deposits characterising the floodplain facies association (FP, Table 3.3). It ends with a small progradational trend from shallow lake with stromatolites layers (L2, Table 3.3) to front-delta delta (DFr, Table 3.3) and then floodplain (FP) facies association.

From 560 to around 449 m, the second cycle trend, noted II (Fig. 3.7), is composed of three minor cycles where only progradational trends are recorded. The first one is well-developed and mainly consists of thick lake deposits (L1), followed by thick volcaniclast-rich alluvial-fan deposits (Gmm1 facies of the AF facies association, Table 3.3), and evolving progressively to swamp deposits with several volcanic ash layers (FP facies association, Table 3.3). The last two minor cycles are short and consist of a progradational trend from lake deposits with a weak sediment supply of the L2 facies association to swamp deposits (FP facies association). These two cycles do not represent necessarily a high relative lake level variation, as the lake environment may correspond to littoral deposits, as suggested by the occurrence of stromatolites. The third cycle, from 449 to ∼400 m, noted III (Fig. 3.7), is also marked by a well-developed progradational trend from lake (L2 facies association, Table 3.3) to delta facies associations (from delta-front, Dfr, foreset, Dfo, and bottom set, Dbo, deposits, Table 3.3) ; a short retrogradational trend is recorded within lake deposits, at the top of this cycle. Cycle III is divided into three minor cycles, where the progradational trends are well-developed and the retrogradational trends are either short or not recorded. Within these cycles, coal preservation (only thin levels) and ash layers are rare.

The fourth cycle, noted IV, from ∼400 to 367 m, is marked by 17 m of well-developed distal lacustrine facies with few sediment supply (L2, Table 3.3), which evolve progressively to delta facies associations (with bottomset, Dbo and foreset, Dfo deposits, Table 3.3) and to swamp deposits with coal and ash layers (FP, Table 3.3). The fifth and last major cycle, noted V (Fig. 3.7) starts at 367 m and is possibly recorded up to the top of the core. The lower part records a progradational trend, up to 314 m. It can be divided in four minor cycles for which only progradational trends, from lake deposits (L2 facies association, Table 3.3) to delta deposits (Dfr, Dfo and Dbo facies associations, Table 3.3) are recorded. Then, from 314 m, the depositional profile changes : three minor cycles displaying mainly progradational trends, from dominant playa-lake deposits (PL2 and PL1 facies associations, Table 3.3) to poorly developed delta deposits (Dfr and Dfo facies associations, Table 3.3), are recorded. This change is also marked by a compositional change of the detrital minerals, characterised by an increase of quartz and muscovite contents and a change in the nature of the lithic fragments. However, as these observations are close to the top of the core, it is difficult to know if these cycles

belong to the same progradational trend or if they already belong to a retrogradational trend.

3.3.5 Geochronological constraints

3.3.5.1 Identification of tonsteins from mineralogical and geochemical analyses

Among the 33 clay layers analysed by XRD (bulk and clay-size fractions, Table 3.2), 13 correspond to pure tonsteins (*e.g.* mainly composed of kaolinite, with little up to 40% of IS R1, and minor quartz and feldspar, Table1, Fig. 3.8a). In addition, 16 clay layers are considered as mixed tonsteins, consisting of a mixture of volcanic ashes incorporating variable proportions of detrital particles. Out of these 16, 3 layers present only traces (<1–2%) of illite in the clay fraction, which is considered as detrital and reworked from soil or old basement rocks (LYF579.35, LYF554.34 and LYF487.25, Table 3.2), suggesting a weak detrital contamination, while 13 are composed of a mixture of authigenic volcanogenic clay minerals and detrital minerals marked by more than 2 % of illite in the clay fraction and/or of mica-illite in the bulk fraction (Table 3.2, Fig. 3.8b). The last 4 analysed clay layers do not present clear evidence for a volcanogenic input as they are characterized by a common detrital mineralogy (illite, R1 IS, CV, kaolinite, chlorite and more abundant quartz in the bulk fraction, Table 3.2, Fig. 3.8c). The 13 pure tonsteins from the LY-F core display the same mineralogical features than those observed in the Carboniferous–Permian series of the Autun Basin (Pellenard et al., 2017, Fig. 3.3b). Geochemical analyses (Supplementary material) were performed on 10 pure tonsteins and on 1 mixed tonstein layer containing traces of illite (LYF554.34). Most tonstein samples present similar geochemical signatures than the samples from the Autun Basin (Fig. 3.9a, b, c), although four of them (LYF367.15, LYF481.95, LYF482.15, LYF579.6) display differences marked by (i) a slightly higher Nb/Y ratio (Fig. 3.9a), (ii) a slightly higher Ta concentration relative to Hf and Th (Fig. 3.9b) and (iii) a lower Yb concentration (Fig. 3.9c). In addition, the low TiO2/Al2O3 ratio of these tonsteins (<0.02) suggest that the original ashes were silica-rich. These trends are similar to those recorded from tonsteins mixed with detrital input sampled in the Autun Basin (Fig. 3.9a, b, c).

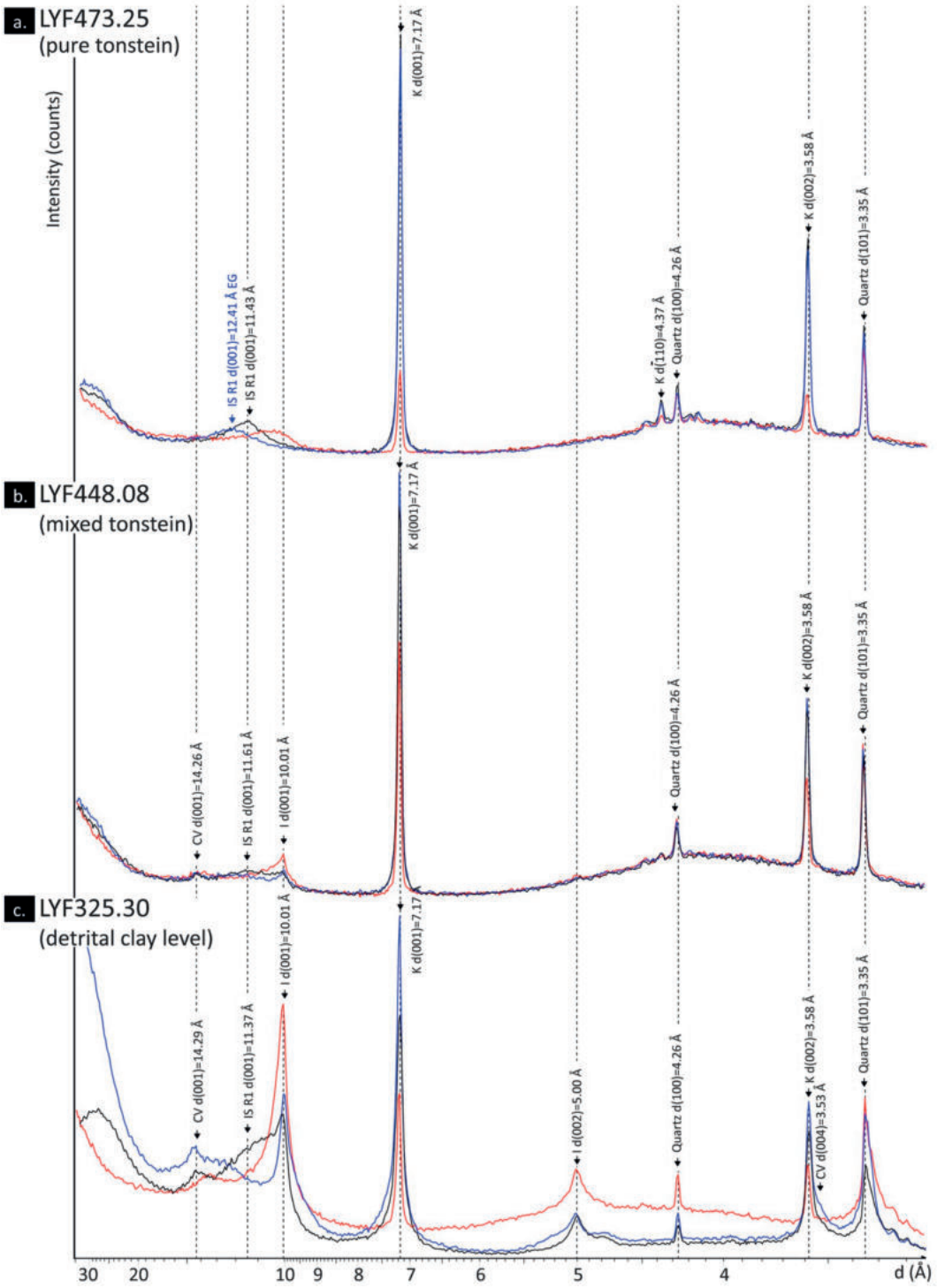


Figure 3.8 – **Comparison of XRD diffractograms showing examples of (a) a pure tonstein (LYF473.25), (b) a mixed tonstein with detrital particules (LYF448.08) and (c) a detrital clay level (LYF325.30). Dark line for air dry conditions, blue line for glycolated solvation and red line for heated conditions (490°C). CV = chlorite-vermiculite mixed-layer ; R1 IS = R1 type illite-smectite mixed-layer ; I = illite ; K = kaolinite.**

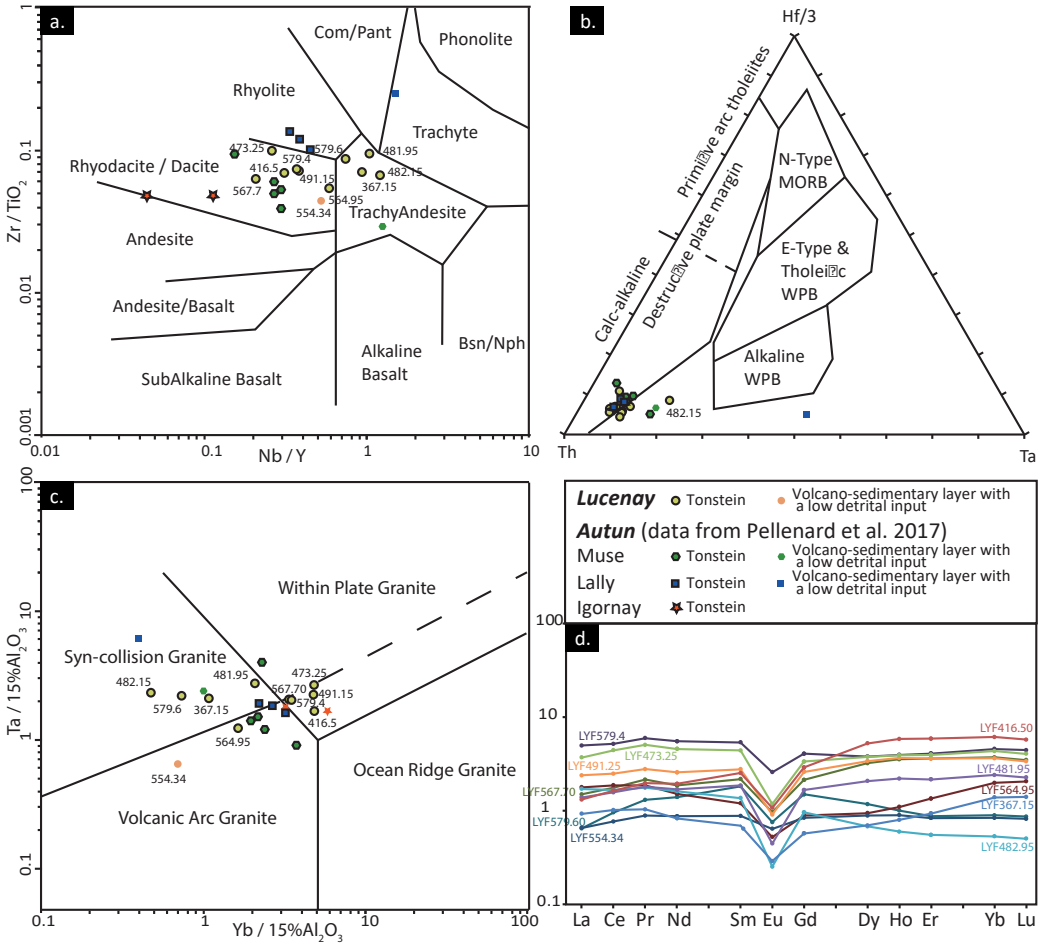


FIGURE 3.9 – **Geochemical data from 11 tonsteins from the LY-F core (Lucenay-lès-Aix area) compared with the data from Pellenard et al. (2017) for the Muse, Lally and Igornay sections in the Autun Basin a) Zr/TiO2 *vs* Nd/Y diagram (Winchester and Floyd, 1977) indicating the chemical nature of the magma; b) Th-Ta-Hf/3 ternary diagram (Wood, 1980) and c) Ta *vs* Yb (normalised to 15% Al2O3) diagram (Pearce et al., 1984) indicating the tectonic context; and d) REE profiles normalised to the Cody-shale (Jarvis and Jarvis, 1985).**

However, XRD analyses for the LY-F samples did not evidence a contamination by detrital input but present a high content in kaolinite that may suggest a more intense leaching after deposition. Additionally, the tonstein samples from LY-F are characterised by negative Eu anomalies in the REE pattern, which are also recognised in tonsteins from the Autun Basin and in most tonstein deposits (Bohor and Triplehorn, 1993; Pellenard et al., 2017), but absent in the enclosing sediments (Fig. 3.9d). This negative Eu anomaly is less marked for the mixed tonstein LYF554.34, which is consistent with a contamination by detrital input, as revealed by XRD analyses. Seven tonstein samples have been selected for geochronological analyses. Their location is reported on Figures 3.4 and 3.7. The selection criteria of these tonsteins are (i) their stratigraphic position, (ii) the degree of contamination by detrital input visible by XRD and geochemical analyses, and (iii) the amount of material available for

mineral separation. According to the XRD analyses, 6 of the selected samples (LYF567.7, LYF491.25, LYF482.15, LYF473.25, LYF416.5 and LYF367.15) correspond to pure tonsteins. The seventh sample (LYF448.08) has been selected for its intermediate stratigraphic position despite the fact that it corresponds to a mixed tonstein, with evidence for a weak contamination by a detrital component (2% of mica/illite in the bulk fraction and 6% of illite in the clay fraction (Table 3.2).

3.3.5.2 U-Pb on zircon and apatite

Out of the seven tonstein samples selected for geochronological analyses, five (LYF567.70, LYF 473.25, LYF448.08, LYF416.5 and LYF367.15) contained enough zircon grains to proceed with LA-ICPMS analyses. Two samples (LYF491.5 and LYF482.15) were exempt of any zircon grain. Additionally, apatite grains were hand-picked for 3 of these samples (LYF448.08, LYF416.5 and LYF367.15). The size of the zircon grains is quite variable, with very large grains (200 μm in average, up to 600 μm) for sample LYF567.15, large grains (75 μm in average, up to 250 μm) for sample LYF473.25, LYF448.08 and LYF416.5 and small grains (50 μm in average, up to 100 μm) for sample LYF-367.15. Most of the grains are euhedral, often elongated, with length-to-width ratios ranging from 2 to 8, suggesting a rapid crystallization for the most elongated (Corfu et al., 2003). Cathodoluminescence (CL) imaging reveals that most of these crystals have a broad-band blue CL emission and present a growth zoning, although some present only a faint zoning. A few zircon grains present zoning discontinuities, suggesting occurrences of small, often dark, xenocrystic cores. However, such features may also be generated by several episodes of resorption and growth of the zircon crystal in the magmatic chamber, due to changes in the saturation of the magma with respect to Zr (*e.g.* Corfu et al., 2003). Apatite grains range in size from a few tens to a few hundreds of micrometres. They are usually euhedral, prismatic and often elongated. Almost all apatite grains exhibit a homogeneous blue/violet CL colour and zoning is not revealed by CL imaging. Results of U-Pb dating on zircon and apatite are shown on Figures 8 and 9 respectively and are described below from bottom to top. Data from zircon and apatite analyses are provided in Supplementary material 5 and 6, respectively.

In sample LYF 567.70, 20 out of 40 analysed zircon grains are concordant (Fig. 3.10a, b). These data, when plotted in a Tera-Wasserburg diagram, form a well-defined cluster yielding a concordia date of 299 ± 2 Ma (n = 17, MSDW = 0.35 ; Fig. 3.10b). Three zircon analyses were discarded. Two slightly younger concordant zircon analyses (at 277 ± 6 and 285 ± 7 Ma) are interpreted as resulting from Pb loss. One grain also yielded a slightly older date (313 ± 8 Ma) and could correspond either to a xenocryst incorporated into the magma by assimilation of its surrounding host rocks, an antecryst that crystallized during an earlier evolution stage of the same magmatic system (*e.g.* Miller et al., 2007). An epicrysts grain sourced by the background sedimentary flux is considered unlikely, because XRD analyses reveals that this layer is almost exclusively made up of volcanogenic material. This concordia date is similar to the TuffZirc date ($299 +2/-1$ Ma ; Fig. 3.10c) although only the 2 younger dates are considered as outliers and are discarded by the TuffZirc algorithm.

In sample LYF 473.25, only 8 grains out of 48 zircon grains yielded concordant dates. The other zircon analyses seem to have incorporated common Pb and to a lesser extent, to have been affected

by Pb loss (Fig. 3.10d). Six zircon analyses were used to calculate a concordia date at 298 ± 3 Ma (MSWD = 0.16 ; Fig. 3.10e), equivalent within error to the TuffZirc date of 298 ± 3 Ma using the same zircon analyses (Fig. 3.10f). The younger and older dates have been discarded as they are considered to result from Pb loss and from inheritance, respectively. Considering that the XRD analyses performed on this sample suggest that it was not contaminated by detrital input, the older zircon grain is considered either as a xenocryst, or more probably as an antecryst, and not as an epicryst.

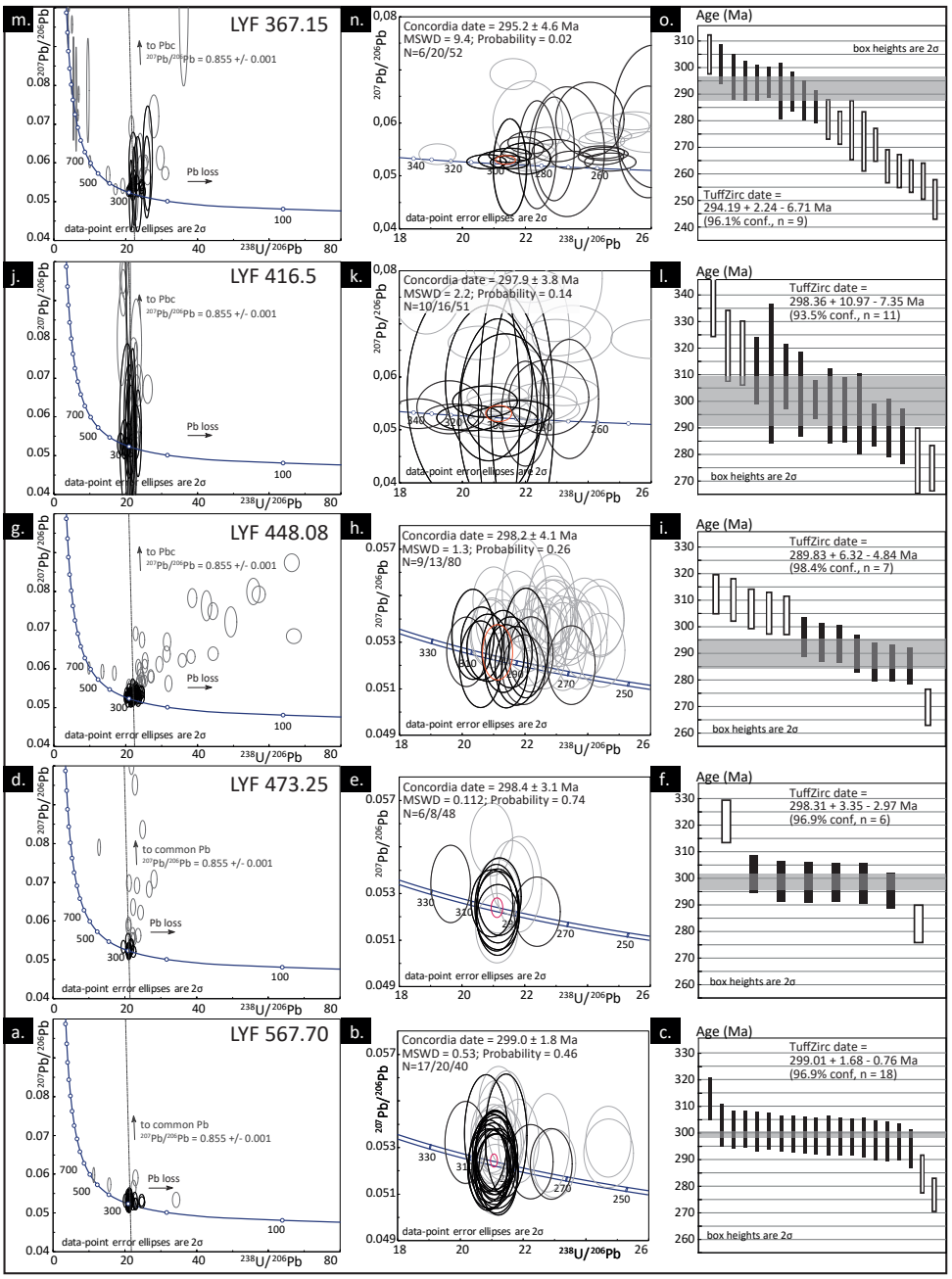


Figure 3.10 – **U-Pb on zircon data for sample a to c) LYF567.70 ; d to f) LYF473.25 ; g to i) LYF448.08 ; j to l) LYF416.5 and m to o) LYF367.15. To the left, all data are plotted on Tera-Wasseburg diagrams displaying concordant zircon analyses (in black) but also zircon analyses that yielded older dates, that incorporated common Pb and/or have been affected by Pb loss (all in grey). In the centre, Tera Wasserburg diagrams are centred on the main cluster of zircon analyses, from which are calculated weighted mean concordia dates, depicted in red (MSWD and Probability are given for both concordance and equivalence ; N= number of zircon analysed to calculate the weighted mean concordia date, black thick ellipses / number of concordant data, black ellipses / total number of zircon analyses, grey ellipses). To the left, results provided by the TuffZirc algorithm applied on concordant zircon analyses : the data selected and rejected to calculate the TuffZirc dates are shown in black and white respectively ; the grey area correspond to the TuffZirc date and its calculated error. Data point ellipses and error bars are 2 σ.**

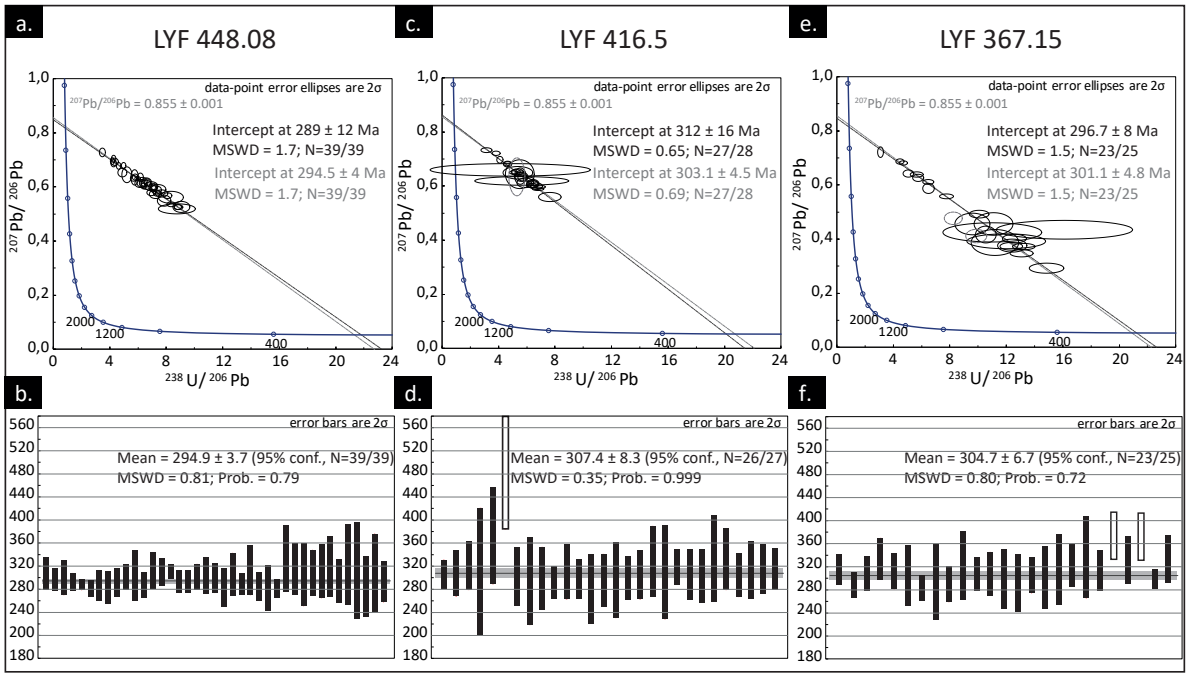


Figure 3.11 – **U-Pb on apatite data for sample a & b) LYF448.08 ; c & d) LYF416.5 and e & f) LYF367.15. To the top, all apatite analyses are plotted on Tera-Wasserburg diagrams and intercept dates are calculated for both unforced discordia (in black) and discordia for which the upper intercept was anchored to an initial $^{207}Pb/^{206}Pb$ value of 0.855 ± 0.001 (in grey). Apatite analyses rejected for the calculation of the intercept dates are displayed in dashed grey. To the bottom, weighted-averages dates performed on ^{207}Pb corrected dates with a fixed initial $^{207}Pb/^{206}Pb$ value of 0.855. Rejected analyses are shown in white. Data point ellipses and error bars are 2 σ.**

In sample LYF 448.08, 80 zircon grains were analysed but only 14 yielded concordant dates (Fig. 3.10g, h). Discordant zircon analyses seem to have been affected by both Pb loss and the pre-

sence of common lead (Fig. 3.10g). The sample also comprises older grains : one is concordant at ca. 600 Ma and 2 are discordant (Fig. 3.10g). These grains can either correspond to detrital grains (epicrysts) incorporated within the mixed tonstein (as the XRD analyses reveal a slight contamination by detrital input for this sample), or to xenocrysts from the volcanic component. The main cluster of concordant zircon analyses spreads along the concordia from ca. 310 down to ca. 270 Ma (Fig. 3.10h) and a concordia date cannot, therefore, be directly calculated.
Among these dates, the main cluster identified by the TuffZirc algorithm, represented by 7 zircon analyses, gives a date of 290 +6/-5 Ma (Fig. 3.10i), while 5 older and 1 younger dates are considered as outliers. A similar concordia date of 290 ± 3 Ma (not shown) can be calculated with these 7 zircon analyses. This selection of analyses to calculate a concordia date would correspond to an assumption for which the discarded older dates correspond to inherited grains. However, an alternative selection of zircon analyses corresponding to an assumption for which the younger dates have been affected by Pb loss would lead to the calculation of significantly older concordia dates.
Data obtained from 39 apatite grains are discordant and display a relatively high proportion of common lead. However, they define a linear array with an unforced lower intercept date of 289 ± 12 Ma (MSWD = 1.7, Fig. 3.11a). If the upper intercept is anchored to a $^{207}Pb/^{206}Pb$ value of 0.855 ± 0.001 (calculated using the Pb evolution model of Stacey and Kramers (1975) for an age of 293 ± 15 Ma), the resulting lower intercept date of 295 ± 4 Ma (MSWD = 1.7, Fig. 3.11a) is more precise although comparable within error. The weighted average ^{207}Pb-corrected date at 295 ± 4 Ma (MSWD = 0.81, Fig. 3.11b) is also equivalent within error.

In sample LYF416.15, only 16 out of 51 zircon analyses yielded concordant dates. Discordant zircon analyses probably derive from grains that have incorporated common lead and/or have suffered Pb loss (Fig. 3.10j, h). The main cluster of concordant zircon analyses spreads between 340 and 270 Ma and therefore a concordia date cannot be calculated directly. The TuffZirc algorithm selected 11 zircon analyses to calculate a date of 298 +11/−7 Ma (Fig. 3.10l), while 3 older and 2 younger dates are discarded. A similar concordia date at 298 ± 4 Ma (Fig. 3.10k ; MSWD = 1.16) can be calculated using 10 of these dates, and therefore discarding one younger date. Data obtained from 28 U-Pb analyses of apatite from this samples display a high proportion of common lead. The unforced lower intercept date calculated for 27 apatite analyses (1 older analyse being considered as outlier) is 312 ± 16 Ma (MSWD = 0.65, Fig. 3.11c). A more precise date, at 303 ± 5 Ma (MSWD = 0.69, Fig. 3.11c) is obtained if the upper intercept is anchored at a $^{207}Pb/^{206}Pb$ value of 0.855 ± 0.001. These two dates are equivalent within error, with the weighted average ^{207}Pb-corrected date at 307 ± 8 Ma (MSWD = 0.35, Fig. 3.11d).

For sample LYF367.15, 52 zircon analyses were performed on zircon but only 26 yielded concordant dates (Fig. 3.10m, n), as discordant data show significant amount of Pb loss and variable proportions of common lead. Additionally, 6 zircon analyses that yielded older concordant dates (ranging from ca. 1200 Ma to ca. 330 Ma), suggesting, along with some older discordant dates, that a population of old zircon grains is present in this sample. These old grains are interpreted to correspond to

inherited or xenocryst zircon grains. Epicryst zircon grains are again considered unlikely given the almost pure volcanogenic nature of this tonstein shown by XRD analyses. The 20 other concordant dates spread between ca. 300 and ca. 250 Ma, and a concordia date can therefore not be directly calculated. The TuffZirc algorithm identify a coherent cluster of 9 out of 20 zircon analyses, yielding a TuffZirc date of 294 +2/–7 Ma. One older and 10 younger dates are considered as outliers by the TuffZirc algorithm (Fig. 3.10o). A poorly defined concordia date at 295 ± 5 Ma (95% confidence, MSWD = 2.2) can be calculated using the 6 older concordant dates, while the remaining 14 younger zircon analyses are considered as the result of Pb loss. Analyses performed on 25 grains of apatite are all discordant, but some display a lesser proportion of common lead than the apatite analyses from the 2 samples previously described. The unforced lower intercept date is 297 ± 8 Ma (MSWD = 1.5, Fig. 3.11e), while the date obtained if the upper intercept is anchored at a $^{207}Pb/^{206}Pb$ value of 0.855 ± 0.001 is 301 ± 5 Ma (MSWD = 1.5, Fig. 3.11e). The weighted average ^{207}Pb-corrected date is 305 ± 7 Ma (MSWD = 0.8, Fig. 3.11f) and is therefore similar in age with the two lower intercept dates. For this calculation, two apatite analyses that yielded older ^{207}Pb-corrected dates have been discarded.

3.3.6 Discussion

3.3.6.1 Depositional age of the continental sequence from Lucenay-lès-Aix area

Determination of depositional age of volcaniclastic rocks from radiometric dating is not always straightforward, as recently highlighted by Rossignol et al. (2019). In order to make sure that the age obtained from radiometric dating corresponds to the deposition age, two conditions must be verified : (i) the magmatic eruption must be coeval with sedimentation (*i.e.*, the volcanic ashes were not reworked), and (ii) the dated minerals must have crystallised shortly before the magmatic eruption. Indeed, older grains can be incorporated in volcanic ashes during the magmatic processes, as inherited grains (remaining after anatexis from the source rock), xenocrysts (incorporated into the magma from the host rock), or as antecrysts (crystallised earlier in a long-lasting magmatic chamber). While inherited grains and xenocrysts are expected to be significantly older than the volcanic eruption, antecrysts are expected to be closer in age to that of the eruption, and can be therefore sometimes more difficult to identify (*e.g.* Miller et al., 2007). Older grains can also be obtained when the volcanic ashes have been mixed with a variable amount of detrital components before and/or during deposition (epicrysts), which is expected to occur when the volcanic ashes are reworked. However, in such a case, a contamination should be identified from XRD analyses. Whatever the process of incorporation of older grains in the volcanic ashes, a maximum age of sedimentation can be calculated using the younger dates obtained on each sample. However, if the grains are affected by a recent, albeit small Pb loss, the $^{238}U/^{206}Pb$ ratios will increase, while the $^{207}Pb/^{206}Pb$ ratios will not change significantly, resulting in a plotting array that parallels the concordia curve. Consequently, grains that suffered this type of Pb loss will remain concordant within error but yield dates that are artificially younger than the real age of the grains (*e.g.* Corfu, 2013). This will in turn result in the production of a depositional age that is too young and therefore geologically meaningless.

The interpretation of depositional ages of volcanic ashes therefore mainly consists in identifying and removing analyses performed on older grains (epicrystic, inherited, xenocrystic and/or antecrystic grains) and grains affected by Pb loss. Results from U-Pb analyses on both zircon and apatite are summarised on figure 10 and used to discuss the depositional age for each sample. The fact that samples have been selected from different stratigraphic layers on the same section, and are therefore expected to provide ages getting younger from the bottom to top, will also be used to constrain our interpretation. The interpretation of the depositional age for samples LYF567.70 and LYF473.25 is rather straightforward. Indeed, only a few grains were either older or affected by Pb loss, and robust concordia dates, similar in age within error at ca. 299 Ma, can therefore be calculated. XRD analyses performed on these samples suggest that no contamination by detrital input occurred, the corresponding layers are interpreted to represent pyroclastic ash-fall deposits, and therefore the calculated dates can be interpreted as depositional ages. The depositional age obtained on sample LYF567.70 (299 ± 2 Ma), located at the bottom of the core, provides a maximum age for the studied section, which, considering the uncertainties, cannot be older than ca. 301 Ma (at $2\,\sigma$, red line on Fig. 3.12), *i.e.*, late Gzhelian (uppermost Carboniferous) or younger than 297 Ma in the case of sample LYF567.70 and 296 Ma in the case of LYF473.25.

For sample LYF448.08, the U-Pb on zircon data spread along the concordia curve and are therefore more difficult to interpret. The TuffZirc algorithm provides a median date at ca. 290 Ma calculated from the individual youngest dates. However, the dispersion of data along the concordia curve suggests that these youngest grains may have been affected by Pb loss (*e.g.* Spencer et al., 2016) and therefore that the depositional age might be slightly older. U-Pb zircon dates obtained for the upper (LYF416.5) and lower (LYF473.25) samples are similar (298 ± 4 Ma and 298 ± 3 Ma, respectively) and therefore also constrain the depositional age of sample LYF448.08. These results confirm that the date at ca. 290 Ma obtained with the TuffZirc algorithm actually results from Pb loss. The apatite analyses for sample LYF448.08 yielded a date at 289 ± 12 Ma, comparable within error with the U-Pb zircon date. In consequence, the minimum depositional age of this sample is only based on the depositional ages obtained for the upper sample (*i.e.* 296 Ma, see below).

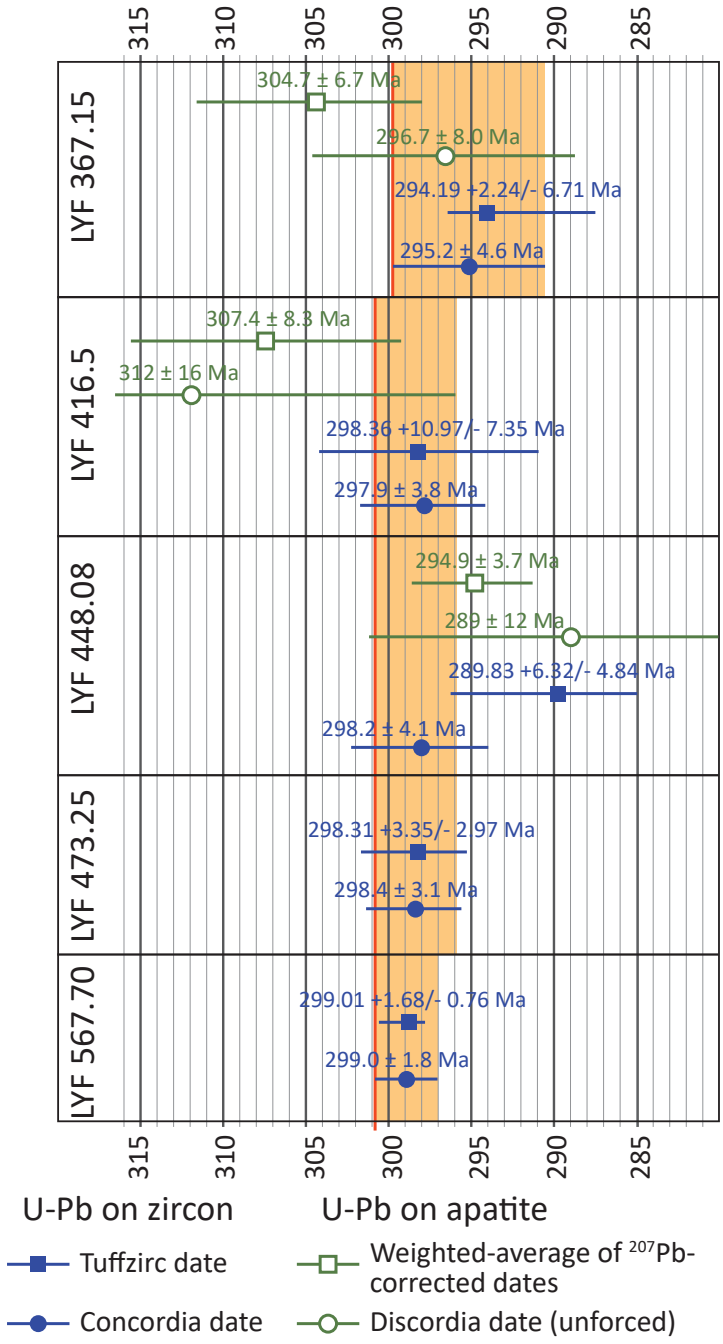


Figure 3.12 – **Synthesis of U-Pb dating results on zircon and apatite results and inferred maximum (red lines) and minimum depositional ages. The depositional ages lie within the orange range. Note that ages are getting younger upward in the sequence, pointing to a volcanic activity that occurred contemporaneously to the sedimentation.**

For sample LYF416.5 (Fig. 3.12), the concordia and TuffZirc date at ca. 298 Ma obtained from U-Pb on zircon data may also be considered as questionable, due to the large dispersion of the data, although both calculated Concordia and TuffZirc ages are comparable within error. U-Pb

data on apatite yielded slightly older apparent ages, which overlap within error the U-Pb dates obtained on zircon. We used the unforced discordia date to fix the minimum age of deposition for this sample (*i.e.*, ca. 296 Ma, corresponding to 312 ± 16 Ma) although the weighted-average date is more precise. Indeed, the weighted-average date (307 ± 8 Ma) being obtained from the ^{207}Pb-corrected dates, calculated with a fixed (*i.e.*, no error attached) initial $^{207}Pb/^{206}Pb$ value, the calculated error could be artificially too low. Additionally, the initial $^{207}Pb/^{206}Pb$ composition of the analysed apatites may deviate from the model from Stacey and Kramers (1975) and therefore generate slightly older dates.

At last, for sample LYF367.15, the U-Pb on zircon concordia date at ca. 295 Ma was calculated considering that the youngest analyses have been affected by Pb loss, and is consistent with the U-Pb on apatite data that yielded similar dates, within error. Both the minimum and maximum ages for the deposition of this sample are fixed by the concordia date on zircon at ca. 290 Ma and ca. 300 Ma, respectively (Fig. 3.12).

Most of the analysed samples contain a few grains significantly older than the depositional age. As XRD and geochemical analyses indicate that most of these samples correspond to pure tonsteins, these results suggest that these old dates have been mostly obtained on inherited and/or xenocryst zircon grains incorporated in the magma. Surprisingly, sample LYF367.15 contains more grains that yielded older dates than sample LYF448.08, for which a contamination by detrital input has been identified from XRD analyses.

To summarize, combined U-Pb dating performed on both zircon and apatite allow to constrain depositional ages for the LY-F core and to discuss the part of inheritance and Pb loss recorded for several samples. Both zircon and apatite U-Pb ages are equivalent within uncertainties and range between 301 and 296 Ma (Fig. 3.12) for the lower part of the section (between 567.7 and 416.5 m, Figs. 3.4, 3.7), and between 300 and 290 Ma (Fig. 3.12) for the upper part of the section (ca. 367 m ; Figs. 3.4, 3.7) which indicates that the whole sedimentary series is late Ghzelian to Sakmarian in age and probably encompass the Carboniferous-Permian boundary.

3.3.6.2 Palaeogeographic evolution

The different depositional environments defined from the sedimentological analysis of the LY-F core are now used to reconstruct the palaeo-environments in the Lucenay-lès-Aix area and their evolution through time. This study shows the predominance of lacustrine deposits, with sediment supply variations mainly preserved in delta settings. Three types of delta deposits can be distinguished.

First, deposits mainly composed of debris flows, where the detrital material (quartz, rock fragments) is mainly volcanic in origin (Fig. 3.6), are attributed to a volcaniclastic-rich fan delta (AF, Table 3.4) that would correspond to a “mixed” type delta between the alluvial-fan delta and pyroclastic delta from Nemec (1990). Indeed, nothing in our data indicates if the volcaniclasts are juvenile or reworked, nor if these volcaniclastic deposits can be linked with the tonstein layers from this study or not ;

Second, the association of delta-front, foreset and bottomset deposits (Dfr, Dfo, Dbo, Table 3.3), interbedded with lacustrine deposits (L1, L2, Table 3.3) or floodplain, characterised by swamp deposits, is considered as a Gilbert-type delta (Postma, 1990) ;
Third, the association of delta-front, foreset and bottomset deposits (Dfr, Dfo Table 3.3), evolving distally or laterally into coarse-and fine-grained debris flows within red playa-lake deposits, characterised by occurrences of hydromorphic paleosols (PL1, PL2, Table 3.3) is considered as a shoal-water profile delta (Postma, 1990). From base to top, four successive palaeogeographic sketches can then be proposed (Fig. 3.13) :
The first one (noted A, Fig. 3.13) displays proximal Gilbert-type delta depositional environments (Dfr, Dfo facies association, A1) associated with floodplain characterised by swamp deposits with coal layers (FP facies association, A2). This first palaeogeographic sketch corresponds to the most proximal pole of this depositional environment.
The second palaeogeographic sketch (noted B, Fig. 3.13) corresponds to a significantly modified landscape. Volcaniclastic-rich fan delta deposits (AF facies association, B2) are usually interbedded with lake deposits (L1, L2 facies associations, B1) or with volcanic ash and coal layers (FP facies association, B3). It is therefore assumed that (i) these debris flows were likely generated during periods of intense volcanic activity (either directly during volcanic eruptions or by reworking of volcanic deposits), and (ii) they deposited in areas where both floodplain and lake environments were previously installed during periods of quieter volcanic activity. This landscape (B, Fig. 3.13), overall possibly characterizing a period of sustained volcanism, is particularly well recorded from 533 to 484 m.
The third palaeogeographic sketch (noted C, Fig. 3.13), corresponds to the distal pole of the first palaeogeographic sketch (noted A) with Gilbert-type delta deposits (Dfr, Dfo, Dbo facies association, Table 3.3, C1) associated with a lake environment, and a poor preservation of coal and ash layers (L1 and L2, Table 3.3, C2). This palaeogeographic sketch is mainly recorded from 449 to 316 m. It also corresponds to the most distal environment observed from the core data. From depth 316 m up to the top of the core, the depositional environment is changing significantly. It is mainly characterised by playa-lake deposits (PL1, PL2, Table 3.3, D2) where the shoal-water profile delta is mainly characterised by delta-front facies (Dfr, Table 3.3, D1). It is worth mentioning that the palaeorelief depicted on the palaeographic sketch D (Fig. 3.13) remains unchanged, only because it remains poorly constrained by our data. However, the change in petrographic composition recorded for this part of the core may reflect a major change in source areas, and/or a reorganisation of the drainage network.
This general evolution, from base to top, shows a general evolution from a proximal delta with an episodic record of intense volcanic activity, to a more distal delta and a lacustrine environment (from A to C, Fig. 3.13), *i.e.*, a major retrogradational trend, followed by a progradational trend to playa-lake environment (D, Fig. 3.13).

3.3.6.3 Comparison with similar basins and geodynamic implications

Considering the uncertainties accompanying the U-Pb ages obtained from zircon and apatite, the deposition of the sedimentary sequence in the Lucenay-lès-Aix area took place between 301 and 290 Ma (Fig. 3.12), *i.e.*, during the Late Pennsylvanian to the early Cisuralian (late Gzhelian to late Sakmarian, Fig. 3.14). The depositional environment evolution shows a general retrogradational trend from the Stephanian B-C to the middle Grey Autunian units (Fig. 3.13), which corresponds to the late Gzhelian to the early Asselian (Fig. 3.14). The maximum flooding interval, located above sample LYF416.5, between depths 400 and 350 m (Fig. 3.13) could be Asselian to Sakmarian in age (Fig. 3.14). The progradational trend, recorded within the upper Grey Autunian and the Red Saxonian units (Fig. 3.13) could therefore be Sakmarian, or younger as no date has been obtained so far for the upper part of the succession. This succession can be compared with adjacent basins for which geochronological data are available, such as the Autun and the Lodève basins (Fig. 3.14). By comparison with the Autun Basin (Pellenard et al., 2017), the retrogradational trend recorded by the Lucenay Fm and lower part of the Grey Autunian (Fig. 3.13) can be dated at the Gzhelian-Asselian transition and is therefore equivalent in age with the Igornay and Muse formations from the Autun Basin that encompass the Carboniferous/Permian boundary (Fig. 3.14). These formations find no equivalent in the Lodève Basin, where a gap of sedimentation is documented during the late Gzhelian–late Asselian period (Michel et al., 2015).

The Grey Autunian units could be, at least in part, time-equivalent in both the Lucenay-lès-Aix area and the Lodève Basin. As a consequence, the periods of maximum extension of the lacustrine environments with minor fluvial inputs, which are recorded by the Grey Autunian in the Lucenay-lès-Aix area, the Surmoullin–Millery transition in the Autun Basin (Schneider et al., 2006), and the Loiras Fm in the Lodève Basin (Pochat and Van Den Driessche, 2011) could be time-equivalent in these three basins. In the Lodève Basin, as in the Lucenay-lès-Aix area, the series evolved into reddish succession within playa-lake environments.

Within the major retrogradational trend in the Lucenay-lès-Aix area, three minor cycles are recorded (noted I to III, Fig. 3.13). They are mainly characterised by well-expressed progradational phases, ending for the two first ones with thick coal deposits. Interbedded with these peat swamp deposits, two deltaic systems are recognised : one induced by alluvial processes only (Gilbert-type delta, sequences I and III, Fig. 3.13), and one induced by alluvial processes, possibly during sustained volcanic activity (volcaniclastic-rich fan delta, sequence II, Fig. 3.13). These minor cycles may reflect a control at the scale of the basin, or global effects. During cycle II, the volcaniclastic-rich fan delta deposits indicate a clear local input as they are expected to occur only during periods of volcanic activity. For the other cycles, only large-scale comparisons could confirm a local or a global control, such as climatic effects. For example, the peat swamp deposits, marked by coal preservation, can reflect poorly-drained conditions with a dense vegetation cover during a humid to perhumid climate, induced by high rainfalls, strongly limited erosion and sediment runoff into the stream (Cecil et al., 2014).

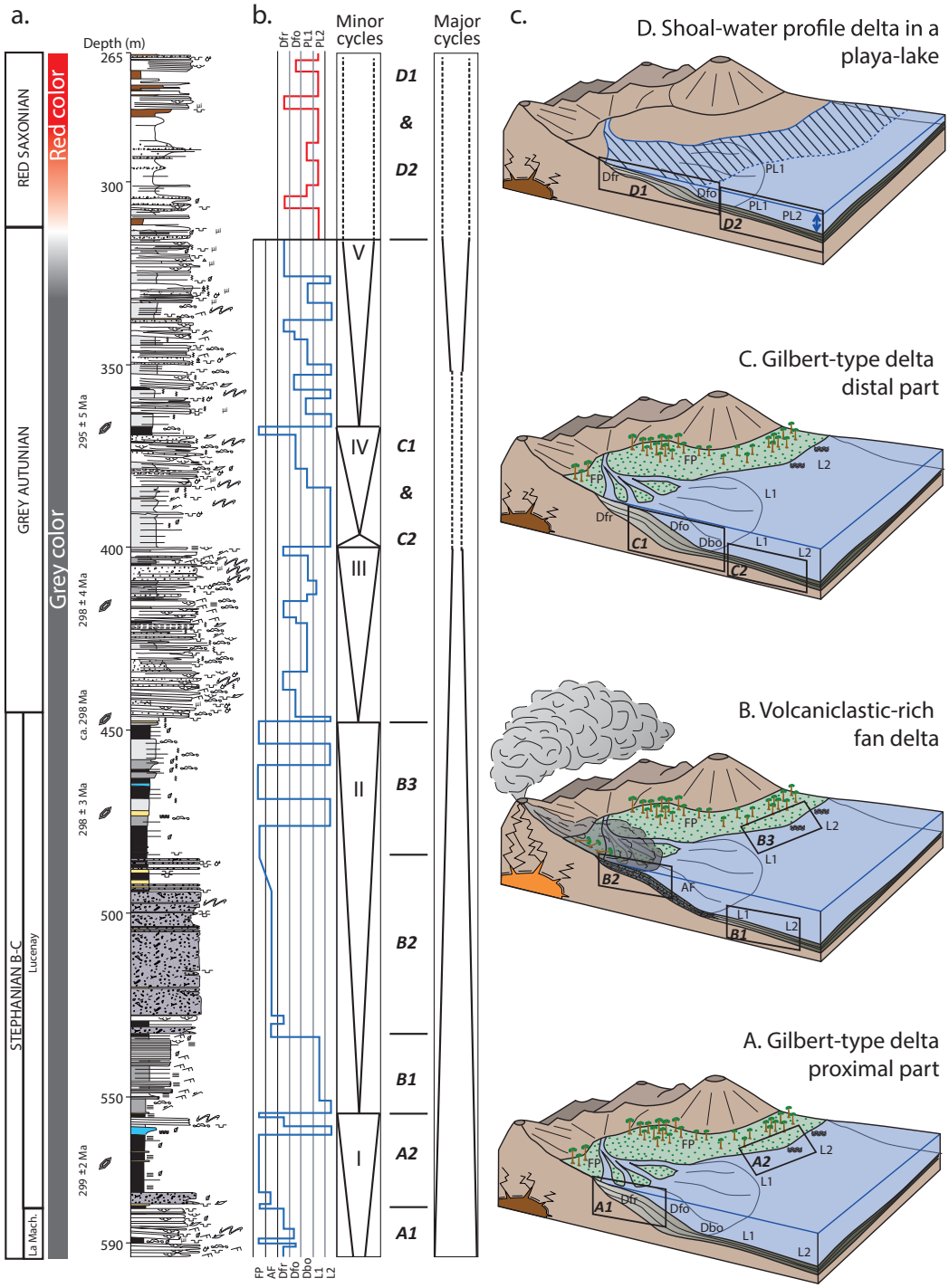


FIGURE 3.13 – **Landscape reconstruction and evolution : a) Synthetic sedimentological log on which are reported the U-Pb ages on zircon and the change of color of the sedimentary series (the attribution to the different units and formations is from Donsimoni, 1990) ; b) Depositional profiles and stratigraphic cycles ; c) Palaeogeographical sketches (noted from A to D) on which are reported the facies associations defined in Table 3.4 and displayed in the depositional profiles.**

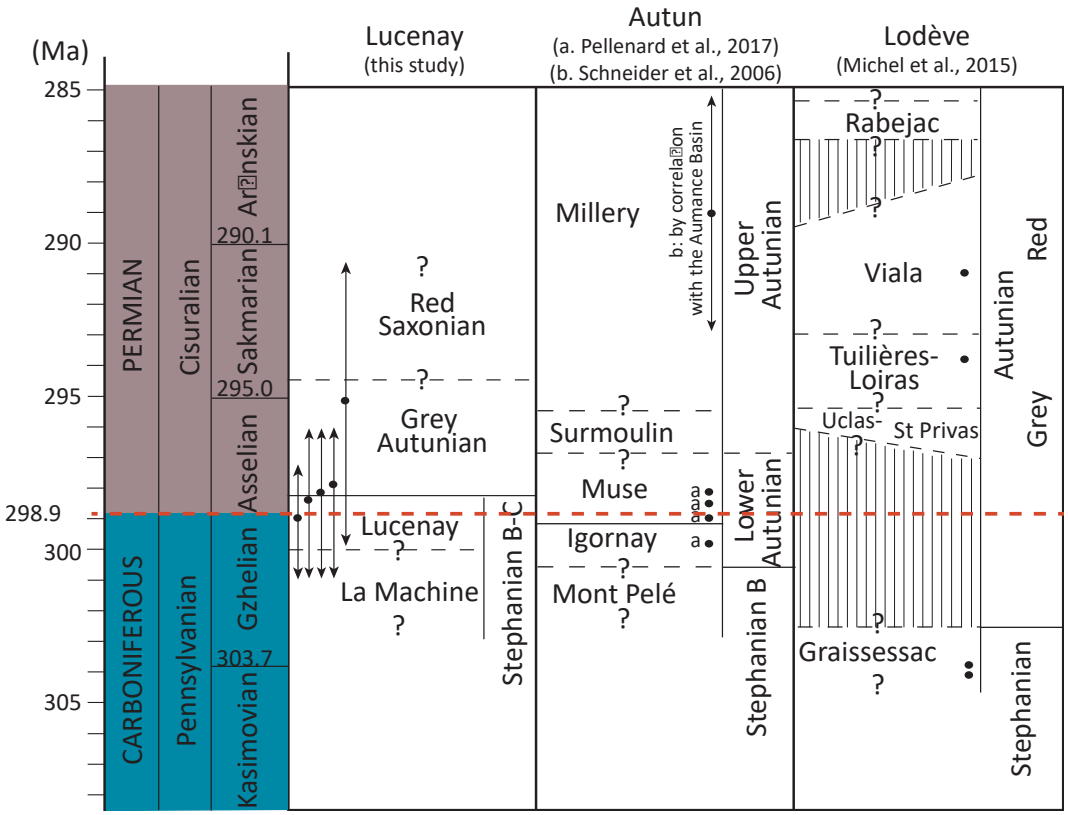


FIGURE 3.14 – **Correlations between the Lucenay-lès-Aix area, the Autun and the Lodève basins. Here the terms "Stephanian B-C", "Grey Autunian" and "Red Saxonian" for the Lucenay area correspond to lithostratigraphic units as given in the literature (Donsimoni, 1990), not to local stratigraphic stages.**

Overall, during the sedimentation of most of the succession, volcanism was active as shown by the well-preserved tonstein layers, and possibly the volcaniclastic fan delta deposits. The tonstein layers from the Lucenay-lès-Aix area have similar compositions than those from the Autun Basin (Pellenard et al., 2017) : (i) they correspond to rhyodacite and dacite compositions (Fig. 3.9a) ; (ii) they are grouped in the calc-alkaline field (Fig. 3.9b) (iii) their REE patterns exhibit a marked negative Eu anomaly (Fig. 3.9d). The location of the volcanic centres is, however, difficult to constrain. If volcanic ashes can be transported over long distances (up to hundreds of km for ash fall deposits), the occurrence of coarser volcaniclastic material suggests shorter transport distances. We did not prove in this study that the volcanism recorded by the volcaniclastic-rich fan deltas was contemporaneous with sedimentation and directly associated with the tuff layers (tonsteins), and no observation on the core indicates that they constitute almost unreworked proximal pyroclastic deposits. Nevertheless, they may indicate that volcanoes were active in the watershed of the basin during sedimentation. Pellenard et al. (2017) mentioned several potential volcanic sources for the tonsteins sampled in the Autun Basin, located only a few tens of kilometres away from the Lucenay-lès-Aix area. The Blisme-Montreuillon pyroclastic deposits, located in the Morvan area (Fig. 3.3b) are very close ($<$ 50 km) from the depositional areas. As their ages are attributed to the late Carboniferous

to Permian(Carpena et al., 1984), they may be considered as a good candidate for the source of the volcaniclastic rocks, and possibly also of the tonstein layers in the Lucenay-lès-Aix area. However, for tonstein layers, resulting from ash fall deposits, more distal sources, such as the northern Vosges or the Black Forest may also be proposed (Pellenard et al., 2017 and references therein).
Within the retrogradational trend, we observe an evolution from Gilbert-type delta to shoal-water profile type delta (Fig. 3.12), attesting for an evolution toward a shallower lacustrine environment, *i.e.*, playa-lake without coal neither ash-fall deposit preservation, and with episodic emersion. Additionally, this evolution of delta style from Gilbert-type delta to shoal-water profile type delta suggests that the depositional profile was modified and became flatter. The playa-lake environment is also characterised by an increase in the quartz content and an evolution from biotite to muscovite that could be attributed either to a change of source areas, or to a modification of the weathering conditions as muscovite is chemically more stable than biotite.
The general evolution, from peat swamp with coal formation to red playa-lake deposits is observed in numerous basins within the Pangean pan-tropical belt, *i.e.*, from North America to European basins (*e.g.* Schneider et al., 2006; Michel et al., 2015; López-Gómez et al., 2019). The cause of this evolution is still debated by different authors that consider either a global impact induced by climate-driven changes (*e.g.* Montañez and Poulsen, 2013; Montañez et al., 2016) or tectonic forcing (Goddéris et al., 2017), or even a local, tectonically controlled impact (*e.g.* Pochat and Van Den Driessche, 2011). At this stage, our data are not sufficient to conclude between a global and a local control for the European intra-belt basins. Accurate age models and correlations are necessary to discuss the synchronicity of the transition from an organic matter-rich lake environment to a red playa-lake environment in each basin, considering the sediment supply processes (fluvial *vs* delta) and their variations, the influence of volcanic activity, and the associated floodplain evolution (*i.e.*, paleosol evolution).

3.3.7 Conclusions

Our study of the Lucenay-lès-Aix area, northern part of the Massif Central, combines the recognition of facies association, petrographical, mineralogical geochemical and geochronological analyses of a sedimentary succession including volcanogenic deposits (volcaniclastic rocks and ashes). The main outcome of this pluri-disciplinary approach, in defining the succession of the depositional environments and the sequence stratigraphy evolution, and in providing geochronological constraints on the sedimentary deposits, is to propose, for the first time, a landscape evolution of this area during the late Carboniferous to early Permian.
The sedimentary succession mainly records a transition from dominant lacustrine Gilbert-type delta, in which are intercalated tonstein layers and volcaniclastic-rich fan delta deposits, to playa-lake environments. The core section shows mostly prograding minor sequences and record a major retrograding / prograding trend.
In addition, maximum and minimum ages of the sedimentary section were established from U-Pb dating from both zircon and apatite for five tonstein samples collected along the LY-F core. Benefits

of this coupled U-Pb dating approach are threefold : it allows to (i) discuss and identify Pb loss suffered by some zircon grains, and (ii) identify the autocrystic antecrystic/inherited/xenocrystic or epiclastic nature of the dated zircon grains, by comparing the different ages obtained on zircon and apatite. The U-Pb ages obtained on these five samples range between 301 and 296 Ma for the lower part of the section (between 567.7 and 416.5 m), and between 300 and 290 Ma for the upper part of the section (ca. 367 m). These ages are equivalent within uncertainties and indicate that the whole succession is late Ghzelian to Sakmarian in age.

At last, this study provides, for the first time, a reference section for the Carboniferous to Permian transition in this area. A major change, from organic matter-rich lake environment to the red playa-lake environment is evidenced in the Lucenay-lès-Aix area. Our results, alone, do not allow to discriminate if this transition is controlled by global *vs* local effects, neither if it relates to a climatic *vs* a tectonic origin and further similar studies in other Carboniferous-Permian basins are therefore needed. However, our study allows to better constrain the timing of this major palaeo-environmental change, that occurred during the early Permian (Asselian – Sakmarian).

Acknowledgements

Analyses were funded by the BRGM (French Geological Survey), the Tellus CNRS/INSU (GeoPer project, granted to M.M. and A.C.P.W.) and the OSU THETA, Burgundy University (Dataperm project, granted to P.P.). We would like to thank L. Bruneau and M. Ferrand for their assistance in the laboratory (XRD analyses of tonstein layers), J.P. Bakyono, (Géosciences environnement, Tours) and X. Le Coz (Géosciences Rennes) for thin section preparation and Y. Lepagnot (Géosciences Rennes) for mineral separation. C.R. acknowledges the Fundação Amparo à Pesquisa do Estado de São Paulo (FAPESP) (processos 2018/02645-2 and 2015/16235-2).

3.3.8 Synthèse

L'étude sédimentologique (micro- et macro-faciès et associations de faciès) de la région de Lucenay-lès-Aix, dans le bassin de Decize-La Machine, au travers du forage LY-F, révèle que les sédiments se sont déposés dans un contexte essentiellement lacustre et de plaine d'inondation (charbon), et que les apports dans le lac se sont faits via des systèmes deltaïques, soit de type Gilbert-Delta comme le suggèrent les géométries inclinées observées en carottes, ainsi que par l'alternance de faciès grossiers témoignant d'un fort flux sédimentaire et de faciès fins associés à de la décantation, soit de type cône alluviaux deltaïques (Fig. 3.5).

Une autre observation nouvelle est la présence de cônes alluviaux deltaïques à dominance volcanoclastique, souvent associés à des niveaux de charbon, et dont la mise en place est subaérienne à subaquatique. Ces dépôts particuliers pourraient traduire la présence plus ou moins proche d'édifices volcaniques, actifs, ou d'édifices plus anciens mais érodés à cette période.

Dans le même temps, là aussi associés à des dépôts de charbon, sont retrouvés interstratifiés dans la sédimentation détritique des dépôts événementiels d'éruptions volcaniques explosives sous la forme de tonsteins (Figs. 3.4 et 3.7), cendres volcaniques altérées en argiles au cours de la diagenèse précoce. Ces tonsteins, caractérisés par un facies argileux clair, généralement de faible épaisseur (quelques centimètres) ou plus conséquents lorsqu'ils sont remobilisés (niveaux épiclastiques, d'épaisseur parfois plurimétrique), dont la nature volcanogénique est confirmée par analyses DRX (Fig. 3.8 et tableau 3.2), sont au nombre de 13 dans le forage LY-F et contiennent des minéraux du volcanisme tels que les zircons et les apatites, datables par la méthode U-Pb.
Cinq de ces tonsteins ont été datés, donnant des âges radiochronologiques compris entre ca. 299 ± 2 Ma et 295 ± 5 Ma (Figs. 3.10, 3.11 et 3.12), indiquant que les dépôts du forage LY-F traversent la limite Carbonifère-Permien (Gzhelien/Assélien ; $298{,}9 \pm 0{,}15$ Ma, Ogg et al., 2016). Des corrélations entre le bassin de Decize-La Machine et les bassins d'Autun et de Lodève ont donc pu être proposées (Fig. 3.14).

Enfin, une reconstitution de l'évolution des paléoenvironnements au cours du temps a été effectuée, montrant que la base des séries se compose essentiellement de charbon et de dépôts deltaïques, puis de charbon alternant avec des dépôts volcanoclastiques, et enfin vers le haut de la série des dépôts rouges attribués à des dépôts de lacs peu profonds, de type "playa-lake" (Fig. 3.14).

Partant des résultats précédents, il est possible d'améliorer le modèle sédimentologique en l'intégrant à plus grande échelle spatiale, grâce à l'interprétation de données sismiques et diagraphiques supplémentaires et la description de nouveaux forages. Ce travail est présenté dans l'article de Mercuzot et al. (a), ci-dessous.

3.4 Reconstitutions paléoenvironnementales à la transition Carbonifère-Permien : implications sur l'évolution stratigraphique et la géométrie du bassin de Decize-La Machine

Cet article est accepté avec révisions mineures à *International Journal of Earth Sciences* sous le titre :

Palaeoenvironmental reconstitutions at the Carboniferous-Permian transition south of the Paris Basin, France :
implications on the stratigraphic evolution and basin geometry

Mercuzot, M.[1], Bourquin, S.[1], Beccaletto, L.[2], Ducassou, C.[1], Rubi, R.[3], Pellenard, P.[4]

[1] Univ Rennes, CNRS, Géosciences Rennes - UMR 6118, F-35000, Rennes, France
[2] BRGM, F-45060 Orléans, France
[3] Dept. of Physical Geography and Quaternary, University of Liège, Liège, Belgium
[4] Biogéosciences UMR uB/CNRS 6282, Université Bourgogne Franche-Comté, 21000 Dijon, France

Acknowledgments

We are grateful to the French geological survey (BRGM) and the Bretagne region for financial support (Mathilde Mercuzot's PhD). The authors also thank Christian Le Carlier de Veslud for assistance for the GoCad GeoModeller software, and Sara Mullin for the English proofreading.

Abstract

The late Carboniferous to Permian coal-bearing Decize-La Machine Basin, and more specifically the Lucenay-lès-Aix area, located south of the Paris Basin, has been investigated in order to reassess the palaeoenvironmental evolution and the basin architecture. The detailed sedimentological study has been carried out based on core data and digitised old mining data, *i.e.* seismic profiles and well-logs. An interpretation of well-log without core data is proposed, based on a palaeoenvironmental interpretation from cores and their respective well-log data, and three depositional environments have been defined : an alluvial/coastal plain, an alluvial-fan, and deltaic and lacustrine environments. Correlations between wells have been performed using markers identified in seismic profiles, paired with sequence stratigraphic interpretations from well-log and core data. An evolution in seven major progradational-retrogradational stratigraphic cycles is proposed based on the evolution of the depositional environment observed at the basin scale, leading to a reconstruction of palaeogeographic maps at the Carboniferous–Permian transition. This new viewpoint shows that through time, the deposits, proximal at the base of the series with coal preservation, become more lacustrine with the delta prograding into the basin. In consequence, the basin evolution shows a general retrogradational trend with increasing lacustrine deposits at the top of the series eroded by the Permian-Triassic unconformity. Therefore, the current borders of the basin in the Lucenay-lès-Aix area are not representative of those at the time of the sedimentary filling, and thus, this area could be part of a larger one, perhaps encompassing all north-eastern French Massif Central late Carboniferous to Permian basins.

Keywords

Carboniferous-Permian of Decize-La Machine Basin ; sedimentological analyses ; sequence stratigraphy ; depositional environment ; seismic and well-log data

3.4.1 Introduction

The Carboniferous to Permian transition is of great geological interest because it records large internal and external geodynamic variations of the Earth. This period corresponds to the transition from the end of the Variscan orogen to the breakup of Pangaea (Scotese and Langford, 1995; Stampfli et al., 2013), and to the transition between the Late Palaeozoic Ice Age (LPIA) and the end-Permian to Triassic aridification (*e.g.* Bishop et al., 2010; Bourquin et al., 2011).

The Variscan orogen provides evidence for the collision between the southerly Gondwana and northerly Laurussia ; the mountain belt was oriented E-W, and located in the Pangean equatorial to intertropical realm during the Carboniferous and Permian. In Europe, it results from the accretion of several microcontinents (*e.g.* Avalonia and Armorica) and intervening oceanic domains (Matte, 1986; Franke et al., 2000; Lardeaux et al., 2001; Ballèvre et al., 2009; Martínez Catalán et al., 2009), and is evidenced by HP-LT metamorphic rocks formed during subduction and nappe stacking (Paquette et al., 2017; Lotout et al., 2018). Because of the post-orogenic history footprints (collapse of the reliefs, late-orogenic extension, late Alpine tectonics ; Faure, 1995; Ballevre et al., 2013), the geodynamic evolution of the Variscan belt is difficult to establish and is therefore not consensual (*e.g.* Ballèvre et al., 2014; Franke et al., 2017). The post-orogenic collapse of the thick and hot Variscan crust is reflected by high grade metamorphic domes, detachments and extensive faults reactivating ancient shear régions (Malavieille et al., 1990; Van Den Driessche and Brun, 1992a; Burg et al., 1994). Internal Pennsylvanian (*i.e.* late Carboniferous) to Permian European basins, considered as pull-apart or hemi-graben basins, developed in the late orogenic extensional structural context (Ménard and Molnar, 1988; Vallé et al., 1988; Van Den Driessche and Brun, 1989a, 1992a; Burg et al., 1990; Faure and Becq-Giraudon, 1993; Faure, 1995; Becq-Giraudon et al., 1996; Genna et al., 1998; Choulet et al., 2012).

Paired with this tectonic context, these sedimentary basins have also recorded the LPIA, marking the transition from an icehouse to a greenhouse climate during the Permian. This climatic period corresponded to the latest wide-extent and long-lived glaciation on a vegetated Earth (Gastaldo et al., 1996; Michel et al., 2015). The specificity of this period is notably the lowest CO_2 and highest O_2 levels of the Phanerozoic (*e.g.* Berner, 2006; Montañez et al., 2007, 2016), that lasted during dozens of millions of years, from the late Devonian to the Cisuralian-Guadalupian, *i.e.* early-middle Permian, (Fielding et al., 2008c). The LPIA witnessed long-lived but discrete ice sheets, diachronous at the scale of Gondwana, migrating eastward from the late Devonian to the early Permian (Isbell et al., 2003; Fielding et al., 2008c; López-Gamundí and Buatois, 2010; Montañez and Poulsen, 2013), with an apex during the Pennsylvanian–Sakmarian.

The latest Variscan tectonic stages combined with the end of the LPIA and the transition to the greenhouse climate, from humid to arid conditions (Isbell et al., 2003; Roscher and Schneider, 2006; Bourquin et al., 2011; Michel et al., 2015), are the prevalent driving factors controlling the sedimentary dynamic of Western European Carboniferous to Permian basins. This is the case for French intracontinental Carboniferous-Permian basins located south of the Variscan front, in the internal régions of the mountain belt, which result from late- to post-orogenic extensional processes (Malavieille et al., 1990; Costa and Rey, 1995; Faure, 1995; McCann et al., 2006), and record a period of destruction of the Variscan reliefs. Some of these sedimentary basins are located south of the Paris Basin, mainly known through subsurface and mining data, such as the Decize-La Machine Basin. For this basin, sediments partly crop out at the Decize-La Machine horst, but its western, eastern and

southern terminations are located under the Meso-Cenozoic sedimentary cover. The area of Lucenay-lès-Aix, located south of the Decize-La Machine horst (Fig. 3.15), has been exploited since 1806. The latest investigations performed in the 20^{th} century and up to 1986 for the mining industry, aimed to characterise the coal resources in the subsurface. Old mining reports indicate a succession of fine and coarse-grained deposits attributed to lacustrine and fluvio-lacustrine sediments, in which coal seams are interbedded. The occurrence of altered volcanic ash layers (*i.e.* tonsteins) and microbial deposits have been documented and tentatively used to propose intrabasin correlations (Donsimoni, 1990).

Here, we aim to reassess the sedimentary architecture and the palaeoenvironmental evolution in this area, based on updated data and methods. Stratigraphical and sedimentological re-evaluations are based on the investigation of three cored boreholes from the Lucenay area, well-logs and seismic data acquired during the 1980s. The palaeoenvironmental evolution through time is assessed through facies and facies association determination using cores analysis and electrofacies characterisation on well-logs. Supported by seismic interpretation, stratigraphic correlations between the wells are performed in the Lucenay-lès-Aix area, highlighting the sedimentary architecture of the Decize-La Machine Basin. These results are then compared with data from adjacent areas, in order to document the basin geometry and environments throughout time and space and to better constrain the Carboniferous Permian evolution of the internal région of the Variscan orogen.

3.4.2 Geological setting

3.4.2.1 French Late Carboniferous to Permian basins cropping out south of the Paris Basin

French Carboniferous to Permian basins are localised around the remnants of the Variscan belt, such as the Vosges, Alps, Pyrenees, Armorican Massif and Massif Central (Fig. 3.15a), but are also known in the subsurface below the Aquitaine Basin and South-East Basin, and below the Meso-Cenozoic cover of the Paris Basin, to the south (Beccaletto et al., 2015) and to the north-east (Donsimoni et al., 1981). In the north-eastern part of the Massif Central, several basins are exposed (the Aumance, Autun, Decize-La Machine and Blanzy-Le Creusot basins, Fig. 3.15b) and, for some of them, may constitute the termination of the subsurface basins south of the Paris Basin (Beccaletto et al., 2015). Numerous lithological and palaeontological analyses were performed on these late Carboniferous to early Permian basins, which were investigated during the 19^{th} and 20^{th} centuries for coal and oil mining. The sedimentary series in these basins are attributed to the late Pennsylvanian–early Permian (*i.e.* upper Westphalian, Stephanian A, B and C, Autunian and Saxonian regional sub-stages ; Heckel and Clayton, 2006; Menning et al., 2006). The Westphalian and Stephanian are often attributed to the late Pennsylvanian, while the Autunian and Saxonian are considered to have a Permian affinity. However, it is difficult to correlate these stratigraphic units to the official marine stages because their limits, defined using macroflora, palynomorphs and fauna associations, are diachronous (Langiaux, 1984; Broutin, 1986; Broutin et al., 1990, 1999; Doubinger

et al., 1979; Schneider et al., 2019). Thus, intra- and inter-basinal stratigraphic correlations based on available biostratigraphy should be cautiously considered due to large uncertainties, even when basins are separated by a short distance, due to depositional environment biases affecting macro- and microflora repartition. However, instantaneous aerial volcanic events are regularly recorded as thin tonstein deposits intercalated in the series, and could be used as correlation tools. In the French Autun and Lodève basins, such altered volcanic ash layers have been recently dated (Michel et al., 2015; Pellenard et al., 2017) by U-Pb on zircon using the chemical abrasion–isotope dilution–thermal ionisation mass spectrometry (CA-ID-TIMS) method. In the Lucenay-lès-Aix area, recent U-Pb ages using laser ablation–inductively coupled plasma–mass spectrometry (LA-ICP-MS) have been also performed by Ducassou et al. (2019), and correlations were then tentatively applied between these three basins. A late Gzhelian to early Asselian age could be attributed to the base of the Lucenay-lès-Aix series (299 ± 2 Ma, Ducassou et al., 2019), which could therefore be correlated with the lower Autunian (Igornay Fm and Muse Fm) defined in the Autun Basin (299.9 ± 0.38 Ma to 298.05 ± 0.19 Ma ; Pellenard et al., 2017), and either to a gap in the Lodève Basin (Michel et al., 2015) or to the Graissessac Fm (295.5 ± 5.1 Ma ; Bruguier et al., 2003). The middle of the sedimentary succession from the Lucenay-lès-Aix area yielded a 295 ± 5 Ma age (Ducassou et al., 2019), and could be compared either with the Tuilières-Loiras Fm and Viala Fm (293.94 ± 0.08 Ma to 290.96 ± 0.19 Ma using CA-ID-TIMS U-Pb dating by Michel et al., 2015) or to the Graissessac Fm (295.5 ± 5.1 Ma ; using SIMS U-Pb dating by Bruguier et al., 2003).

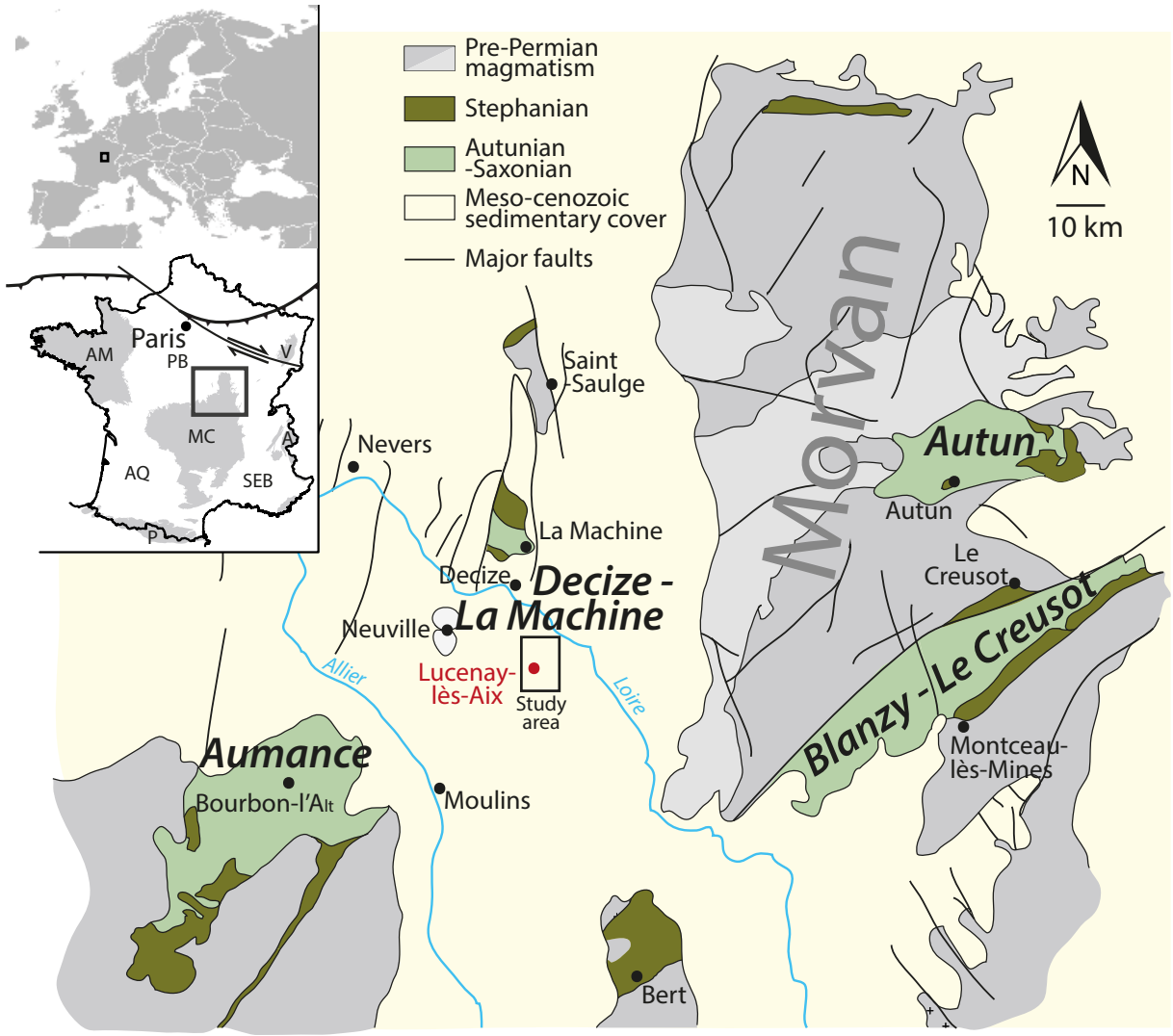


Figure 3.15 – **Localisation of the late Carboniferous to Permian basins in the north-eastern Massif Central. The Lucenay-lès-Aix area is located south of the outcropping Decize-La Machine series. AM : Armorican Massif; MC : Massif Central; P : Pyrenees; A : Alps; V : Vosges, AB : Aquitaine Basin, SEB : South-East Basin, PB : Paris Basin.**

3.4.2.2 The Decize-La Machine Basin

To the west of the Morvan Massif (Fig. 3.15), Palaeozoic units crop out near the localities of Saint-Saulges and Neuville (crystalline rocks), and near Decize and La Machine (sedimentary rocks), due to the activity of a post-Permian fault system. The sedimentary succession of the Decize–La Machine horst, covering an area of approximately 50 km^2, is composed of coarse-grained sandstones, polygenic conglomerates, shales with sandstone intercalations and black shale deposits, and shows evidence of microbial deposits and the occurrence of coal seams and tonstein layers. These series were exploited for coal and oil resources, leading to research being carried out in the surrounding areas to localise and characterise the amount of the potential resource. This basin extends in the subsurface under

the Meso-Cenozoic cover (ca. 60 to 370 m in thickness) to the north, up to the Saint-Saulge horst, and more extensively to the east, west and south. However, the boundaries of this basin at the time of sedimentation are not known, and it may have been connected with the Aumance Basin located to the west (Fig. 3.15b, Grangeon et al., 1968; Châteauneuf and Farjanel, 1989). The sedimentary succession is divided into three lithostratigraphic units : the upper Westphalian, only found to the south-east, the Stephanian and the Autunian. The Stephanian and Autunian units are in stratigraphic continuity, but the Autunian overflows the Stephanian, so the sedimentation area and the depocenters migrate through time ; the Triassic deposits unconformably overlie the Permian series, following a huge erosional event. The cumulative thickness of the Palaeozoic sedimentary series in this basin is thought to exceed 3 000 m.

The Lucenay-lès-Aix area is located approximately 15 km south of Decize (Fig. 3.15), and is characterised by a relatively flat topography, with a mean altitude close to 220 m, peaking at 236 m. This sub-basin was the latest to be investigated in the Decize-La Machine Basin during the French national coal resource inventory from 1981 to 1986 (Donsimoni, 1990, 2006). This exploration campaign began with gravimetric investigations, with a negative Bouguer anomaly detected in the Lucenay-lès-Aix area, showing a thick sedimentary accumulation over the crystalline basement (Donsimoni, 1990, 2006). These investigations were completed with electric, seismic and magnetotelluric surveys based on rock resistivity, partially cored boreholes, and well-log data (Fig. 3.16a) ; 31 kilometres of seismic lines were shot (Fig. 3.16a). The crystalline basement was not reached by the wells, but was estimated to be at a depth close to 1 500 m (Donsimoni, 1990). The eastern edge of the sub-basin was not investigated but may be wider than the studied area. The sedimentary deposits were initially attributed to fluvial, palustrine and lacustrine environments (Donsimoni, 1990) but recently reattributed to deltaic and lacustrine deposits, from the LY-F core, by Ducassou et al. (2019) (Fig. 3.16a) ; the lithostratigraphy is defined by the productive La Machine and Lucenay formations, attributed to the Stephanian B and C, and separated by a discontinuity. In these two formations, a substantial amount of coal was evidenced at depths ranging between 200 m and 600 m. Above, the more detrital Grey Autunian and Red Permian formations are assumed to be in stratigraphic continuity (Donsimoni, 1990, 2006). The tectonic structure of the Lucenay-lès-Aix area was defined as a hemi-graben geometry, with a syn-sedimentary fault oriented N-S, governing the disposition with a thick sedimentary accumulation in the western part of the basin, and limited sedimentary inputs towards the east. The subsidence was thought to be heterogeneous with time throughout this area : high and fast subsidence favoured debris flow deposits, while more moderate and regular subsidence favoured palustrine to lacustrine deposits, including coal deposits (Donsimoni, 1990).

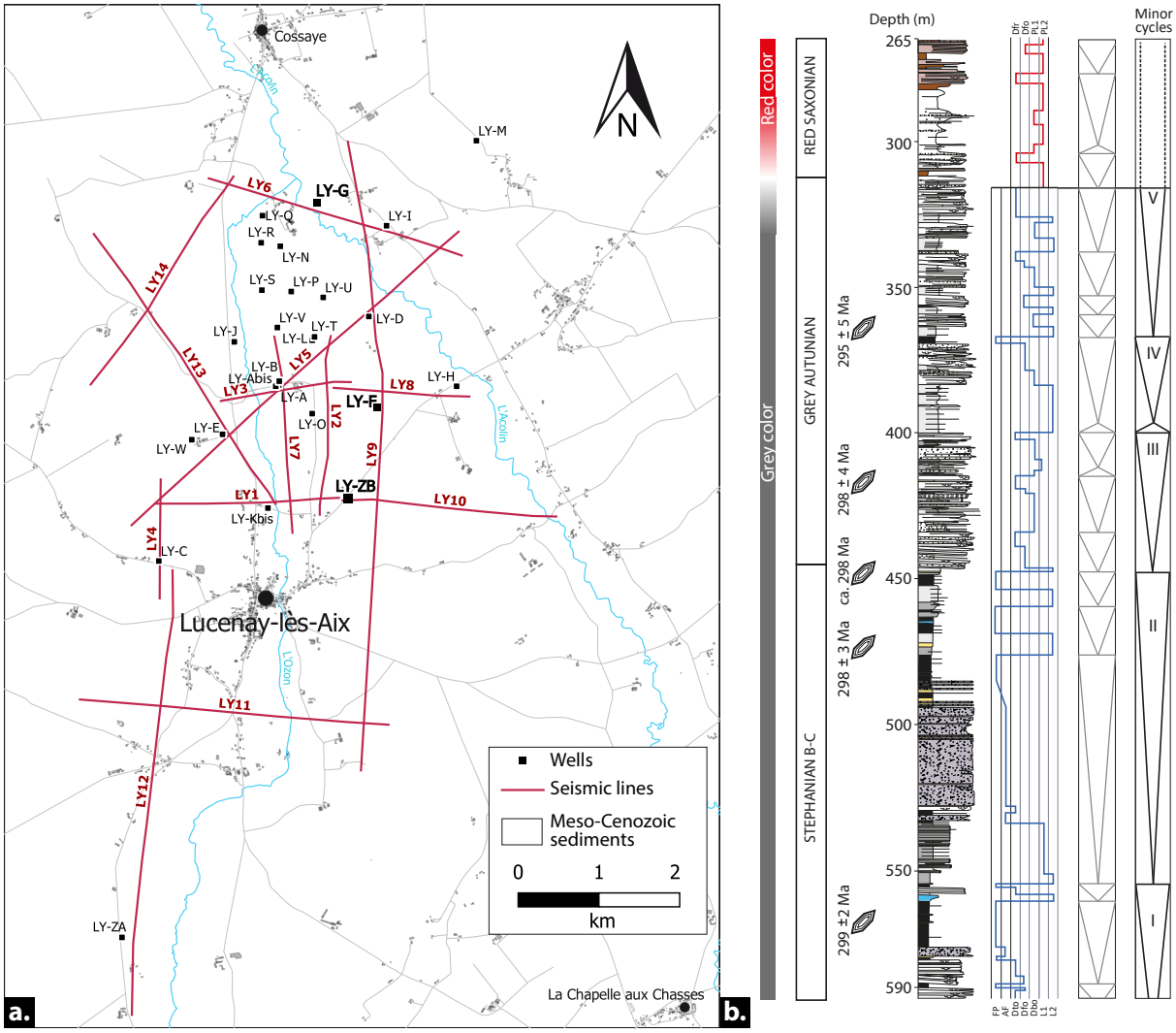


FIGURE 3.16 – **A. Map of the Lucenay-lès-Aix area, showing the location of the studied wells and the seismic lines. B. Synthetic sedimentary column, depositional environments evolution and stratigraphic cycles of the LY-F core after Ducassou et al. (2019). FP : floodplain ; AF : alluvial-fan delta ; Dfr : delta frontset ; Dfo : delta foreset ; Dbo : delta bottomset ; L : lake ; PL : playa lake.**

3.4.3 Material and methods

3.4.3.1 Sedimentological descriptions (facies and electrofacies)

Among the 37 wells drilled during the exploration campaign of the Lucenay-lès-Aix area during the 1980s, only three cores are still available (property of the BRGM - French Geological Survey) : the LY-F, LY-G and LY-ZB wells (Fig. 3.16a). The LY-F core has already been investigated and dated by (Ducassou et al., 2019, Fig. 3.16b). The LY-F, LY-G and LY-ZB cored boreholes were first described in this study in terms of lithology, sedimentary structure, grain composition and morphology, and colour (*i.e.* reflecting organic content and oxidation of the sediment). Each bed was then assigned to a sedimentary facies and to a depositional process (Table 3.6). Finally, facies were associated to characterise the depositional environments along a depositional profile (facies associations, Table 3.7).

For the wells without core information, an electrofacies analysis from well-log data is necessary. Well-log data are used to calibrate electrofacies with sedimentary facies (*e.g.* Bourquin and Guillocheau, 1996; Bourquin et al., 1998), but because only old well-log data are available in the Lucenay-lès-Aix area, a precise facies/electrofacies characterisation is not possible. The depositional environments have been identified from the well-log data on the basis of (i) the former sedimentological descriptions of the cored boreholes of the Lucenay-lès-Aix area, performed during the 1980s, and (ii) a comparison with the new descriptions of the LY-F, LY-G and LY-ZB cored boreholes.

TABLE 3.6 – **Facies description and interpretation of the depositional processes.**

	Name	Lithology	Sedimentary structures	Depositional process interpretation
MTD Deposits	GSm	Poorly sorted, disorganized, ungraded conglomerates. Mostly clast-supported. Poorly-sorted matrix composed of virtually all finer size sand fractions. Bed thickness: dm to several m.	Massive bed. Erosive base which can display a cm-thick basal unit with inverse grading.	Masse freezing, cohesive debris flow deposits or high-density turbidity current (Lowe 1982; Davies and Walker 1974; Walker 1975; Postma 1984, 1990; Postma and Cartigny 2014).
	IGSm	Same facies as GSm.	Inclined sedimentary bed from 15 to 25°.	Debris flow on foreset (Davies and Walker 1974; Walker 1975; Postma 1990; Postma and Cartigny 2014).
	GSmm	Very poorly sorted, disorganized, ungraded matrix-supported conglomerates. Clast sizes ranging from gravel to boulder. Matrix composed of silt to coarse-grained sand. Bed thickness: dm to m.	Massive beds. Erosive base which can display a cm-thick basal unit with inverse grading.	Hyperconcentrated debris flow (Walker 1975; Postma 1990; Mulder and Alexander 2001) – Aerial or aquatic non-cohesive debris ow/masse freezing (Walker 1975; Lowe 1982; Postma 1990; Miall 1996).
	GSFd	Consolidated sediments of various lithologies, from conglomerates to silts. Bed thickness: dm to m.	Chaotic deposits of folded and brecciated blocks. Deformed beds.	Slump and slides.
Supercritical Flow deposits	GSl	Heterolitic. Well sorted and clast supported conglomerates gravels to pebbles and medium- to coarse-grained sandstones. Bed thickness: dm.	Horizontal bedding with internal horizontal erosions which can form gravels to pebbles carpet. Individual beds are well sorted and massive. Erosive base.	Laminar supercritical flows. Alternating periods of erosion and deposition (Cartigny et al. 2014; Postma et al. 2014; Rubi et al. 2018).
	GSt	Well sorted conglomerates to medium-grained sandstones. Bed thickness: dm to m.	Trough cross stratification. Erosive base.	Tractive current and 3D megaripple migration (Miall 1978; Davies and Walker 1974; Walker 1975).
	IGSt	Same lithology as the GSt facies. Bed thickness: dm to m.	Cyclic steps. Inclined beds from 15° to 25°. Erosive base.	Hydraulic jump (Cartigny et al. 2014; Postma et al. 2014) on the lee side (Breda et al. 2007; Clarke et al. 2012; Dietrich et al. 2016; Clarke 2016; Rubi et al. 2018).
Surge-like turbidity ow	Sl	Fine to medium-grained sand. Well-sorted. Bed thickness: cm to dm.	Laminated (planar bedding) with sometimes symmetric ripples at top. Normal grading. Sometimes lenticular beds. Erosive base.	Tractive current, sometimes reworked by wave influences or Tb (laminated), Tc (ripples) (Bouma 1962).
	Flc	Heterolithic. Clay to silt to very fine-grained sand, beds of ne to medium-grained sand exceptionally coarse-grained. Sometimes: - coal and plant fragments - thin bed (cm) of carbonate - bioturbation. Bed thickness: cm to m.	Thinly laminated in mm to cm beds, sandstone beds are either massive or contain planar lamination/current ripples or trough cross stratifications.	Overbank deposits (Miall 1978) or shear sorting of grains and blocs Td (Bouma 1962).
	Fm	Clay to silt. Bed thickness: cm to dm.	Massive. Planar or inclined bed.	Deposition from low-density tail of turbidity current and settling of pelagic or hemipelagic particles: Te (Bouma 1962).
Other facies	C	Coal with plant fragments and mm to cm beds of ne to medium-grained sand. Bed thickness: dm to m.	Massive or thinly laminated.	Coal deposits alternating with overbank.
	T / Tr	White to ochre clay sometimes with coal chips. Bed thickness: cm to m.	Massive (T) or thinly laminated with trough cross stratifications, planar bedding and plants fragments (Tr).	Tonsteins: altered volcanic ashes (T), (Bohor and Triplehorn 1993) sometimes reworked by tractive current (Tr).
	Cs	Massive carbonates. Bed thickness: dm to m.	Undulatory bedding.	Microbial deposits

After Bouma (1962); Davies and Walker (1974); Walker (1975); Lowe (1982); Postma (1984, 1990); Bohor and Triplehorn (1993); Miall (1996); Mulder and Alexander (2001); Breda et al. (2007); Postma et al. (2014); Miall (1978); Clarke et al. (2012); Cartigny et al. (2014); Postma and Cartigny (2014); Clarke (2016); Dietrich et al. (2016); Rubi et al. (2018)

TABLE 3.7 – **Facies associations and their attribution to depositional environments.**

Code	Facies association	Depositional environment
FP	C, Fm, Flc, T, Tr, thin layers of Sl	Swamp deposits within a floodplain/coastal plain
AF	GSmm, Fm, Flc, C, T Rare GSFd	Alluvial fan within a swamp or lake (Blair and McPherson 1994; Miall 1996)
Dto	GSm, GSt, GSl, Sl, Fm, Flc, C, T Rare GSmm, GSFd	Topset of delta deposits with coal preservation (Postma 1990; Dietrich et al. 2016; Bhattacharya 2010)
Dfo	IGSm, IGSt, Fm, Flc, Rare GSmm, GSFd, C	Foreset and hydraulic jump of delta deposits (Postma and Roep 1985; Dietrich et al. 2016; Rubi et al. 2018)
Dbo	GSFd, GSm, GSl, GSmm, Sl, Fm, Flc Rare C	Bottom set of delta deposits (Postma and Roep 1985; Rubi et al. 2018)
L1	Fm, Flc, thin layers of sandstones (Sl, GSl, GSm), GSFd	Lake environment with sediment supply deposited laterally to the delta deposits
L2	Fm, Flc, Cs, C, GSFd, rare Sl	Lake environment with a weak sediment supply and soft-sediment deformations, or more rarely with microbial deposits (carbonates)

After Postma and Roep (1985); Postma (1990); Blair and McPherson (1994); Miall (1996); Dietrich et al. (2016); Bhattacharya (2010); Rubi et al. (2018)

3.4.3.2 Sequence stratigraphy

Bathymetry curves were built based on the depositional environment evolution established for the three cored boreholes. Each stratigraphic surface was identified through facies analysis, and used to propose a high-resolution sequence stratigraphy model, which depends, in continental environments, on the fluctuations of the stratigraphic base-level (surface below which sediments accumulate and above which erosion takes place, *i.e.* accommodation combined with sediment supply ; *e.g.* Bourquin et al., 2009 and references therein). In a general way, these base-level fluctuations are displayed as (i) periods of aggradation of the alluvial system (stratigraphic base-level rise, *i.e.* increasing accommodation space and/or decreasing sediment supply) and (ii) periods of stacking of the fluvial system with erosion, by pass and/or palaeosol development (stratigraphic base-level fall, *i.e.* decreasing accommodation space and/or increasing sediment supply). In consequence, two stratigraphic surfaces can be recognised : (i) the maximum flooding surfaces (MFS) that end the stratigraphic base-level rise, *i.e.* retrogradational trend, which represents an extensive lacustrine sedimentation or coastal/alluvial plain deposits in humid depositional environments, and (ii) the end of the stratigraphic base-level fall, *i.e.* end of the progradational trends, that could be defined as a maximum regressive surface (MRS) in lake environments.

Stratigraphic cycles are defined from depositional environments based on facies and electrofacies

analysis. In sequence stratigraphy, these cycles can be either autocyclic, resulting from internal processes, or allocyclic, resulting from local or global external factors (climate and tectonics). Although stratigraphic cycles are identified on all the available cored boreholes and on well-log data, correlations between one well and another are not possible due to the lack of reference timelines (absence of biostratigraphic data and radiometric dating) ; only the LY-F well is currently dated with 5 LA-ICP-MS U-Pb ages obtained from zircons and apatites collected in tonstein deposits (Ducassou et al., 2019). Additionally, the cycle definition is more precise for the wells for which core data are available. Consequently, we used a seismic analysis to constrain stratigraphic surfaces and large-scale correlations between wells.

3.4.3.3 Well-logs and seismic data

In a first step, the 14 seismic lines acquired in the 1980s and originally in paper format were digitised in seg-y format. Well-logs are available for 28 wells in the Lucenay-lès-Aix area (including the LY-F, LY-G and LY-ZB wells), each one with at least two and sometimes three parameters recorded : gamma-ray (GR, total natural radioactivity), neutron (N) and gamma-gamma (GG, density), each of them measured in counts per second. In a second step, the three wells with core data were relocated on the nearest seismic lines (LY-6, LY-9 and LY-10 ; Fig. 3.20, supp. mat. 8.14 and 8.15) in order (i) to propose correlations for the geological markers at the different scales (*i.e.* seismic, well-logs and facies association), and (ii) to reveal the large-scale geometry and evolution of the depositional environment through time and space, between the defined timelines. In a third step, the seismic profiles were integrated into a 3D GeoModeller software (SKUA-GOCAD software, Paradigm) for 3D visualisation and interpretation. Each profile was interpreted individually through seismic line-drawing to underlain sedimentary and structural architectures. The main seismic reflectors, discontinuities and faults were drawn on the seismic profiles. The wells with their respective well-logs were entered in the project after a depth-to-time conversion using the mean velocity law based on five well data (LY-B, LY-C, LY-D, LY-E and LY-ZA).

3.4.4 Results

3.4.4.1 Sedimentological descriptions and depositional environments

Detailed sedimentary logs were realised for the LY-G and LY-ZB cored boreholes to complete the previous descriptions of the LY-F core provided by Ducassou et al. (2019). The LY-G and LY-ZB cores display similar facies to the LY-F core (*i.e.* Ducassou et al., 2019) ; the facies of Ducassou et al. (2019) have been refined and regrouped into 13 facies (Table 3.6) : eight conglomerate and sandstone facies, two fine-grained facies and three additional facies (coal, volcanic ashes and carbonates), each of them deposited through specific processes. The depositional palaeoenvironments were determined through seven facies associations (Table 3.7). The detailed logs were then summed up into synthetic logs (Fig. 3.17) to propose a vertical evolution of the sedimentary environments along a depositional profile.

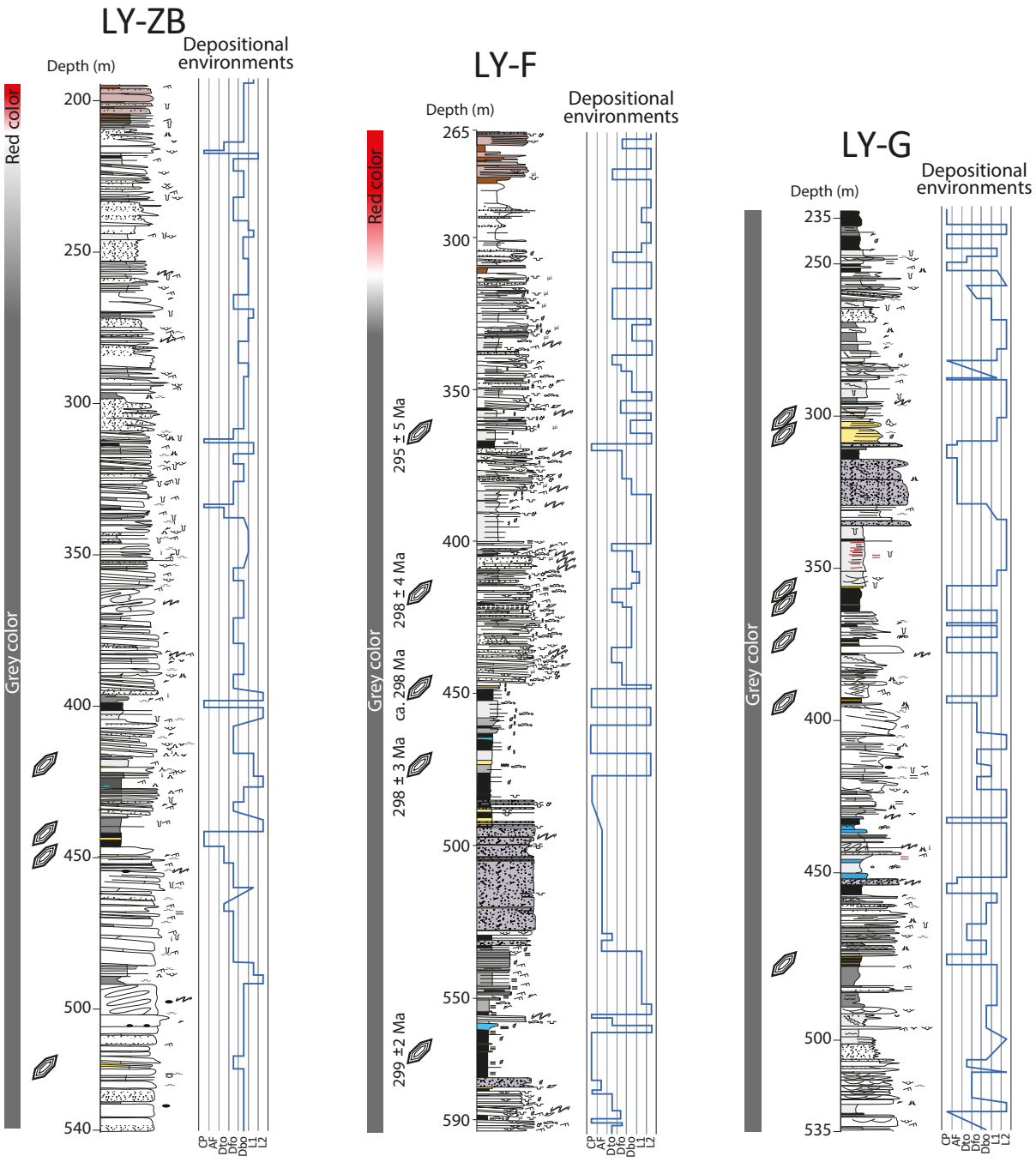


FIGURE 3.17 – **Sedimentary logs of the LY-ZB, LY-F (Ducassou et al., 2019) and LY-G wells, with their respective depositional environment evolution.**

3.4.4.2 Facies associations and depositional environments

When the cores are mostly composed of coal deposits (C facies), with interbedded tonstein layers (T, Tr) within fine facies (Fm, Flc) and few sandstones (Sl), sedimentation occurs in a swamp environment in a humid restricted coastal/alluvial plain (CP facies association). The second facies association comprises the GSmm facies in metric to plurimetric beds, interpreted as mass-freezing,

cohesive debris flow deposits, reworking volcanic gravels to pebbles, intercalated with some coal levels. This facies is often associated with swamp deposits (Fm, Flc, C, T), which indicates that it developed in a proximal environment, probably near the interface between air and water, and suggesting a volcaniclastic alluvial-fan delta environment (AF facies association). The environment is attributed to a delta topset (Dto association) when the dominant facies are dominated by tractive processes, marked by horizontal beds of conglomerates and sandstones (upper plan beds, trough cross stratifications, current ripples ; GSl, GSt, Sl), sometimes stacked together, with some Soft-Sedimentary Deformation (SSD) occurrences (*e.g.* slumps, shearing, load casts, ball and pillows ; GSFd facies), and with some debris flow deposits (GSm, GSmm), plant remains and coal intercalations (Flc, C). The fourth facies association (Dfo) is composed of inclined beds of sandstones to conglomerates (IGSm, IGSt) alternating with inclined beds of fine-grained facies (Fc, Fl), marking settling periods, and with few coal levels (C). The inclined beds, gravity processes and slump occurrences (GSFd) are attributed to deltaic foresets. The fifth facies association corresponds to the bottomset environment (Dbo), characterised by conglomerates and sandstones corresponding to gravity deposits (GSm, GSmm facies) or tractive currents (Sl, GSl), and by fine-grained facies (Fl, Fc facies), sometimes affected by some SSDs (GFd facies). The two last facies associations record lacustrine conditions ; one of them is composed of fine-grained lithologies (Fl, Fc) interbedded with some sandstone facies attributed to turbidity flow (Sl, GSm, GSl) with few SSDs (GSFd), marking periods of detrital input into a lake environment (facies association L1). The second one (facies association L2) shows only a weak detrital supply (Sl facies reworked by wave influence and few GSFd) and is characterised by the same fine facies as the L1 facies association. Some occurrences of microbial deposits (Cs facies) have been observed in this L2 environment, when the water column is low. With all these facies associations, the evolution of depositional environments for each cored borehole can thus be proposed (Fig. 3.17).

3.4.4.3 Well-log facies characterisation and depositional environment

Four depositional environments have been identified from the well-log data (Fig. 3.18) : lake, delta, volcaniclastic alluvial-fan and coastal plain. The coal deposits usually display a low GR and N, and a high GG. Sometimes, GR is high when either coal contains uranium or is mixed with clays. This electrofacies association corresponds to the CP facies association (Table 3.7). The lake environment is characterised by a fluctuating but mainly high GR, a low N and a low to high GG, depending on the clay content or uranium adsorbed on organic matter. This electrofacies association corresponds to L1 and L2 sedimentary facies associations (Table 3.7). The alluvial-fan delta deposits display a moderate but constant GR and N, and a low GG. This electrofacies association corresponds to the AF sedimentary facies association (Table 3.7). Finally, the deltaic environments are characterised by a fluctuating GR, depending on the clay levels, and by fluctuating, but generally very high N and low GG. This electrofacies association corresponds to the sedimentary facies associations Dto, Dfo and Dbo (Table 3.7) without distinction between the proximal or distal depositional environment. To dissociate the topset, foreset and bottomset, it is necessary to pair the well-logs with the mining

report descriptions in order to find indications on the sedimentary features observed when the cores were still available (*e.g.* stratifications, slump and slide occurrences, alternating coarse and fine granulometry, dip of the deposits). The LY-I well is shown as an example (Fig. 3.19) to illustrate the sedimentary facies associations inferred from the electrofacies. For this example, we distinguished three deltaic poles (proximal, medium and distal delta, Fig. 3.19), based on both the well-logs and the descriptions from the mining reports, that correspond to the topset, foreset and bottomset, respectively.

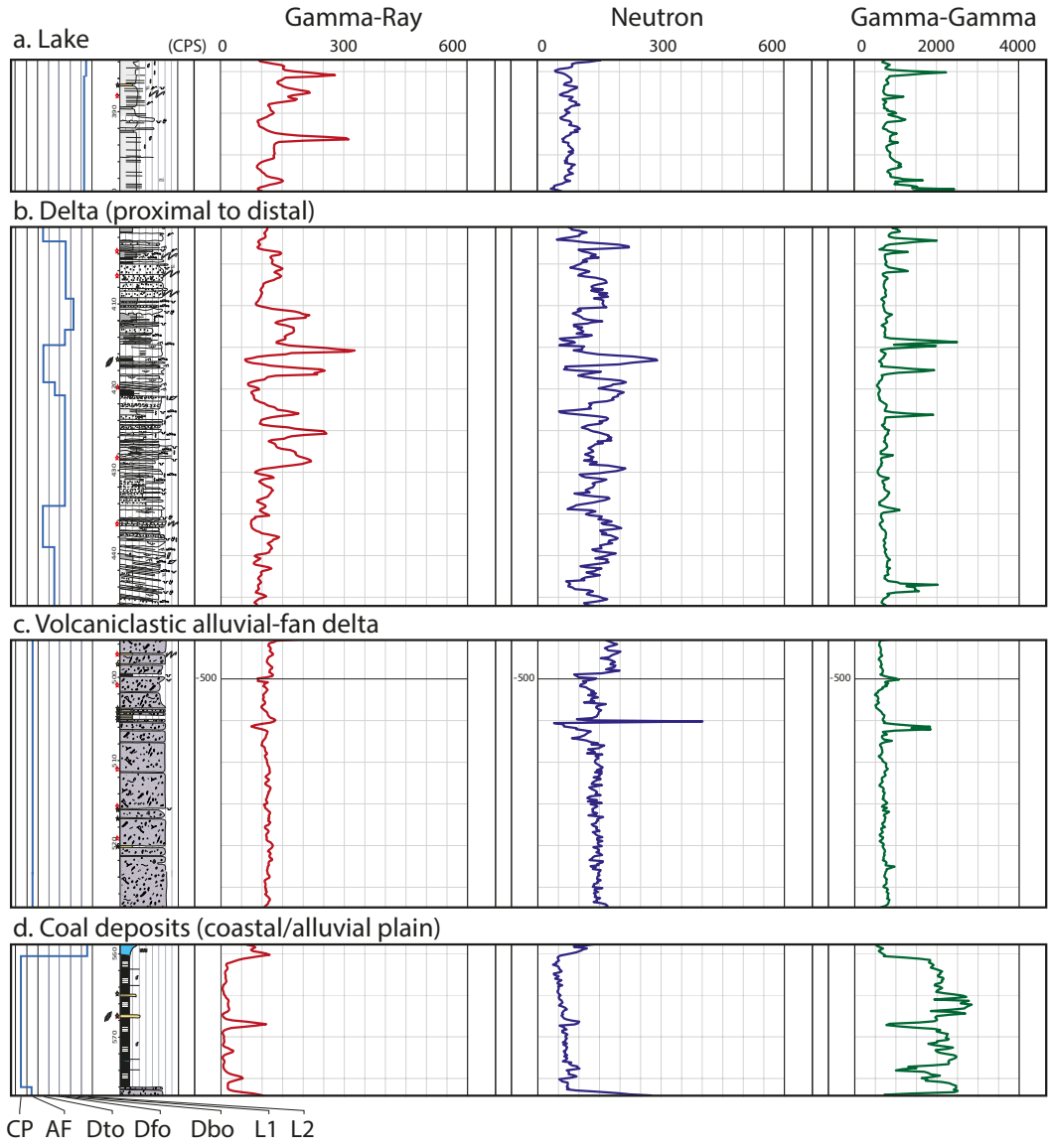


FIGURE 3.18 – **Electrofacies and sedimentary facies correspondence for the coastal/alluvial plain, the volcaniclastic alluvial-fan delta, the delta and the lake environments.**

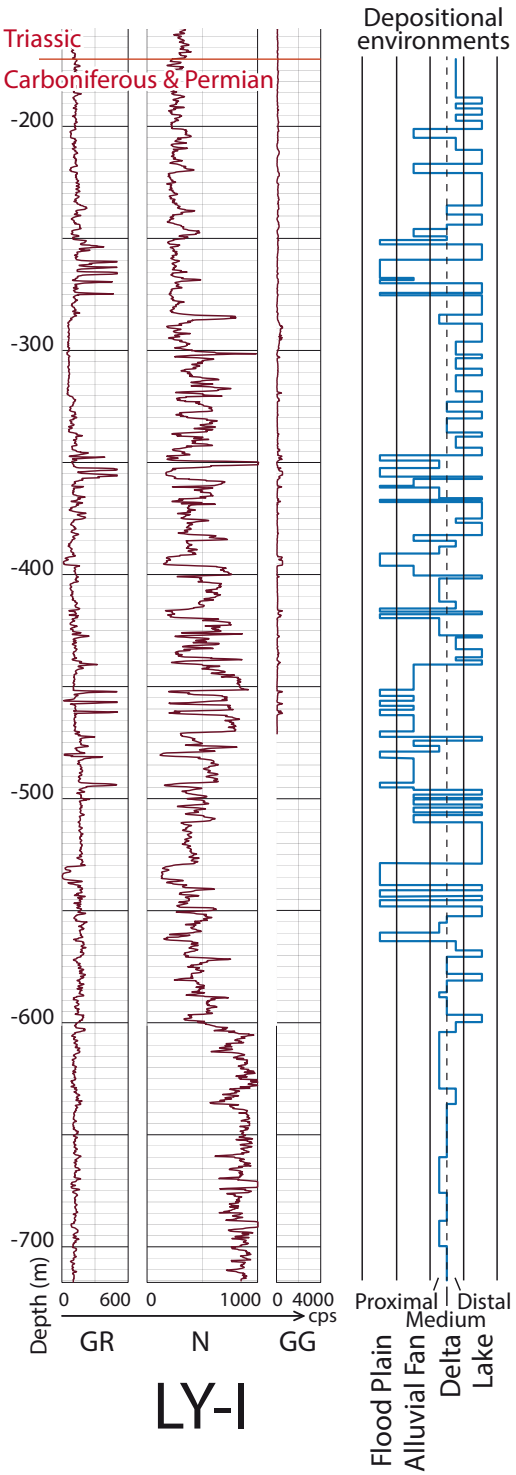


Figure 3.19 – **Calibration of the depositional environments of the LY-I well based on well-log analyses.**

3.4.5 Sequence stratigraphy on cores and well-log and seismic correlations

3.4.5.1 Core, well-log and seismic interpretations

The basin geometry and large-scale architectures are best imaged along five seismic profiles : one oriented north-south (LY9, Fig. 3.20b), three oriented approximately west-east (LY6, LY8 and LY10, Fig. 3.20c), and one oriented SW-NE (LY5, Fig. 3.20c). The west-east basin architecture can be seen on Figure 3.20c, displaying the four approximately west-east seismic lines (with north to south LY6, LY5, LY8 and LY10). The main seven seismic reflectors, identified on at least two seismic lines, are highlighted with specific colours.

Seismic reflectors which can be seen on only one seismic line were drawn in black. The major unconformity between the Carboniferous and Permian deposits and the overlying the Meso-Cenozoic sedimentary cover is well-defined by toplap geometries below the unconformity, and is underlined in red on Figure 3.20. The seismic interpretations reveal a synclinal morphology induced by a post-depositional tectonic deformation of the sediments as represented on profile LY-10 (Fig. 3.20c), yet the boundaries of the basin are not visible on the seismic profiles.

Therefore, we used the seismic profiles to track some time-markers between the wells. Because of the poor quality of the seismic profiles, it is difficult to associate seismic facies and sedimentary facies. However, the seismic profiles show some continuous markers (particularly above the blue marker, Fig. 3.20b, c). Given the resolution of the seismic data, these main markers are recognised only in the central and eastern part of the Lucenay-lès-Aix area ; the following discussion will therefore focus only on wells from this location. The seismic data interpretations show, from the base to the top of the Carboniferous-Permian deposits, seven main markers. Each marker was reported on the well-logs, displayed directly in the GeoModeller software, of the LY-ZB, LY-F, LY-D, LY-I and LY-G wells (Fig. 3.21) and of the LY-D, LY-U, LY-T and LY-L wells (Fig. 3.22).

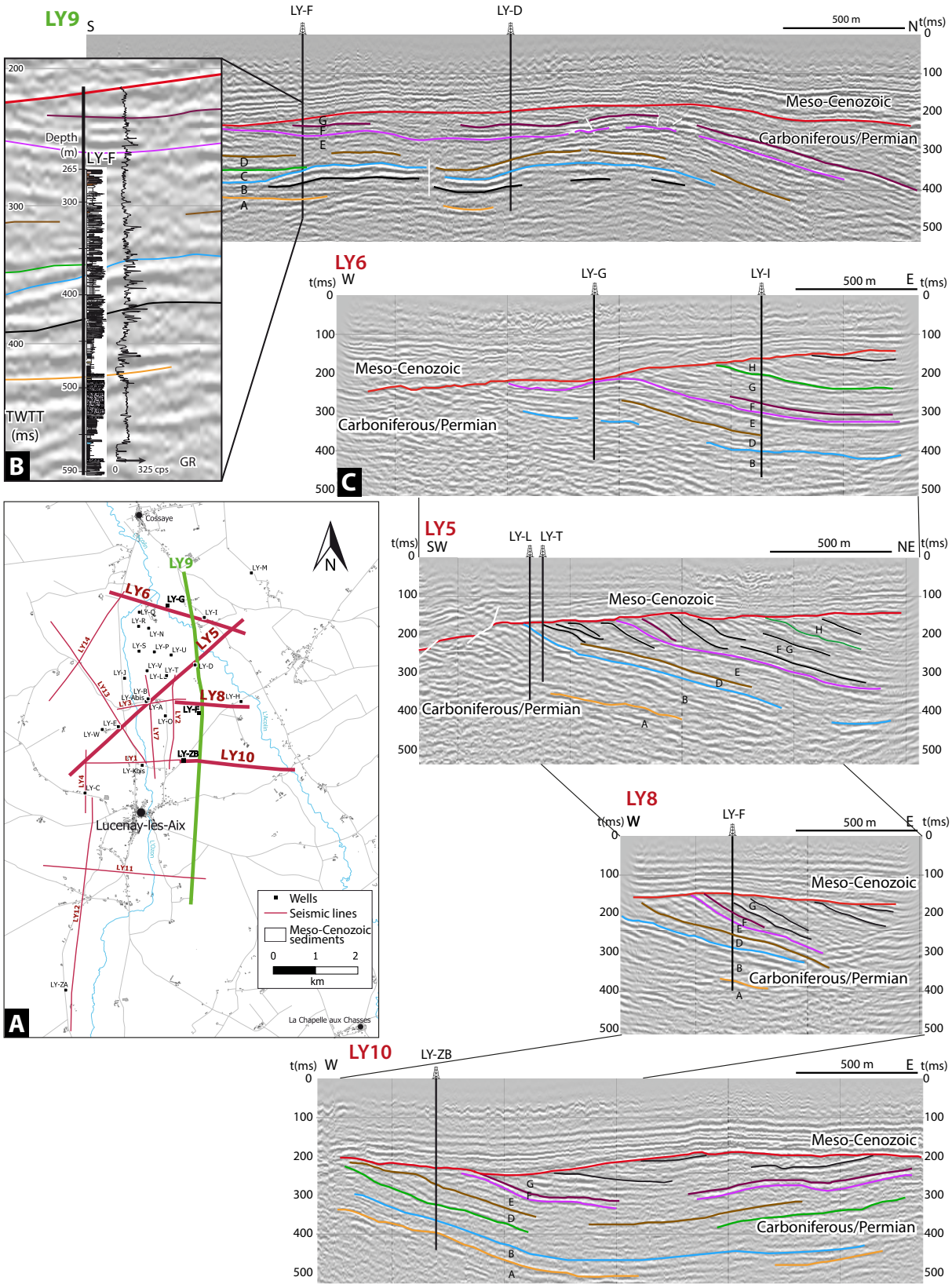


FIGURE 3.20 – **A. Localisation of the seismic profiles and wells in the Lucenay-lès-Aix area. B. Calibration of the LY-F well-log along the LY-9 seismic profile. C. Interpretation of the seismic profiles LY-6, LY-5, LY-8 and LY-10.**

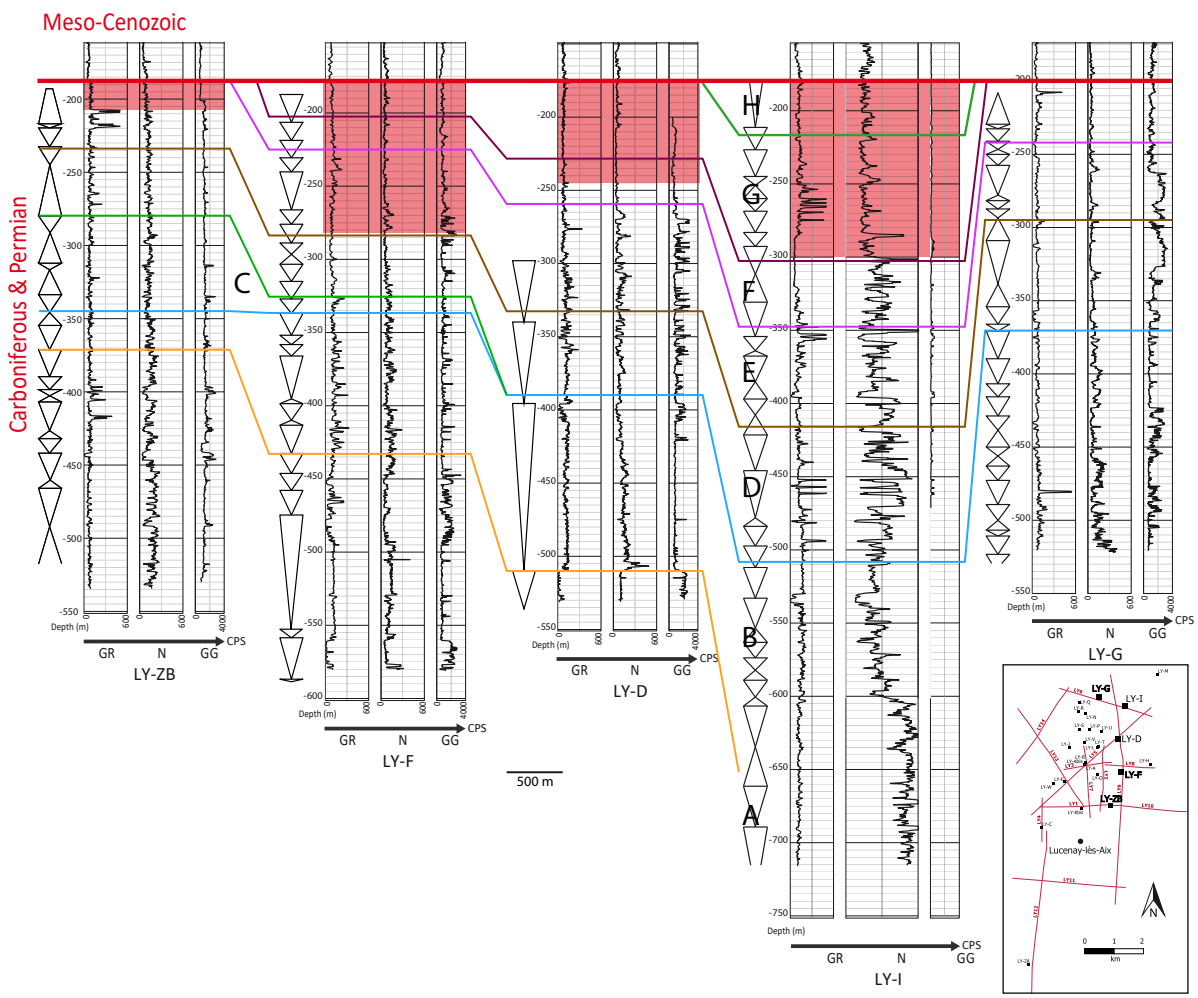


FIGURE 3.21 – **Correlations based on seismic markers of the LY-ZB, LY-F, LY-D, LY-I and LY-G wells. When observed, the "Red Permian" is represented in red at the top of the wells.**

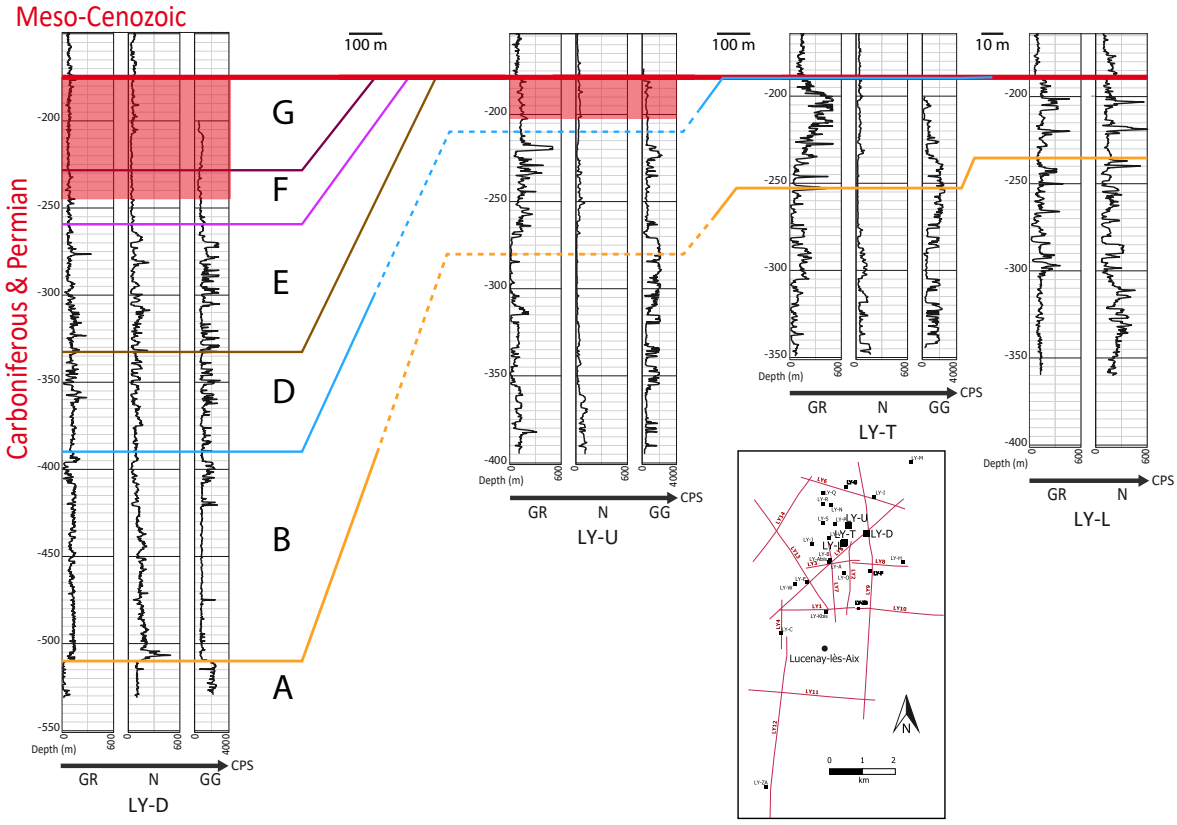


FIGURE 3.22 – **Correlations between the LY-D, LY-U, LY-T and LY-L wells based on the seismic markers. When observed, the "Red Permian" is represented in red at the top of the wells.**

Units between these markers were named units A to H from the base to the top. As represented on the seismic profiles, these units are nearly isopach, except for unit C in the LY-ZB and LY-F wells (Fig. 3.20b), indicating an onlap geometry, and between the orange and the blue markers (unit B, Figs. 3.20b, c, 3.21). In a last stage, the evolution of depositional environments is obtained by combining well-log and core data for each unit identified through the seismic profiles (Fig. 3.23).

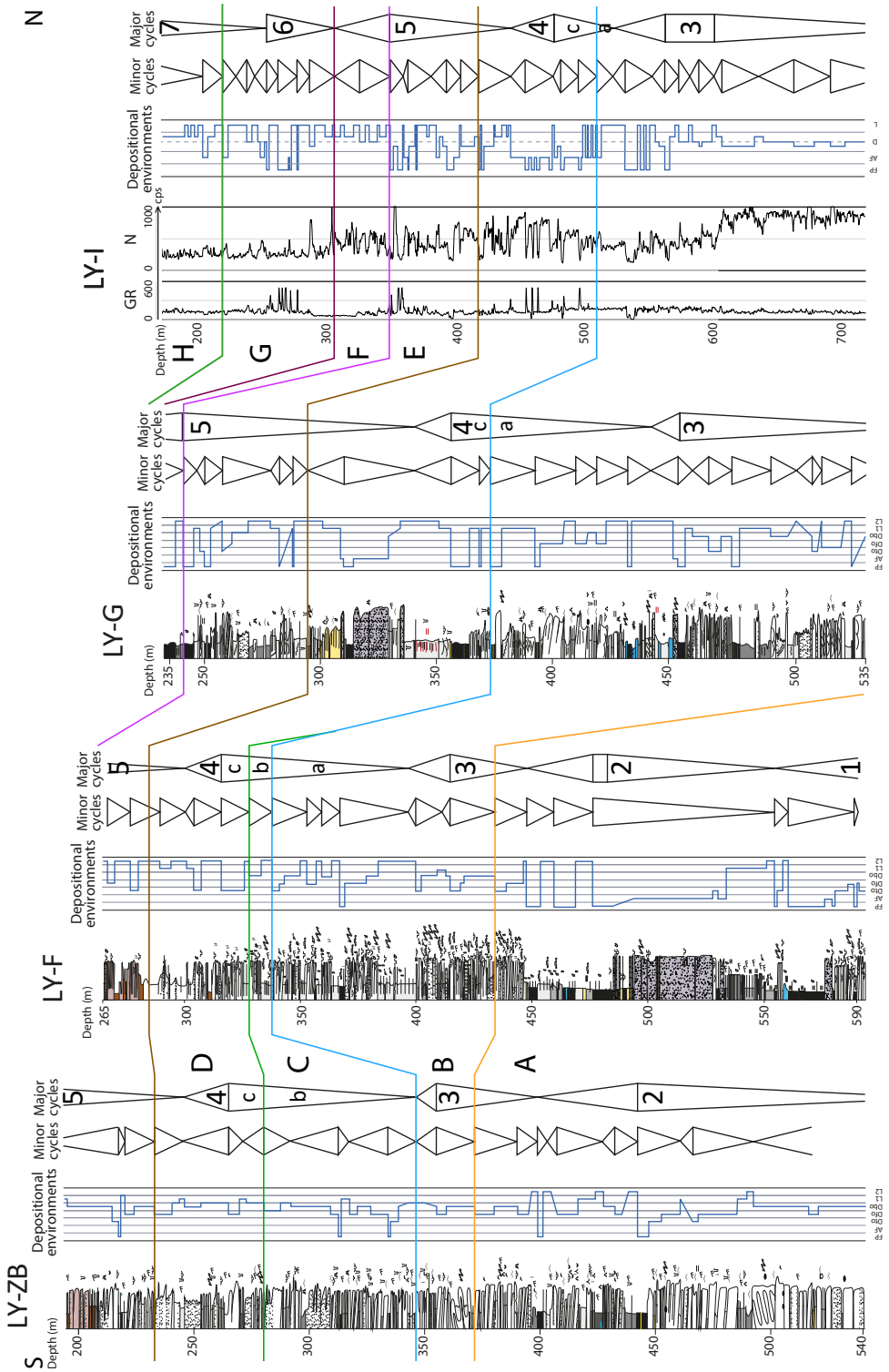


FIGURE 3.23 – **Correlations between the LY-ZB, LY-F, LY-G and LY-Y wells based on seismic interpretations and stratigraphic cycles.**

3.4.5.2 Correlations of wells and 3D depositional environment evolution

In unit A (below the orange marker), mostly proximal facies are observed. The alluvial-fan delta is dominant, and is alternating with some coal deposits and some lake facies in the LY-F well (Fig. 3.23), but also on the LY-L, LY-T and LY-U well-logs (Fig. 3.22). To the contrary, the LY-D well shows more distal facies, with mostly deltaic sequences and few coal deposits (Figs. 3.21, 3.22). In unit B (Figs. 3.21 to 3.23), the deltaic environment dominates the series of the LY-F, LY-G, LY-I and LY-ZB wells, and is alternating with few lacustrine facies. In the northern part of the area (LY-U, LY-T, LY-L, Figs. 3.20, 3.22) some coal deposits indicate a more proximal environment. This trend towards a more proximal pole is confirmed in unit C (in the LY-F and LY-ZB wells) which displays only deltaic and lacustrine deposits. Units B and C are not isopach but show a compensated geometry that may be explained by the deltaic progradations. Westward (LY-P, LY-R, LY-N wells, Fig. 3.20a), the wells are far from the seismic profiles, and the location of the seismic markers on the well-logs is therefore uncertain. However, the 3D visualisation shows that these series belong to units A and/or B (*i.e.* located below the blue marker) and are dominated by coastal plain and alluvial-fan facies. This assumption is supported by the electrofacies analysis, as the LY-E and LY-J well-logs display similar facies to the LY-F well. This is confirmed by the correlations with the LY-F well and by the well-logs of the LY-E and LY-J wells which show the same facies. In unit D (Figs. 3.21 to 3.23), proximal facies are developed to the north of the area (LY-D, LY-G, LY-I and LY-U wells) and are alternating with lacustrine levels, whereas to the south, lacustrine conditions dominate and are interbedded with few deltaic facies (LY-F and LY-ZB). In unit E (Figs. 3.21 to 3.23), the lake and the delta facies are more developed to the east (LY-D, LY-F, LY-I and LY-ZB wells), whereas to the west (LY-U well) lake deposits alternate with coal. The F and G units, only observed in the LY-D, LY-F and LY-I wells (Figs. 3.21, 3.23), consist of lacustrine environments northward, and mixed lacustrine to deltaic environments southward. Finally, in unit H (LY-I well, Figs. 3.21, 3.23), the deltaic facies dominate. The major unconformity at the top of the series, like in most of the Carboniferous-Permian basins in Europe, is well observed and a large part of the sediments have been eroded mainly in the western part of the Lucenay-lès-Aix area (Figs. 3.20c, 3.22). This depositional environment evolution observed at the basin scale from stratigraphic markers defined by seismic profiles (units A to H) is compared with minor stratigraphic cycles observed from core and well-log data. Thus, an evolution in seven major progradational-retrogradational stratigraphic cycles is illustrated in the LY-ZB, LY-F, LY-G and LY-I wells (Fig. 3.23).

3.4.5.3 Sequence stratigraphy and basin evolution

Figure 3.24 illustrates the depositional environment evolution in time and space, from three wells from west to east (LY-U to LY-F) and from south to north (LY-F to LY-I).

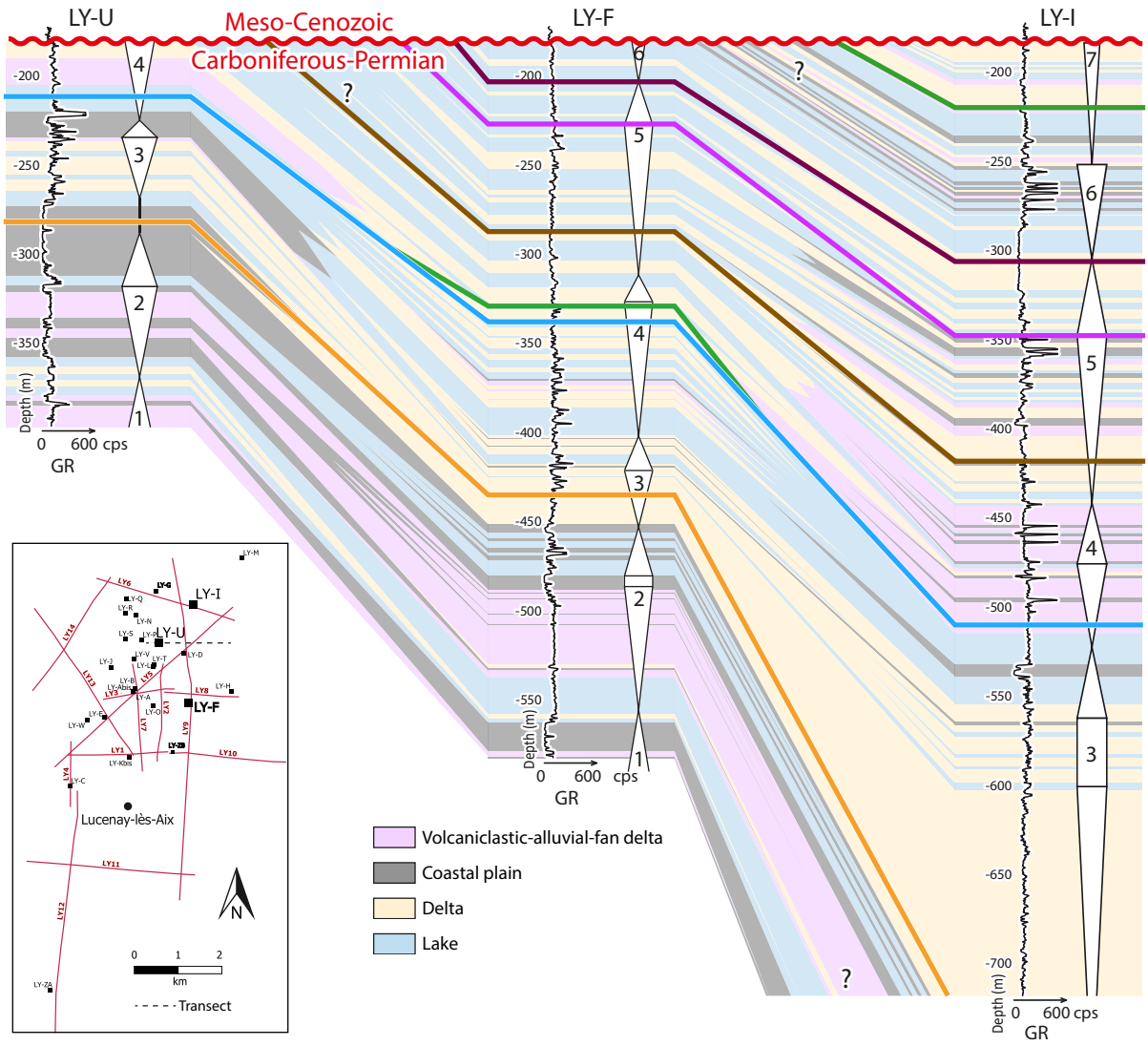


FIGURE 3.24 – **Correlations between the LY-U, LY-F and LY-I wells, showing the depositional environment variations in space and time.**

The first sequence stratigraphy cycle, denoted 1 (Fig. 3.24, LY-U and LY-F wells) is incomplete and only constituted by a retrogradational trend from a proximal environment (coastal plain and alluvial-fan delta) to a lake environment.

In the second cycle, located below the orange marker, (denoted 2 on Figs. 3.23, 3.24) and observed in the LY-U, LY-ZB and LY-F wells, the progradational trend is more developed than the retrogradational one. This cycle is expressed through different facies with (i) alluvial fan deposits alternating with a few coal levels in the LY-U well, (ii) mostly alluvial fan deposits in the LY-F well, and (iii) mostly bottomset deposits displaying deltaic progradations in the LY-ZB well. The retrogradational trend is characterised by a greater preservation of the coal deposits in the LY-U well, occurrence of coal levels and deltaic deposits in LY-ZB well, and of lake deposits interbedded

with coal in the LY-F well. Indeed, a base-level rise is necessary to preserve these coal deposits. The maximum flooding surface is characterised by the occurrence of lake deposits. In the LY-N, LY-P, LY-R and LY-T wells (located westward, Fig. 3.20a), this second cycle displays some coal levels alternating with alluvial-fan deposits.

The third cycle, denoted 3, is recognised in five wells : LY-U, LY-F, LY-I, LY-ZB and LY-G. The well-developed progradational trend is mostly represented by deltaic deposits, up to a more or less developed coal level. The retrogradational trend is marked by thick lacustrine accumulations (up to a well-developed lacustrine level in the LY-ZB, LY-F, LY-G and LY-I wells), and by the preservation of coal in this base-level-rise context mainly in the northern part (LY-U, LY-I). This third sequence should also be present in the short LY-N, LY-P and LY-R wells, as it is recognised in the LY-U well located close by, but due to the lack of seismic profiles in this area this cannot be confirmed.

The fourth cycle, denoted 4 (Figs. 3.23, 3.24), shows a well-developed progradational trend from lake to delta or coastal/alluvial plain environments in the LY-ZB, LY-F, LY-G and LY-I wells, and the occurrence of alluvial-fan deposits in the northern area, *i.e.* LY-U and LY-I wells. This progradational trend can be divided into three parts (4a, 4b and 4c, Fig. 3.23), separated by the blue and green seismic markers. These three parts are well-preserved in the LY-F well, with the 4a part located in unit B, the 4b part in unit C, and the 4c part in unit D. In the LY-ZB well, as unit B is tightened compared to the LY-F well, the lower part of the progradational trend (4a ; Fig. 3.23) is absent, stacked with the top of cycle 3, while the 4b part is well-developed. This geometry could reflect a compensated architecture of delta deposits (Figs. 3.20, 3.22, 3.23, 3.24), with the presence of two and half minor cycles preserved in the LY-ZB well, compared to only one half in the LY-F well (Fig. 3.23). Similarly, part a is well-developed in the LY-F and LY-G wells, and part 4b is missing in the LY-G and LY-I wells, due to the stacking of the blue and green markers (Fig. 3.23). Because of the Permian-Mesozoic unconformity, the retrogradational trend of the fourth cycle and the following cycles (denoted 5 to 7, Fig. 3.24) are not present in the LY-U well, nor in the short wells from the same area (*i.e.* LY-N, LY-P, LY-R and LY-T wells, Figs. 3.20, 3.21, 3.22). The retrogradational trend of cycle 4 is short in each well, representing only one minor cycle (on core and well-log data), with a termination in a lake environment (Fig. 3.23).

The fifth cycle is characterised by a large progradational trend as shown in the LY-G and LY-I wells, up to the top of the E unit (Fig. 3.23). Toward the north, this trend is materialised by lake, delta and coastal/alluvial plain (coal) deposits whereas in the LY-F and LY-ZB wells, to the south, the facies are more distal, mostly with lacustrine or bottomset deposits. The retrogradational trend is displayed only in the LY-I and LY-F wells (Figs. 3.23, 3.24), whereas the deltaic deposits observed in the LY-I well are replaced by lacustrine deposits in the LY-F well (Figs. 3.23, 3.24).

The maximum flooding surface between cycles 5 and 6 is located at the top of the F unit

(Figs. 3.23, 3.24). The progradational trend of the sixth cycle is observed in the northern part (*i.e.* LY-I well) whereas more south, *i.e.* in the LY-F well, this trend is topped by the Permian-Triassic unconformity (Fig. 3.24).

Last, the seventh cycle (units G and H) is only represented in the LY-I well, showing the progradation of the deltaic deposits. Despite the fact that the LY-M well is far away from the seismic profiles and thus cannot be correlated with the other wells (Fig 3.20a), it presents distal facies (*i.e.* deltaic and lacustrine, without coal occurrence) indicating that proximal deposits are not extending toward the east.

To sum up, because of the tectonic structure of the basin, units E, F, G and H are not present in the wells located in the western part of the studied area (Fig. 3.20b). The seven stratigraphic cycles show a general retrogradational trend with increasing lacustrine deposits in sequences 1 to 6, with well-extended lacustrine deposits between the MFS of sequences 5 and 6, suggesting an extended lake at the top of the series (Fig. 3.24). The correlations of seismic and well data therefore suggest that the synclinal morphology observed from the seismic lines is a post-depositional structure and that the present-day boundaries of the basin are not representative of the boundaries at the time of the sedimentary filling.

3.4.6 Discussion

3.4.6.1 Refining the depositional environments of the Decize-La Machine basin

Three type of depositional environments were previously described in the first studies of the Decize-La Machine basin : palustrine, fluvial and lacustrine (Donsimoni, 1990). Our study shows that these depositional environments need to be reassessed in the light of the new sedimentological descriptions and available methods. As stated in Ducassou et al. (2019), the facies and facies association descriptions have shown that the sediments were mainly deposited in an aquatic environment with deltaic influences. Only the coal-bearing sequences and alluvial-fan deposits reflect a subaerial environment. The main argument in favour of subaquatic deposits is the presence of large-scale turbidite deposits and soft sedimentary deformations in the sandy to conglomerate facies, such as slumps, convolutes, injectites and load features, characteristic of sediments deposited under a certain water column. Indeed, such deformations result either of a high sediment supply or from gravitational instabilities along a slope, as envisaged in delta foresets (*e.g.* Pisarska-Jamrozy and Weckwerth, 2013). These kinds of depositional environments were already mentioned for the Aumance Basin, located westward to the Decize-La Machine Basin, were deltaic progradations are shown, with distributaries coming from the west and south-east (Mathis and Brulhet, 1990).

Within this sedimentary context, sequence stratigraphy correlations from only well-log and core data are tricky to realise in both continental series and post-depositional deformed basins. Moreover, in a deltaic palaeoenvironmental context with progradation of deltaic systems, the minor cycles (auto

or allocyclic, Fig. 3.21) are not stacked vertically but laterally (*e.g.* recent deltaic system of Corinth, Rohais et al., 2007; Rubi et al., 2018. In consequence, a combined analysis including subsurface data (core and well-logs) and seismic profiles is required to perform basin-scale sequence stratigraphy correlations. The major cycles defined in previous work (Ducassou et al., 2019) only reflect the 1D evolution without integrating the entire basin evolution. In the present study, the stratigraphic cycles initially defined by Ducassou et al. (2019) for the LY-F well (Fig. 3.16b) have therefore been reassessed considering both the available well-log at the top of the well (in the part without core data) and the pattern of progradational-retrogradational trends obtained from the facies analysis of the other cored wells (Fig. 3.24). In the Lucenay area, most of the minor sequences observed are not complete, and display only progradational trends, and only a minority of sequences show both a progradational and a retrogradational trend (Fig. 3.23). This study highlights the progradational feature of deltaic systems in the Lucenay-lès-Aix area, with delta compensation beneath the green marker (Fig. 3.23).

Figure 3.25 shows palaeogeographic maps displaying the depositional environment evolution through time, between the defined timeline seismic markers which can be correlated at the scale of the studied area. These palaeogeographic maps were built by selecting the most representative environments in each unit. The alluvial-fan delta deposits are either under the lake water (when the GSmm facies presents some slump and slide and injectite occurrences, Figs. 3.25a, 3.25c), or above the lake level, in the coastal/alluvial plain, where it is associated with the coal deposits (Fig. 3.25b).

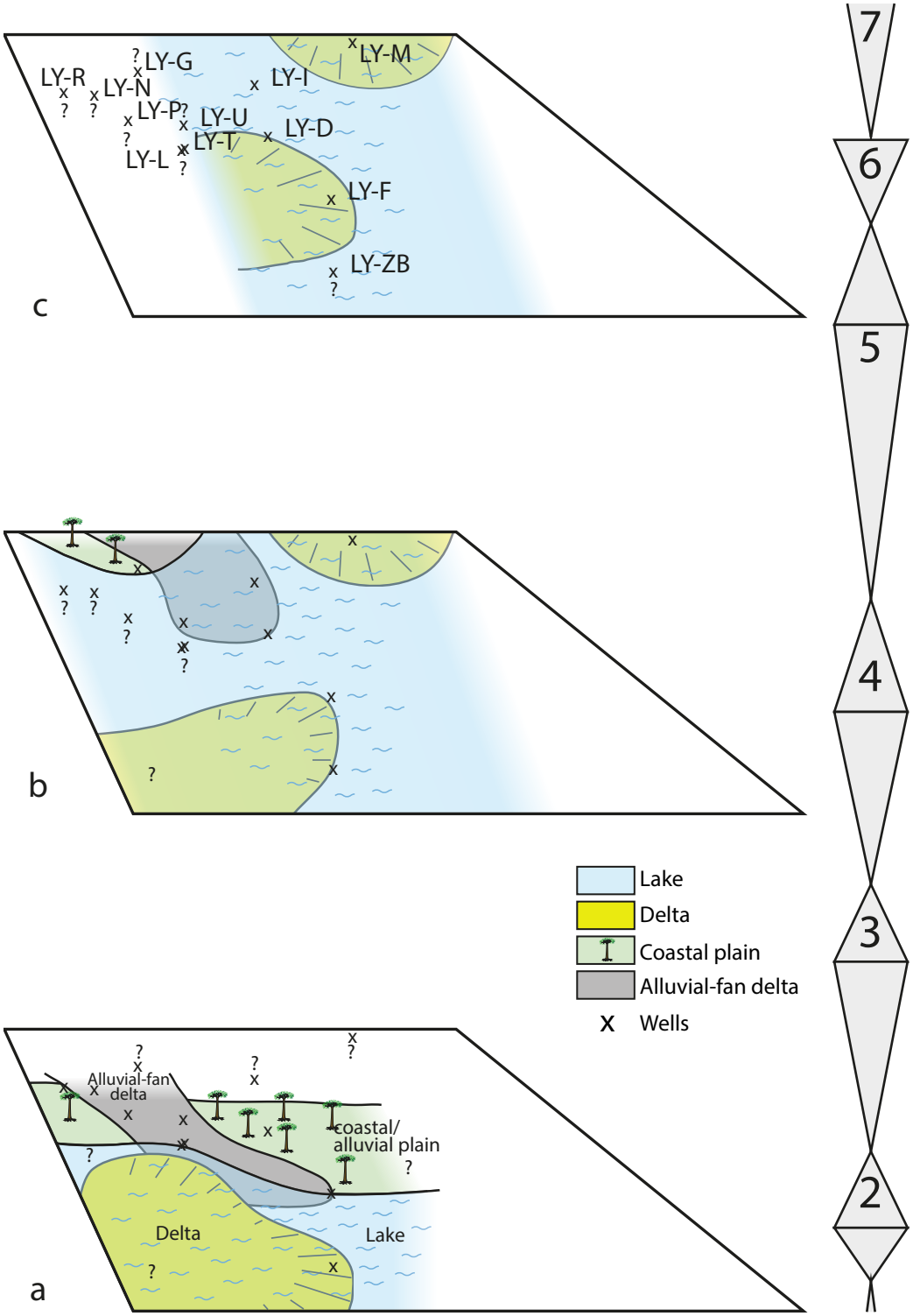


FIGURE 3.25 – **Palaeogeographic maps showing the depositional environment evolution through time at the scale of the basin.**

This palaeogeographic evolution shows that the depositional environments are more and more

dominated by the lake and the delta through time. The direction of progradation of the deltaic systems is poorly known, but the facies distribution seems to indicate a sediment supply coming from the south-west (Fig. 3.25a-e) and from the north (Fig. 3.25c, d, e), whereas the alluvial fan delta would come from the north-west (Fig. 3.25a, b, c). Moreover, Ducassou et al. (2019) suggested that there is one main episode of volcaniclastic alluvial-fan deposits ; our study, through the correlations between wells based on seismic data, shows that there are rather two episodes (Figs. 3.23, 3.24, cycles 1-2 and cycle 4) although it is uncertain if they can be directly attributed to several contemporaneous volcanic events or be linked to previous volcanic material reworking (*e.g.* Ducassou et al., 2019 for discussion). From the ages obtained for the LY-F well (Fig. 3.16b, 3.25, Ducassou et al., 2019), we consider that the series of the Lucenay-lès-Aix area between cycles 1 and 4 correspond to the boundary between the Carboniferous and Permian, with a late Gzhelian to early Asselian age, and could therefore be correlated with the lower Autunian (Igornay Fm or Muse Fm) defined in the Autun Basin (299.9 ± 0.38 Ma to 298.05 ± 0.19 Ma ; Pellenard et al., 2017).

In numerous basins of Western Europe, the terms Grey and Red Permian are used as stratigraphic units to date the sedimentary series, as is the case for the Decize-La Machine Basin (Donsimoni, 1990). This nomenclature implies that the boundary between the grey and red deposits is synchronous at the scale of the basin and constitutes a limit between two distinct depositional environments : one dominated by a reduced grey facies and the other allowing the deposition and preservation of more oxidised red facies (*e.g.* Ducassou et al., 2019, LY-F well). The use of the difference in colour as a timeline should be possible only if, by definition, the change from the grey to red colour is synchronous within and between all the relevant basins. However, by working on several wells in the Lucenay-lès-Aix area (Figs. 3.21, 3.22, 3.23), it is clear that the boundary between the grey and red facies cannot be correlated between the wells using the sequence stratigraphy proposed and is therefore diachronous. This highlights that (i) the previously described Grey and Red Autunian units are not representative of a real stratigraphic unit that can be applied to continental series, and (ii) the red colour is most probably the effect of differential diagenesis. In the study of Ducassou et al. (2019), the change from grey to red colour was attributed to a change in the depositional environment, from a lacustrine to a playa-lake environment (Fig. 3.16). By refining the facies description, and integrating this study at the basin scale, we actually do not observe any drastic change in the depositional environments (Fig. 3.24). The red deposits present similar facies to the grey deposits, aside the colour, and are therefore attributed to lacustrine to deltaic deposits, later affected by diagenesis. Thus, the depositional profile of the LY-F core was modified from Ducassou et al. (2019) in Figure 3.21, and the depositional profile of the red part of the LY-ZB core was drawn accordingly. Moreover, it has been shown in Germany that the grey (coal) and red deposits ("wet red beds") were deposited synchronously, for example between the Thuringian Forest and Saale basins, demonstrating that the red Permian is not necessary younger that the grey Permian (Schneider and Scholze, 2018).

3.4.6.2 The Decize-La Machine Basin : part of a larger Carboniferous-Permian basin ?

The Lucenay-les-Aix area is described as a hemi-graben basin bounded by a major synsedimentary fault, oriented ∼N-S and located to the west of the basin, which controls, with another minor syn-sedimentary fault at the centre of the area, the type and thickness of the sedimentation (*e.g.* phytogenic sedimentation, Donsimoni, 1990). However, by interpreting the seismic profiles, no fault has been evidenced, except one on the LY-11 profile, oriented ∼N-S, but affecting both the Carboniferous-Permian series and the Meso-Cenozoic ones and therefore post-deposition. Our new correlations indicate that the apparent difference in the thickness of the coal deposits observed between the eastern and western part of the area is in reality only due to the post-sedimentation deformation affecting the series : the well-developed coal deposits preserved in the western part of the Lucenay-lès-Aix area are in fact correlated with the base of the series of the eastern part (*i.e.* unit A, Figs. 3.20, 3.24), which were not systematically cored (*e.g.* LY-I well, Fig. 3.24).

Based on these new data, the initially inferred hemi-graben structure is not demonstrated. The structuration of the basin (*i.e.* synclinal morphology, Fig. 3.20) is given by a post-depositional deformation that took place either during Permian (post-lower Permian, *e.g.* Saalian or Altmark phases, Copestake et al., 2003), or after the Permian but before the Triassic (Bourquin et al., 2011). South of the Paris Basin, close to our study area, large-sized Carboniferous-Permian basins (Contres, Brécy and Arpheuilles basins) have also been detected under the Meso-Cenozoic sedimentary cover since the 1980s (Debeglia and Debrand-Passard, 1980; Lebreton, 1990; Mascle, 1990; Perrodon and Zabek, 1990; Delmas et al., 2002), and was recently re-evaluated through seismic data interpretations (Beccaletto et al., 2015) ; the latter demonstrate that these subsurface basins experienced several deformation events both during and after their sedimentation. For instance, this is the case for the Brécy Basin, where the edges were uplifted during Permian (Beccaletto et al., 2015), giving the basin a synclinal morphology and triggering the subsequent erosion of the edges, followed by the deposition of the Triassic series.

Beccaletto et al. (2015) also show that the Aumance Basin (located 30 km to the west of our study area) could be an outcropping termination of these large subsurface basins. Given the very close proximity between the Decize-La Machine Basin and the Aumance Basin, it is highly possible that the Decize-La Machine Basin was also formed in the continuation of these large basins. Besides the location of the Lucenay-lès-Aix area south to the outcropping Decize-La Machine Basin, some other deep cored wells have indicated that the Carboniferous and Permian deposits also extend north, west and east to the Decize-La Machine area. Moreover, seismic data for the Lucenay-lès-Aix area (this study) do not show the boundaries of the basin (such as a major fault between the magmatic basement and the sedimentary series, or an onlap over the basement), except perhaps in the eastern part of the area, as suggested by the synclinal morphology observed on the LY10 profile (Fig. 3.20). Finally, the study of the depositional environments has highlighted that the more proximal deposits are located in the western part of the area (CP and AF), and that the lacustrine

and deltaic deposits are mostly in the eastern part, indicating that the basin opens towards the east (Fig. 3.25). For instance, the LY-M well, located in the easternmost part of the study area, does not display any coal deposits.

If the connexion with the Aumance Basin to the west is probable, it would be interesting to look for a possible connexion with another Carboniferous to Permian basin toward the east, such as the Autun and Blanzy-Le Creusot basins located respectively only 60 km and 40 km east of the study area (Fig. 3.26), and displaying distal lacustrine facies (black shales). If the connexion between several sub-basins or the existence of one large basin south of the Paris Basin during the Carboniferous and Permian time is proven, this would have significant geodynamic implications, in terms of tectonics (amount of eroded rocks), and perhaps climate (atmospheric CO_2 storage in organic matter).

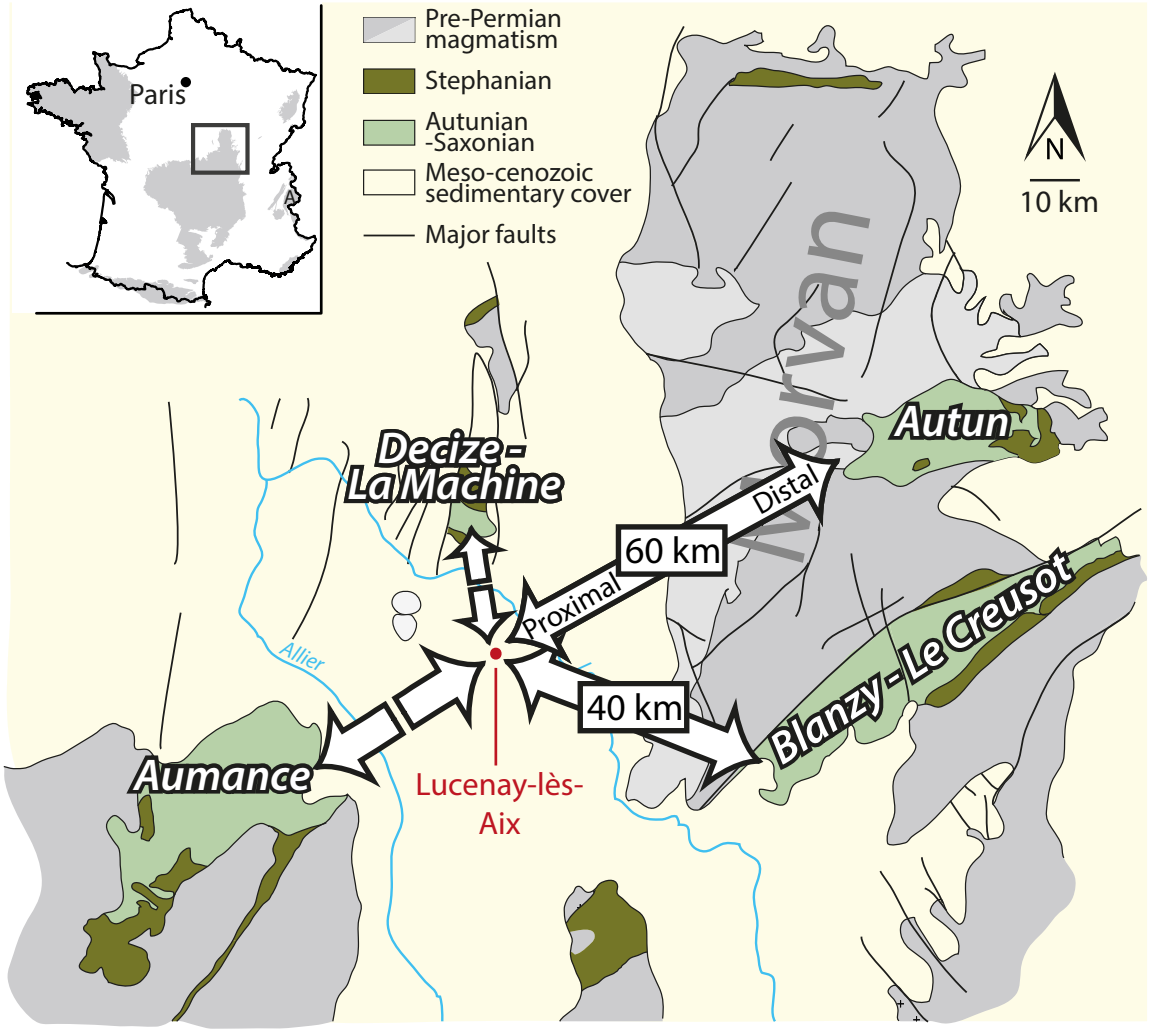


Figure 3.26 – **Geographic map showing the proximity between the Decize-La Machine, Aumance, Autun and Blanzy-Le Creusot basins. The distances between the Decize-la Machine Basin and the Autun and Blanzy-Le Creusot basins are indicated.**

3.4.7 Conclusion

The Decize-La Machine Basin, particularly the Lucenay-lès-Aix area, displays sedimentary series attributed to coastal plain, lacustrine and deltaic environments without evidence of fluvial environments. This basin was structured after the sedimentation, as shown by its W-E synclinal morphology. This structuration, and the fact that continental deposits display a strong lateral variability in terms of facies, means that direct correlations cannot be made between the available wells based only on the facies descriptions. Thus, a multidisciplinary approach has been used in this study to make intra-basinal correlations : the well-log data from 12 wells were paired with three detailed sedimentary logs and facies descriptions to determine the palaeoenvironmental evolution through time and space, and to define a reliable sequence stratigraphical scheme across the Lucenay-lès-Aix area. By visualising the data on a 3D seismic viewer (*i.e.* seismic profile and well-log data), some major markers (considered as timelines) have been reported on the logs and well-logs to make correlations, confirmed by the use of sequence stratigraphy. These results show that (i) the Lucenay-lès-Aix area is comparable to the Aumance Basin, with coal deposits and development of delta into a lacustrine system, (ii) the environments become more lacustrine through time, with the disappearance of coastal facies (coal and alluvial-fan delta deposits), and (iii) the basin seems to open towards the east. Finally, the current limits of the Decize-La Machine Basin are only erosive, suggesting that this basin could be part of a larger one, encompassing the Aumance basin and perhaps even the more eastern Autun and Blanzy-Le Creusot basins. Occurrences of such wide basins would lead us to greatly re-evaluate the size and thickness of Carboniferous-Permian basins and related sedimentation in France and Western Europe. A next step would be to deconvolute the sedimentary record, to distinguish the role of tectonic and climatic controlling parameters – *i.e.* to discuss the respective impact of erosional processes at the end of the Variscan orogeny end-Palaeozoic climate dynamic.

3.4.8 Synthèse

Le bassin de Decize-La Machine se situe au nord-est du Massif central (Fig. 3.15), et a été étudié jusque dans les années 80 pour les ressources en charbon dont il dispose. Cet article décrit plusieurs forages profonds carottés et diagraphiés dans la région de Lucenay-lès-Aix, basé sur le nouveau modèle sédimentologique défini par Ducassou et al. (2019). Les forages carottés ont été décrits en termes de faciès et d'associations de faciès puis d'environnements de dépôt (Fig. 3.17). Chaque environnement a alors pu être associé à une association d'électrofaciès diagraphiques (Fig. 3.18), puis les forages diagraphiés non carottés ont pu être à leur tour interprétés en termes de variations dans les environnements de dépôt (Fig. 3.19).

Couplées aux nouvelles interprétations sismiques du bassin (Fig. 3.20), ces interprétations d'environnements de dépôt ont permis de mettre en évidence des géométries à l'échelle du bassin (Figs. 3.21 à 3.24), et de construire des cartes paléogéographiques montrant que les faciès les plus proximaux se situent dans la partie nord-ouest du bassin, et que le bassin semble s'ouvrir vers l'est, avec de apports sédimentaires venant de deltas du nord et de l'ouest (Fig. 3.25). Il est aussi envisagé une connexion possible avec le bassin de l'Aumance, les bassins situés sous la couverture méso-cénozoïque du sud du bassin de Paris, et potentiellement avec les bassins d'Autun et de Blanzy-Le Creusot (Fig.3.26).

3.5 Secteur de Devay

La région de Devay, située à 7 km au sud-est de Decize, au nord de la région de Lucenay-lès-Aix (Fig. 3.27), a été investiguée dans le cadre de l'Inventaire de ressources nationales de charbon en 1981 et 1982, afin de préciser l'extension de la Formation productive des Varioux (couche de charbon), mise en évidence dans la région de Decize et de La Machine et découverte en 1955-1959 par forages, ayant atteint le socle après 1 300 m dans l'Autunien, le Stéphanien et le Westphalien. La première phase de prospection a été effectuée via gravimétrie, sismique-réflexion et forages carottés (4 : DY-A, DY-B, DY-C et DY-D, Donsimoni, 1983).

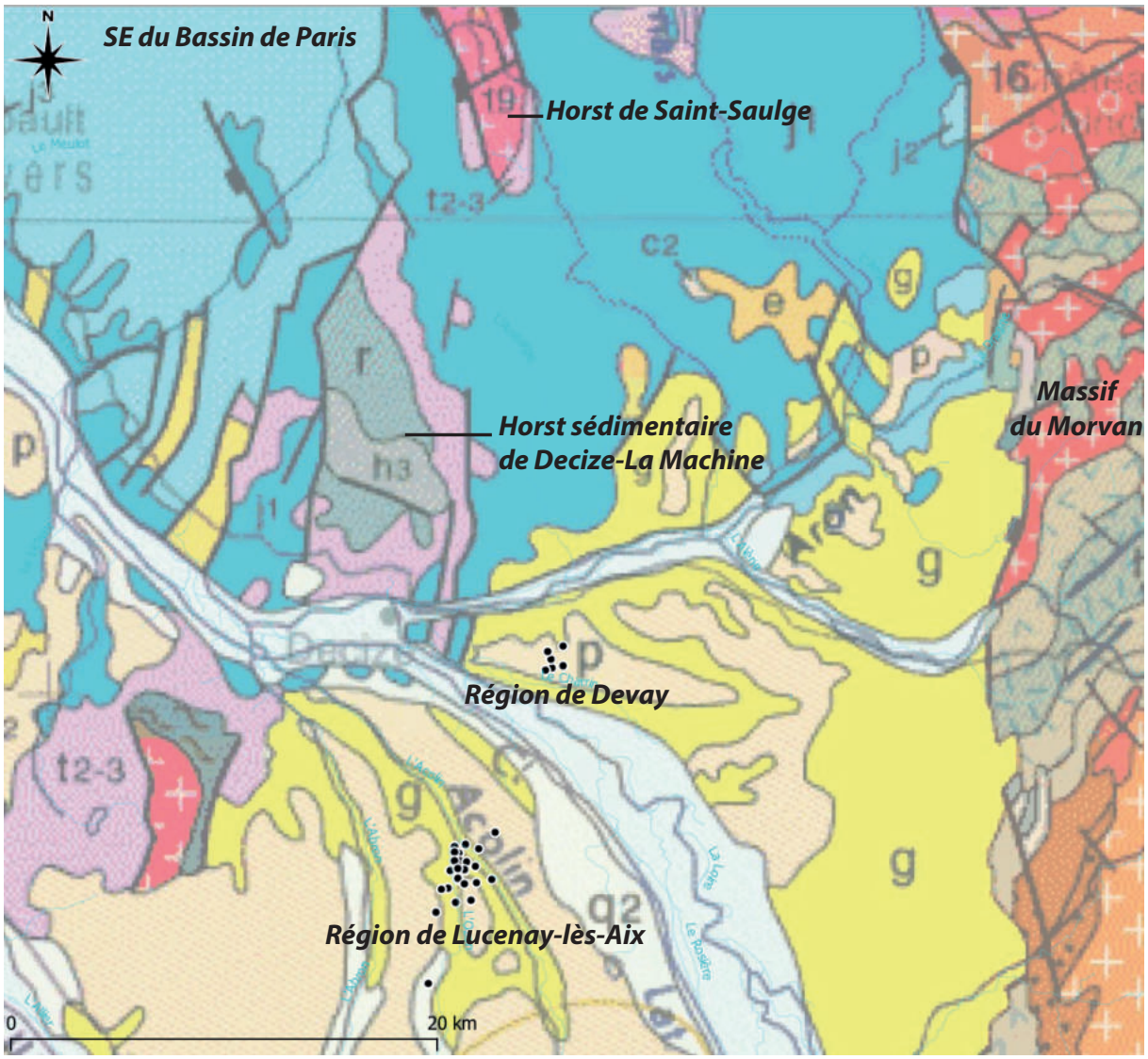


FIGURE 3.27 – **Carte géologique du bassin de Decize-La Machine, montrant les régions de Decize-La Machine (horst sédimentaire), la région de Lucenay-lès-Aix au sud et la région de Devay, au centre.**

La Formation des Varioux recherchée (Stéphanien supérieur, entre 2,5 et 30 m d'épaisseur) a été trouvée à moins de 500 m de profondeur sous environ 250 m de couverture méso-cénozoïque tabulaire. Deux nouveaux forages carottés ont été effectuées entre 1982 et 1983 pour préciser l'extension ouest de la Formation des Varioux, accompagnés de 3 nouveaux profils sismiques (Donsimoni, 1983). Un niveau stromatolitique, attribué à une période de faible tranche d'eau du lac, a été utilisé comme niveau repère horizontal pour corréler les puits et ainsi reconstituer la paléogéographie de l'époque, mettant en évidence une faille syn-sédimentaire normale majeure (rejet d'une soixantaine de mètres, orientation variant entre N35 et N60) contrôlant les dépôts charbonneux et lacustres (Donsimoni, 1983). D'autres niveaux ont été utilisés à des fins de corrélations, tels que des niveaux de grès nougat (interprétés par Ducassou et al., 2019 et Mercuzot et al., a comme des debris flows, potentiellement des cônes alluviaux), des conglomérats et des niveaux de cinérites (tonsteins), et une étude palynologique a été menée pour vérifier ces corrélations. Ce sont les différences d'épaisseur entre ces niveaux et au sein de la couche de charbon des Varioux selon les puits qui ont permis de mettre en évidence la présence de cette faille syn-sédimentaire (Donsimoni, 1983). La présence de cette faille aurait induit un haut topographique dans le bassin, empêchant les dépôts phytogènes de s'étendre d'ouest en est (absence de charbon dans les puits DY-A, DY-D, DY-E et DY-F, Fig. 3.28).

Pour vérifier ce modèle, des données sismiques ont été acquises dans les années 80, et les profils ont, comme pour la région de Lucenay-lès-Aix, été numérisés en 2018 par le BRGM pour obtenir des format «.segy ». Ces profils ont été chargés dans un projet GOCAD, mais il est apparu que les géométries sédimentaires sont difficilement discernables (les couches sédimentaires semblent être tabulaires). Le forage DY-F, dont la carotte est encore disponible, a été décrit sédimentologiquement au cours de ce travail de thèse (voir coupe sédimentaire en annexe 8.13). Malheureusement, étant donné qu'aucun niveau de tonstein n'a été repéré, aucune datation n'a pu être effectuée, et cette partie du bassin de Decize-La Machine n'est donc pas corrélable directement aux séries de la région de Lucenay-lès-Aix, malgré leur proximité, leur contenu palynologique, ainsi que leurs faciès (et électrofaciès) très semblables. En conséquence, cette région de Devay n'a pas été détaillée dans le cadre de ce travail.

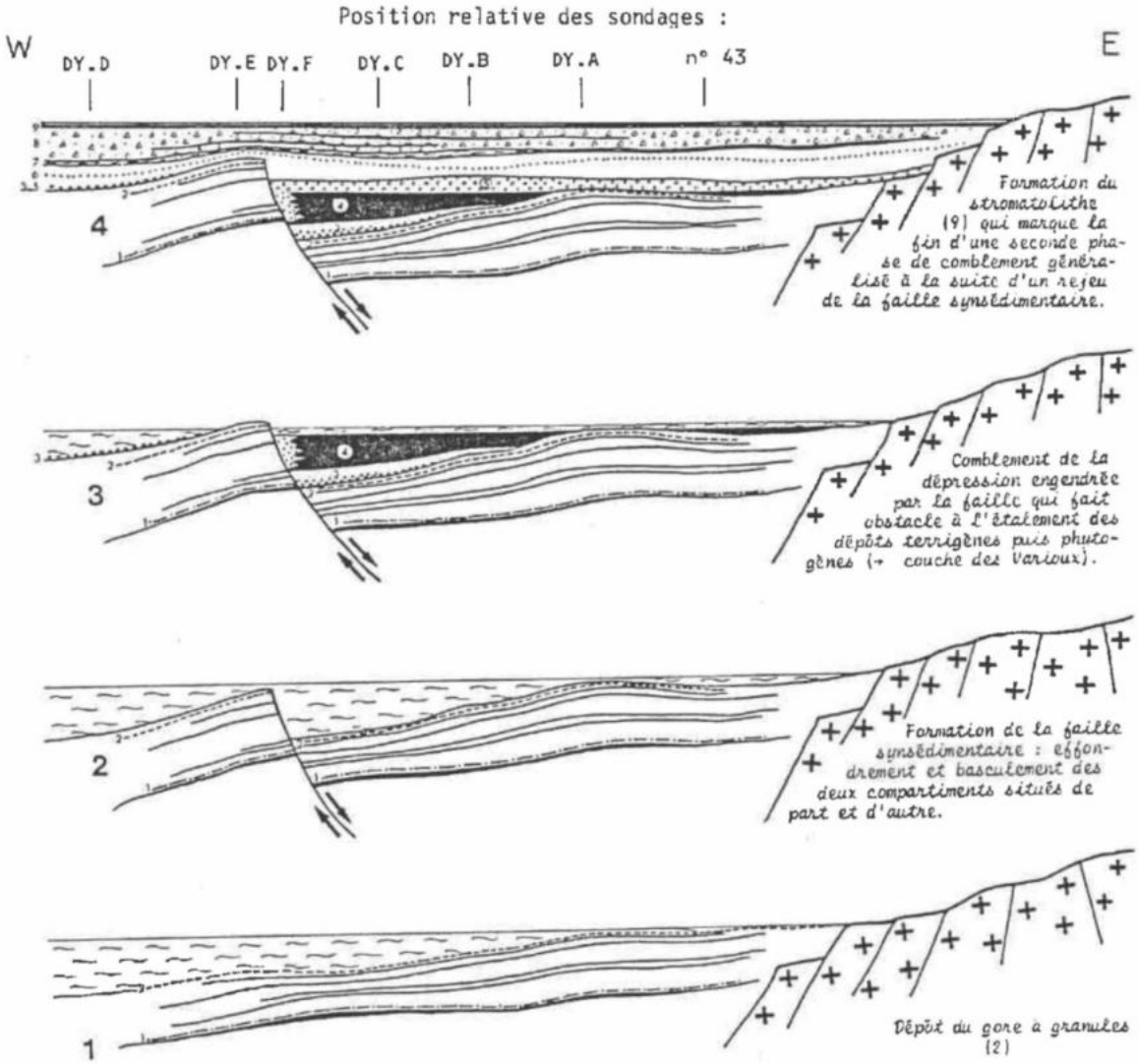


FIGURE 3.28 – **Cadre tectono-sédimentaire et reconstitution de la mise en place de la couche de charbon de Varioux. D'après Donsimoni (1983).**

3.6 Résultats majeurs

- Des données géochronologiques effectuées par la méthode U–Pb en LA-ICP-MS sur le forage LY-F dans la région de Lucenay-lès-Aix (bassin de Decize-La Machine) ont fourni des âges centrés sur la limite Carbonifère–Permien (ca. 299 Ma), en accord avec la palynologie effectuée dans les années 80, mais restant à préciser avec la méthode CA-ID-TIMS.

- 3 forages carottés ont été décrits sédimentologiquement (faciès, associations de faciès), accompagnés de l'étude de diagraphies disponibles pour ces forages carottés, ou pour des forages non-carottés, afin de déterminer les faciès et les environnements de dépôt à l'échelle de la région de Lucenay-lès-Aix.

- Les données sédimentologiques ont montré la présence de systèmes lacustres alternant avec des systèmes de plaines d'inondation (matérialisées par du charbon), ainsi qu'avec des systèmes deltaïques, jusque-là inconnus.

- La stratigraphie séquentielle couplée à l'étude de lignes sismiques observées en 3 dimensions a permis de réaliser des corrélations entre différents puits, mettant en évidence l'architecture sédimentaire (géométries) de la région.

- En couplant ces différentes méthodes, des cartes paléogéographiques ont été élaborées, mettant en évidence une ouverture du bassin vers l'est.

- Enfin, de possibles connexions entre les bassins du NE du Massif central (*i.e.* bassins de l'Aumance, d'Autun et de Blanzy-Le Creusot) et ceux du SE du bassin de Paris (*i.e.* bassins de Brécy, Contres et Arpheuilles) ont été proposées, remettant en cause la présence de petites aires de sédimentation individualisées au début du Permien. Les possibles connexions envisagées et les aires de sédimentation/érosion plus larges que précédemment estimé, suggèrent un contrôle géodynamique (climat, tectonique) de plus grande échelle.

Ainsi, le modèle de dépôt, son évolution dans le temps et l'architecture sédimentaire du bassin de Decize-La Machine, particulièrement de la région de Lucenay-lès-Aix où des données de carottes, diagraphies et sismiques sont disponibles, ont été déterminés. Il reste à savoir si ce modèle est semblable à celui d'autres bassins fini-carbonifères à permiens, particulièrement à celui du bassin d'Autun, ou bien s'il en diffère.

Chapitre 4

Sédimentologie et géochronologie du bassin d'Autun

4.1 Introduction

Ce chapitre se propose d'une part d'interpréter les résultats géochronologiques des tonsteins obtenus dans le bassin d'Autun, et d'autre part de réviser le modèle sédimentologique établi pour ce même bassin dans les années 80.

Dans un premier temps, les résultats géochronologiques seront décrits et interprétés afin de préciser le cadre radiochronologique pour ce bassin. Dans un second temps, la révision du modèle de dépôt du bassin d'Autun sera proposée sous forme d'un article soumis à *Basin Research*, intitulé "**New insights into Carboniferous–Permian equatorial palaeolakes : basin-scale sequence stratigraphy correlation of the late Variscan Autun Basin (France)**". Cet article se propose de redéfinir les environnements de dépôt au travers d'une étude sédimentologique détaillée et en regard des nouvelles connaissances en sédimentologie des environnements continentaux acquises depuis les années 80. Puis, basées sur des comparaisons d'environnements de dépôt avec le bassin de Decize-La Machine, en particulier la zone de Lucenay-lès-Aix, ainsi que sur l'histoire tectono-sédimentaire du bassin, des connexions avec les bassins carbonifères et permiens adjacents seront envisagées.

4.2 Géochronologie de dépôts volcanogéniques dans la région d'Autun

Pour rappel, la figure 6.19 présente la colonne stratigraphique du bassin d'Autun, sur laquelle ont été ajoutés les différents dépôts volcanogéniques datables dans le bassin (tonsteins et des niveaux d'analcimolite).

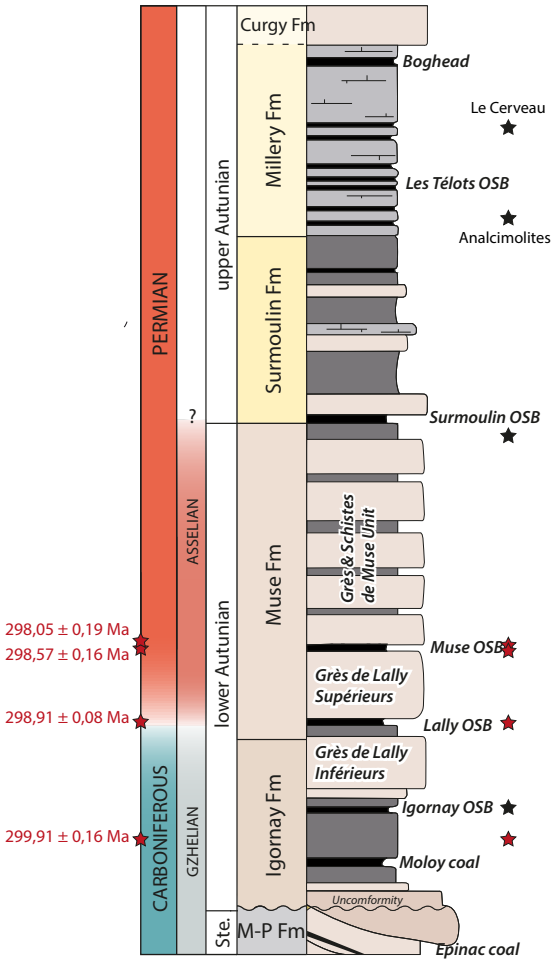


FIGURE 4.1 – **Colonne stratigraphique du bassin d'Autun. Les niveaux datables (tonsteins et analcimolites) sont représentés par des étoiles. Les étoiles rouges représentent les tonsteins datés par Pellenard et al. (2017) et les noires les niveaux volcanogènes potentiellement datables. Modifiée d'après Pellenard et al. (2017).**

4.2.1 Les tonsteins

Des datations sur plusieurs niveaux de tonsteins du bassin d'Autun ont été tentées dans le cadre du contrat post-doctoral de C. Ducassou pour apporter de nouveaux âges à ceux obtenus par Pellenard et al. (2017). Des échantillons des forages IG-1, CHE-1 et CER-2 ainsi que de la coupe SUR ont été sélectionnés.

Comme discuté par Pellenard et al. (2017), la nature du magma à l'origine des cendres volcaniques est intermédiaire à acide, allant d'un pôle ryhodacitique/dacitique à rhyolitique, confortée par la présence de quartz β ainsi que l'anomalie en europium caractéristique des magmas acides (Rollinson, 1993; Wray, 1999). Le volcanisme est de type calco-alcalin, mais le contexte tectono-magmatique est difficile à discerner, entre un volcanisme syn-collision ou un volcanisme d'arc.
Dans le cadre de ce travail de thèse, du fait de la description de nouveaux forages et coupes, d'autres niveaux de tonsteins ont pu être échantillonnés, et pour certains datés. C'est le cas pour le tonstein trouvé dans la couche de schistes bitumineux d'Igornay (forage IG-1, 147,75 m), présentant un faciès particulier (forte granulométrie, indiquant un potentiel remaniement), ainsi que pour 3 niveaux du forage CHE-1, répartis sur l'ensemble du forage (voir Fig. 4.2), un niveau dans la coupe SUR (niveau épais de 30 cm environ) et enfin un niveau dans le forage CER-2 (3 à 5 cm d'épaisseur, Fig. 4.3). La position de ces tonsteins dans la stratigraphie est reportée sur la figure 4.4.

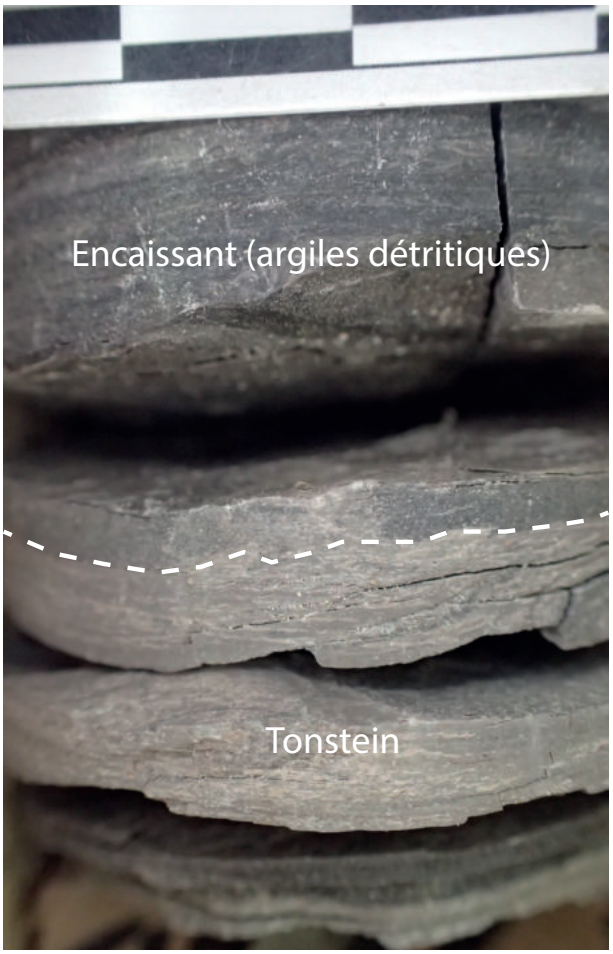


Figure 4.2 – **Photographie du tonstein G-228,45 du forage CHE-1.**

FIGURE 4.3 – **Photographie du tonstein du forage CER-2.**

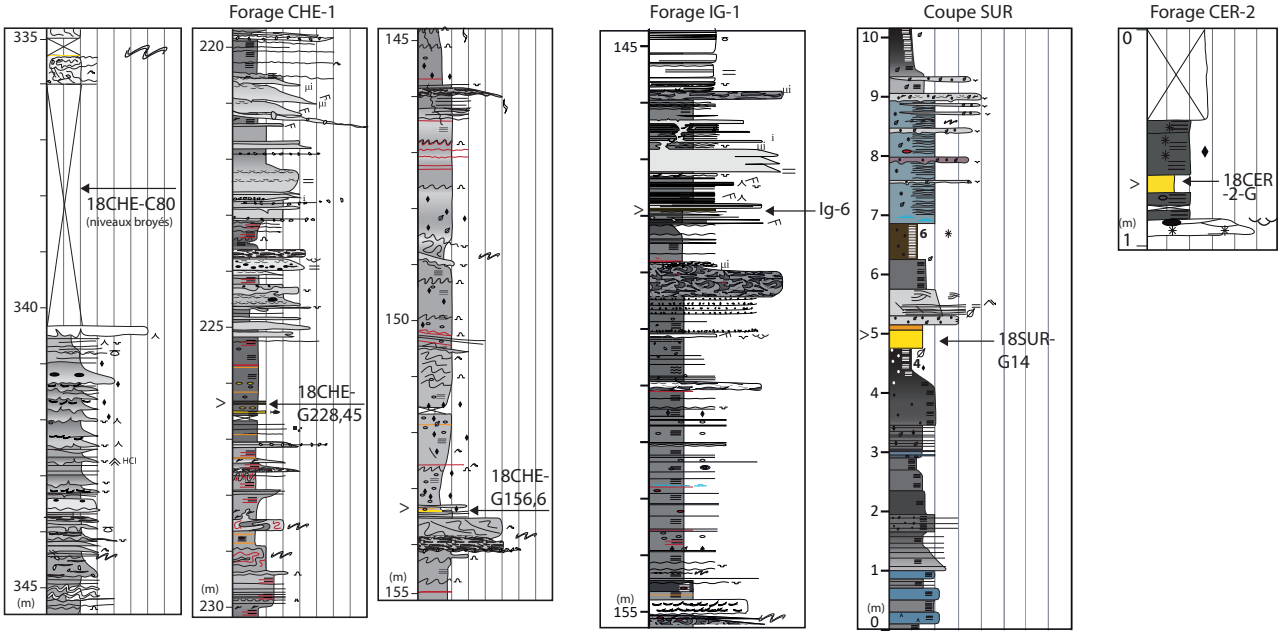


FIGURE 4.4 – **Coupes sédimentologiques montrant les niveaux de tonstein échantillonnés et testés en LA-ICP-MS, et pour certains datés par CA-ID-TIMS dans le bassin d'Autun.**

Les tonsteins du forage CHE-1 (sélectionnés selon leur position stratigraphique, leurs propriétés minéralogiques ainsi que le nombre de zircons qu'ils présentent), celui de IG-1 et de la coupe SUR ont été datés par LA-ICP-MS. Les résultats obtenus sur ces échantillons ne sont pas concluants car donnant des âges différents selon le matériel daté (zircons *vs.*apatites) ou bien des âges trop anciens,

supérieurs à ceux obtenus en CA-ID-TIMS par Pellenard et al. (2017), ou encore présentant un grand nombre de populations de zircons, de l'héritage, de la perte en plomb ou du plomb commun. Pour le niveau Ig-6, sa forte granulométrie témoigne probablement d'un mélange de sources (avec de l'héritage), expliquant pourquoi il est observé plusieurs populations de zircons. La figure 4.5 récapitule les résultats obtenus pour ces niveaux.

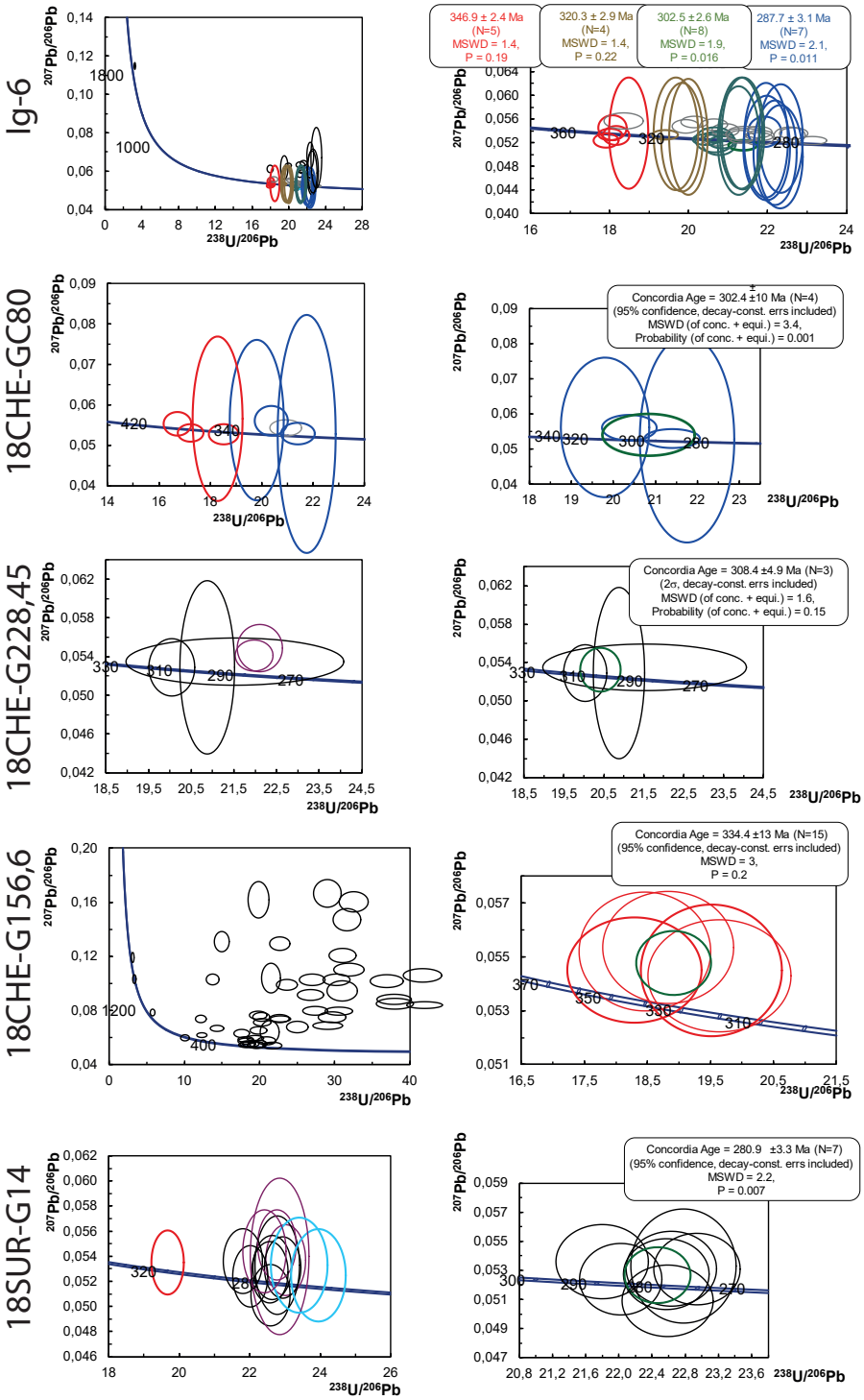


FIGURE 4.5 – **Résultats LA-ICP-MS obtenus sur les niveaux de tonsteins Ig-6, 18CHE-GC80, 18CHE-228,45, 18CHE-156,6 et 18SUR-G14. Aucun âge n'est exploitable pour ces niveaux. Analyses par C. Ducassou.**

Ainsi, suite à toutes les analyses effectuées dans le bassin d'Autun, il a été décidé de dater deux niveaux en CA-ID-TIMS, sur les deux niveaux de tonsteins stratigraphiquement les plus hauts dans la série, de façon à contraindre l'âge minimal du bassin d'Autun. Les échantillons 18SUR-G14 (Surmoulin) et l'échantillon du forage CER-2 (18CER2-G, Le Cerveau) ont donc été sélectionnés, le premier permettant de définir l'âge de la transition Autunien inférieur-Autunien supérieur, et le second permettant de dater le quasi-sommet de la série sédimentaire du bassin.

Les datations ont été effectuées à l'Université d'état de Boise (Idaho, États-Unis) par Mark Schmitz, et les zircons datés sont représentés dans la figure 4.6.

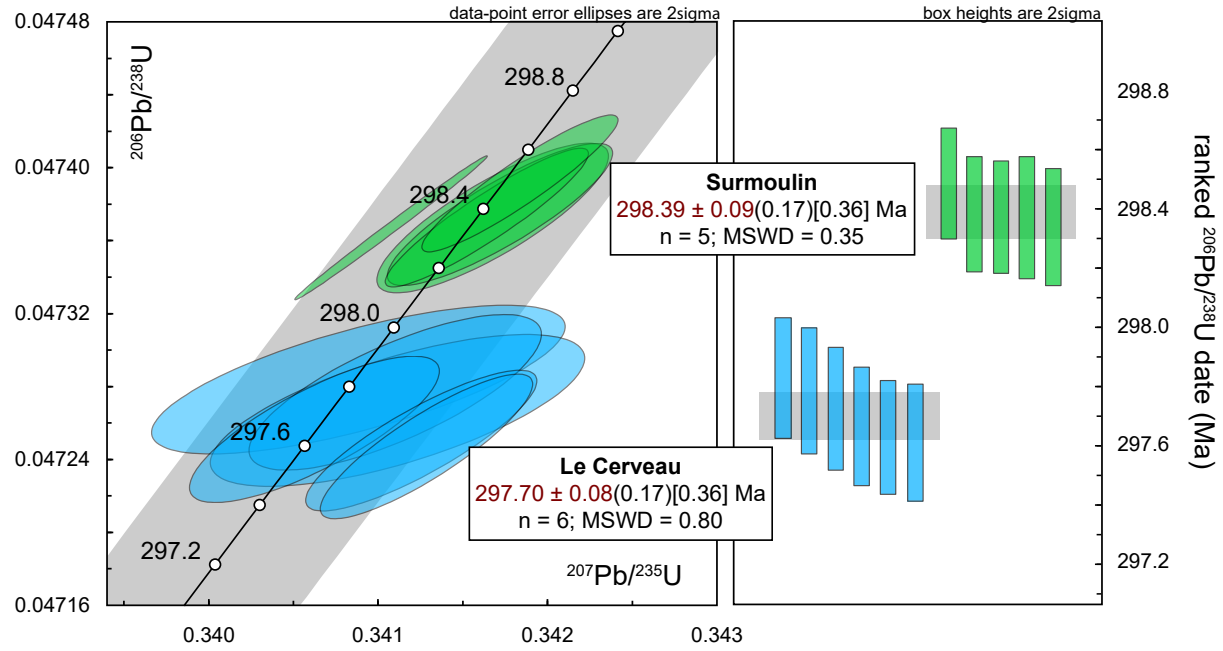


FIGURE 4.6 – **Résultats de datations CA-ID-TIMS des niveaux de tonsteins de Surmoulin et du Cerveau.**

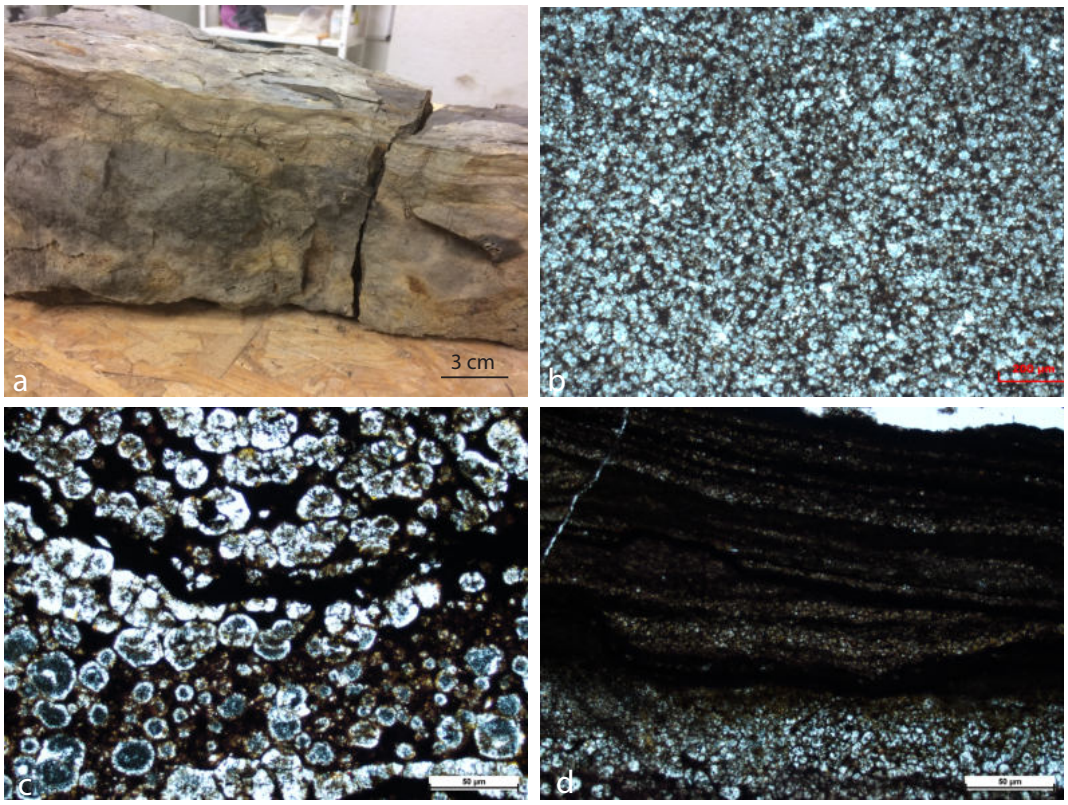
Ainsi, le niveau de Surmoulin (au sommet de la Formation de Muse, entre l'Autunien inférieur et l'Autunien supérieur, voir figure 6.19) a donné un âge à 298,39 ± 0,09 Ma, et le niveau du Cerveau un âge à 297,70 ± 0,08 Ma, en cohérence avec la position stratigraphique des deux niveaux datés.
Cependant, considérant les âges déjà obtenus par Pellenard et al. (2017) dans le bassin d'Autun, une incohérence est relevée entre le niveau de Surmoulin et un niveau de tonstein de la couche de Muse, localisé plus bas stratigraphiquement mais daté à 298,05 ± 0,19 Ma, soit plus jeune que le niveau de Surmoulin.
Cette incohérence pourrait s'expliquer par un âge rajeuni du tonstein daté à 298,05 Ma pour Muse

qui présente le plus de dispersion en termes d'âge individuel des grains de zircons datés. Ces plus forts écarts et l'âge incohérent de Muse pourraient provenir d'une taille plus petite des cristaux datés et d'une possible perte en plomb en dépit de l'abrasion chimique effectuée (com. pers. M. Schmitz). Ainsi, cinq niveaux dans le bassin d'Autun ont fourni des âges cohérents stratigraphiquement et avec de faibles barres d'erreur (forage IG-1, couche de Lally, premier niveau de la couche de Muse (précédemment daté, Pellenard et al., 2017), Surmoulin et le Cerveau, datés dans le cadre de cette thèse), ainsi que le niveau d'analcimolite, dont la datation par LA-ICP-MS est imprécise (301,3 ± 4,9 Ma) mais cohérente avec les données de CA-ID-TIMS.

4.2.2 Les niveaux à analcime (analcimolites)

Dans le bassin d'Autun, à la base du faisceau de schistes bitumineux des Télots (Fig. 6.19) dans la Formation de Millery, se trouvent des niveaux minéralisés en analcime, déjà décrits par Doubinger and Elsass (1975). L'analcime, de formule structurale $Na(AlSi_2)O_6$-H_2O est un silicate de la famille des zéolites sodiques, qui nécessite une forte concentration en ions Na^+ pour sa formation. Son origine est débattue, entre une origine plutôt sédimentaire (*e.g.* pédogénétique), ou bien venant de l'altération de cendres volcaniques (Vanderstappen and Verbeek, 1964; Karakaya et al., 2013), ce qui rend l'étude de ces niveaux capitale pour cette thèse. De plus, ces niveaux sont situés haut dans la série sédimentaire du bassin, alors que l'Autunien supérieur n'avait jamais été daté auparavant. Ainsi, une étude a été menée sur ces niveaux pour en déterminer leur origine (stage de licence 2 de C. Mattera, université de Bourgogne). En diffraction des rayons X, l'analcime est reconnaissable par ses trois principaux pics, respectivement à d = 2,93, 3,43 et 5,60 Å (Abdoulaye et al., 2007). Au microscope optique (Fig. 4.7), l'analcime est reconnaissable à sa morphologie cubique, mais peut se confondre avec le quartz du fait de teintes de biréfringence semblables. Au MEB, les cristaux d'analcime sont là aussi reconnaissables à leur morphologie trapue (Fig. 4.8), le minéral cristallisant dans le système pseudo-cubique à triclinique.

Figure 4.7 – **Cristaux euhédraux d'analcime vus au microscope optique. a) Vue générale d'un échantillon d'analcimolite laminé. b,c) Lamines de cristaux d'analcime. d) Lamines de cristaux de taille variables alternant avec des lamines riches en argiles et matière organique. Clichés C. Mattera.**


3 cm
a
b
c
d

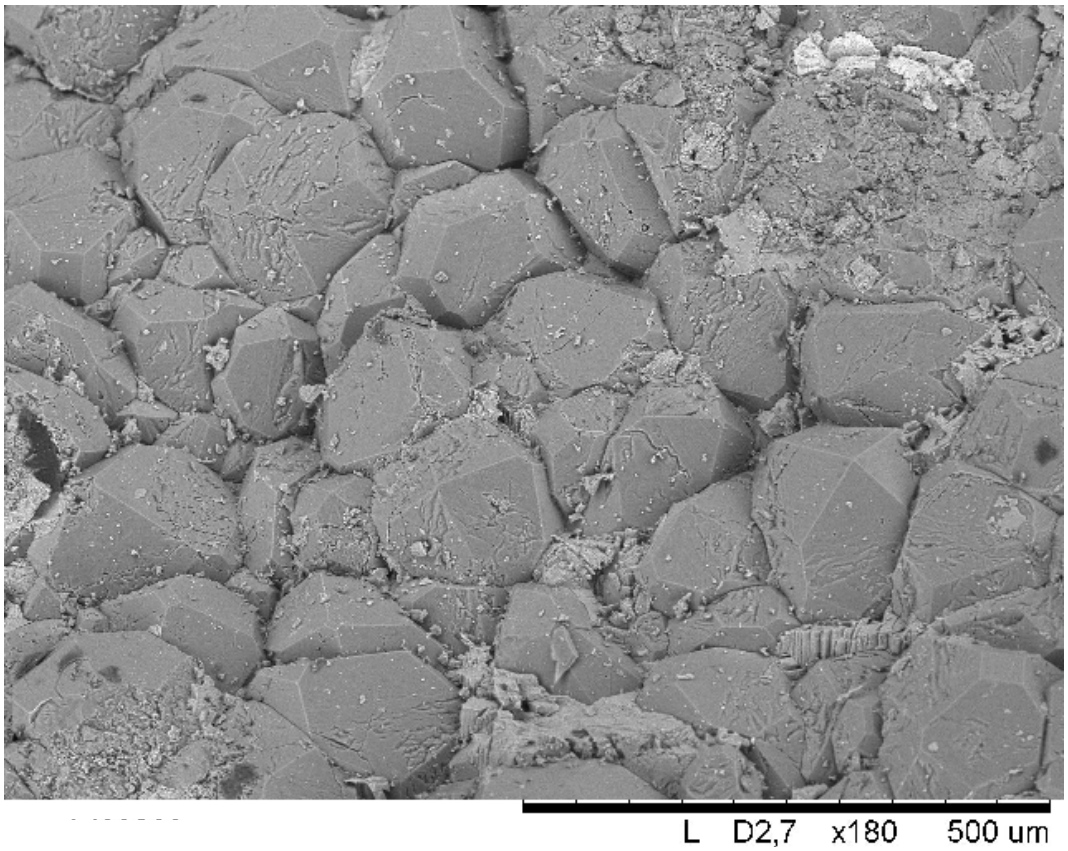

L D2,7 x180 500 um

FIGURE 4.8 – **Analcimolite observée au MEB. Cliché C. Mattera.**

Les figures 4.9 et 4.10 présentent les résultats minéralogiques obtenus en DRX sur un échantillon d'analcimolite. En roche totale, l'analcime est de loin le minéral dominant, suivi du quartz et des feldspaths. En fraction argileuse, la kaolinite domine, avec toutefois une certaine proportion d'interstratifiés et des traces d'illite, indiquant que ces dépôts sont vraisemblablement d'origine volcanique (composition minéralogique semblable à celle d'un tonstein, avec possible authigenèse de quartz et d'albite selon la composition chimique de l'eau du lac).

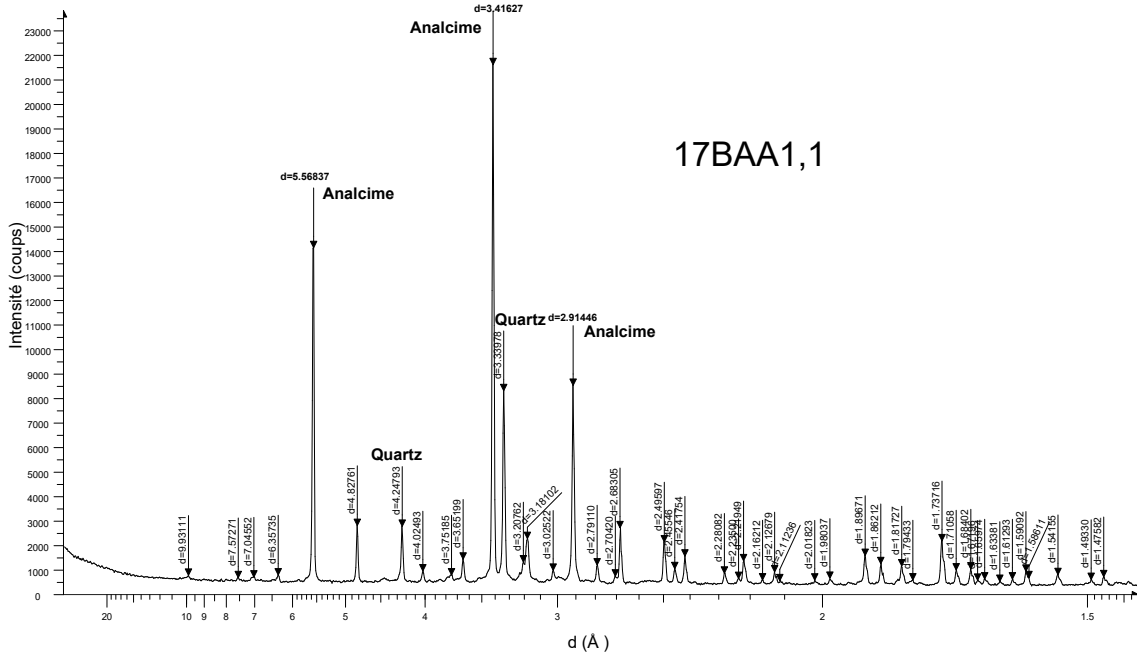


FIGURE 4.9 – **Diffractogramme caractéristique d'un niveau d'analcimolite, analyse en DRX sur la roche totale.**

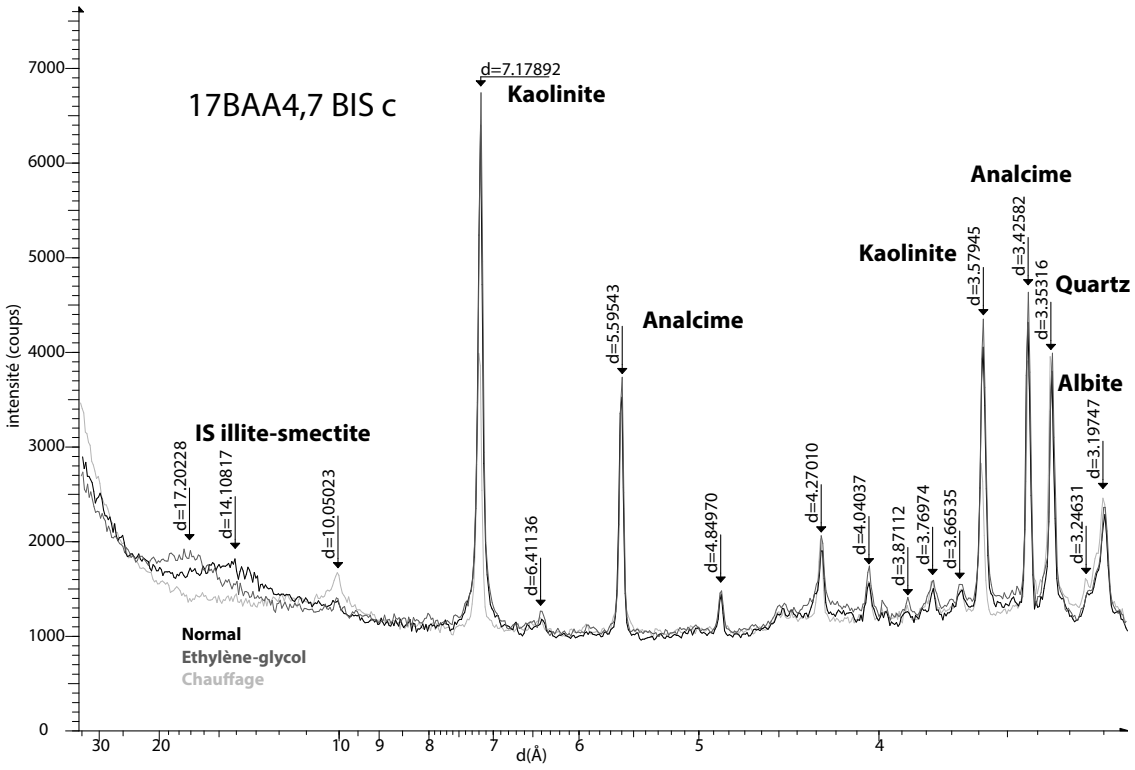


FIGURE 4.10 – **Analcimolite en DRX sur fraction argileuse inférieure à 2 μm.**

D'après Salduondo et al. (2020), l'analcime peut se former lors de l'altération de cendres volcaniques aux dépens du verre volcanique, par réaction avec une eau alcaline au cours de la diagenèse précoce (Hay, 1966; Teruggi, 1964; Karakaya et al., 2013).

Bien que d'autres hypothèses pour sa formation soient envisagées, telles que la formation à partir de minéraux précurseurs comme la smectite et les zéolites ou bien par la diagenèse d'enfouissement (stade mésogenèse ou métamorphisme de bas grade, ou hydrothermalisme, Chilingarian and Wolf, 1988), ici l'abondance de kaolinite laisse à penser à une origine volcanique du matériel primaire.

À partir de cette conclusion et compte tenu de l'importance de dater ces niveaux volcaniques apparaissant en haut de la série stratigraphique du bassin d'Autun, une recherche de zircons a été effectuée au laboratoire Géosciences Rennes. Ces niveaux à analcime, présentant des zircons automorphes de type volcanique comme ceux trouvés dans les tonsteins, a donc été soumis à une analyse par LA-ICP-MS pour datation.

Les diagrammes de Tera-Wasserburg obtenus sont représentés sur la figure 4.11. L'âge de ce niveau d'analcimolite est estimé à environ $301{,}3 \pm 4{,}9$ Ma, mais étant donné que l'âge le plus jeune obtenu en CA-ID-TIMS dans les séries sous-jacentes de la Formation de Muse est de $298 \pm 0{,}2$ Ma, il est impossible que l'âge du niveau d'analcimolite soit plus ancien que 298 Ma.

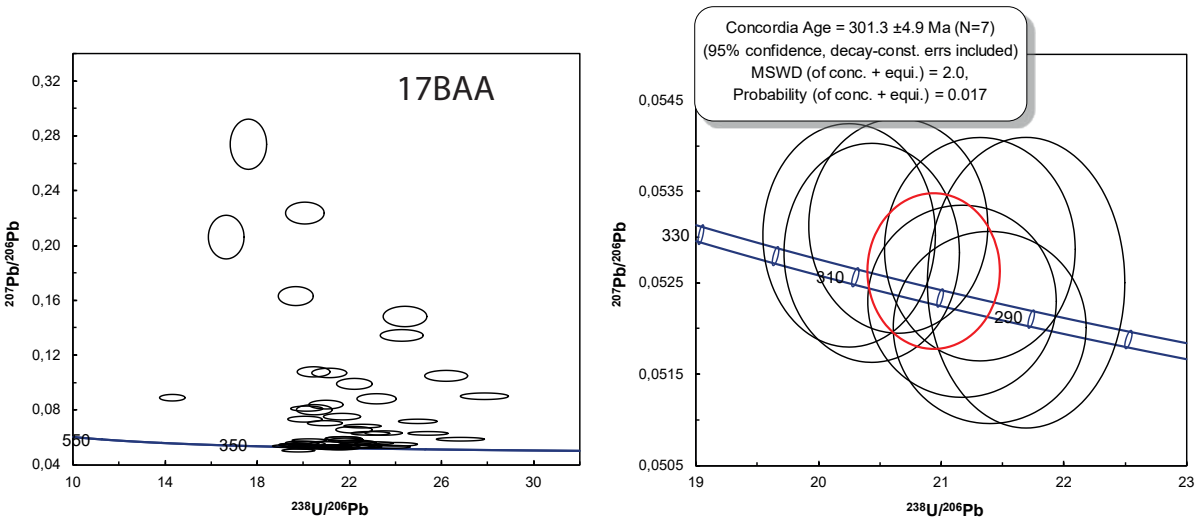


FIGURE 4.11 – **Diagrammes de Tera-Wasserburg pour l'échantillon d'analcimolite 17BAA. L'âge obtenu est de 301 ± 5 Ma environ. Analyse par C. Ducassou.**

4.3 Estimation des taux de sédimentation

Dans le bassin d'Autun, les épaisseurs de dépôts sont mal connues du fait de l'impossibilité d'avoir une seule coupe continue et du manque de données sismiques. Cependant, en choisissant les épaisseurs maximales estimées pour chaque formation, soit environ 1 000 m d'épaisseur cumulée de séries sédimentaires entre le tonstein daté par CA-ID-TIMS dans le forage IG-1 et le tonstein du Cerveau, cette épaisseur se serait déposée en maximum 2,45 Ma et minimum 1,91 Ma (durées calculées en prenant en compte les barres d'erreur des âges maximaux et minimaux respectifs obtenus pour le bassin), impliquant des taux de sédimentation minimum de 408 m par million d'années, soit 0,4 mm/an, et maximum de 0,5 mm/an, soit en moyenne 0,45 mm/an, sans décompaction des séries.

Néanmoins, il est possible d'estimer très approximativement les taux de sédimentation dans le bassin d'Autun en décompactant les séries, connaissant l'épaisseur moyenne des séries sédimentaires préservées et disposant de datations radiochronologiques précises. En faisant l'approximation que l'ensemble de la pile sédimentaire datable (âge maximal obtenu - âge minimal obtenu) dans le bassin d'Autun mesure environ 1 000 m (Fig. 4.12), son épaisseur décompactée peut être estimée (avec une marge d'erreur) en utilisant le pourcentage de lithologies fines (argiles, silts) et de grès (ou conglomérats) ainsi que les coefficients de compaction pour ces deux lithologies. Les proportions de lithologies fines *v.s.* de lithologies grossières dans le bassin d'Autun sont mal connues puisque toute la série sédimentaire n'affleure pas, ou n'a pas été complétement traversée par forages. Cependant, en se basant sur la figure récapitulant les lithologies de cette pile sédimentaire (Fig. 4.12), on peut estimer à 59% la proportion de lithologies fines et 41% la proportion de lithologies grossière dans l'intervalle de 1 000 m daté. Ainsi, environ 590 m de lithologies fines sont préservés, pour 410 m de lithologies grossières pour ces 1 000 m de série. Considérant que pour les argiles, le taux de com-

paction mécanique utilisé est de 3,3 (sur 1 m d'argiles déposées, environ 30% seront préservés si l'ensemble de l'eau de porosité est éliminée par compaction mécanique), et que pour les grès il est d'environ 1 (très peu de compaction mécanique), l'épaisseur des lithologies fines lors du dépôt est de 3,3 x 590 soit environ 1 950 m, et l'épaisseur des lithologies grossières de 1 x 410 soit 410 m environ. Cela revient à une épaisseur totale approximative des dépôts de 2 360 m avant compaction, déposés entre $299{,}91 \pm 0{,}16$ Ma et $297{,}70 \pm 0.08$ Ma (soit un intervalle compris entre 2,45 Ma maximum et 1,91 Ma minimum). Pour l'intervalle de temps maximal, le taux de sédimentation moyen est donc de 2 360/2,45 soit 963 m/Ma, et pour l'intervalle de temps minimal, de 2 360/1,91 soit 1235 m/Ma. **Par an, le taux de sédimentation maximal (sédiments décompactés) est donc de 1,24 mm et le taux minimal de 0,96 mm, ce qui donne pour moyenne un taux de sédimentation de 1,1 mm/an. Cette valeur est néanmoins basée sur beaucoup d'incertitudes donc ne fournit qu'un ordre de grandeur du taux de sédimentation.**

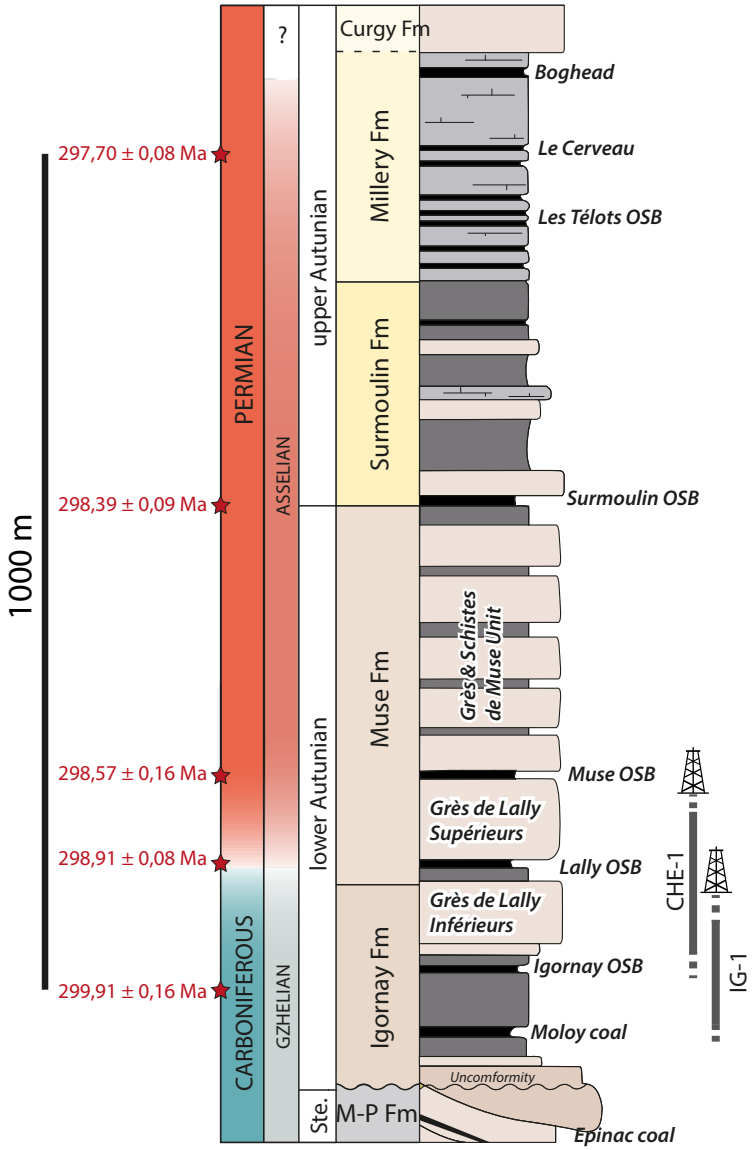


Figure 4.12 – **Coupe lithostratigraphique du bassin d'Autun, sur laquelle ont été ajoutés les âges obtenus pour les tonsteins de Surmoulin et du Cerveau et l'épaisseur de sédiments estimée entre l'âge maximal obtenu dans le forage IG-1 et l'âge minimal obtenu dans le forage du Cerveau.**

L'étude de Lojka et al. (2009), basée sur l'étude de Stollhofen et al. (1999) présente un taux de sédimentation moyen pour la succession stéphanienne lacustre et deltaïque du bassin de Saar-Nahe en Allemagne de 30 cm par 1 000 ans, soit 0,3 mm/an, compacté (pour en moyenne 0,45 mm/an dans le bassin d'Autun, cf. chapitre 4).

Ce taux de sédimentation moyen peut donc permettre d'estimer la durée représentée dans les forages IG-1 et CHE-1. En décompactant ces deux forages (mesure de l'épaisseur des lithologies fines et grossières et utilisation des coefficients de compaction), une épaisseur de 416 m est obtenue pour

le forage IG-1 et de 1 054 m pour le forage CHE-1. **Avec un taux de sédimentation maximal de 1,24 mm/an, les séries de IG-1 se seraient déposées en 335 000 ans, et en 850 000 ans environ pour le forage CHE-1 ; avec un taux de sédimentation minimal de 0,96 mm/an, les sédiments de IG-1 se seraient déposés en 433 000 ans (moyenne de 378 000 ans) et ceux de CHE-1 en 1 098 000 ans (moyenne de 958 000 ans), durées minimales puisqu'elles ne prennent pas en compte les potentielles lacunes de sédimentation**. Ces données seront complétées par une approche cyclostratigraphique dans le chapitre 7.

4.4 Un nouveau modèle sédimentologique pour la transition Carbonifère-Permien dans le bassin d'Autun

Cette section est soumise à *Basin Research* sous le titre :

New insights into Carboniferous–Permian equatorial palaeolakes : basin-scale sequence stratigraphy correlation of the late Variscan Autun Basin (France)

Mercuzot, M.[1], Bourquin, S.[1], Pellenard, P.[2], Beccaletto, L.[3], Schnyder, J.[4], Baudin, F.[4], Ducassou, C.[1], Garel, S.[5,6], Gand, G.[2]

[1] Univ Rennes, CNRS, Géosciences Rennes - UMR 6118, F-35000, Rennes, France
[2] Biogéosciences UMR uB/CNRS 6282, Université Bourgogne Franche-Comté, 21000 Dijon, France
[3] BRGM, F-45060 Orléans, France
[4] Institut des Sciences de la Terre de Paris (iSTeP), UMR 7193 CNRS, Sorbonne Université, Paris 6, France
[5] Energy & Geoscience Institute, The University of Utah, Salt Lake City, UT 84108, USA
[6] CVA engineering, 6 Avenue Eiffel, 78420 Carrières-sur-Seine, France

Acknowledgments

This work is part of the PhD of MM and is funded by the BRGM and the Région Bretagne. The authors thank C. Hue, M. Buisson, M. Boussaid and A. Saloumé for the core logging and Rock-Eval analyses, Dominique Chabard (director of the Natural History Museum of Autun for the core access), and Sara Mullin for proofreading the English content.

Abstract

The Late Carboniferous–early Permian transition represents a key period in the Phanerozoic history of the Earth, due to many internal and external (climatic) geodynamic changes. Given the sensitivity of the equatorial domain to climate, it is important to take sedimentation *vs.* erosional processes into account in continental systems, and therefore the size of the lacustrine systems and their sedimentary characteristics, when dealing with climate change modelling.

The palaeo-equatorial Autun Basin (north-eastern Massif Central, France), is comprised of continental sediments deposited during the late Carboniferous to early Permian in an extensional tectonic context at the end of the European Variscan orogeny. Using core and outcrop data, and modern concepts, we propose a new sedimentological model for this basin, relying on updated facies interpretation, organic matter characterisation and sequence stratigraphy correlations ; our goal is to decipher the infilling of this key basin and compare it with other French and European Carboniferous-Permian basins which also developed during this period of major geodynamic changes.

Continental deposits of the Autun Basin were previously considered as being deposited in fluvio-lacustrine environments (including flood plains) : we demonstrate that most of the facies correspond to a subaqueous and aqueous environment made of deltaic sediments penetrating into a lake hosting turbidites and finely laminated organic-rich sediments. We also point out that the Autun Basin was much larger at the time of its formation than today, as deep lacustrine facies are presently cropping out close to the present-day borders of the basin. Lastly, we suggest that the Autun Basin may have been connected to other neighbouring French Carboniferous to Permian lacustrine basins, pointing to a large connected lacustrine system rather than a series of adjacent small and isolated basins.

Keywords

Gzhelian ; Asselian ; continental environments ; Autun Basin ; lacustrine sediments ; deltaic facies ; sequence stratigraphy

4.4.1 Introduction

The late Carboniferous–early Permian transition is a key period in the Phanerozoic history, due to large-scale internal and external geodynamic events, such as the end of the Variscan orogeny leading to the onset of the breakup of Pangaea, and the end of the Late Palaeozoic Ice Age, marking a turning point in the climate mode of the Palaeozoic (Gastaldo et al., 1996; Montañez et al., 2007). At a global scale, the late Carboniferous–Permian transition archives the most widespread evidence for glacial deposits of the LPIA (Fielding et al., 2008c; Soreghan et al., 2019). The acme conditions of the Asselian turned to a massive reduction of ice sheets in the Sakmarian. The cause(s) of the LPIA deglaciation remains in debate and the sensitivity of the equatorial domain to climate forcing is underestimated in the palaeoclimate scenario. Indeed, this domain is mainly considered as an area of tropical mountain weathering (*e.g.* Goddéris et al., 2017) or of vascular plant proliferation (*e.g.* Berner, 2003; Falcon-Lang and Dimichele, 2010) without really taking into account the importance of areas with active sedimentation. Carboniferous–Permian continental sedimentary basins occurring in Western Europe, located in the Variscan belt, developed in the equatorial domain and recorded these geodynamic modifications through their mode of sedimentation.

In France, some of these late Carboniferous–early Permian basins, with roughly similar sedimentary patterns, are now found in the north-eastern part of the Massif Central (Aumance, Decize-La Machine, Blanzy-Le Creusot and Autun basins, Fig. 4.13). These basins developed at the end of the Variscan orogeny in an extensional tectonic context and host detrital sediments mostly derived from the erosion of the mountain belt (Ménard and Molnar, 1988; Vallé et al., 1988; Van Den Driessche and Brun, 1989b; Brun and van den Driessche, 1994b; Burg et al., 1990; Malavieille et al., 1990; Faure and Becq-Giraudon, 1993; Faure, 1995; Becq-Giraudon et al., 1996; Genna et al., 1998; Choulet et al., 2012). All these basins were located in eastern equatorial Pangea during the Carboniferous–Permian transition, and have been considered as a multitude of small unconnected basins. In view how sensitive intertropical areas are to climate change, the major factors that need to be considered for climate modelling in this crucial period of the earth's history are : the importance of sedimentation and eroding areas, and the presence of significant lakes and their characteristics. Therefore, the aims of this study are to better understand the role of equatorial continental basin and lacustrine system during the late Carboniferous–early Permian, and to help improve our knowledge of the earth system dynamic model, especially in this intertropical context.

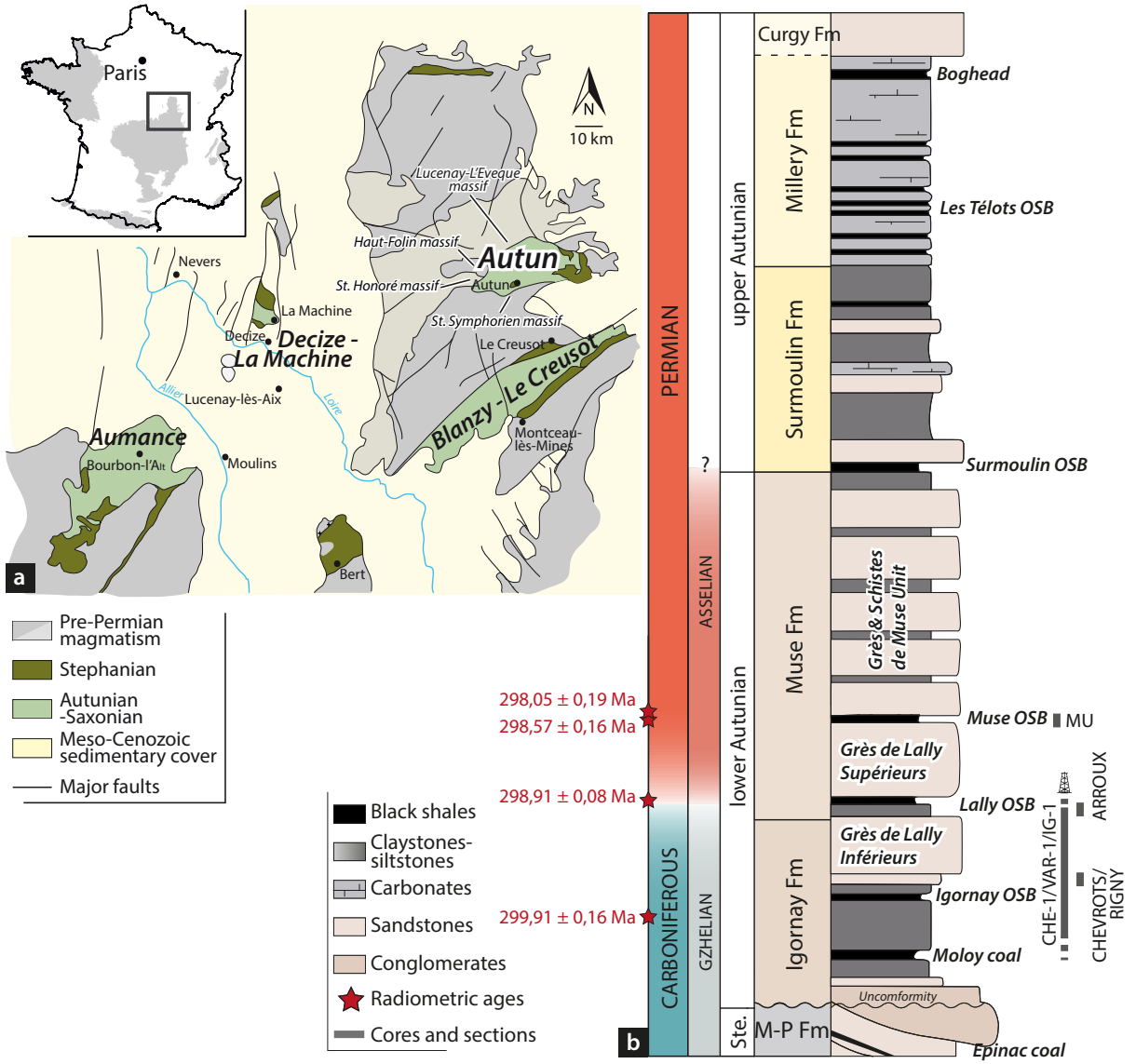


FIGURE 4.13 – **a) Geological map of the north-eastern Massif Central, France, with the location of the late Carboniferous to early Permian basins. b) Synthetic log of the sedimentary succession of the Autun Basin displaying the radiometric ages reported by Pellenard et al. (2017), the lithostratigraphic division (formations and units), the major oil-shale beds and the studied sections. Ste. : Stephanian, OSB : Oil-shale bed, Fm : Formation, M-P Fm : Mont-Pelé Fm.**

Among the north-eastern Massif Central basins, the Autun Basin, mostly studied for its carbonaceous resources and its palaeontological/palynological content (*e.g.* Doubinger, 1970; Bouroz and Doubinger, 1975a; Elsass Damon, 1977; Gand et al., 2011, 2012, 2014), displays a sedimentary succession that is approximatively 1.2 km-thick and which is composed of alternating coarse- and fine-grained lithologies, including coal-bearing sequences and black shale deposits (Marteau, 1983). This basin, defining the Autunian stratotype, is broadly known due to the numerous mining works and its outstanding palaeontological interest ; however, few detailed sedimentological studies have

been performed since the seminal work of Marteau (1983).
The scarce studies that exist have all argued in favour of fluvial and local lacustrine deposits (*e.g.* Marteau, 1983), but more recent studies carried out on similar basins using new analytical tools (Aumance Basin, Mathis and Brulhet, 1990 ; Decize-La Machine Basin, Mercuzot et al., a) suggest that their depositional settings should be reconsidered, thereby calling the depositional setting of the Autun Basin into question. In the context of a wider view, the Autun Basin is in a key position between the northern (*e.g.* Germany) and southern European Permian (*e.g.* Lodève Basin or Pyrenean basins) ; updated data from the Autun Basin would help to understand the transition between these two distant areas. In addition, the Autun Basin has recently been stratigraphically constrained to the late Ghzelian–early Asselian using precise U-Pb data to the late Ghzelian–early Asselian (Pellenard et al., 2017), providing a stratigraphic reference for further correlations.
The aim of this paper, based on facies and sequence analysis performed on re-evaluated cores and outcrop sections, is to refine the depositional model of the Autun Basin, so as to explain the variability of lithological successions in terms of the evolution of the palaeoenvironment through time. When our depositional model of the Autun Basin is compared with those of the surroundings basins, it raises the question of where the basin's borders were located at the time of sedimentation and the potential connections between them.

4.4.2 Geological setting of the Autun Basin

The Carboniferous–Permian sedimentary Autun Basin is located in Burgundy, south of the Morvan Massif, in the north-eastern part of the French Massif Central (Fig. 4.13). It covers an area spanning approximately 250 km^2, culminating at ca. 460 m, and overlies a Devonian to Carboniferous magmatic and sedimentary substratum (Carrat, 1969). Its structure was described as a hemi-graben basin, with a synclinal morphology due to a late tectonic flexure (*e.g.* Feys and Greber, 1972; Delafond, 1889; Marteau, 1983; Châteauneuf and Farjanel, 1989). Along its northern margin (Fig. 4.14), Permian deposits unconformably overlie the Visean Lucenay-Lévèque volcano-sedimentary complex ; along the straight-lined southern margin, a brittle normal fault, named the Autun fault, is inferred and is thought to control at least part of the Carboniferous-Permian subsidence of the basin (Marteau, 1983; Choulet et al., 2012). This fault separates the sedimentary series of the Autun Basin from a southerly Carboniferous (Westphalian) granitic pluton (Saint-Symphorien de Marmagne granulite Massif, Fig. 4.14). To the east, the contact between the crystalline basement and the Palaeozoic sedimentary units is covered by the Mesozoic series, and to the west, the basin is limited by the Saint-Honoré-Lès-Bains volcano-sedimentary complex (Marteau, 1983, Fig. 4.14).

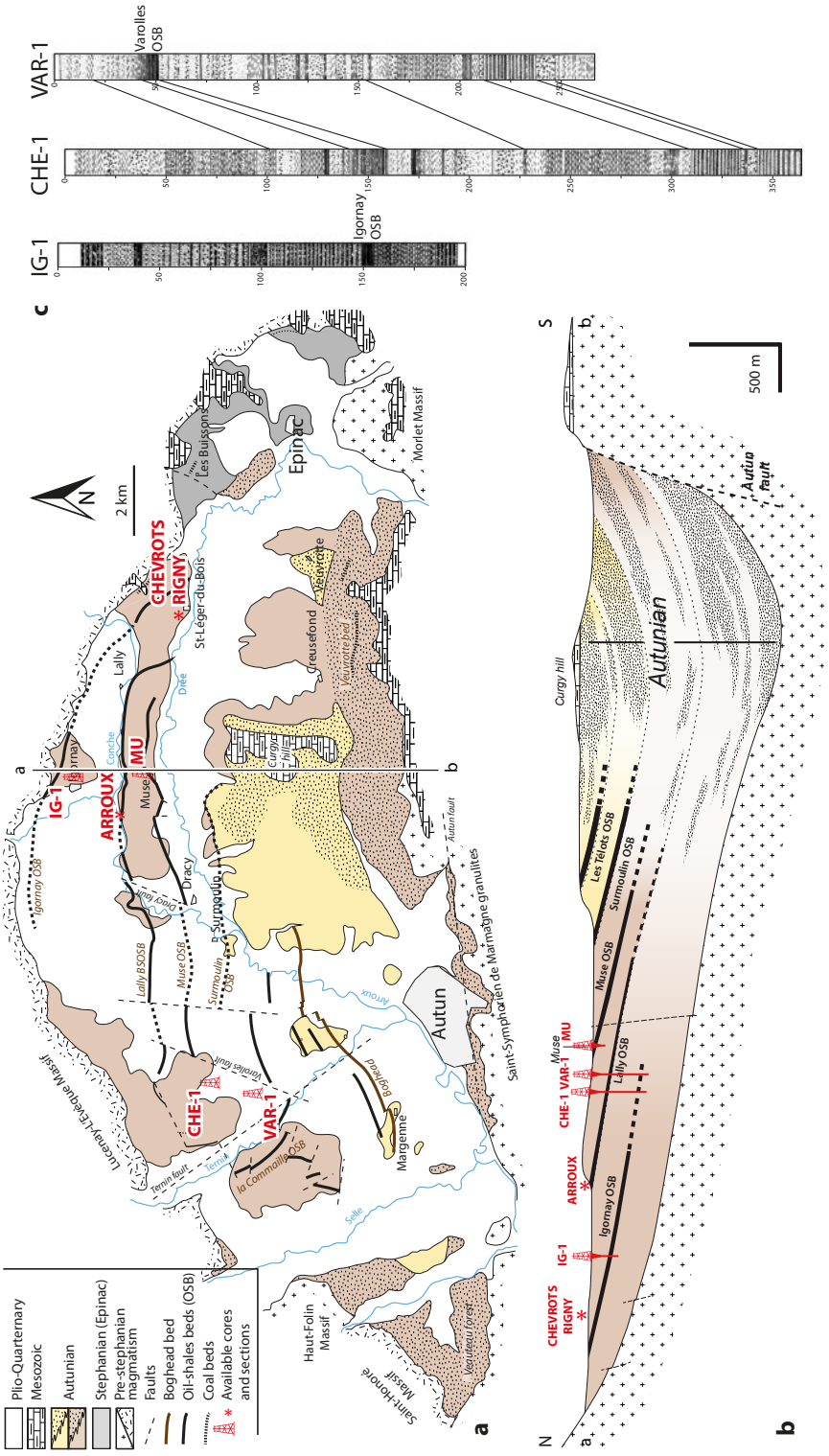


FIGURE 4.14 – **a) Geological map of the Autun Basin including the lithostratigraphic division and the name of the studied wells and sections. Modified from Gand et al. (2007). b) Section of the Autun Basin displaying the lithostratigraphic division and the name of the studied wells and section. The VAR-1 and CHE-1 wells are projected on the section. c) Sedimentary logs of the IG-1, CHE-1 and VAR-1 wells, drawn by Marteau (1983). OSB = Oil-shale bed.**

The Autun Basin series encompass two continental regional stages, the Stephanian and the Autunian (historic stratotype defined in this basin ; Gaudry, 1883), originally defined by their floristic content and separated by an unconformity (*e.g.* Roche, 1881, see Gand et al., 2017 for details ; Fig. 4.13b). In the Épinac-les-Mines Basin, east of the Autun Basin, the Stephanian is represented by the Épinac Formation (Fm), including coal and black shales. This formation is topped by the Mont Pelé Fm below the base of the Autunian series (Fig. 4.13b).

The sedimentation area of the Stephanian Épinac Fm seems to be restricted to the eastern part of the basin, whereas the Autunian deposits flood the Stephanian and the magmatic substratum towards the centre and western part of the basin (Fig. 4.14a). In the Autun Basin, the Autunian regional Stage is subdivided into a lower Autunian and an upper Autunian that is only preserved in the centre of the basin (Pruvost, 1942; Marteau, 1983; Gand et al., 2017). The lithostratigraphic units were first described by Pruvost (1942) and then by Marteau (1983), who distinguished four units equivalent to the present-day formations : the Igornay and Muse formations (fms), constituting the lower Autunian, and the Surmoulin and Millery fms for the upper Autunian (Fig. 4.13b). The last formation (Curgy Fm), which is composed of sandstone, is also attributed to the upper Autunian. Due to an erosional event between the Permian and the Triassic (Bourquin et al., 2011), it is likely that the upper Permian is not preserved in the Autun Basin, and that it is not possible to estimate the eroded thickness.

The Igornay Fm is 200 to 250 meters thick and is constituted by the Moloy coal at its base, followed by the Igornay oil-shale bed (OSB) corresponding to organic-rich black shales, clay intervals, and topped by the sandy Grès de Lally Inférieurs Unit (Fig. 4.13b). The Muse Fm, between 300 and 400 meters thick, is subdivided into two units : the sandy Grès de Lally Supérieurs Unit, with the Lally OSB at its base, and the Muse OSB at its top, and the Grès et schistes de Muse Unit. This upper unit poorly crops out in the basin (in the Surmoulin village where a short section of black shale deposits has been described) ; it may contain sandstone beds alternating with fine-grained lithologies. However, the thickness of this formation and the above formations are rough given that outcrops are very sparse and uncompleted while only descriptions of ancient boreholes are currently available from mine workings. For the upper Autunian, the estimated thicknesses of the formations are less constrained, only based on ancient mining works and can no longer be ascertained. The Surmoulin Fm, ∼250 meters thick, is mainly fine-grained, and is composed of the Surmoulin OSB and shales with some dolostones. The Millery Fm, ∼300 meters thick, crops out at the Petit Millery, and corresponds to claystones with carbonate beds, and some black shales, including the Les Télots OSB and the Boghead layer (a pure algal coal). Some analcimolite beds (analcime-rich mineralised deposits) occur in the upper part of the formation(Elsass Damon, 1977). As attested by the Curgy hill at the centre of the basin (Fig. 4.14b), the Mesozoic series (Triassic and Lower Jurassic) were deposited above the eroded Carboniferous and Permian series (Courel, 1970).

The Autun Basin has been extensively investigated for its palaeontological content (flora and fauna) and its mineral resources (coal and oil) since the 18^{th} century, as described in the synthesis works of Pruvost (1942); Elsass Damon (1977); Marteau (1983). More recently, some studies on organic

matter (OM, Odin et al., 2015a,b; Garel et al., 2017) have been performed.
Palaeoenvironments of the Autun Basin have been studied during the 80s by (Marteau, 1983). In summary, fine laminated sediments and black shale deposits have been attributed to lacustrine environments on the basis of varve features (seasonal alternations of dark and light-coloured laminae), while the coarse deposits (*i.e.* sandstones and conglomerates) with trough-cross stratifications have been attributed to meandering or braided fluvial systems (Marteau, 1983). Sedimentary sections (IG-1, CHE-1 and VAR-1 wells) coming from his work are represented on Fig. 4.14c.
The chronostratigraphy of the Autun Basin was recently improved with U-Pb radiometric ages calculated on tonsteins (argillised volcanic ash beds) interbedded in detrital sediment from the lower Autunian (Pellenard et al., 2017). This study has shown that the Carboniferous-Permian (Gzhelian/Asselian) boundary can be precisely located at the base of the Muse Fm (Lally OSB), *i.e.* in the lower Autunian, and that the base of the Autunian series (Igornay Fm) corresponds to the late Gzhelian (Fig. 4.13b).

4.4.3 Material and methods

4.4.3.1 Boreholes and field sections in the Autun Basin

Four available cores drilled in the Autun Basin have been studied : the Chevrey, Varolles, Igornay and Muse cores (Fig. 4.14a, b). The Igornay well (IG-1) was drilled in 1965 by the Génie Rural, in the village of Igornay (47°2'37.67"N, 4°22'48.70"E), to characterise the potential aquifer in the Grès de Lally Inférieurs Unit. With a thickness of 200 metres, it encompasses a large part of the Igornay Fm, from the Igornay OSB to the Grès de Lally Inférieurs Unit (Fig. 4.13b). Recently, a tonstein layer collected at 177.35 m was dated using the zircon U-Pb chemical abrasion (CA-ID-TIMS) method, providing an age of 299.91 ± 0.16 Ma (Pellenard et al., 2017). The Chevrey well (CHE-1, 47°0'13.17"N, 4°16'11.01"E), located approximately 10 km from the IG-1 well, and the Varolles well (VAR-1, 47°0'0.31"N, 4°16'5.34"E), were drilled in 1982 by the French Geological Survey (BRGM), with the aim to cross over the whole lower Autunian. The Muse well (MU, 47°1'36.85"N, 4°22'54.56"E) is materialised by a small core (8 m) that was drilled in the village of Muse to complete observations of the historical Muse outcrop which has been excavated since 2010 for palaeontological studies (Gand et al., 2011, 2014, 2015). It encompasses the totality of the Muse OSB and part of the Grès de Lally Supérieurs Unit at the base of the well.
Finally, in order to complete the analysis of the core data, the Grès de Lally Inférieurs Unit outcrops (Figs. 4.13b, 4.14a, b) have been studied at the Les Chevrots (47°1'15.81"N, 4°26'25.81"E, 8-metres thick) and Ferme de Rigny quarries (47°1'14.35"N, 4°26'4.06"E, 15-metres thick) and at the Arroux section (47°1'57.36"N, 4°21'52.86"E ; Figs. 4.13b, 4.14a,b). This last section is located along the southern border of the Bois des Grands Miens forest along the Arroux River. The Ferme de Rigny and Les Chevrots sections have been studied by Marteau (1983) who assigned these coarse-grained clastic sediments to a fluvial environment because of their bevelled architecture and trough-cross stratifications. In the Ferme de Rigny section, some unidirectional channels were attributed to a braided fluvial environment (Marteau, 1983).

4.4.3.2 Facies and sequence analysis

The three deep cored wells, IG-1, CHE-1 and VAR-1, as well as the Muse core and the three sections, Arroux, Les Chevrots, and Ferme de Rigny, belonging to the lower Autunian (Igornay and Muse fms, Figs. 4.13b, 4.14b), have been described according to their granulometry and sedimentary features. Sedimentary logs were drawn at a scale of 1 :50 for the MU, IG-1 and CHE-1 wells, and 1 :100 for the VAR-1 well. Sedimentary facies were determined, with each facies corresponding to a depositional process. The main facies are represented in Figure 4.15. Then, facies associations were ascribed to depositional environments. Lastly, sequence stratigraphy was applied to all wells to recognise genetic sequences depending on variations in the sedimentary flux (S) and the available accommodation space (A).

4.4.3.3 Organic matter characterisation

Claystone and siltstone samples from the IG-1 core (215 samples), CHE-1 core (331 samples) and MU core (36 samples) were analysed using the Rock-Eval thermal analysis method, described by Behar et al. (2001), at the ISTeP laboratory (Sorbonne Université, Paris). Several measurements were obtained from the successive pyrolysis and oxidation of ~60 mg of powder. The amount of free hydrocarbons is given by the S1 signal, while the S2 signal corresponds to hydrocarbons generated from kerogen cracking between 300 and 650°C. The quantity of CO_2 and CO generated during pyrolysis and oxidation is continuously detected and linked to its organic and inorganic sources, depending on the decomposition temperature. Only the total organic carbon (TOC, wt%) from the Rock-Eval analysis is presented here. TOC is calculated as the sum of pyrolysed and residual organic carbon.

4.4.4 Results

4.4.4.1 Sedimentological analyses

The sedimentary description of cores and sections of the Autun Basin has highlighted a total of 15 facies, imaged on Figure 4.15, from claystones to conglomerates grouped into four main depositional processes (Table 4.1) : surge-like turbidity flows, mass transport deposits, tractive and sub- to supercritical flow deposits and deformed facies. All these facies can be bioturbated, deformed, oxidised (red colour). Carbonates and tonsteins are considered as "other facies" (Table 4.1). The facies are shown in Figure 4.15 and can be regrouped into facies associations, thereby allowing an interpretation to be made in terms of the depositional environments (Table 4.2).

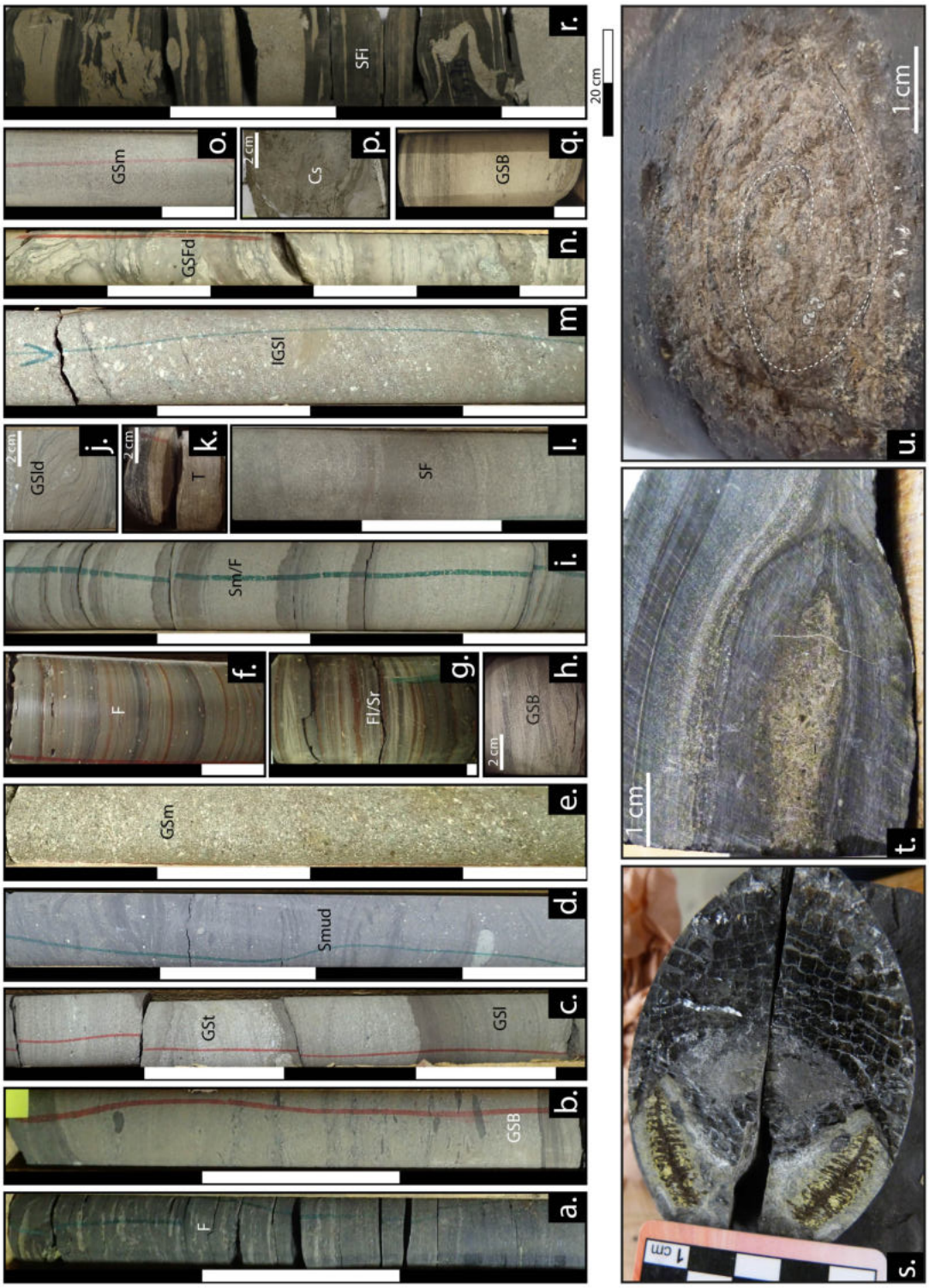


FIGURE 4.15 – **a) Illustration of the main facies observed in the cores. a to r) See Table 4.1 for the description of the facies. s) Photograph of fish scales and a leaf in the core-section. t, u) Photographs of fresh-water shark coprolites, u) Note the common winding morphology of the coprolite.**

TABLE 4.1 – **Table showing the facies with the lithology, sedimentary features and depositional processes. Some facies are illustrated in Figure 4.15. See Table 4.2 for the description of the facies associations.**

	Name	Lithology and Sedimentary structure	Occasional features	Depositional process	Deformations
surge-like turbidity flow	F (Fig. 3a, f)	Organic matter-rich claystones and siltstones to very fine sandstones, massive, frequently bioturbated or finely laminated	Red laminae (siderite), coprolites, fish scales, macrophytes, coal fragments, siderite nodules, pyrite, phosphate and dolomitic nodules	Deposition of low-density tail of turbidity current (Te, Bouma, 1962) or settling of fine-grained particles	Load, micro-slumps, fractures, normal and listric faults, cone-in-cones, beefs, convolutes, micro-injectites
	F/Sm	Finely-laminated or massive claystones to siltstones, black to grey with thin massive fine sandstone levels	Siderite laminae, coprolites, scales, macrophytes, micas, siderite nodules, floated organic matter in the sandy levels, mudclasts, contacts sometimes progressive	Deposition of low-density tail of turbidity current and settling of pelagic or hemipelagic particules (Te, Bouma, 1962) alternating with high density turbidity current	Injectites, convolutes, load, slumps, convolutes normal faults
	GSB (Fig. 3b, h, q)	cm to m beds of normal-graded gravels to fine sandstones. Massive at the base, then laminated and ending with ripples; the sedimentary features are highlighted by floated organic matter	Erosive surfaces, mudclasts at the top, siderite nodules, coal fragments.	Hyperconcentrated turbidity flow (Ta, Tb and Tc Bouma sequence, Bouma, 1962), sometimes settling of fine particules (low-density tail of tubidity current, Te)	Normal faults, load (flames, balls and pillows), micro-injectites, injectites, convolutes, micro-slumps.
	Fl/Sr (Fig. 3g)	Black/grey/red finely laminated claystones to siltstones with sandy levels with ripple marks highlighted by floated organic matter	Micas	Tc (ripples), Td (laminations) (Bouma 1962)	Load (flames, undulations, balls and pillows), micro-slumps, injectites, convolutes, slumps, micro-injectites, listric, normal and reverse faults
	Fclast	Black siltstones with mm-size white clasts floating or aligned	Coprolites, beefs	Deposition of low-density tail of turbidity current and settling of pelagic or hemipelagic particles (Te, Bouma, 1962) or traction carpet (Lowe, 1982)	Slumps, injectites, load (balls and pillows), rare normal faults
	Sm/F-ISm/F	Massive sandstones alternating with massive or laminated fine-grained lithologies (Sm/F, Fig. 3i), sometimes inclined (ISm/F)	Normal grading, rarely laminated very fine sandstones, floated organic matter, mudclasts, siderite laminae	High density turbidity current - grainflow (Mulder & Alexander, 2001) in active foreset, alternating with settling of particles	Load, faults, boudinage, micro injectites, convolutes
MTD	GSmm/F-IGSmm/F	cm to dm beds of massive medium to coarse sandstones to gravels, poorly sorted in grey to black matrix, with progressive, flat or erosive base. Floated or aligned floated white clasts in the black matrix. Sometimes separated by dm levels of fine-grained material	Deformations / homogenisation, normal grading, coal fragments, pebbles, macrophytes, mudclasts, floated organic matter	Hyperconcentrated debris flow (Walker, 1975; Postma, 1990; Mulder and Alexander, 2001) / Non-cohesive debris flow/ Masse freezing (Walker, 1975; Lowe, 1982; Postma, 1990. Miall, 1996), sometimes in active foresets	Micro-slumps, micro-injectites, load, boudinage, normal faults, fractures, rare injectites

MTD	Smud (Fig. 3d)	Well-sorted massive sandstones containing dm mudclasts of the F facies with sometimes grey-to black matrix and white gravels,	Coal fragments, siderite clasts and nodules, mudclasts, floated organic matter, rare macrophytes	Non-cohesive debris flow/ Masse freezing (Walker, 1975; Lowe, 1982; Postma, 1990. Miall, 1996) or slumps	Injectites, micro-injectites, load (flames), slumps, convolutes.
	SF (Fig. 3l)	Lens of sandstones (50%) alternating with grey siltstones (50%). Both can be either massive or bedded (planar bedded or discrete current ripples). Contacts often progressive	Floated organic matter, bioturbations, nodules, mudclasts or white clasts, rare cm gravel levels	Hyperconcentrated debris flow (Walker, 1975; Postma, 1990; Mulder and Alexander, 2001) / Non-cohesive debris flow/ Masse freezing (Walker, 1975; Lowe, 1982; Postma, 1990. Miall, 1996)	Load, convolutes, normal faults
	GSm-IGSm	Massive pebbles or sandstones without sedimentary features (GSm, Fig. 3 e, o), sometimes inclined (IGSm)	Matrix or floating pebbles, normal or inverse grading, rare cm fine levels between the beds	Masse freezing, cohesive debris flow deposits (sometimes on active foresets) or high-density turbidity current (Lowe 1982; Davis and Walker, 1974; Walker, 1975; Postma, 1990) or backset deposits (Breda et al., 2007)	Load, slumps
Tractive and Sub- to supercritical flow deposits	GSt (Fig. 3c)	Sandstones to gravel with trough cross-stratifications	Mudclasts, gravel alignments, floated organic matter, rare bioturbations, pyrite	3D megaripple migration (Miall, 1978; Davis and Walker, 1974; Walker, 1975)	Micro-injectites, normal faults, slumps
	St/F	dam to m sandy levels with trough-cross stratifications or planar bedding alternating with fine-grained levels	Siderite laminae in siltstones, mudclasts, oated organic matter, coal fragments, micas, aligned gravels	3D megaripple migration (Miall, 1978; Davis and Walker, 1974; Walker, 1975) followed by settling of particles	Load
	GSl-IGSl	Planar-bedded of grain-supported conglomerates or sandstones with sometimes trough-cross stratifications (GSl, Fig. 3c, j), sometimes inclined (IGSl, Fig. 3m)	Mudclasts, macrophytes, floated organic matter, coal fragments, current ripples	Tractive current or sometimes 3D megaripple migration (topsets) (Miall, 1978; Davis and Walker, 1974; Walker, 1975) or multistored hydraulic jump (Cartigny et al., 2014; Rubi et al., 2018)	Load
Deformed facies	SFi (Fig. 3r)	Massive-sand injection, 3D networks in fine-grained facies	Sills or dykes	Hydrofracturing and injection, clay leaching	Injectites
	GSFd (Fig. 3n)	Deformed heterolithic facies, loose of the information of the primary facies	Coarse-grained facies dominate (sand to pebbles)	Slump and slide	Slumps, load
Other facies	T (Fig. 3k)	Grey to ochre clay or fine-sandstones, massive or thinly laminated	-	Tonsteins: altered volcanic ashes	Load
	Cs (Fig. 3p)	Massive or laminated carbonates	Birds eyes, pyrite, nodules	Microbialites or MISS - organomineralisation (Dupraz et al., 2009)	Undulations, fractures, faults
	Ca	Dolomitic nodules or horizons	Pyrite, carbonate veins, rare clasts and nodules	Diagenetic carbonate precipitation	Fractures, faults

After (Bouma, 1962; Davies and Walker, 1974; Walker, 1975; Miall, 1978; Lowe, 1982; Postma, 1990; Miall, 1996; Mulder and Alexander, 2001; Breda et al., 2007; Dupraz et al., 2009; Cartigny et al., 2014; Rubi et al., 2018).

TABLE 4.2 – **Facies associations for the IG-1, CHE-1, and VAR-1 cores, corresponding to depositional environments. For the facies codes, see Table 4.1.**

Name	Facies association (**Prevalent**, common, *rare*)	Depositional environment
DL1(a)	**F, Smud**, F/Sm, T, *Fclast, GSm, GSB*	Distal lake sometimes dysoxic/anoxic, without sedimentary flux, or debris flows and very few low-density tail of turbidites
DL2	**F, F/Sm, Fl/Sr**, T, GSm, Smud	Distal lake with few sedimentary input (turbidites, debris flows)
ML1	**GSm, GSB**, GSl, GSmm/F, Sm/F, F/Sm, Smud, Fl/Sr, *SF*	Medium lake with distal turbidites and grainflows
ML2	**GSm, GSB, GSl, GSt,** GSFd, GSmm/F, Sm/F, *F/Sm, SF, F*	Medium lake with proximal turbidites and grainflows
Dfo	**IGSm, IGSl, ISm/F,** IGSmm/F, GSmm/F, *GSB*	Deltaic foreset
C(a)	**F, Cs, Ca, SF,** *GSl*	Coastal lake, sometimes dysoxic/anoxic, with low sedimentary input and microbial precipitation,
Dto	**GSt, GSm, GSl, SF, St/F,** GSmm/F, *F*	Deltaic topset with high sedimentary input

4.4.4.2 Facies evolution and facies associations in the subsurface core data

- **The Igornay core (IG-1)**

For core IG-1, from the base (200 m) to 174 m (Fig. 4.16), the sedimentary series is mainly comprised of fine and heterolithic fine facies. The main fine facies is F, alternating with the heterolithic fine facies F/Sm, Fl/Sr and Fclast and some coarse-grained lithologies, mostly GSm and Smud (Table 4.1). This facies association is characteristic of a distal lake (DL), sometimes dysoxic/anoxic (DLa), without (DL1a) or with (DL2) significant sedimentary input from grain flows and/or turbiditic currents (Table 4.2). From 174 to 161 m, the lithology is coarser and presents the GSm, Smud, GSmm/F, and GSB facies alternating with the F/Sm facies (Table 4.1), representing a medium lake environment (ML1 and ML2, Table 4.2), interrupted by a DL2 environment. From 161 to 146 m, the lithology is more fine-grained, with the dominance of fine laminated facies (F) and heterolithic fine facies, and some Smud levels (distal debris flows), indicating a DL2 to DL1a (*i.e.* Igornay OSB, Fig. 4.13b) environment. Some selachian (fresh-water shark) coprolites are found in these levels (Fig. 4.15t, u). From 146 to 124 m (Fig. 4.16), the lithology is coarser, with the dominance of the GSm sandy facies and the GSB conglomeratic facies in metric beds, alternating with some thin levels of heterolithic fine facies F/Sm and Fl/Sr, or homolithic fine facies F (Table 4.1). Some facies with planar laminations or 3D megaripples (GSl and GSt) are observed (Table 4.1). These features mark a medium lacustrine environment (ML1 and ML2) dominated by the ML2 pole. A transitional interval is observed from 124 to 87 m (Fig. 4.16), from a medium lake environment (mostly ML1) to

a distal lake environment (mostly DL2, up to DL1 towards the top of the interval). The major facies are firstly turbiditic, with the presence of abundant GSB beds, often oxidised, alternating with the sandy heterolithic facies Sr/Fl (Table 4.1). Some levels of heterolithic fine facies of GSB and sandy Smud facies are detected (Table 4.1). Then, turbidites are more distal and represented by the facies GSB, alternating with the facies Fl/Sr. Some Smud and GSl beds are recognised (Table 4.1). The Fl/Sr facies sometimes contains thin levels of siderite (Table 4.1). Coarse-grained facies (Table 4.1) dominate from 87 to 70 m (Fig. 4.16). The sandy plan-laminated facies GSl alternates with some massive sand (GSm) and with some sand with trough-cross stratifications (GSt) in levels measuring several metres high. At the base, some fine facies (F/Sm and F) are observed, whereas at the top, from 74 to 70 m, a thick deformed level (slump, GSFd) appears, affecting massive sandy and conglomeratic facies (GSm). This facies association is characteristic of an alternation between a medium lake environment ML2 and a delta topset environment (Dto, Table 4.2). This interval is followed by more proximal facies from 70 to 41 m (Fig. 4.16) indicating a delta topset environment alternating with small levels of coastal lake environment presenting some microbial deposits. The dominant facies are the St/F, the GSmm/F, SF and GSm facies. From 41 to 22 m (Fig. 4.16), a large heterolithic interval is detected, dominated by the heterolithic facies SF and the massive fine facies F, which is sometimes bioturbated, associated with carbonate deposits Cs (sometimes microbial, Ca). These facies associations are representative of an alternation between a delta topset environment (Dto, coarse-grained facies) and a coastal-lake environment (C, Table 4.2) sometimes dysoxic/anoxic (Ca, Table 4.2), located laterally from the major sedimentary flux. Finally, from 22 m to the top of the well, (14 m, Fig. 4.16), the facies indicate delta topsets with metric beds of coarse-grained facies (GSt) alternating with some massive fine facies that are sometimes bioturbated (F and GSmm/F).

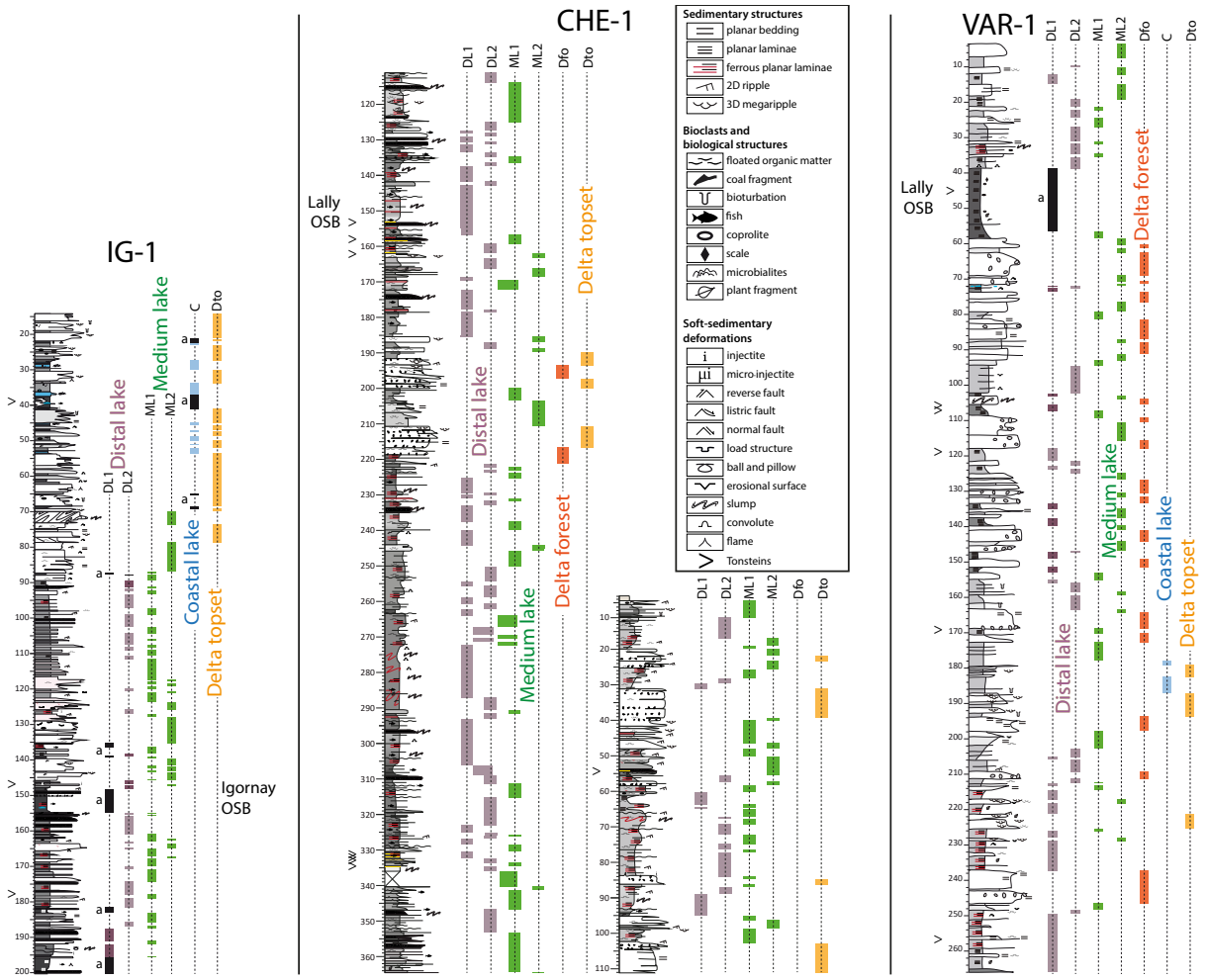


Figure 4.16 – **Sedimentary logs of the IG-1, CHE-1 and VAR-1 wells and the evolution of the depositional environments, displaying distal and medium lakes, delta foresets and topsets and a coastal lake. See Table 4.2 for the depositional environment codes. OSB : Oil-shale bed, a : anoxia.**

- **The Chevrey core (CHE-1)**

For the CHE-1 well, from the base (364.5 m) to 221 m, the facies are dominated by an alternation between the fine facies and the fine heterolithic facies F, F/Sm, Sm/F, interrupted by some sandy facies (GSm, GSl and Smud, Table 4.1) and some tonsteins (T, Table 4.1). These facies associations mostly indicate a distal environment, with an alternation between a distal lake environment (DL1 and DL2, Table 4.2) and a medium lake environment (mostly ML1, Table 4.2), depending on the amount of the sediment supply (*i.e.* sandy levels for the ML1 environment). From 221 to 190 m, the facies are mostly conglomeratic and sandy, indicating a delta topset environment (GSm, GSt), but are also occasionally inclined (IGSl, GSl, IGSmm/F, IGSm, ISm/F, GSB). These inclined facies may indicate the presence of syn-sedimentary or post-depositional faults, or a delta foreset environment (Dfo), which is probably the case when these inclined facies are associated with evidences of slumps

and debris/grain flows. Moreover, inclined facies are always characterised by coarse-grained lithologies or by coarse-grained lithologies alternating with periods of settling of fine-grained particles. This interval is interrupted by 10 m of sandy heterolithic (Sm/F and SF) and homolithic GSl facies, to fine facies (F/Sm) indicating a medium lacustrine environment (ML1 and ML2, Table 4.2). From 190 to 111 m, the facies succession, dominated by fine-grained facies, indicates a DL1 to DL2 environment interrupted by levels of ML1 and ML2 and encompassing a black shale level (Lally OSB, Fig. 4.16). The facies association contains the fine facies F, F/Sm and Fl/Sr, the sandy facies GSl, GSt, Sm/F, SF, Smud, some GSm and rare GSmm/F layers. Sometimes the fine facies are deformed by small settling faults and injections due to load. From 111 to 103 m, delta topsets are observed with the coarse-grained facies GSm and GSl (T, Table 4.2). From 103 to 39 m, the fine-grained facies dominate (F, Fl/Sr and F/Sm) indicating DL1 and DL2 environments, but are interrupted by some sandy or conglomeratic facies (Sm/F, GSl, GSB, GSm, Smud, SF, and GSt) indicating a medium lacustrine environment ML1 and ML2 that become thicker toward the top of the interval. From 39 to 31 m, the GSt facies characterizes a delta topset (T). From 31 m to the top of the core, the environments are mostly lacustrine (DL1 to ML2, Table 4.2), characterised by the GSl, GSB, F/Sm, Sm/F and SF facies.

- **The Varolles core (VAR-1)**

For the VAR-1 core, the observed facies are quite similar to those of the CHE-1 core. Therefore, the sedimentological description of this well only focusses on the description of the depositional environments, based on a determination of the facies association, without a detailed description of the facies. In the VAR-1 core, lithological variations are more abrupt than in the CHE-1 and IG-1 cores, leading to sharp transitions between the depositional environments. From the base to 203 m, two intervals of lacustrine environment (DL1) are observed, marked by fine-grained facies. This interval is interrupted by inclined coarse-grained facies (grain flows or mass flows) from 249 to 238 m characterising a delta foreset environment (Dfo, Table 4.2). From 238 to 164 m, the environments are more proximal (ML1 to Dto environments, passing through Dfo and C environments, Table 4.2). The delta topsets are characterised by 3D megaripples (high sediment supply) and alternate with a coastal lake environment when protected from the sediment supply. From 164 to 58 m, the environments change abruptly (plurimetric intervals for each environment), between a distal lacustrine pole to a deltaic pole, with fine-grained lithologies alternating with coarse-grained ones (Fig. 4.16). Some dysoxic/anoxic intervals are observed (DL1a, Fig. 4.16). From 58 to 39 m, the facies are very fine-grained and dark, indicating a DL1a environment, corresponding to a black shale interval (Figs. 4.14c, 4.16). From 39 m to the top of the core, the environments are firstly dominated by the DL2 environment, then evolve to the ML2 environment toward the top of the core, characterised by more coarse-grained and proximal facies (Fig. 4.16).
To sum up, the distal lake environments DL1 and DL2 are distinguished by a prevalence of a fine lithology and are characterised by a very weak to absent coarse sediment supply in the DL1 envi-

ronment, which also records frequent dysoxia/anoxia marked by OM-rich deposits, while the DL2 environment can display some very distal turbidites or grain flows. The ML1 and ML2 medium lake environments are mostly characterised by the presence of turbidites, with the dominance of the sandy lithologies. The difference between these two environments lies in the sediment supply that is more abundant in the turbidites of the ML2 environment than in those of the ML1 environment. The coastal lake environment is characterised by a fine lithology, sometimes with evidence of dysoxia/anoxia, associated with microbial deposits indicating a reduced water-column. The delta topset environment is materialised by a strong sediment supply (mainly coarse-grained lithology with 3D megaripples).

4.4.4.3 Depositional environments of the outcropping field sections

- **The Chevrots section**

This outcrop, located above a black shale level, represents part of the Grès de Lally Inférieurs Unit and displays a 3D view with sections oriented E-W and WSW-ENE (Fig. 4.17). In the Chevrots 1 E-W section (Fig. 4.17), we observe lenticular sandstones bodies (coarse sand to gravel at the base (GSm), with mudclasts highlighting horizontal bedding at the top (Smud), Fig. 4.17) interbedded with laminated fine-grained lithologies (fine to medium sand, GSl, upper plan bedding). The top of the coarse-grained levels is undulated (Fig. 4.17), indicating erosional surfaces and a pause in the sedimentation before the deposit of fine-grained lithologies filling the depressions. A N20 oriented flute cast was observed at the base of a coarse-grained bed, but without any indication on the sense of flow. The coarse-grained layers also display thickening- and coarsening-up sequences. The WSW-ENE section shows downlap structures almost parallel to the flow, with IGSl and IGSm facies (Fig. 4.17), indicating a progradation of the sandstone bodies towards the WSW. An evolution from fine-grained to coarse-grained lithologies is observed from the base to the top of the outcrops (Fig. 4.17). On the Chevrots 2 E-W section, compensation features are observed (Fig. 4.17a). The progradational architecture observed on this outcrop and the scour and fill deposits are in favour of foreset deposits and can be attributed to a deltaic environment. Unfortunately, it is not possible to restore the dip of these strata (15°SW) from the tectonic regional dip that may fluctuate considerably, making it very difficult to confidently measure the sedimentary dip.

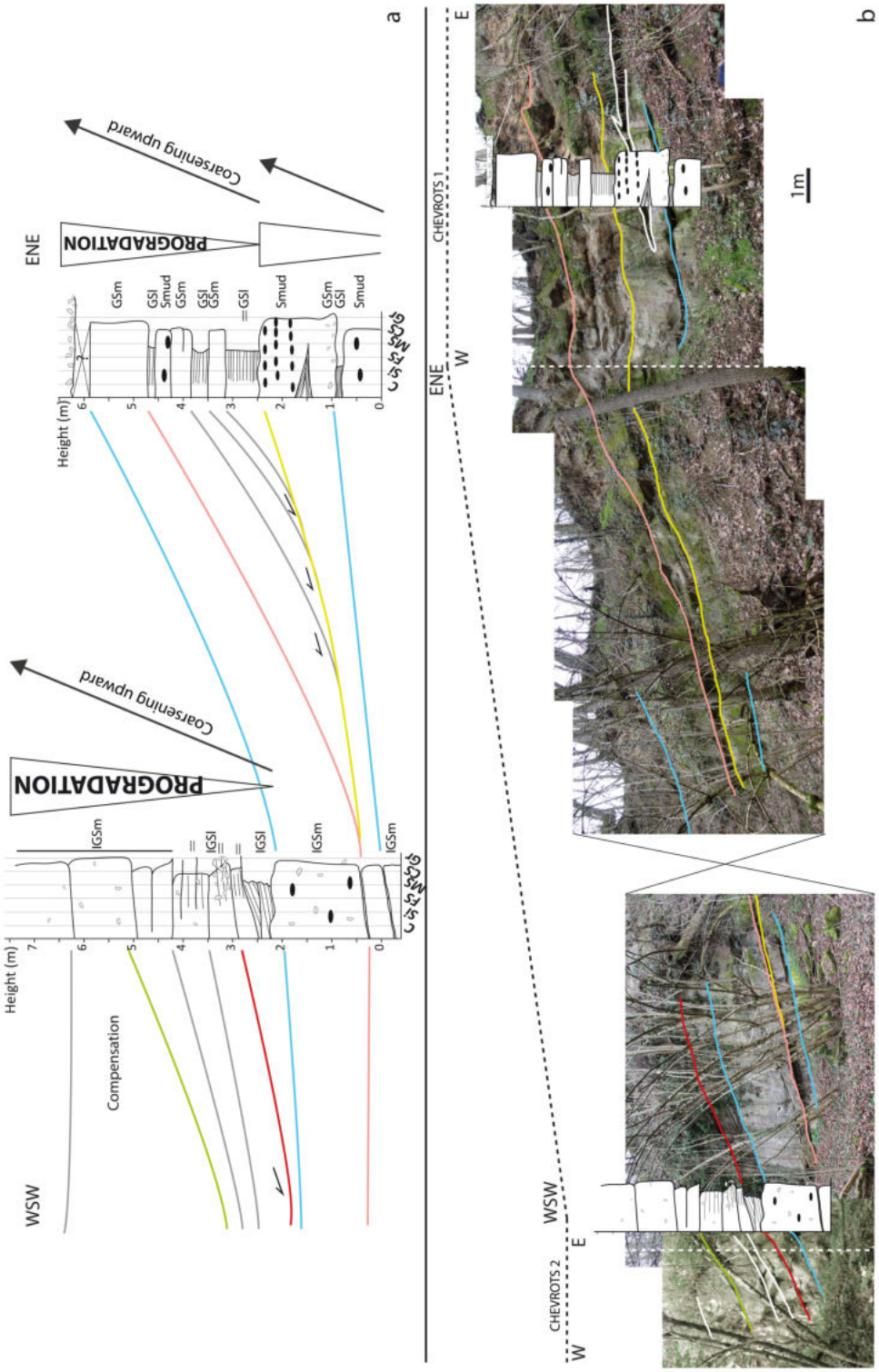


FIGURE 4.17 – **Les Chevrots section. a) Sedimentary logs of the EW sections, correlated together (the colours are the same as those used in Fig. 4.17b. The sedimentary features display coarsening-upward beds and the sedimentary architecture displays downlap and compensation structures. See Table 4.1 for the facies code. b) E-W, ENE- WSW and E-W views of the outcrop showing the deltaic geometries. The ENE-W-SW view is approximately parallel to the flow. C = Claystone ; Si = Siltstone ; Fs = Fine sand ; Ms= Medium sand ; Cs = Coarse sand ; Gr = Gravel.**

• **The Ferme de Rigny section**

The Ferme de Rigny and Les Chevrots sections are 450 m away from each other and are representative of the same stratigraphic interval. This outcrop is a quarry front and is where the geometries can be observed. The sedimentary architecture displayed on the outcrop shows coarsening-upward lithologies, from fine-grained sandstone to conglomerates at the top (Fig. 4.18). The strata are thickening-upward and usually display progradational features such as the thickening of some strata towards the west (Fig. 4.18). Two major architectural characteristics are observed, indicating a deltaic origin for these deposits : (i) some backset deposits, formed under a turbulent flow (hydraulic jump) in the delta foreset base (toeset) (Simons and Richardson, 1963; Middleton, 1965; Breda et al., 2007) and (ii) an erosional surface filled by the same sandy material attributed to a chute-fill structure, eroding the underlying deltaic set. To the top of this chute-fill, the stratification is more planar and do not show sedimentary structures. This interval can be attributed to delta topset deposits. For the foreset, the flow direction is difficult to measure precisely because of the lack of accessibility but as it is oblique to the outcrop, it is considered to be roughly WSW/SW.

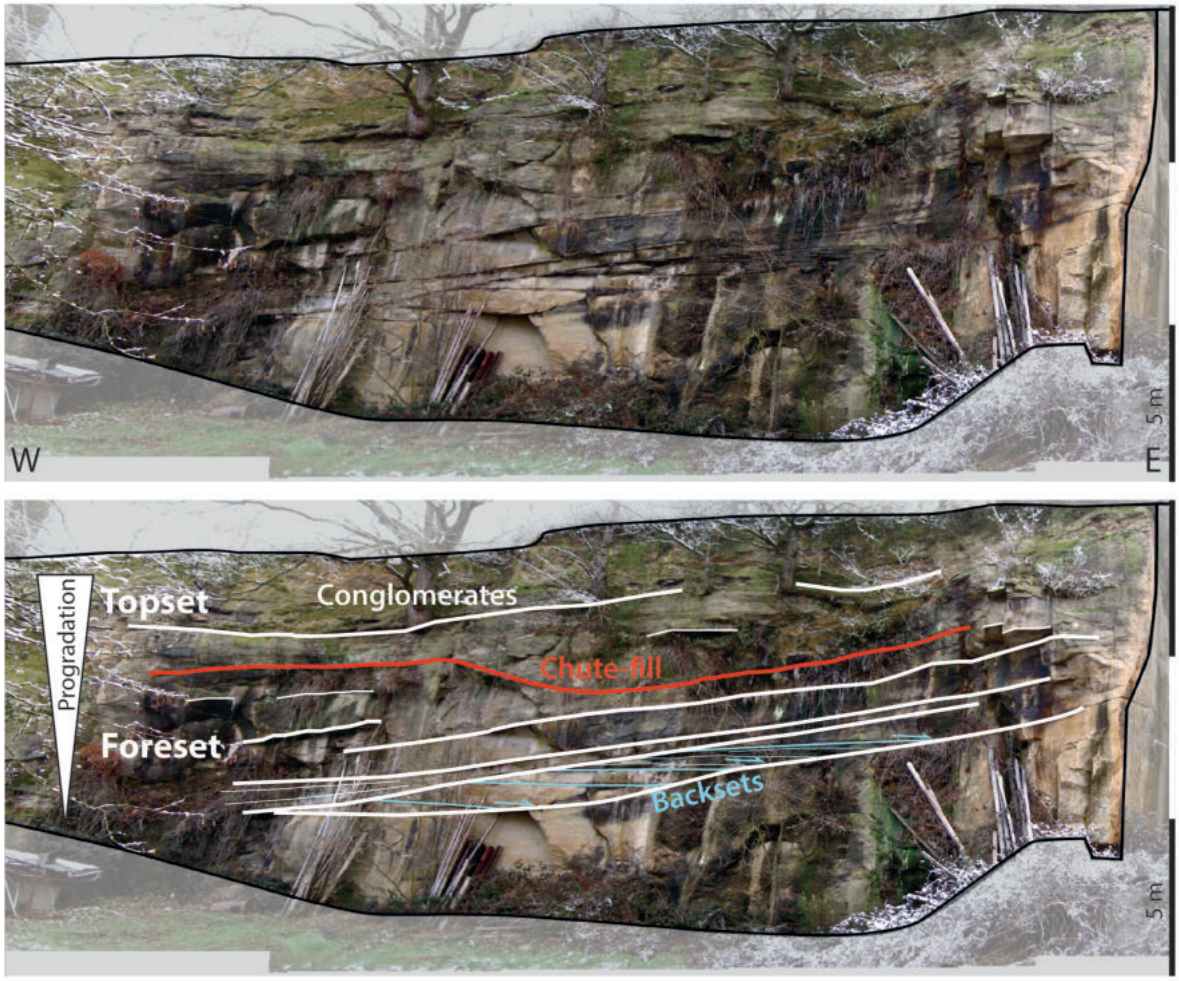


FIGURE 4.18 – **Panorama of the Ferme de Rigny section, oriented E-W and showing deltaic architectures with chute-fill and backsets features of a foreset, overlaid by a conglomeratic topset.**

- **The Arroux section**

The Arroux section is characterised at its base by a GSm facies containing microbially-encrusted fossil trunks (Fig. 4.19a, b, c). Then, erosive sandy levels (GSl and Sm/F facies) alternate with fine facies (F) containing plant fragments (Fig. 4.19a). At the top of the section, another GSm level with microbial deposits is found. This facies succession is interpreted as coastal lake environment, with a very thin water column deduced from the microbial facies, wave ripples and the occurrence of living position trunks (Fig. 4.19d, e). The GSm facies surrounding these microbial deposits is interpreted as a rapid sediment input (flood) allowing the preservation of trunks.

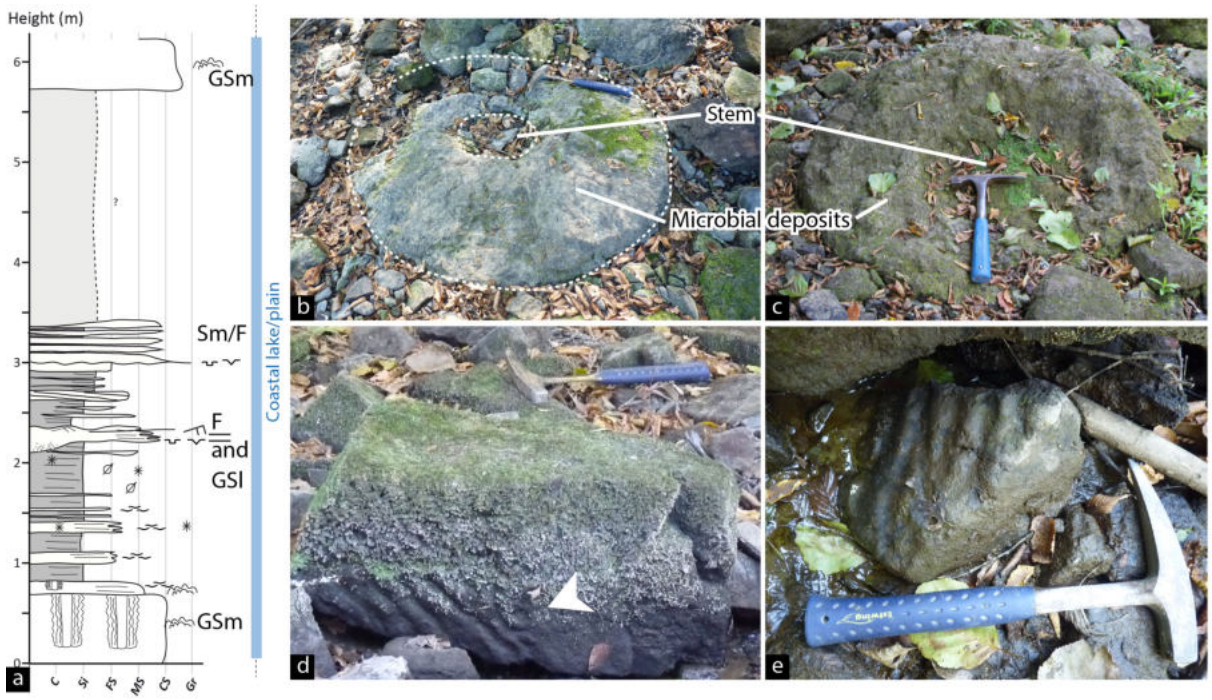


FIGURE 4.19 – **Photographs of the Arroux section. a) Sedimentary log of the Arroux section. See Table 4.1 for the facies codes. b,c) Microbially-encrusted trunks. d,e) Wave ripples, collected in the Arroux riverbed after having fallen from the adjacent cliff. Please see Figure 4.16 for the log legend.**

- **The Muse section and well (MU)**

The Muse section only displays the Muse OSB, whereas the MU well encompasses the Muse OSB and the uppermost part of the Grès de Lally Supérieurs Unit (Fig. 4.13b). The well displays, at its base, a coarse 3D megaripple facies (GSt facies, Table 4.1) indicating a delta topset (Fig. 4.20).

Then, the GSl facies are rich in floated organic matter indicating a medium lake environment, and are followed by a coastal lake environment marked by massive fine lithologies rich in plant fragments. To the top of the core, the black shales (F facies) indicate a deeper lacustrine environment, allowing for the probable development of water-column stratification with dysoxic/anoxic conditions at the base, as shown by the high TOC content (up to 28 wt.%). The coarse-grained lithologies in the Muse well are oxidised, probably due to recent weathering as material from this core is close to the surface.

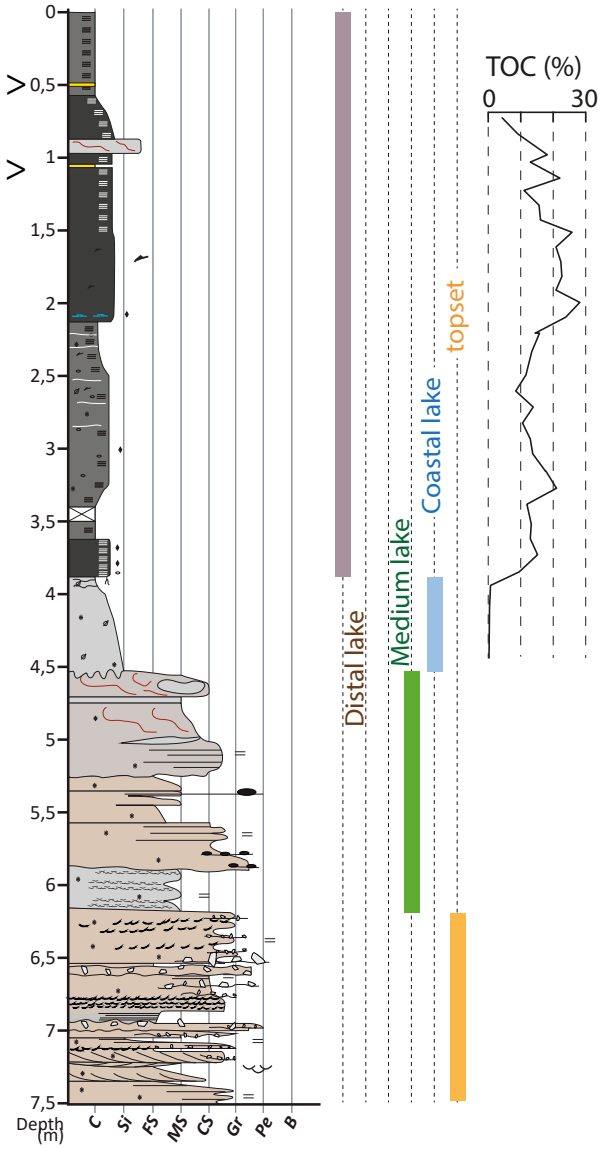


Figure 4.20 – **Sedimentary log of the MU well and evolution of the depositional environment. The TOC content has been measured for the Muse OSB only. Please see Figure 4.16 for the log legend. TOC : Total Organic Carbon.**

4.4.4.4 Organic matter data

The OM analyses have yielded information on the TOC content of each well and section studied. The TOC content fluctuates between 0.12 and 20.36 wt.% in the IG-1 core and between 0.18 and 20.98 wt.% in the CHE-1 core (Figs. 4.21 and 4.22, respectively). In the IG-1 core, the highest values appear at the base of the series, around 150 m, 90 m, 40 m and 20 m, associated with black fine-grained lithologies (Fig. 4.21). In the CHE-1 core, the highest values are displayed at around 320 m and 140 m, in the same lithologies as in the IG-1 core, and occasionally in the whole succession for thin intervals (Fig. 4.22)

4.4.5 Interpretation of the depositional environment evolution and sequence stratigraphy correlation

4.4.5.1 1D depositional environment evolution

As described above, facies associations are assigned to depositional environments (Table 4.2). For each core and section, the environment fluctuates through time, allowing a depositional environment curve to be proposed, with an interpretation of the stratigraphy sequence cycle. Such cycles are governed by the sediment supply (S) and the available accommodation space (A). When the ratio A/S is <1, the trend will be progradational in a context of a stratigraphic base-level fall, up to a maximum regressive surface (MRS), whereas when A/S >1, the stratigraphic base-level rises and the trend becomes retrogradational. In this study, stratigraphic cycles are determined based on variations in the depositional environment, and the maximum flooding surfaces (MFS, *i.e.* distal lacustrine deposits) are determined using the TOC data (*i.e.* the MFS is correlated to the highest TOC values and finest lithologies). Indeed, when the A/S ratio is higher than 1, sedimentation rates are low and the OM can be more easily concentrated in the sediments to form organic-rich deposits, which are even better preserved as both the sediment and the base of the water column remain dysoxic/anoxic, *i.e.* conditions favoured when the lake level is high. On the contrary, the MRS are defined (i) at the end of periods where the maximum sedimentary fluxes are observed, usually indicating a proximal environment (such as the Dto facies association) or (ii) when evidence of palaeosoils or emersion features is found, such as in the Arroux section deposits (Fig. 4.19).

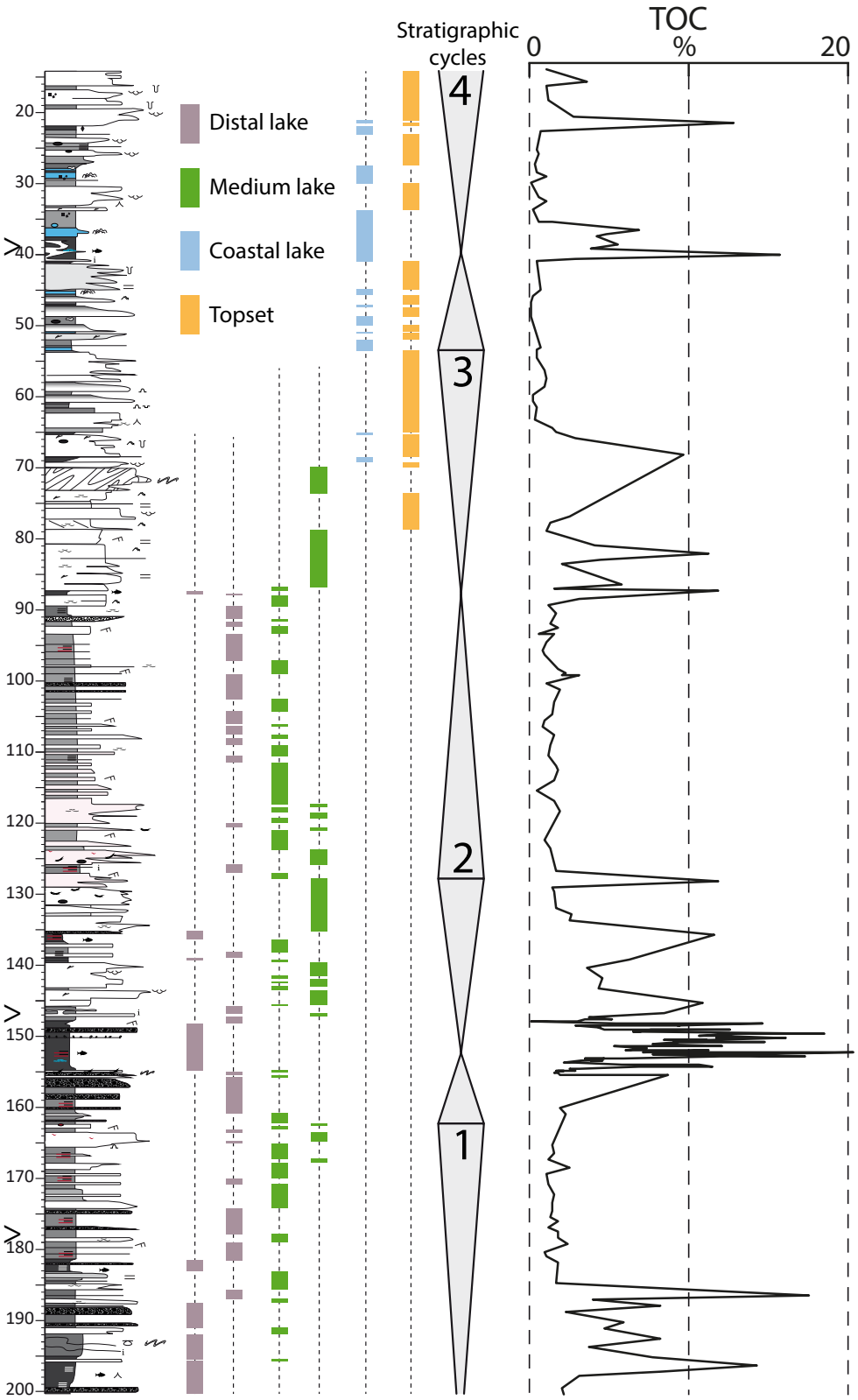


FIGURE 4.21 – **Sedimentary log of the IG-1 well, depositional environment evolution, stratigraphic cycles and OM content (TOC) variation through time. Please see Figure 4.16 for the log legend. TOC = Total Organic Carbon.**

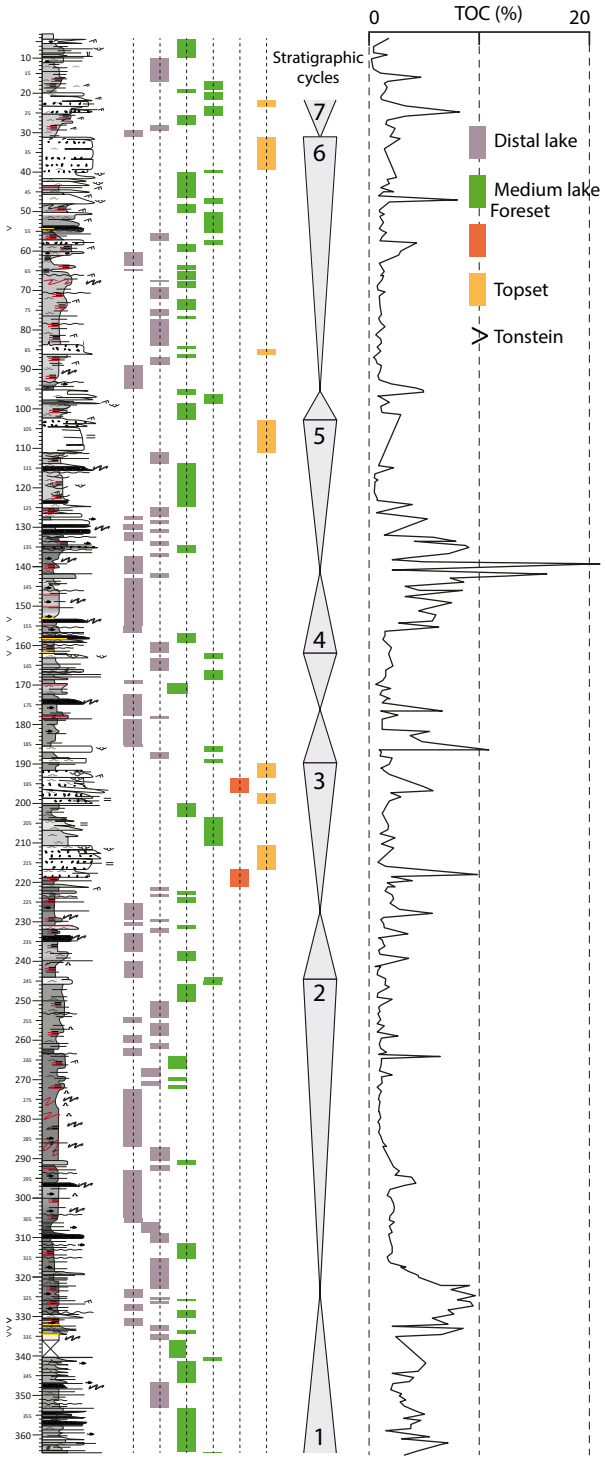


FIGURE 4.22 – **Sedimentary log of the CHE-1 well, depositional environment evolution, stratigraphic cycles and evolution of the TOC content. Please see Figure 4.16 for the log legend. TOC = Total Organic Carbon.**

Four stratigraphic cycles have been recognised in the IG-1 core (Fig. 4.21). The first one encompasses a large progradational trend from a distal dysoxic/anoxic lacustrine environment (DL1a, 200 m) to a medium lake environment (ML2, 162 m). This trend is then inverted from 162 to 152 m with a small retrogradational trend from a ML2 to a DL1a environment, with a TOC value up to 20 wt.% and corresponding to the Igornay OSB (Marteau, 1983). The second cycle is progradational from 152 to 128 m, from the distal dysoxic/anoxic lake environment DL1a to the medium lake environment ML2. The retrogradational trend, from 128 to 87 m, from a ML2 to a DL1a environments, is gradual and displays several occurrences of ML1 and DL2 deposits between the two endmembers. The MFS is recorded (with TOC up to 12 wt.%) within a distal lake environment (DL1a) reduced to one meter of thickness. From 87 to 40 m, the third cycle is progradational up to 53 m, corresponding to delta topset (T) and then retrogradational, up to a dysoxic/anoxic coastal lake environment (C, TOC up to 16 wt.%). From 40 m to the top of the core, the fourth cycle is only progradational, from the coastal lake environment to the proximal deposit of a delta topset environment. The three last cycles correspond to the Grès de Lally Inférieurs Unit.

For the CHE-1 core, 7 stratigraphic cycles have been identified (Fig. 4.22). The first one, from the base of the core to 324 m shows a retrogradational trend (A/S>1), with a transition from a medium lake (ML1 and ML2) to a distal dysoxic/anoxic lake (DL1a) environment (TOC up to 10 wt.%). The second cycle, from 324 to 228 m (MRS, at 245 m), also only displays high frequency changes between distal (DL1 and DL2) and medium lake (ML1 and ML2) environments. The third cycle, from 228 to 176 m comprises a distal lake DL1a environments (with TOC up to 7 wt.%) up to a delta topset (Dto environment), with a MRS at 190 m. The fourth cycle, from 176 to 140 m is progradational from distal lake (DL1) to medium lake (ML2) environments (up to 162 m) and then retrogradational to an dysoxic/anoxic distal lake (DL1a) environment (TOC up to 21 wt.%). The fifth cycle, is progradational up to 103 m, from a distal lake DL1 to a delta topset (Dto) environment and then retrogradational up to 96 m (DL1a environment, TOC up to 5 wt.%). The sixth cycle, is only progradational from 96 to 31 m, and is followed by the seventh cycle, progradational at least up to 21 m ; both cycles display distal lake (DL1) to delta topset (Dto) environments. Above 21 m it is difficult to assess if the cycles is retrogradational or progradational.

The VAR-1 core shows environmental trends similar to the CHE-1 core, but with more delta foreset preservation indicating a more proximal environment compared to the deposits of the CHE-1 and IG-1 wells. Similarly, six stratigraphic cycles have been identified (Fig. 4.23). The first one is progradational from the base of the core to 237 m with a transition from a distal lake (DL1) to deltaic foresets (Dfo) environment. The second cycle is from 237 to 205 m up to a distal lake environment (DL1 and DL2). The third one is from 205 to 149 m, beginning in the distal lake (DL1 environment), with a progradational trend up to the deltaic topset (Dto) environment and a retrogradational trend up to the distal lake (DL1) environment ; the fourth cycle is from 149 to 102 m, with a progradational trend up to a delta foreset (Dfo) environment and a retrogradational trend up to the distal lake (DL1) environment ; and the fifth spans from 102 to 44 m displaying the same features, but with the retrogradational trend finishing in a probable dysoxic/anoxic distal lake envi-

ronment (DL1a), however no Rock-Eval pyrolysis analysis has been performed on this core to prove this dysoxia/anoxia. Then, only the progradational trend of the sixth cycle (Fig. 4.23) is observed, from a likely dysoxic/anoxic distal lake (DL1a) to a medium lake (ML2) environment.

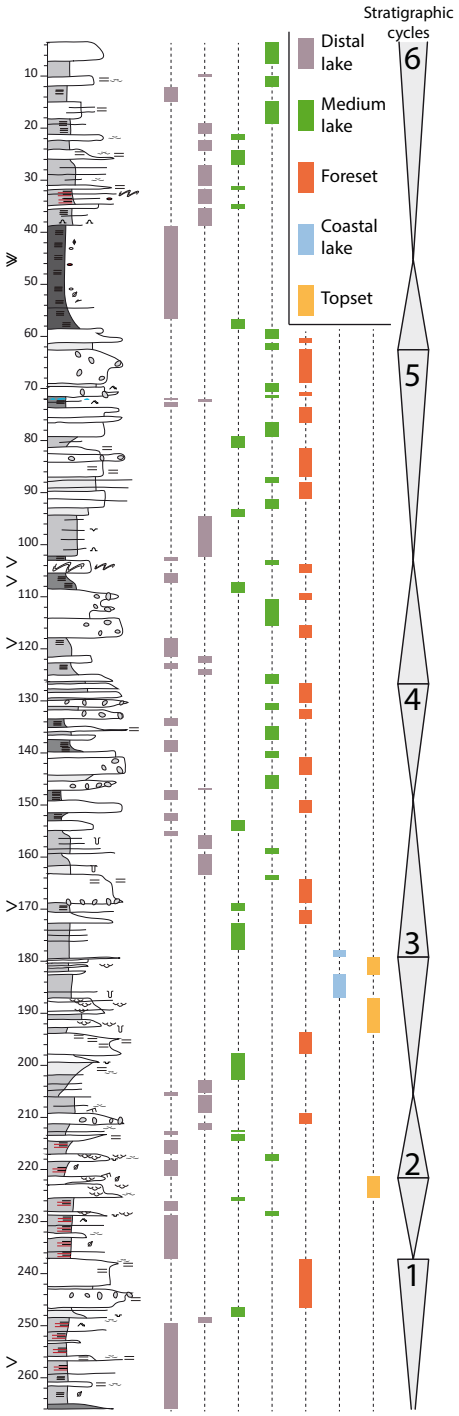


FIGURE 4.23 – **Sedimentary log of the VAR-1 well, depositional environment evolution and stratigraphic cycles. Please see Figure 4.16 for the log legend.**

4.4.5.2 Correlation between wells

Correlations of our study sites are shown in Figure 4.24. The IG-1 core encompasses the Igornay OSB (from ca. 155 to 145 m), with overlying deposits corresponding to the Grès de Lally Inférieurs Unit. No other clear organic-matter-rich deposit is identified towards the top of the core which means that the Lally OSB is not cored. On the contrary, the CHE-1 core contains a high TOC value interval (130-150 m) likely corresponding to the Lally OSB, separating the Grès de Lally Inférieurs Unit from the Grès de Lally Supérieurs Unit, respectively located above and below this organic-rich level. OM-rich intervals interpreted as MFS and stratigraphic cycles are used to propose correlation between these two distant boreholes. We can thus recognise and correlate the four cycles identified in the IG-1 core with those of the CHE-1 core. The Igornay OSB is therefore attributed to the OM-rich interval at 334-319 metres deep which defines the MFS between cycle 1 and 2 in the CHE-1 core. A second major flooding located at ca. 190 m and 41 m in the CHE-1 and IG-1 cores respectively are also correlated. In these two wells, lacustrine environments dominate for the deposits ascribed to the base of the Igornay Fm (*i.e.* from 70 m and 220 m down to the base for the IG-1 and CHE-1 cores respectively). The coarse-grained lithologies, attributed to medium lake to deltaic topset environments of the IG-1 core (between 55 and 90 m) and assigned to the Grès de Lally Inférieurs Unit can be correlated with those of the CHE-1 core (between around 190 and 220 m).
The CHE-1 and VAR-1 wells are located at 850 m from each other (Fig. 4.14), at a similar altitude (310 m and 315 m respectively) and according to Marteau (1983), the local dip of the series is 2.5° to the north, whereas the main regional dip is towards the south (Fig. 4.14b). The Lally OSB can be easily identified in these two wells and then correlated (Fig. 4.24). However, considering the short distance between the two wells and dip, the Lally OSB should be at around 90 m in the CHE-1 core, while this bed is recognized from 155 m. This highlights the probable presence of a fault, posterior to the deposits, between the two wells, making it difficult to perform correlations.
Despite the proximity of these two boreholes, the sedimentological descriptions show that the VAR-1 facies are coarser than the CHE-1 facies, which may be due to a lateral variation of facies with more sediment supply in the VAR-1 core. However, based on the recognition of progradational-retrogradation cycles, it is possible to make correlations between these two wells, once again using OM-rich sediments as maximum flooding surfaces (Fig. 4.24). Correlations between VAR-1 and CHE-1 are finally in agreement with the observations of Marteau (1983) who proposed that in the CHE-1 core, the OM-rich bed recognised between 227 and 217 m can be correlated with the apparent OM-rich interval between 154 and 147 m in the VAR-1 core (Fig. 4.24).

4.4.5.3 Correlations between subsurface core data and outcrops

The outcropping sections can be easily correlated to the three deep wells IG-1, CHE-1 and VAR-1 studied, firstly because the Les Chevrots and Ferme de Rigny sections are located between the Igornay and Lally OSBs based on cartographic positions (Fig. 4.14a, b) and secondly because they are represented by coarse-grained lithologies that can be correlated to the Grès de Lally Inférieurs Unit observed in the IG-1, CHE-1 and VAR-1 wells (Fig. 4.24). The Arroux section presents some

alternation of coarse- and fine-grained lithologies, as well as microbial deposits that can be correlated with the interval with microbial deposits in the IG-1 well (37-28 m). Lastly, the MU well is located higher up in the stratigraphic column (Muse OSB belonging to the Muse Fm, Fig. 4.13) and therefore cannot be correlated with any of the other wells or sections.

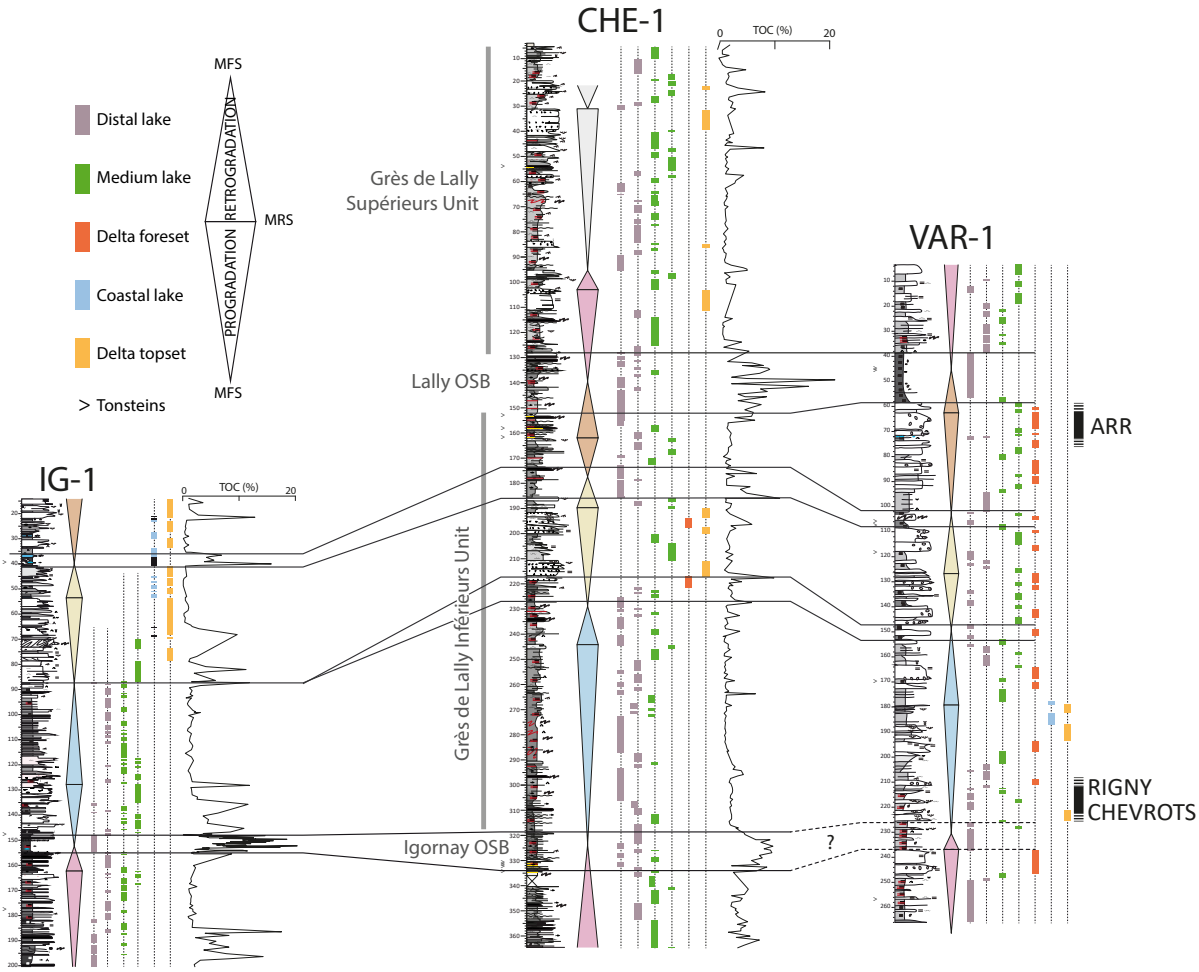


FIGURE 4.24 – **Correlations between the IG-1, CHE-1 and VAR-1 wells, and with the Arroux, Chevrots and Rigny sections. See the location of the wells and sections on Figure 4.14. Please see Figure 4.16 for the log legend. OSB : Oil-shale bed ; MFS : Maximum Flooding Surface ; MRS : Maximum Regressive Surface.**

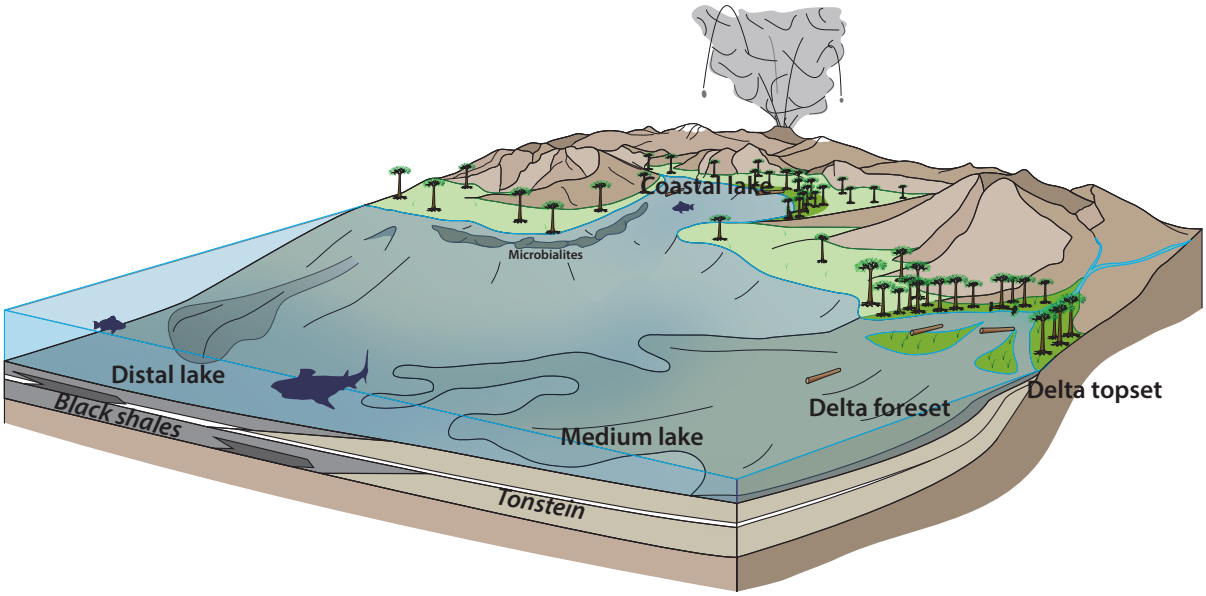
4.4.6 Discussion

4.4.6.1 Palaeoenvironment re-evaluation

Environments are refined through precise sedimentological descriptions of cores and sections, through the lower Autunian sedimentary series of the Autun Basin. Figure 4.25 illustrates and summarises the depositional environments that can be deduced in the Autun Basin during the late Carboniferous (Ghzelian) and lower Permian (Asselian). Three main sequences associated with characteristic environment deposits are observed along the series :

(i) The lowermost sequence (*i.e.* IG-1 core) displays a large evolution from a dominantly lacustrine environment to deltaic deposits. In the lower part of the core, the deep lacustrine conditions are assessed through the presence of black shales (Igornay OSB) that occurred in fine lithologies alternating with thin turbidites. The laminated fine deposits present alternating dark, light and sometimes red laminae (siderite), but the seasonality of these laminae deposits cannot be proven. Consequently, "varve" is used here as a pure descriptive term, but without any seasonality significance. The black shales attest to either a decreased sediment supply in the basin, and/or a deepening of the lake, marked by a stratification of the water column (chemical and/or thermic) which led to dysoxia/anoxia in the bottom waters. To the top of the IG-1 core, some other black-shale deposits are associated with microbial deposits (Fig. 4.25), indicating a low water column in a coastal lake environment. Two conditions are necessary to preserve such black shales in a proximal part of the lake : (1) sediment starvation either due to the formation of a topographic or phytogenic barrier or to the sedimentation taking place laterally from the main deltaic system (Fig. 4.25) ; and (2) stagnant water preventing the oxidation of the sediments. In the Grès de Lally Inférieurs Unit of the IG-1 core, there are more proximal facies associated with soft sedimentary deformations (mostly load structures and injectites). The latter are only rarely found in subaerial environments. Thus, this means that this unit was not deposited in a fluvial environment, as suggested by previous authors (Marteau, 1983; Delfour et al., 1991, 1995), but rather in a topset delta environment (Fig. 4.25).

Figure 4.25 – **Conceptual model of the Autun Basin showing the depositional environments determined from the subsurface and outcrop data. This model does not represent a snapshot of the basin but rather a combination of all the depositional environments found through time.**



When correlating the IG-1 and CHE-1 wells (Fig. 4.24), these proximal facies (*i.e.* deltaic topset) in the IG-1 core correspond to a topset to deltaic foreset environment in the CHE-1 core. Moreover, the interval between the Igornay OSB and these proximal deposits is mostly constituted by proximal turbidite levels in the IG-1 core, whereas in the CHE-1 core, this interval is composed of finer lithologies with distal turbidites. The uppermost part of the IG-1 core, composed of coastal lake and topset deposits is also correlated with more distal deposits in the CHE-1 core. All these characteristics indicate that the IG-1 well is located in a more proximal area than the CHE-1 well, closer to the edge of the basin. This may explain, amongst other features, the absence of microbial deposits in the CHE-1 core. Based on the correlations between the two wells, the lacustrine deposits in the CHE-1 core are more developed than in the IG-1 core. This can be explained by the more distal location of the CHE-1 well, where the distal turbidites are less erosive than the proximal ones in the IG-1 well, due to either a possible by-pass of the sediments in the latter or variations in accommodation. Moreover, the Igornay OSB in the CHE-1 core is thicker than in the IG-1 core (15 m *vs.* 7 m respectively, Fig. 4.24), probably because the more distal conditions in the CHE-1 core result in better preservation of the OM. The same depositional environments as those in the IG-1 and CHE-1 cores are present in the VAR-1 core, yet the VAR-1 deposits seem to be more proximal than the CHE-1 deposits (Fig. 4.24). Considering the short distance between these two wells, rapid facies transitions may be involved either in relation to the position from the detrital input of the delta or due to a synsedimentary fault.

(ii) The Grès de Lally Inférieurs Unit presents deltaic architectures as observed on the cores from the Autun Basin (IG-1, CHE-1 and VAR-1 wells) and the Les Chevrots and Ferme de Rigny outcrops. Similar environments are also described in the recent studies of Ducassou et al. (2019) and Mercuzot et al. (a) based on the core descriptions and seismic profiles from the Decize-La Machine Basin and in the study carried out by Mathis and Brulhet (1990) for the Aumance Basin. Before

these studies, meandering fluvial features were argued instead of deltaic ones in the Autun Basin (*e.g.* Marteau, 1983; Delfour et al., 1991, 1995), and in the Decize-La Machine Basin (Donsimoni, 1990, 2006). In the present studied sections, the deltaic architecture is supported by a description of the facies association : longitudinal progradation instead of lateral accretion, lack of floodplain deposits and emerged palaeosoils. In the previous studies, the authors considered that the sand and conglomerate bars should be attributed to river deposits while fine-grained sediments were attributed to lacustrine environments. Indeed, this model considered that no sediment supply is detected in the lake. However, it seems unlikely that lakes and rivers coexist without transitional (*i.e.* deltaic) facies, given the substantial sedimentary fluxes towards the distal part of the basin.
The Arroux section (ARR), close to the top of the Grès de Lally Inférieurs Unit, displays the more proximal facies observed in the whole lower Autunian. The presence of trunks preserved in living position, encrusted by microbialites (Fig. 4.19), and the presence of wave ripples (reworked fragments, Fig. 4.19) indicate a very low water column, in a lacustrine coastal plain environment, probably always subaquatic, allowing microbialites to develop around the stems. Microbial deposits (formed by benthic micro-organisms, Burne and Moore, 1987) require an effective photosynthesis (Visscher et al., 1998), under a low water column (euphotic zone), with low sediment supply (no turbidity), and with the availability of CO_3^{2-}, Ca^{2+} and Mg^{2+} ions to enable carbonate precipitation (organomineralisation, Dupraz et al., 2009). There is no evidence of trunks and wave ripples in the subsurface data (IG-1, CHE-1 and VAR-1 wells), possibly because of the low probability for a well to cut across a trunk body, yet even in these wells, the top of the Grès de Lally Inférieurs Unit displays the most proximal facies. Another period of low lake level is observed between the Lally and Muse OSB, in the Grès de Lally Supérieurs Unit (Fig. 4.13), where some silicified Stigmaria flexuosa trunks and roots have been found in living position, indicating the presence of palaeosoils (Marguerier and Pacaud, 1980; Renault, 1888).

(iii) Finally, in the uppermost sediments observed in the stratigraphy (*i.e.* the Muse section and core), displaying the Muse OSB, the same environmental conditions as for the deposition of the Igornay and Lally OSB are required (*i.e.* protected lacustrine environment). Overlaying series are poorly known because of the lack of outcrops or core data (several tens of metres to hundreds of metres missing), but probably consist mostly of sandy deposits (Grès et Schistes de Muse Unit, Fig. 4.13) alternating with some confined lake levels (Marteau, 1983).

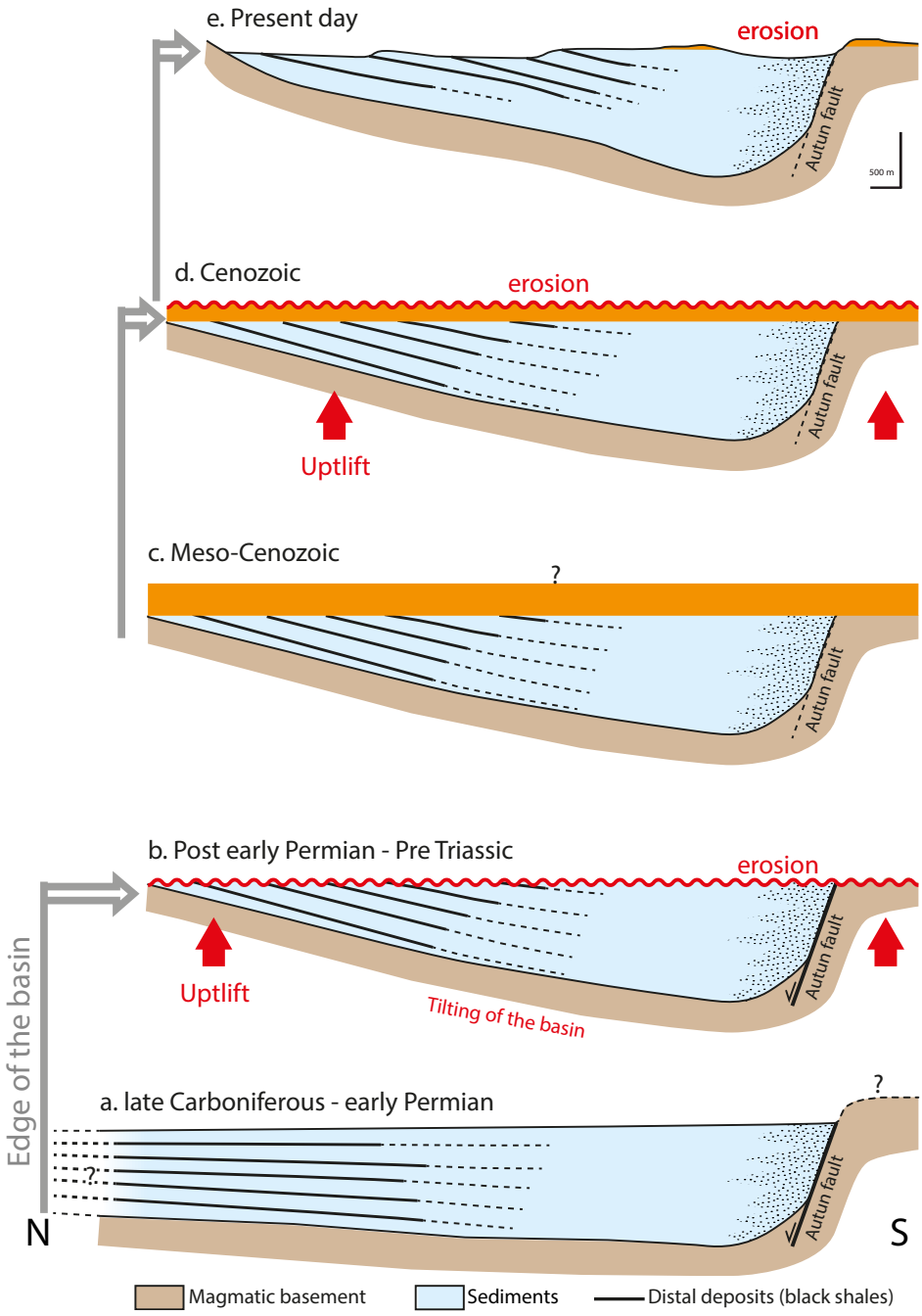
To sum up, in the Autun Basin, distal lacustrine environments are recognised in the late Gzhelian with identification of developed varves and black shale beds corresponding to periods of dysoxia/anoxia at the bottom of the water column and in the sediment. These distal lacustrine conditions evolve towards a more coastal environment, where OM can still be preserved if the depositional environment is confined, or where deltaic systems are displayed. This evolution may be related to variations in the lake level overtime, likely triggered by climatic and/or tectonic modifications (*e.g.* Garel et al., 2017), yet the causes for this are still unknown. Lastly, the more proximal

environments recorded in the series corresponding to the development of microbialites and trees are ascribed as being close to the Gzhelian/Asselian boundary (Carboniferous/Permian boundary), just below the OSB Lally.

4.4.6.2 A connected or isolated lake system ?

The Autun Basin is one of the four Carboniferous–Permian basins located in the north-eastern Massif Central, together with the Blanzy-Le Creusot, Aumance, and Decize-La Machine basins (Fig. 4.13a). The present-day borders of these basins are erosive, and the observed deposits were partially preserved from the post-lower Permian uplift and erosion because they were protected by the overlaying Mesozoic (Fig. 4.26). Moreover, as in the Decize-La Machine Basin (Mercuzot et al., submitted), the more distal facies (*i.e.* open lacustrine facies) are cropping out near the present-day borders of the basin, meaning that the shoreline of the lake at the time of this sedimentation episode is not preserved.

FIGURE 4.26 – **Simplified tectono-sedimentary history of the Autun Basin through time, showing that the northern present-day borders of the basin are not representative of those at the time of deposit (narrowing of the preserved basin). At the beginning, the deposit of Carboniferous and Permian sediments is driven by the Autun fault and distal facies extended farther north. Then, after the tilting of the basin and the subsequent post-early Permian and basal Triassic deposition, the uplift of the basin borders has led to an erosion and a non-deposition of the series. The Meso-Cenozoic sediments take place from the Triassic, no longer controlled by the fault, and are then partly eroded by a tertiary uplift. In the present day, erosion is still occurring and the Meso-Cenozoic series is almost totally eroded in the Autun Basin.**



As suggested by Mercuzot et al. (a), the Decize-La Machine and Aumance basins could be part of a much larger basin connecting the latter with the northern subsurface Brécy Basin, which itself is connected during the Permian to the westward Contres and Arpheuilles basins. This results in a Permian basin spanning several 100 km in length, with a roughly west-east extension, partly hidden beneath the Meso-Cenozoic sedimentary cover of the Paris Basin (Beccaletto et al., 2015). Interestingly, the Autun Basin presents some fresh-water shark coprolites and teeth. Fresh-water shark remains, such as teeth and coprolites, are also found in the Aumance Basin and have been studied by (Fischer et al., 2013) to trace their ecology (*i.e.* their living environment : fresh *vs.* brackish

water). The results, through oxygen and strontium isotopic analyses on teeth, have shown that the sharks evolved in a freshwater environment, without any euryhaline diadromous life histories (Fischer et al., 2013). Moreover, the studies performed by Schneider and Zajíc (1994) and Schneider et al. (2000) provided evidence that, during the uppermost Carboniferous (*i.e.* Gzhelian), these sharks had a uniform species association within the European basins (*e.g.* Puertollano Basin, Saar-Nahe Basin, Saale Basin and Central Bohemian Basin, Schneider et al., 2000), implying connexions between them. Thus, it is highly probable than the basins were connected at some point during their filling. Furthermore, recent studies in the Decize-La Machine Basin (Ducassou et al., 2019; Mercuzot et al., a) have shown that (i) large deltaic systems sink into a lacustrine environment, (ii) facies are more proximal than in the Autun Basin (*i.e.* coal deposits, coarse deltaic lithologies and absence of varves and black shales deposits), (iii) more distal deposits are found near the present-day eastward border of this basin, suggesting the occurrence of a distal environment to the east, that could be similar to those recorded in the Autun Basin. Palaeoenvironmental reconstitutions can now be proposed using new age models provided by Ducassou et al. (2019) in the Decize-La Machine Basin (centred around the Carboniferous-Permian boundary) and in the Autun Basin (Pellenard et al., 2017) which shows consistent ages. Considering that a larger Carboniferous-Permian basin included the Brécy, Aumance, Decize-La Machine, Autun (and possibly the Blanzy-Le Creusot ?) basins, then the core and outcrop sections studied in the Autun Basin would represent the distal part of a wider basin, and the Decize-La Machine Basin would belong to the more proximal area of this basin.
Finally, the term of "basin" should be used with caution for the Carboniferous-Permian basins in France as each present-day individual basin could actually represent part of a larger single one (*i.e.* several depocentres preserved from the latter differential erosion). Similar underestimations of the initial size of the lacustrine depocentres have also been demonstrated (and quantified) in the Lodève Basin, south of the Massif Central (Pochat and Van Den Driessche, 2011).

4.4.7 Conclusion

Based on facies associations, organic matter content and sequence stratigraphy, this study provides evidence that, during the Gzhelian-Asselian transition, the Autun Basin was subjected to episodes of fluctuating lake levels. Periods of high lake levels favour the development of dysoxic/anoxic conditions and the preservation of OM-rich sediments. Inversely, this study proves that during episodes of low lake levels, i) organic matter-rich sediments are also developed with local dysoxia/anoxia conditions when the depositional environment was protected from detrital supply, and ii) the development of microbial deposits was possible when there was sufficient photosynthesis and the sedimentation rate was low. Moreover, the presence of trees, sometimes associated with microbialites, and the development of palaeosoils indicates that parts of the basin were occasionally emerged. Facies analysis revealed that the series previously ascribed to fluvial environments instead correspond to deltaic environments providing the main sediment supply in the lacustrine basin. Our detailed investigations and updated interpretations, together with recent high-resolution U-Pb ages, confirm that the Autun Basin remains a reference for further regional correlations. Finally, the current borders of the Autun Basin are only erosive and do not correspond to the true size of the basin at the time of its filling. This implies that the Carboniferous–Permian basins of the north-eastern Massif Central were likely larger basins than suggested by their present-day limits, and that they might have been connected to form a larger one, as also suggested by palaeobiogeographical data. This result highlights an under-estimation of lacustrine areas in palaeogeographic models at the Permo-Carboniferous transition, and as a consequence of the sensitivity of the equatorial continental area to climate forcing, especially during a specific period of icehouse-greenhouse climate transition. In fact, lacustrine strata in equatorial regions can record palaeoclimates, such as the upper Pennsylvanian through the lower Permian in mid-continental North America which records unequivocal glacial-interglacial swings (*e.g.*, Heckel, 1990; Giles et al., 2013). The importance of lacustrine sedimentation in the inter-tropical domain can be used to help address the relative roles of weathering and other types of forcing in driving deglaciation and, over the longer term, the aridification of equatorial Pangaea at the end of the Palaeozoic (*e.g.* Soreghan et al., accepted).

4.4.8 Synthèse

Le bassin d'Autun, considéré comme un bassin en hémigraben, affleure au sud du massif du Morvan, au nord-est du Massif central (Fig. 4.13). Ce bassin a été étudié jusque dans les années 80 principalement pour son riche contenu fossilifère et à des fins industrielles avec l'exploitation de charbon et de couches de "schistes bitumineux". À la suite de rares études sédimentologiques antérieures, cet article propose de redéfinir le modèle sédimentologique du bassin au cours de l'Autunien inférieur, grâce à des données de forages plus ou moins profonds (3 forages profonds obtenus dans les années 60 et 80, deux forages courts réalisés plus récemment, dont un dans le cadre de ce travail) et de coupes et affleurements disponibles (Figs. 4.14 et 4.16). L'étude des forages s'est faite en trois temps, et a débuté par la caractérisation des faciès puis de leurs associations, interprétées en terme d'environnements de dépôt et enfin de l'évolution de ces derniers au cours du temps (Fig. 4.16). La mise en évidence de systèmes deltaïques pénétrant dans un lac (l'ensemble des dépôts étant donc considéré comme sous-aquatiques), jusque-là seulement évoqués par Delafond (1889), est un des résultats majeurs de cet article, les séries associées étant auparavant considérées comme fluviatiles et lacustres.
Compte tenu de la position des séries lacustres distales actuellement situées le long des bordures du bassin, il est montré que les limites actuelles du bassin ne représentent pas celles au moment de son remplissage sédimentaire (Fig. 4.26). Partant de ces observations, et du fait que des faciès distaux sont observés dans ce bassin contrairement aux faciès plus proximaux détectés dans le bassin de Decize-La Machine localisé à l'ouest du bassin d'Autun, et semblant s'ouvrir vers l'est, il est envisagé que ces deux bassins aient été en connexion, le bassin d'Autun représentant alors la partie distale du lac de Decize-La Machine. Cela implique de revoir le modèle communément admis de petits bassins individuels isolés les uns des autres, et d'imaginer à la place de plus grands systèmes sédimentaires au nord-est du Massif central, connectés les uns aux autres, ayant des implications géodynamiques de plus grande échelle.

De telles hypothèses devront à l'avenir être soutenues par des âges radiométriques pour les deux bassins, afin de pouvoir les corréler plus précisément et vérifier que les dépôts des différents bassins du nord-est du Massif central sont synchrones, et donc analogues.

4.5 Source potentielle du volcanisme explosif dans les bassins carbonifères-permiens du nord-est du Massif central : les ignimbrites de Blismes et Montreuillon

Des datations radiochronologiques ont été effectuées dans les bassins de Decize-La Machine et d'Autun (chapitres 3 et 4), mais l'origine du volcanisme à l'origine des dépôts analysés n'a jamais été déterminée. Cette section propose une recherche de cette source.

Aucun reste d'édifices volcaniques ne permettant de déterminer la source des niveaux volcaniques interstratifiés dans les séries sédimentaires et omniprésents dans les bassins étudiés, ni sur le pourtour du Massif central (*e.g.* bassin de Lodève, Bruguier et al., 2003), ni en Allemagne pour le bassin du Saar-Nahe (*e.g.* Koniger and Lorenz, 2002) n'est préservé. Il est donc difficile de déterminer la (ou les) source(s) du volcanisme ouest-européen, bien que des hypothèses soient émises, comme par exemple dans le cas du bassin du Saar Nahe, où une source dans les Vosges (Forêt Noire) est envisagée, du fait de la proximité du massif avec le bassin et de la présence de roches volcaniques, ainsi que du sens des vents considéré (Koniger and Lorenz, 2002).
Dans le cas des bassins du nord-est du Massif central, des coulées volcaniques sont retrouvées à l'ouest du bassin d'Autun, dans la région magmatique de Montreuillon.

La région de Montreuillon, formant une caldeira volcanique, a été investiguée durant les années 1980 par Carpena et al. (1984) afin de déterminer l'âge des séries volcaniques et plutoniques présentes via la méthode de trace de fission sur zircons. La figure 4.27 présente la carte géologique de la zone d'étude. Cette région se situe dans la partie nord-ouest du Morvan, à 40 km du bassin d'Autun.

Cette région volcanique étant localisée à proximité des bassins étudiés au cours de cette thèse, et présentant des âges concordants avec les séries datées dans les bassins de Decize-La Machine et d'Autun (Carpena et al., 1984), une réévaluation des anciens âges était nécessaire à la lumière de nouvelles méthodes plus modernes, afin de tester si l'activité volcanique explosive ayant généré les dépôts d'ignimbrites de Montreuillon est synchrone des niveaux de tonsteins rencontrés dans les différents bassins sédimentaires alentour, et si ces dépôts peuvent être considérés comme les sources potentielles des événements volcaniques intercalés dans la sédimentation.

Ainsi, des échantillons ont été prélevés dans les différents complexes volcaniques et dans les microgranites à proximité afin d'être analysés géochimiquement puis être datés par LA-ICP-MS.

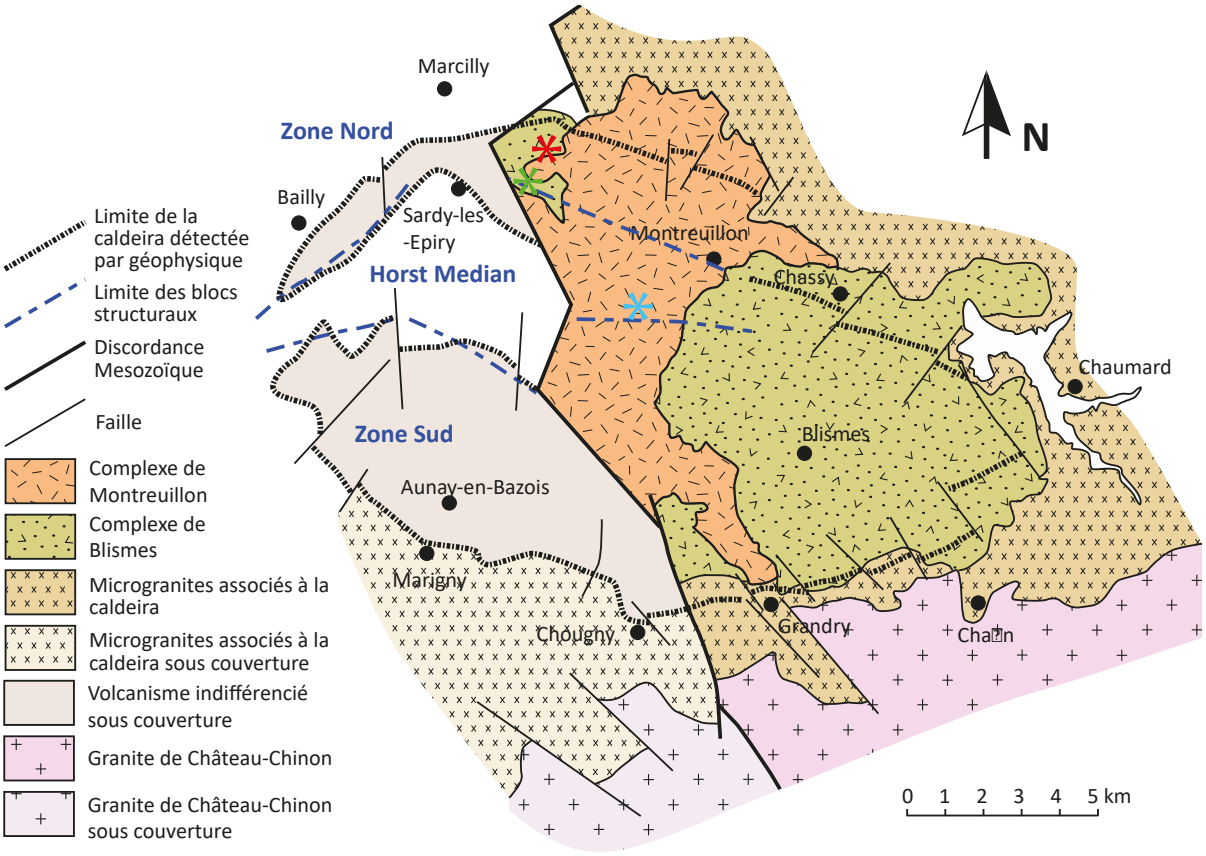


FIGURE 4.27 – **Carte géologique de la région de Montreuillon, modifiée par C. Ducassou, d'après Carpena et al. (1984).**

Trois zones ont été étudiées par Carpena et al. (1984), qui ont effectué des coupes représentées sur la figure 4.28.

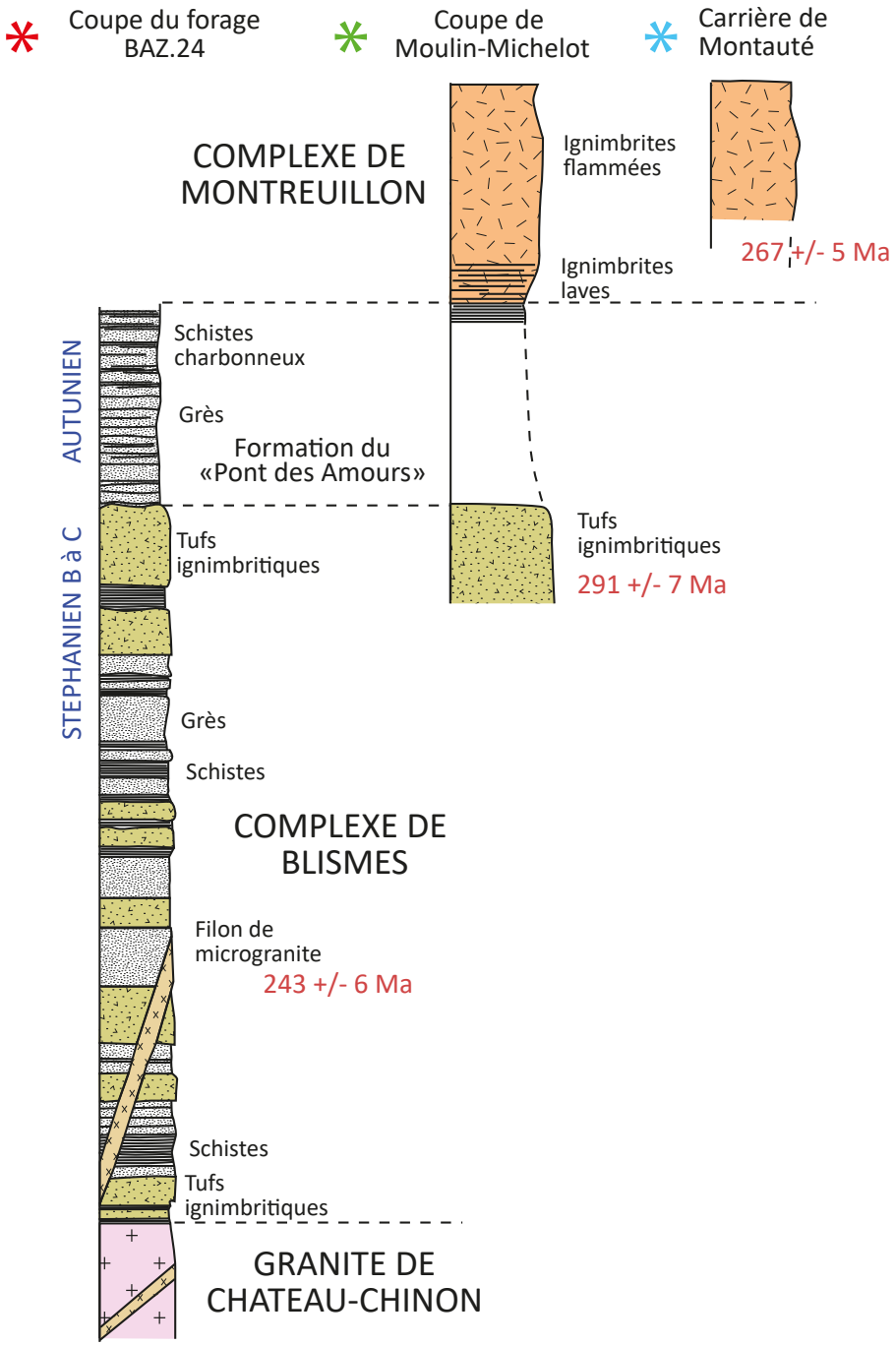


FIGURE 4.28 – **Coupes stratigraphiques de 3 zones de la région de Montreuillon et leurs corrélations. La localisation des coupes est reportée sur la figure 4.27. Les âges sont obtenus par traces de fission dans les zircons par Carpena et al. (1984). Modifiée par C. Ducassou d'après Carpena et al. (1984).**

4.5.1 Résultats

Les résultats géochimiques sont présentés dans le tableau 4.3.

TABLE 4.3 – **Résultats ICP-MS obtenus sur les roches volcaniques de Montreuillon. Les éléments traces sont exprimés en ppm et les éléments majeurs en %.**

	18MONT01	18MONT02	18MONT03	18MONT04	18MONT05	18MONT06	18MONT07	18MONT08	18MONT10	18MONT12	18MONT16
As	3,44	6,73	1,09	10,6	9,58	17,3	11,6	9,89	1,75	16,0892	7,7623
Ba	1250	152	47,3	43,5	506	902	552	377	198,9204	856,1313	308,0262
Co	22,7	1,79	0,86	0,36	1,52	5,10	6,86	1,40	0,4972	9,035	2,1215
Cr	151	14,4	7,9	8,5	11,4	40,3	21,2	15,4	8,6728	42,5449	13,1986
Cu	22,8	-	2,1	-	2,4	8,0	5,9	2,5	4,7312	9,9399	2,4364
Hf	6,46	5,45	4,57	2,62	3,37	4,89	5,53	2,95	6,7292	5,7834	4,0398
Nb	25,0	14,7	14,3	19,3	10,5	12,8	13,3	7,18	16,6084	14,0846	12,2081
Ni	78,8	4,9	2,3	2,0	3,3	13,9	8,4	6,2	-	17,1512	4,9891
Rb	192	291	254	374	358	221	279	272	333,3304	236,7867	308,637
Ta	1,59	1,66	1,68	3,89	1,82	1,77	1,72	1,61	1,773	1,7261	2,1658
Th	21,3	46,5	49,6	13,5	16,3	29,6	32,8	12,0	54,5474	27,5851	20,7586
U	3,89	6,69	11,2	3,53	9,97	8,85	7,85	6,38	10,6561	6,7825	6,9067
V	120	12,5	3,7	12,8	9,5	40,5	29,4	15,8	4,8539	43,0739	10,9504
W	2,17	2,32	2,00	2,04	3,84	1,51	5,02	1,75	2,111	3,5731	2,6712
Zr	265	152	115	44,3	98,5	161	178	86,8	194,6043	200,394	116,4089
La	69,4	54,7	49,6	8,52	25,3	47,9	37,4	18,4	82,8756	27,1774	29,1968
Eu	2,05	0,416	0,282	0,114	0,848	1,17	0,912	0,579	0,5831	0,7941	0,6932
Yb	2,12	1,92	1,87	2,39	0,994	2,14	2,19	1,05	1,9835	2,098	1,4902
SiO_2	51,29	74,18	76,27	72,90	72,37	68,77	70,25	71,58	76,2	67,7	74,49
Al_2O_3	15,72	12,87	12,17	12,77	14,75	14,54	13,57	14,48	13,428	15,543	13,228
Fe_2O_3	7,13	1,89	1,41	1,36	0,93	3,07	2,54	1,33	0,459	3,543	1,226
CaO	2,47	0,32	0,69	2,25	0,48	1,03	1,75	1,33	0,528	0,383	0,468
K_2O	4,71	5,36	5,04	4,27	6,39	4,95	5,15	4,50	6,068	5,086	4,605
TiO_2	1,31	0,22	0,12	0,050	0,21	0,50	0,40	0,22	0,174	0,566	0,204
Al_2O_3/SiO_2	0,31	0,17	0,16	0,18	0,20	0,21	0,19	0,20	0,18	0,23	0,18
Al_2O_3/TiO_2	12	58	98	255	71	29	34	67	77	27	65

Représentés dans des graphiques géochimiques (Fig. 4.29), ces échantillons montrent une nature acide entre les pôles rhyolitiques, rhyodacitiques et trachy-andésitiques caractéristiques d'un grand pôle calco-alcalin. Le contexte tectono-magmatique associé se situe dans le pôle de granite syn-collision. L'ensemble des niveaux analysés, à part 18MONT01, présente une anomalie en europium, caractéristique de magmas acides (Rollinson, 1993).

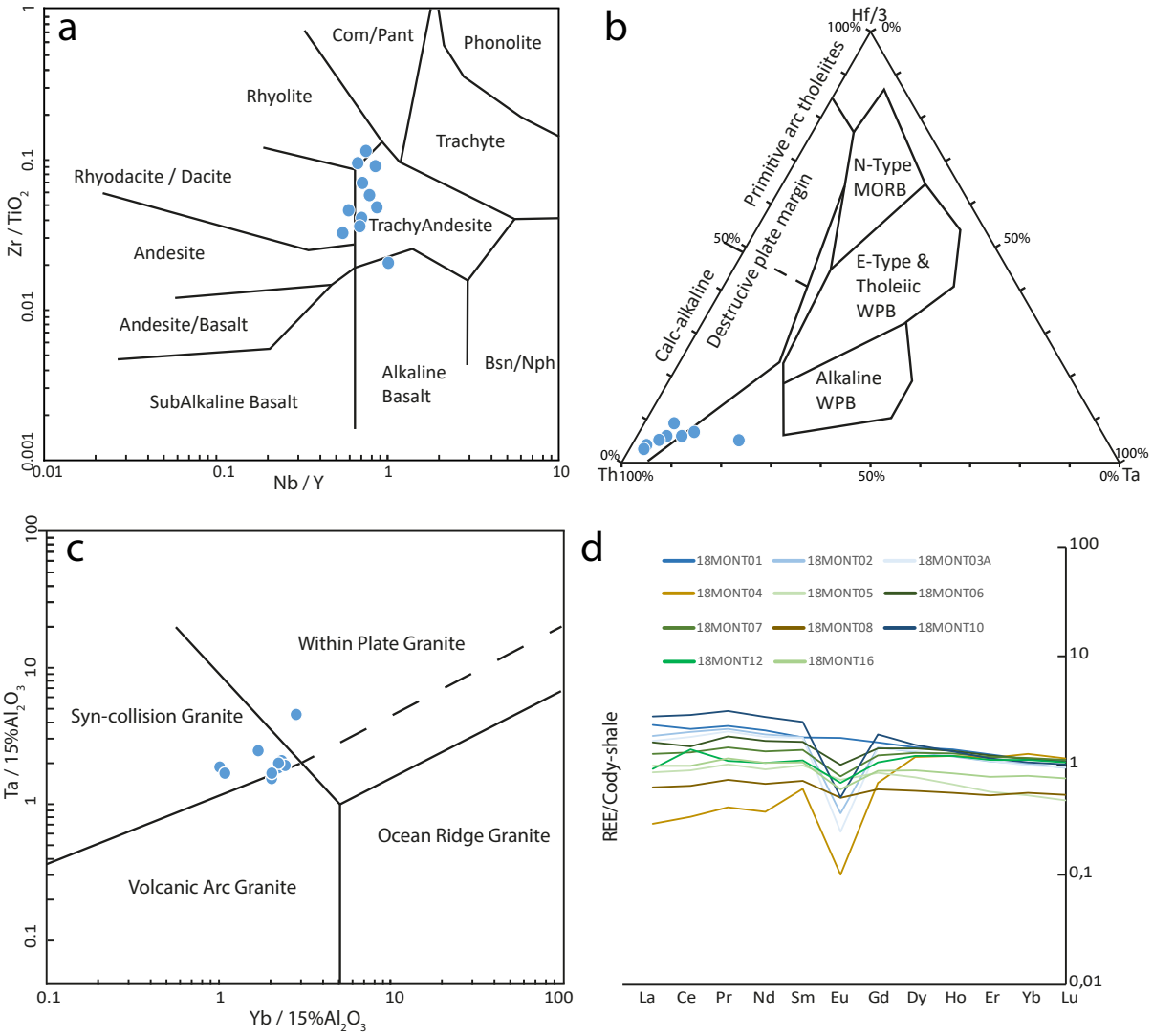


Figure 4.29 – **Diagrammes Zr/TiO_2 *vs.* Nb/Y (Winchester and Floyd, 1977), Hf/3 *vs.* Th *vs.* Ta (Wood, 1980), $Ta/15\%Al_2O_3$ *vs.* $Yb/15\%Al_2O_3$ (Pearce et al., 1984) et REE normalises par le cody shale (Jarvis and Jarvis, 1985) pour les roches volcaniques échantillonnées dans la zone de Montreuillon.**

Neuf échantillons de la région de Montreuillon ont été sélectionnés pour datations par LA-ICP-MS. Les résultats sont montrés dans le tableau 4.4.

TABLE 4.4 – **Tableau récapitulatif des âges zircon et apatite obtenus pour les roches volcaniques de la région de Montreuillon par LA-ICP-MS. Analyses par C. Ducassou.**

Echantillon	Description	Analyse	
		Zircon	Apatite
18MONT01	Lamprophyre?	-	325 ± 18 Ma (N=32, L. intercept, not anch.) 327 ± 7 Ma (N=32, L. intercept, anch.)/ 321 ± 5 Ma (WA, 32)
18MONT02	Rhyolite Montauté	grains conc. dispersés: 317 ± 2 Ma (TW, N=12) ou 319 ± 2 Ma (Weth, N=12)	330 ± 8 Ma (N=40, L. intercept, not anch.) 342 ± 5 Ma (N=40, L. intercept, anch.)/ 341 ± 2 Ma (WA, 40/40)
18MONT03a	Filon rhyolitique Montauté	16 grains conc. (-1j./1v.): 337 ± 1 Ma (TW & Weth, N=14)	-
18MONT05	Rhyolite M. Michelot	8 grains conc. (-1j./1v.): 342 ± 3 Ma (TW, N=6) ou 341 ± 3 Ma (Weth, N=5)	-
18MONT06	Rhyolite? Blismes	1 pop.: 322 ±5 Ma (TW, N=11) ou 2 pop.: 332 ± 5 Ma / 340 ± 5 Ma (TW/Weth, N=5) ou 313 ± 5 Ma / 317 ± 4 Ma (TW/Weth, N=6)	355 ± 8 Ma (N=40, L. intercept, not anch.) 348 ± 3 Ma (N=40, L. intercept, anch.)/ 3486 ± 4 Ma (WA, 40/40)
18MONT07	microgranite porphyrique	339 ±1 Ma (TW & Weth, N=20)	-
18MONT08	Microgranite	343 ±1 Ma (TW & Weth, N=20)	
18MONT12	Ignimbrite Blismes	14 grains conc. (-3j./2v.): 350 ± 2 Ma (TW, N=9) ou 349 ± 3 Ma (Weth, N=5) / Average: 347 ± 4 Ma (N=14)	348 ± 6 Ma (N=40, L. intercept, not anch.) 350 ± 2 Ma (N=40, L. intercept, anch.)/ 349± 3 Ma (WA, 40/40)
18MONT16	Rhyolite Montcherru	323 ± 2 Ma (TW & Weth, N=5)	-

Les âges obtenus par LA-ICP-MS, méthode réputée plus fiable que la méthode de traces de fission, s'échelonnent entre ca. 350 et 313 Ma pour l'ensemble des échantillons sélectionnés.

La figure 4.30 montre deux exemples de datation, le premier s'agissant de l'ignimbrite rhyolitique de Montauté, et le second de l'ignimbrite de Blismes, qui présentent deux âges très différents.

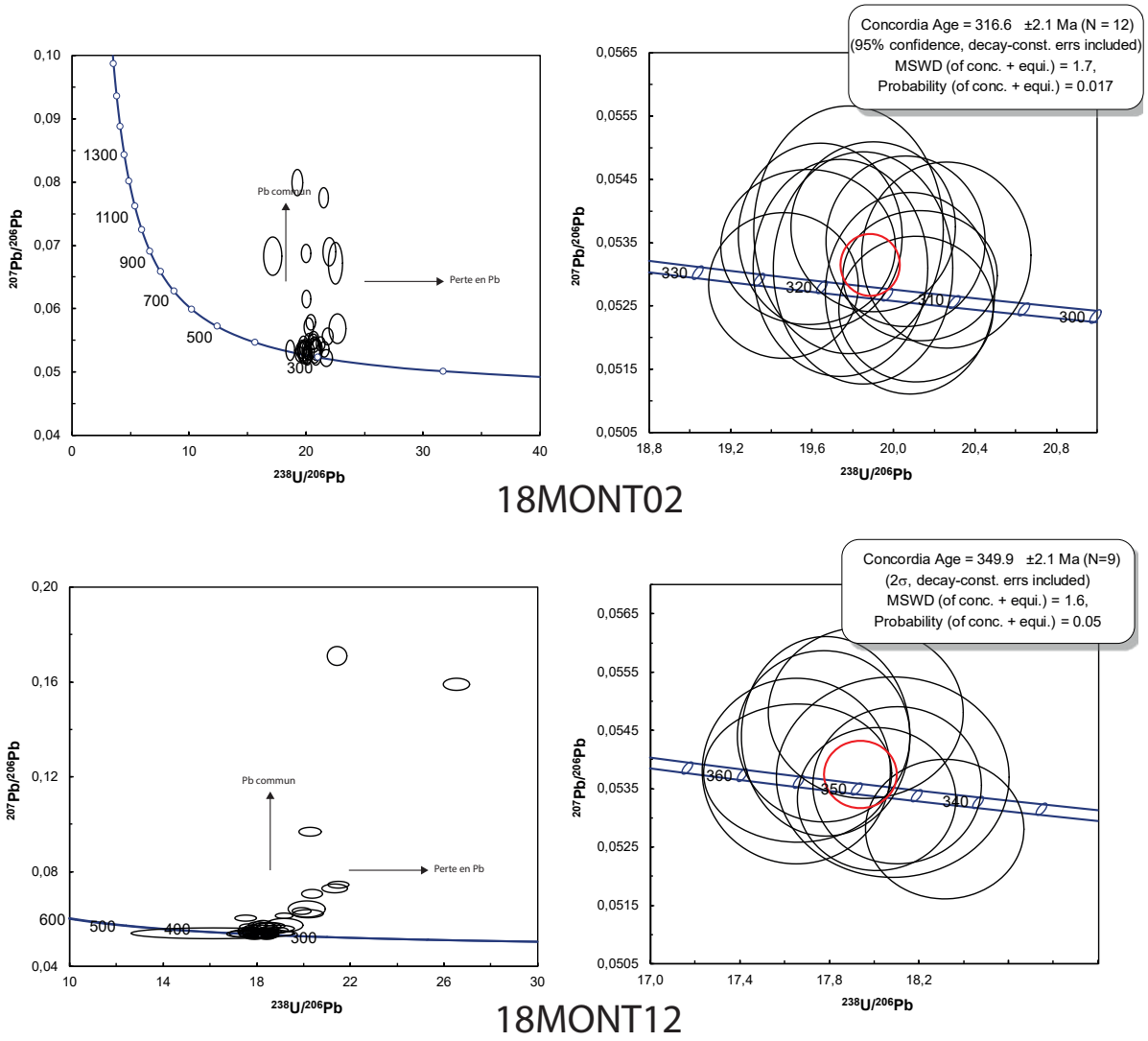


Figure 4.30 – **Diagrammes de Tera-Wasserburg montrant les différentes analyses sur chaque grain de zircon (à gauche). À droite, il s'agit d'un zoom sur le même diagramme où seuls les zircons concordants ayant servi à l'analyse (pas de perte en plomb ou de plomb commun intégré) sont représentés.**

4.5.2 Discussion des résultats – origine du volcanisme

Les séries volcaniques témoignent d'un volcanisme acide de type explosif comme attendu pour une génération importante de cendres volcaniques. Néanmoins, les âges obtenus sont significativement

plus vieux que les âges donnés par la méthode des traces de fission par Carpena et al. (1984) (60 Ma d'écart environ), et la mise en place de ces roches volcaniques n'est donc pas contemporaine des tonsteins observés dans les bassins alentour.

La région de Montreuillon, qui constituait le seul candidat possible à proximité des bassins étudiés pour l'émission de cendres volcaniques n'est donc pas responsable du volcanisme enregistré dans les bassins.

L'origine du volcanisme est à chercher ailleurs, potentiellement dans les Vosges, comme suggéré par Koniger and Stollhofen (2001), les cendres issues d'éruptions explosives ou phréatomagmatiques pouvant atteindre de grandes distances (centaines à milliers de kilomètres, Fisher and Schmincke, 1984). Un des intérêts à déterminer le lieu d'émission des cendres volcaniques serait de mettre en évidence et de dater de potentiels niveaux de tonsteins synchrones dans plusieurs bassins (*e.g.* bassin ouest-européens) si la source du volcanisme s'avère être la même, afin d'effectuer des corrélations fines entre ces différents bassins. Cet aspect mérite donc une attention toute particulière dans les reconstitutions paléogéographiques à l'échelle de l'Europe de l'Ouest. Une étude sur la granulométrie des tonsteins pourrait par exemple être envisagée, couplée à la détermination de la direction majeure des vents, permettant de déterminer la distance à la source ainsi que la localisation approximative de celle-ci, comme les études menées dans le bassin de Saar-Nahe (*e.g.* Koniger and Stollhofen, 2001).

4.6 Résultats majeurs

- Le bassin d'Autun a fait l'objet d'études principalement paléontologiques au cours du XX^{ème} siècle, couplées à des études à des fins industrielles pour l'exploitation du charbon et des schistes bitumineux, notamment. Le modèle sédimentologique proposé au cours des années 80 nécessite une mise à jour, à la lumière des nouvelles connaissances acquises sur les systèmes sédimentaires. Le cadre géochronologique reste aussi à améliorer, grâce à des méthodes de plus en plus fiables et précises.

- Concernant l'aspect géochronologique, des niveaux de tonsteins et d'analcimolite ont été datés, pour certains par LA-ICP-MS et d'autres par CA-ID-TIMS. Les analyses LA-ICP-MS n'ont pas été concluantes sur les tonsteins du forage CHE-1, mais ont donné un âge pour les analcimolites, peu précis, à $301{,}3 \pm 4{,}9$ Ma, mais cohérent avec les précédents âges trouvés par CA-ID-TIMS par Pellenard et al. (2017) vers la base de la pile sédimentaire. Les nouvelles datations effectuées par CA-ID-TIMS sur 2 niveaux de tonsteins, l'un à la limite Autunien inférieur–Autunien supérieur et l'un vers le sommet de la pile sédimentaire ont donné des âges précis, permettant d'estimer de forts taux de sédimentation.

- Des corrélations entre différents forages ont pu être effectuées, permettant de mieux contraindre le contexte sédimentaire du bassin au cours de l'Autunien inférieur. Ainsi, un nouveau modèle sédimentologique a été proposé pour le bassin d'Autun, dont la dynamique sédimentaire ne correspondrait pas à un système de réseaux fluviatiles (aucun indice de plaine d'inondation n'ayant été retrouvé) et temporairement lacustre, mais plutôt à un système lacustre développé, alimenté en sédiments par des deltas sans que les réseaux d'alimentation fluviatiles soient préservés (seuls des faciès de topsets deltaïques ont pu être mis en évidence).

- Des hypothèses allant dans le même sens que celles proposées pour le bassin de Decize-La Machine concernant de potentielles connexions entre les bassins au début du Permien, sont suggérées. En effet, les données paléobiogéographiques des requins d'eaux douces couplées à la mise en évidence de bordures érosives actuelles des bassins laissent à penser que les différents bassins du NE du Massif central pouvaient être connectés dès l'Autunien.

- En conclusion de ces deux chapitres traitant de la sédimentologie des bassins d'Autun et de Decize-La Machine, il apparaît donc important de prendre en considération dans les modèles climatiques la potentielle grande taille des bassins sédimentaires du nord-est du Massif central au début du Permien, avec la présence de larges aires de sédimentation, par exemple pour des problématiques de piégeage du CO_2 dans les sédiments riches en matière organique.

- La source du volcanisme explosif à l'origine des niveaux volcanogènes dans les bassins du nord-est du Massif central a été recherchée dans la région volcanique de Montreuillon, à l'ouest du Morvan, mais les résultats ont montré des âges plus anciens que ceux déterminés dans les séries sédimentaires des bassins étudiés.

Le modèle de dépôt du bassin d'Autun vient compléter celui de la région de Lucenay-lès-Aix (bassin de Decize-La Machine). Cependant, quelques incertitudes sur certains environnements subsistent, et les modèles peuvent encore être précisés. C'est en cela que la géochimie des isotopes stables du carbone et de l'azote sur la matière organique peut apporter de nouvelles contraintes, notamment sur les modes de sédimentation et de préservation de la matière organique dans les sédiments.

Chapitre 5

Investigations géochimiques des bassins d'Autun et de Decize-La Machine

5.1 Introduction

Les chapitres précédents ont permis de définir un cadre sédimentologique précis pour les bassins d'Autun et de Decize-La Machine, désormais considérés comme de larges bassins principalement lacustres. Le début de ce chapitre établi donc un état de l'art sur les grands principes géochimiques pouvant s'appliquer dans ce type d'environnement sédimentaire, et notamment ceux concernant les cycles du carbone et de l'azote, afin de justifier leur utilisation dans la reconstitution des paléoenvironnements et potentiellement les paléoclimats.

Dans un second temps, ce chapitre se propose de développer l'aspect géochimie organique (carbone et azote), méthode appliquée aux bassins carbonifères et permiens étudiés, soient les bassins de Decize-La Machine et d'Autun, étude menée en collaboration avec Christophe Thomazo (Biogéosciences, université de Bourgogne). *In fine*, cette étude permettra de comprendre les dynamiques de formation et de préservation de la matière organique sédimentaire pour affiner les reconstitutions paléoenvironnementales effectuées précédemment.

5.1.1 Généralités sur la matière organique

La quantité de carbone organique dans une potentielle roche mère est déterminée par l'histoire de la production, de la sédimentation et de la préservation de la matière organique dans l'environnement lacustre.
Le contenu en carbone organique sédimentaire est déterminé par les taux d'apport et de production de matière organique pondérés par leur dilution par les apports sédimentaires non-organiques (sédiments chimiques, biogéniques, détritiques) et sa **reminéralisation** lors de la diagenèse précoce.

L'enrichissement en matière organique dans un lac suit donc l'équation :

$$\frac{production - minéralisation}{dilution}$$

avec la production correspondant aux apports autochtones et allochtones (Bohacs et al., 2000).

La matière organique sédimentaire lacustre, matérialisée par le **carbone organique total (*total organic carbon*, TOC)**, constitue une part mineure mais non négligeable des sédiments lacustres. Elle est originaire des résidus d'organismes vivant dans le lac et son bassin versant tels que les végétaux, algues, bactéries, organismes benthiques, animaux, etc, qui ont résisté à la reminéralisation. Elle est formée d'un mélange complexe entre des **carbohydrates** (sucres complexes), des **lipides**, des **protéines** (acides aminés) et **autres éléments biochimiques** (Meyers and Ishiwatari, 1995). La matière organique venant des animaux est estimée à moins de 10% (Meyers and Ishiwatari, 1993, 1995).

Cette matière organique sédimentaire vient donc de la matière organique de la biosphère, **dont seuls 0,01 à 0,1% sont transférés dans le registre sédimentaire** (Schwarzbauer and Jovančićević, 2015).
La quantité et le type de matière organique dans les sédiments lacustres résultent donc de l'histoire de la vie ainsi que des conditions environnementales régnant autour et dans le lac.

La matière organique du lac est composée :

- par **la matière organique allochtone**, issue des végétaux du bassin versant, et apportée au lac par érosion continentale avec les sédiments, par les rivières ou le vent (dans le cas des spores et pollens, Fig. 5.1). Cette matière organique se dépose principalement sur les bordures du lac à proximité d'embouchures fluviatiles ou de deltas (Mayer and Schwark, 1999) ;
- par **la matière organique autochtone**, produite *in situ*, constituée par la biomasse phytoplanctonique et zooplanctonique, les tapis cyanobactériens, les algues, les macro- et microphytes aquatiques, les organismes benthiques, la faune lacustre et ses excréments, et les bactéries hétérotrophes dégradant cette matière organique (Fig. 5.1, Mayer and Schwark, 1999).

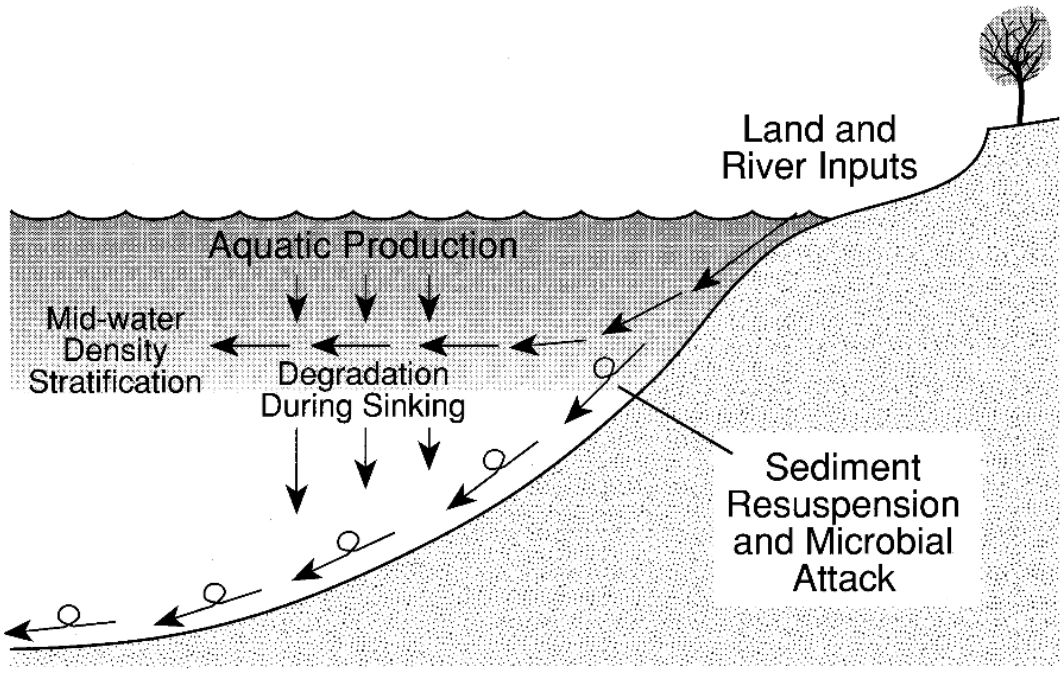


Figure 5.1 – **Figure schématisant les différentes sources de matière organique arrivant au lac. D'après Meyers (1997).**

Les plantes sont divisées entre les **plantes non-vasculaires** (pas de tissus ligneux ou cellulosiques), c'est-à-dire les algues simples, et les **plantes vasculaires** (tissus ligneux et cellulosiques, *i.e.* végétaux supérieurs). La lignine est un polymère phénolique résistant à la diagenèse. Actuellement, les gymnospermes et angiospermes en synthétisent différents types, permettant de tracer les sources de végétation présente dans le bassin versant (Meyers and Ishiwatari, 1993, 1995).

La production de matière organique est principalement dominée par la **réaction de photosynthèse**. Ce processus majeur utilise l'énergie capturée de la lumière du soleil par des pigments photosensibles (phase photochimique) pour convertir le carbone inorganique et les nutriments en matière organique (phase chimique, permettant la synthèse de sucres, voir équation (5.1)). Dans un lac, la photosynthèse s'opère dans la **zone photique**, qui peut être plus ou moins développée en fonction de la turbidité de l'eau (Mayer and Schwark, 1999).

$$106CO_2 + 16HNO_3 + H_3PO_4 + 122H_2O \longrightarrow (CH_2O)_{106}(NH_3)_{16}H_3PO_4 + 138O_2 \quad (5.1)$$

(Redfield, 1942, établie pour les diatomées).

Communément, cette réaction est simplifiée selon l'équation :

$$CO_2 + H_2O \xrightarrow{énergie\ lumineuse} CH_2O + O_2 \quad (5.2)$$

où CH_2O représente la matière organique.

Dans l'équation (5.2), l'azote et le phosphore sont les nutriments, venant respectivement de l'atmosphère sous forme de N_2 converti en NO_3^- et des sols, et de l'altération des roches (Meyers, 1997). L'énergie solaire contrôle donc la réaction de photosynthèse et la productivité primaire. Cette production, maximale à l'équateur, diminue par conséquent avec la latitude, avec le rapport aire/profondeur du lac et avec la turbidité de l'eau (Bohacs et al., 2000).

Dans les roches sédimentaires, les variations en contenu de carbone organique reflètent des changements :

- de **productivité primaire**,
- du degré de **reminéralisation** (recyclage) de la matière organique dans la colonne d'eau et dans le sédiment pendant la diagenèse précoce,
- des **taux de sédimentation** favorisant la concentration ou la dilution de la matière organique (Busigny et al., 2013),
- de la **maturation thermique** liée à l'enfouissement,
- des **conditions rédox** régnant dans le sédiment : la matière organique sera d'autant mieux conservée que les sédiments seront anoxiques.

L'**anoxie** se produit par des processus complexes : (i) la **circulation verticale restreinte** dans la colonne d'eau profonde, (ii) la **stratification thermohaline**, (iii) les **niveaux de productivité primaire** et l'**export de carbone organique** de l'eau de surface, de telle sorte que la demande en oxygène par la respiration dans le fond de la colonne d'eau excède les apports d'oxygène.
Il en résulte une stratification du lac en trois parties : les eaux de surface oxygénées, la zone de transition (**chémocline**) étroite, et la couche d'eau anoxique à euxinique [1] de fond.

Le type et la quantité de matière organique sédimentaire peuvent être utilisés pour déterminer les fluctuations passées dans la **paléoproductivité** d'un lac et dans les apports venant du domaine continental, eux-même influencés par des changements environnementaux induits par le climat (entre autres). La source de matière organique dans les sédiments peut être identifiée notamment par l'étude de l'abondance et de la composition isotopique du carbone et de l'azote (Talbot and Johannessen, 1992; Meyers and Ishiwatari, 1995; Meyers, 1997; Leng and Marshall, 2004).

1. euxinisme : présence de H_2S dans la colonne d'eau

5.1.1.1 Les dépôts riches en matière organique

• **Le cas des argilites carbonées (*oil shales* ou *black shales*)**

Ces dépôts particuliers présentant une fine stratification de niveaux riches en matière organique et de niveaux riches en matériel minéral se forment (i) dans des grands lacs, (ii) dans les mers peu profondes, (iii) dans les lacs peu profonds, les marais, lagons ou zones inondées, souvent coexistant avec des dépôts de charbon. La stratification de ces dépôts résulte de conditions sédimentaires calmes, avec précipitation de minéraux (*e.g.* carbonates) ou décantation d'argiles, le tout selon des alternances souvent saisonnières. Ces dépôts, riches en matière organique, sont principalement composés d'une matière organique de type I lorsqu'ils se forment en domaine continental lacustre, ou de type II lorsqu'ils se forment en domaine marin (Baudin et al., 2017).

• **Le cas particulier du charbon**

Le charbon est généré par la décomposition partielle de matériel organique venant bien souvent des végétaux supérieurs, suivi par une **carbonification** (ou humification/carbonisation/houillification) sous des conditions particulières de pression et de température (Schwarzbauer and Jovančićević, 2015). Le charbon est défini comme une roche sédimentaire combustible avec une quantité variable de matériel inorganique (*i.e.* cendres), en-dessous du seuil de 50% (Schwarzbauer and Jovančićević, 2015). Dépendamment de son origine, le charbon peut être **humique** (dérivé des végétaux supérieurs : matière organique de type III), ou **sapropélique** (*e.g.* boghead ou torbanite, rares, dérivés d'une matière organique de type I).

La formation du charbon humique, se faisant en domaine continental de type marécages (*e.g.* *wetlands*), commence lors du dépôt de la matière organique, qui, par accumulations successives, augmente le phénomène de compaction. Les restes de plantes subissent alors une série de changements physiques, chimiques et biochimiques au cours de cette diagenèse, pour atteindre différents stades de carbonification (formation de tourbe, lignite, houille, anthracite puis méta-anthracite et graphite (Schwarzbauer and Jovančićević, 2015, Fig.5.2). Avec l'augmentation de la profondeur, le milieu devient de plus en plus réducteur et acide, et différentes populations bactériennes et fongiques se développent et se succèdent, tandis que l'activité microbienne décroît.
Progressivement, le matériel organique est converti en kérogène.

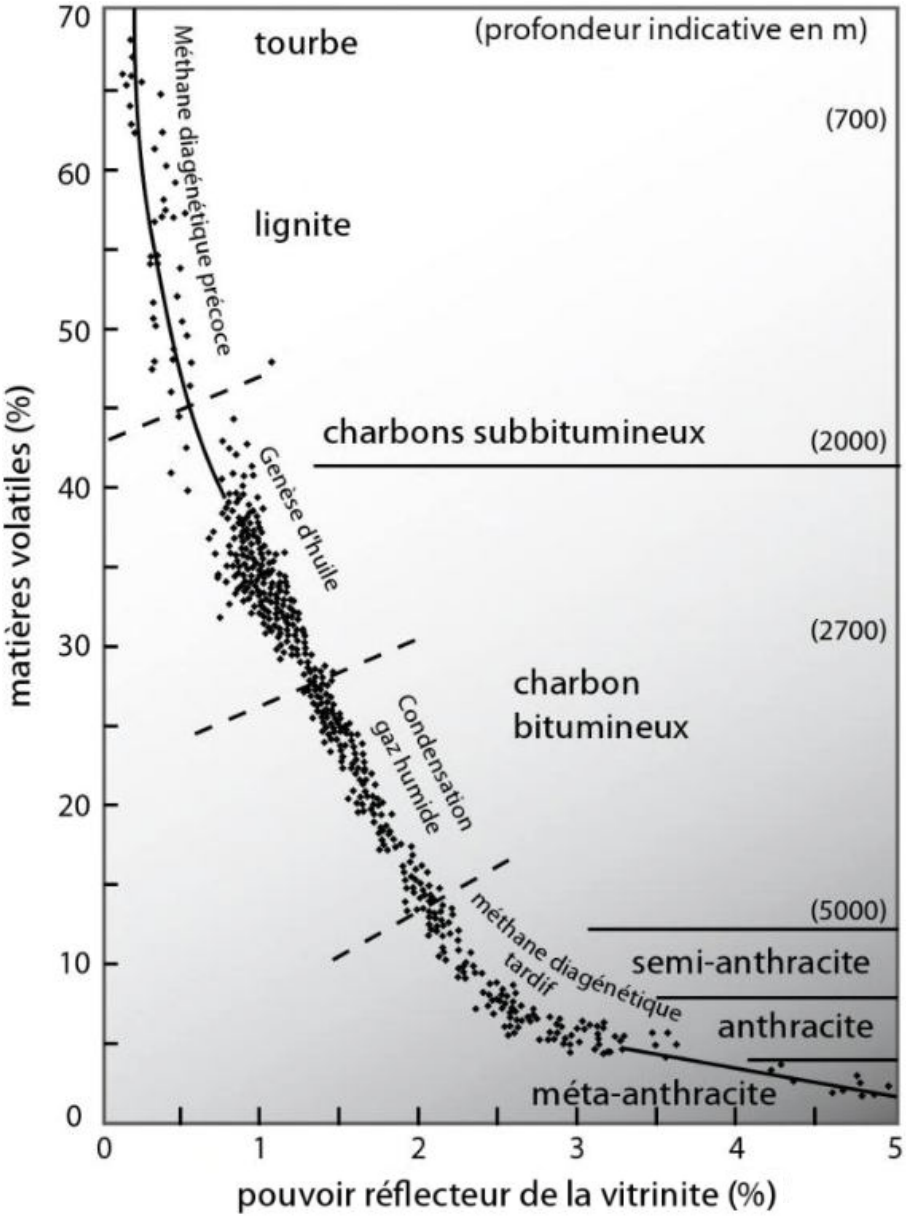


FIGURE 5.2 – **Évolution du rang des charbons, du contenu en matières volatiles et du pouvoir de réflectance de la vitrinite ainsi que du type d'hydrocarbures générés (Carbonifère d'Allemagne). D'après Chamley and Deconinck (2011).**

Lors d'une première étape, le matériel organique se décompose avec l'aide de microorganismes (dépolymérisation ou étape de dégradation), puis lors d'une seconde étape, se repolymérise et se condense. Ces changements (carbonification) incluent des modifications structurales et élémentaires. À mesure que la carbonification se poursuit, la quantité de restes de plantes diminue. Les changements chimiques majeurs qui se produisent sont la condensation, la polymérisation et l'aromatisation ainsi que la perte en éléments volatils sous forme de gaz (H, O, N) ; le contenu en eau et la porosité diminuent, la densité et l'indice de réfraction augmentent (Schwarzbauer and Jovančićević, 2015).

La composition élémentaire d'un charbon est dominée par le carbone, l'hydrogène, l'oxygène, les sulfures et l'azote. La quantité d'hétéroatomes et le type de groupes fonctionnels dépendent du rang atteint par le charbon. Par exemple, les groupes fonctionnels oxygènes diminuent alors que le degré de carbonification augmente.

Le charbon peut être étudié par différentes méthodes, comme la méthode pétrographique en lumière réfléchie. Cette méthode permet d'identifier les différents **macéraux** présents dans le charbon (composants du charbon identifiables et différenciables via des propriétés optiques). Les principaux groupes de macéraux sont :

- les **liptinites (exinites)** venant des résidus de plantes riches en lipides,
- les **huminites (lignites)** ou **vitrinites (houille)**, matériel ligno-cellulosique venant des plantes terrestres,
- les **inertinites**, matériel remanié et oxydé venant des plantes (oxydation biologique, incendies ou matériel venant de sédiments plus anciens, Schwarzbauer and Jovančićević, 2015).

Selon ces propriétés optiques du charbon, le **pouvoir de réflectance de la vitrinite** (R_{max}, mesure du pourcentage de lumière réfléchie par des particules de vitrinite, macéral organique, qui permet de déterminer le rang des charbons) est souvent utilisé pour déterminer le stade de maturation atteint.

5.1.1.2 Minéralisation de la matière organique et séquence rédox

La diagenèse précoce s'effectue dans un premier temps dans la colonne d'eau, puis dans un second temps dans les premiers centimètres/mètres du sédiment, où les concentrations en éléments chimiques subissent d'importantes modifications (*e.g.* Fig. 5.3).

La reminéralisation de la matière organique s'effectue par bioturbation, par la faune benthique (hétérotrophes) et par le remaniement microbien (bactéries hétérotrophes anaérobies), remplaçant les composés primaires en composés secondaires (Fig. 5.1, *e.g.* Meyers and Ishiwatari, 1993, 1995), mais débute dans la colonne d'eau : par exemple, seulement 6% de la matière organique produite en surface du lac Michigan atteint le sédiment.

Les lacs très profonds présentent en conséquence de plus forts taux de destruction de la matière organique en raison du temps long nécessaire aux particules à atteindre le bas de la colonne d'eau (Katz, 1990, 1995).

Quand la colonne d'eau est bien oxygénée, la dégradation de la matière organique se fait par respiration microbienne, qui la convertit en CO_2. Si l'oxygène n'est pas renouvelé, l'eau devient anoxique, favorisant la préservation de la matière organique en limitant l'activité des charognards et la respiration bactérienne (Demaison and Moore, 1980; Kelts, 1988).

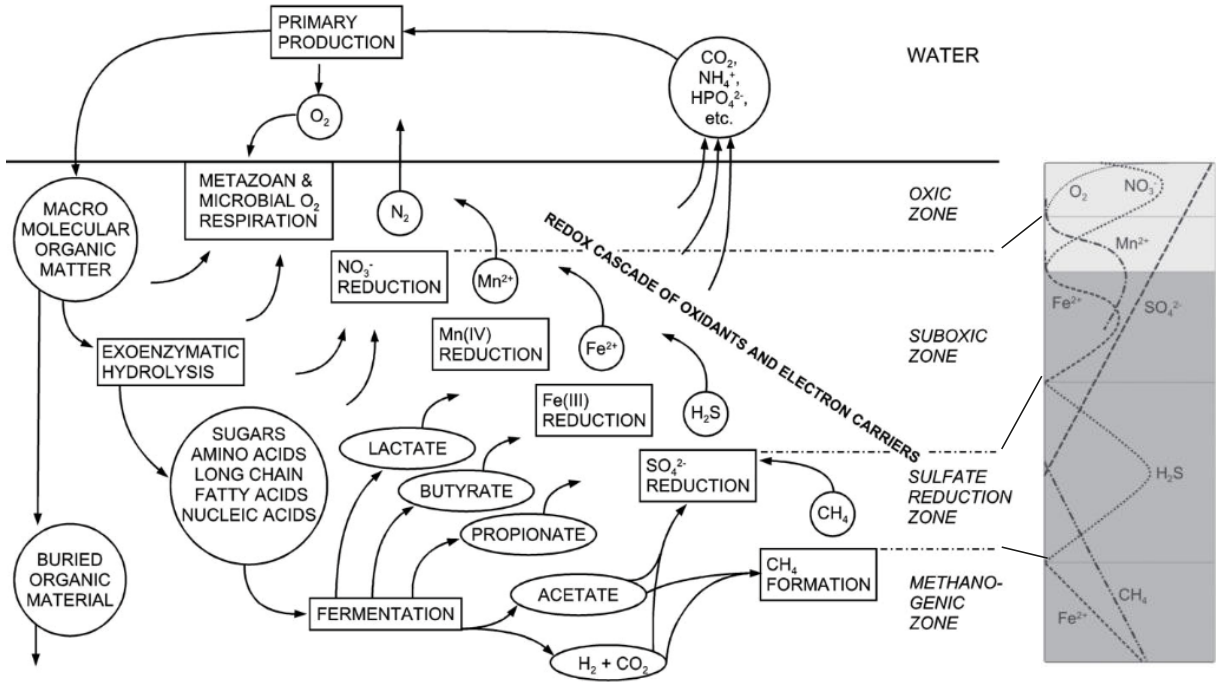


FIGURE 5.3 – **Séquence des réactions rédox lors de la minéralisation de la matière organique. Celle-ci se produit en fonction de l'anoxie qui se met en place : avec la profondeur, le potentiel rédox diminue, les conditions anoxiques s'accroissent et le métabolisme dominant devient la méthanogenèse. D'après Kasten et al. (2003); Jørgensen (2000).**

Dans le sédiment, les protéines (sucres simples, facilement détruits), les carbohydrates (sucres complexes) et les lipides sont reminéralisés et diminuent à mesure que la diagenèse précoce progresse (Meyers and Ishiwatari, 1993, 1995), contribuant à faire diminuer le TOC. Ainsi, au cours de la diagenèse précoce, les formes les moins réactives de la matière organique se concentrent, tandis que les plus solubles sont utilisées par les microbes et les animaux (Meyers and Ishiwatari, 1993).

Par exemple, dans les sédiments jeunes, les substances humiques représentent entre 60 et 70% de la matière organique, et jusqu'à 90% dans les sédiments anciens, signifiant qu'une partie de la matière organique initiale a été dégradée. Cette substance humique se divise en acides humiques et fulviques, solubles, ainsi qu'en humine, insoluble, constituant ainsi le kérogène. Au cours de l'enfouissement, les acides humiques et fulviques disparaissent au profit de l'humine (Meyers and Ishiwatari, 1993, 1995).

La reminéralisation de la matière organique est fortement influencée par la présence ou non d'oxygène dans le sédiment. La concentration de cet oxygène dissous dans les pores est en majeure partie contrôlée par la disponibilité en matière organique oxydable sous l'interface eau/sédiment (Meyers and Ishiwatari, 1995; Bohacs et al., 2000).
La minéralisation de la matière organique sédimentaire d'un lac est responsable d'une augmentation de la pCO_2 dans l'eau, favorable à la dissolution des éventuels carbonates présents (acidité croissante

et équilibre des carbonates déplacé vers la dissolution Myrbo and Shapley, 2006).

5.2 Proxies d'étude géochimique des lacs

Depuis les années 1970, les isotopes stables sont des outils importants pour caractériser les changements environnementaux et climatiques, actuels et passés. Les principaux changements à l'échelle géologique sont connus dans le domaine marin (par exemple, en se basant sur le $\delta^{18}O$ des foraminifères benthiques et planctoniques pour déterminer des évolutions de température), mais ne permettent pas de contraindre les changements environnementaux se produisant régionalement sur les continents (Mayer and Schwark, 1999).

En effet, la plus grande variabilité environnementale influençant les domaines continentaux plus restreints diffère de celle du domaine marin, nécessitant une approche différente. Les sédiments lacustres, archive sédimentaire à haute résolution temporelle à condition que l'enregistrement sédimentaire soit relativement continu, sont un sujet d'étude intéressant pour déterminer ces variations environnementales, aussi bien locales que régionales, voire globales (Mayer and Schwark, 1999).
L'étude du domaine lacustre est donc rendue difficile par la sensibilité de tels réservoirs à de nombreux facteurs auto- et allocycliques, en raison d'un volume d'eau bien plus faible que celui des océans (Johnson et al., 1987; Perlmutter and Matthews, 1990; Bohacs et al., 2000).

L'utilisation des traceurs isotopiques dans le domaine continental (*e.g.* sur le charbon, les végétaux, les sapropèles ou autres sédiments lacustres récents) peut permettre d'obtenir des informations sur les paramètres biogéochimiques et physiques tels que la température, l'humidité dans le bassin versant et le couvert végétal, les sources d'eau des bassins étudiés, les processus biologiques et écologiques s'y produisant. Bien que l'interprétation des signaux géochimiques dans des périodes anciennes soit plus délicate, certains de ces paramètres peuvent aussi être approchés.
Les concentrations en oxygène, carbone, azote ou soufre, et leurs rapports isotopiques sont notamment des proxies permettant de mieux définir les environnements de dépôt, accompagnés au préalable d'une étude sédimentologique fine, ainsi qu'une étude des conditions paléoécologiques. Les isotopes stables des éléments nutritifs tels que C, N, S et Fe donnent des informations sur les voies métaboliques s'opérant au moment du dépôt, ainsi que sur les cycles biogéochimiques de ces éléments (*e.g.* Thomazo et al., 2009).

5.3 Les cycles du carbone et de l'azote

5.3.1 Le cycle du carbone

Le cycle du carbone dans un lac comprend les apports externes et les interactions entre le carbone inorganique et organique particulaire, et le carbone organique et inorganique dissous (Wetzel, 1983; Kelts, 1988, Fig. 5.4). Aujourd'hui, la majeure partie du carbone organique dans un lac est à 90%

sous **forme dissoute**, le reste étant sous **forme particulaire** (Kelts, 1988). Ce dernier est principalement distribué dans l'épilimnion, au-dessus de la thermocline qui agit comme barrière, et peut atteindre l'hypolimnion principalement lors de retournement du lac (Kelts, 1988), voir chapitre 1.

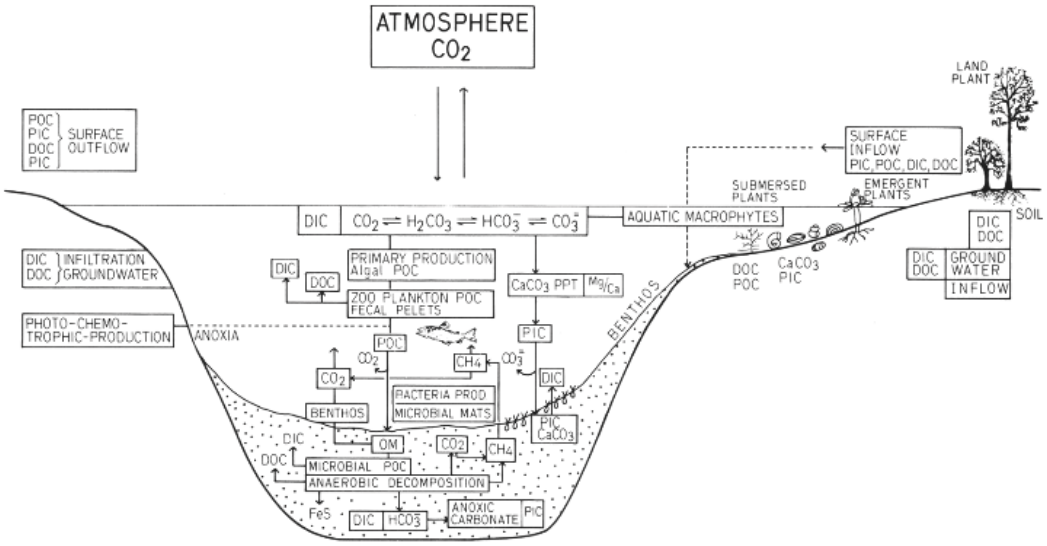


FIGURE 5.4 – **Modèle du cycle du carbone organique et inorganique dans un lac. POC : carbone organique particulaire, PIC : carbone inorganique particulaire, DOC : carbone organique dissous, DIC : carbone inorganique dissous. D'après Kelts (1988).**

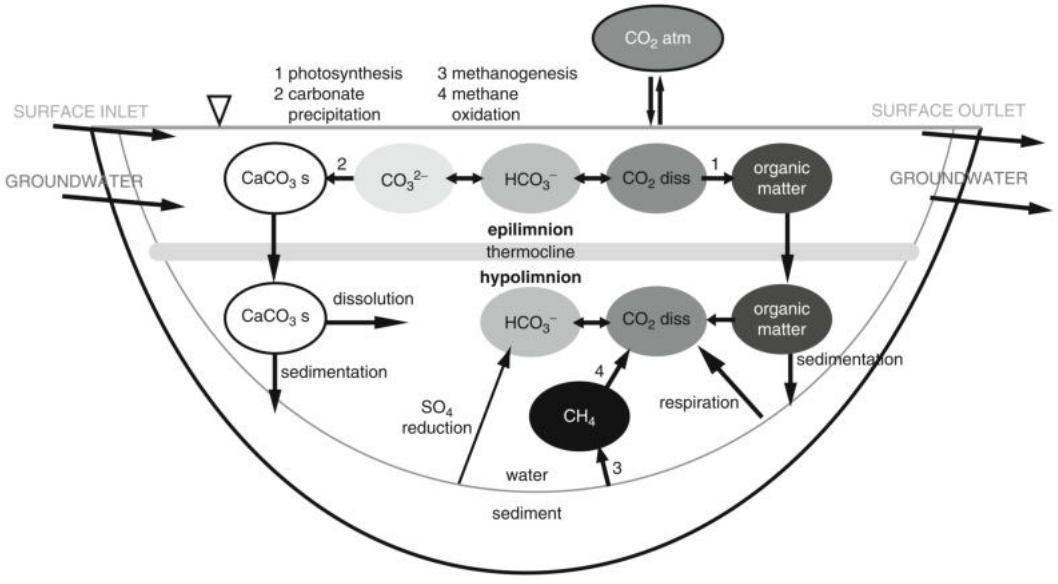


FIGURE 5.5 – **Cycle simplifié du carbone dans un lac. D'après Myrbo (2012).**

Le cycle du carbone (organique et inorganique) dans un lac est complexe, et peut être résumé par les figures 5.4 et 5.5.

5.3.1.1 Le carbone inorganique

Des variations environnementales à court ou long terme dans un système lacustre entraînent des modifications du cycle du carbone, dont la sensibilité est principalement fonction de la taille du réservoir du carbone inorganique dissous (CID) par rapport à l'amplitude et à la durée du forçage environnemental.

• Dans les petits lacs (quelques kilomètres carrés)

L'étude de petits lacs actuels dans le Minnesota et le Montana (Myrbo and Shapley, 2006; Mayer and Schwark, 1999) souligne que l'évolution temporelle de la composition chimique de la colonne d'eau des petits lacs dépend de nombreux facteurs tels que :

- la configuration hydrologique du lac (*e.g.* sa taille, sa forme, son fetch[2], sa profondeur, son volume au cours du temps, les rapports entre le volume de l'hypolimnion et celui de l'épilimnion et entre le fetch et la profondeur),
- la circulation de l'eau dans la colonne d'eau (*e.g.* lors de retournements du lac dans les lacs méromictiques à polymictiques...)
- la composition du réservoir de CID.

Cette composition du CID est contrôlée par de nombreux facteurs tels que :

- les différentes sources d'eau arrivant au lac (rivières, ruissellement sur différents bassins versants, eaux souterraines, précipitations, ...),
- les sources *in situ* (métabolismes, productivité primaire, séquestration *vs.* minéralisation de la matière organique, dissolution des carbonates formés en surface dans l'hypolimnion...),
- les sources de carbone plus importantes comme l'atmosphère, le volcanisme et l'hydrothermalisme,
- le rapport entre la taille du réservoir de CID et la quantité de carbone qui arrive au lac,
- le temps de résidence du carbone dans le lac,
- la pression partielle de CO_2 du lac par rapport à celle de l'atmosphère.

L'étude de Myrbo and Shapley (2006) montre qu'on peut constater des similitudes entre différents lacs, en tenant compte de la magnitude des flux de CID, des équilibres avec des minéraux carbonatés et du temps de résidence des fluides.

Les principaux résultats montrent que le CID augmente avec la profondeur dans tous les lacs, c'est-à-dire que l'hypolimnion (zone à peu de mélange) est enrichi en carbone dissous vis-à-vis de l'épilimnion (zone de mélange des différentes sources de CID). Le gradient de concentration de CID

2. Fetch : zone de surface sur laquelle le vent souffle dans une direction essentiellement constante, générant ainsi des vagues, cette ligne coïncide généralement avec l'axe le plus long du lac dans la direction générale du vent

est dépendant de la stratification du lac, de son taux d'évaporation et du temps de résidence de l'eau. Le CID est aussi sensible aux variations saisonnières, et tend par exemple à diminuer en surface l'été, car la photosynthèse prime alors sur la respiration.

Lors d'un retournement du lac, par exemple en hiver lorsque la température de l'eau de surface devient inférieure à celle de l'hypolimnion, l'eau profonde sursaturée en CO_2 (minéralisation de la matière organique sédimentaire, respiration dominante en absence de photosynthèse) atteint la surface, et les lacs constituent alors des sources de carbone vers l'atmosphère (Mayer and Schwark, 1999; Myrbo and Shapley, 2006).

Dans le cas de petits lacs fermés, si l'évaporation est dominante sur les apports d'eau douce, le $\delta^{13}C$ du CID augmente puisque le carbone léger est préférentiellement évaporé. Dans le même temps, la pCO_2 augmente dans l'eau, causant un déséquilibre avec l'atmosphère et donc un dégazage du lac vers l'atmosphère. Enfin, l'évaporation forte produit un mélange vertical de l'eau, provoquant un déplacement des nutriments du bas vers le haut de la colonne d'eau, dans la zone euphotique où vit le phytoplancton. Ainsi, la productivité primaire augmente, consommant le carbone léger. Il en résulte par ces variations que le $\delta^{13}C$ du CID a tendance à augmenter au cours de ces périodes (Li and Ku, 1997).

- **Dans les grands lacs (type lacs nord-américains)**

La majorité des lacs actuels ne montre pas d'équilibre chimique du CID avec l'atmosphère (pCO_2) : la plupart (90%, Cole et al., 1994) montrent un déséquilibre important qui permet alors de transférer le carbone terrestre vers l'atmosphère.

En revanche, l'étude des Grands Lacs nord-américains actuels menée par Karim et al. (2011), montre que la taille du lac influe sur la composition chimique et isotopique du CID de l'eau. En effet, ces lacs présentent un équilibre chimique et isotopique du CID vis-à-vis du CO_2 atmosphérique.

Cette étude souligne que les processus biologiques et physico-chimiques jouent un rôle majeur dans la chimie et la composition isotopique de l'eau : la photosynthèse, les changements de fractionnement dans les réactions métaboliques (photosynthèse/respiration), les changements physico-chimiques comme la température ou les coefficients de flux de gaz sont susceptibles de faire varier la composition isotopique de certains éléments chimiques.

Dans les grands lacs, l'équilibre du CID avec l'atmosphère masque donc les effets biologiques. Puisque les échanges de carbone entre le lac et l'atmosphère sont réduits (faible différence de concentration menant à un équilibre), le carbone des sols transitant par le lac n'est pas transféré à l'atmosphère (Karim et al., 2011).

La composition isotopique du CID dépend de :

- l'équilibre isotopique avec le CO_2 atmosphérique (léger fractionnement de -1,1‰, Clark and Fritz, 1997),
- la composition isotopique des autres sources de CID au lac (rivières, eaux souterraines),
- du prélèvement de CID par la fixation photosynthétique du carbone (Fig. 5.6).

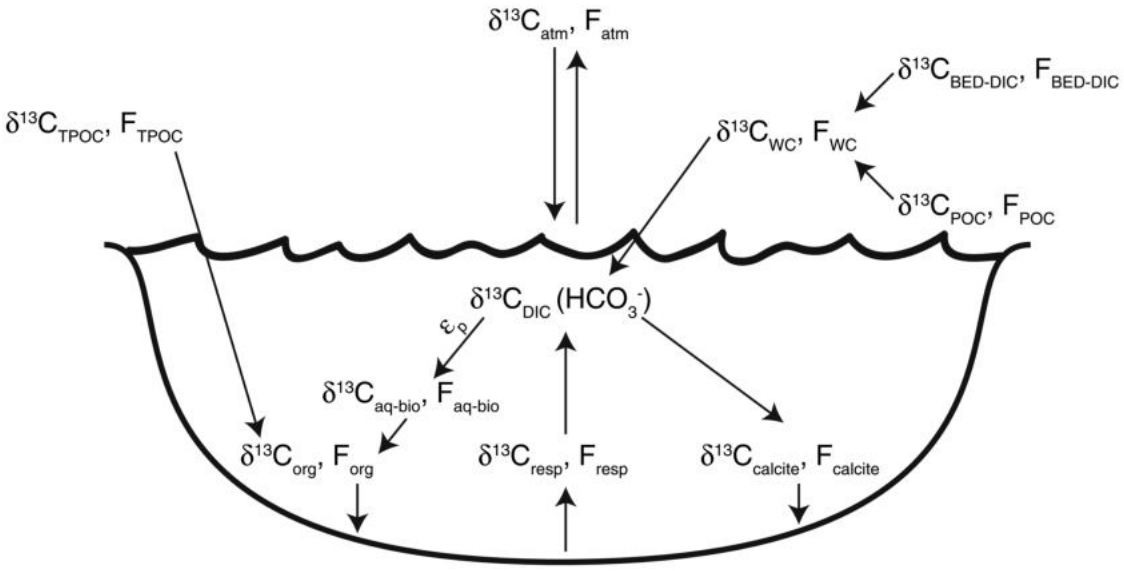


FIGURE 5.6 – **Modèle du cycle du carbone et de son rapport isotopique dans un lac. F : flux ; atmosphère : atmosphère ; DIC : dissolved inorganic carbon ; Bed-DIC : DIC dérivé de roches carbonatées ; WC : weathered carbon ; POC : particulate organic carbon ; TPOC : terrestrial POC ; ORG : sédiment organique ; Aqprod : productivité primaire aquatique ; resp : CO2 respiré du sediment ; ep : fractionnement photosynthétique de la production primaire. D'après Diefendorf et al. (2008).**

- **Le $\delta^{13}C$ des carbonates**

La composition isotopique du carbone inorganique dissous dans un lac dont les conditions physico-chimiques sont favorables à la précipitation carbonatée (donc sursaturation vis-à-vis des carbonates) se reflète dans le $\delta^{13}C$ des carbonates.
L'utilisation du $\delta^{13}C_{carb}$ dans le domaine lacustre est délicat du fait de sa sensibilité à plusieurs paramètres tels que la diagenèse, l'évaporation ou les variations physico-chimiques saisonnières, les types de métabolismes ou l'importance de la productivité primaire (Myrbo and Shapley, 2006). Stratigraphiquement, le $\delta^{13}C_{carb}$ peut donc montrer des variations pouvant s'expliquer par de nombreux paramètres différents. Il est donc nécessaire de comparer le $\delta^{13}C_{carb}$ au $\delta^{13}C_{org}$ (matière organique).

5.3.1.2 Le carbone organique

La matière organique sédimentaire représente un mélange complexe entre différentes sources. En conséquence, le $\delta^{13}C_{org}$ est affecté par de nombreux facteurs, incluant le fractionnement associé au métabolisme des espèces vivantes, mais aussi les processus se produisant lors de la diagenèse précoce, tels que la destruction de molécules organiques isotopiquement distinctes (Hayes, 1993, 2001).

Le $\delta^{13}C_{org}$ des plantes en C3 dépend au premier ordre du $\delta^{13}C$ du CO_2 atmosphérique (Freyer and Wiesberg, 1973; Farquhar et al., 1989), montrant une corrélation linéaire (Arens et al., 2000) ainsi que (Farquhar et al., 1989; Stewart et al., 1995; Arens et al., 2000; McCarroll and Loader, 2004; Thomazo et al., 2009; Diefendorf et al., 2010; Kohn, 2010) :

- du métabolisme (effets cinétiques associés à l'assimilation du carbone, Farquhar et al., 1989; O'Leary et al., 1981),
- des effets cinétiques associés au recyclage dans la biosphère,
- des facteurs environnementaux contrôlant la croissance des plantes tels que la disponibilité en eau (Diefendorf et al., 2010),
- de l'ontogénie (développement des organismes au cours de leur vivant),
- des précipitations moyennes annuelles (stress hydrique),
- de la température,
- de la teneur en nutriments,
- des niveaux lumineux (irradiance),
- de la génétique,
- de la fertilisation,
- de la pCO_2 (débattu, *e.g.* Fogel and Cifuentes, 1993; Schubert and Jahren, 2012; Kohn, 2016).

D'après Farquhar et al. (1982) et Farquhar and Lloyd (1993), le $\delta^{13}C_{org}$ des plantes peut être exprimé par l'équation (5.3) :

$$\Delta^{13}C_{plantes} = \delta^{13}C_{atmosphère} - a - (b - a) \cdot \frac{c_i}{c_a} \tag{5.3}$$

où a et b sont les fractionnements isotopiques associés à la diffusion du CO_2 dans l'espace intercellulaire et au processus de carboxylation respectivement et où $\frac{c_i}{c_a}$ quantifie la pression partielle en CO_2 à l'intérieur de la cellule comparée à celle de l'air ambiant.

Le fractionnement isotopique du carbone dans la biomasse autochtone (phytoplancton, cyanobactéries) par rapport à la composition isotopique du CID est dirigé notamment par :

- les effets cinétiques associés à l'assimilation du carbone,
- les effets cinétiques associés au recyclage dans la biosphère,

- les espèces présentes (Mayer and Schwark, 1999),
- le taux de croissance des espèces (Mayer and Schwark, 1999),
- la pCO_2 de l'eau (Herczeg and Fairbanks, 1987),
- la température de l'eau (*e.g.* Stuiver, 1975; Buchardt and Fritz, 1980; Håkansson, 1985),
- l'activité photosynthétique,
- la dégradation du carbone organique particulaire dans la colonne d'eau et dans le sédiment.

En tenant compte des différents paramètres listés ci-dessus, le rapport isotopique du carbone organique ($\delta^{13}C_{org}$) de la production allochtone et autochtone d'un lac peut permettre des reconstitutions paléoenvironnementales (*e.g.* Tu et al., 2002) ou paléoclimatiques (Talbot and Johannessen, 1992).

• **Reminéralisation de la matière organique**

Le rapport isotopique du carbone est donc un outil intéressant lors de reconstitutions paléoclimatiques et paléoenvironnementales.

En revanche, à la complexité des différents facteurs de contrôle du $\delta^{13}C_{org}$ évoqués ci-dessus, s'ajoute l'impact de la diagenèse, et notamment de la diagenèse précoce, lorsque la matière organique sédimentaire est reminéralisée (*e.g.* Hedges et al., 1985; Schwarzkopf and Schoell, 1985; Benner et al., 1987; Whiticar, 1996; Watanabe et al., 1997; Hayes, 2001; van Bergen and Poole, 2002).

Après le dépôt, la reminéralisation de la matière organique conduit à des valeurs plus faibles de $\delta^{13}C_{org}$ du fait de la perte sélective en protéines et carbohydrates lourds (Meyers and Ishiwatari, 1995; Meyers, 1997). Néanmoins, cette diagenèse précoce ne génère en général pas de différence excédant 2‰ (Meyers and Eadie, 1993; Dean et al., 1986; Hayes et al., 1989; Fontugne and Calvert, 1992; Meyers, 1994), rendant significatives les excursions dépassant cette valeur d'un point de vue paléoenvironnemental ou paléoclimatique.

En conditions aérobies, la matière organique est rapidement oxydée. En période d'anoxie des eaux de fond ou du sédiment, deux métabolismes hétérotrophes peuvent jouer : la méthanogénèse acétotrophique, relâchant du méthane (léger) et du CO_2 (lourd), si la fraction labile (facilement dégradable) est assez importante, ou bien la sulfato-réduction, relarguant du CO_2 léger et impactant $\delta^{13}C_{org}$ de la matière organique et donc celui du sédiment (Meyers and Ishiwatari, 1993, 1995).

• **Préservation des signaux en diagenèse d'enfouissement**

La maturation thermique des molécules organiques au cours de la diagenèse d'enfouissement jusqu'à la métagenèse concentre le carbone lourd, conduisant à une augmentation du $\delta^{13}C_{org}$ du kérogène résiduel (Hoefs and Frey, 1976a; Monin et al., 1981; Hayes, 1983), tant que la température reste modérée (150-200°C) : tant que le faciès schiste vert n'est pas dépassé, ce fractionnement reste relativement limité, provoquant des excursions positives inférieures à +2‰ (Busigny et al., 2013), et

une corrélation entre le $\delta^{13}C_{org}$ et le TOC. Ainsi, comme le montre entre autres l'étude de Busigny et al. (2013) portant sur des dépôts archéens, le signal du $\delta^{13}C_{org}$ a tendance à être bien préservé au cours du temps.
La composition isotopique de la matière organique enfouie ou sédimentaire peut être altérée pendant l'oxydation de la colonne d'eau et dans le sédiment, masquant le signal primaire. Certaines études ont montré une perte sélective de fractions spécifiques du TOC ayant elles-mêmes des compositions isotopiques différentes du TOC, pouvant créer des excursions diagénétiques en $\delta^{13}C$ (Benner et al., 1987). D'autres études ont montré que le $\delta^{13}C_{org}$ était résistant à l'altération isotopique pendant la diagenèse post-enfouissement (Meyers and Eadie, 1993; Schelske and Hodell, 1995).

La préservation du signal initial est ainsi envisagée lorsqu'il n'existe pas de corrélation significative entre le $\delta^{13}C_{org}$ et le pouvoir de réflectance de la vitrinite (augmentant avec la profondeur, Barker and Pawlewicz, 1994; Strauss and Peters-Kottig, 2003).

- **Variations $\delta^{13}C_{org}$ au cours des temps géologiques**

À la fin du Paléozoique (Dévonien-Carbonifère-Permien), le $\delta^{13}C_{org}$ des plantes montre des variations significatives (Fig. 5.7). Au Dévonien, il est plutôt stable, fluctuant entre -25 et -26‰, et présente une augmentation nette à la transition dévono-carbonifère, jusqu'à -22,5 à -24‰ environ, avant de connaître une forte baisse au milieu du Permien (Strauss and Peters-Kottig, 2003; Peters-Kottig et al., 2006). La large excursion positive du $\delta^{13}C_{org}$ au Carbonifère et au Permien serait liée à l'augmentation du stockage de matière organique sur le continent sous forme de charbon (Berner and Raiswell, 1983; Berner, 2003) ; cette excursion est aussi repérée dans le domaine marin, sur le $\delta^{13}C_{org}$ et le $\delta^{13}C_{carb}$ (Fig. 5.8, Hayes et al., 1999; Veizer et al., 1999), montrant que le lien entre le domaine marin et continental est fait par le CO_2 atmosphérique. Le $\delta^{13}C$ du CO_2 atmosphérique à la transition Carbonifère–Permien se situerait aux alentours de -3‰ (Fig. 5.9, Strauss and Peters-Kottig, 2003).

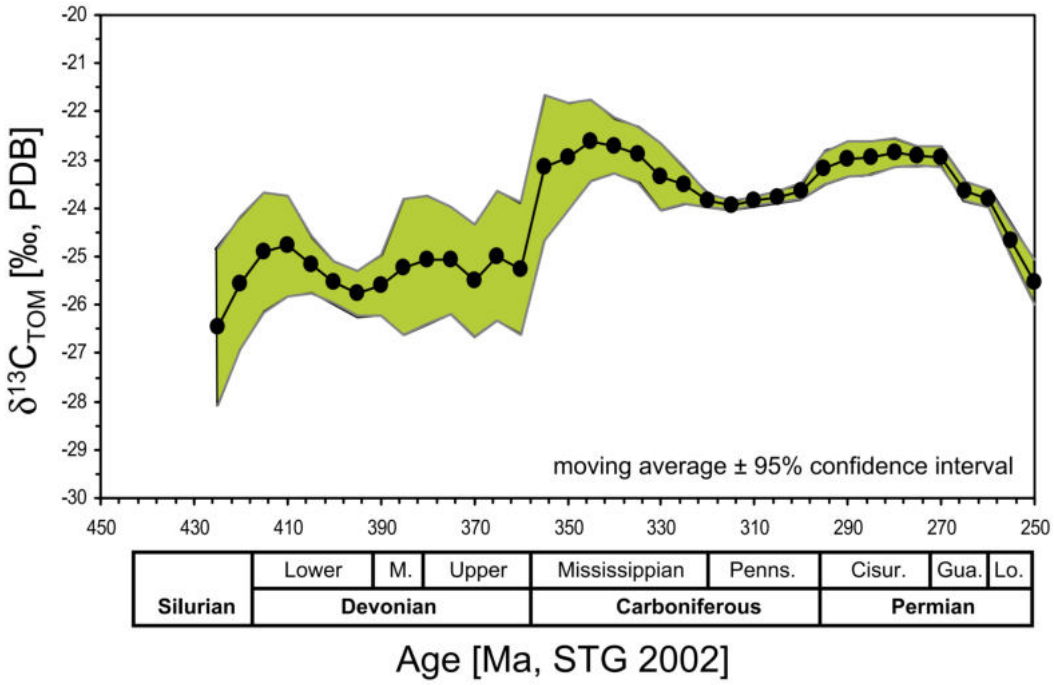


Figure 5.7 – **Évolution du $\delta^{13}C_{org}$ au cours du Paléozoïque supérieur. D'après (Strauss and Peters-Kottig, 2003).**

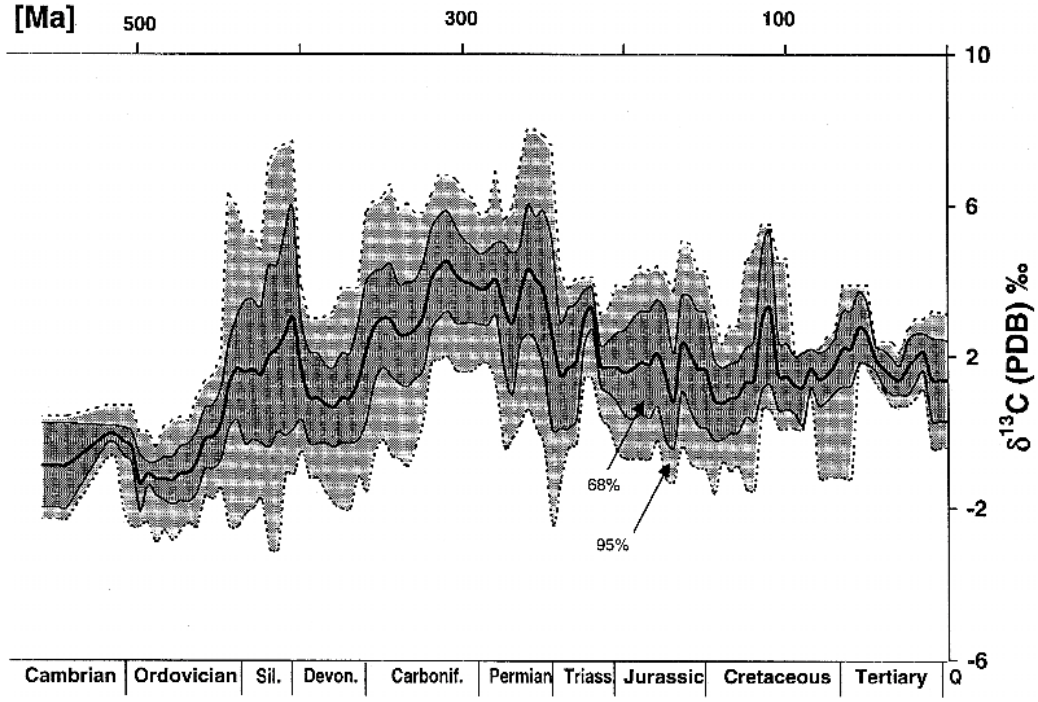


Figure 5.8 – **Évolution du $\delta^{13}C_{carb}$ au cours du Phanérozoïque. D'après Veizer et al. (1999).**

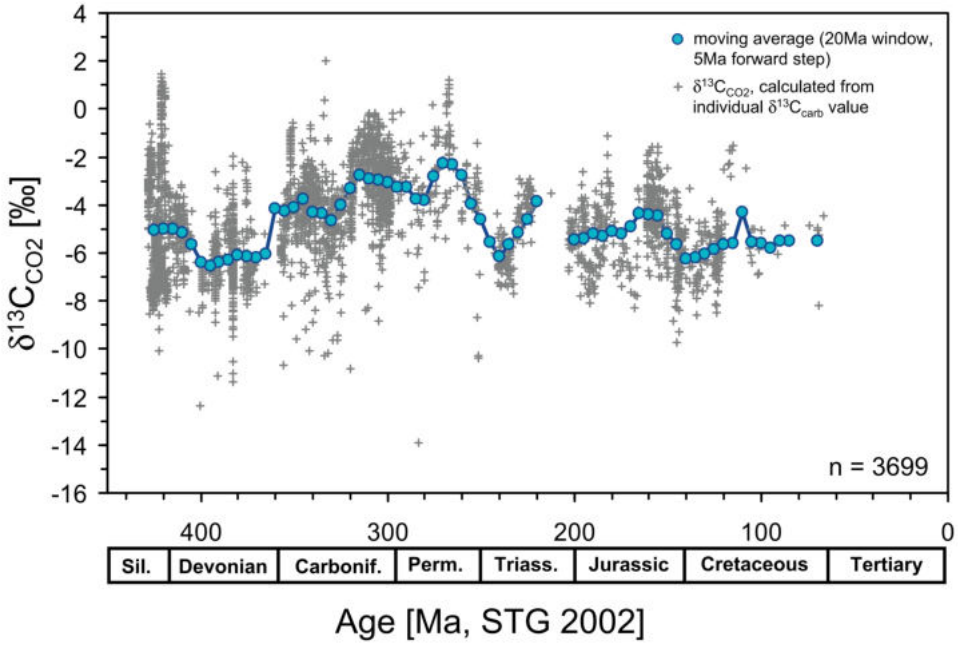


FIGURE 5.9 – **Évolution du $\delta^{13}C$ du CO_2 atmosphérique au cours du Paléozoïque supérieur. D'après Strauss and Peters-Kottig (2003).**

5.3.2 Le cycle de l'azote

5.3.2.1 Généralités sur l'azote

Dans la nature, l'azote est un nutriment limitant (Aber et al., 1989; Vitousek and Howarth, 1991; Galloway et al., 2003; Canfield et al., 2010) car la demande en composés azotés (NO_x) excède de loin la fixation naturelle du N_2 provenant de l'atmosphère (l'azote réactif de la biosphère ne représente que 0,02% du N_2 total de l'atmosphère).

Dans les roches, l'azote existe sous forme organique dans la matière carbonée (communément dans les acides aminés des protéines, les acides nucléiques et les alcaloïdes chlorophylliens), et sous forme minérale sous forme d'ammonium (NH_4^+) fixé, dérivant de la décomposition de molécules organiques durant la diagenèse et les premiers stades du métamorphisme.

Dans la zone euphotique d'un lac, les sources en azote sont l'atmosphère, les dépôts riches en nitrates et le nitrate des sols apporté par ruissellement. Le cycle de l'azote débute par la fixation du N_2 par les organismes autotrophes aérobies (*e.g.* végétaux supérieurs, végétaux aquatiques et phytoplancton) et anaérobies (*e.g.* certains organismes microbiens), grâce à l'enzyme nitrogénase qui combine l'azote gazeux à l'hydrogène pour produire de l'ammoniac (NH_3). Ce processus fractionne modérément ($< 3‰$, Hoering and Ford, 1960; Delwiche and Steyn, 1970; Wada et al., 1975; Minagawa and Wada, 1986; Sigman et al., 2001). L'ammoniac est rapidement assimilé et incorporé dans des protéines et d'autres composés azotés par absorption.

Le cycle de l'azote est complexe, de par le grand nombre d'espèces azotées, oxydées ou réduites, qu'il présente (Fig. 5.11, 5.12).
Dans un réservoir tel que l'océan ou le lac, l'azote disponible pour les processus biologiques est sous forme de NO_3^-, NO_2^-, NH_4^+ et sous forme organique dissoute (*dissolved organic nitrogen*, DON).

Le $\delta^{15}N$ dépend des processus de production et de consommation de l'azote, chaque processus ayant une préférence individuelle pour l'isotope commun (léger) ou rare (lourd). Dans les sédiments non marins, le $\delta^{15}N$ évolue en général entre -3 et +7‰ (Peters et al., 1978). Les nitrates dissous ont un ratio isotopique entre 7 et 10‰ alors que le diazote atmosphérique se situe à 0‰ (Peters et al., 1978). Cette différence est préservée dans la composition isotopique moyenne du plancton ($\delta^{15}N$ de 8‰) et dans les plantes C3 ($\delta^{15}N$ de 1‰). Différentes gammes de $\delta^{15}N$ sont représentées dans la figure 5.10.

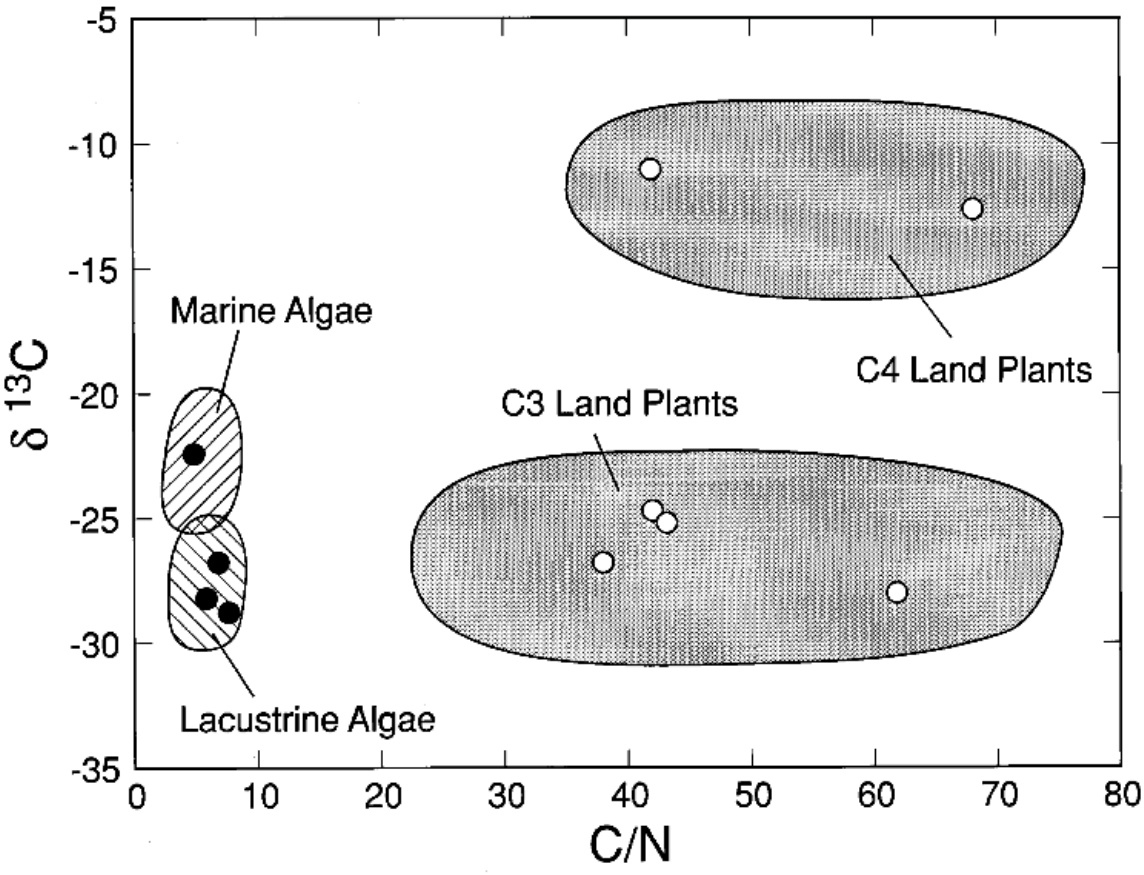


FIGURE 5.10 – **Gammes des rapports isotopiques de l'azote pour différents composés biotiques ou abiotiques. D'après Coplen and Shrestha (2016).**

Dans les études de sédiments lacustres et marins, la dégradation microbiologique du phytoplancton a été associée à l'augmentation du $\delta^{15}N$ de la matière organique résiduelle (jusqu'à 6‰),

résultant de la discrimination de ^{15}N pendant les réactions métaboliques (Saino and Hattori, 1980, 1987; Altabet, 1988; Fry et al., 1991; Schäfer and Ittekkot, 1993; Altabet and Francois, 1994; Ostrom et al., 1997; Sachs and Repeta, 1999).

En résumé, dans un lac, la composition isotopique des producteurs primaires dépend de la composition isotopique de la source d'azote (NH_4^+, NO_3^-, N_2 et azote organique dissous), et du fractionnement isotopique associé aux chemins d'assimilation de l'ammonium et des nitrates ainsi qu'à la fixation du N_2 (Ader et al., 2016).

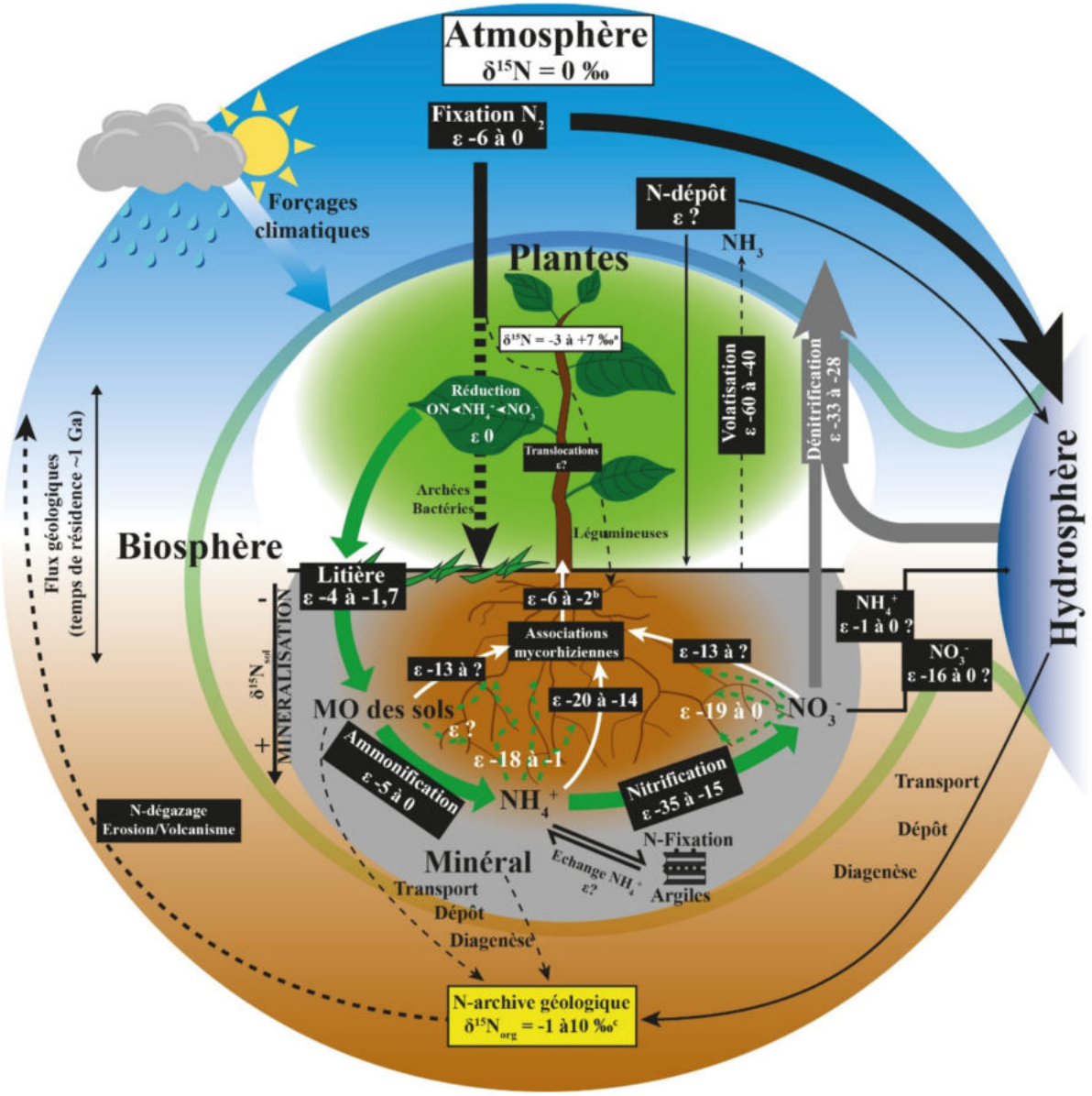


FIGURE 5.11 – **Processus majeurs dans le cycle de l'azote sur une surface terrestre et fractionnements isotopiques. D'après Tramoy (2015).**

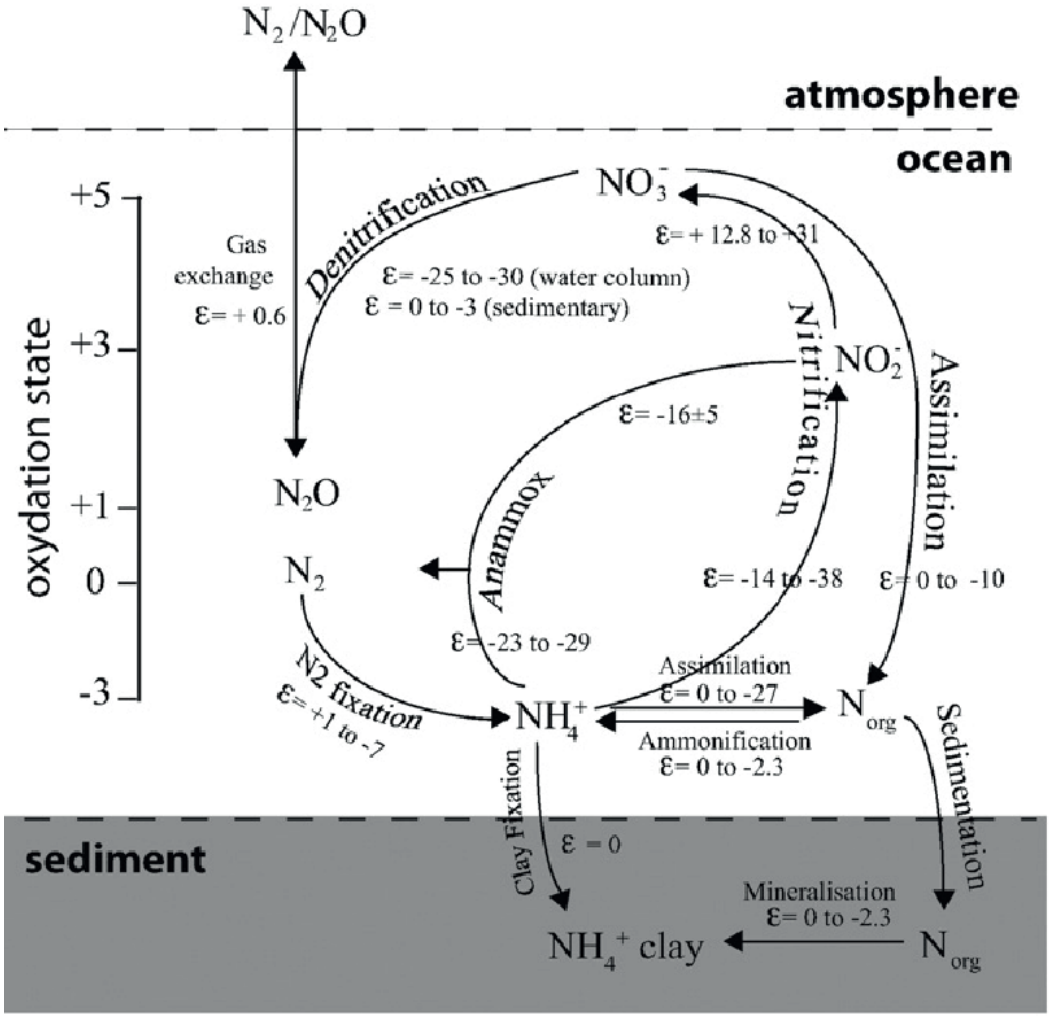


FIGURE 5.12 – **Diagramme des principaux processus biogéochimiques dirigeant le cycle moderne de l'azote dans l'océan et leurs fractionnements isotopiques associés. D'après Ader et al. (2016).**

5.3.2.2 L'azote et la diagenèse précoce

Au cours de la diagenèse précoce (compaction, début d'expulsion de l'eau interstitielle), des mécanismes microbiens dégradent la fraction hydrolysable (métabolisable) de la matière organique par minéralisation (ammonification, Mobius, 2013), ce qui représente la destruction de molécules organiques complexes en composés organiques azotés monomériques (dépolymérisation) et en ammonium inorganique (Schimel and Bennett, 2004).
L'azote du sédiment est libéré sous forme de NH_4^++, N_2, N_2O, NO_2^- et NO_3^-, de manière dépendante de la concentration en oxygène dans l'eau des pores du sédiment.

Cette minéralisation contribue à augmenter le rapport élémentaire C/N et à modifier la composition isotopique de la matière organique résiduelle, où l'azote se concentre dans des composés

hétérocycliques azotés (pyridine, pyrrole), dépendamment du type d'environnement de dépôt, de la nature de la matière organique, de l'état de préservation de celle-ci au moment du dépôt, et de l'état d'oxydation du sédiment.

Les populations microbiennes responsables de la dégradation sont contrôlées par le degré d'oxydo-réduction du sédiment. Le degré de dégradation de la matière organique par la diagenèse précoce dépend de son degré de dégradation avant d'arriver dans le sédiment (*i.e.* dans la colonne d'eau) : plus la matière organique est dégradée avant son dépôt, moins elle le sera lors de la diagenèse précoce (Ader, 1999).

La minéralisation libère de l'azote dans les fluides interstitiels, dont la forme finale sera dépendante de l'état d'oxydo-réduction du sédiment.

- **Dans des conditions aérobies** :

L'ammonium relâché lors de la minéralisation par ammonification (processus fractionnant peu, Prokopenko et al., 2006) est rapidement oxydé en nitrites (NO_2^-) puis en nitrates (NO_3^-) lors de la nitrification, avec un fort fractionnement isotopique (-17 à -16‰ Sigman et al., 2001, 2009), mais qui ne s'exprime que si l'oxydation de l'ammonium est partielle, constituant un cas rare actuellement. Les nitrites et nitrates produits peuvent alors être à leur tour assimilés par les organismes photosynthétiques, avec un fractionnement de -5‰ environ (Sigman et al., 2009).
Si la matière organique sédimentaire est longtemps exposée à l'oxygène (bonne oxygénation de la colonne d'eau, longue durée de transport dans la colonne d'eau et long temps de résidence à l'interface eau/sédiment, en fonction du taux de sédimentation), son $\delta^{15}N$ a tendance à augmenter par rapport à la matière organique particulaire de surface (enrichissement d'environ 3 à 5‰), car les composants labiles de la matière organique sont appauvris en isotopes lourds (Robinson et al., 2012; Altabet et al., 1999; Sachs and Repeta, 1999; Brummer et al., 2002; Nakanishi and Minagawa, 2003; Gaye et al., 2009; Möbius et al., 2010, 2011; Prahl et al., 2003).

- **Dans des conditions anaérobies** (peu d'oxygène dans la colonne d'eau, taux de sédimentation forts, transport court dans la colonne d'eau) :

le $\delta^{15}N$ montre des valeurs sensiblement égales à celles de la matière organique particulaire de surface. Les nitrates sont progressivement réduits en $N-2$ gazeux (en passant par les nitrites et le protoxyde d'azote) par les bactéries hétérotrophes qui les utilisent comme accepteurs d'électrons lorsque le dioxygène n'est pas disponible. Ce processus est appelé dénitrification et présente un fort fractionnement de -25‰ à -30‰ (Sigman et al., 2001; Ader et al., 2016),

responsable de l'augmentation du $\delta^{15}N$ du nitrate résiduel (Sigman et al., 2001). Comme les nitrates sont utilisés par les producteurs primaires, alors une augmentation du $\delta^{15}N$ de la matière organique est attendue (Peters et al., 1978; Sigman et al., 2009). Dans les mêmes environnements, l'ammonium peut aussi subir une oxydation anaérobique (anammox, Broda, 1977), où, réagissant avec les nitrites (NO_2^-) il donne du diazote N_2 et de l'eau. Cette réaction enrichit *in fine* le NH_4^+ résiduel en isotopes lourds, mais pour que cet enrichissement provoque une augmentation du $\delta^{15}N_{bulk}$, il faut que le NH_4^+ soit refixé dans les argiles en quantité suffisante (Prokopenko et al., 2006; Ader et al., 2016).

Même si des études ont montré une augmentation du $\delta^{15}N$ au cours de la dégradation de la matière organique (*e.g.* Melillo et al., 1989; Connin et al., 2001; Asada et al., 2005; Bragazza et al., 2010), les valeurs du fractionnement isotopique restent néanmoins discutées et il est donc délicat de contraindre les changements isotopiques attribués à la diagenèse précoce (Gälman et al., 2009).

L'ammonium peut être présent sous forme libre (en solution), échangeable (adsorbé sur des particules), ou fixée. En effet, relâché dans le milieu interstitiel, il peut être partiellement fixé par des minéraux où il se substitue au potassium (rayons ioniques respectifs de 1,45Å et 1,33Å), tel que dans les argiles potassiques (illite, interstratifiés illite-smectite), les micas et les feldspaths. Jusqu'à 60% de l'ammonium relâché par minéralisation microbienne peut être fixé dans les argiles (Kemp and Mudrochova, 1972; Müller, 1977). Ces processus de reminéralisation ou de fixation de l'ammonium dans les argiles n'entraînent pas de fractionnement conséquent de l'azote (Freudenthal et al., 2001; Prokopenko et al., 2006; Kohzu et al., 2011; Ader et al., 2016), bien que le $\delta^{15}N$ de l'ammonium libre, échangeable ou fixé, soit légèrement supérieur à celui de la matière organique totale.

5.3.2.3 Maturation de la matière organique : diagenèse, catagenèse, métagenèse

La matière organique sédimentaire et les minéraux argileux déposés dans un bassin sont soumis à la diagenèse thermique d'enfouissement.

- Diagenèse

  Lors de cette phase, le carbone, l'oxygène et l'hydrogène de la matière organique commencent à être libérés. Le rapport atomique C/N reste relativement constant, de même que le $\delta^{15}N$ des sédiments (Boudou et al., 1984; Macko and Quick, 1986; Rigby and Batts, 1986; Williams et al., 1995; Whiticar, 1996; Rivera et al., 2015). L'absence de corrélation entre le $\delta^{15}N$ et le TN montre que la matière organique n'a pas été altérée (Ader et al., 2016).

- Catagenèse

Durant la catagenèse, l'oxygène et l'hydrogène sont éliminés, et le $\delta^{15}N$ de l'azote reste stable (Williams et al., 1995; Gerling, 1998) tandis que le $\delta^{15}N$ du bitume a tendance à augmenter avec la profondeur, du fait de la perte préférentielle de composés azotés labiles (pauvres en ^{15}N). Cette phase, où débute la fenêtre à huile aux environs de 80°C, voit les minéraux argileux se transformer, comme c'est le cas pour la smectite, qui donne naissance à des interstratifiés illite-smectite puis à terme à de l'illite. Les feuillets illitiques se forment en effet grâce aux apports de potassium en solution, venant des feldspaths potassiques et des micas, eux aussi dégradés. L'azote en solution, sous forme de NH_4^+ est alors adsorbé, sans fractionnement isotopique, dans les espaces interfoliaires des interstratifiés illite-smectite (Lindgreen, 1994), donnant de l'ammonium-illite authigène. Dans le cas de roches riches en argiles, la quantité d'illites authigènes augmente avec la profondeur d'enfouissement et les interstratifiés illite-smectite disparaissent au profit de l'illite (vers *e.g.* Nadeau et al., 1985; Pearson and Small, 1988), conjointement donc à une augmentation de la quantité de NH_4^+ aux dépens de la quantité d'azote organique (Lindgreen, 1994).

- Métagenèse

Lors de l'anthracitisation, l'azote est progressivement libéré, le rapport C/N augmente alors mais le $\delta^{15}N$ reste là encore constant (Williams et al., 1995; Ader et al., 1998, 2006; Boudou et al., 2008).

En résumé, le $\delta^{15}N$ observé dans des sédiments anciens reflète la signature isotopique acquise à la fin de la diagenèse précoce, puisque la diagenèse tardive, la catagenèse et la métagenèse n'affectent pas ou peu le fractionnement isotopique. Le $\delta^{15}N$ du sédiment reflète donc celui de la productivité primaire si la modification isotopique qui accompagne la biodégradation dans la colonne d'eau ou le sédiment est connue ou bien négligeable.
L'évolution diagénétique induit une perte en azote depuis la matière organique vers le milieu interstitiel et les minéraux potassiques. Cependant, les corrélations entre la teneur en illite et la quantité d'azote fixé ne sont valables que pour des lithologies riches en argiles ; l'étude de la géochimie isotopique de l'azote dans les roches sédimentaires nécessite de connaître l'histoire diagénétique des sédiments, et de ne pas négliger la présence des deux phases minérales et organiques, comprises dans l'azote total de la roche ; lors d'une étude géochimique, il n'est pas nécessaire de séparer les deux phases azotées, seulement dans le cas où l'azote organique total (TON) suit les variations de l'azote total (TN, azote organique plus azote minéral, Tramoy, 2015).

5.3.2.4 Utilisation de l'azote comme marqueur paléoenvironnemental

En première approximation, des conditions préalables sont requises pour l'utilisation de l'azote et de son rapport isotopique comme marqueur paléoenvironnemental :

- les analyses effectuées sur la matière organique doivent être précises et reproductibles,

- les processus post-dépôt ne doivent pas affecter significativement le $\delta^{15}N$,
- les variations du $\delta^{15}N$ doivent être reliées à des processus se produisant dans le cycle biogéochimique de l'azote (Ader et al., 2016).

Actuellement, dans le cas de plateformes continentales et de bassins anoxiques, (i) le $\delta^{15}N$ des producteurs primaires est transmis aux sédiments, (ii) le $\delta^{15}N$ des sédiments reflète le $\delta^{15}N$ de l'azote assimilé par les producteurs primaires et (iii) la spéciation et les valeurs du $\delta^{15}N$ de l'azote disponible biologiquement dans les eaux de surface dépendent des processus dominants dans le cycle de l'azote (Ader et al., 2016). L'étude de Galbraith et al. (2008) montre que dans les sédiments récents, la signature en $\delta^{15}N$ du sédiment est un proxy fiable pour les processus biogéochimiques en domaine marin.

Le $\delta^{15}N$ n'est que très peu affecté par les étapes de maturation de la matière organique entre la fin de la diagenèse précoce et la métagenèse, quel que soit le degré du métamorphisme. Par conséquent, s'il n'est pas trop impacté par la diagenèse précoce (excepté dans le cas du charbon où la diagenèse précoce ne modifie pas le $\delta^{15}N$), il est susceptible de fournir des informations sur les paléoenvironnements (Ader, 1999).

Le $\delta^{15}N$ de la matière organique des sols, en l'absence de diagenèse précoce, peut être utilisé comme proxy paléoclimatique, étant donné que le climat agit sur l'azote des sols en contrôlant les taux d'azote entrant et sortant du système. Les écosystèmes lacustres sont en revanche dominés par la production primaire algaire (Baudin et al., 2007), donc le $\delta^{15}N$ est contrôlé par les caractéristiques du lac, c'est-à-dire la signature isotopique des nutriments, les processus de nitrification, dénitrification et volatilisation, et l'intensité de la productivité primaire (Talbot and Johannessen, 1992; Terranes and Bernasconi, 2000; Janbu et al., 2011).

Ainsi, si la source de matière organique dominante dans le lac n'est pas la matière organique continentale, le lac ne répondra que de manière indirecte aux fluctuations climatiques, contrairement au sol.

- **Dans le cas d'un sol :**

L'azote entre dans le système par l'atmosphère et la fixation biologique (fractionnement de 0‰ environ) ; l'azote sortant est proportionnel à la taille du réservoir d'azote organique du sol (SON) et varie avec les précipitations et températures annuelles moyennes (Jenny, 1928). Les processus responsables de la sortie d'azote (nitrification, dénitrification, volatilisation de l'ammoniac) fractionnent isotopiquement l'azote, avec un prélèvement préférentiel de l'isotope léger, faisant augmenter le $\delta^{15}N$ du système (Austin and Vitousek, 1998).

Comme le $\delta^{15}N$ de l'azote entrant via l'atmosphère est relativement stable (-3 à +3‰, Amundson

et al., 2003), le $\delta^{15}N$ de la végétation, ou des sols, reflète des variations du coefficient de fractionnement isotopique seulement, et peut être ainsi utilisé pour approcher les conditions de températures (corrélation positive entre la température et le $\delta^{15}N$) et de précipitations continentales (corrélation négative entre les précipitations et le $\delta^{15}N$, Heaton, 1987; Austin and Vitousek, 1998; Handley et al., 1999; Amundson and Baisden, 2000; Schuur and Matson, 2001; Amundson et al., 2003; Swap et al., 2004; Liu and Wang, 2009, 2010), les sols et les végétaux étant très sensibles à ces deux facteurs environnementaux. Cet aspect de la caractérisation de l'azote dans les sols peut être intéressant dans les études de l'azote lacustre, car l'azote des sols est exporté au lac par ruissellement.

L'"ouverture" du cycle de l'azote se caractérise par un fort taux d'entrants/sortants d'azote et la "fermeture" du cycle par un cycle d'azote interne.

Lorsque le cycle de l'azote est fermé (Fig. 5.13), c'est-à-dire en cas de recyclage de l'azote, c'est que l'environnement est humide, favorisant une forte productivité des écosystèmes, limitant la quantité de nutriments et favorisant leur recyclage et le stockage de la matière organique dans les sédiments (Högberg, 1990; Schulze et al., 1991). La perte en azote (*e.g.* par nitrification, dénitrification ou volatilisation) est réduite, et le ^{15}N diminue (appauvrissement en ^{15}N du système par le lessivage des produits organiques dégradés riches en ^{15}N, Handley et al., 1999; Amundson et al., 2003; Swap et al., 2004; Liu and Wang, 2009, 2010).
Lorsque le cycle de l'azote est ouvert (Fig. 5.13), cela signe un recyclage limité de l'azote, car l'humidité étant réduite (faibles précipitations), la faible productivité est responsable de forts taux de nutriments qui ne peuvent être recyclés. La forte perte en azote est marquée par un fort $\delta^{15}N$, traduisant un enrichissement en isotopes lourds du système plante/sol (perte en ^{14}N, Aranibar et al., 2004). Les précipitations et le $\delta^{15}N_{org}$ sont donc corrélés négativement.

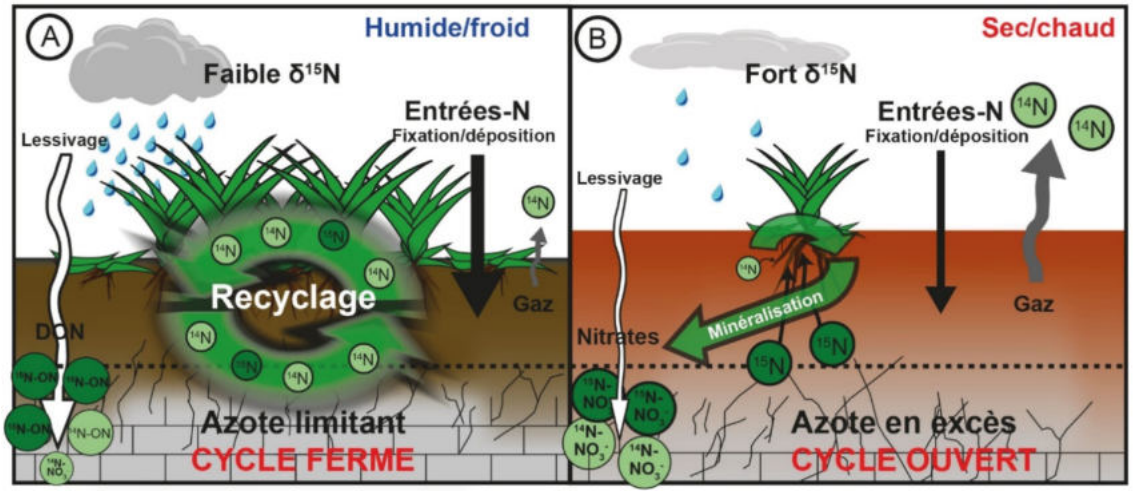


FIGURE 5.13 – **Fonctionnement du cycle de l'azote dans le cas d'un cycle fermé (humide/froid) et ouvert (sec/chaud). DON = *dissolved organic nitrogen*. D'après Tramoy (2015).**

En revanche, le $\delta^{15}N$ et les températures sont corrélés positivement (Handley et al., 1999; Amundson et al., 2003). Cependant, la disponibilité en eau a tendance à prendre le dessus sur les températures : des températures froides peuvent être associées à un fort $\delta^{15}N$ si la disponibilité en eau est réduite (Liu and Wang, 2009; Tramoy et al., 2016).

- **Dans le cas d'un lac :**

Si celles-ci diffèrent significativement dans leur composition chimique, les différentes sources d'azote peuvent être mises en évidence par le $\delta^{15}N$ des sédiments lacustres (Peters et al., 1978; Meyers and Ishiwatari, 1995). Les nitrates dissous dans l'eau proviennent des dépôts riches en nitrates, du diazote atmosphérique et du nitrate des sols ($\delta^{15}N$ fort devant les deux autres sources), et sont disponibles pour les plantes aquatiques et le phytoplancton. Ainsi, une diminution du $\delta^{15}N$ de l'eau marque une diminution des apports terrigènes (Mayer and Schwark, 1999).

L'étude de Tramoy et al. (2016) montre que le signal du $\delta^{15}N$ évolue plus vite que la signature paléoenvironnementale des minéraux argileux ; les signaux argileux dans le bassin reflètent des changements majeurs dans les conditions d'hydrolyse sur le plus ou moins long terme, tandis que le $\delta^{15}N$ indique que le cycle de l'azote est plus sensible aux changements environnementaux locaux, de plus courte durée.

5.3.3 Traçage des sources de matière organique

Actuellement, les plantes C3 représentent entre 90 et 95% de la biomasse continentale (Still et al., 2003; Lamb et al., 2006), et ont une signature isotopique proche de celle des macrophytes aquatiques (entre -34 et -21‰, Deines et al., 1980; O'Leary, 1995; Mayer and Schwark, 1999), le $\delta^{13}C$ du phytoplancton fluctuant quant à lui avec la pression partielle de CO_2 atmosphérique (Herczeg and Fairbanks, 1987; Heaton, 1999). Le $\delta^{13}C_{org}$ des plantes en C4 est aux alentours de -10 à -15‰ (Meyers, 1997, Fig. 5.14). En période de faible érosion continentale, la matière organique déposée en domaine lacustre distal est essentiellement composée de matière organique algaire, signée par un $\delta^{13}C_{org}$ très négatif. Une augmentation du $\delta^{13}C_{org}$ de la matière organique lacustre signe donc des apports plus importants de matière organique continentale.

Le $\delta^{13}C_{org}$ de la matière organique allochtone dépend néanmoins du type de métabolisme existant en un temps donné ainsi que de la pCO_2 (Heaton, 1999). Au Paléozoïque supérieur, les plantes en C4 et CAM n'existaient pas, leur date d'apparition étant encore débattue entre le Crétacé, (Bocherens et al.; Kuypers et al., 1999), ou le Tertiaire, (Thomasson et al., 1986; Cerling, 1999; Sage, 2004). À la limite Carbonifère–Permien, les plantes supérieures en C3 montrent des signatures isotopiques entre -26 et -20‰ (Strauss and Peters-Kottig, 2003; Müller et al., 2006; Peters-Kottig et al., 2006; Nordt et al., 2016; Cui et al., 2017), tandis que celles de la matière organique (dans le cas du bassin de Saar-Nahe) semblent plus faibles, oscillant entre -27 et -24‰ (Müller et al., 2006).

D'autres méthodes sont plus couramment employées, telles que le rapport C/N, le $\delta^{15}N$, la chromatographie en phase gazeuse (caractérisation des biomarqueurs) ou bien la pyrolyse Rock-Eval.

5.3.3.1 Rapport C/N

Aujourd'hui, le rapport C/N est un des rapports utilisés en biochimie pour estimer la biodégradabilité des produits organiques et des détritus d'origine végétale (Aerts, 1997). C'est un indicateur de potentiel humique : plus ce rapport est élevé, plus le produit se dégradera lentement et la proportion d'humus stable formé sera importante (Fog, 1988).

Dans le registre fossile, le rapport élémentaire C/N est très utilisé pour la provenance de la matière organique (Prahl et al., 1980; Premuzic et al., 1982; Ishiwatari and Uzaki, 1987; Jasper and Gagosian, 1990; Prahl et al., 1994; Silliman et al., 1996; Talbot, 2001; Meyers, 2003). En effet, lorsqu'il se situe entre 4 et 10, ce rapport caractérise les organismes aquatiques (algues et cyanobactéries), et lorsqu'il est supérieur à 20, il marque une source continentale (Meyers, 1994; Meyers and Ishiwatari, 1995; Meyers and Teranes, 2001; Meyers, 2003; Baudin et al., 2017, Fig.5.14).

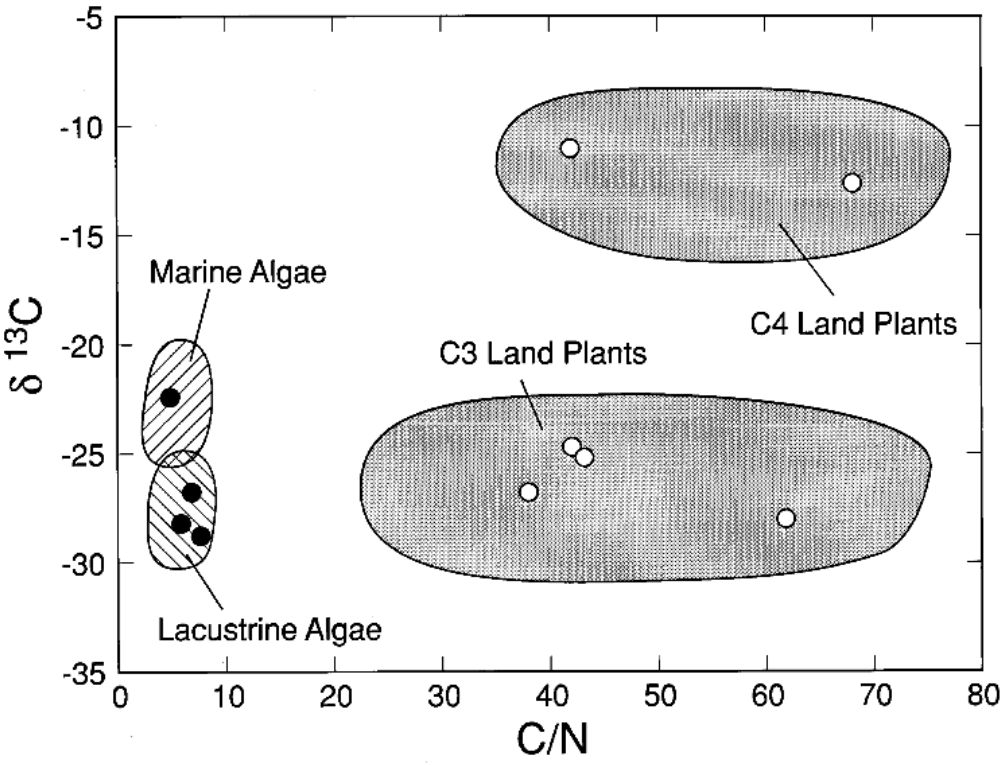


FIGURE 5.14 – **Rapport isotopique du carbone en fonction du rapport C/N pour déterminer le type de matière organique (algues marines, algues lacustres, plantes en C4 et C3). D'après Meyers (1997).**

Le ratio C/N est influencé par la présence ou l'absence de cellulose dans la matière organique source (présence dans les végétaux terrestres supérieurs, absence dans les algues au profit des protéines, Meyers, 1997). Ce ratio est influencé par la diagenèse précoce qui a tendance à l'augmenter par diminution de la composition élémentaire en azote, mais cependant rarement suffisamment pour effacer la signature entre la production allochtone et autochtone. Après la diagenèse précoce, le C/N est moins modifié (Meyers and Ishiwatari, 1993, 1995).

5.3.4 La pyrolyse Rock-Eval

La pyrolyse Rock-Eval a été développée pour répondre aux attentes de l'industrie pétrolière. C'est une méthode qui permet d'approcher notamment le potentiel pétrolier d'une roche, l'état de maturation des kérogènes, ainsi que leur nature (Espitalie et al., 1986).

Au premier plan, cette méthode permet, en laboratoire, de recréer rapidement la genèse d'huile dans un sédiment riche en matière organique, et de déterminer son contenu en hydrocarbures libres, en hydrocarbures potentiels et en carbone organique. Cette méthode permet de quantifier plusieurs paramètres organiques caractéristiques d'une roche, tels que la concentration en carbone dans la roche, exprimée en wt.% (weight percent) ainsi qu'en oxygène et hydrogène, permettant de calculer des ratios (index hydrogène HI exprimé en mgHC/gTOC, index oxygène OI exprimé en $mgCO_2$/gTOC) ainsi que de calculer le Tmax (température maximale de pyrolyse), donnant des informations sur le degré de maturation de la matière organique, dans le sens où la matière organique est craquée à haute température lors de la pyrolyse quand elle a été portée à haute température au cours de son histoire géologique (Baudin et al., 2017). Le HI et le OI donnent des informations sur le type de matière organique et sur sa préservation lorsqu'ils sont représentés dans un diagramme (correspondant à un diagramme de van Krevelen modifié, Fig. 5.15, où habituellement on trouve les ratios H/C et O/C). On peut distinguer trois types du matières organiques (Figs.5.15 et 5.16) :

- le type I : d'origine lacustre,
- le type II : d'origine marine,
- le type III : d'origine continentale.

5.3.5 Les palynofaciès

L'analyse des palynofaciès se base sur l'observation en lame mince des composants organiques (palynomorphes, phytoclastes et matière organique amorphe) d'un échantillon, obtenus après leur séparation de la phase minérale. Les palynofaciès renseignent sur l'origine des éléments organiques, leurs quantités et proportions relatives et leur état de préservation. Dans le cadre de ce travail, des analyses ont été initiées afin de caractériser l'évolution des palynofaciès (essentiellement pour déterminer le type de matière organique et son évolution au cours du temps), les interprétations étant encore en cours.

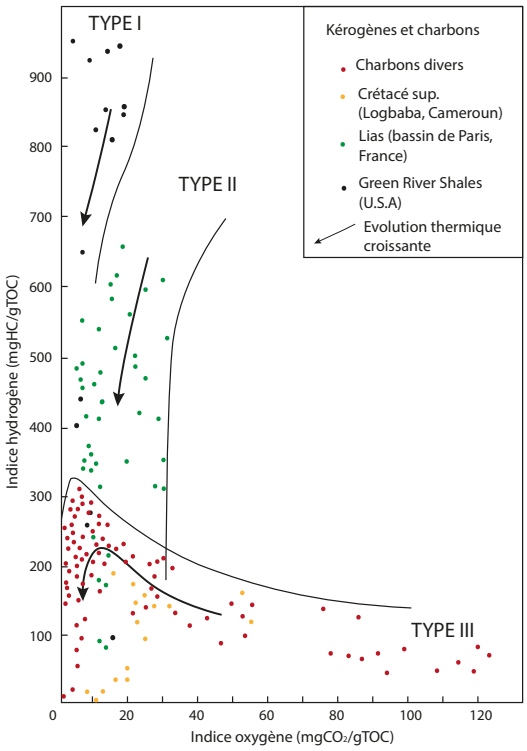


FIGURE 5.15 – **Pseudo-diagramme de van Krevelen montrant les variations des indices hydrogène et oxygène selon différents exemples de types de matière organique. D'après Espitalié et al. (1985).**

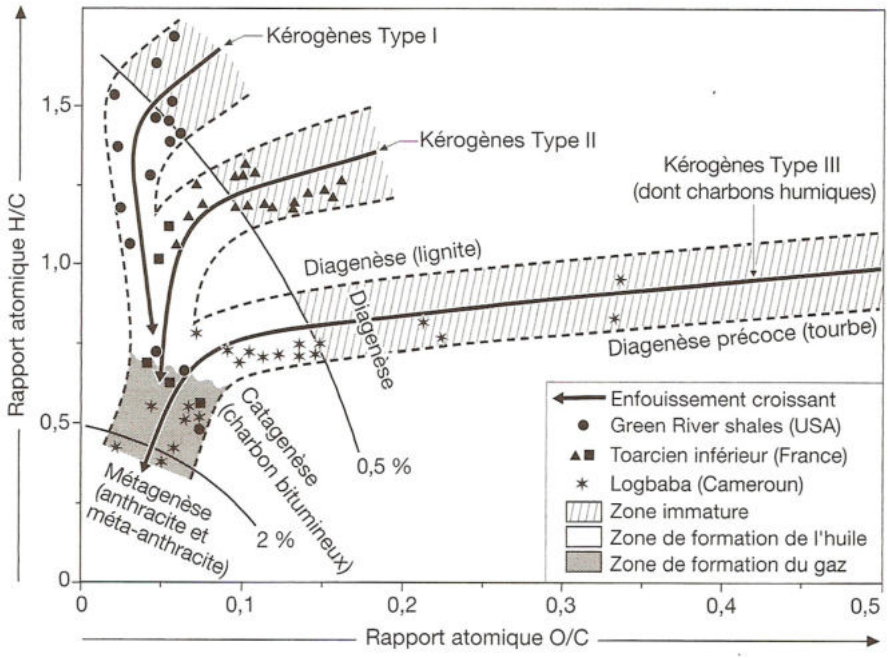


Figure 5.16 – **Diagramme de van Krevelen montrant les rapports H/C et O/C pour les trois types de matières organiques respectifs. D'après Baudin et al. (2017), modifié de Durand et al. (1980).**

5.3.6 Géochimie moléculaire

La géochimie moléculaire est un autre type d'approche pour appréhender la matière organique qui ne sera pas détaillé dans cette thèse bien que constituant une perspective intéressante. Elle se base sur la détermination et la quantification de biomarqueurs moléculaires. Pour ce faire, elle nécessite un couplage entre la chromatographie liquide puis en phase gazeuse et la spectrométrie de masse. Les bitumes sont constitués de différentes molécules hydrocarbonées et non-hydrocarbonées. Ces dernières présentent des fonctions particulières (*e.g.* fonction alcool) associées à des structures hydrocarbonées (Baudin et al., 2017). Lors de la diagenèse précoce, ces groupes fonctionnels sont préférentiellement perdus et le squelette carboné préservé est alors appelé biomarqueur (fossile géochimique), car ses caractéristiques dépendent du matériel initial dont il dérive (*e.g.* végétaux *vs.* algues). Dans cet exemple précis, les biomarqueurs dits *n*-alcanes diffèrent dans la longueur de leur chaîne carbonée, dans le sens où les longues chaînes vont marquer un organisme source type végétal supérieur et où les chaînes courtes signeront du matériel primaire algaire (Baudin et al., 2017). L'interprétation de biomarqueurs suit deux principes :

- chaque biomarqueur a la même origine que la biomolécule dont la structure est identique ou proche ;
- les différences structurales et chimiques entre un biomarqueur et son précurseur reflètent les conditions physico-chimiques du transport, dépôt et diagenèse (Hautevelle, 2005).

Les avantages de cette méthode sont que l'étude des biomarqueurs s'applique à chaque sédiment ayant une composante organique, qu'elle donne une grande quantité d'informations, telles que sur la paléobiodiversité en premier lieu, les paléoclimats, les conditions diagénétiques... (Hautevelle, 2005).

5.4 Dynamique de production et de préservation de la matière organique dans les bassins fini-carbonifères à permiens du nord-est du Massif central

Cette section sera soumise à *Frontiers in Earth Sciences* ou *Chemical Geology* sous le titre :

Production and preservation dynamic of organic matter in intracontinental late-Carboniferous to early Permian basins (north-eastern Massif Central, France)

Mercuzot, M.[1], Thomazo, C.[2], Schnyder, J.[3], Baudin, F.[3], Pellenard, P.[2], Sansjofre, P.[4], Pierson-Wickmann, A.-C.[1], Bourquin, S.[1], Beccaletto, L.[5], Santoni, A.-L.[2], Gand, G.[2]

[1] Univ Rennes, CNRS, Géosciences Rennes - UMR 6118, F-35000, Rennes, France

[2] Biogéosciences UMR uB/CNRS 6282, Université Bourgogne Franche-Comté, 21000 Dijon, France

[3] Institut des Sciences de la Terre de Paris (ISTeP), UMR 7193 CNRS, Sorbonne Université, Paris 6, France

[4] MNHN, Sorbonne Université, CNRS UMR 7590, IRD, Institut de minéralogie, des Matériaux et de Cosmochimie, Paris, France

[5] BRGM, F-45060 Orléans, France

5.4.1 Introduction

The late Carboniferous to early Permian period is largely recognised for its high primary productivity on lands, and thus witnesses the highest rates of global organic carbon burial of the Phanerozoic Eon preserved in the sedimentary rocks (*e.g.* Klemme and Ulmishek, 1991; Maynard et al., 1997; Berner, 2003; Schwarzbauer and Jovančićević, 2015; Montañez, 2016). Indeed, coal forests (wetland biome) occupied a large area in the intertropical zone during this time interval (Cleal and Thomas, 2005).

The continental sediments recorded during this time window reflect different parameters including tectonics, which control subsidence history of sedimentary basins, relief destabilisations, high sedimentary fluxes and the palaeogeography and palaeoclimate. The latter is defined at the first order by the Late Palaeozoic Ice Age (LPIA, end-Devonian to middle Permian), associated with humid belts in the intertropical zone (*e.g.* Scotese, 2002) and resulting of several parameters such as alteration of Variscan reliefs (Goddéris et al., 2017), low incident solar luminosity (Crowley and Baum, 1992), palaeogeographic modifications (Powell and Veevers, 1987; Veevers, 1994; Frank et al., 2008; Isbell et al., 2012), orbital forcing, and enhanced volcanic activity (Soreghan et al., 2019).

The late Carboniferous to early Permian period displays substantial variations in the global carbon cycle, with the strongest ^{13}C-carbonate enrichment recorded during the Phanerozoic associated with carbonate δ^{13}C value up to 5‰ (Strauss and Peters-Kottig, 2003). This isotopic signal has been interpreted by numerous studies as reflecting, among other parameters, a carbon cycle dominated by a very high export of organic matter (OM) in the sediments, in agreement with sedimentological evidences of organic-rich facies deposition (Berner and Raiswell, 1983; Beauchamp et al., 1987; Bruckschen et al., 1999; Hayes et al., 1999; Mii et al., 1999; Berner, 1989, 2001, 2003, 2004; Saltzman et al., 2004; Saltzman, 2005; Peters-Kottig et al., 2006; Frank et al., 2008; Grossman et al., 2008; Liu et al., 2017).

Interestingly, several studies through geological times have successfully used OM carbon and nitrogen isotopic signals to better understand its production and preservation dynamics in the marine realm, and argued for a high primary production - low remineralisation state of the biogeochemical cycles (*e.g.* Altabet and Francois, 1994; Schubert and Calvert, 2001; Sephton et al., 2002; Deutsch et al., 2004; Algeo et al., 2008; Kashiyama et al., 2008; Ramaswamy et al., 2008; Thomazo et al., 2009; Jenkyns, 2010; Ader et al., 2014, 2016), the latter being influenced by environmental parameters such as the climate and the redox structure of the oceanic water column.

Whereas their sedimentological setting has been recently improved (Mercuzot et al., a, Mercuzot et al., b), both OM production and preservation dynamics in the late Carboniferous to early Permian continental basins of the north-eastern Massif Central (France) are poorly documented, except by a few studies (Elsass Damon, 1977; Garel et al., 2017). Moreover, OM isotopic characterisation is still lacking in most studies on continental series from this period.

In this study, we aim to describe the OM sedimentary dynamics and associated geochemical signatures based on several well-preserved cored boreholes from continental series of the north-eastern Massif Central (France). The elementary and isotopic characterisation of the OM has been realised

using Rock-Eval pyrolysis and Isotope Ratio Mass Spectrometry (IRMS) for determining $\delta^{13}C_{org}$ and $\delta^{15}N$, paired with a detailed sedimentological framework (facies and depositional environments). Using these observations, we propose a scenario for OM origin and preservation the north-eastern Massif Central basins, and discuss the biogeochemical cycling in time and space in these deep-time lacustrine settings. Local, facies-related controls in the OM sedimentation *vs* global signals are also considered in the light of known carbon and nitrogen global-cycle trends across the LPIA time period.

5.4.2 Geological setting

The Carboniferous to Permian basins in western Europe are related to late-orogenic extension processes triggered as part by the collapse of the Variscan mountain belt (Ménard and Molnar, 1988; Vallé et al., 1988; Van Den Driessche and Brun, 1989a, 1992a; Burg et al., 1990; Malavieille et al., 1990; Faure and Becq-Giraudon, 1993; Faure, 1995; Becq-Giraudon et al., 1996; Genna et al., 1998; Choulet et al., 2012). This W-E-oriented mountain belt was located in equatorial position and is incriminated in the climate dynamic of the Late Palaeozoic period (*e.g.* Goddéris et al., 2017), witnessing the LPIA, which constitutes the last major glaciation on a vegetated Earth (Gastaldo et al., 1996; Montañez et al., 2007). The LPIA paroxysmal phase happened at the end of the Carboniferous and at the beginning of the Permian, period which records both extremely low CO_2 levels (between 0 and 1 000 ppm, Berner and Kothavala, 2001b; Montañez et al., 2007) and the highest O_2 levels (nearly twice the present days atmospheric level) of probably the entire Earth history (Berner and Canfield, 1989).

The Decize-La Machine and Autun basins, located in the north-eastern French Massif Central (Fig. 5.17) and recording the collapse of the Variscan mountain belt, display sedimentary successions from the late Carboniferous to the beginning of the Permian (Pellenard et al., 2017; Ducassou et al., 2019). These basins have been mining operated during decades in the 20^{th} century for their carbonaceous resources (coal and oil-shale beds, *e.g.* Elsass Damon, 1977; Marteau, 1983 for the Autun Basin), but their geochemical features remain poorly constrained.

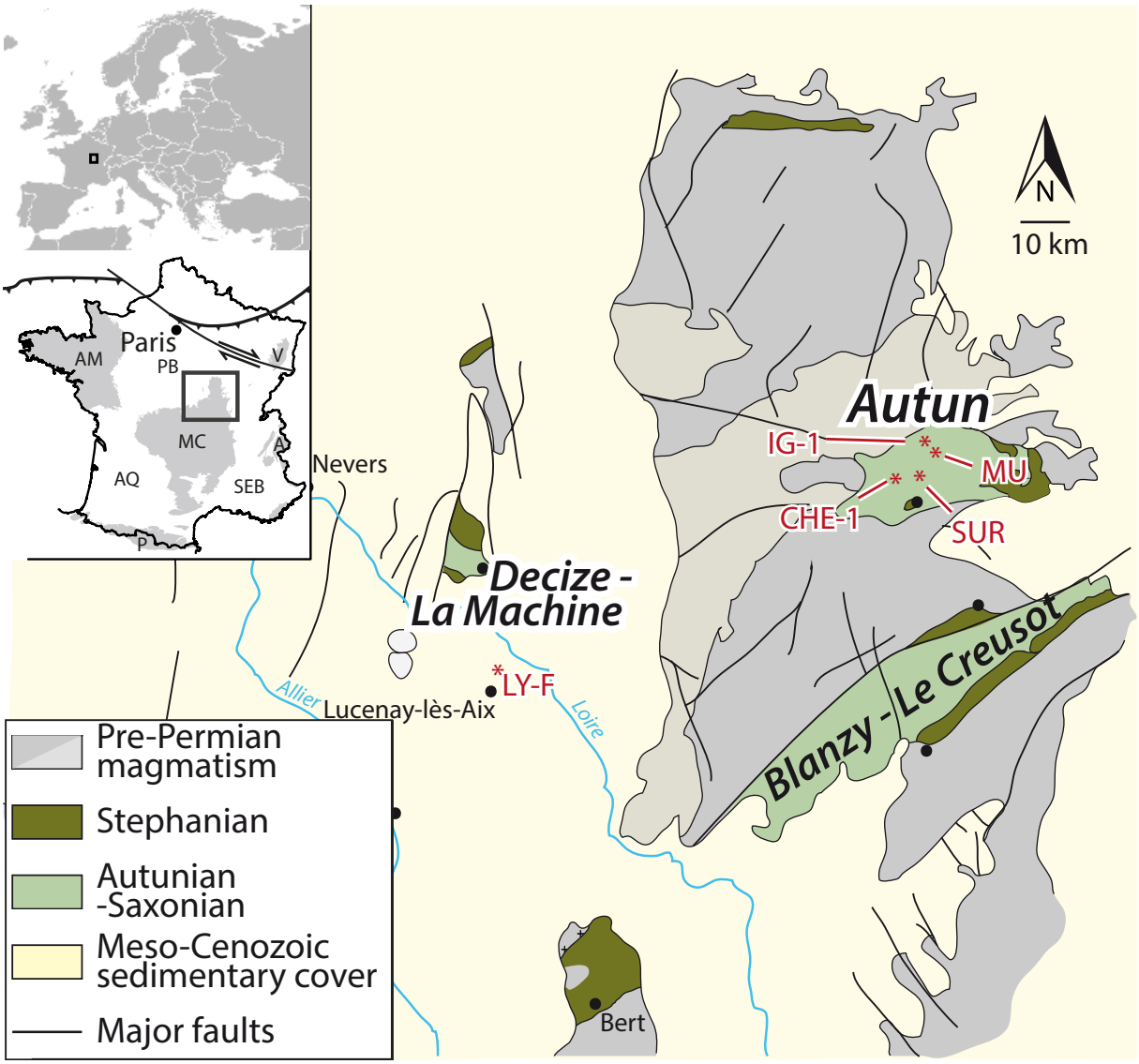


Figure 5.17 – **Simplified geological map of the north-eastern Massif Central, showing four late Carboniferous to Permian basins, including the Autun and the Decize-La Machine basins described in this study. Modified from Elsass Damon (1977).**

However, it has been recently demonstrated that the Decize-La Machine and Autun basins reflect palaeodepocenters of a larger sedimentary basin encompassing other Carboniferous to Permian basins located nearby, including the southward Blanzy-Le Creusot Basin and the eastward Aumance Basin (Fig. 5.17), and possibly the Carboniferous to Permian series located under the Meso-Cenozoic sedimentary cover of the Paris Basin (Contres, Brécy and Arpheuilles basins, Beccaletto et al., 2015; Mercuzot et al., a, Mercuzot et al., b). Therefore, the present studied sedimentary successions of the Decize-La Machine and Autun basins may belong to a single sedimentary basin.

The Decize-La Machine Basin, located under a Meso-Cenozoic sedimentary cover, is divided into three areas (Fig. 5.17) : the outcropping La Machine area, and the Devay and Lucenay-lès-Aix areas. These two latter were initially investigated by the French geological survey during the 80s, and more

recently, depositional environments and basin architecture of the Lucenay-lès-Aix area were reassessed by Ducassou et al. (2019) and Mercuzot et al. (a). In our study, only the Lucenay-lès-Aix area is studied, through the LY-F borehole which has been dated between 299 ± 2 Ma and 294 +2/-7 Ma by LA-ICP-MS dating (Laser Ablation – Induced Coupled Plasma – Mass Spectrometry) on zircons and apatites (Ducassou et al., 2019).
In the Autun Basin, five boreholes and one section are investigated, respectively the IG-1, CHE-1, MU, SUR-1, SUR-2 boreholes and the SUR section. The base of the IG-1 borehole has been dated at 299.91 ± 0.16 Ma, and the top of the Muse section at 298,05 ± 0.19 Ma using the U-Pb CA-ID-TIMS method (Chemical Abrasion – Isotopic Dilution – Thermal Ionisation Mass Spectrometry, Pellenard et al., 2017).

- **Depositional environments**

The Lucenay-lès-Aix area displays various continental depositional environments, from the coastal plain with coal-bearing levels to the lake with occurrences of deltaic levels, and the area seems to open toward the east (Ducassou et al., 2019; Mercuzot et al., a). The general depositional setting is typical of differentiated Gilbert-type delta, with inclined foreset and bottomset features (mostly coarse granulometry), sinking into a lake environment materialised by fine-grained deposits (Fig. 5.18). This lake environment can be both at the termination of the delta sets or located laterally from the sediment supply. In this second case, microbial deposits are found, indicating a water depth within the photic zone.
The Autun Basin was firstly investigated by Marteau (1983), and recently by Mercuzot et al. (b). The sedimentation in this basin is more distal than in the Lucenay-lès-Aix area, showing mostly lacustrine facies with occurrences of deltaic facies and OM-rich levels corresponding to black shales (no coal deposits, Mercuzot et al., b, Fig. 5.18). The base of the Autun Basin series, late Ghzelian in age (uppermost Carboniferous deposits, Pellenard et al., 2017), is characterised by deep lacustrine deposits showing well-developed black shales levels (oil-shale beds, OSBs) alternating with episodic distal turbidites. The sediment supply is provided to the basin through deltaic and riverine distributaries (Mercuzot et al., b). Five environments, comprising sub-environments, have been defined in the Autun Basin : the distal lake environment (divided into distal lake 1 and distal lake 2 from the more distal to the more proximal), the medium lake environment (1 and 2 from the more distal to the more proximal), the delta foreset environment, the coastal lake environment (low water depth) and the delta topset environment. Because of dominating lacustrine facies in this area (Mercuzot et al., b), we suggest that the Autun Basin could be the distal equivalent of the Lucenay-lès-Aix proximal series, with major sediment supplies coming from the west.
In both areas, when the sediment supply is low, OM-rich deposits are observed, *i.e.* coal accumulations in the Lucenay-lès-Aix area and black shales in the Autun Basin (Fig. 5.18). Coal levels have been formed in a floodplain environment mainly through accumulation of vascular land plant remains, whereas black shale deposits have been deposited in a distal lake environment, fed by the

water column primary productivity (phytoplankton) and additional terrestrial organic matter (Garel et al., 2017).

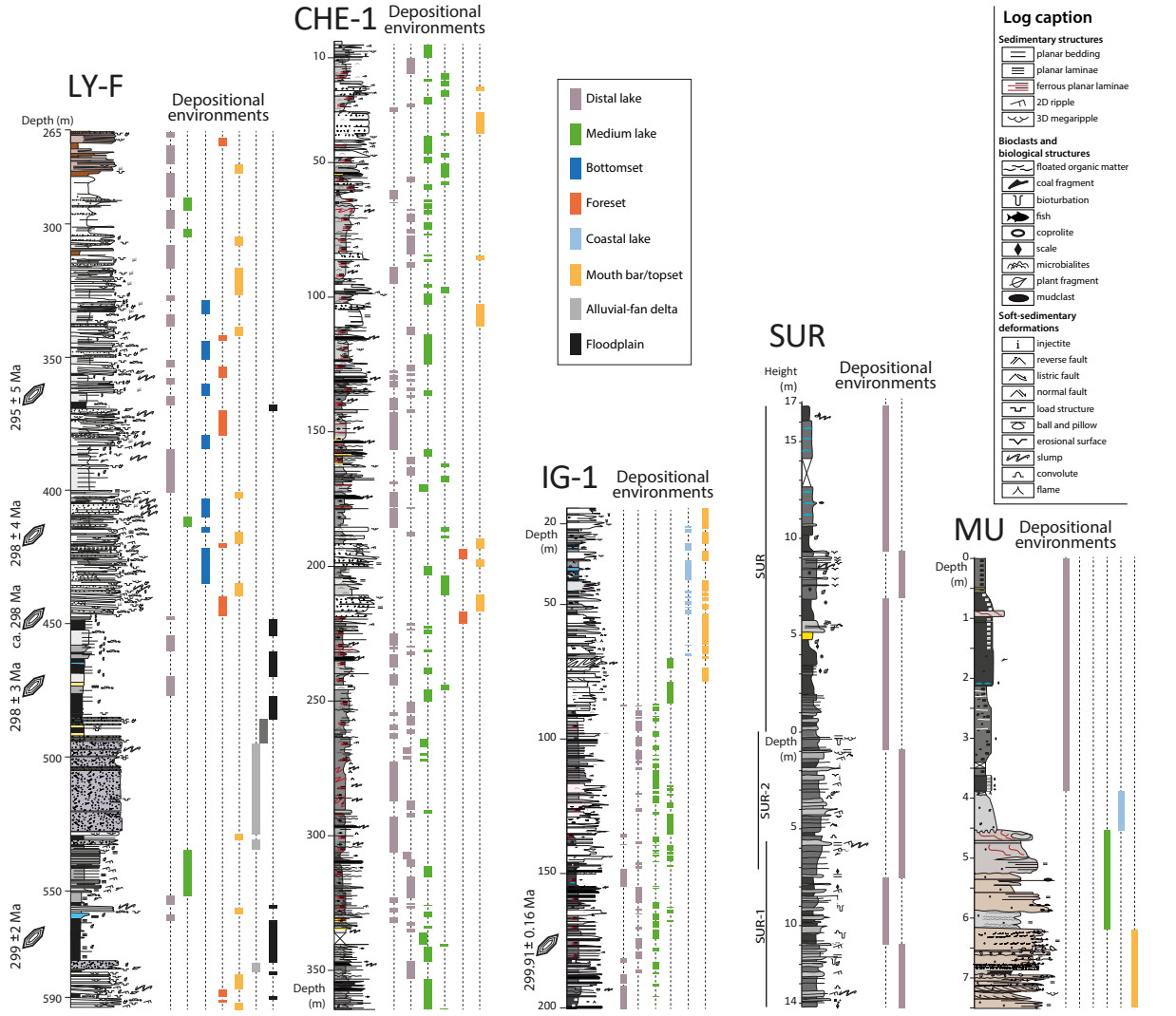


FIGURE 5.18 – **Sedimentary logs of the sedimentary succession of the Lucenay-lès-Aix area (LY-F core) and the Autun Basin (CHE-1, IG-1, and MU cores and SUR wells and section) as described in Mercuzot et al. (b), showing depositional environment evolutions through time.**

5.4.3 Material and methods

Geochemical analyses of samples collected in the two areas, using drilled cores and outcropping sections have been performed. The cores come from the Lucenay-lès-Aix area (LY-F well) and from the Autun Basin (IG-1, CHE-1, MU and SUR 1 & 2 wells). The outcropping SUR section has been retrieved from the Autun Basin. Each core and section was sampled every 1 or 2 metres in fine-grained lithologies (with sometimes a substantial higher resolution such as in the MU core and the Igornay OSBs of the IG-1 core). Samples were then ground using a ring and puck mill at the Biogéosciences

laboratory (université de Bourgogne, France) in order to obtain 60 μm sample powder.

5.4.3.1 Rock-Eval pyrolysis

Samples from IG-1 (215 samples), CHE-1 (329 samples), MU (34 samples), SUR (42 samples) and SUR 1 & 2 (8 samples) cores and sections were analysed using the Rock-Eval pyrolysis method described by Behar et al. (2001) at the ISTeP laboratory (Sorbonne Université, Paris). Measurements were obtained from the successive pyrolysis and oxidation of $\sim$60 μg of powder. The amount of free hydrocarbons is given by the S1 signal, while the S2 signal corresponds to hydrocarbons generated from kerogen cracking between 300 and 650°C. The temperature at which the maximum hydrocarbon yield occurs (Tmax) is interpreted as a palaeothermometer. The quantity of CO_2 and CO generated during pyrolysis and oxidation is continuously detected and linked to organic and inorganic contents, depending on decomposition temperature. The TOC (wt.%) is calculated as the sum of pyrolysed and residual organic carbon. Hydrogen (HI) and oxygen (OI) indexes are expressed in mgHC/gTOC (HC : hydrocarbon) and mgCO_2/gTOC respectively and results from the S2/TOC x 100 and from S3/TOC x 100.

5.4.3.2 Elemental and isotopic analyses

Organic carbon-isotope composition has been analysed on 98 samples for the LY-F core, 222 samples for the IG-1 core, 98 samples for the CHE-1 core, 32 samples for the MU core and 21 samples for the SUR section and SUR 1 & 2 cores. For IG-1, CHE-1, MU and SUR samples (containing some carbonates such as calcite, dolomite and siderite) free residues were produced by mixing sample powders with 6N HCl during 24h. The powder was then rinsed with deionised distilled water until neutral pH, and oven-dried at 50°C during 12h. The total carbonate content, expressed in weight percent (wt.%) was evaluated using gravimetric quantifications. Residues were then poured into tin capsules (2 to 200 mg) using a Sartorius M2P ultra-balance before isotopic measurements using a Vario MICRO cube (Elementar GmbH, Hanau, Germany) elemental analyser, paired to an Isoprime 100 (Elementar, Manchester, UK) isotope ratio mass spectrometer (EA-IRMS) at the Biogéosciences Laboratory. Elemental and isotopic compositions in carbon and nitrogen were compared to USGS40-certified reference ($\delta^{13}C_{org}$ = -26.2‰, C_{org} = 40.82 wt.% and $\delta^{15}N$ = -4.5‰, N = 9.52 wt.%, 12 measurements). The isotopic results are reported in δ-notation relative to V-PDB and to AIR for carbon and nitrogen, respectively. Replicates were made for each sample except for the LY-F sample set. The external reproducibility, based on sample replicate analyses, have shown a standard deviation (1σ) of $\pm$0.06‰ and of $\pm$0.17‰ for $\delta^{13}C_{org}$ and δ^{15}N, respectively. Total organic carbon (TOC) and total nitrogen (organic and mineral nitrogen, TN) contents are expressed in dry weight percentage (wt.%) of the bulk powder, and show a mean reproducibility of $\pm$0.11 wt.% and $\pm$0.18 wt.%, respectively.

For LY-F samples, free residues were produced by mixing sample powder with 2N HCl in an ultrasonic bath before rinsing and drying at 60°C. The $\delta^{13}C_{org}$ values were determined using an elemental analyser (VarioCube) interfaced with an isotope ratio mass spectrometer (VG Isoprime), at the

Stable Isotope Laboratory of the PEGASE Joint Research Unit of the INRA in Saint-Gilles, France. International standards USGS 24 ($\delta^{13}C_{org}$ = -16.5±0.1‰, n = 36) and ANU sucrose ($\delta^{13}C_{org}$ = -10.5±0.1‰, n = 35) were used as reference materials. The reproducibility of $\delta^{13}C_{org}$ values is better than ±0.2‰, based on repeated measurements of samples and standards.

5.4.4 Results

5.4.4.1 Rock-Eval pyrolysis

In the IG-1 well, these analyses show Tmax values ranging from 369 to 520°C with a mean value of 437°C (±12°C, 1σ), TOC values ranging from 0.12 wt.% to 20.36 wt.% with a mean value of 4.76 wt.% (±4.58 wt.%, 1σ, Fig. 5.19), HI values ranging from 28 to 587 mgHC/gTOC with a mean value of 231 mgHC/gTOC (±151 mgHC/gTOC, 1σ) and OI values between 0 and 131 mgCO_2/gTOC with a mean value of 14 mgHC/gTOC (±18 mgHC/gTOC, 1σ). The TOC curve displays five very high value intervals (> 5 wt.%, Fig. 5.19), between ~200 and 180 m, ~160 and 130 m, ~90 and 70 m ~35 and 45 m, and at ~22 m.

In the CHE-1 well, Tmax values are ranging from 413 to 460°C with a mean value of 443°C (±9°C, 1σ), TOC values ranging from 0.47 wt.% to 12,43 wt.% with a mean value of 2.59 wt.% (±2.40 wt.%, 1σ, Fig. 5.20), HI values ranging from 22 to 382 mgHC/gTOC with a mean value of 104 mgHC/gTOC (±88 mgHC/gTOC, 1σ) and OI values between 4 and 673 mgCO_2/gTOC with a mean value of 99 mgHC/gTOC (±133 mgHC/gTOC, 1σ).

TOC variations (Fig. 5.20) are noisier in the CHE-1 well compared to the IG-1 well record. Nonetheless, a first interval of high values (up to 10%) can be recognised from the base to 320 m and a second interval from 240 to 120 m, in which TOC values fluctuate significantly but reach values up to 21 wt.% at 139 m (Fig. 5.20).

In the MU well, Tmax values are ranging from 345 to 440°C with a mean value of 418°C (±30°C, 1σ), TOC values ranging from 0.18 wt.% to 28.03 wt.% with a mean value of 14.01 wt.% (±8.30 wt.%, 1σ, Fig. 5.21), HI values ranging from 22 to 715 mgHC/gTOC with a mean value of 424 mgHC/gTOC (±206 mgHC/gTOC, 1σ) and OI values between 2 and 154 mgCO_2/gTOC with a mean value of 30 mgHC/gTOC (±47 mgHC/gTOC, 1σ). TOC values are stable around a few ppm from the base up to 4 m (Fig. 5.21) before progressively increasing up to 30 wt.% at ~2 m. The TOC decreases towards the top of the well with values down to 5 wt.%.

In the SUR wells and section, Tmax values are ranging from 384 to 438°C with a mean value of 423°C (±11°C, 1σ), TOC values ranging from 0,06 wt.% to 15,82 wt.% with a mean value of 4,55 wt.% (±4,35 wt.%, 1σ, Fig. 5.22), HI values ranging from 38 to 568 mgHC/gTOC with a mean value of 304 mgHC/gTOC (±179 mgHC/gTOC, 1σ) and OI values between 3 and 332 mgCO_2/gTOC with a mean value of 33 mgHC/gTOC (±65 mgHC/gTOC, 1σ). TOC chemostratigraphic variations

(Fig. 5.22) display 3 peaks of ∼10wt.% at -8 m, ∼25wt.% at 0 m and ∼20wt.% at 7 m.

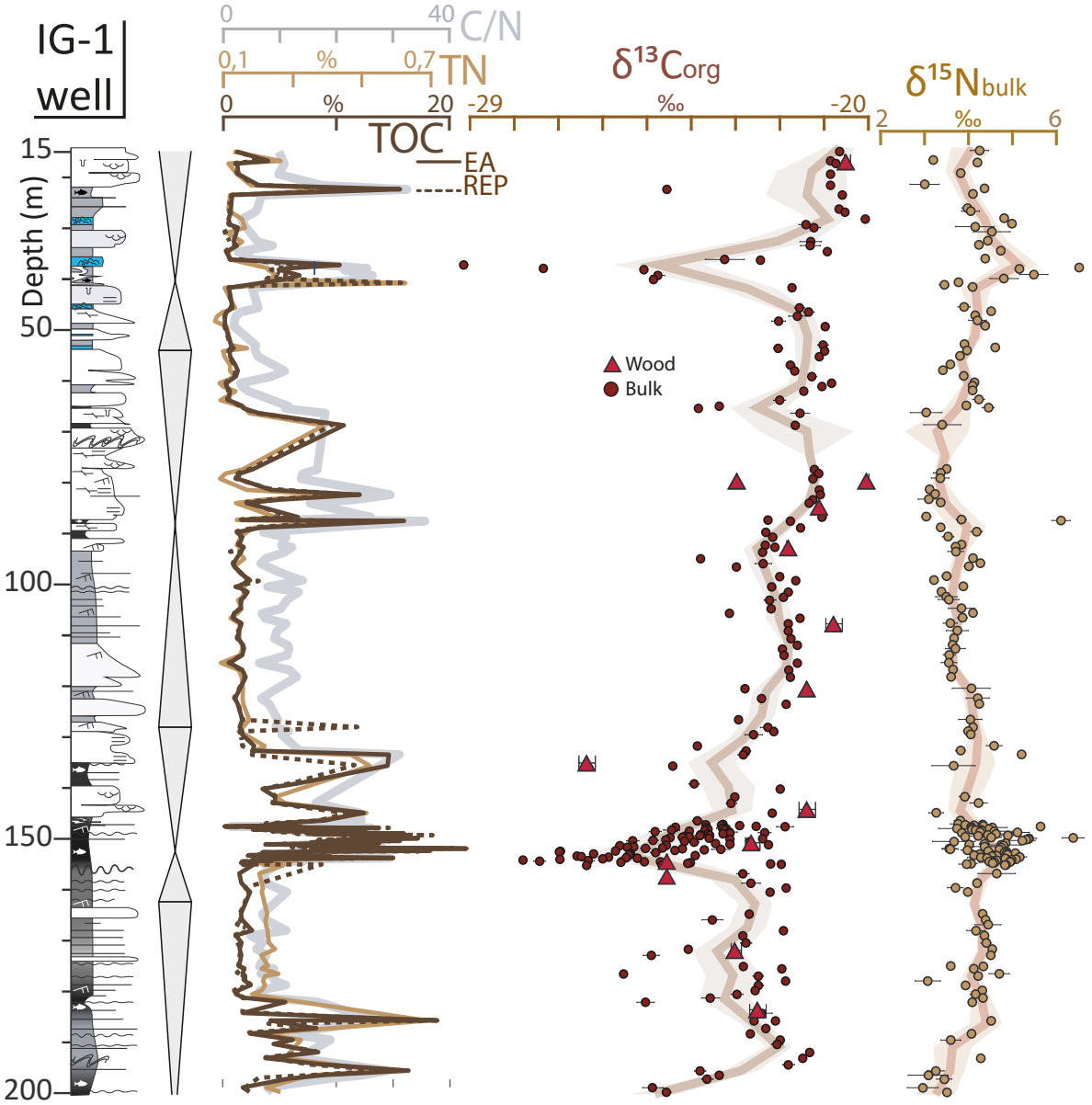


FIGURE 5.19 – **Sedimentary section, sequence stratigraphy of the IG-1 well (Autun Basin) and organic signal evolution (total organic carbon TOC, total nitrogen TN, C/N atomic ratio, $\delta^{13}C_{org}$ and $\delta^{15}N_{bulk}$ variations). The 95% confidence interval of the smoothing curves is represented by light colours. The log caption is displayed on Fig. 5.18.**

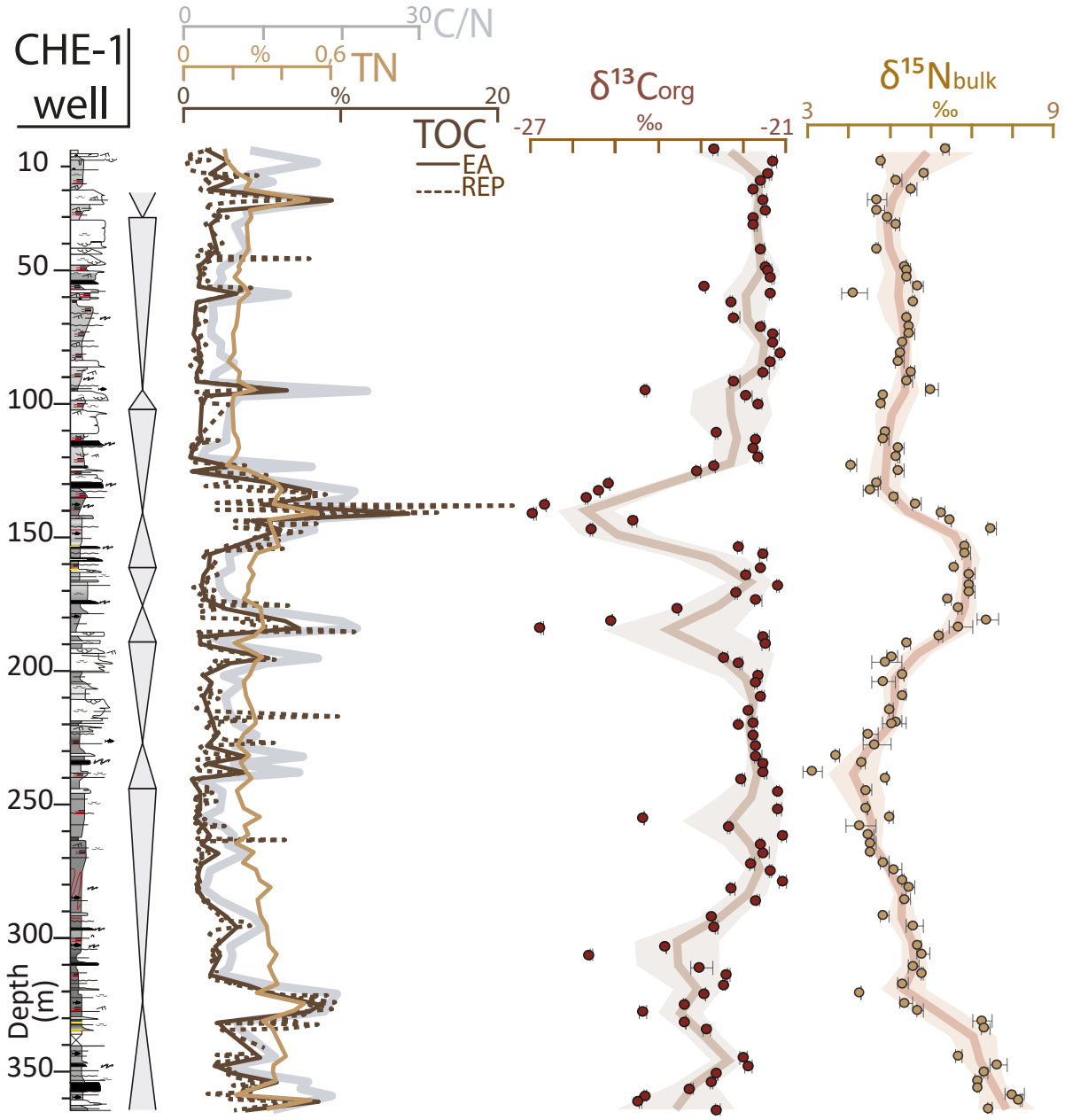


Figure 5.20 – **Sedimentary section, sequence stratigraphy of the CHE-1 well (Autun Basin) and organic signal evolution (total organic carbon TOC, total nitrogen TN, C/N atomic ratio, $\delta^{13}C_{org}$ and $\delta^{15}N_{bulk}$ variations). The 95% confidence interval of the smoothing curves is represented by light colours. The log caption is displayed on Fig. 5.18.**

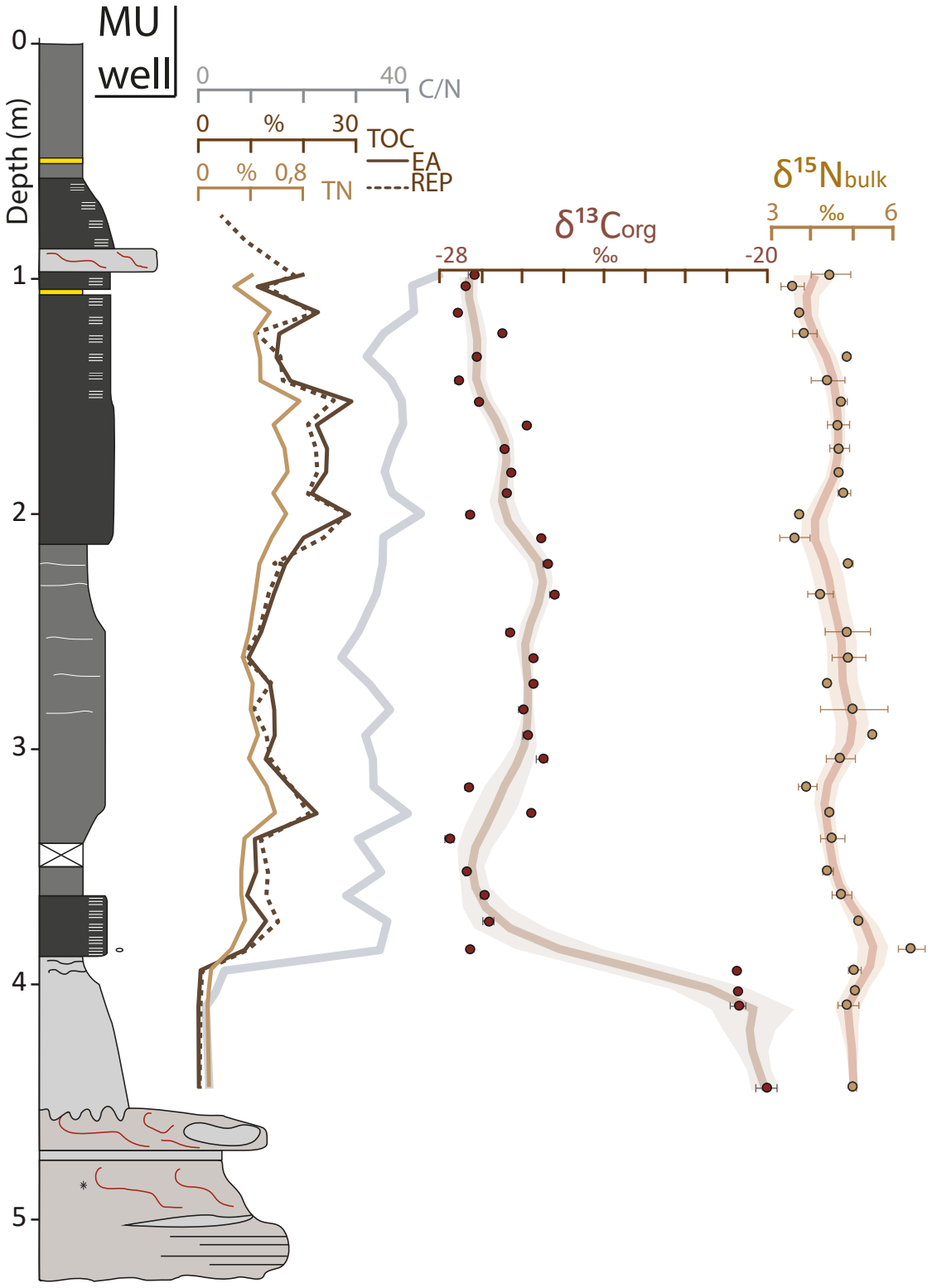


FIGURE 5.21 – **Sedimentary section of the MU well (Autun Basin) and organic signal evolution (total organic carbon TOC, total nitrogen TN, C/N atomic ratio, $\delta^{13}C_{org}$ and $\delta^{15}N_{bulk}$ variations). The 95% confidence interval of the smoothing curves is represented by light colours. The log caption is displayed on Fig. 5.18.**

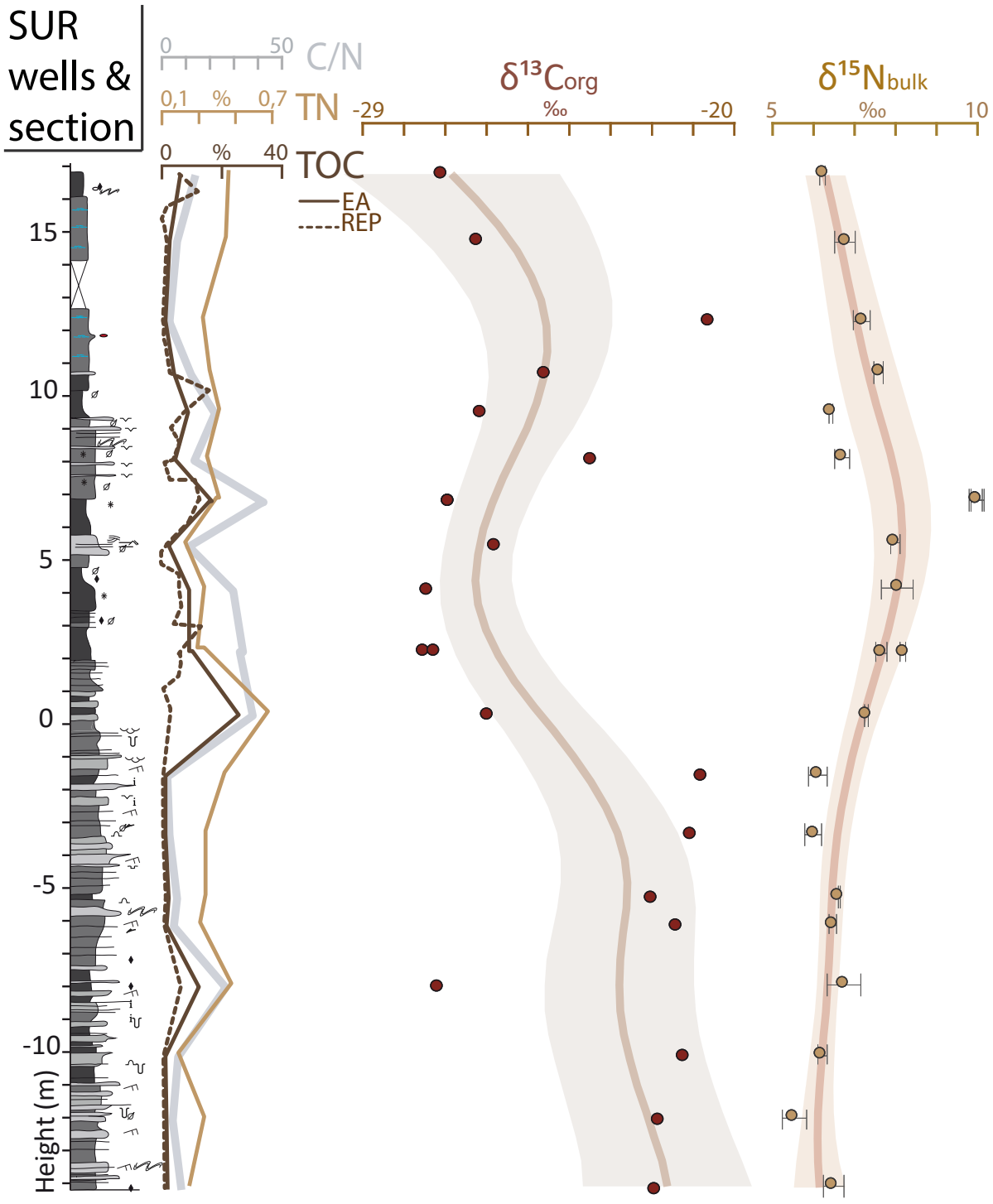


Figure 5.22 – **Sedimentary section of the SUR, SUR-1 and SUR-2 wells and section (Autun Basin) and organic signal evolution (total organic carbon TOC, total nitrogen TN, C/N atomic ratio, $\delta^{13}C_{org}$ and $\delta^{15}N_{bulk}$ variations). The 95% confidence interval of the smoothing curves is represented by light colours. The log caption is displayed on Fig. 5.18.**

5.4.4.2 Elemental and isotopic geochemical signals

The total organic content (TOC) measured using EA-IRMS for the wells and sections is consistent with those found by Rock-Eval pyrolysis (Fig. 5.23) ; the R^2 coefficient between TOC values obtained by Rock-Eval pyrolysis and those obtained by elemental analyser is higher than 0.92 for each well and section, except for the SUR section and wells where an outlier pulls the R^2 coefficient towards lower value ($R^2 = 0.53$, Fig. 5.23d).

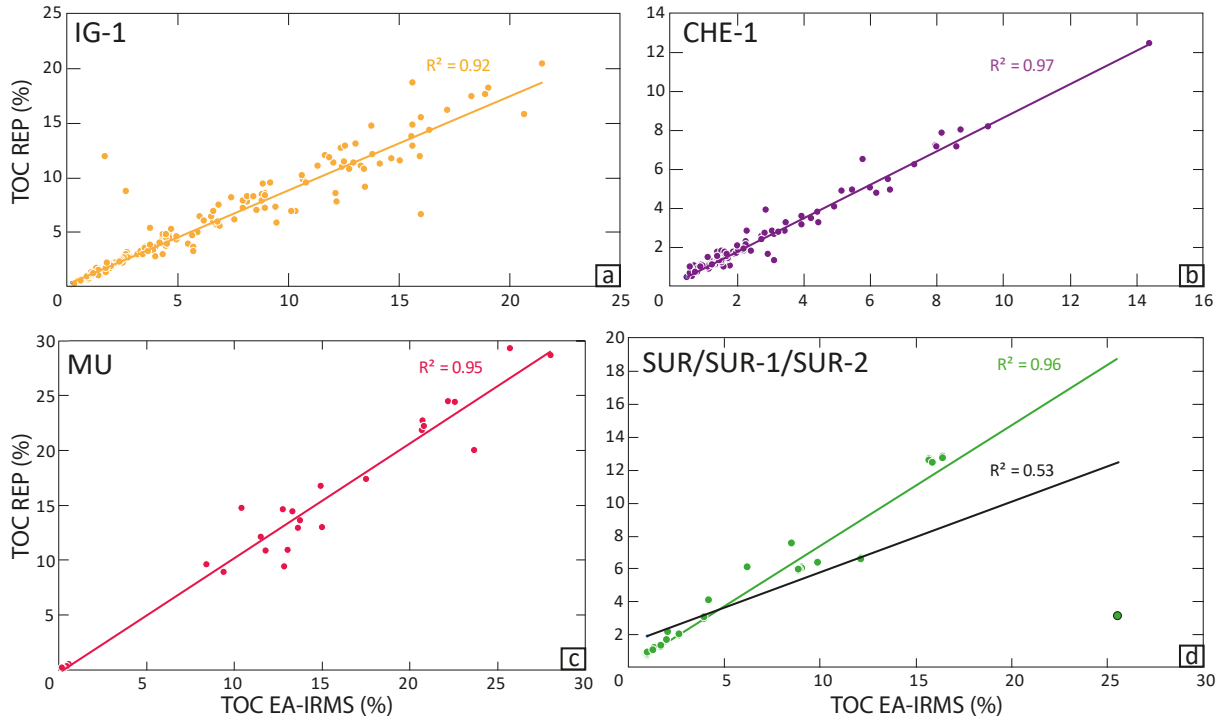


FIGURE 5.23 – **Total Organic Carbon (TOC) values obtained by Rock-Eval pyrolysis (REP) *vs* TOC values obtained by elemental analyser showing a proportionality between the two measurements. a) IG-1 well, $R^2 = 0.92$; b) CHE-1 well, $R^2 = 0.97$; c) MU well, $R^2 = 0.95$; d) SUR section and SUR-1 and SUR-2 well for which two regression lines are calculated : one comprising all the points ($R^2 = 0.53$) and a second without the outlier (point with black circle, $R^2 = 0.96$), showing that there is probably a measurement error with this point given the difference higher than 20% between the two methods.**

Total nitrogen (TN) and total organic carbon (TOC) contents are presented in Fig. 5.19 to 5.25) for the different wells. The TN content ranges from 0.07 to 0.76 wt.% in the IG-1 well with a mean value of 0.26 wt.% (±0.14 wt.%, 1σ, Fig. 5.19), from 0.16 to 0.55 wt.% in the CHE-1 well, with a mean value of 0.29 wt.% (±0.08 wt.%, 1σ, Fig. 5.20), from 0.07 to 0.79 wt.% for the MU well, with a mean value of 0.42 wt.% (±0.19 wt.%, 1σ, Fig. 5.21), from 0.15 to 0.68 wt.% for the SUR wells and section, with a mean value of 0.34 wt.% (±0.12 wt.%, 1σ, Fig. 5.22) and from 0.02 to 1.64 wt.% in the LY-F well with a mean value of 0.47 wt.% (±0.53 wt.%, 1σ, Fig. 5.25). The C/N ratio, calculated from the elemental composition of organic carbon and total nitrogen, is displayed on Figs. 5.19 to

Fig. 5.25 and on Fig. 5.24. It ranges between 1 and 36 for the IG-1 well, with a mean value of 14 ($\pm$8, 1σ), for the CHE-1 well, values range between 2 and 26 with a mean value of 9 ($\pm$6, 1σ), for the MU well the values are between 1 and 47 with a mean value of 31 ($\pm$12, 1σ), for the SUR wells and section between 2 and 42 with a mean value of 18 ($\pm$14, 1σ), and for the LY-F well between 0 and 86, with a mean value of 27 ($\pm$18, 1σ). For each well and section, C/N variations are primarily reflecting the TOC evolution.

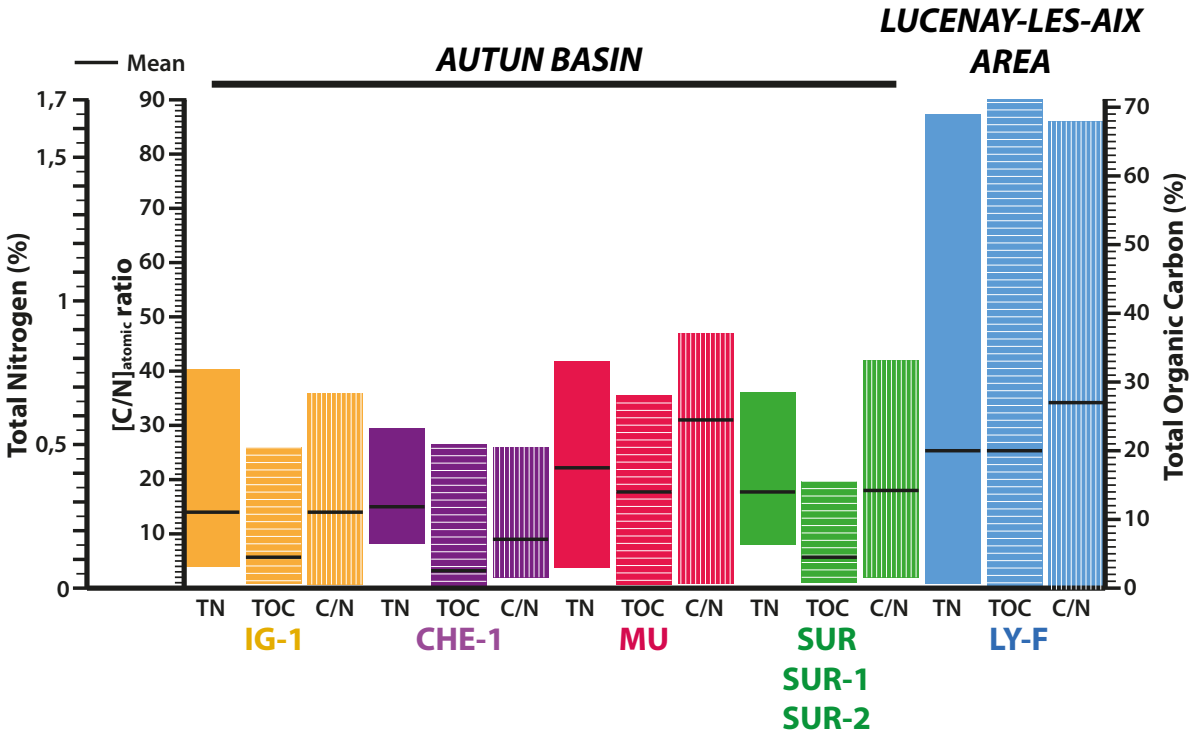


FIGURE 5.24 – **Histograms of the total nitrogen (TN), the total organic carbon (TOC) contents and the C/N atomic ratio for all the wells and sections studied in this paper. The values display approximatively the same range for the Autun Basin wells, whereas ranges for those of the Lucenay-lès-Aix area are more disparate.**

In the IG-1 well, $\delta^{13}C_{org}$ values gradually increase from -24 to -20‰ with an average of 23.1‰ ($\pm$1,7‰, 1σ), with negative shifts down in particular close to 150 m (Igornay OSB, clayey facies) and 40 m with values of -29.4‰ and -27.3‰, respectively. The δ^{15}N values show less variations, with values ranging from 2.7 to 6.5‰ with an average of 4.1‰ ($\pm$0.62, 1σ). Highest $\delta^{15}N_{bulk}$ values are encountered with the lowest $\delta^{13}C_{org}$ ones, being 6.4‰ at $\sim$150 m and 6.5‰ at $\sim$40 m (Fig. 5.19). In the CHE-1 well (Fig. 5.20), $\delta^{13}C_{org}$ values progressively increase from -24.0 to -21.0‰ with an average value of -22.5‰ ($\pm$1.4, 1σ), with negative shifts down to -25.5‰ at $\sim$ 300 m and -26.8‰ at $\sim$ 180 m and -27.0‰ at 140 m. These values remain in the same range as those of the IG-1 well. $\delta^{15}N_{bulk}$ values range from 2.9 to 8.2‰ with an average of 5.6‰ ($\pm$1.1‰, 1σ), with positive shifts up to 8.3‰ at $\sim$330 m, 7.6‰ at $\sim$190 m, and 7.1‰ at $\sim$150 m.

In the MU well, the base is characterised by ^{13}C-enriched OM, with $\delta^{13}C_{org}$ averaging -20‰, and then sharply dropped by 8‰, down to ∼-28‰, all along the well. $\delta^{15}N_{bulk}$ values present a relatively narrow range from 3.5 to 6.7‰ with a mean value of 4.7‰ (±0.7‰, 1σ) all along the well, with a slight decrease (from 5 to 4‰) towards the top (Fig. 5.21).
In the SUR section and wells (Fig. 5.22), the $\delta^{13}C_{org}$ curve presents a wavy evolution from -27.5 to -20.6‰ with a mean value of -24.3‰ (±2.7‰, 1σ) and shows a sharp decrease between the wells and the following section at ∼-1 m from -20.8‰ to -26‰ (Fig. 5.22). $\delta^{15}N_{bulk}$ values range between 5.3 and 10.1‰ with a mean value of 7.2‰ (±1.3‰, 1σ). The values remain relatively constant (∼6‰) up to ∼-1 m, with a shift to ∼+10‰ at 7 m, followed by a slight decrease towards the top of the well down to ∼6‰.
Finally, in the LY-F well (Fig. 5.25), $\delta^{13}C_{org}$ values slowly increase from -26.4 to -20‰ with a mean value of -22.2‰ (±1.8‰, 1σ) and some values reaching -15.5‰. $\delta^{15}N_{bulk}$ values range from 1 to 4.4‰, with a mean value of 2.8‰ (±0.7‰, 1σ). $\delta^{15}N_{bulk}$ values are stable around 3‰ from the base of the well up to ∼400 m and then show a continuous increase up to ∼4.5‰ towards the top of the well.

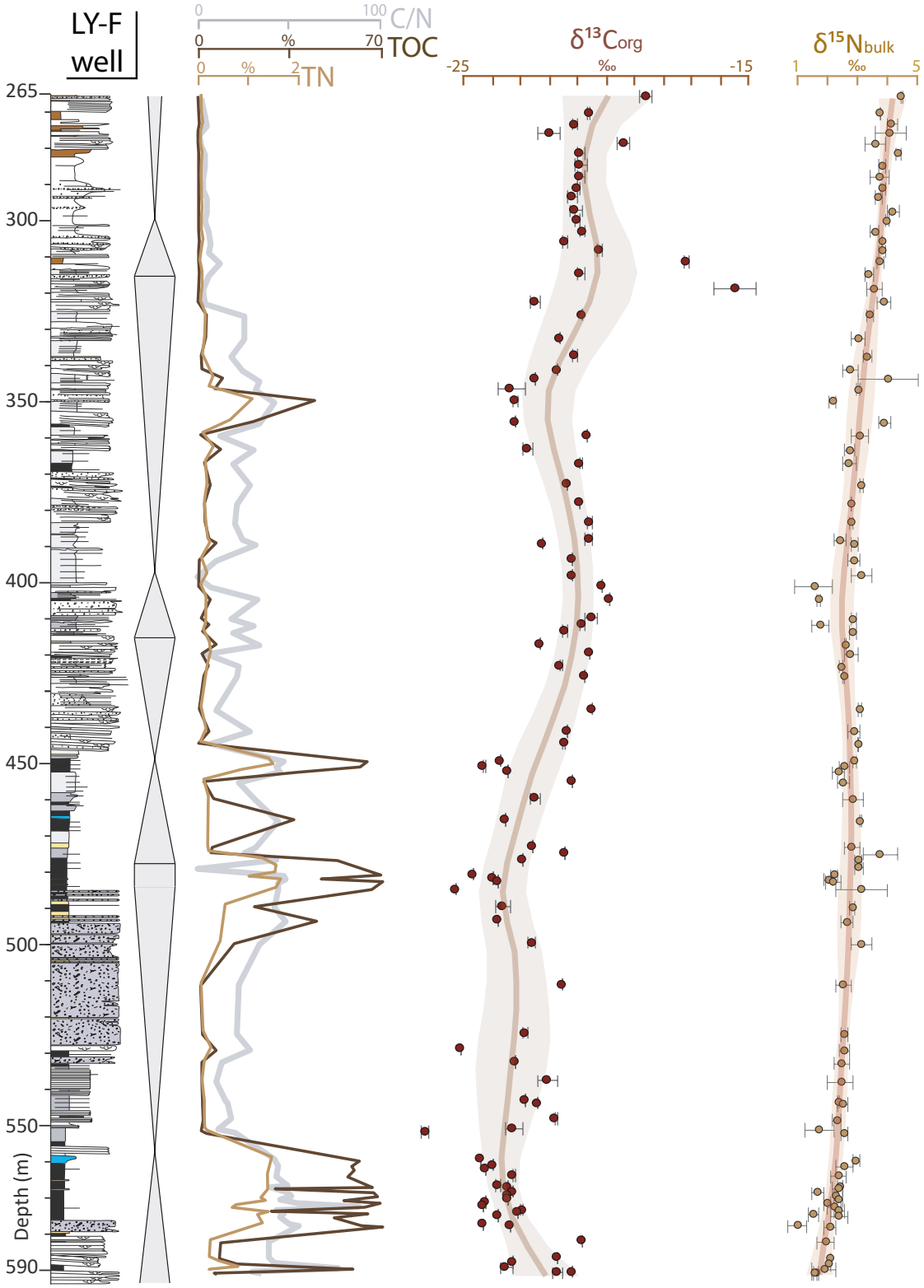


Figure 5.25 – **Sedimentary section, sequence stratigraphy of the LY-F well (Lucenay-lès-Aix area, Decize-La Machine Basin) and organic signal evolution (TOC, TN, C/N atomic ratio, $\delta^{13}C_{org}$ and $\delta^{15}N_{bulk}$ variations). The 95% confidence interval of the smoothing curves is represented by light colours.**

5.4.5 Discussion

5.4.5.1 OM characterisation

The lacustrine sedimentary OM consists of a mixture of remains of primary producers, land plants, palynomorphs and of the heterotrophic bacterial biomass thriving in the water column and sediments (Meyers and Ishiwatari, 1995). OM characterisation is appreciated through Rock-Eval pyrolysis results.

In a modified van Krevelen diagram (Fig. 5.28) grouping all wells and sections, HI *vs* OI values indicate two types of OM : (i) a type I OM (phytoplanktonic/bacterial lacustrine OM) characterised by high HI and low OI values, and (ii) a type III OM (land plants) when HI values are low and OI values are high, and a mixture between these two types associated with intermediate HI and OI mimicking a type II (marine) OM. The occurrence of altered type I OM produced during degradation or oxidation, for example under aerobic conditions in the water column, can also account for some of the low HI, high OI endmembers (*e.g.* type III, Fig. 5.28).

The C/N atomic ratio is also a good proxy to approximate the OM sources (Meyers, 1994; Meyers and Ishiwatari, 1993, 1995; Meyers and Teranes, 2001; Meyers, 2003; Baudin et al., 2017). Indeed, C/N atomic ratios between 4 and 10 characterise autochthonous aquatic organisms (algae and cyanobacteria, type I and II OM, Fig. 5.26), and values >20 indicate a terrestrial source (type III OM). Thus, changes in C/N ratio can be used for distinguishing the relative contributions of autochthonous and allochthonous OM in lake sediments (Meyers, 1990; Lamb et al., 2006). However, the C/N ratio can be altered over time due to degradation of unstable nitrogen compounds in aquatic OM and the loss of carbon-rich sugars and lipids in terrestrial OM (Lamb et al., 2004). This ratio can be also modified by the earliest diagenesis which tends to decrease the nitrogen content (highly reactive and volatile) and hence increase the C/N atomic ratio (Thomazo et al., 2009). Moreover, this ratio is directly impacted by the presence of mineral nitrogen when nitrogen is measured at the bulk level, particularly for samples with a low OM content where the nitrogen bound into the mineral lattice (primarily K-bearing phyllosilicates) can represent a sensible fraction of the bulk nitrogen. In this study, a small part of the nitrogen (<0.1%) is indeed under fixed form, probably in illite interlayers and illite-smectite mixed-layers as shown by a TN *vs* TOC diagram (Fig. 5.26) where linear regression lines do not intercept the origin of the graph (nitrogen in excess relatively to organic carbon), especially for the MU, LY-F and IG-1 wells. In the case of the MU well, which shows a well-defined regression line, almost 0.1 wt.% of nitrogen is likely fixed in K-bearing minerals, which represents a sensible amount ($\sim$ 12%) when compared to the highest value of bulk nitrogen content of $\sim$ 0.8 wt.%.

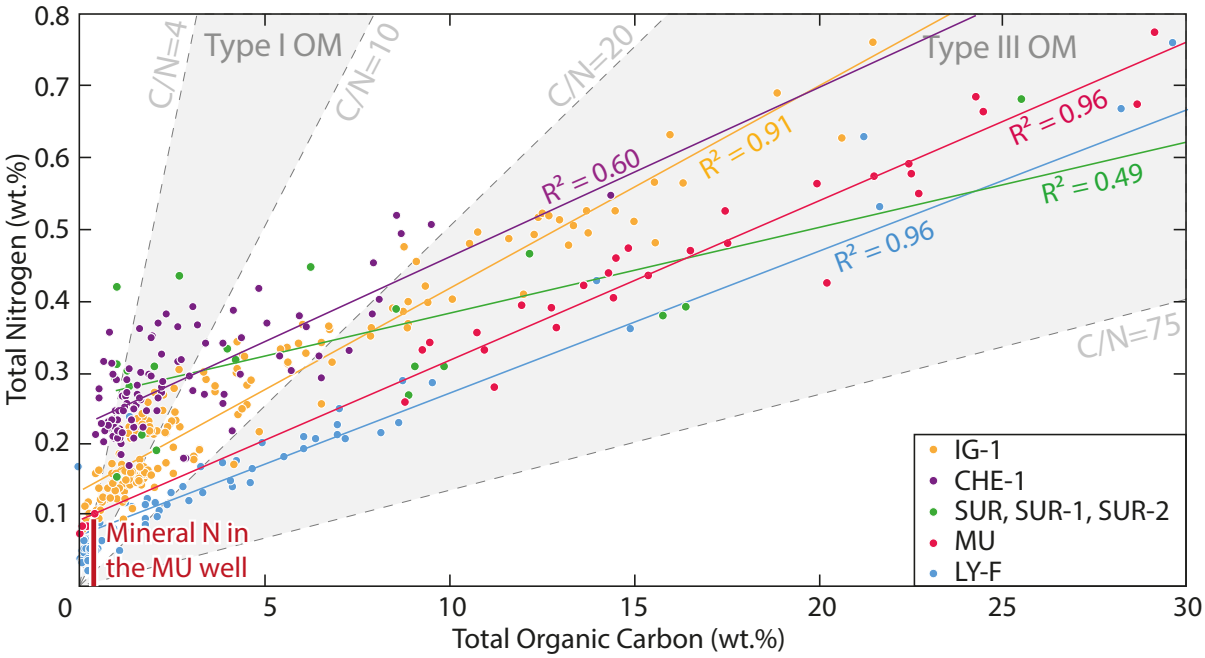


FIGURE 5.26 – **Total Nitrogen (TN) *vs* Total Organic Carbon (TOC) for the IG-1, CHE-1, MU, SUR, SUR-1, SUR-2 and LY-F wells and sections. Grey areas display the intervals where points for type I and type III OM should be found if this signal is not altered by the presence of mineral nitrogen or denitrification processes. The regression lines for the SUR, SUR-1, SUR-2 and CHE-1 wells and sections cannot be extrapolated at the origin to calculate the mineral nitrogen, because of a too low R^2.**

The presence of mineral nitrogen implies that the C/N ratio cannot simply be interpreted in terms of OM sources. Therefore, in our study, it rather indicates an efficient mechanism of retention of ammonium in K-bearing minerals after diagenetic and denitrification processes.

Another way to assess the presence of mineral nitrogen in the TN fraction is the values of C/N under 1 displayed in the LY-F well, indicating that more nitrogen than carbon is preserved (Figs. 5.24 and 5.27).

For some wells, TN and TOC contents are significantly correlated, such as for the LY-F and MU wells. Such correlation may suggest soil erosion from the lake catchment, reflecting a significant clastic input to the lake.

Inverse to this retention effect, early diagenetic processes can alter the C/N ratio by the preferential taking of nitrogen during denitrification, leading to a higher C/N ratio (exceeding 10) for a type I OM which further puzzle a straight forward interpretation of the C/N signal (*e.g.* Van Mooy et al., 2002).

However, in lacustrine environments, diagenesis may generate less C/N changes because of the nature of terrestrial OM, which is more recalcitrant than the marine OM.

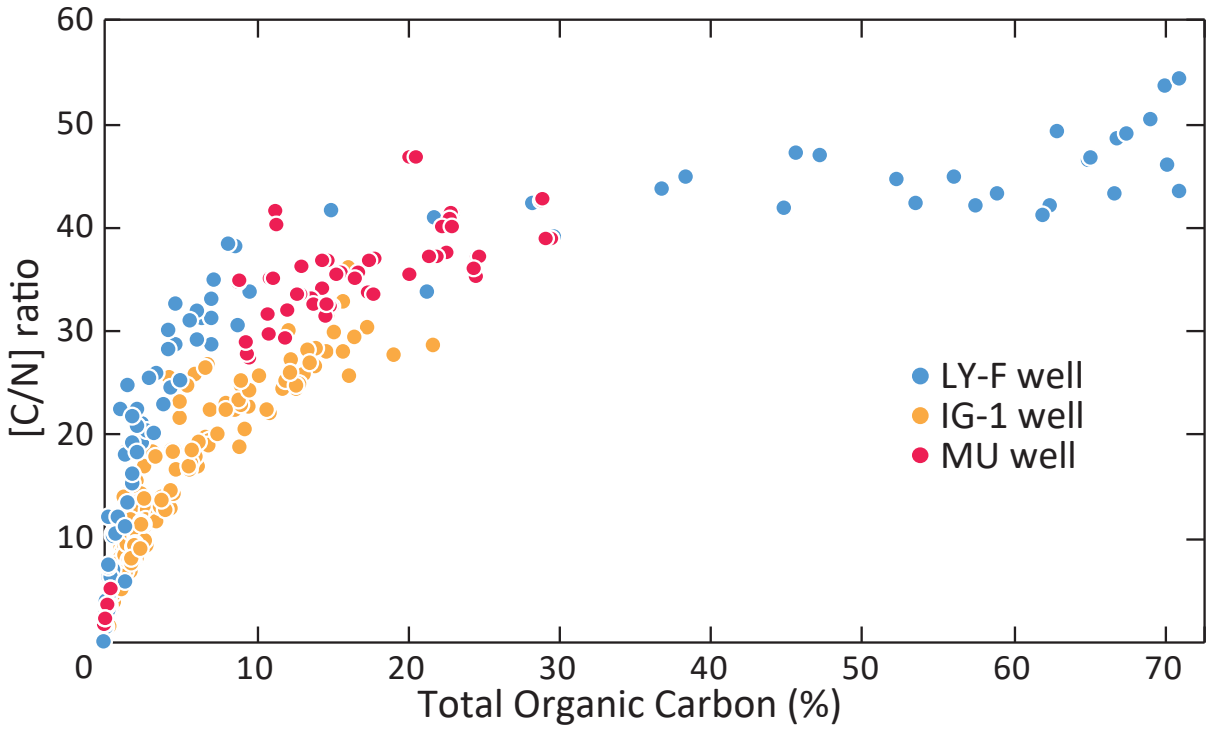


FIGURE 5.27 – **C/N atomic ratio *vs* Total Organic Carbon (TOC) for the LY-F, IG-1 and MU wells showing an exponential pattern induced by the presence of mineral nitrogen.**

- **The IG-1 well**

Previous palynofacies analyses have shown that the OM of Igornay OSBs (DL1a facies on Fig. 5.28) is mostly composed of amorphous OM (derived from bacterial OM), and to a lesser extent of phytoclasts derived from vascular land plants and palynomorphs (spores and pollens, comprising *Botryococcus* algae, Elsass Damon, 1977; Marteau, 1983; Garel et al., 2017). Rock-Eval data indicate mostly a type I OM but also a possible type III when HI values are low, or when OI values increase. These latter typical signals are mostly observed within sediments from the more proximal environments (Fig. 5.28). Therefore, the majority of the IG-1 samples are constituted by a type I OM, even in the more proximal areas, but in that case, the OM is altered (low HI and high OI values). Moreover, OM tends to be more altered in proximal than in distal environments. Indeed, in proximal environments, the water column is thin, sediments are highly reworked, so the environment is well-oxidised and the lacustrine OM is not as well-preserved as in the distal environments where OM remineralisation is less effective.

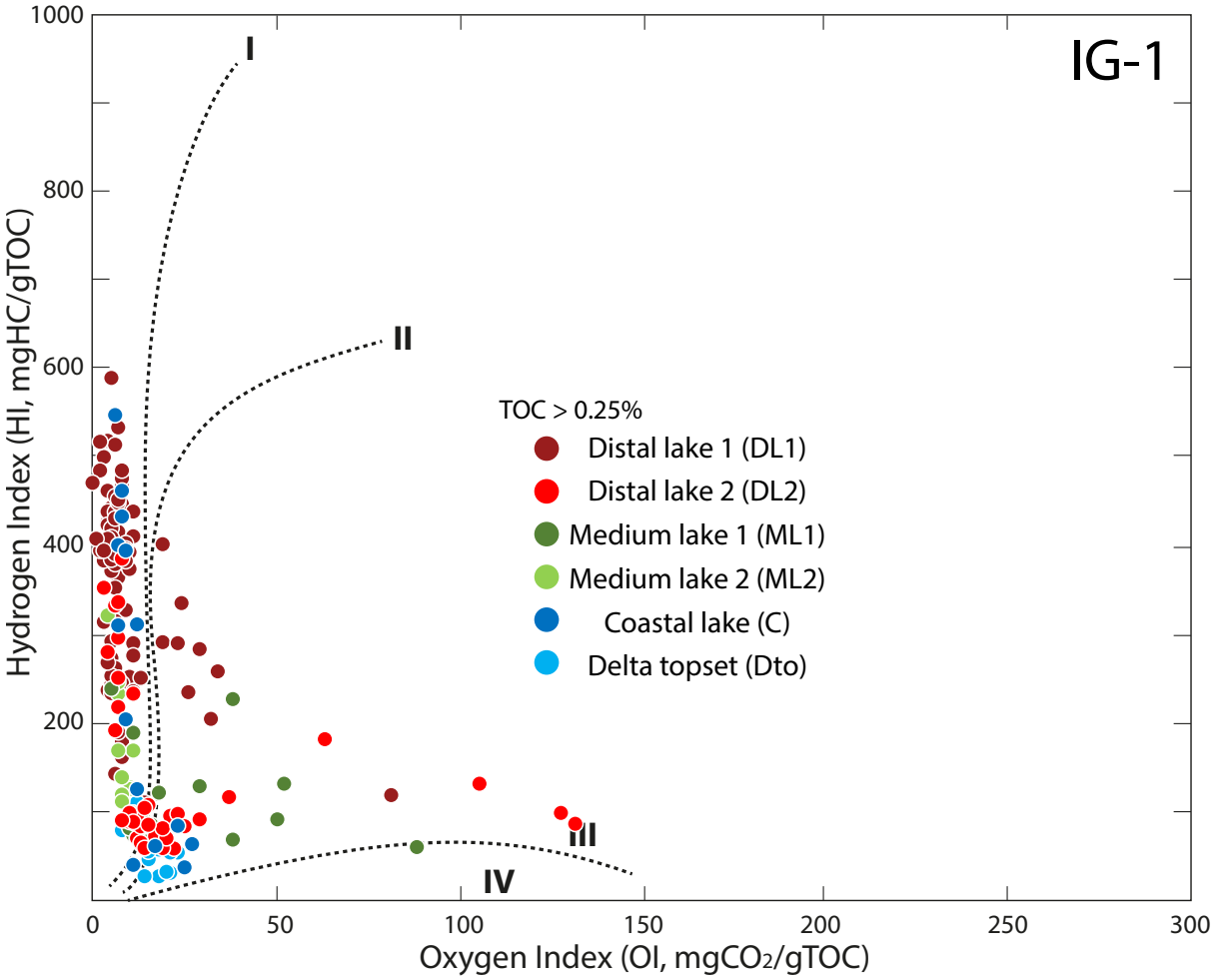


FIGURE 5.28 – **Pseudo-Van Krevelen diagram displaying HI and OI values for the IG-1 samples with a TOC content higher than 0.25% and depending on the facies. The more distal facies display the highest HI values, whereas facies submitted to high sediment supply and oxidation processes show lower values.**

- **The CHE-1 well**

Rock-Eval data show two endmembers, the first one displaying high HI and low OI values, as aquatic OM, and conversely a second displaying low HI and high OI values, as terrestrial OM (Fig. 5.29). This dichotomy may arise from a variable mixture of type I and a type III OM or a strongly altered trend in type I OM after oxidative processes.
The distal-proximal alteration gradient found in the IG-1 well is less distinguishable in the CHE-1 well (Fig. 5.29), because distal lacustrine facies are this time associated either to high and low HI values. The presence of both aquatic and terrestrial OM is marked by OI and HI indexes. This suggests the preservation of allochthonous OM in the lacustrine sediments.

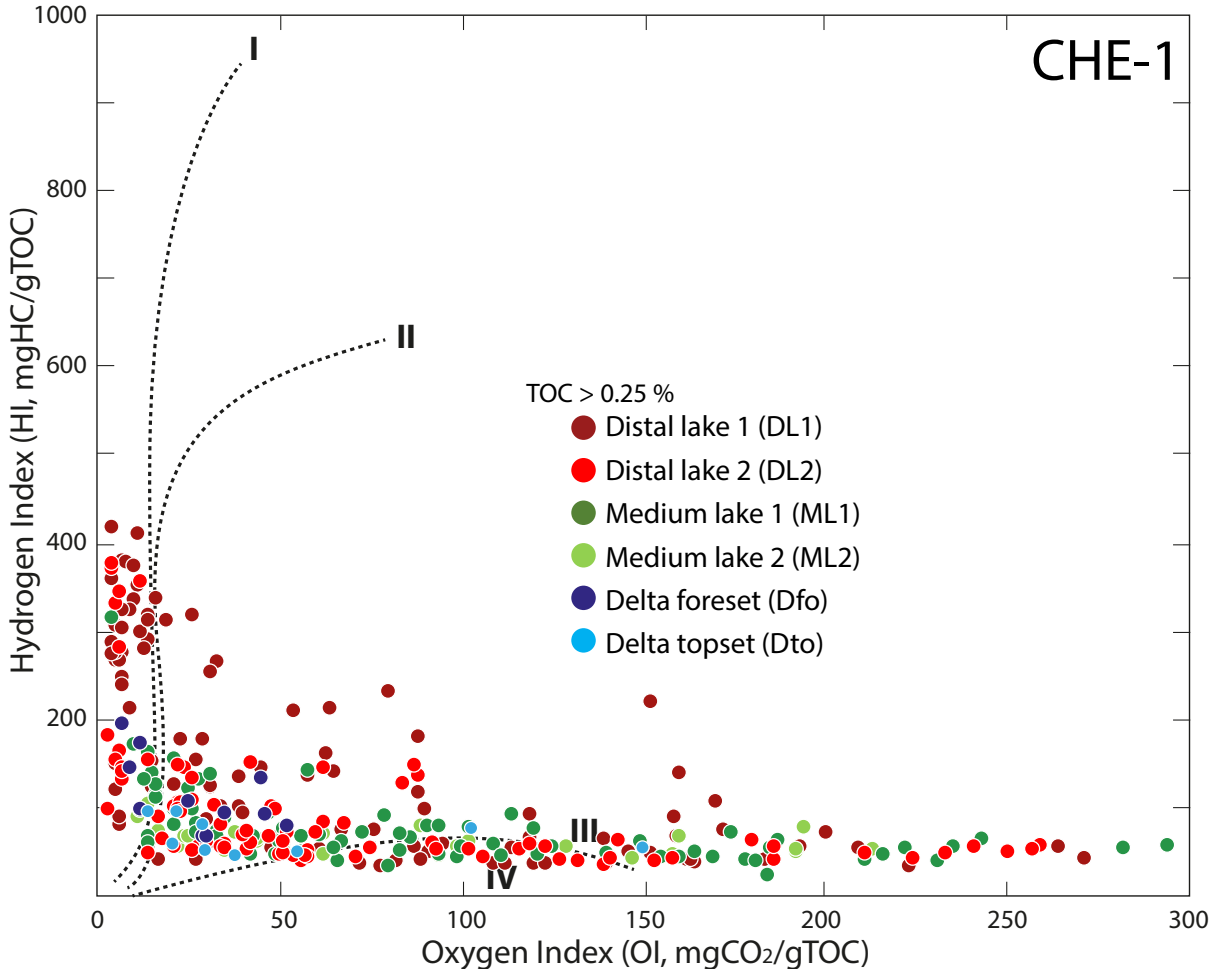


FIGURE 5.29 – **HI *vs* OI values for the CHE-1 well in a pseudo-Van Krevelen diagram, depending on the depositional environment. The facies distribution is not as marked as for the IG-1 well, with more oxidised samples.**

- **The MU well**

As shown by Garel et al. (2017), Muse OSBs are composed by a type I OM with some samples showing a mixture with type III OM, characterised by gelified OM corresponding to cuticles. This is confirmed by macroscopic observations showing land plant fragments in the blackest levels. This type III OM (cuticles) has the particularity to present high HI which can reach more than 500 mgHC/gTOC (*e.g.* Garel et al., 2017), because of the presence of cuticular wax.
The MU core is composed at its base by proximal environments (Fig. 5.21) and then by a probable distal lacustrine environment. On a Van Krevelen diagram, the distinction between the two depositional environments is very clear. The proximal environment OM is oxidised compared to those of the lake. HI values are not relevant for two of these points because of TOC values close to 0% (<0.25%, Fig. 5.30). However, macroscopic features of the proximal environment level display large land plant fragments, confirming a type III OM, compared to the distal lake characterised by a

dominant type I OM.

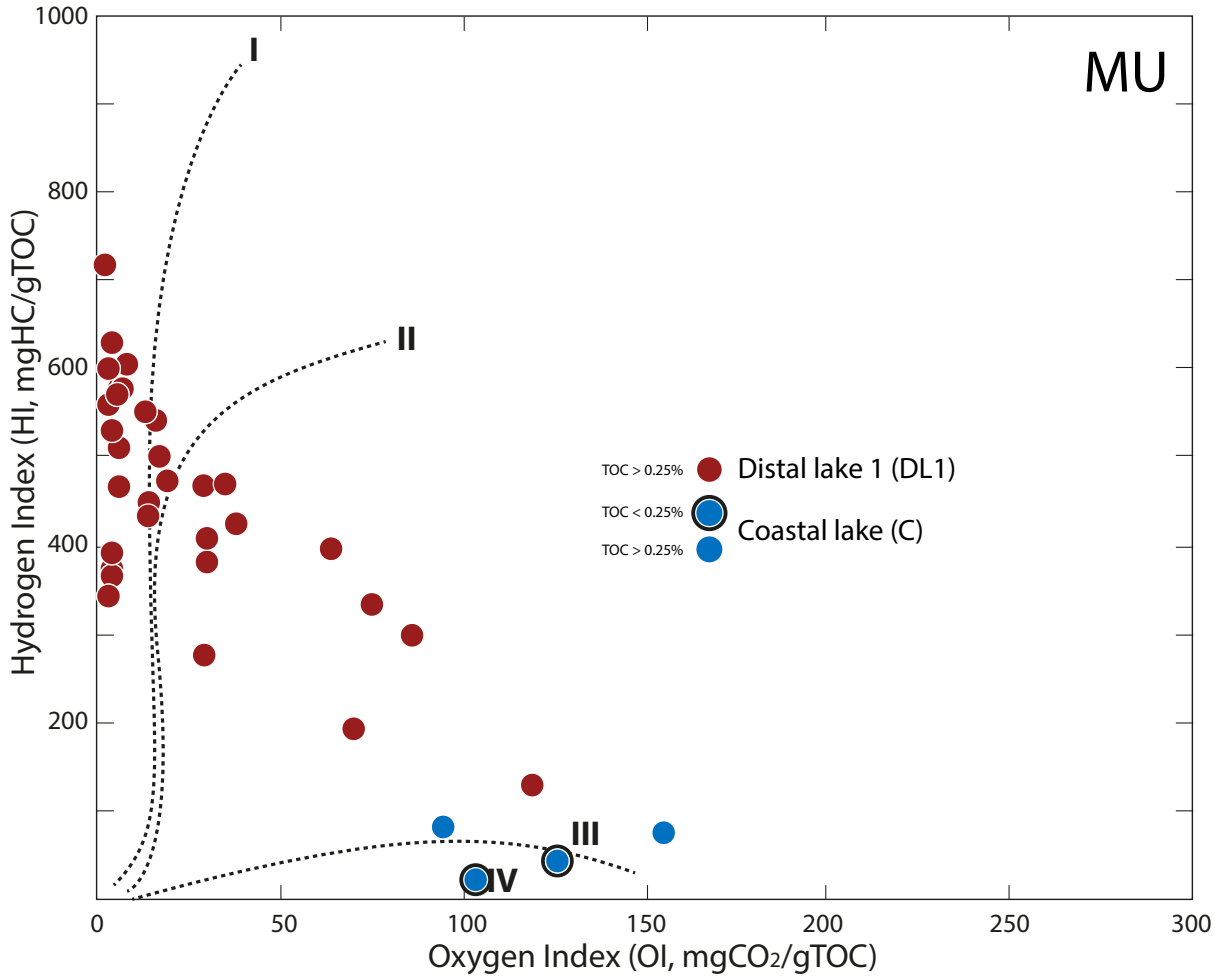


Figure 5.30 – **HI *vs* OI values for the MU well, depending on the depositional environment (distal to coastal lake). The samples containing less than 0.25% TOC content are represented with black circles and their HI values are not exploitable.**

- **SUR wells and section**

For the SUR wells and section, HI values sign mostly a type I OM (Fig. 5.31), and perhaps several levels of type III OM accumulation when low HI and high OI values are deciphered. However, after Garel et al. (2017), the bacterial-derived OM (type I) is largely dominant in two analysed samples, thus indicating that low HI values must be altered.

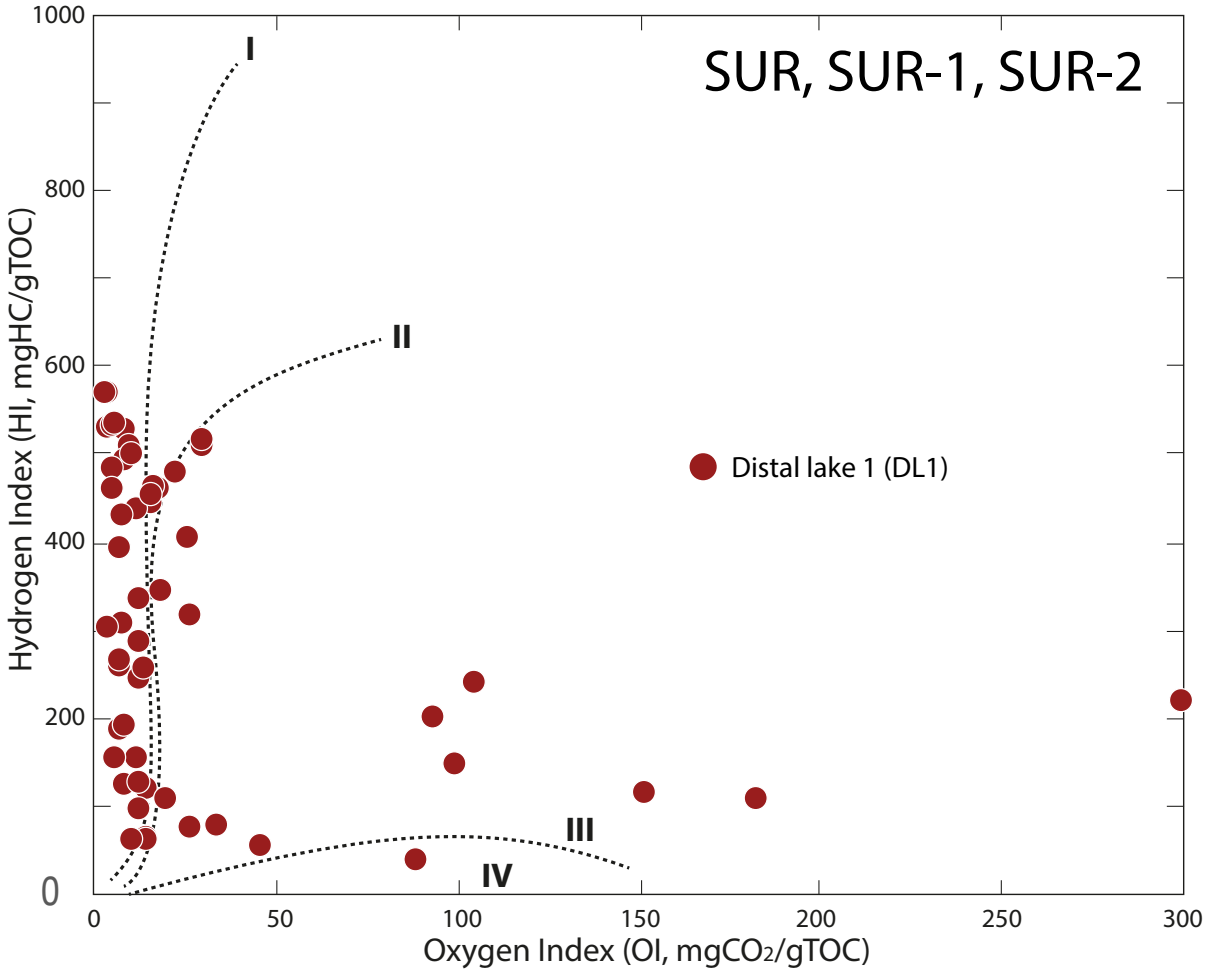


FIGURE 5.31 – **HI *vs* OH values for the SUR, SUR-1 and SUR-2 wells and section samples, located in the distal lake environment. All the HI values are exploitable.**

- **The LY-F well**

Despite that there is no available Rock-Eval data for the LY-F well, the latter presents a different geochemical pattern than wells of the Autun Basin. Indeed, this well is composed by both lacustrine and floodplain OM (coal-bearing levels), contrary to the other wells and sections composed only by a lacustrine OM with terrestrial inputs. The non-proportionality between TOC and TN contents indicates also that mineral nitrogen is present in the samples. Assuming the high $\delta^{13}C_{org}$ values, it is probable that the OM is dominated by the type III as values recorded in the Saar-Nahe Basin for this OM type (Müller et al., 2006). Moreover, this well, contrary to the Autun Basin wells and sections, is dominated by coarse clastic inputs that may bring to the basin a large amount of type III OM.

5.4.5.2 Preservation of organic signals

Besides that the earliest diagenesis at the sediment-water interface has a low impact on OM isotopic signal preservation (Lehmann et al., 2002), the preservation can also be assessed by several parameters : (i) $\delta^{13}C_{org}$ values that are consistent with those expected for primary productivity OM (∼-25 to -30‰, Schidlowski et al., 1983; Kump and Arthur, 1999), and particularly those expected during this time-window (between -20 to -27‰, Strauss and Peters-Kottig, 2003; Peters-Kottig et al., 2006; Müller et al., 2006; Nordt et al., 2016; Cui et al., 2017) and (ii) the Tmax parameter, showing a mean value of 430°C, all wells and sections mingled (IG-1, CHE-1, MU and SUR). This indicates a relatively immature OM, being at the beginning of the oil window for the highest Tmax values. Moreover, the absence of correlation between the $\delta^{15}N_{bulk}$ and the TN content (as well as for the $\delta^{13}C_{org}$ and the TOC content) in all wells and sections (the nitrogen content being more prone than the carbon to vary during OM alteration, Meyers and Ishiwatari, 1993), show that the OM signals are probably not efficiently altered by late secondary processes (Meyers, 1994). In the same way, $\delta^{15}N_{bulk}$ values obtained are those expected for non-marine sediments, usually between -3 and +7‰ (Peters et al., 1978) and are also within the range of biological signals measured in ancient and modern environments (*e.g.* Tramoy et al., 2016; Bouton et al., 2020). $\delta^{13}C_{org}$ negative excursions (Fig. 5.19, 5.20, 5.21, 5.22, 5.25) seems to be primary in origin because of their high amplitude and frequency, and because diagenesis is more prone to induce positive values (Hoefs and Frey, 1976b; Monin et al., 1981; Hayes et al., 1983), but <+2‰ (Busigny et al., 2013) and should not modify the original trends (des Marais et al., 1992).

5.4.5.3 $\delta^{15}N_{bulk}$ variations

In the modern nitrogen cycle, di-nitrogen (N_2) is fixed from the atmosphere by biologically fixation by autotrophs under the form of ammonia (NH_3) by the nitrogenase enzyme. Then, the OM sedimentation is followed by the OM mineralisation under aerobic or anaerobic conditions with a first step, namely ammonification, consisting in the reduction of organic nitrogen into ammonium (NH_4^+). Then, in aerobic setting, NH_4^+ is oxidised to nitrite (NO_2^-) and nitrate (NO_3^-) during nitrification. The produced nitrates can also be biologically assimilated. In anaerobic context, (low O_2 in the water column or in sediments, or high sedimentation rates), two processes can happen : anaerobic oxidation of NH_4^+ through anammox reaction which converts NH_4^+ and NO_2^- to N_2 (Fig. 5.32), and denitrification, *i.e.* a respiratory process which transform NO_3^- into N_2 (Van Mooy et al., 2002; Thomazo et al., 2011; Ader et al., 2016). If the nitrification is a process which fractionates moderately in modern environments when NH_4^+ oxidation is quantitative, the denitrification pathway is associated with a strong ^{15}N-enrichment of the residual NO_3^-, leading to an increase of $\delta^{15}N_{bulk}$ values owning the balance of NO_3^- assimilation versus N_2 fixation (Peters et al., 1978; Sigman et al., 2009; Ader et al., 2016). Indeed, denitrification induces a fractionation between the residual NO_3^- and released gaseous N_2 and N_2O of about -3‰ in the sediment and up to -25 to -30‰ in the water column (Ader et al., 2016). This process is therefore associated with a ^{15}N-enrichment of $\delta^{15}N_{bulk}$ values archived in sediments. In the same way, the anammox reaction leads to a ^{15}N-enriched residual

NH_4^+ and so a higher $\delta^{15}N_{bulk}$ if a sufficient amount of this NH_4^+ is fixed by biological activity or in clay minerals (Prokopenko et al., 2006).

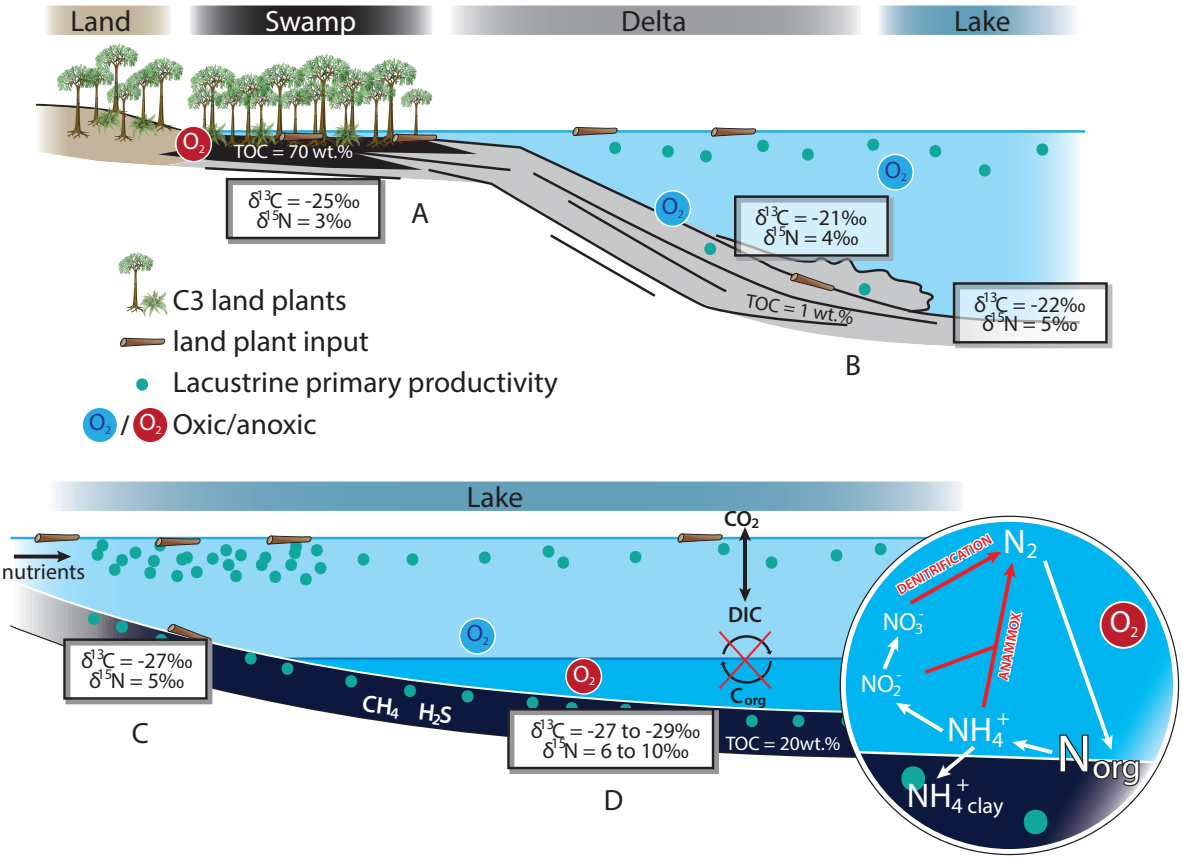


FIGURE 5.32 – **Synthetic sketch showing the different ways to obtained TOC, $\delta^{13}C_{org}$ and $\delta^{15}N_{bulk}$ values depending on depositional environments and lake water physic and chemical parameters. A) Swamp environment materialised by a dominant type III OM constituting the coal deposits, with moderate $\delta^{13}C_{org}$ and low $\delta^{15}N_{bulk}$; B) Deltaic to lacustrine environment dominated by terrigenous land plants inputs, displaying high $\delta^{13}C_{org}$ (depending on the mixing of the two OM) and low $\delta^{15}N_{bulk}$ values ; C) Lake environment dominated by lacustrine OM with some terrigenous land plant input, marked by very low $\delta^{13}C_{org}$ and low $\delta^{15}N_{bulk}$ values, indicating anoxic sediments but the absence of a developed chemocline. The low water column prevents the oxidation of OM during sinking ; D) Deep lacustrine environment with a well-developed chemocline, leading to anoxia in bottom waters and sediments, favouring the lacustrine OM preservation, and the denitrification and anammox processes.**

Therefore, positive $\delta^{15}N_{bulk}$ excursions usually indicate an increase in denitrification and/or anammox processes and is associated with the setting or expansion of strong water column redox gradient. Indeed, these two processes require water column chemical stratification and are often associated with the development of anoxia at least in the lowest part of the water column. Hence, positive nitrogen excursions can be associated with increases in TOC and decreases in $\delta^{13}C_{org}$ values

when sedimentary OM accumulation signs an anoxia (*i.e.* a decrease in OM remineralisation). This co-evolution is observed in the IG-1 well in the Igornay OSBs ($\sim$150 m) and at $\sim$40 m. However, the $\delta^{15}N_{bulk}$ is not always negatively correlated with the TOC content (*e.g.* IG-1, $\sim$70 m and MU well, from 4 to 1 m). Then the periods of high TOC and low $\delta^{13}C_{org}$ values with no positive $\delta^{15}N_{bulk}$ excursions may represent periods where denitrification or anammox processes are less efficient. This could be due to a thinner water column preventing the development of a sustained chemocline. Moreover, a strong primary productivity in surface waters with a thin water column could also prevent for OM degradation during its sinking before reaching the anoxic sediments. Accordingly, the Muse OSBs previously considered as deposited in a distal lake environment (Fig. 5.21) may rather have been deposited in a coastal lake environment, associated with a thin but stagnant water column (verified by absence of high energy sedimentary features).

5.4.5.4 $\delta^{13}C_{org}$ variations

Whereas the $\delta^{13}C$ of carbonates ($\delta^{13}C_{carb}$) is expected to reflect the $\delta^{13}C$ of the dissolved inorganic carbon (DIC), the carbon-isotope signal of OM ($\delta^{13}C_{org}$) in a lake can be affected by a large combination of factors such as the isotopic composition of the DIC (depending on the isotopic composition of the dissolved CO_2 contained in the water compared to atmospheric CO_2), primary producers metabolisms, their species and growth rates (Mayer and Schwark, 1999), OM sources (allochtonous *vs* autochthonous productivity), the water pCO_2 (Herczeg and Fairbanks, 1987), the particulate organic carbon degradation below the sediment-water interface, the dissolved organic carbon remineralisation in the water column and the sediments (*e.g.* Kah et al., 1999; Guo et al., 2013; Hayes, 1993, 2001), and the post-depositional OM thermal decomposition (Strauss et al., 1992; Tocqué et al., 2005; Derry, 2010). Moreover, $\delta^{13}C_{org}$ values in OM-rich environments can be influenced by secondary productivity developing in anoxic bottom waters or within the sediments (*e.g.* Hayes et al., 1999).

In the present study, because of the low burial and thermal diagenesis impact (moderate Tmax values), it is unlikely that variations of the $\delta^{13}C_{org}$ result from the OM thermal decomposition. According to the Autun Basin U-Pb dating of Pellenard et al. (2017), the IG-1 and CHE-1 wells are susceptible to have been deposited in less than a million year, which reveals high sedimentation rates and thus very short-term $\delta^{13}C_{org}$ variations. This is confirmed by Schnyder et al. (2020) showing that sedimentation rates estimated for the CHE-1 sediments is $\sim$40 cm/kyr through cyclostratigraphy on TOC variation investigations, hence indicating very short-term carbon and nitrogen-cycle perturbations. The origin of these isotopic events is not constrained, but could be related to short-term climate variations, through a direct impact on the lake chemistry and level, or by a more indirect impact on sedimentary fluxes controlling the OM nature brought to the basin. It is necessary to obtain accurate correlations between different wells and basins, through both sequence stratigraphy analyses and radiochronological dating to assess the climate role, by testing the synchroneity of these sedimentological and isotopic events.

It is thus considered that, at first order, $\delta^{13}C_{org}$ variations observed in this study are due to three main parameters : (i) variations of OM sources through time (lacustrine *vs* terrestrial), (ii) periods of increased primary productivity and then a better OM storage efficiency under a thin water column, or (iii) the OM degradation in the water column under a developed chemocline and at the water-sediment interface, implying a strong contribution of secondary heterotrophic biomass to the sedimentary OM.

Thus, periods of high OM preservation of lacustrine origin or coming from vascular land plants are evidenced, recorded by $\delta^{13}C_{org}$ low values ($\sim$-27 to -29‰ in the Autun Basin and $\sim$-25‰ in the Lucenay-lès-Aix area). However, during background sedimentation processes (*i.e.* periods where no organic-rich deposits are reported), $\delta^{13}C_{org}$ values are close to -20 to -22‰ that can indicate a mixture between both OM types but dominated by type III OM (Figs. 5.28, 5.29 and 5.32B).

The OM source changes (here, lacustrine *vs* land plants) impact the $\delta^{13}C_{org}$ values because of differences in metabolic pathways. The $\delta^{13}C_{org}$ of land plants is ^{12}C-enriched compared to those of allochthonous OM, as established for this time-window in the Saar-Nahe Basin (Germany), with values of $\delta^{13}C_{org}$ for the autochthonous productivity averaging -27‰ and values of $\delta^{13}C_{org}$ averaging -21‰ for the terrestrial OM (confirmed by palynofacies and Rock-Eval data, Müller et al., 2006).

In lakes, OM mineralisation in aerobic conditions is made by aerobic oxidation processes whereas in anaerobic conditions it is mostly achieved (i) by bacterial acetotrophic methanogenesis, as long as the sediment contains enough labile material to sustain microbial activity, and (ii) to a lesser extent by sulfate reduction, depending on the concentration of dissolved sulfate in porewater. Both of these processes lead towards lower $\delta^{13}C_{org}$ values (Meyers and Ishiwatari, 1995; Müller et al., 2006).

5.4.5.5 Nitrogen and carbon-cycle perturbations

- **In the Autun Basin**

Given all the workable data, several cases can be individualised : (i) periods where $\delta^{13}C_{org}$ values are between $\sim$-20 to -22 ‰, representing the background sedimentation, with a dominance of type III OM (Fig. 5.32B) ; (ii) periods of negative carbon-isotope excursions but not linked with positive nitrogen-isotope excursions, as observed at 70 m in the IG-1 well or in the Muse OSBs (Figs. 5.19, 5.21 and 5.32C). These periods are attributed to high lacustrine primary productivity in surface waters (represented by high HI values), with no developed chemocline, but a relatively low water column preventing OM oxidation during sinking. Bottom waters are not anoxic, maybe because of the thin water column or of seasonal vertical diffusion of waters observed in some meromictic to polymictic lakes ; (iii) periods where $\delta^{13}C_{org}$ values show sharp negative isotope excursions up to $\sim$-29‰, linked with high TOC content and during which positive $\delta^{15}N_{bulk}$ excursions are recorded. These periods are attributed to reduced OM remineralisation under anoxic conditions (developed chemocline, close

to the euphotic zone), during which carbon and nitrogen cycles are no more in equilibrium with the atmosphere, denitrification and/or anammox processes can happen (high $\delta^{15}N_{bulk}$ values), and possibly sulfate-reduction or methanogenesis (low $\delta^{13}C_{org}$ values) are efficient (Fig. 5.32D). These periods are yet sometimes materialised by negative (relatively) long-term carbon-isotope excursions associated with shorter positive nitrogen-isotope excursions, at it is the case for the event at $\sim$150 m in the CHE-1 well (Fig. 5.20). This pattern has already been observed by (Algeo et al., 2008) where the recovery of the negative carbon-isotope excursion demands more time than those of the nitrogen positive excursion. In this study, positive nitrogen-isotope excursions are restrained to transgressive system tracts (TSTs, *i.e.* below the maximum flooding surface, MFS) and to MFSs (lowest sediment supply favouring dysoxic/anoxic conditions), and disappear during highstand system tracts (HSTs, beginning of the regressive stage). By contrast, negative carbon-isotope excursions persist during a part of the HST, which is also observed in the CHE-1 well at $\sim$150 m. This can be due to a little reoxygenation of bottom waters when the lake level starts to decrease, preventing denitrification and anammox processes to operate.

- **In the Lucenay-lès-Aix area**

The Lucenay-lès-Aix area, characterised by the LY-F well, displays another scenario than those exhibited by the Autun Basin wells. Indeed, this area represents the proximal pole on a depositional environment profile, with the presence of floodplain deposits (coal-bearing sequences). The two coal levels are represented by slight negative carbon-isotope excursions indicative of high OM accumulation and the storage of lighter carbon. Higher $\delta^{13}C_{org}$ values of the enclosing "normal" sedimentation ($\sim$-20 to -22‰) sign the mixture between a lacustrine OM and material derived from land plants, based on macroscopic identifications. Compared to the wells and sections of the Autun Basin, $\delta^{15}N_{bulk}$ values does not show significant fluctuations, indicating that the nitrogen cycle is not perturbed as in black shales levels formed in the distal part of the depositional environment profile. Thus, no developed chemocline is installed in such environment, probably because of the very thin water column prerequisite to peat accumulation.

5.4.6 Conclusions

This study evidences carbon and nitrogen-cycle perturbations in the north-eastern Massif Central late Carboniferous to early Permian Autun and Decize-La Machine basins. These modifications have been attributed to diverse physical and chemical lacustrine conditions in relation with depositional environments. At a first order, the TOC and TN rises are associated with periods of enhanced OM storage in sediments during episodes of high lake level (MFS). These events are accompanied by negative carbon-isotope excursions, and sometime positive nitrogen-isotope excursions. Variations of $\delta^{13}C_{org}$ values indicate changes in OM sources to the basin through time, with very low values ($\sim$-29 to -25‰) associated with *in situ* lacustrine production (autochthonous OM) and higher values ($\sim$-24 to -20‰) with land plant input (allochthonous OM), as observed in the neighbouring

German Saar-Nahe Basin. Variations of the $\delta^{15}N_{bulk}$ signal inform on the chemical stratification of the water column, indicated by high values and interpreted as the result of denitrification or anammox processes, happening in anoxic waters under a well-developed chemocline. During these periods, the $\delta^{13}C_{org}$ of the algal OM is not in equilibrium with the atmosphere, explaining the very low values due to bacterial methanogenesis and/or sulfate reduction in black shale deposits.

Other particular periods are observed, displayed in sediments with low $\delta^{13}C_{org}$ values but low $\delta^{15}N_{bulk}$ values, indicating that the chemocline is temporarily or never developed, in a very thin water column favouring the OM deposit and preservation because of the short duration of its sinking paired with high primary productivity in surface waters.

For more proximal environments (*i.e.* swamps), denitrification processes do not intervene and $\delta^{13}C_{org}$ negative excursions are purely explained by the OM accumulation.

Finally, this study (i) confirms the palaeodepositional environment model of the Autun Basin proposed by Mercuzot et al. (b), but partially refines it, as the Muse OSBs were previously considered as distal lake deposits, and now as shallower lake deposits (palustrine environment), and (ii) lays the foundations for future work on the palaeoclimate role on these carbon and nitrogen-cycle perturbations.

5.5 Méthodes et résultats complémentaires

Ces méthodes, dont certains résultats ne sont pas encore complétement disponibles, seront par la suite intégrées à l'article Mercuzot et al. (c).

5.5.1 Problématique des carbonates

Lors de la rédaction de cet article, la question de la potentielle formation de carbonates biologiquement induite a été soulevée. En effet, associés à certaines couches riches en matière organique se trouvent des minéraux carbonatés sidéritiques et dolomitiques, mis en évidence par DRX et dilués dans la roche totale ou bien s'organisant en fins niveaux. Dans les milieux dysoxiques/anoxiques où s'accumule la matière organique, les processus biologiques anaérobies peuvent générer du CO_2 ayant une signature isotopique très négative, étant donné qu'il est issu de carbone organique ayant une composition isotopique proche de -25‰, et générer ainsi des carbonates dont la signature isotopique en carbone sera elle aussi négative.

Dix échantillons du forage IG-1 ont donc été testés par isotopie du carbone inorganique contenu dans ces carbonates : les échantillons ont été finement broyés manuellement (mortier en agate) et les poudres obtenues ont été étuvées 12h à 50°C, puis pesées grâce à une ultra-balance Mettler Toledo XS3DU. Les analyses isotopiques ont été réalisées avec un dispositif de préparation pour carbonates Kiel IV couplé à un spectromètre de masse Delta V Plus (ThermoFisher), dans lequel les poudres ont été attaquées à l'acide orthophosphorique à 70°C, et les rapports isotopiques en carbone obtenus ont été calibrés par rapport au standard NBS-19. La composition isotopique en carbone des échantillons est exprimée en ‰ par rapport au standard international Vienna Pee-Dee Belemnita (V-PDB), tandis que la composition en oxygène s'exprime en ‰ par rapport au SMOW (Standard Mean Ocean Water).

Les résultats ont donné des valeurs de $\delta^{13}C_{bulk}$ proches de 0‰, indiquant donc que les carbonates étudiés se sont en réalité formés sous des conditions purement abiotiques, et probablement lors de la diagenèse des sédiments. Ce constat n'a donc pas permis d'établir un rôle entre les processus biogéniques anaérobies et la précipitation de tels minéraux.

5.5.2 Appui des palynofaciès pour la détermination de la matière organique

Une étude est actuellement en cours en collaboration avec l'ISTeP (Johann Schnyder et François Baudin) pour caractériser les palynofaciès et leur évolution dans les forages IG-1, CHE-1 et SUR, afin de confirmer que les données Rock-Eval et isotopiques montrent bien les changements de sources de matière organique. Ces nouvelles données seront intégrées à l'article ci-dessus.

5.5.3 Analyses isotopiques du bois

De nombreux fragments de bois sont préservés dans les forages. Étant donné que ce type de matière organique se forme à l'équilibre avec le CO_2 atmosphérique, il est intéressant de mesurer leur composition isotopique en carbone et azote, permettant de s'affranchir des effets lacustres locaux jouant sur la matière organique autochtone, et ainsi d'avoir accès à des informations sur l'évolution du cycle global du carbone. Quelques analyses isotopiques ont donc été réalisées sur des échantillons répartis dans le forage IG-1. Les résultats obtenus sur l'azote ne sont pas exploitables (quantité faible d'azote organique), en revanche ceux obtenus sur le carbone présentent une tendance similaire à celle du $\delta^{13}C_{org}$ obtenu sur la matière organique totale, c'est-à-dire une augmentation sur l'ensemble du forage : est-ce que l'augmentation sur le long terme ne représenterait pas une tendance globale à l'augmentation du $\delta^{13}C_{atmosphérique}$? Un point mesuré dans la couche d'Igornay présente cependant une valeur plus négative, mimant celles obtenues sur la matière organique totale, surprenant puisqu'il a été montre dans l'article Mercuzot et al. (c) que cette excursion isotopique est générée sous des conditions environnementales très locales. Il est donc nécessaire de poser la question de la préservation de ces morceaux de bois : est-ce que leur composition isotopique a été réellement préservée indiquant que l'excursion négative est générée à la fois par des paramètres locaux et globaux, où est-ce qu'une modification isotopique s'est produite dans ce fragment après le dépôt ? Cette question en engendre une seconde, concernant la validité des autres analyses de morceaux de bois pour obtenir des informations sur le cycle du carbone global. Une interprétation fiable ne peut donc pas être déterminée, mais pourrait possiblement être améliorée en multipliant les analyses dans le forage CHE-1, corrélé à IG-1, pour déterminer si cette tendance à long terme du $\delta^{13}C_{org}$ du bois est aussi repérée. Ces résultats seront probablement intégrés ultérieurement à l'article Mercuzot et al. (c).

5.5.4 Ammonium-illite

Dans la publication précédemment exposée, il est question d'ammonium-illite. L'identification de ce minéral a été faite de deux manières :

- par diffraction des rayons X : le pic de l'illite, situé habituellement en moyenne à 10 Å, est déplacé vers des distances interréticulaires plus grandes en cas d'adsorption de NH_4^+ dans les espaces interfoliaires de ce minéral argileux, proportionnellement à la concentration de NH_4^+ contenu (Drits et al., 1997). Il en est ressorti que de nombreux échantillons présentaient des pics de diffraction de l'illite décalés, à des valeurs de d supérieures à 10 Å, mais indépendamment du faciès ;
- par ATR-FTIR (infra-rouge), méthode menée sur quelques échantillons argileux des forages IG-1 et LY-F. Les échantillons sélectionnés ont été analysés à la fois sur fraction $<2\,\mu$m "normale" et à la fois sur cette même fraction mais après attaque à l'eau oxygénée pour détruire une partie de la matière organique. Les deux types d'échantillons analysés ont donnés des résultats similaires et sont cohérents avec ceux obtenus par DRX, indiquant que chaque échantillon analysé comprend de l'ammonium-illite.

5.5.5 Une autre méthode pour caractériser les sources de matière organique ?

Des méthodes "classiques" ont été utilisées dans l'article en préparation ci-dessus (Mercuzot et al., c) pour déterminer les différents types de MO, par pyrolyse Rock-Eval et géochimie isotopique. L'étude de Johnston et al. (2012) a contribué à élaborer une autre méthode d'analyse se basant sur le TOC et le ϵ_{TOC} (ce dernier pouvant être remplacé par le $\delta^{13}C_{org}$, Fig. 5.33a), pour déterminer le type de matière organique et les proportions respectives de deux sources de matière organique différentes lors d'un mélange dans la roche totale (ici types I et III). Quand les échantillons sont constitués d'une source ou d'un mélange de deux sources en proportions similaires (*e.g.* ratios 1 :1 ou 1 :2), le modèle fournit une droite ayant une pente nulle à modérée (Fig. 5.33a). En revanche, lorsque les échantillons présentent deux sources mais dont l'une domine largement sur l'autre (*e.g.* ratio 1 :100), la courbe obtenue prend une configuration hyperbolique (Fig. 5.33a), avec une courbure de plus en plus marquée s'il existe des processus de reminéralisation de la matière organique (Johnston et al., 2012).

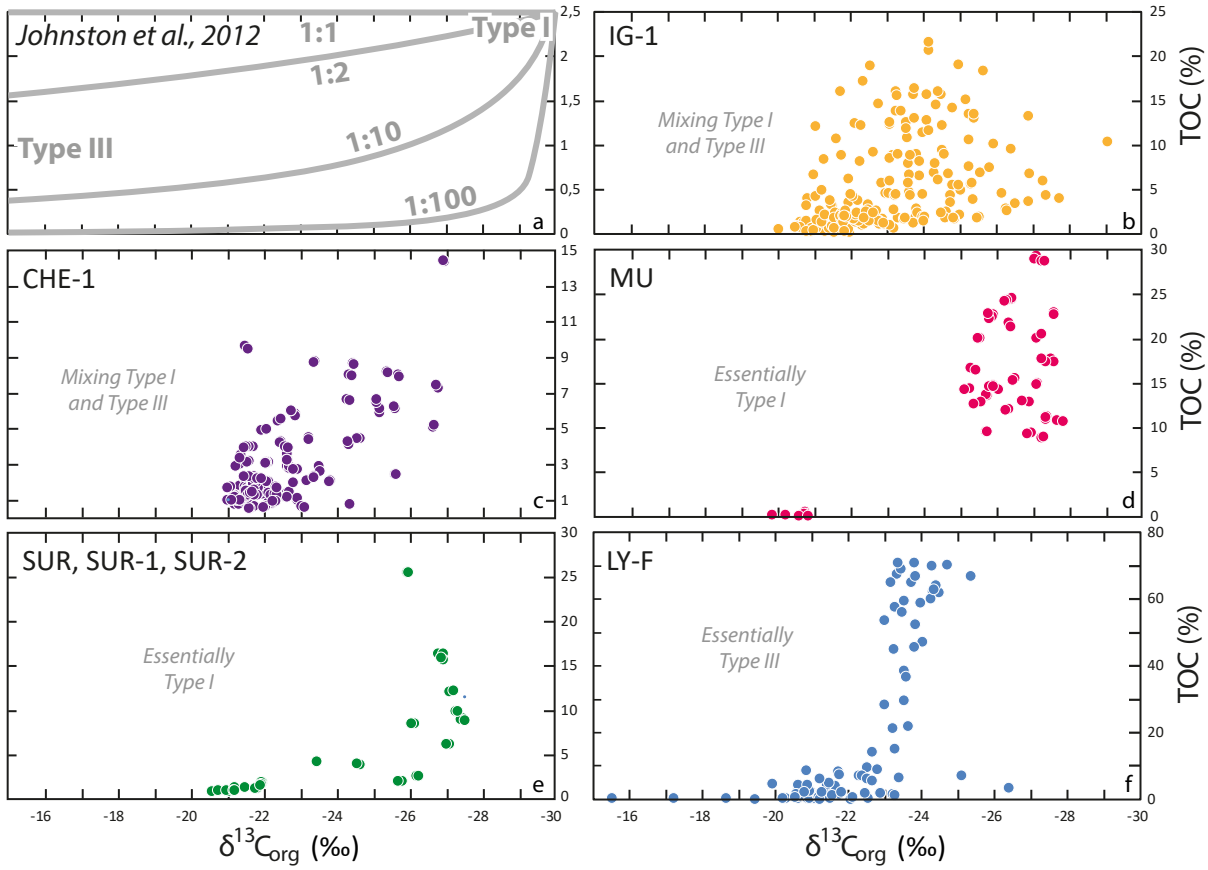


FIGURE 5.33 – **TOC en fonction du $\delta^{13}C_{org}$ pour les forages et sections IG-1, CHE-1, MU, SUR et LY-F. a) modèle présenté par Johnston et al. (2012) pour déterminer l'importance du mélange entre deux pôles de MO (ici, types I et III). b,c) application du modèle pour IG-1 et CHE-1 montrant plutôt une droite de mélange entre les deux sources de MO. d,e) application aux forages et coupes MU et SUR, montrant un mélange faible avec une dominance de la matière organique de type I. f) application au forage LY-F où le modèle montre une forme hyperbolique indiquant plutôt une dominance du type III.**

Les données des forages et coupes IG-1, CHE-1, MU, SUR et LY-F ont été représentées dans ce graphique (Fig. 5.33b,c,d,e,f) pour tester cette méthode très peu utilisée. Les résultats obtenus ne sont pas aisément interprétables : les données du forage IG-1 montrent un nuage de points qui aurait plutôt tendance à représenter une droite qu'une hyperbole (Fig. 5.33b), ce qui indiquerait que le ratio entre les deux types de matière organique est élevé, proche de 1 :2 à 1 :10, matérialisant une forte contribution des deux types respectifs de matière organique (I et III). Cette observation se reproduit pour le forage CHE-1 (Fig. 5.33c). Pour les forages et coupes MU, SUR et LY-F (respectivement représentés dans les figures 5.33d, 5.33e, et 5.33f), les résultats sont différents, montrant des tendances plus hyperboliques indiquant donc qu'un type de matière organique domine sur le second. Cela se vérifie pour les forages et coupes MU et SUR par les données de l'article Mercuzot et al. (c) et les données sédimentologiques qui montrent une forte dominance du type I devant le type III. En revanche, pour le forage LY-F il y aurait un biais, car les résultats de l'article tendent à montrer qu'il y a un type III de matière organique dominant et que les variations importantes en $\delta^{13}C_{org}$ sont dues à des différences de quantité de matière organique préservée ainsi que de possibles processus de reminéralisation se produisant dans l'environnement de dépôt marécageux propice à la formation de charbon. Cette méthode nécessite donc un cadre sédimentologique bien contraint pour être appliquée, ainsi que d'être confirmée par d'autres études, et notamment dans le domaine continental, constituant une perspective de ce travail.

5.6 Lien entre les paramètres orbitaux et la géochimie organique : apport de la cyclostratigraphie

5.6.1 Le bassin d'Autun

Les analyses cyclostratigraphiques ont donc été appliquées à différents paramètres géochimiques obtenus sur les forages IG-1 et CHE-1 (TOC, HI, OI, $\delta^{13}C_{org}$) en prenant en compte les corrélations entre les deux forages, effectuées par Mercuzot et al. (b) (chapitre 4). Les analyses effectuées sur le $\delta^{13}C_{org}$ du forage CHE-1 ne seront pas discutées ici, le pas d'échantillonnage étant beaucoup plus lâche que pour les autres paramètres, rendant les résultats cyclostratigraphiques beaucoup plus imprécis et non comparables avec le forage IG-1. Les analyses sur le OI sont aussi à interpréter avec précaution car ce paramètre dépend de nombreux facteurs, tels que le type de matière organique,

son état d'oxydation lors de son dépôt et de son enfouissement, dépendant des conditions chimiques de l'environnement de dépôt... Les résultats cyclostratigraphiques obtenus sur le TOC et le HI paraissent donc les plus fiables.
La figure 5.34 montre différentes bandes de fréquences correspondantes à différents cycles orbitaux et obtenues après un filtrage sur le TOC du forage IG-1.

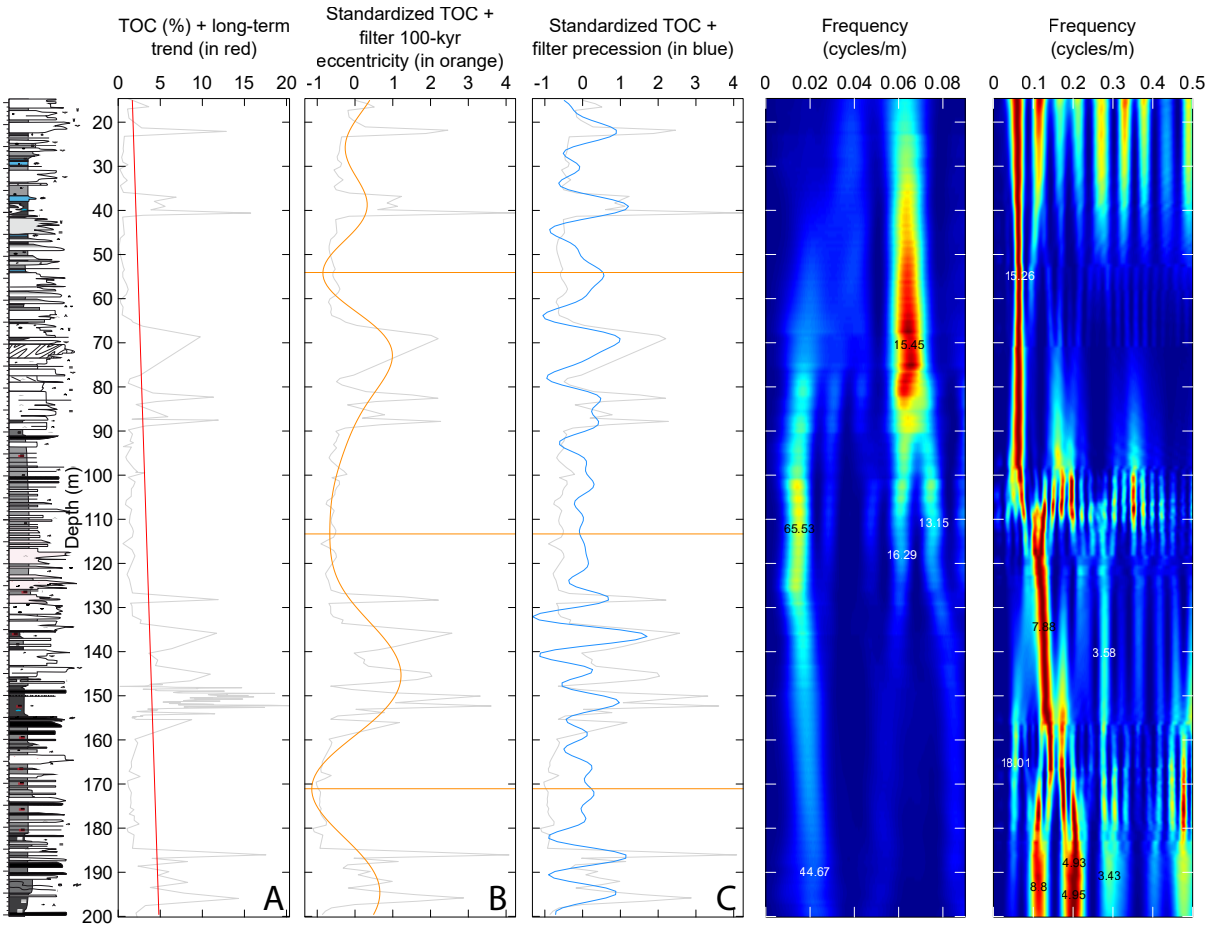


Figure 5.34 – **Analyses spectrales effectuées sur le TOC du forage IG-1.**

Sur la bande A (Fig. 5.34, tendance à long terme), seule une diminution du signal est observée. La bande B est obtenue sur les données de TOC corrigées par la tendance de la première bande. La bande C montre des cycles à plus haute résolution et moins réguliers, mais dont le nombre de cycles compris dans un seul cycle de la bande A tend vers 5. Un ratio de 1 :5 au Permien correspondrait à la présence de cycles de petite excentricité (période de 100 000 ans environ) et de précession (période de 21 000 ans environ, Waltham, 2015). L'attribution des différents cycles se base aussi sur les âges radiométriques obtenus pour le bassin d'Autun, pour s'assurer de leur cohérence.
Comme montré sur la figure 2.12, il semblerait que lors des amplitudes maximales de l'excentricité (trajectoire de la Terre très elliptique), les amplitudes de la précession soient maximales aussi, induisant une insolation plus contrastée à ces moments-là. Enfin, la figure montre que la couche

d'Igornay (vers 150 m, se serait déposée en un quart de cycle de petite excentricité, soit en environ 25 000 ans.
La figure 5.35 montre ces mêmes bandes de fréquences sur le TOC du forage CHE-1, avec un filtre en plus, grâce à un pas d'échantillonnage supérieur à celui du forage IG-1, représentant probablement les cycles d'obliquité (bande C, cycles d'environ 35 500 ans, Waltham, 2015).

Contrairement au forage IG-1, aucun lien entre les fortes amplitudes d'excentricité et les fortes amplitudes de précession n'est observé (*e.g.* forte amplitude de précession dans la couche de Lally (125-150 m) correspondant à une forte excentricité, alors que faible amplitude de précession dans la couche d'Igornay (325 m) pour une forte excentricité). Ainsi, il est difficile d'interpréter directement les variations d'amplitude de précession en termes de variations d'amplitude d'insolation sur des périodes de 100 000 ans dans les forages étudiés. Enfin, cette figure montre que la couche d'Igornay (vers 325 m) dans le forage CHE-1 se serait déposée en un demi-cycle de petite excentricité, soit 50 000 ans environ, soit le double de la durée estimée pour le forage IG-1. Cette différence est probablement due à une meilleure préservation de la couche dans le forage CHE-1 (environnements plus distaux) ou bien par la présence de hiati dans IG-1. Dans CHE-1, le temps nécessaire au dépôt de la couche de Lally (vers 150 m) serait lui aussi de 50 000 ans (un demi-cycle de petite excentricité).

Sur ce même forage, des analyses spectrales ont été tentées sur d'autres proxies, tels que l'indice hydrogène HI. La figure 5.36 présente la comparaison des analyses spectrales effectuées sur le TOC de CHE-1 ainsi que sur le HI. Étant donné qu'il existe une certaine relation naturelle entre le TOC et le HI dans le bassin d'Autun (une augmentation du TOC s'observe lorsque plus de matière organique algaire est préservée, induisant souvent l'élévation de l'HI), et que le pas d'échantillonnage soit le même pour les deux mesures, il n'est pas surprenant d'obtenir le même nombre de cycles se corrélant très bien.
Ce couplage, appuyé sur les futures données de palynofaciès qui viendront pour le forage CHE-1, permettra de déconvoluer les facteurs influençant les variations respectives des signaux (*e.g.* type de matière organique, état de préservation...).

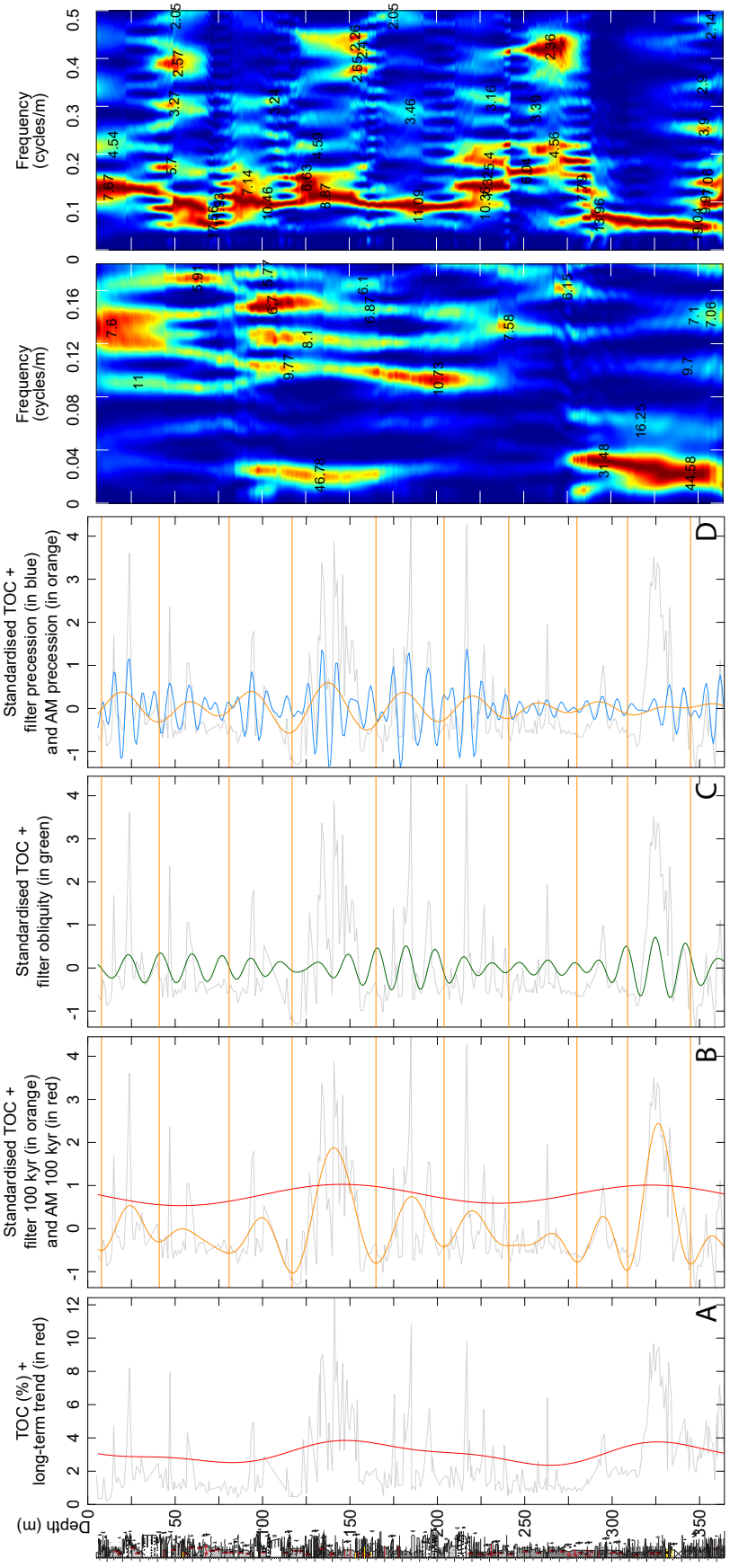


FIGURE 5.35 – **Analyses spectrales effectuées sur le TOC du forage CHE-1.**

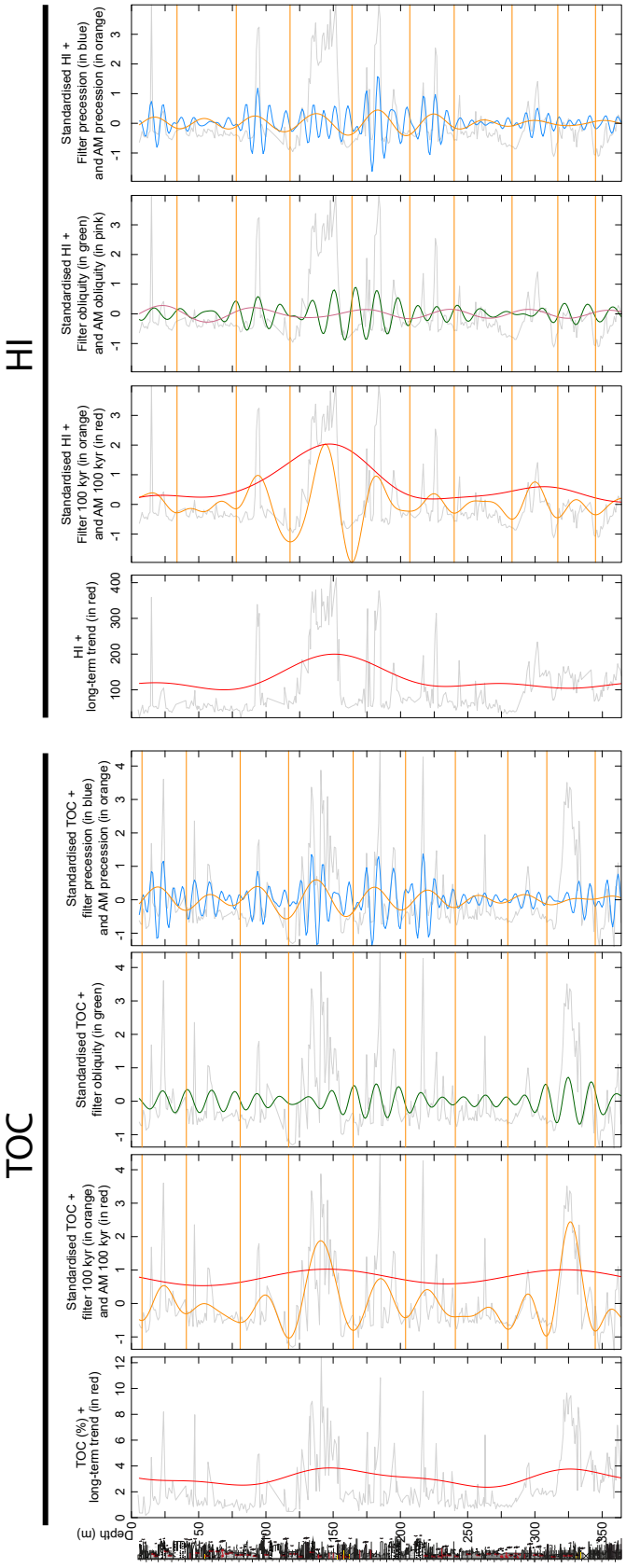


FIGURE 5.36 – **Analyses spectrales effectuées sur le TOC et le HI du forage CHE-1.**

5.6.2 Le bassin de Decize-La Machine

Malgré le fait que les lithologies beaucoup plus grossières traduisant des environnements de dépôt plus proximaux dans le bassin de Decize-La Machine impliquent de potentielles lacunes de sédimentation importantes (plus importantes que dans le bassin d'Autun où les forages étudiés présentent des environnements de dépôt plus distaux et donc une plus grande proportion de lithologies fines), une approche cyclostratigraphique sur le TOC a aussi été tentée, pour comparaison. Les résultats sont présentés ci-dessous (Fig. 5.37).

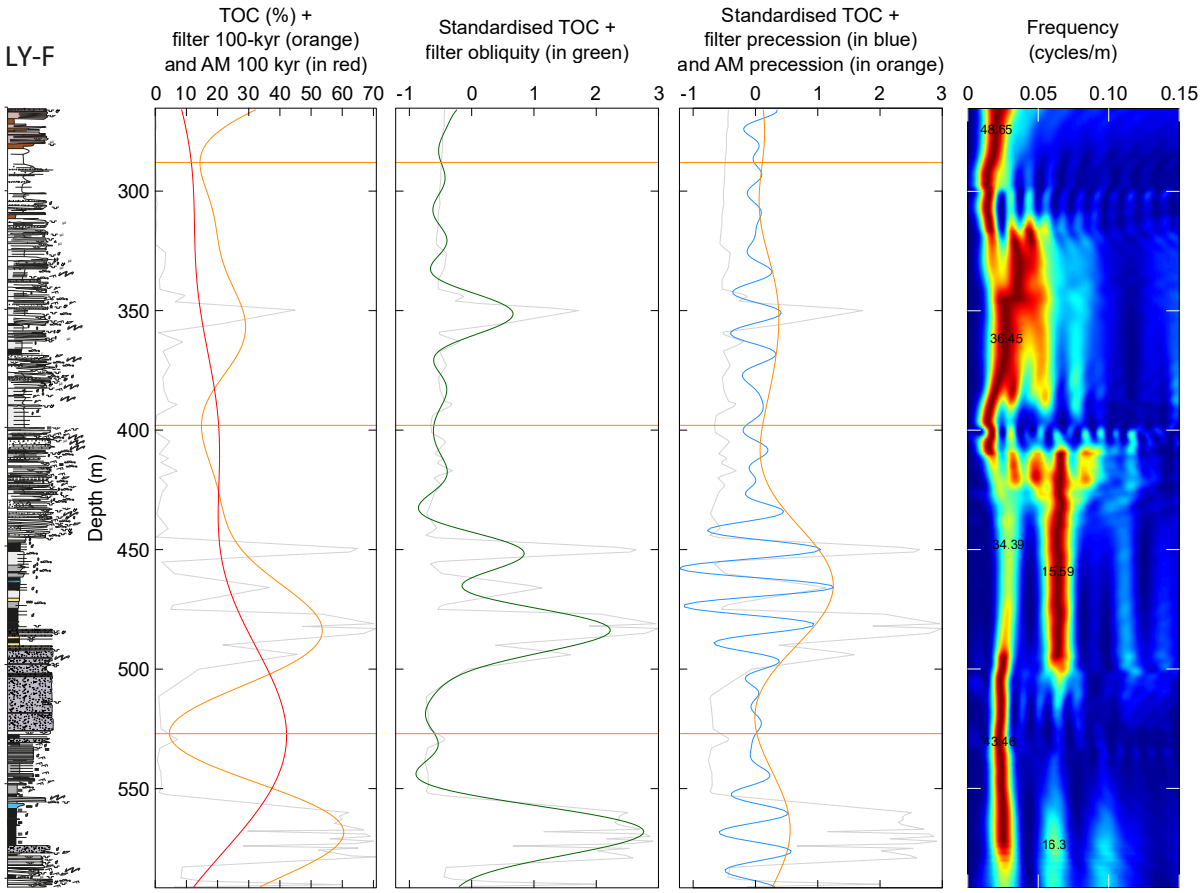


FIGURE 5.37 – **Analyses spectrales effectuées sur le TOC du forage LY-F.**

Des cycles sont là aussi repérés, soit environ trois cycles de petite excentricité (correspondant à environ 300 000 ans de dépôt) mais sont moins bien marqués que dans le bassin d'Autun, probablement du fait de ces potentielles lacunes sédimentaires. Ces données sont donc prometteuses mais à prendre avec précaution, nécessitant l'analyse d'autres proxies pour confirmer la présence de ces trois cycles.

5.7 Résultats majeurs

- La géochimie isotopique et élémentaire, couplée à une approche de pyrolyse Rock-Eval, a été appliquée aux séries sédimentaires du bassin d'Autun (4 forages et coupes) et du bassin de Decize-La Machine (1 forage, 5.18), afin de contraindre le fonctionnement des cycles du carbone et de l'azote enregistrés dans la matière organique à la fin du Carbonifère et au début du Permien.

- Les résultats indiquent qu'il n'est pas possible de reconstruire le cycle global du carbone, son enregistrement étant modéré par des effets très locaux, propres aux bassins étudiés et dépendant du type de matière organique ainsi que des conditions *in situ* (physiques, chimiques, biotiques, environnementales, Fig. 5.32).

- Les principales fluctuations isotopiques et élémentaires du carbone dépendent essentiellement du type de matière organique, lui-même dépendant de l'environnement ; la matière organique allochtone (végétaux terrestres supérieurs) comprise entre les niveaux sédimentaires plutôt grossiers (environnements proximaux) alterne avec de la matière autochtone (biomasse algaire et microbienne) caractéristique d'environnements plus distaux et calmes, développant des conditions chimiques singulières (Fig. 5.32). Les cycles stratigraphiques exercent un contrôle sur le type de matière organique, les accumulations majeures se produisant lors des MFS (moins d'apports de matière organique allochtone, plus de productivité primaire...).

- Le cycle de l'azote total enregistré (minéral et organique) est directement lié à ces conditions environnementales, favorisant par période le développement d'une chémocline, temporaire ou pérenne, entraînant dans le second cas une anoxie pérenne et la possibilité de reminéralisation anoxique de la matière organique, contribuant à des excursions positives du $\delta^{15}N$ (Figs. 5.19 et 5.20).

- Les environnements de dépôt dont la détermination s'est basée sur des critères sédimentologiques dans les chapitres 3 et 4 ont pu être précisés grâce aux données géochimiques, comme c'est le cas pour la couche de Muse dans le forage MU (Fig. 5.21), où l'environnement de lac distal s'avère être en réalité un environnement de lac côtier, montrant l'intérêt du couplage de différentes méthodes d'analyse.

- L'étude préliminaire cyclostratigraphique a mis en évidence le caractère cyclique de certains paramètres géochimiques, permettant d'estimer des durées de dépôt pour certaines couches riches en matière organique. Ces cycles montrent que les paramètres orbitaux jouent un rôle sur l'enregistrement sédimentaire, qui sera discuté dans le chapitre 7.

La géochimie isotopique effectuée dans les bassins d'Autun et de Decize-La Machine a mis en évidence différents modes de sédimentation et de préservation de la matière organique en fonction des environnements de dépôt des deux bassins déterminés dans les deux chapitres précédents, et a permis de préciser certains environnements. Maintenant que le modèle de dépôt des bassins est bien contraint, il est intéressant de s'attarder sur l'éventuel enregistrement de modifications de conditions climatiques au cours du temps dans ces bassins, afin d'avoir un panorama presque complet sur le contexte de remplissage de ces bassins sédimentaires.

Chapitre 6

Évolution des assemblages argileux dans les bassins carbonifères à permiens du nord-est du Massif central : contrôle climatique sur la sédimentation ?

6.1 Introduction

Ce chapitre a pour but de présenter les données de minéralogie des argiles obtenues sur les forages IG-1, CHE-1, LY-F, MU et sur la coupe SUR, afin de caractériser l'évolution des assemblages des minéraux argileux au cours du temps, de définir si ce signal peut être utilisé dans le cadre de reconstitutions paléoenvironnementales ou paléoclimatiques, et le cas échéant de voir dans quelle mesure ces conditions impactent le remplissage des bassins continentaux étudiés.

Le chapitre débute par des généralités sur les minéraux argileux, avec un état de l'art sur les argiles et leurs processus de formation, puis traite des différents résultats obtenus sur les différents forages et coupes. Après avoir identifié la part du signal primaire et des effets secondaires (authigenèse, diagenèse), une discussion sur les différentes interprétations paléoenvironnementales est enfin présentée.

Les résultats obtenus à partir de la minéralogie des argiles seront couplés avec d'autres approches, notamment la cyclostratigraphie et la géochimie de la matière organique, pour pouvoir être discutés de manière approfondie dans le chapitre 7.

6.2 Généralités sur les minéraux argileux

6.2.1 Les argiles, définition et typologie

Les argiles sont des minéraux silicatés de la famille des phyllosilicates (du grec *phyllon*, feuille). La structure de ces minéraux est dite "en feuillets", composés de couches appelées tétraédriques (un atome de silicium pour quatre d'oxygène), ou octaédriques (huit atomes d'oxygène pour un cation au centre). Ces couches sont mises en contact par les atomes d'oxygène qu'elles partagent. Lorsqu'un minéral argileux comporte une couche tétraédrique (T) et une couche octaédrique (O) séparées des couches suivantes par un espace interfoliaire, il forme une argile de type TO, typique de la kaolinite. Lorsque le feuillet se compose de deux couches T et une couche O, on parle d'argile TOT, caractéristique de la smectite. Enfin, il existe le groupe des argiles TOTO caractérisant la famille des chlorites (Brindley and Brown, 1980). À ces groupes s'ajoute le groupe des argiles fibreuses, telles que la palygorskite et la sépiolite.
Les espaces interfoliaires peuvent contenir des cations, tels que le potassium, le sodium, le magnésium ou le calcium, ou bien encore, comme vu précédemment, l'ammonium dans le cas par exemple des illites, ainsi que de l'eau.
Les interstratifiés sont des argiles de nature complexe, constituées par le mélange de feuillets de différentes natures et plus ou moins organisés (Brindley and Brown, 1980). Ces minéraux peuvent être réguliers si les feuillets suivent un motif défini, ou irréguliers lorsqu'il n'existe pas de motif se répétant. Ces interstratifiés peuvent venir de l'altération progressive d'un minéral argileux primaire ou lors de la modification de minéraux argileux dans le cadre de la diagenèse (*e.g.* illitisation des smectites, Watts, 1980; Deconinck and Strasser, 1987). Les mécanismes à l'origine des argiles dans les sédiments sont de différents ordres : (i) les minéraux secondaires formés par l'altération de minéraux primaires dans les sols et transportés sans modifications majeures (argiles détritiques), (ii) les argiles authigènes formées dans les conditions de la diagenèse et des circulations de fluides (authigenèse) ou transformées au cours de la diagenèse d'enfouissement, (iii) les argiles néoformées dans des milieux chimiques spécifiques notamment dans le cadre de la diagenèse très précoce (Chamley, 1989).

6.2.2 La formation des argiles et le processus d'hydrolyse

La formation des argiles vient de l'altération des roches de surface, initiée par l'érosion physique et l'altération chimique, principalement déterminée par l'hydrolyse (altération par l'eau sous des gammes de pH moyennes), ou bien, dans une moindre mesure, par l'acidolyse, la salinolyse et l'alcalinolyse (Chamley, 1989).
L'hydrolyse, phénomène majeur dans la formation des argiles, consiste en la transformation des minéraux silicatés primaires (*e.g.* feldspaths, micas, minéraux ferromagnésiens...) au contact de l'eau en minéraux argileux, oxydes et solutions de lessivage (Chamley, 1989). L'hydrolyse provoque la mise en solution d'ions constituant le matériel parent, débutant par les ions les plus mobiles, tels que Na, K, Ca, Mg, Sr, Si, puis les moins mobiles en cas d'hydrolyse poussée (Mn, Ni, Co, Cu, Fe), Al étant peu mobile (Chamley, 1989). Les processus hydrolysants sont favorisés par :

- l'abondance de minéraux solubles ;
- la petite taille des particules (surface spécifique donc importante) ;
- la présence d'acides organiques ;
- des bonnes conditions de drainage ;
- des fortes humidités et températures, catalysant les réactions (Chamley, 1989).

Trois processus d'altération par hydrolyse sont identifiés, du processus hydrolysant le moins poussé au plus poussé ; il s'agit de :

- la bisiallitisation consistant en un lessivage partiel du silicium et des ions mobiles, donnant des minéraux argileux de type TOT (smectites, illite, vermiculite) ;
- la monosiallitisation, consistant en un lessivage complet des ions mobiles et incomplet du silicium, donnant des minéraux de type TO (kaolinite) ;
- l'allitisation, consistant en un lessivage total du silicium et donnant des hydroxydes d'aluminium tel que la gibbsite, combinés à des oxydes et hydroxydes de fer (Pedro, 1968; Chamley, 1989).

Ces phénomènes d'altération de la roche mère conduiront à produire des sols (altérites), dont la composition minéralogique dépendra directement du type de matériel parent, et du type d'altération. Les caractéristiques des différents horizons des sols varient selon la lithologie et la ceinture climatique où le sol se forme (Chamley, 1989). En effet, selon les conditions plus ou moins poussées d'altération, la nature minéralogique et l'épaisseur des sols produits seront contrastées.
En résumé, l'altération chimique étant au premier plan régie par la présence d'eau (état liquide ou alternant liquide/solide), elle dépend directement des conditions d'humidité et de précipitation, et donc de la ceinture climatique où elle se produit (Pedro, 1968).

6.2.3 Type de sol et environnement/climat

La nature des minéraux argileux formés dans les sols aux différentes latitudes et ceintures climatiques peut se résumer de la façon suivante (Singer, 1984; Chamley, 1989) :

- Aux hautes latitudes/altitudes (climat glaciaire à périglaciaire)
  Ce climat est caractérisé par l'absence d'eau libre et par la présence de glace. L'horizon de surface du sol étant constamment gelé (permafrost), le drainage dans le sol est nul. Ce sol, représentant une faible couche au-dessus de la roche mère, est qualifié de lithosol et montre une quasi absence de végétation (toundra). La production d'argiles dépend donc essentiellement de l'érosion mécanique, désagrégeant les minéraux primaires, qui, dans les zones de haute altitude, sont essentiellement matérialisés par des minéraux magmatiques et métamorphiques. Les principaux minéraux argileux formés (par séricitisation des feldspaths ou chloritisation) sont l'illite et la chlorite, se transformant localement en minéraux interstratifiés (*e.g.* chlorite-vermiculite).

- Climat tempéré/humide, moyennes latitudes
  Ce climat se caractérise par des températures douces et des précipitations assez conséquentes, avec un lessivage modéré. Le premier stade de l'hydrolyse consiste à exfolier les phyllosilicates, donnant de l'illite et de la chlorite. Par la suite, l'hydrolyse donnera des minéraux argileux interstratifiés, tels que l'illite-smectite, la chlorite-vermiculite...

- Climat chaud et humide, basses latitudes
  Ce climat est caractérisé par des fortes précipitations, un drainage conséquent et des conditions oxydantes conduisant à la formation de latérites, d'une épaisseur pouvant être pluridécamétrique. L'ensemble des éléments les plus mobiles est lessivé hors de la roche mère. L'hydrolyse poussée conduit à la néoformation de kaolinite souvent associée à de la goethite et de la gibbsite (monosiallistiastion/allitisation). Sous ce type de climat, la nature de la roche mère joue peu sur le type d'argiles produites, étant donné l'intensité de l'hydrolyse. En revanche, c'est la capacité de drainage des produits qui va déterminer le type de produits.

- Autres types de climats
  - climat froid humide : l'acidolyse est dominante et crée des podzols, riches en matière organique, et la roche mère est considérablement altérée. Les minéraux en résultant sont riches en silicium (*e.g.* opale).
  - climat chaud et sec : l'altération de la roche mère est dirigée par l'érosion mécanique. Les éléments mobiles sont peu exportés et peuvent donner naissance à des évaporites (Chamley, 1989).

Aujourd'hui, les proportions de minéraux argileux retrouvées dans le domaine océanique correspondent à celles formées sur les continents voisins, c'est-à-dire à celles dérivant d'une roche parente (minéraux primaires) selon son type d'altération, et reflètent donc les principales zones climatiques (*e.g.* Rateev et al., 1969; Chamley, 1989; Fagel, 2007, Fig. 6.1).

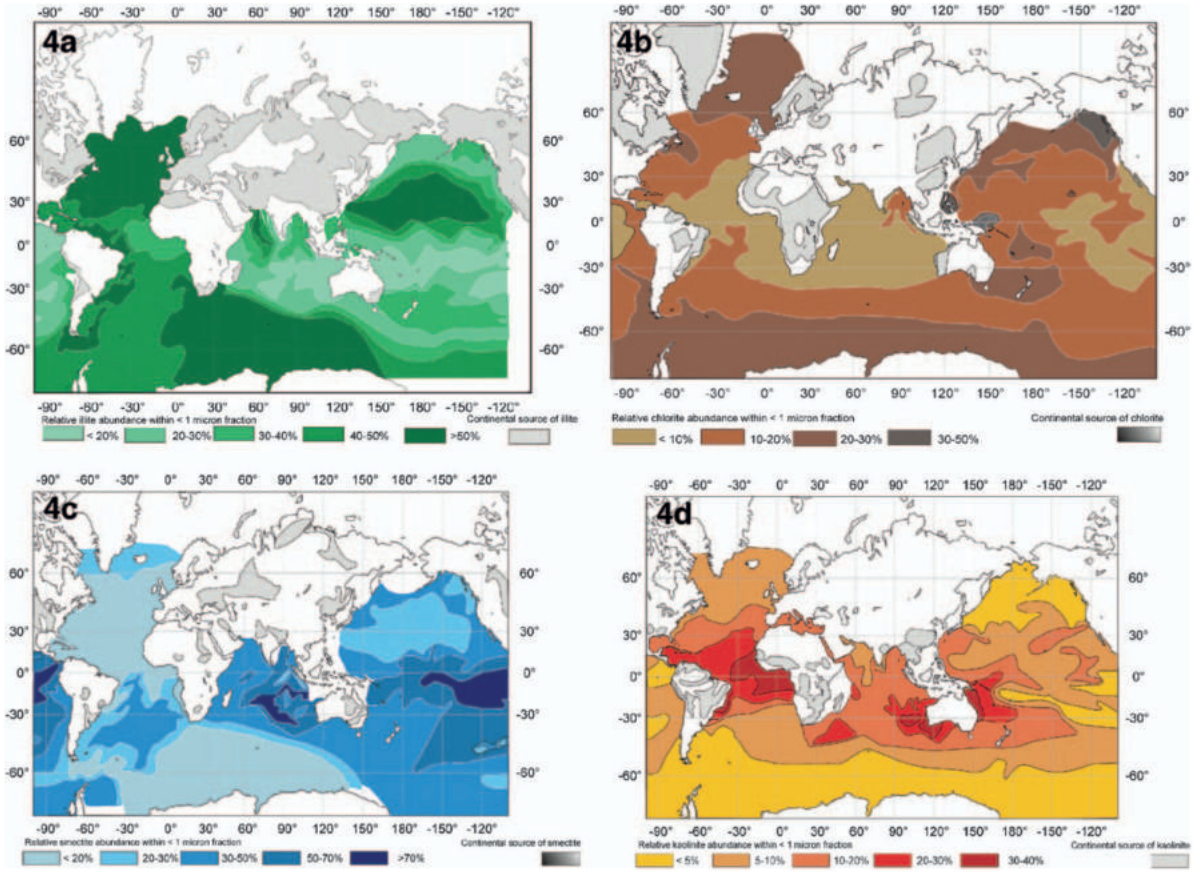


Figure 6.1 – **Répartition actuelle des sédiments argileux dans l'océan. a) carte de répartition de l'illite, b) carte de répartition de la chlorite, c) carte de répartition de la smectite, d) carte de répartition de la kaolinite. D'après Lisitzin and Kennett (1996) dans Fagel (2007).**

6.2.4 Variation des cortèges argileux dans le registre sédimentaire

Le type d'argiles formé dans un bassin versant dépend essentiellement de trois processus :

- des lithologies des roches mères à l'affleurement au moment de l'altération de surface (contrôle pétrographique) ;
- du type et de l'intensité d'altération de ces roches affleurantes, dépendant essentiellement des conditions climatiques régnant à ce moment-là (Chamley, 1989; Weaver, 1989; Velde, 1995) ;
- de l'intensité de la pente (drainage) jouant sur la charge ionique des produits.

La nature de roches affleurantes (*e.g.* substratum magmatique, métamorphique, sédimentaire), dépendra également de la tectonique régionale qui peut accélérer les processus d'érosion mécanique au détriment des processus chimiques et perturber la seule action du climat.

La figure 6.2, modèle adapté ici dans le cas d'un lac, récapitule les modes de formation, transport et

sédimentation des argiles dans le domaine lacustre.

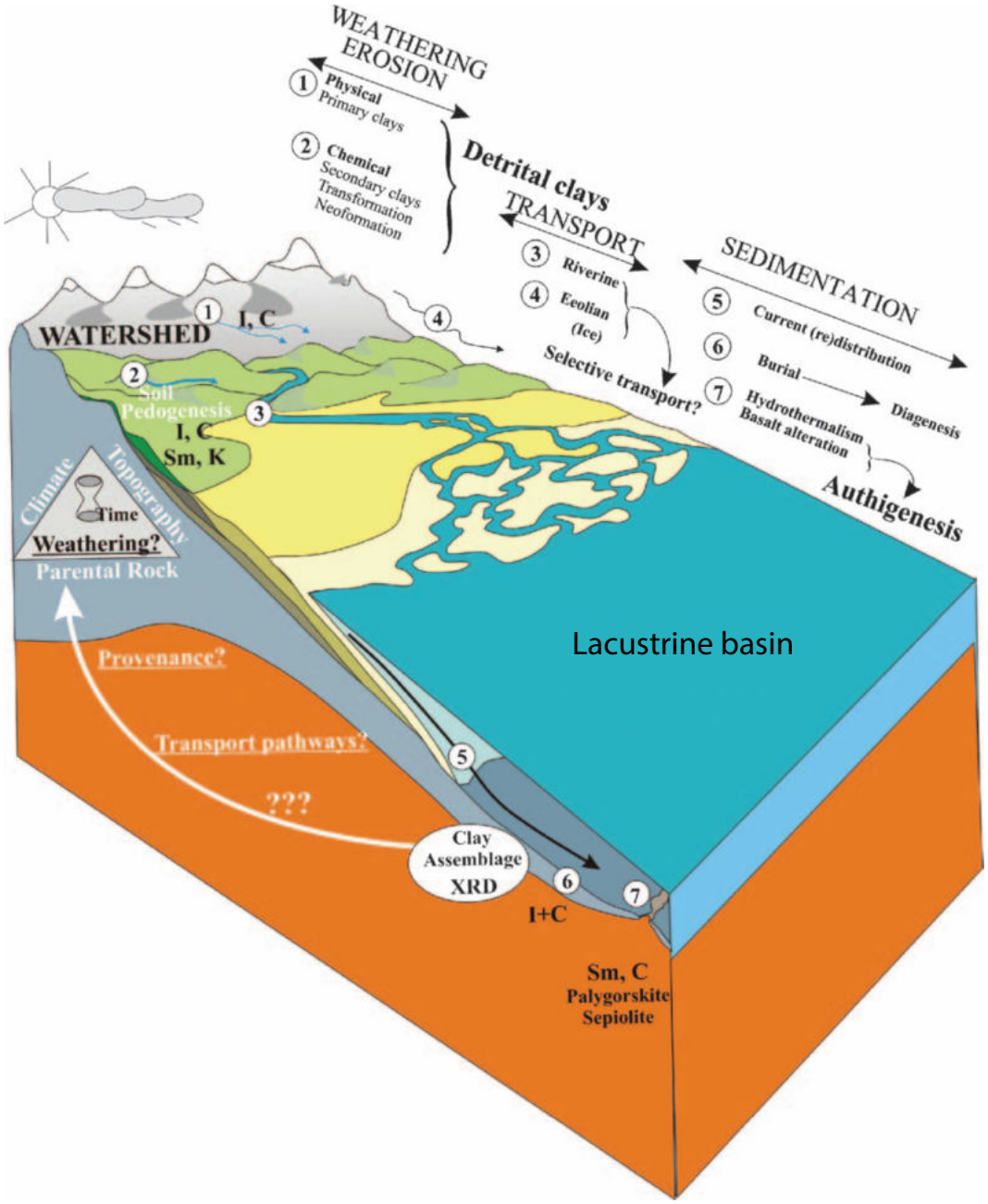


FIGURE 6.2 – **Mode de formation, transport, dépôt et préservation des argiles depuis les reliefs jusqu'au bassin. Modifiée d'après Fagel (2007).**

6.2.5 État de l'art sur l'utilisation des minéraux argileux dans le domaine continental

Si les études basées sur la minéralogie des minéraux argileux dans le domaine océanique sont classiques, autant pour caractériser des variations paléoclimatiques, paléoenvironnementales que paléogéographiques (*e.g.* Hallam et al., 1991; Deconinck, 1992; Ergin et al., 1999; Pardo et al., 1999;

Ruffell et al., 2002; Stüben et al., 2002; Schnyder et al., 2006; Fagel, 2007; Raucsik and Varga, 2008; Dera et al., 2009a; Hermoso and Pellenard, 2014; Bougeault et al., 2017; Pellenard, 2018), ce proxy est moins appliqué dans le domaine continental, particulièrement pour des périodes plus anciennes que le Cénozoïque.

Pour les périodes de temps les plus récentes (Cénozoïque), la minéralogie des argiles a été utilisée sur différents objets géologiques, comme les paléosols (Reheis, 1990; Alekseeva et al., 2007), les sédiments fluvio-deltaïques (*e.g.* Wang and Yang, 2013) et les lacs (*e.g.* Fagel and Boës, 2008; Solotchina et al., 2009; Sun et al., 2016), confirmant l'intérêt de cet outil pour les reconstitutions climatiques et environnementales. Ainsi, Alekseeva et al. (2007) couplent l'étude de paléosols russes (pédologie) avec la minéralogie des argiles de ces mêmes sols, pour en tirer des conclusions sur les climats à relativement court terme (Holocène), montrant que la formation des argiles dans les sols est bien sensible aux conditions climatiques. De la même manière, Wang and Yang (2013) montrent une relation entre les argiles holocènes contenues dans des sédiments fluviatiles et deltaïques avec la mousson, particulièrement en se basant sur les indices de cristallinité de la chlorite et de l'illite. Leurs résultats, comparés avec une courbe isotopique de l'oxygène obtenue sur des stalagmites, sont cohérents.

Toujours sur des périodes relativement récentes, **la minéralogie des argiles appliquée aux sédiments lacustres**, combinée avec d'autres proxies, aide aux reconstructions des paléoclimats (variations de l'hydrolyse continentale) et des paléoenvironnements (*e.g.* source des sédiments). C'est le cas des études de Watanabe et al. (2012) et Sun et al. (2016) (en Asie depuis la dernière glaciation), de Prasad et al. (2014) et de Lézine et al. (2010) au cours de l'Holocène, de Menking (1997) et de Asikainen et al. (2007) au Pléistocène, ainsi que des multiples études menées sur le lac Baïkal et de sa région. Ces dernières mettent en évidence des cohérences fortes entre les interprétations climatiques et environnementales depuis le Crétacé supérieur (Mats et al., 2004, région Baïkale complète) et particulièrement à la fin du Cénozoïque pour les sédiments lacustres (Horiuchi et al., 2000; Yuretich et al., 1999; Müller et al., 2001; Fagel et al., 2003; Sakai et al., 2005; Fagel and Boës, 2008; Solotchina et al., 2009), obtenues à partir notamment de la minéralogie des argiles, de la géochimie (oxygène, carbone), de la pédologie, de la paléontologie et de la palynologie. Sur le plus long terme (Cénozoïque inférieur et moyen), la minéralogie des argiles dans les sédiments lacustres permet de reconstituer les paléoclimats locaux et même globaux (*e.g.* Hong et al., 2012 au Tibet, Liu et al., 2020, Wang et al., 2011 et Wang et al., 2013 en Chine).

Si ces études s'avèrent fiables au Cénozoïque du fait de leur nombre important et de leur cohérence avec d'autres proxies disponibles et relativement bien connus (*e.g.* géochimie isotopique de l'oxygène), le Mésozoïque, et particulièrement le Paléozoïque, restent cependant moins étudiés du point de vue des argiles pour contraindre les paléoclimats sur la base de données continentales. Pourtant, relativement tôt, Raup (1966) utilise la minéralogie des argiles continentales du Carbonifère supérieur

au Colorado pour mieux contraindre le climat régional, les arguments sédimentologiques n'étant pas suffisants. Des études plus récentes montrent que la minéralogie des argiles, dans le domaine lacustre ou sur les paléosols (Tabor and Myers, 2015), est effectivement un proxy pertinent dans l'étude des paléoclimats, parfois à haute résolution temporelle, même sur des périodes anciennes, telles que les études de Lojka et al. (2009) (couplage avec des données de matière organique et de palynologie au Carbonifère supérieur à l'est de la Pangée équatoriale), de Milleson et al. (2016) (climat du Congo au Permo-Carbonifère, couplage avec la lithostratigraphie et la géochimie isotopique, montrant une cohérence avec le climat déterminé pour le Karoo et le Kalahari), de Yemane et al. (1996) (climat et paléogéographie du Malawi), de Alonso Azcárate et al. (1997) (climat et paléogéographie en Ibérie au Permo-Trias) et enfin de Xu et al. (2017a) (climat de la Chine à la transition Permien-Trias, cohérence avec les indices floristiques, sédimentaires et les indices d'altération chimique).
Compte tenu de ces données existantes, il semblait prometteur d'appliquer cet outil aux séries sédimentaires étudiées dans le cadre de cette thèse, d'une part pour voir si celles-ci sont, ou non, propices à enregistrer des variations climatiques à travers l'étude à moyenne résolution (environ 1 échantillon par mètre) de la minéralogie des argiles, et d'autre part afin de voir si le climat pourrait avoir contrôlé certaines modifications sédimentologiques ou géochimiques précédemment discutées.

6.3 Résultats

Les résultats obtenus sur les différents forages et coupes permettent de discuter de l'origine des variations au cours du temps et dans l'espace (entre les deux zones d'études, *i.e.* Autun et Lucenay-les-Aix). Chaque forage et coupe sera traité individuellement dans un premier temps, pour décrire les résultats par rapport à l'évolution des environnements de dépôt et des cycles stratigraphiques. Pour rendre les données plus visibles, comme pour les courbes isotopiques présentées dans le chapitre précédant, des courbes de lissage ont été effectuées grâce à une fonction de régression de type kernel sous le logiciel R. Cette régression attribue un poids à chaque point, qu'elle prend plus ou moins en compte selon le degré de lissage choisi, matérialisé par une fenêtre d'influence h correspondant à une densité de probabilité gaussienne. Pour rendre compte des fluctuations significatives de chaque minéral, des cartes de type SiZer (Significance of Zero crossings of smoothed estimates, Marron and Chaudhuri, 1998) ont été réalisées. Ces cartes permettent une visualisation claire et directe de l'évolution du pourcentage de chaque minéral dans le temps, à long, moyen ou court terme en prenant en compte la significativité des changements. Cette analyse SiZer se base sur la dérivée de la régression kernel et érige une carte (SiZer map) pour laquelle les valeurs supérieures à 0 sont représentées en rouge (augmentation significative), les valeurs inférieures à 0 en bleu (diminution significative) et les valeurs égales à 0 (pas de variation significative) en gris.

6.3.1 Bassin d'Autun

6.3.1.1 Forage de Muse

Dans un premier temps, le forage MU sera traité puisqu'un travail à haute résolution a été mené sur les argiles (M2 L. Glé, 2017) de cet intervalle de 5 mètres représentant la couche historique de "schistes bitumineux" de Muse. Les résultats sont présentés sur la figure 6.3.

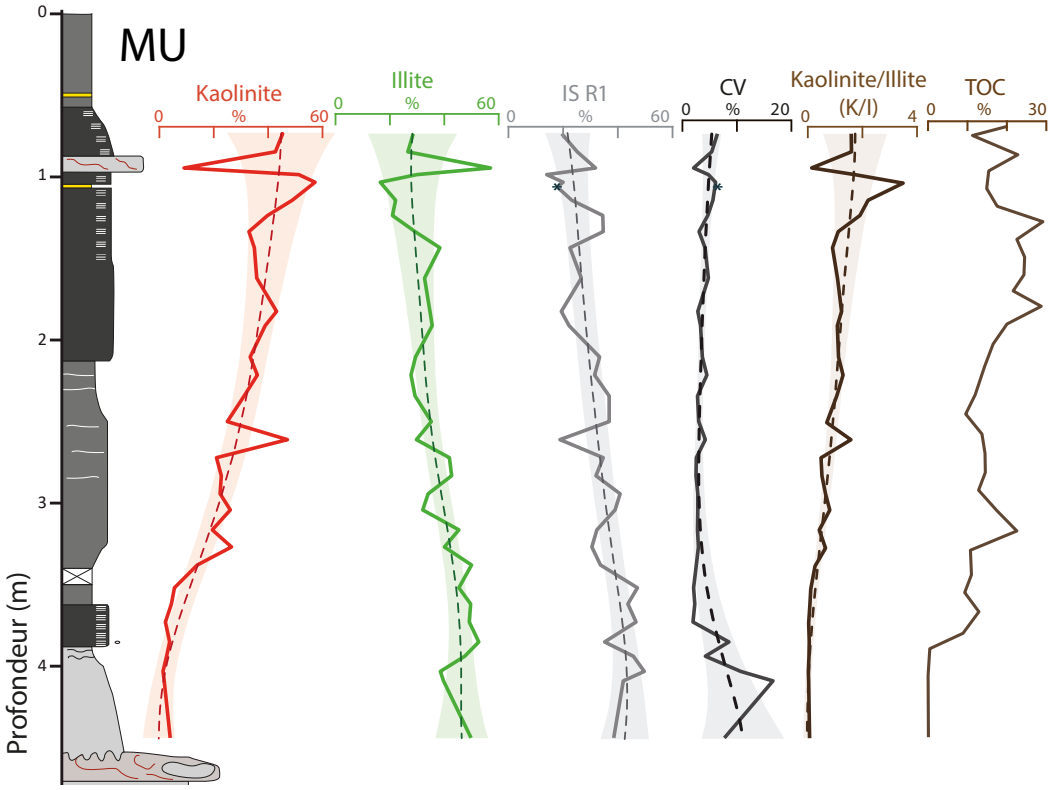


Figure 6.3 – **Évolution de l'assemblage des minéraux argileux pour le forage MU.**

Dans le forage de Muse, l'évolution des proportions de minéraux argileux évolue relativement simplement, avec, sur le long terme, une augmentation marquée de la proportion de kaolinite, compensée par une diminution marquée de la proportion d'illite et d'interstratifiés illite-smectite, et enfin une certaine constance dans les proportions des interstratifiés chlorite-vermiculite (et de la chlorite, les deux phases étant souvent indissociables sur les diffractogrammes), avec toutefois une faible diminution de la base jusqu'à 3,5 m (Fig. 6.3).

La carte SiZer générée pour l'évolution du rapport K/I dans le forage de Muse (Fig. 6.4) montre, sans surprise, une tendance significative à l'augmentation au cours du temps (sur le long terme), et à plus court terme une augmentation significative de 4 m à environ 3 m.

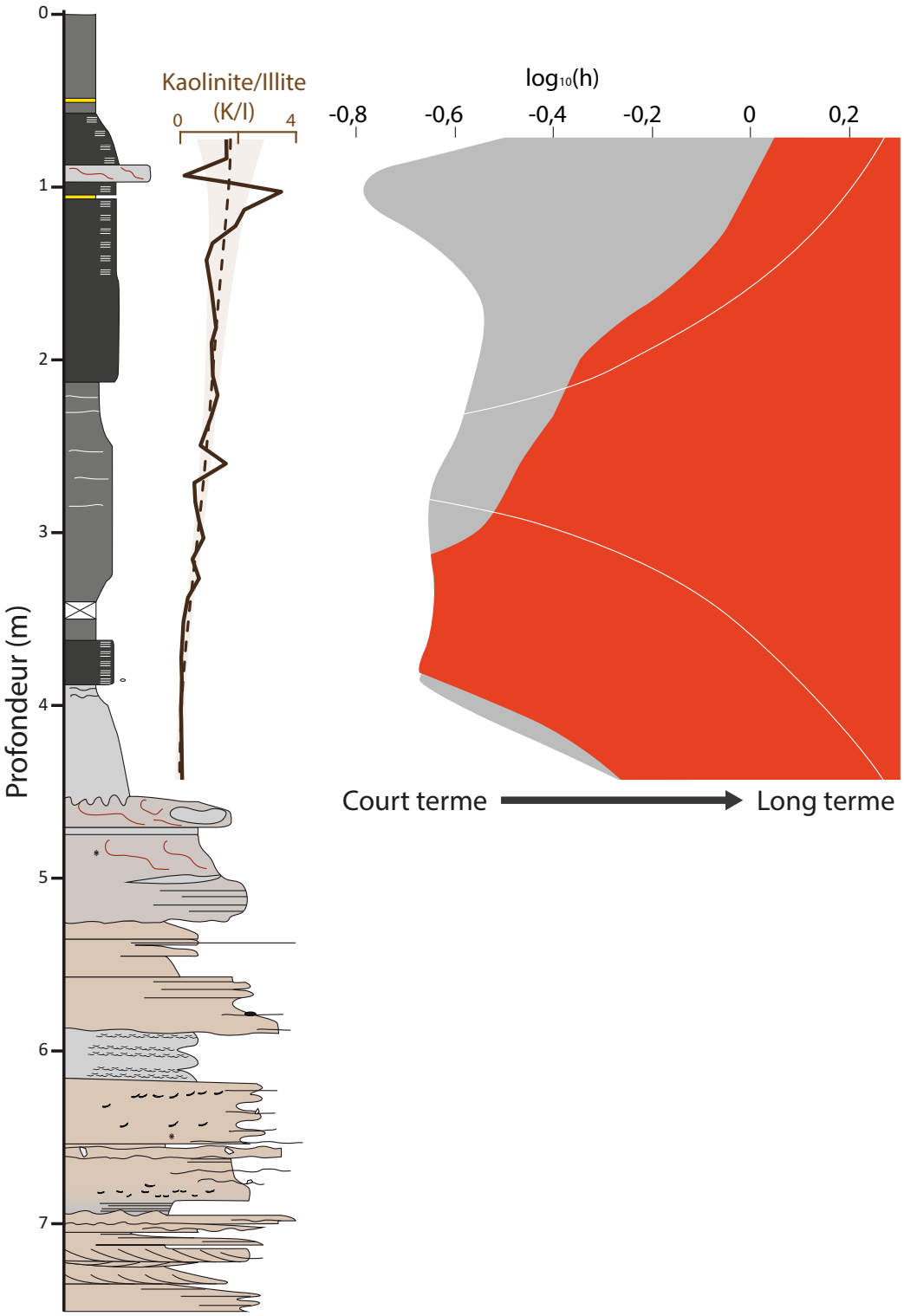


FIGURE 6.4 – **Carte SiZer pour l'évolution du rapport kaolinite/illite. À court terme, le rapport K/I ne présente qu'une légère augmentation entre 3 et 4 m de profondeur. La couleur rouge indique une augmentation globalement constante au cours du temps, particulièrement sur le long terme (*i.e.* fortes valeurs de $\log_{10}(h)$). La couleur grise indique des périodes où le rapport est stable.**

Ces variations sont clairement observées dans l'évolution des diffractogrammes du forage MU (Fig. 6.5), où la diminution de la kaolinite est compensée par l'augmentation d'illite avec l'augmentation de la profondeur.

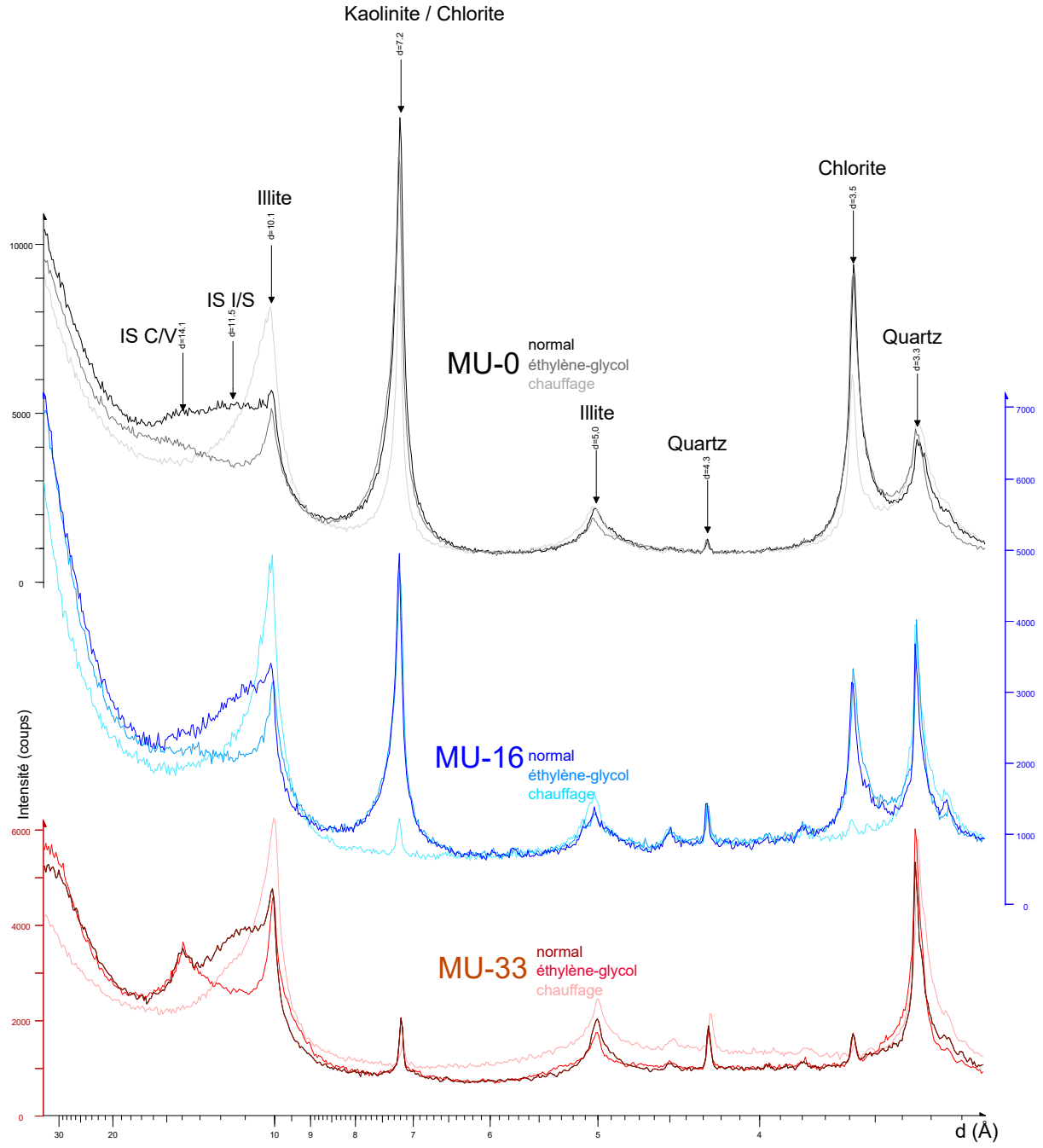


FIGURE 6.5 – **Évolution des diffractogrammes en fonction de la profondeur dans le forage MU ; l'échantillon le plus profond est le 33, le moins profond le 0.**

Les variations de proportion de kaolinite montrent une tendance similaire à celles du TOC (Fig. 6.3). Un graphique mettant en parallèle ces deux entités est présenté sur la figure 6.6.

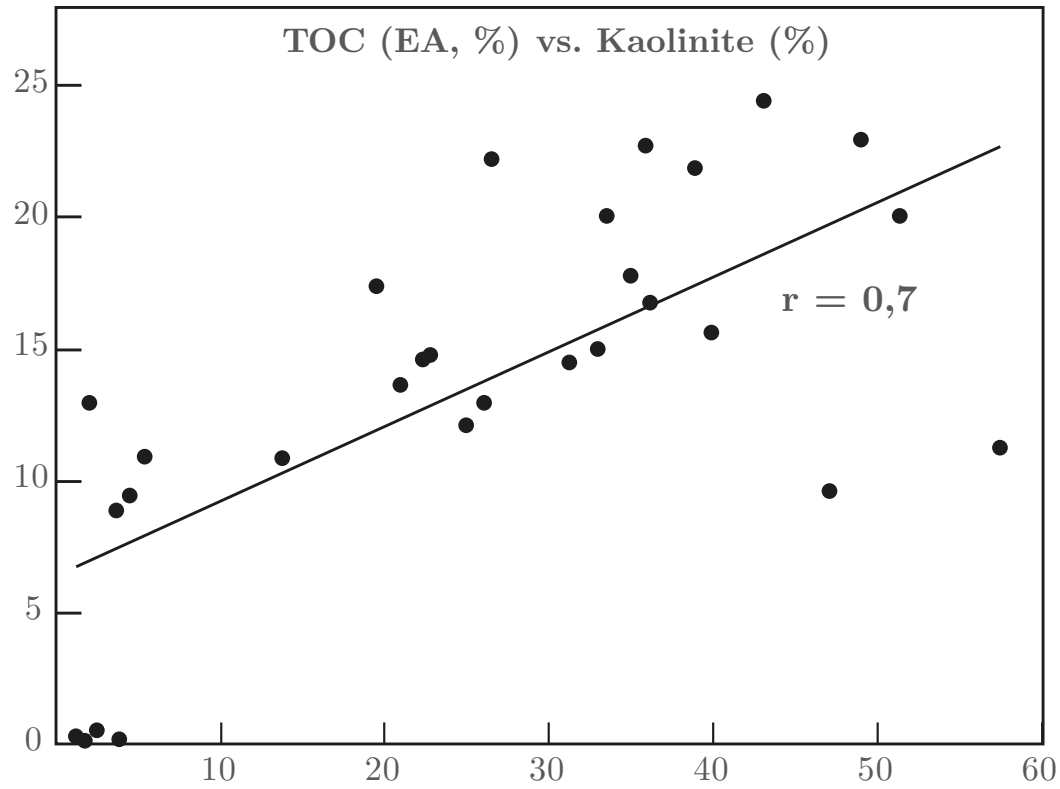


FIGURE 6.6 – **Comparaison entre le TOC et la kaolinite. La droite de régression linéaire indique un coefficient de corrélation de Pearson de 0,7 (bonne corrélation).**

La corrélation observée entre les deux paramètres est significative, la détermination d'un éventuel lien de causalité entre ces deux variables sera effectuée dans la section 6.4.1.2.

6.3.1.2 Coupe et forages de Surmoulin

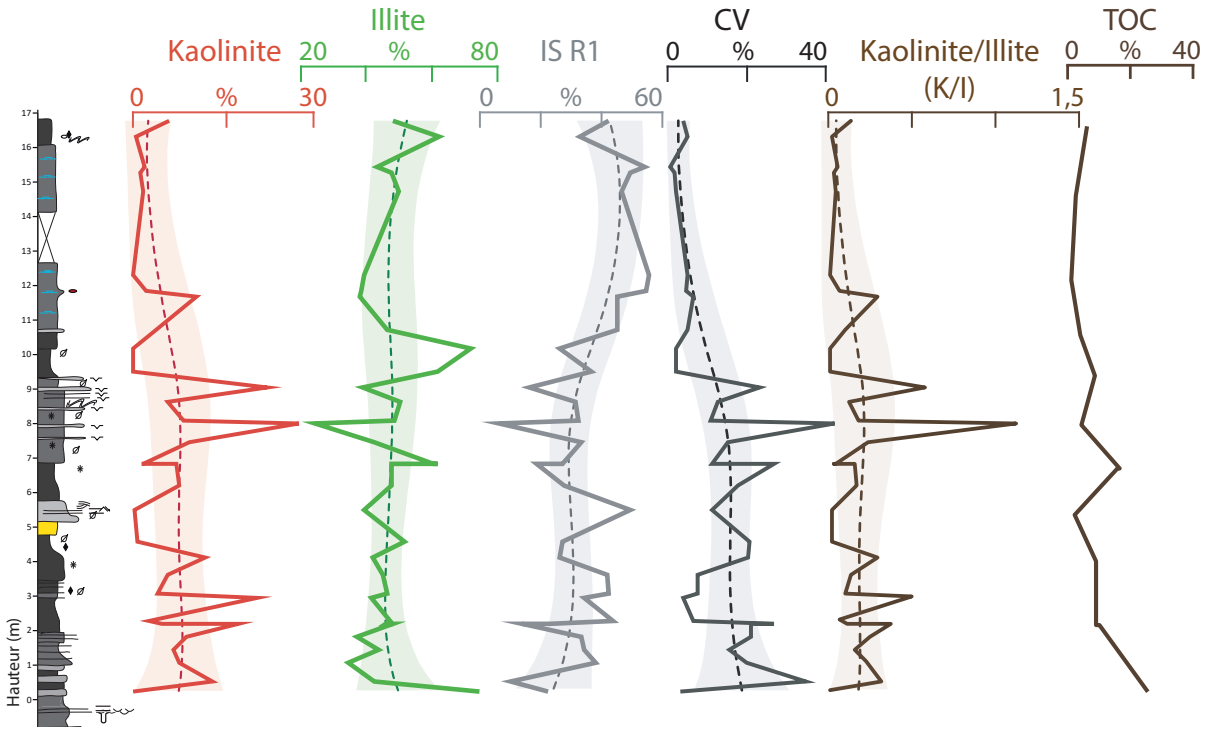


Figure 6.7 – **Évolution de l'assemblage des minéraux argileux pour la coupe SUR.**

Seule la partie affleurante (coupe) a fait l'objet d'anayses par DRX, soit environ 17 m de dépôt (6.7). Les proportions de kaolinite et d'illite n'évoluent pas significativement au cours du temps, tandis que les interstratifiés illite-smectite montrent une augmentation vers 10 m alors qu'à l'inverse les interstratifiés chlorite-vermiculite montrent une diminution à partir de cette même cote. Cependant, 2 pics distincts de kaolinite (à environ 8 et 9 m de hauteur) sont repérés, dont l'origine sera discutée dans la section 6.4.3.2.

Comme pour les précédents forages, la carte SiZer du rapport K/I est construite (Fig. 6.8).

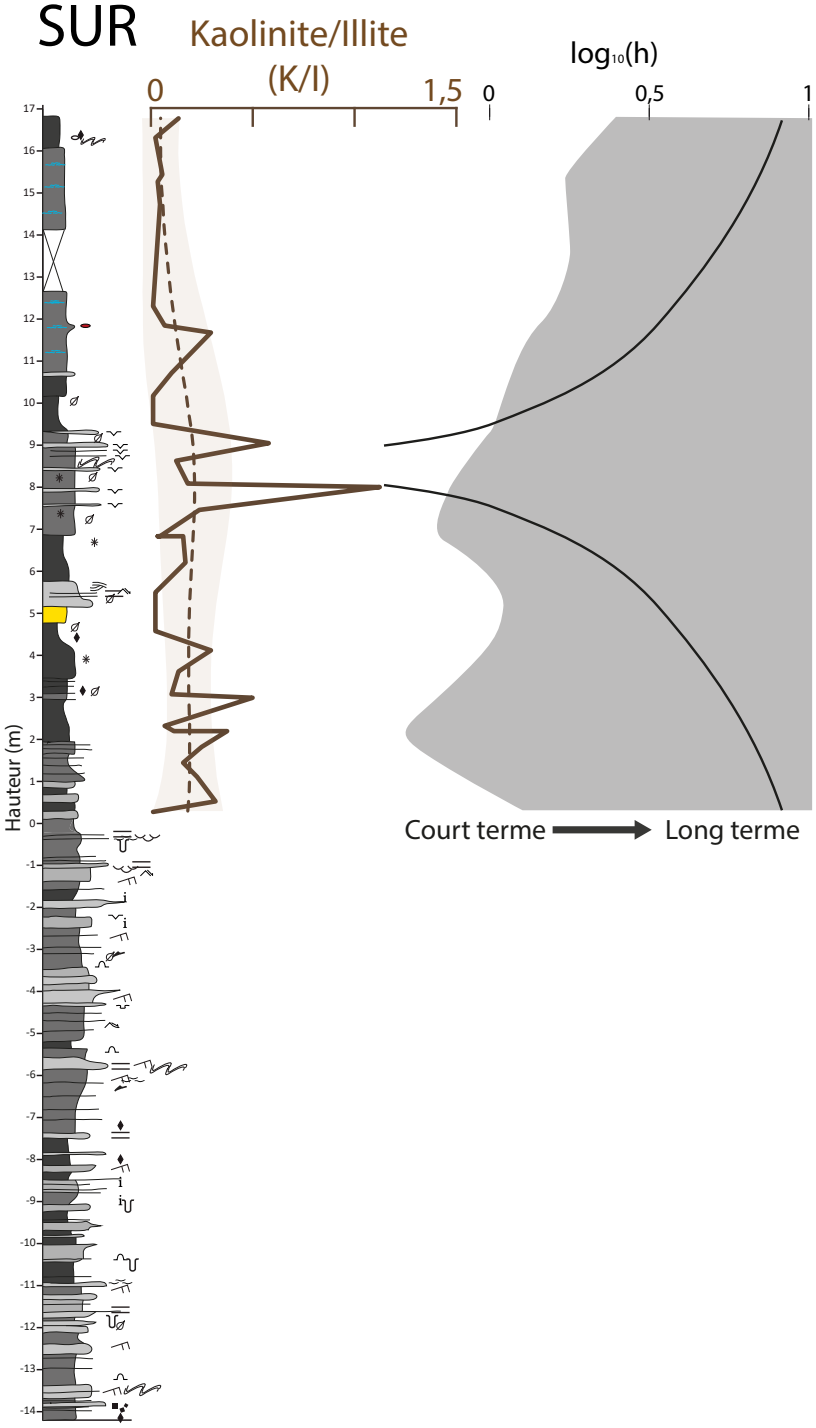


FIGURE 6.8 – **Carte SiZer montrant la non-évolution du rapport K/I au court du temps, aussi bien à court qu'à long terme. La couleur grise indique la stabilité du rapport K/I (*i.e.* pas de variations significatives du signal).**

L'évolution du rapport K/I ne présente pas d'augmentation ou de diminution significative au court du temps, ni à court ni à long terme, comme le montre la carte SiZer (Fig. 6.8).

6.3.1.3 Forage d'Igornay

Dans cette partie seront décrits et traités les résultats de minéralogie des argiles obtenus sur le forage IG-1, d'une épaisseur de 200 m. Les résultats sont représentés sur la figure 6.9.

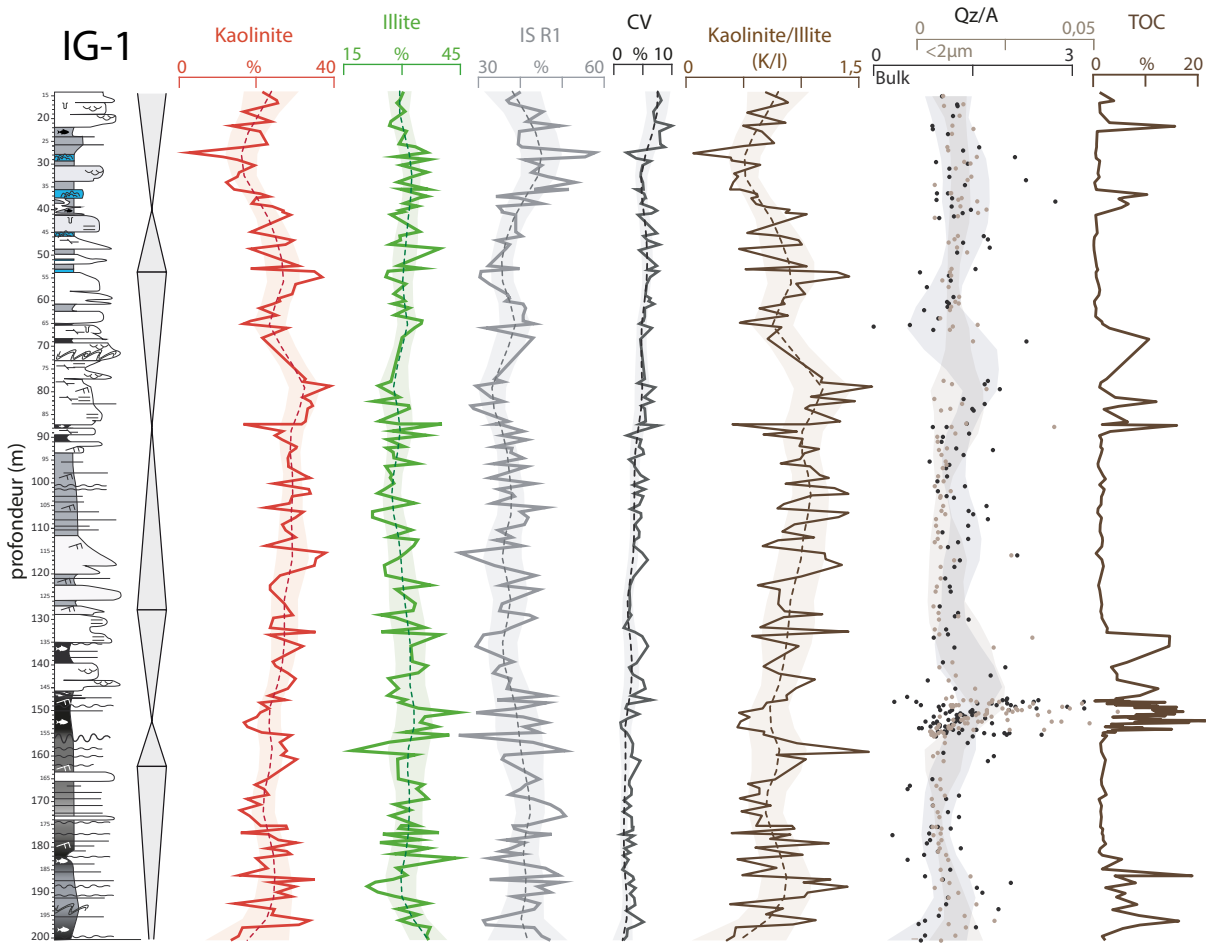


Figure 6.9 – **Coupe sédimentologique, environnements de dépôt, stratigraphie séquentielle et évolution de l'assemblage argileux et du rapport quartz/argiles (en fraction argileuse et sur roche totale) au cours du temps dans le forage d'Igornay.**

Dans le forage d'Igornay, l'évolution de l'assemblage argileux évolue comme suit (Fig. 6.9) :

- la kaolinite montre une augmentation constante de la base du puits (200 m) jusqu'à environ 80 m, moment où elle atteint 40%. Puis la courbe amorce une diminution jusqu'au sommet du forage, avec des cycles marqués.

- l'illite montre peu d'évolution, marquée par une légère diminution de 37 à 23% jusqu'à 75 m puis par des valeurs constantes jusqu'au sommet du forage.

- l'évolution des interstratifiés illite-smectite R1 est anti-corrélée à celle de la kaolinite (r = -

0,63), partant de valeurs proches de 50% à la base du forage pour atteindre un minimum vers 75 m à 30% puis la proportion remonte à 40% au sommet du forage.

- les interstratifiés chlorite-vermiculite et la chlorite, présents en faibles proportions, présentent une évolution croissante constante de la base (3%) au sommet (8%).

Le rapport kaolinite/illite (K/I) montre une évolution similaire à celle de la kaolinite, du fait des faibles variations observées dans les proportions d'illite ($r_{kaolinite-K/I} = 0{,}92$, où r est le coefficient de corrélation de Pearson).

Le rapport quartz/argiles présenté à la fois pour la roche totale et à la fois pour la fraction inférieure à 2μm est intéressant à observer puisqu'on pourrait s'attendre à une augmentation du quartz dans les niveaux fins analysés se trouvant intercalés dans des sédiments plus grossiers. Cependant, ce rapport montre une évolution relativement semblable entre le calcul effectué sur la fraction argileuse et celui effectué sur la roche totale, excepté aux alentours de 60 m où le premier ne varie pas alors que le second montre une tendance à la diminution. L'évolution de ce rapport (fraction argileuse et roche totale) est donc surprenante dans le sens où elle montre une augmentation dans la couche d'Igornay (environ 150 m), étant l'une des parties les plus fines et les plus distales du forage, et une diminution vers 60 m (en roche totale) dans une des parties les plus proximales du forage.

Les variations du ratio K/I sont représentées sur la figure 6.10. On y constate 6 perturbations significatives, 3 positives (165, 145 et 60 m) et 3 négatives (155, 75 et 35 m) de court terme, et deux perturbations (une positive de la base du forage à 110 m puis une négative de 90 m au sommet du forage) sur le long terme.

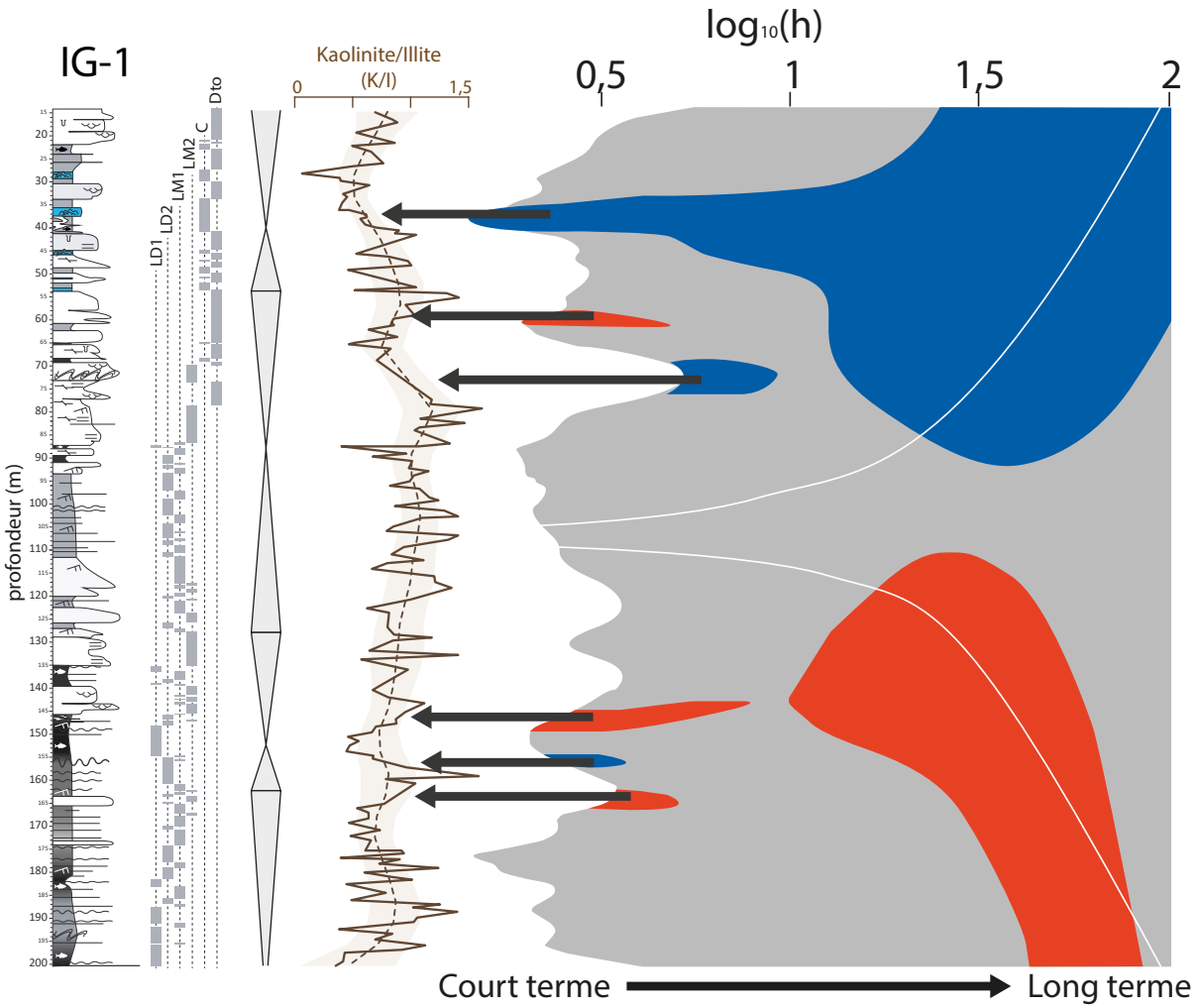


Figure 6.10 – **Figure représentant la carte SiZer de l'évolution du rapport K/I dans le temps. Les flèches noires montrent les perturbations à court terme. La couleur bleue indique une diminution significative du rapport K/I, la couleur rouge une augmentation significative et la couleur grise une stabilité.**

6.3.1.4 Forage de Chevrey

Le forage CHE-1 présente le même assemblage argileux que les forages MU et IG-1, soit de la kaolinite, de l'illite, des interstratifiés illite-smectite R1 et chlorite-vermiculite. Le pas d'analyses dans ce forage est légèrement plus lâche que dans le forage IG-1. Les résultats obtenus sont représentés sur la figure (Fig. 6.11).

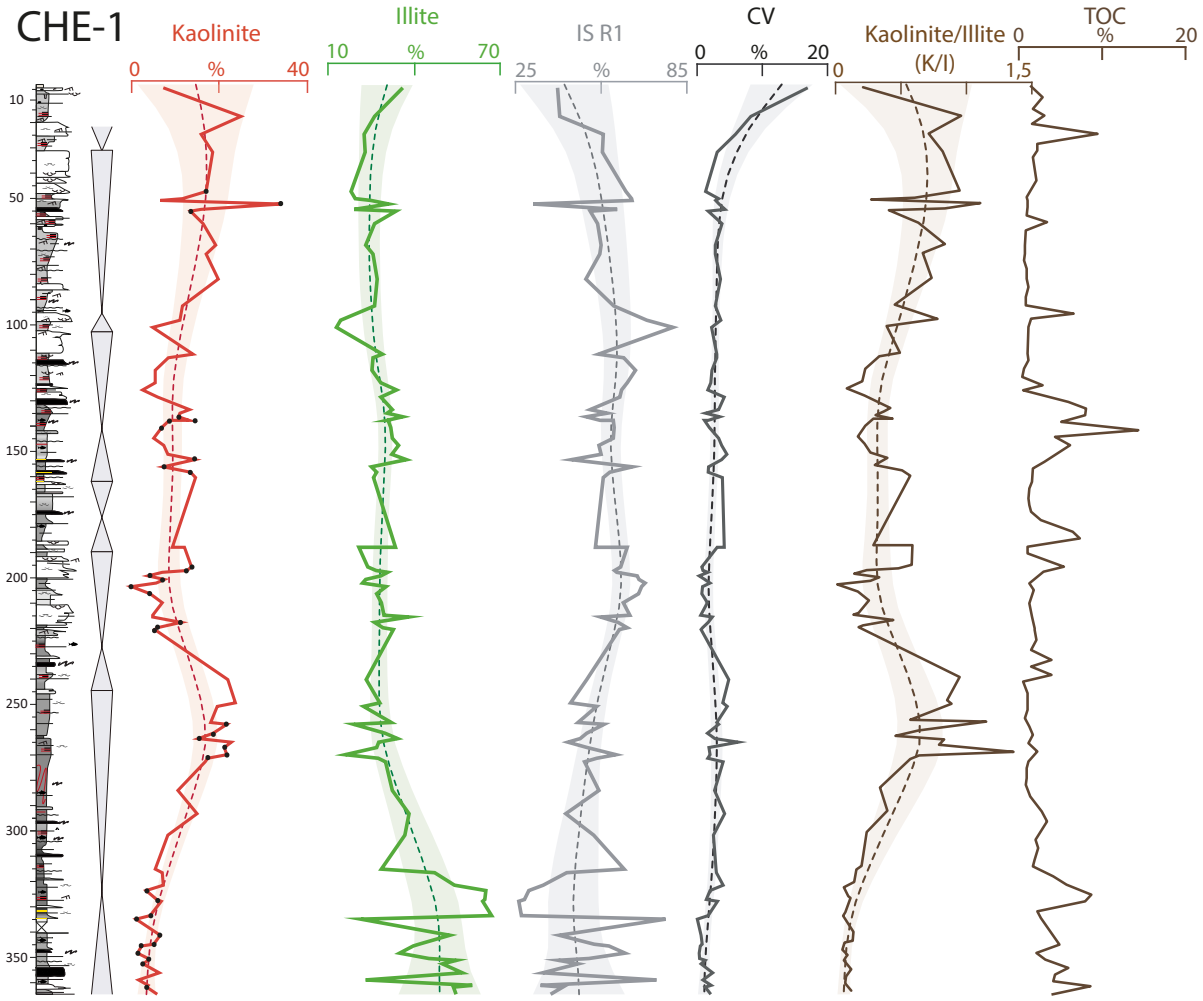


FIGURE 6.11 – **Coupe sédimentaire, stratigraphie séquentielle et évolution de l'assemblage argileux dans le forage CHE-1. Les points noirs sur la courbe de proportion de kaolinite signalent les échantillons analysés à l'ISTeP (Sorbonne université), alors que les autres ont tous été analysés à l'université de Bourgogne (appareillage différent, voir chapitre 2).**

Cette figure montre premièrement que les résultats obtenus à l'ISTeP (Sorbonne université), avec un diffractomètre moins résolutif que celui de l'université de Bourgogne où tous les autres forages et coupes ont été analysés, ne sont pas significativement différents (pas de valeurs aberrantes par rapport à celles mesurées à l'université de Bourgogne pour des cotes voisines).

- La proportion de kaolinite augmente de la base du forage, passant de 5 à 20% jusqu'à environ 250 m, diminue jusqu'à 200 m pour rester constante vers 5% jusqu'à 100 m environ, puis

connaît une nouvelle augmentation jusqu'au sommet du forage, jusqu'à 20% environ.

- À l'inverse, la quantité d'illite diminue nettement de la base du forage jusqu'à 250 m, passant de 50 à 30% puis se stabilise jusqu'au sommet du forage.

- Les interstratifiés illite-smectite R1 montrent tout d'abord une augmentation de 40 à 60% de la base du forage à 200 m environ, puis se stabilisent jusqu'à 50 m avant de diminuer jusqu'à 40%.

- Les interstratifiés chlorite-vermiculite ne montrent pas de variation de proportion de la base du forage jusqu'à 50 m, puis augmentent significativement de 5 à 15% environ jusqu'au sommet du forage.

Concernant le rapport kaolinite/illite, celui-ci montre les mêmes variations que les proportions de kaolinite, avec cependant une augmentation très marquée de la base du forage à 250 m, de 0 à 0,5 (forte augmentation de kaolinite, forte diminution d'illite), puis une diminution jusqu'à 200 m (à environ 0,3), suivie par des valeurs constantes jusqu'à 100 m, avant de montrer une augmentation jusqu'à 50 m (à environ 0,7) suivie par une diminution jusqu'à 0,5 au sommet du forage. Ce rapport kaolinite/illite est représenté à nouveau sur la figure 6.12, en parallèle de la carte SiZer correspondante.

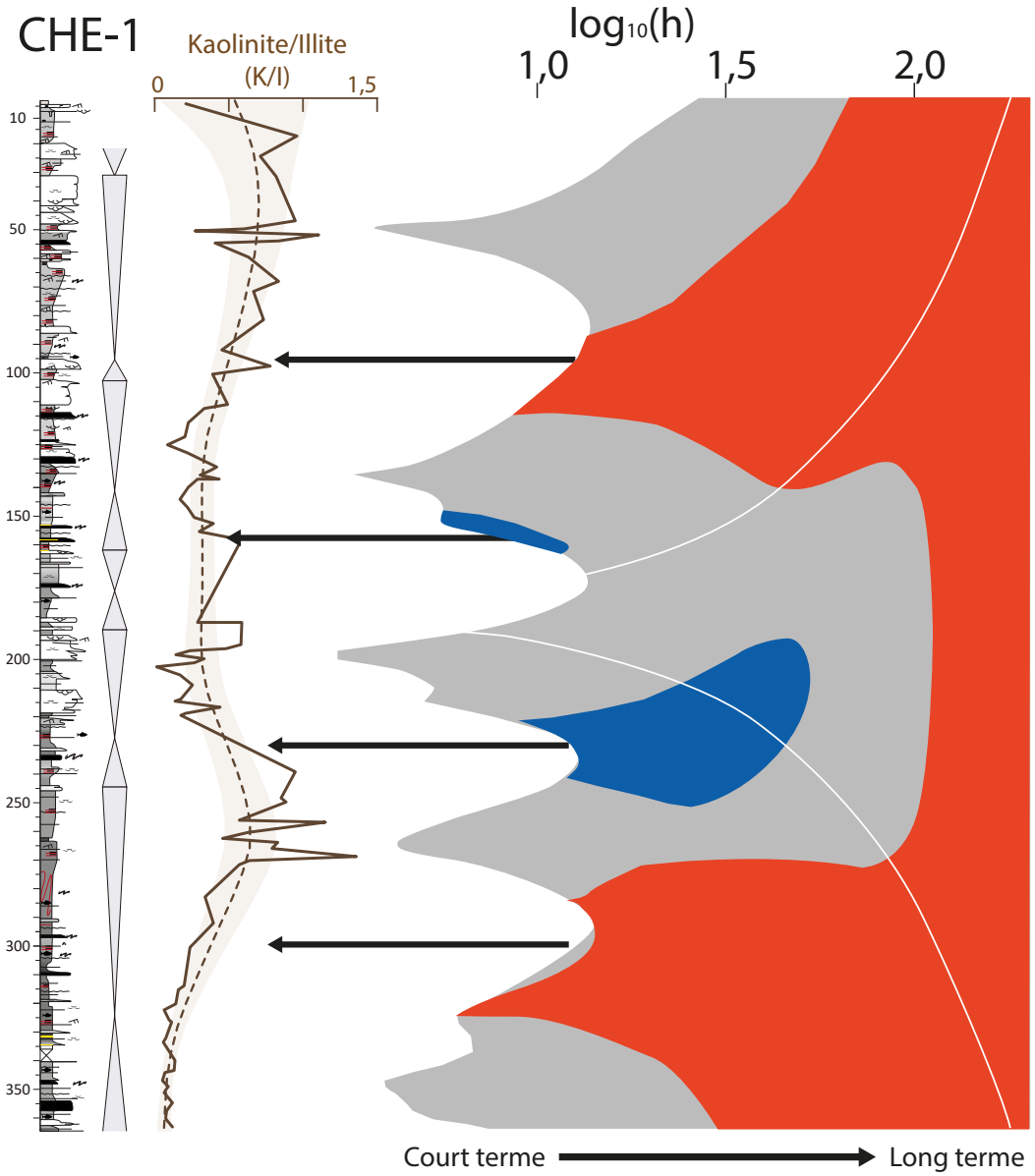


FIGURE 6.12 – **Figure représentant la carte SiZer de l'évolution du rapport K/I dans le temps pour le forage CHE-1. Les flèches noires montrent les perturbations à court ou moyen terme. La couleur bleue indique une diminution significative du rapport K/I, la couleur rouge une augmentation significative et la couleur grise une stabilité.**

Sur la figure 6.12, la carte SiZer montre à court terme deux augmentations, deux diminutions significatives et cinq périodes où le rapport K/I ne montre pas de variations significatives (en gris). Sur le moyen terme (*i.e.* pour un $\log_{10}(h)$ de $\sim$1,5), deux périodes d'augmentation séparées par une période de diminution apparaissent. Sur le long terme, seule une grande augmentation significative est mise en évidence.

6.3.2 Région de Lucenay-lès-Aix, forage LY-F

Les mêmes analyses minéralogiques ont été effectuées dans le bassin de Decize-La Machine, plus particulièrement dans la région de Lucenay-lès-Aix, sur les 325 m du forage LY-F. La figure 6.13 présente ces résultats.

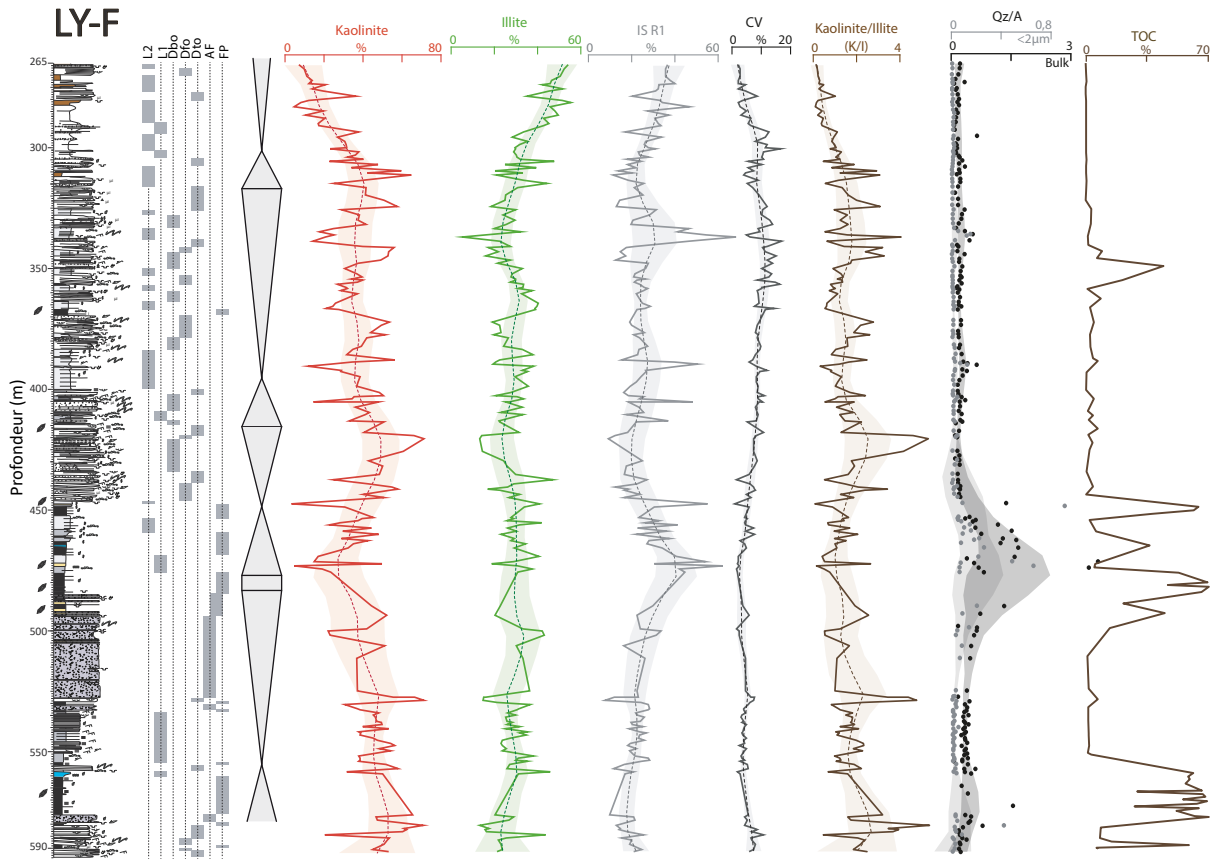


FIGURE 6.13 – **Coupe sédimentologique, stratigraphie séquentielle et évolution de l'assemblage des minéraux argileux et du rapport quartz/argiles pour le forage LY-F. FP = floodplain ; AF = alluvial fan delta ; Dto = delta topset ; Dfo =delta foreset ; Dbo = delta bottomset ; L2 = lac 2 ; L1 = lac 1.**

L'assemblage argileux est le même que celui distingué précédemment dans les forages et coupes du bassin d'Autun, à savoir de la kaolinite, de l'illite, des interstratifiés I/S et C/V et probablement de la chlorite (comprise dans les interstratifiés C/V).

- La kaolinite montre tout d'abord une tendance à la diminution de la base du forage jusqu'à environ 475 m (passant de 50 à 30%), puis une augmentation jusqu'à 420 m à 50%. La proportion se stabilise ensuite jusqu'à 320 m, et diminue par la suite jusqu'au sommet du forage pour atteindre une valeur de 10%.

- La proportion d'illite est constante de la base du forage jusqu'à 320 m (25%), puis augmente significativement jusqu'au sommet du forage pour atteindre 50%.

- Les interstratifiés illite-smectite R1 montrent une tendance à l'augmentation jusqu'à 475 m (passant de 20 à 40%), suivie d'une diminution jusqu'à 25% à 420 m, d'une période de constance jusqu'à 320 m et d'une augmentation jusqu'au sommet du forage pour atteindre presque 40%.

- Les interstratifiés chlorite-vermiculite ne varient que très peu dans le forage (entre 5 et 10%), montrant une légère diminution de 320 m au sommet du forage, passant de 10 à presque 0%.

Le rapport K/I montre les mêmes variations que celles de la kaolinite, évoluant entre 0 et 3 en moyenne, avec un pic à 420 m et une diminution de 320 m au sommet du forage (moins marquée que pour la kaolinite du fait d'une compensation par l'augmentation d'illite).

Comme dans le bassin d'Autun, l'évolution du rapport quartz/argiles est singulière, puisque la proportion de quartz augmente dans les niveaux de charbon (respectivement vers 570 et 470 m), et est basse et stable dans le reste du forage, malgré le fait que le charbon se dépose dans un milieu où les apports sédimentaires sont très restreints, bloqués notamment par la végétation dense jouant un rôle de filtre.

Ces variations du rapport K/I à court, moyen et long terme sont représentées sur la figure 6.14. À court terme, 6 variations significatives sont observées (4 diminutions, 2 augmentations, représentées par les flèches noires). À moyen terme, pour un $\log_{10}$(h) de 1,5, seule la diminution au sommet du forage est remarquée. Sur le long terme, le rapport K/I ne montre qu'une grande diminution.

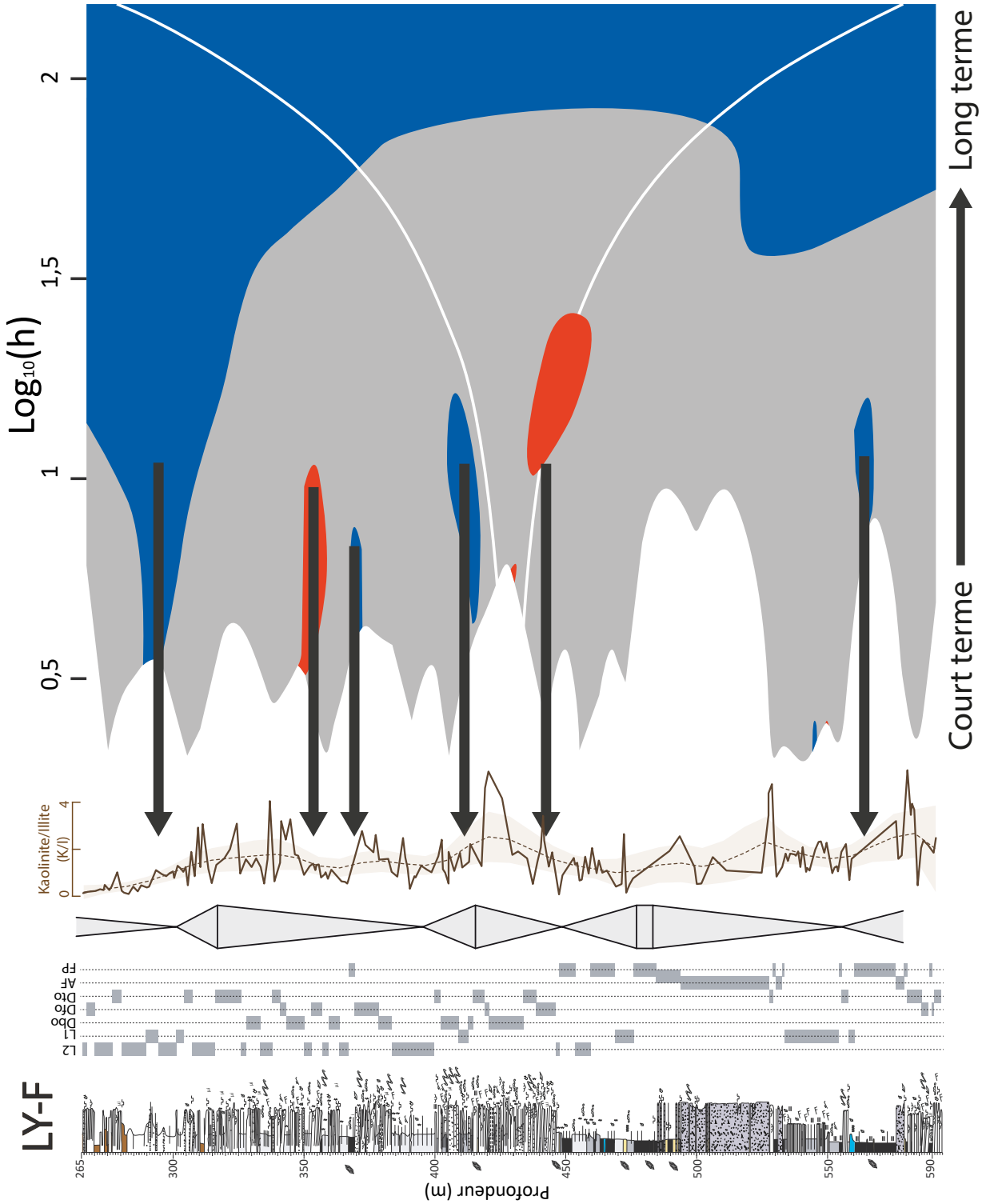


Figure 6.14 – **Évolution du rapport K/I et carte SiZer pour le forage LY-F. À long terme, une tendance à la diminution s'observe, tandis qu'à plus court terme plusieurs diminutions et augmentations sont distinguées. La couleur bleue indique une diminution significative du rapport K/I, la couleur rouge une augmentation significative et la couleur grise une stabilité.**

6.4 Discussion

6.4.1 Impact de la diagenèse d'enfouissement sur les cortèges argileux dans les bassins étudiés

Avant toute discussion des résultats en termes d'implications paléoenvironnementales, il est nécessaire de s'interroger sur la préservation du signal primaire des assemblages argileux. En effet, ces assemblages sont susceptibles de varier avec la diagenèse (précoce et d'enfouissement) du fait de l'augmentation de température, et de pH, certains minéraux étant plus sensibles que d'autres, et certains minéraux pouvant être authigènes, formés notamment dans les horizons les plus poreux, favorables à la circulation de fluides, ou dans les horizons enrichis en matière organique.

6.4.1.1 Méthodologie

Pour s'assurer de la préservation du signal primaire issu des assemblages argileux, différentes analyses ont été réalisées.

• Microscope électronique à balayage

Des analyses au MEB ont été réalisées afin de visualiser la morphologie des argiles, les argiles authigènes étant reconnaissables par leurs caractéristiques spécifiques. Dans le cas des forages IG-1, CHE-1 et LY-F, de très rares observations d'argiles authigènes ont été faites (échantillons IG-30 et IG-78). La figure 6.15 montre un échantillon du forage IG-1 sans argiles authigènes caractéristiques de la très grande majorité des échantillons observés. La figure 6.16 montre un cristal d'albite partiellement dissous, mais qui n'est pas associé à des argiles néoformées comme c'est souvent le cas. La figure 6.17 montre en revanche un échantillon où des argiles authigènes sont visibles, en particulier de l'illite sous forme de fins filaments. Ces observations restent néanmoins rares (2 échantillons sur 24 observations).

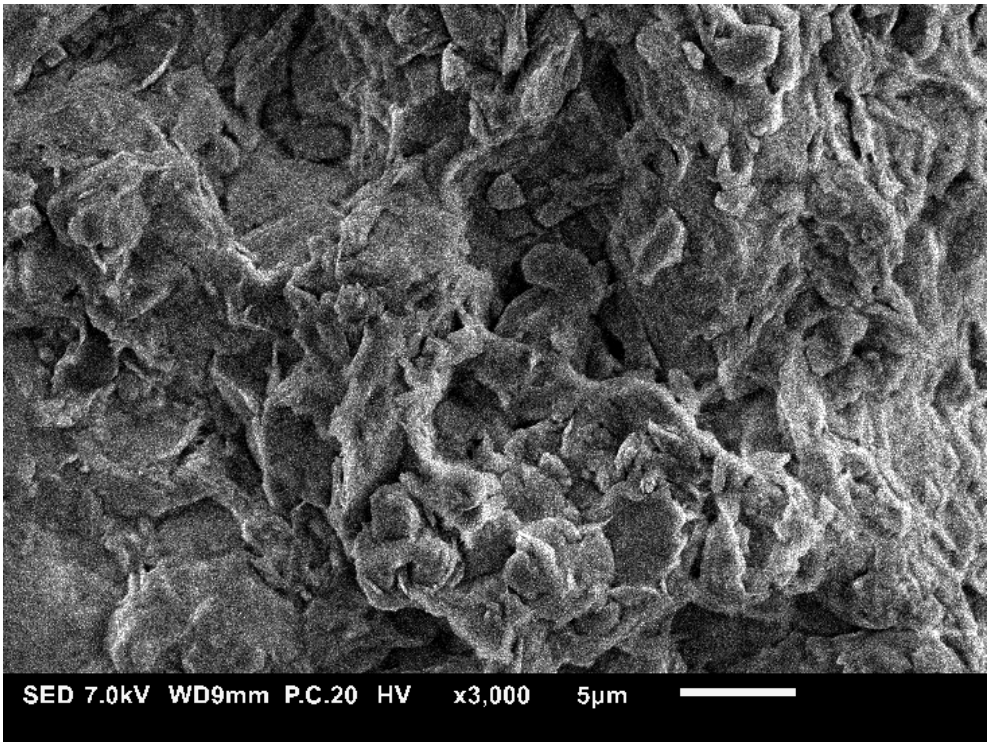


Figure 6.15 – **Photographie prise au MEB de l'échantillon IG-143. Aucune trace d'argile néoformée n'est visible.**

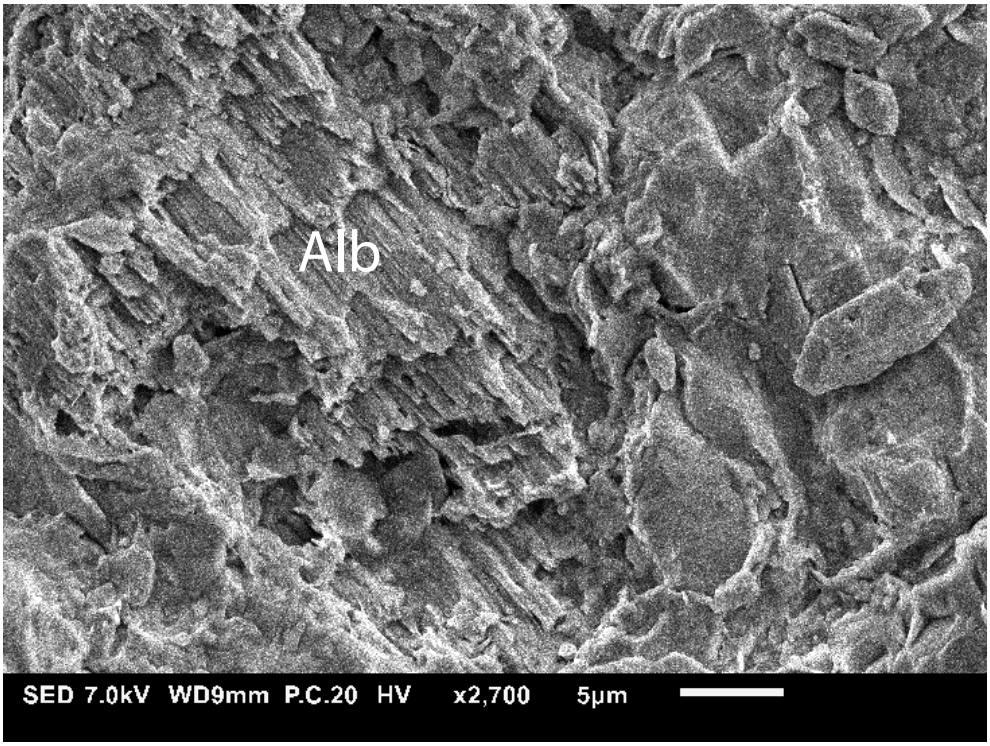


Figure 6.16 – **Photographie prise au MEB de l'échantillon IG-143. Alb = albite (partiellement dissoute).**

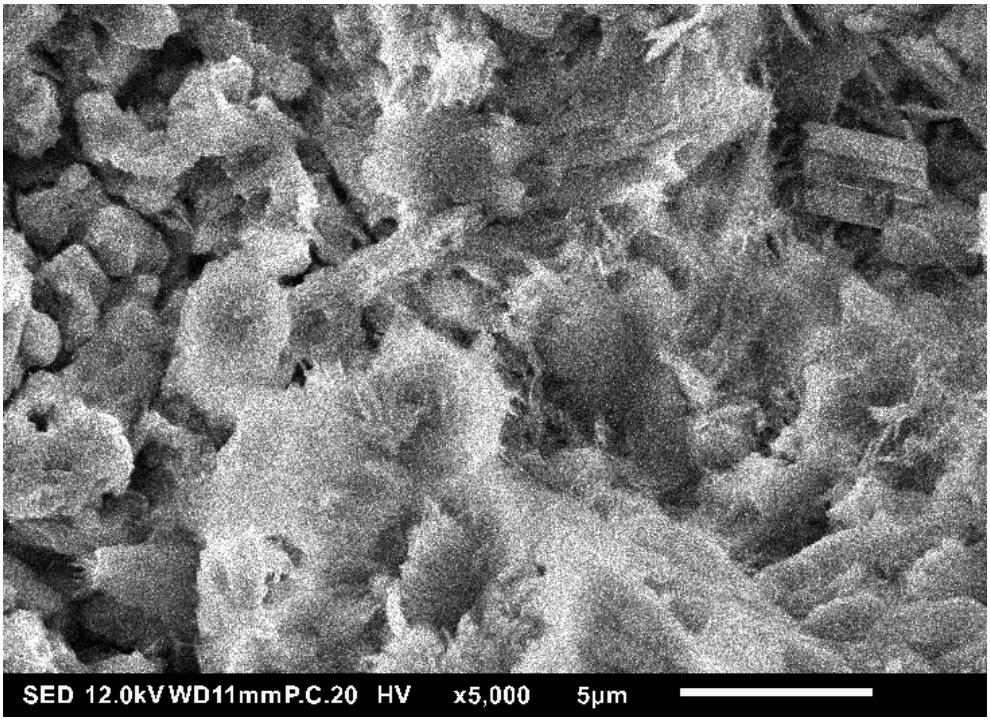


FIGURE 6.17 – **Photographie prise au MEB de l'échantillon IG-78. De l'illite authigène (fines aiguilles en croissance sur les particules détritiques plus grosses) est présente en faible quantité. I=illite.**

- **Relation entre la proportion de kaolinite et la quantité de matière organique**

Lorsque les proportions de TOC et de kaolinite semblaient covarier (*i.e.* dans la couche de Muse, forage MU), un graphique de corrélation a été réalisé. En effet, il a été montré dans plusieurs études (*e.g.* (Spears and Caswell, 1986; Daniels and Altaner, 1990; Desprairies et al., 1995)) qu'une relation entre ces deux paramètres pouvait venir d'un effet diagénétique précoce.

- **Relation entre la proportion de kaolinite et la granulométrie**

Enfin, il faut s'attendre à une augmentation de la proportion de kaolinite avec l'augmentation de la granulométrie en cas de diagenèse, les authigenèses de kaolinite liées aux circulations de fluides précipitant fréquemment dans les grès ou les lithologies à porosité marquée. Pour vérifier l'éventuelle présence de ces authigenèses, le forage IG-1 a été choisi comme exemple (Fig. 6.18). Aucune corrélation n'est mise en évidence entre la granulométrie des sédiments analysés et la proportion en kaolinite, montrant que les authigenèses de kaolinite sont probablement très limitées.

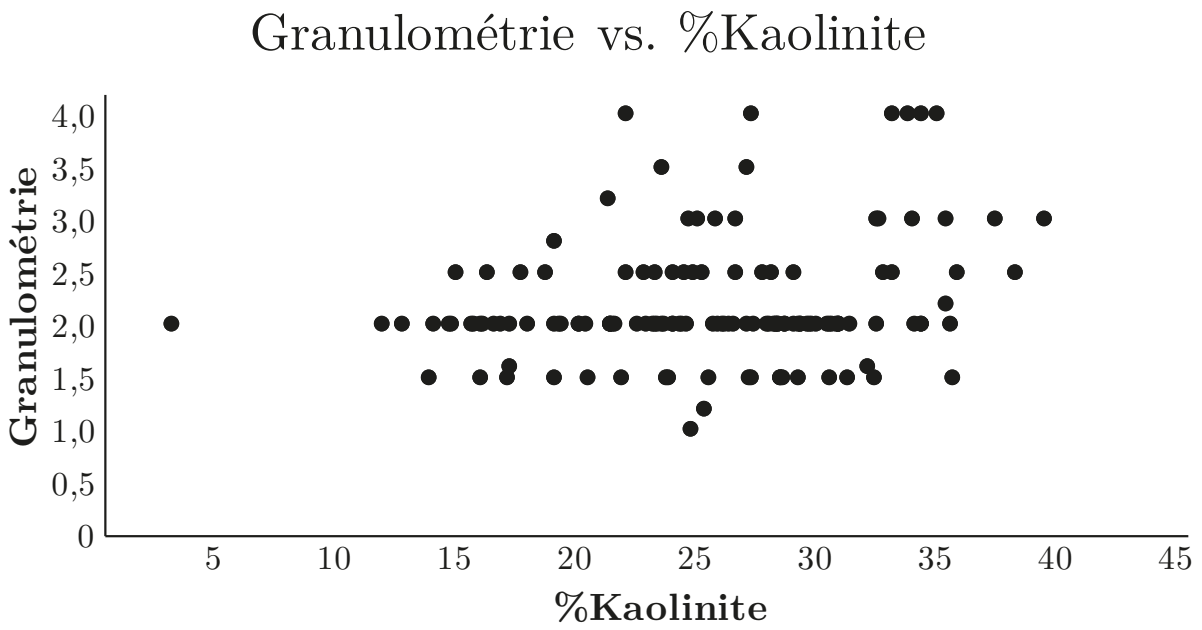


Figure 6.18 – **Graphique représentant l'évolution de la granulométrie du forage IG-1 en fonction du pourcentage de kaolinite. La granulométrie a été codée de la sorte : 1 : argiles, 2 : silts, 3 : sable fin, 4 : sable moyen.**

En conclusion, la diagenèse d'enfouissement n'a un impact que très modéré sur l'assemblage argileux. L'authigenèse est limitée à de rares niveaux présentant de l'illite en raison de circulation de fluides tardifs. Ces effets diagénétiques ne masqueront donc pas la signature primaire des argiles, et en particulier l'utilisation du rapport K/I comme indicateur d'hydrolyse pourra être testée.

6.4.1.2 Diagenèse précoce

La diagenèse précoce peut jouer un rôle sur l'assemblage argileux. Par exemple, dans le cas de niveaux riches en matière organique, comme c'est le cas pour les charbons ou bien les couches d'argilites carbonées (*e.g.* couches d'Igornay, Lally et Muse), l'environnement de dépôt peut favoriser la néoformation de kaolinite. La corrélation (seulement observée dans le forage MU) entre les proportions de TOC et de kaolinite pourrait être le résultat de cette diagenèse précoce. Tout d'abord, le fait que l'environnement de dépôt de cette couche soit différent de celui des autres couches, c'est-à-dire un lac peu profond mais confiné, latéralement des apports sédimentaires, peut expliquer le fait que cette corrélation ne soit visible que dans la couche de Muse. De plus, probablement encore du fait de ce contexte particulier, parmi les couches analysées dans le bassin d'Autun, seule la couche de Muse présente des valeurs de TOC aussi élevées. L'étude de Spears and Caswell (1986) met en évidence un lien entre la précipitation de kaolinite et de quartz à partir de l'aluminium et de la silice venant de la dégradation de végétaux entre la diagenèse précoce et le début de la diagenèse d'enfouissement. Ainsi, une relation entre le TOC et la proportion de kaolinite serait observée. La couche de Muse a une deuxième spécificité, car contrairement aux autres couches, l'analyse des palynofaciès effectuée par Garel et al. (2017) met en évidence une certaine proportion de matière organique allochtone

(végétaux supérieurs) au sein des argilites carbonées riches en matière organique autochtone, ce qui n'est pas surprenant étant donné l'environnement de dépôt plutôt proximal pour ce niveau.
L'authigenèse de kaolinite et de quartz dans les couches riches en matière organique est aussi soulignée par Daniels and Altaner (1990). Ainsi, la diagenèse précoce pourrait expliquer la corrélation (et la relation de causalité) entre le TOC et la proportion de kaolinite dans la couche de Muse.

6.4.1.3 Diagenèse d'enfouissement

Dans un premier temps, il est à noter qu'avec l'augmentation de la diagenèse d'enfouissement (changement de conditions pression-température), les proportions de smectite puis de kaolinite tendent à décroître, tandis que l'illite et la chlorite deviennent dominantes (Lanson et al., 2002, 2009; Środoń et al., 2009). La smectite disparaît progressivement pour donner lieu à de l'illite (en passant par des stades intermédiaires tels que les interstratifiés irréguliers R0 puis R1, R3, et éventuellement des interstratifiés réguliers comme la rectorite) ou de la chlorite. Dans des conditions acides, la kaolinite tend à se transformer en dickite, et dans des conditions basiques en chlorite ou en illite.
Ici, les assemblages argileux dans les différents forages et coupes contiennent tous de la kaolinite en forte proportion, minéral sensible à la diagenèse (transformation de la kaolinite sous l'effet de la diagenèse d'enfouissement à partir de 120°C, Dellisanti et al., 2010). Un des effets attendus de la diagenèse serait une tendance à la diminution de la kaolinite avec la profondeur, ce qui n'est pas observé dans les bassins étudiés. La kaolinite peut donner lieu à de la dickite avec l'augmentation de la profondeur et en fonction des circulations de fluides (Lanson et al., 2002). Toutefois, la dickite, polymorphe de la kaolinite, n'est pas facilement détectable en DRX. On ne peut donc pas exclure ici la présence de dickite dans les bassins étudiés, notamment pour les horizons les plus poreux (cependant les analyses MEB réalisées sur quelques niveaux spécifiques n'ont pas permis d'observer une telle minéralogie avec des cristaux euhédraux hexagonaux coalescents, plus compacts que la kaolinite).

Dans un second temps, dans le chapitre 5 traitant des données géochimiques, il a été montré que l'enfouissement des séries sédimentaires du bassin d'Autun était relativement modéré, malgré le dépôt sus-jacent des séries mésozoïques aujourd'hui érodées, comme indiqué par les Tmax obtenues en pyrolyse Rock-Eval, de l'ordre de 430°C en moyenne, indiquant une température d'enfouissement proche de 80°C (début de la fenêtre à huile). Pour la zone de Lucenay-lès-Aix, les données bibliographiques indiquent que le pouvoir de réflectance de la vitrine n'excède pas 0,6 (Donsimoni, 1990), cohérent avec celui mesuré dans le bassin d'Autun (0,5 à 0,6, Marteau, 1983) ainsi que les Tmax.

Ensuite, les études sur la possible couverture méso-cénozoïque ayant recouvert le massif du Morvan et plus généralement le nord-est du Massif central montrent que l'épaisseur de ces sédiments n'a jamais été très conséquente (Ricordel-Prognon et al., 2010), avec un Jurassique probablement peu épais (Thiry, 2018), et n'a probablement pas excédé 1,3 km d'épaisseur (Barbarand et al., 2013). En

considérant le bassin d'Autun, dont l'épaisseur cumulée maximale de la pile sédimentaire est estimée à 1,3 km, on peut en déduire une épaisseur maximale d'enfouissement de 2,6 km pour les sédiments à la base du bassin (Fm. du Mont-Pelé, Fig. 6.19), soit légèrement moins pour les sédiments du forage d'Igornay, représentant les sédiments enfouis le plus profond des différents forages et coupes analysés. Or, d'après Chamley (1989) et Dellisanti et al. (2010), le signal argileux primaire est préservé pour un enfouissement modéré sous un gradient thermique "normal", soit environ 2,5 km au maximum. Pour ce qui est du bassin de Decize-La Machine, son extrémité sud connue – Lucenay-lès-Aix – est recouverte par environ 300 m de couverture méso-cénozoïque, et les sondages atteignent environ 600 m de profondeur seulement. On ne sait toutefois pas quelle épaisseur est absente à la base du Trias, et on connaît mal le gradient géothermique de l'époque. Il est cependant difficile d'imaginer le dépôt d'une couverture sédimentaire supérieure à 1,9 km d'épaisseur qui donnerait une profondeur d'enfouissement de 2,5 km pour la base des dépôts carbonifères-permiens.

Enfin, la minéralogie des tonsteins est également un excellent indicateur de la diagenèse d'enfouissement (Środoń et al., 2009). Les niveaux identifiés contiennent essentiellement des interstratifiés R1 (avec 60 à 80% de feuillets illitiques) et de la kaolinite (conformément aux observations de Pellenard et al., 2017), ce qui implique une diagenèse d'enfouissement suffisante pour transformer les smectites initiales issues des verres volcaniques en interstratifiés R1 (>70°C), mais toutefois insuffisante pour détruire la kaolinite (<120°C) ou passer à des IS R3) (Środoń et al., 2009).

6.4.2 Les argiles, indicateur des conditions paléoclimatiques dans le domaine continental ?

L'évolution de l'assemblage des minéraux argileux au cours du temps est un proxy couramment utilisé dans les reconstitutions paléoclimatiques au Phanérozoïque, dans les séries sédimentaires marines (Singer, 1984; Ruffell et al., 2002) et continentales dans lesquelles les argiles détritiques sont préservées, reflétant les conditions d'hydrolyse de formation des minéraux argileux dans les sols dont sont issus les produits de l'érosion (*e.g.* Singer, 1984; Alonso Azcárate et al., 1997; Thiry, 2000; Xu et al., 2017a,b). Il est toutefois important de distinguer le domaine continental du domaine marin, les argiles des lacs, reflétant très facilement le type de roches à l'affleurement dans le bassin versant, et à la fois les paléoclimats (Chamley, 1989). L'utilisation des minéraux argileux pour définir les variations paléoclimatiques ne peut se faire que si les sols sont à l'équilibre avec les conditions météoriques, impliquant une morphologie continentale relativement stable dans le temps (Chamley, 1989).

Ainsi, plusieurs paramètres influant sur la minéralogie argileuse des sédiments sont à prendre en considération :

- **La tectonique (exhumation)**. En cas d'une tectonique trop active, la réjuvénation rapide des surfaces à l'affleurement empêche le développement des sols et la formation des minéraux

argileux associés. Dans ce cas, et si les roches soumises à l'érosion sont de nature magmatique ou métamorphique (granite, gneiss...), les minéraux argileux dits primaires (illite, chlorite) seront abondants. Dans le cas de roches sédimentaires érodées, des minéraux argileux autres (kaolinite, interstratifiés) peuvent être libérés et transportés dans les aires de sédimentation. Il s'agira dans ce cas d'argiles remobilisées d'anciens sédiments.

- **La sédimentation différentielle des minéraux argileux**. Les processus de transport et de dépôt des argiles (Singer, 1984). D'après Chamley (1989), "à des distances faibles des masses continentales, [...] les contraintes hydrodynamiques peuvent induire des ségrégations dans les minéraux argileux qui sont du même ordre de magnitude que celles contrôlées par le climat". Ainsi, les particules de kaolinite, plus grossières, ont tendance à se déposer à proximité de la ligne de rivage, dans les environnements proximaux, comparés aux interstratifiés illite-smectite, de plus petite taille, qui pourront se déposer plus en aval dans le bassin. Étant donné que la taille et la profondeur des lacs étudiés au moment de leur remplissage sédimentaire sont méconnues, il est difficile de savoir si cet effet de sédimentation différentielle joue un rôle important. Pour cela les liens avec les environnements de dépôts et l'évolution séquentielle seront discutés.

- **Le remaniement de sédiments anciens**. Si la kaolinite est un minéral qui signe des conditions d'hydrolyse marquées et forme les sols des ceintures climatiques chaudes et humides (latérites), elle peut toutefois être héritée et remaniée d'anciens sédiments. Par exemple, sa présence dans les sédiments fini-carbonifères à permiens peut venir de l'hydrolyse des sols contemporains, ou bien de kaolinite détritique ou authigène présente dans des sédiments anciens repris dans des sédiments plus récents. Une brève étude de lames minces du bassin d'Autun (forages IG-1 et CHE-1) montre que les sédiments fini-carbonifères à permiens se composent, entre autres, de quartz déjà cimentés et de nombreux fragments lithiques repris de grès déjà indurés, soit des grès déposés antérieurement aux dépôts fini-carbonifères à permiens.

Dans les bassins étudiés, il est donc probable que la lithologie à l'affleurement (multiplicité de sources et variations des sources au cours du temps), ainsi que le climat et la sédimentation différentielle des argiles, aient joué un rôle sur la minéralogie des argiles enregistrée dans les dépôts lacustres. Il est donc nécessaire de déterminer dans quelles mesures chacun de ces facteurs joue sur l'évolution des assemblages argileux au cours du temps.

• Pour la question des roches mères à l'affleurement, Marteau (1983) indique après une étude pétrographique que peu de changements de sources sont observés dans le bassin d'Autun, les éléments pétrographiques observés indiquant du matériel pouvant potentiellement venir de la bordure nord (massif volcanique) ou de la bordure sud du bassin (massif granitique), indépendamment de la stratigraphie. Des dépôts sédimentaires du Dévono-Dinantien (roches surtout silicoclastiques), décrits par Delfour (1989) sont aussi retrouvés à proximité du bassin actuel d'Autun, et auraient pu constituer de potentielles roches pourvoyeuses de sédiments. Néanmoins, il existe peu d'information sur la

minéralogie de ces roches, qui de plus pouvaient aussi être recouvertes par des sédiments permiens en considérant des bassins de grande taille.

• Pour le bassin de Decize-La Machine, seule l'étude pétrographique de Ducassou et al. (2019) a été menée pour caractériser de possibles changements de source au cours du temps. Il en ressort qu'à la base du forage LY-F, les éléments volcaniques sont fréquents, du fait de la présence de cônes alluviaux volcanoclastiques débouchant par des deltas dans le lac. Ainsi, dans la zone de Lucenay-lès-Aix, les changements de source sont visibles par analyse pétrologique, principalement lors de l'apparition du faciès "grès nougat", dominé par des éléments volcaniques, tandis que les autres faciès montrent un mélange avec du matériel plutonique. Ce changement de source dans la région de Lucenay-lès-Aix n'est toutefois pas associé à une modification des cortèges argileux.

En résumé, trois paramètres majeurs jouent sur les variations dans les proportions de minéraux argileux :

- le climat (intensité de l'hydrolyse) jouant sur la formation des sols, la nature des minéraux argileux formés au cours de la pédogenèse et le ruissellement entraînant les particules érodées ou néoformées dans les sols vers le lac ;
- les apports sédimentaires (source, remaniement d'anciens sédiments) ;
- les effets possibles de la tectonique déterminant les roches sources à l'affleurement.

Dans le reste du chapitre, le rapport K/I est utilisé pour contraindre l'évolution des climats dans le temps, traduisant le ruissellement continental (*runoff*) et prenant en compte les effets de l'hydrolyse contemporaine des dépôts ainsi que le remaniement d'argiles de sédiments anciens soumis à un fort lessivage. Si les proportions d'illite et de chlorite restent stables au cours du temps, l'augmentation du rapport K/I traduit une augmentation de l'hydrolyse et du ruissellement et signera des conditions plus humides. Ce rapport fréquemment utilisé pour les séries sédimentaires marines (Dera et al., 2009a,b; Bougeault et al., 2017; Deconinck et al., 2019) est ici appliqué sur les séries continentales lacustres et deltaïques dans la mesure ou la kaolinite ainsi que l'illite sont relativement peu affectées par les processus de néoformation ou de transformation minéralogique au cours de la diagenèse d'enfouissement.

Ainsi, l'évolution de la proportion de kaolinite par rapport à celle de l'illite (ou rapport K/I), peut être un bon indicateur de variations paléoclimatiques, témoignant des variations des conditions d'hydrolyse en lien avec les précipitations et le ruissellement sur les surfaces continentales.

6.4.3 Signification de l'évolution des assemblages argileux dans le bassin d'Autun

Pour rappel, les coupes et forages étudiées dans cette section sont replacées sur la figure 6.19.

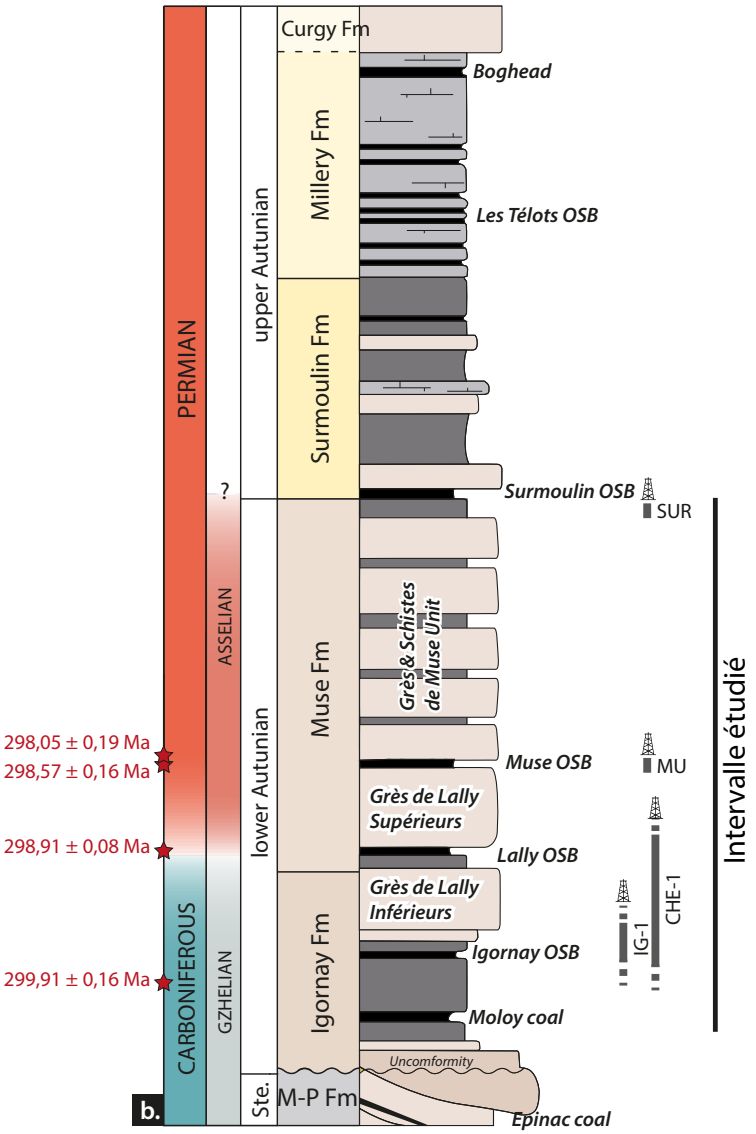


FIGURE 6.19 – **Stratigraphie du bassin d'Autun avec la localisation des forages et sections étudiés pour les assemblages argileux.**

Dans un premier temps, il est intéressant de s'attarder sur les variations inattendues du rapport quartz/argiles dans les deux bassins. En effet, dans le bassin d'Autun (forage IG, Fig. 6.9), ce rapport diminue en domaine proximal et augmente en domaine distal. Ce phénomène peut s'expliquer par la lithologie des échantillons sélectionnés pour analyse : en domaine distal, certains points ont été échantillonnés dans des lithologies silteuses, pouvant parfois correspondre à des parties très distales de turbidites. Dans le domaine proximal, l'échantillonnage s'est fait dans des granulométries fines

(silts/argiles), mais ayant probablement subi un processus de sédimentation différent : ces lithologies fines intercalées dans des lithologies très grossières (Fig. 6.9) se déposent principalement par décantation au moment où les courants forts apportant les particules grossières se calment, et que toutes les particules silto-sableuses en suspension se sont déjà déposées. Ainsi, les granulométries fines en domaine distal peuvent se déposer en période où les flux sédimentaires sont légèrement plus conséquents que les granulométries fines du domaine proximal.
Dans la région de Lucenay-lès-Aix, le rapport quartz/argiles a en revanche tendance à augmenter dans le domaine le plus proximal, le charbon, étant cependant le milieu le moins hydrodynamique.

S'il est difficile d'expliquer ces résultats, néanmoins, les niveaux de tonsteins sont identifiés en majorité dans les milieux riches en matière organique (aussi bien distaux dans le bassin d'Autun que proximaux dans celui de Decize-La Machine). Se pose alors la question d'un possible impact du volcanisme sur cette présence de quartz (qui viendrait alors de la précipitation authigénique de la silice volcanique) : est-ce que ces augmentations de quartz ne traduisent pas elles aussi une augmentation du volcanisme au cours des périodes de formation de sédiments organiques, et est-ce qu'il n'existerait donc pas un lien entre la formation de ces dépôts en réponse à une augmentation de l'activité volcanique ?

Dans un second temps, il sera discuté des coupes et forages courts (*i.e.* MU et SUR) puisque leur analyse est faite à très forte résolution (pas d'échantillonnage serré et durée de dépôt très courte comparée aux forages longs, voir chapitre 4) et donc difficilement comparable à celles des forages longs qui montrent par définition des tendances de plus long terme.

6.4.3.1 Évolution à haute résolution sur la couche de Muse (forage MU)

Dans le forage MU, l'assemblage argileux montre une tendance marquée à la décroissance de l'illite (minéral primaire) au cours du temps, au profit de la kaolinite (Fig. 6.3).

- Étant donné que l'environnement de dépôt dans le forage MU ne change *a priori* pas à partir de 4 m de profondeur (couche de Muse, lac côtier en permanence, voir chapitre 5), le rôle du processus de sédimentation différentielle des argiles ne peut être à l'origine des variations de proportions observées.
- La proportion de TOC (voir les résultats du chapitre 5) est forte dans la couche de Muse et varie de la même manière que la proportion de kaolinite, probablement du fait de l'authigenèse de kaolinite en raison d'un micromilieu spécifique lié à la présence de matière organique en fortes proportions.
- La couche de Muse se déposant rapidement (chapitre 4), il est peu probable que les lithologies érodées dans le bassin versant changent si drastiquement.
- Cette variation pourrait éventuellement être imputable à une forte variation de *runoff*, mais dans ce cas il est surprenant de ne pas observer une augmentation de la granulométrie au cours du temps.

- Enfin, là aussi un impact du volcanisme est discutable : des tonsteins sont préservés au sommet du forage, donc un lien entre l'augmentation de verres volcaniques dans le bassin versant et l'augmentation de la kaolinite néoformée à partir de ceux-ci pourrait être envisagé.

Les variations des minéraux argileux dans ce forage sont donc délicates à interpréter au premier ordre, et le rôle direct du climat n'est donc pas démontré.

6.4.3.2 La transition entre l'Autunien inférieur et l'Autunien supérieur (formations de Muse et de Surmoulin)

À la transition entre l'Autunien inférieur et l'Autunien supérieur, représentée par les forages et coupes SUR, le même assemblage argileux est retrouvé. Dans le cas particulier de la coupe SUR, la proportion en kaolinite montre deux augmentations nettes à 8 et 9 m de hauteur (Fig. 6.7), qui se trouvent être des niveaux légèrement plus grossiers (silts à sables fins) que ceux prélevés pour les autres analyses. Soit cette variation est liée à une sédimentation différentielle des argiles (flux sédimentaire plus important à ce moment-là, amenant la kaolinite à se déposer plus loin dans le bassin), soit une variation dans le *runoff* (*i.e.* variation dans le régime de précipitations ou bien remaniement de sédiments anciens), soit à de l'authigenèse de kaolinite, ces deux niveaux n'ayant pas été vérifiés au MEB. Là encore, étant donnée la faible épaisseur de ces niveaux, il est improbable qu'un changement de source de sédiments soit impliqué. Mis à part ces deux pics de kaolinite, les proportions en minéraux argileux le long de cette coupe sont stables (Fig. 6.8), ne permettant donc pas de montrer d'éventuelles modifications climatiques à la transition Autunien inférieur–Autunien supérieur.

6.4.3.3 Corrélations entre les forages IG-1 et CHE-1

Dans l'article de Mercuzot et al. (b), il a été mis en évidence qu'une partie du forage IG-1 se corrélait à celui de CHE-1, et qu'il était possible de corréler les black shales d'Igornay du forage IG-1 avec une couche riche en matière organique vers la base du forage CHE-1. Ainsi, les corrélations effectuées dans le bassin d'Autun sont résumées sur la figure 6.20.

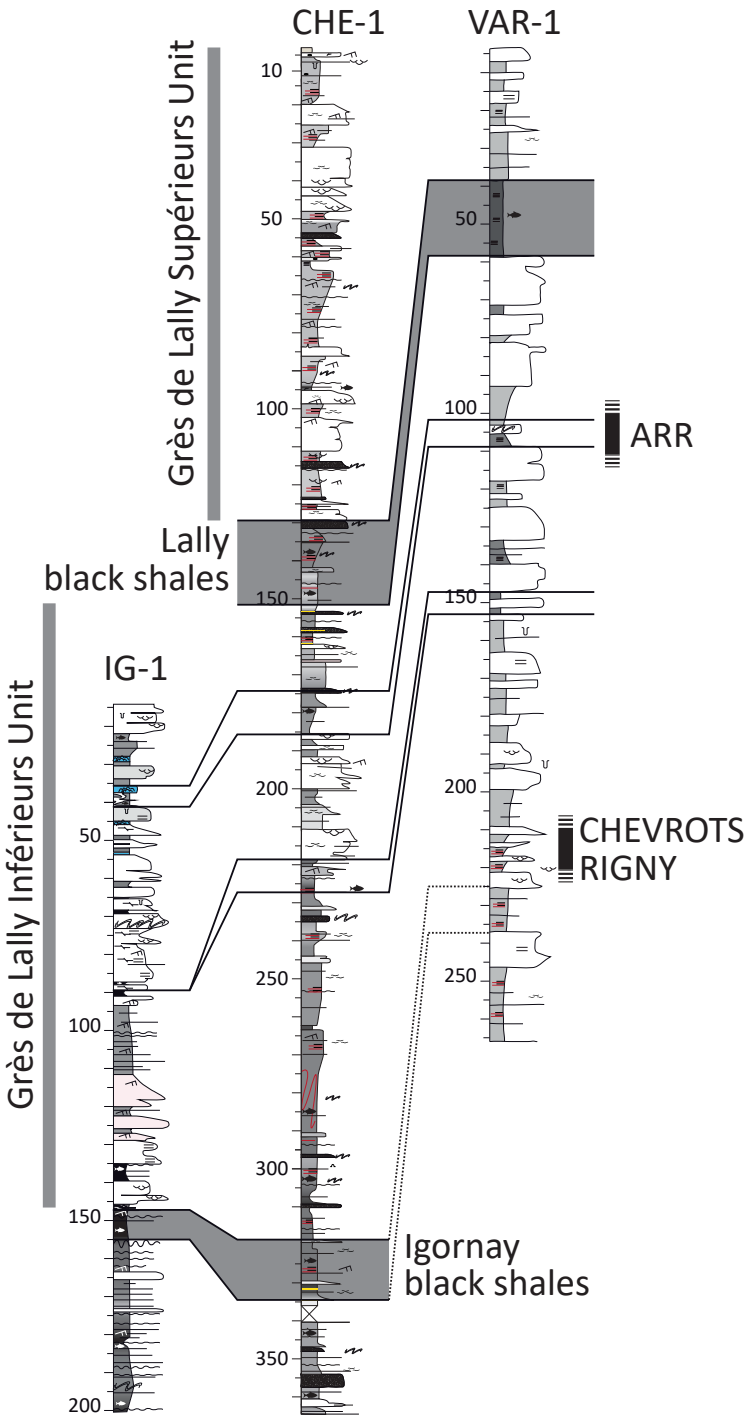


Figure 6.20 – **Corrélations entre différents forages et coupes dont IG-1 et CHE-1 dans le bassin d'Autun.**

Comme nous l'avons vu dans la partie 6.3, les forages et coupes analysés sont essentiellement composés de kaolinite, d'illite, d'interstratifiés illite-smectite R1 et chlorite-vermiculite, ce qui permet de comparer directement l'évolution de l'assemblage des minéraux argileux au cours du temps. Pour comparer facilement les deux forages et donc déterminer si les variations minéralogiques sont

semblables dans les intervalles corrélés sédimentologiquement, la courbe du rapport K/I a été choisie (Fig. 6.21), du fait que son interprétation permet de potentiellement refléter les variations de conditions climatiques.

La figure qui suit montre donc les cartes SiZer du rapport K/I obtenu dans les forages IG-1 et CHE-1 ainsi que les corrélations sédimentologiques et stratigraphiques effectuées dans le chapitre 4.

Nous avons choisi de comparer les variations du rapport K/I sur le "moyen" terme (soit pour un $log_{10}(h)$ d'environ 1,5), puisque sur le court terme ($log_{10}(h)$<1,5) la différence de pas d'échantillonnage entre IG-1 et CHE-1 induit un biais dans les variations observées du rapport K/I. De même, il n'est pas facile d'interpréter les variations à long terme ($log_{10}(h)$>1,5) puisque la différence d'épaisseur et d'unités stratigraphiques traversées entre les deux forages ne permet pas d'obtenir des informations sur le forage IG-1 pour une valeur de $log_{10}(h)$ supérieure à 2.

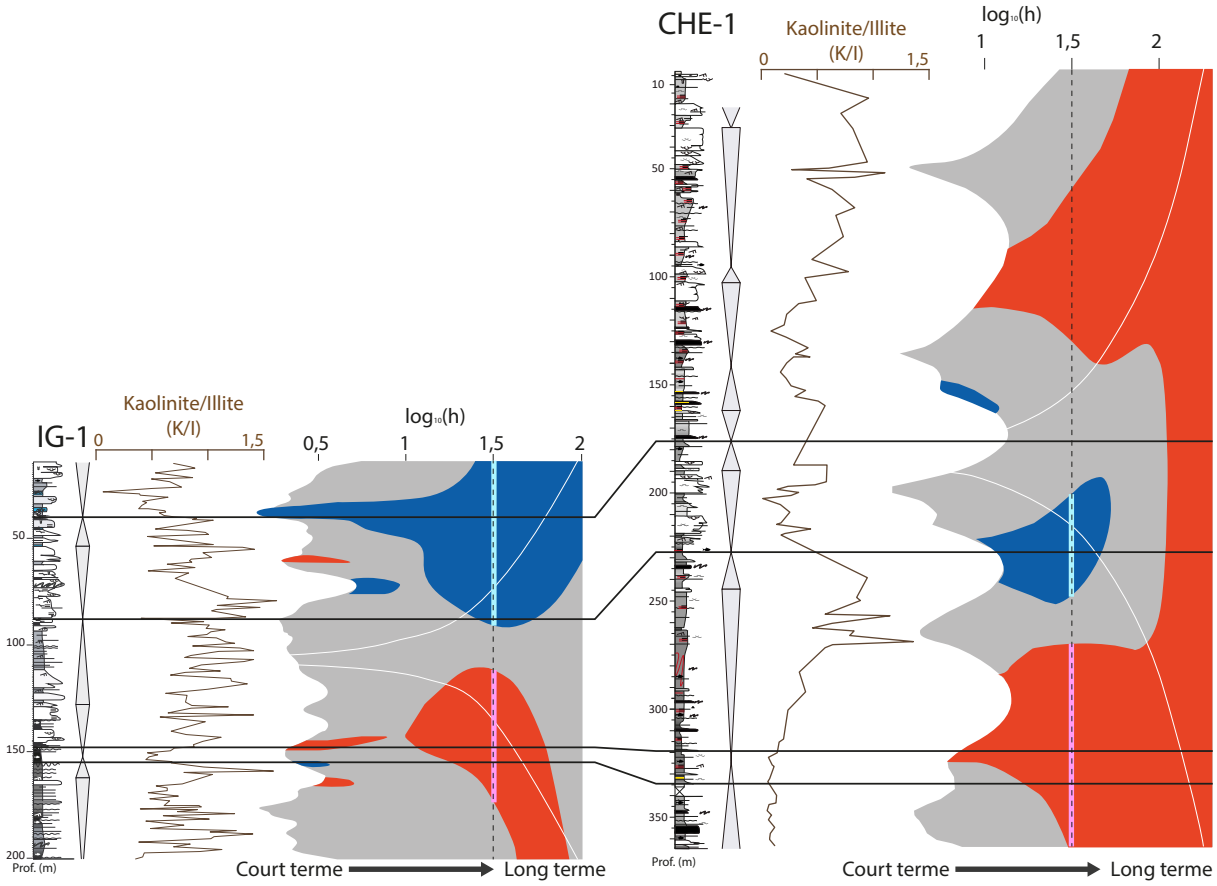


FIGURE 6.21 – **Forages IG-1 et CHE-1. Courbes des rapports K/I et représentation de leurs évolutions sous forme de cartes SiZer (en rouge : augmentation significative, en bleu : diminution significative, en gris : pas de variation significative). Les lignes de corrélations entre les forages, basées sur les cycles stratigraphiques, sont celles présentées dans l'article Mercuzot et al. (b) dans le chapitre 4.**

Cette figure met en évidence des similitudes entre les deux forages, particulièrement à moyen terme. En effet, si on se place sur les cartes SiZer pour une valeur de $\log_{10}$(h) de 1,5 (lignes verticales en pointillés sur la figure 6.21 et correspondant à la prise en compte de l'effet des points mesurés l'un sur l'autre sur environ 60 m), on observe une augmentation significative du rapport K/I à la base du forage CHE-1, corrélée à une même augmentation significative du rapport K/I à la base du forage IG-1, à la différence près que cette augmentation dans IG-1 suit une période de stabilité (représentée en gris). Cette période où le rapport ne varie pas peut se trouver néanmoins en-dessous du forage CHE-1 si les corrélations sont correctes. L'augmentation du rapport K/I se corrèle bien dans les deux forages. Cette augmentation est suivie par une période où les valeurs du rapport K/I sont constantes dans les deux forages, et sont là aussi bien corrélées. Enfin, une période de diminution significative du rapport K/I est observée dans les deux forages. Néanmoins, en prenant en compte les lignes de corrélations établies selon des critères sédimentologiques, cette diminution débuterait plus tôt dans le forage CHE-1 que dans le forage IG-1, et durerait moins longtemps dans le forage CHE-1 que dans le forage IG-1.

Deux paramètres pouvant biaiser les résultats statistiques sont cependant à garder en mémoire :

- le début de la diminution significative dans le forage CHE-1 est induit par une nette variation de la proportion en kaolinite entre 2 points espacés l'un de l'autre d'environ 20 m (faible pas d'échantillonnage). Si le pas d'échantillonnage était plus serré dans cet intervalle, la diminution significative pourrait être légèrement décalée (aussi bien vers le bas que vers le haut) ;
- puisque les tendances (à la diminution ou à l'augmentation) du signal traité peuvent s'amorcer avant l'intervalle traité ou se poursuivre après l'intervalle traité, ce genre de cartes SiZer peut induire un biais aux extrémités basses et hautes de la carte, en considérant la première ou la dernière tendance comme inexistante alors qu'elle s'est produite sur du plus long terme en réalité. Les bordures de la carte sont donc à observer avec précaution.

- **Dans le cas du forage IG-1** (Fig. 6.9), la proportion de minéraux argileux primaires (*i.e.* l'illite) est relativement stable, seule celle des minéraux secondaires (kaolinite et interstratifiés illite-smectite R1) présente de larges variations. Cela indique que le rapport K/I est essentiellement lié à des variations des conditions de ruissellement (*runoff*) et non à des changements de sources majeurs ou aux effets d'une tectonique intense. Pour rappel, sur le court terme, quelques légères variations dans le rapport K/I peuvent être observées, tandis que sur le plus long terme, seule une grande tendance à l'augmentation du rapport K/I (jusqu'à 110 m) suivie d'une grande tendance à la diminution (de 90 à 15 m), avec un pic culminant à 80 m environ sont présentes (Fig. 6.10).

- **Dans le cas du forage CHE-1** en revanche, (Fig. 6.11) la proportion d'illite présente une diminution marquée dans les 100 premiers mètres (*i.e.* à la base du forage) avant d'être constante, tandis que la proportion d'interstratifiés chlorite-vermiculite augmente nettement dans les 50 derniers mètres (*i.e.* au sommet du forage).

Il s'agit donc de trouver les causes responsables des variations de proportion de kaolinite dans les deux forages, ainsi que des variations de proportion d'illite et d'interstratifiés chlorite-vermiculite dans le forage CHE-1.

- Dans un premier temps, il ne semble pas y avoir de lien direct entre les variations d'environnements de dépôt (*i.e.* intervalles d'augmentation ou diminution de la granulométrie, sachant que les analyses se sont toujours faites dans des niveaux de granulométries fines) et la proportion de kaolinite. En prenant par exemple l'intervalle de 200 m à environ 125 m dans le forage IG-1 (Fig. 6.10), sur le long terme, on constate une tendance à l'augmentation constante du rapport K/I, tandis qu'on observe un changement brutal d'environnement de dépôt, d'un pôle lacustre distal jusqu'à environ 145 m, à un pôle proximal. Les deux paramètres ne sont donc pas corrélés.
Le même motif est aussi observé dans le forage CHE-1, par exemple entre 350 et 190 m, où le changement brutal de lithologie n'est pas reflété par un changement brutal dans la proportion de kaolinite. Cela signifie que la sédimentation différentielle des argiles en fonction de l'environnement de dépôt ne joue pas de manière substantielle dans les variations de proportion des minéraux argileux. Autrement dit, si la sédimentation différentielle jouait un rôle dans l'évolution des proportions des minéraux argileux, le rapport K/I devrait montrer une évolution parallèle à celle des cycles stratigraphiques (valeur maximale lors de la MRF, *Maximum Regressive Surface*, valeur minimale lors de la MFS, *Maximum Flooding Surface*).

- Dans un second temps, la possible contribution minéralogique de sédiments déposés antérieurement ne peut être définitivement écartée. Elle dépend en effet des roches à l'affleurement au moment de l'érosion et de la sédimentation ainsi que de l'aire du bassin versant drainée (d'importance variable, donc regroupant plus ou moins de lithologies différentes).
Du fait de la présence de fragments lithiques ou de grains remaniés dans les sédiments carbonifères–permiens, il est probable que des sédiments antérieurs aient une contribution sur l'assemblage minéralogique du bassin d'Autun. Ce paramètre est d'autant plus délicat à contraindre que l'on ne connait pas la nature des roches sédimentaires à l'affleurement dans le bassin versant de la région d'Autun lors du dépôt des sédiments autuniens.

Les variations de source ne sont donc pas totalement contraintes, mais elles sont néanmoins considérées dans le terme *runoff* (couplage des effets des précipitations et du matériel sédimentaire remanié). Les variations minéralogiques observées dans les forages peuvent être induites en partie par le climat. Une augmentation du *runoff* se matérialisera donc par la formation plus importante de kaolinite dans les sols du bassin versant (effet des précipitations et des sédiments remaniés), et une diminution par les phénomènes inverses.

Ainsi, dans les forages IG-1 et CHE-1, l'augmentation progressive du rapport K/I observée vers

leur base peut se traduire par une augmentation du *runoff*, puisque cette augmentation est synchrone dans les deux forages, et la diminution du rapport K/I vers le sommet de IG-1 et corrélée à celle se produisant vers 225 m dans CHE-1.
La forte proportion d'illite à la base du forage CHE-1 est problématique : d'un point de vue climatique, elle traduirait un épisode d'érosion mécanique accrue, diminuant au cours du temps, avec un décapage important des reliefs magmatiques et métamorphiques empêchant le développement de sols. Le fait que ce pic ne soit pas retrouvé dans le forage IG-1, présentant pourtant les mêmes environnements de dépôt sur cet intervalle, rend l'interprétation difficile. Enfin, l'augmentation des interstratifiés chlorite-vermiculite vers le sommet du forage pourrait non seulement être le résultat d'une altération subactuelle liée à la proximité avec la surface, mais aussi expliquer en partie la diminution de la kaolinite, induisant un biais dans l'évolution du rapport K/I et donc dans son interprétation en termes de paléoclimat.

6.4.4 Retracer l'évolution paléoclimatique dans le bassin d'Autun grâce à la minéralogie des argiles ?

L'étude intégrative de CHE-1 et IG-1 met en évidence à moyen terme des variations similaires du rapport K/I à la base des deux forages, permettant ainsi de conforter les corrélations effectuées précédemment entre les forages (Mercuzot et al., b).
Ces deux forages étant situés respectivement à l'ouest et au nord du bassin d'Autun, soit à une distance différente des zones d'apports (CHE-1 dans son ensemble étant probablement plus distal que IG-1, Mercuzot et al., b), la sédimentation différentielle des argiles n'est pas responsable des grandes variations minéralogiques synchrones. Au premier ordre, le *runoff* est donc très probablement le paramètre responsable de ces variations.

Étant donné que la composition pétrologique d'échantillons répartis dans la stratigraphie du bassin d'Autun ne semble pas justifier de modifications majeures des sources au cours du remplissage du bassin (Marteau, 1983), **l'hypothèse privilégiée pour expliquer les variations du rapport K/I est donc celle de modifications climatiques (*i.e.* variations dans le régime des précipitations), avec une pédogenèse créant plus ou moins de kaolinite se reflétant dans la minéralogie des sédiments contemporains, couplée à la réactivation possible d'anciens sédiments enrichis en kaolinite.**

Malheureusement, du fait de la disponibilité stratigraphique disparate en forages et affleurements dans le bassin d'Autun, il est difficilement possible de reconstruire l'histoire paléoclimatique sur le long terme.

Les conclusions majeures de cette section sont que dans le bassin d'Autun, (i) les variations de l'assemblage minéralogique argileux des forages longs permettent avec une certaine confiance de tracer des modifications climatiques, et que (ii) de telles variations sont en effet observées dans le

bassin, montrant que celui-ci a été soumis à des périodes plus ou moins humides.

6.4.5 Évolution de l'assemblage argileux dans la région de Lucenay-lès-Aix

Dans le bassin de Decize-La Machine, seul le forage LY-F a été analysé. Il est par conséquent délicat de s'assurer que les variations minéralogiques observées soient bien le résultat de modifications climatiques, du fait (i) du manque d'analyses minéralogiques sur les autres forages corrélables et disponibles (*i.e.* LY-G et LY-ZB) et (ii) de l'impossibilité d'effectuer des corrélations fines avec les forages du bassin d'Autun.

Il n'en reste pas moins que des variations minéralogiques importantes sont observées, probablement déconnectées de processus de sédimentation différentielle puisque les variations du rapport K/I ne sont pas guidées par les cycles stratigraphiques, mais dont un lien avec des changements de sources érodées au cours du temps et s'ajoutant à de possibles modifications climatiques ne peut être écarté. Une étude pétrographique approfondie est donc nécessaire pour démêler les impacts respectifs de ces deux derniers facteurs sur la minéralogie des argiles.

6.4.6 Conclusions

Les assemblages argileux entre le bassin d'Autun et le bassin de Decize-La Machine sont similaires, indiquant potentiellement que les variations minéralogiques résultent de modifications climatiques, et à la fois que les roches érodées dans le(s) bassin(s) versant(s) devaient être semblables. Puisque des âges radiochronologiques précis ne sont pas disponibles dans le second bassin, il est de fait impossible de tenter des corrélations interbassins précises, qui seraient d'utilité majeure pour vérifier que les variations minéralogiques sont bien synchrones, confirmant alors l'hypothèse d'un rôle du climat sur la sédimentation à plus grande échelle spatiale.

6.5 Approche cyclostratigraphique sur les données minéralogiques

Étant donné que les analyses cyclostratigraphiques effectuées sur les données de TOC ont donné des résultats probants, l'approche cyclostratigraphique a été tentée sur des données minéralogiques, pour déterminer si les cycles astronomiques impactant les sédiments s'enregistrent aussi à travers ce signal. Les données du rapport K/I, les plus discutées dans ce chapitre, ont donc été traitées. Les figures 6.22 et 6.23 représentent les résultats obtenus pour les forages IG-1 et CHE-1 respectivement.

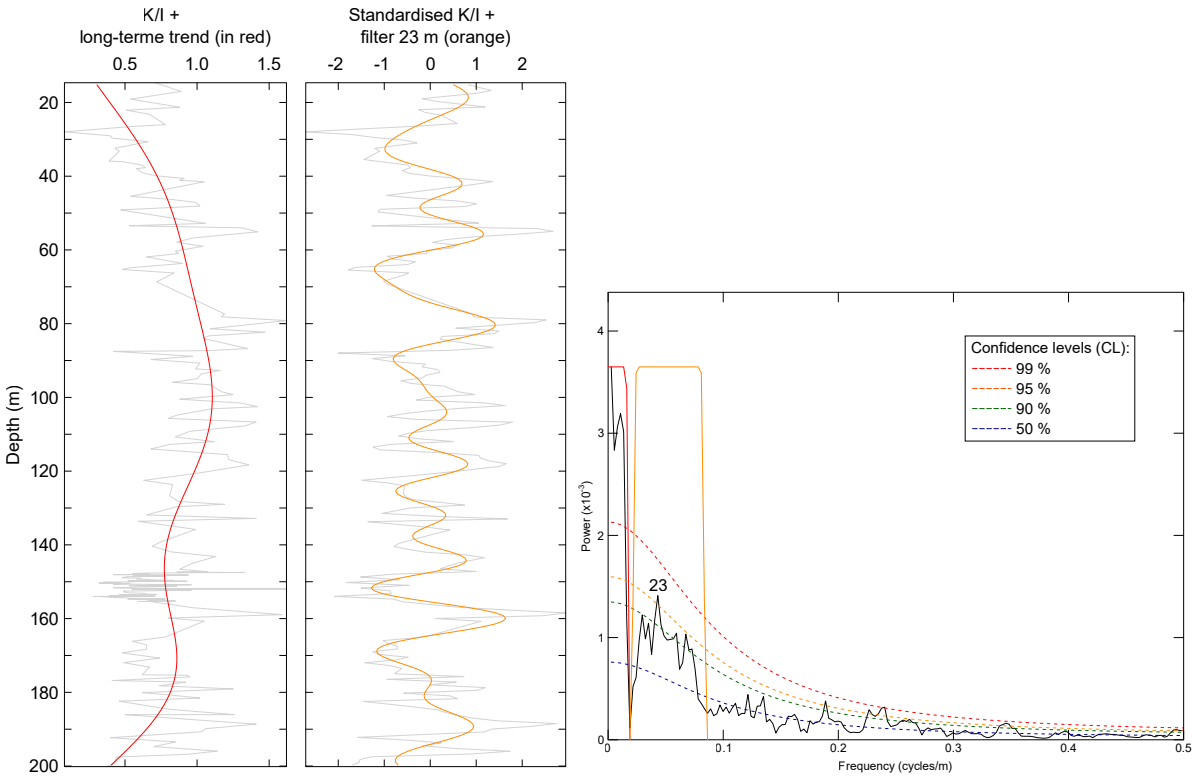


Figure 6.22 – **Analyses spectrales effectuées sur les données du K/I dans le forage IG-1.**

Une fois le rapport K/I standardisé (courbe orange) par la courbe de long terme (courbe rouge), des cycles aux alentours de 23 m d'épaisseur sont observés. Cependant, sur le spectrogramme d'amplitude, le pic correspondant à cette épaisseur est en réalité très mal défini. De plus, étant donné que la courbe de long terme ne montre pas un cycle complet, on ne peut déterminer le ratio existant entre les cycles de la courbe du rapport K/I standardisé et la courbe de long terme.

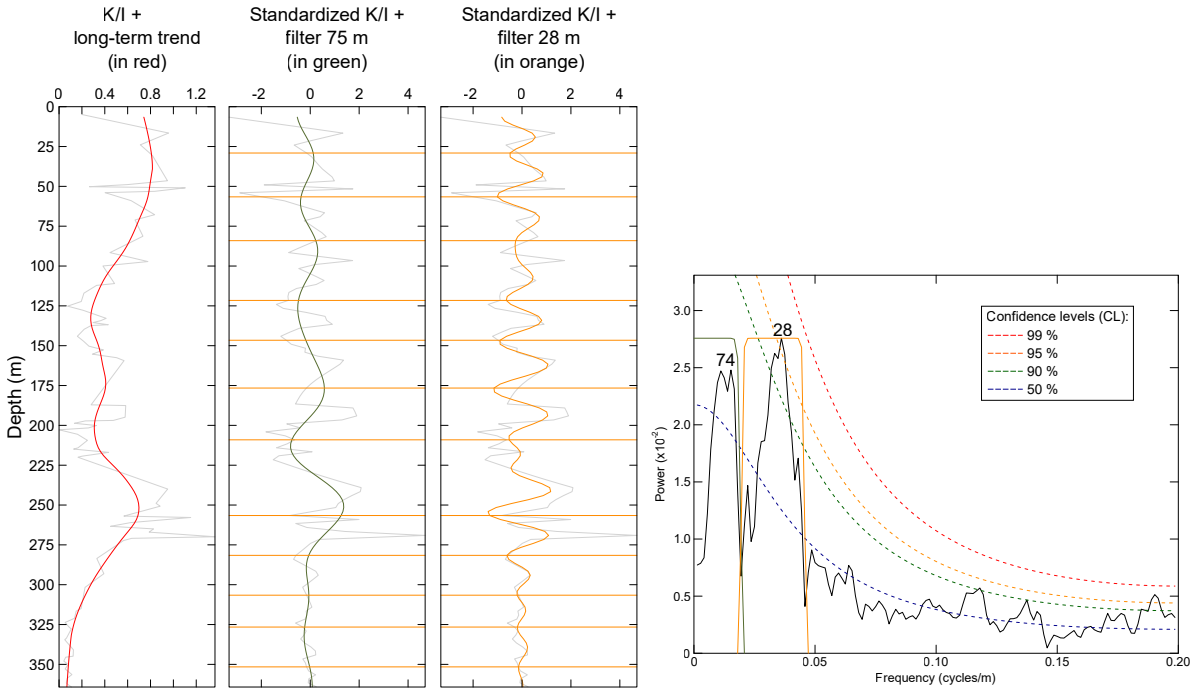


FIGURE 6.23 – **Analyses spectrales effectuées sur les données du K/I dans le forage CHE-1.**

Sur le forage CHE-1, il est possible d'obtenir deux filtres sur les courbes du rapport K/I standardisé. Là encore, le spectrogramme d'amplitude montre des pics larges, mal définis, et en comparant les courbes obtenues sur le filtre à 75 m (courbe verte, avec des cycles peu marqués) et le filtre à 28 m (courbe orange), le nombre de cycles de 28 m exprimés dans un cycle de 75 m ne donne pas un ratio pouvant correspondre à un emboîtement de cycles astronomiques.

Ainsi, l'étude cyclostratigraphique basée sur l'évolution du rapport K/I n'est pas satisfaisante, montrant que l'assemblage argileux ne fluctue pas en fonction des paramètres astronomiques. Un début d'explication serait que la minéralogie des argiles enregistrées dans les sédiments dépend de facteurs complexes et nombreux comme précédemment exposé, non dépendants des paramètres orbitaux (*e.g.* sédimentation différentielle des argiles, sédiments anciens remaniés...).

Enfin, le traitement du signal a tout de même été testé sur le rapport argiles/quartz du forage IG-1 sur la fraction inférieure à 2 μm (montrant une évolution similaire au rapport calculé sur la roche totale). Les résultats obtenus sur le rapport argiles/quartz présentent des spectrogrammes d'amplitudes plus fiables, dont l'emboîtement des cycles entre eux indique un ratio pouvant correspondre à l'enregistrement de cycles de petite excentricité et de précession des équinoxes (Fig. 6.24).

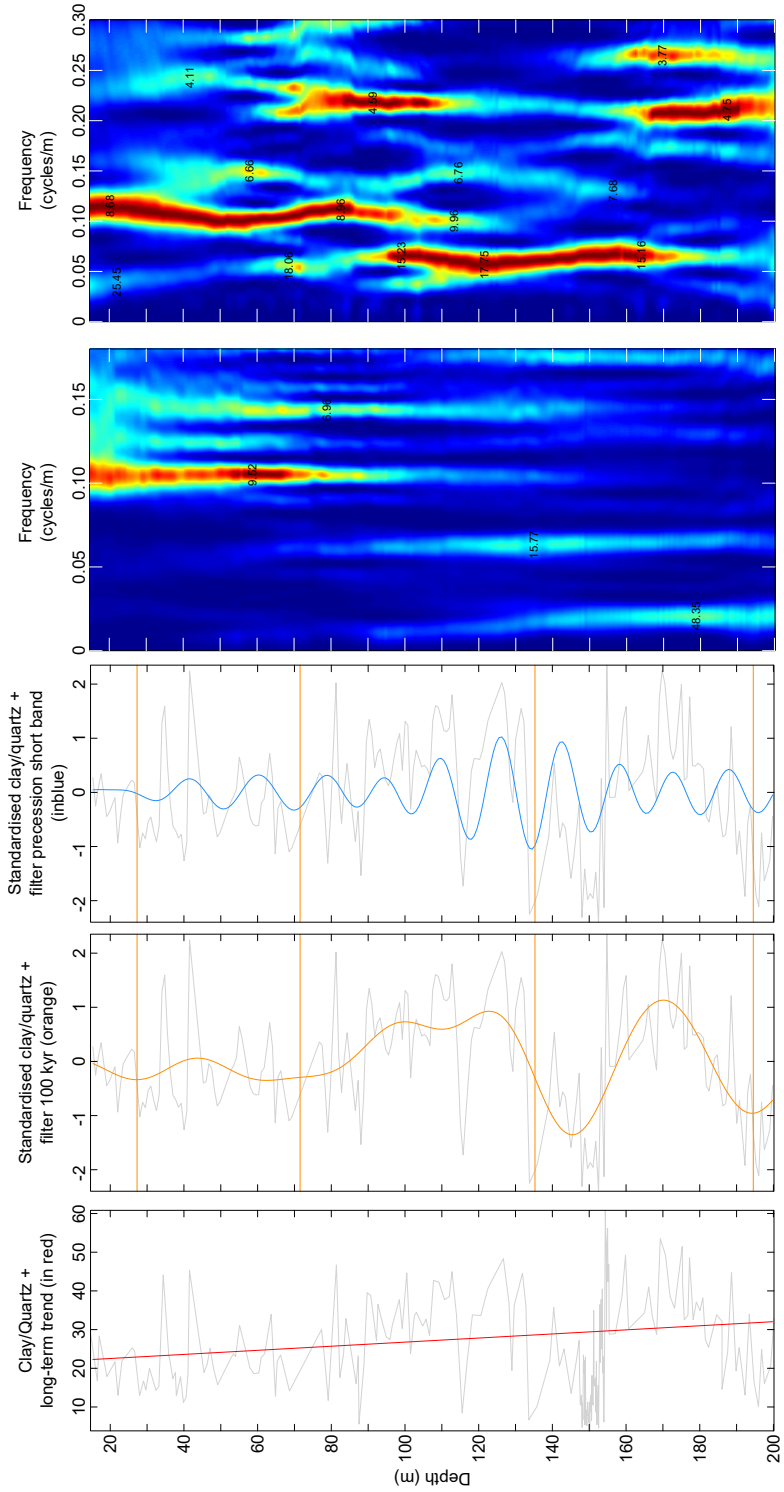


FIGURE 6.24 – **Analyses spectrales effectuées sur le rapport argiles/quartz du forage IG-1.**

Il a donc été décidé de comparer cette courbe obtenue avec celle obtenue dans le chapitre 5 sur le TOC.

La figure 6.25 résume les courbes issues de l'analyse spectrale avec le filtre à 100 000 ans.

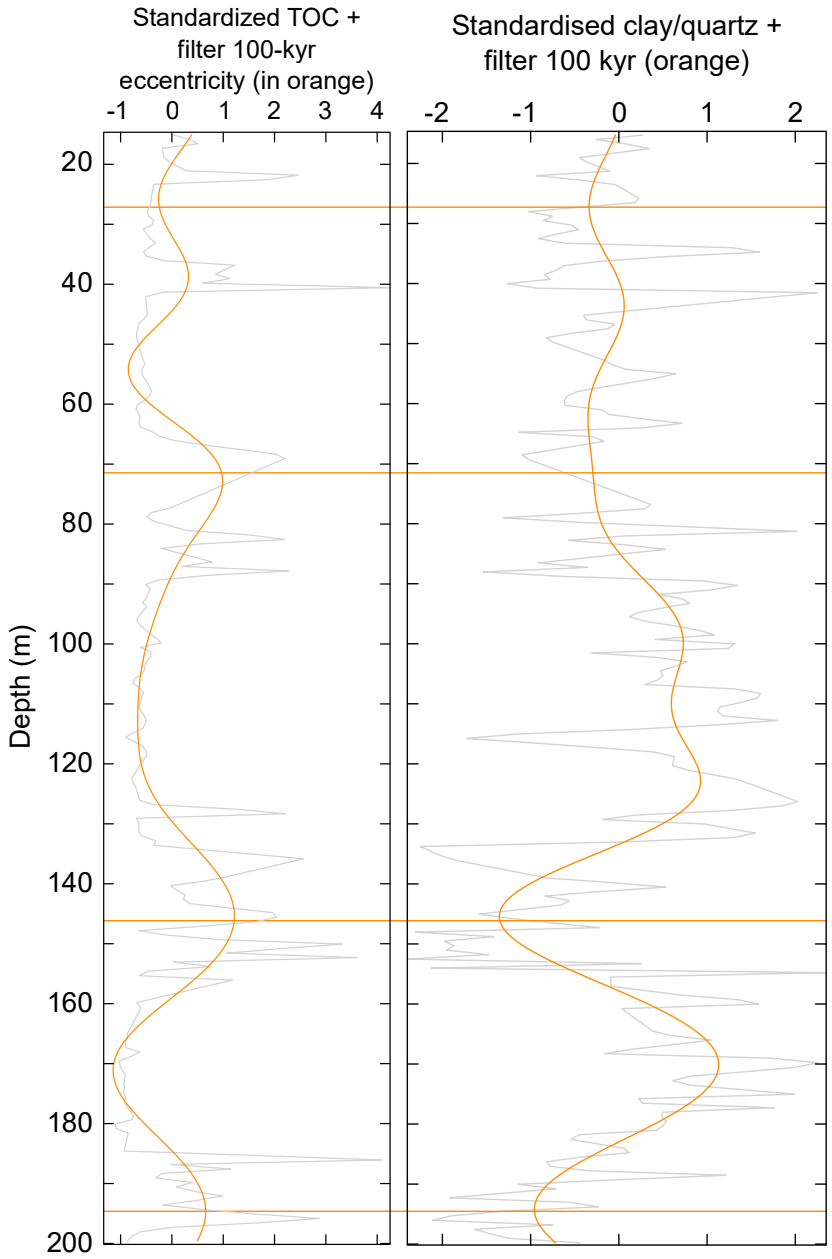


FIGURE 6.25 – **Analyses spectrales effectuées pour le filtre de petite excentricité sur le TOC et le rapport argiles/quartz du forage IG-1.**

Les deux paramètres montrent une anti-corrélation assez forte, qui est cependant moins marquée vers le sommet du forage.

Contrairement aux résultats obtenus sur le rapport K/I, le rapport argiles/quartz semble donc bien être, comme pour le TOC, dirigé par les cycles astronomiques. Dans ce cas précis, la question d'un lien entre les niveaux riches en matière organique et une forte proportion de quartz se pose à nouveau, et ce résultat pourrait potentiellement découler, par exemple et comme précédemment suggéré, d'un rôle de l'intensité du volcanisme sur la préservation de la matière organique. Ainsi, cela mènerait à

de forts taux de TOC en période de volcanisme intense, couplés à de faibles rapports argiles/quartz en raison de la précipitation *in situ* du quartz à partir de silice volcanogène.

Pour déterminer l'importance de l'excentricité au cours du temps, il est donc nécessaire, d'une part, d'effectuer les analyses cyclostratigraphiques sur plusieurs proxies, et d'autre part, de connaître les mécanismes sous-jacents (et probablement liés d'une quelconque manière) à la formation des sédiments concernés par les fortes amplitudes du signal obtenu. D'après les résultats cohérents présentés dans les chapitres 5 et 6 (TOC et rapport argiles/quartz), une forte amplitude positive de la courbe indiquant les cycles de petite excentricité peut indiquer aussi bien une forte ellipticité qu'une forte circularité. Cet aspect sera discuté dans le 7.

En conclusion de cette étude cyclostratigraphique préliminaire, il est crucial, particulièrement dans le domaine continental, de prendre en compte les biais qui peuvent perturber les résultats, tels que les changements rapides d'environnements de dépôt, et donc de lithologies, et les épisodes d'érosion ou de non-dépôt associés. Pour pallier ces biais, une étude plus approfondie pourrait être réalisée sur un intervalle de lithologies fines dans les forages IG-1 et CHE-1, à l'aide d'un proxy analysé à très haute résolution (GR, susceptibilité magnétique, fluorescence des rayons X...).

6.6 Résultats majeurs

Ce sixième chapitre a eu pour but de faire un état de l'art sur la minéralogie des dépôts, ici les minéraux argileux, et leur utilisation dans le domaine continental. Les assemblages argileux ont été déterminés, avec une résolution importante encore jamais atteinte dans de tels environnements, par DRX dans différents forages et coupes, répartis stratigraphiquement dans les bassins d'Autun et de Decize-La Machine, afin de déterminer si d'une part ces assemblages variaient au cours du temps, et si d'autre part ces variations pouvaient résulter de modifications paléoclimatiques.

En résumé, le travail a montré que :

- les minéraux argileux sont les mêmes dans tous les forages et coupes analysés, quels que soient les bassins ;
- la diagenèse d'enfouissement est relativement faible, permettant de tracer l'origine environnementale des argiles observées ;
- les assemblages argileux montrent des variations cycliques notamment dans le rapport K/I interprété comme les fluctuations du *runoff*, c'est-à-dire des précipitations qui ont pu jouer à la fois sur la pédogenèse et le remaniement possible d'anciens sédiments ;
- ces variations, en tout cas dans le bassin d'Autun, sont synchrones d'un forage à l'autre, signifiant très probablement des modifications climatiques (*i.e.* variations dans le régime des précipitations continentales) ;
- en revanche, du fait que les mêmes variations s'observent dans le bassin de Decize-La Machine mais que le manque de données radiométriques ne permet pas de s'assurer du caractère synchrone de ces variations de l'assemblage argileux d'un bassin à l'autre, celles-ci ne peuvent être expliquées comme résultant seulement du climat ;
- en raison du manque de données pour l'Autunien supérieur, l'évolution climatique à partir des cortèges argileux est restreint à l'Autunien inférieur, et à cette échelle temporelle, il n'est pas possible de voir de grandes tendances évolutives du climat en lien avec le changement climatique majeur de long terme de la fin du Paléozoïque ;
- à plus petite échelle de temps, des cycles astronomiques sont enregistrés par la minéralogie des sédiments.

Le modèle de dépôt pour les bassins d'Autun et de Decize-La Machine a été contraint par des méthodes sédimentologiques et géochimiques, complétées par une approche minéralogique de l'assemblage argileux afin d'essayer de préciser les paléoclimats. Cette dernière approche a aussi souligné que l'environnement de dépôt pouvait jouer un rôle sur cet assemblage minéralogique. Par conséquent, il est donc important de mettre en perspective l'ensemble des résultats obtenus par les différents proxies utilisés afin de percevoir les bassins dans leur contexte de sédimentation complet.

Chapitre 7

Confrontation des résultats et discussion générale

Les chapitres précédents ont proposé, via différents proxies (sédimentologiques, minéralogiques, géochimiques et cyclostratigraphiques), des reconstitutions paléoenvironnementales et paléoclimatiques pour les bassins fini-carbonifères à permiens du nord-est du Massif central. Ce chapitre a pour but de confronter l'ensemble des interprétations qui en ressortent afin de reconstituer l'histoire géodynamique de ces bassins et ainsi répondre aux questions posées dans le cadre de cette thèse (chapitre 1).

Dans un premier temps seront abordés les différents facteurs pouvant influencer les interprétations qui seront réalisées par la suite, et qu'il est nécessaire de prendre en compte.
Dans un second temps, les données de datation radiochronologique et celles acquises par cyclostratigraphie seront confrontées afin de mieux contraindre les durées de remplissage des bassins sédimentaires étudiés.
Dans un troisième temps, les différents proxies utilisés seront mis en parallèle, puis discutés dans le but de rechercher des relations entre eux, et ainsi identifier des tendances d'évolution paléoenvironnementales et paléoclimatiques qui ont contrôlé la dynamique sédimentaire des bassins.
Enfin, dans un quatrième et dernier temps, l'évolution géodynamique des bassins étudiés sera comparée à plus large échelle spatio-temporelle avec d'autres régions de la Pangée (Europe de l'ouest, Pangée équatoriale de l'ouest et de l'est) ; une tentative de mise en perspective globale vis-à-vis du contexte paléogéographique-tectonique-climatique de long terme observé à la fin du Paléozoïque conclura ce chapitre.

7.1 Préservation des bassins fini-carbonifères à permiens

Dans les articles soumis de Mercuzot et al. (a) et Mercuzot et al. (b), il est évoqué de probables connexions paléogéographiques entre les bassins fini-carbonifères à permiens du nord-est du Massif central et du sud du bassin de Paris, voire à l'échelle ouest-européenne. Ces connexions aujourd'hui non manifestes (systèmes de grands lacs ou bien liaisons par des rivières) impliquent qu'une grande partie des dépôts sédimentaires a été érodée depuis, questionnant sur la représentativité de l'enregistrement des différents paramètres qui varient à l'époque de la sédimentation, ce qui revient à poser la question usuelle mais fondamentale suivante : est-ce que les dépôts sédimentaires préservés, et aujourd'hui analysables, reflètent bien les conditions géodynamiques de l'époque ?

La figure 7.1 montre les principaux facteurs influençant la nature et la géométrie des sédiments dans les bassins, ainsi que les paramètres provoquant la disparition et le manque d'informations (*i.e.* biais de préservation : diagenèse et érosion, renforcés par les possibles nombreuses lacunes sédimentaires) dans le registre sédimentaire disponible actuellement.

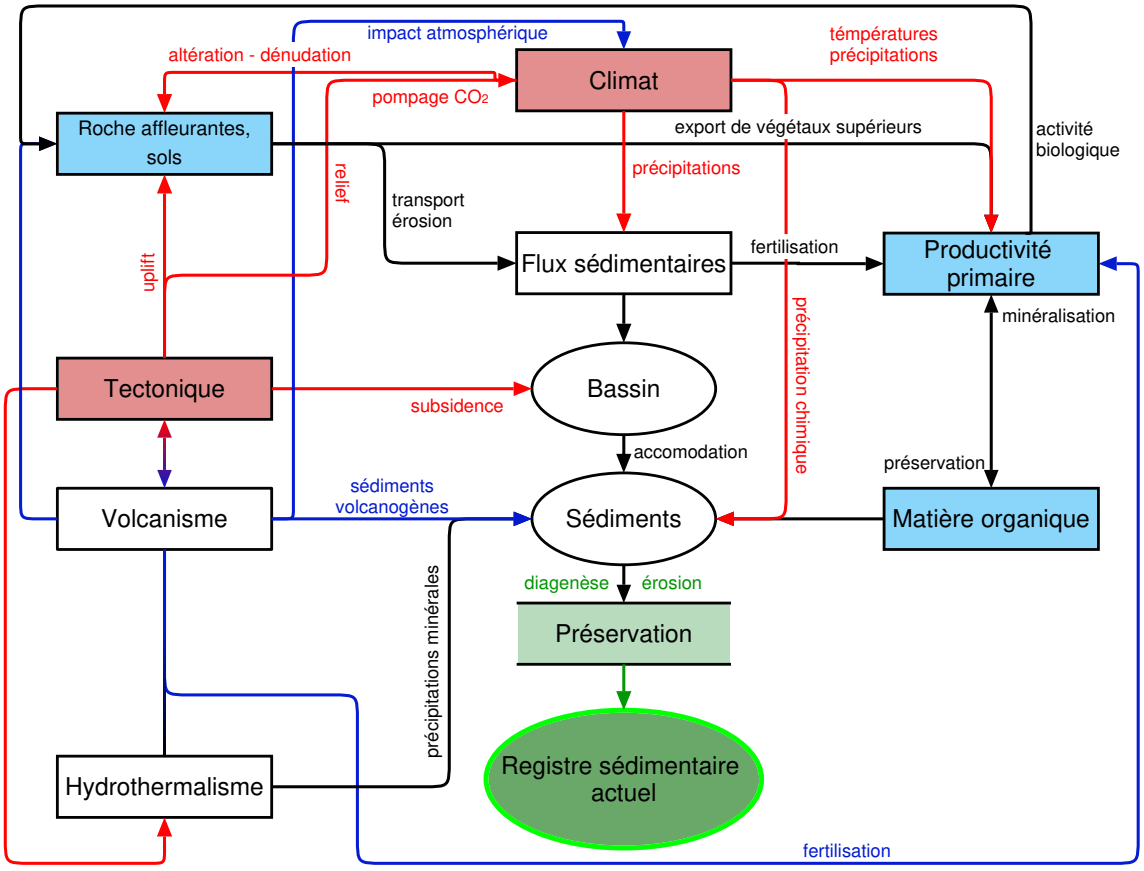


Figure 7.1 – **Facteurs influençant la sédimentation et la préservation des bassins sédimentaires (*e.g.* carbonifère-permiens du nord-est du Massif central). En encadrés rouges sont représentés les deux facteurs allocycliques majeurs gouvernant la sédimentation dans un bassin. Les flèches rouges représentent les effets que ces facteurs provoquent. En encadrés bleus sont représentés les paramètres propres au bassin (échelle locale, *in-situ*).**

On conçoit ainsi que les archives sédimentaires actuelles des bassins étudiés au cours de cette thèse sont disparates et très incomplètes. Il est donc délicat de déterminer l'impact des différents mécanismes jouant au moment de la sédimentation ainsi que leur évolution dans le temps. En conclusion, il est donc nécessaire de garder ces mécanismes en mémoire et de les prendre en compte lors de toute tentative d'interprétation paléogéodynamique (*i.e.* tectonique *vs.* climat).

7.2 Contrainte sur les durées de remplissage des bassins

Les datations U-Pb effectuées par LA-ICP-MS dans le bassin de Decize-La Machine n'ont pas permis d'obtenir des âges suffisamment précis pour contraindre les âges de la base et du sommet des séries, ce qui ne permet pas d'estimer des taux de sédimentation sur la période enregistrée (chapitre 3). En revanche, les datations U-Pb effectuées par CA-ID-TIMS dans le bassin d'Autun (chapitre 4) ont fourni des âges précis vers la base et le sommet de la pile sédimentaire préservée. De ce fait, des corrélations temporelles précises entre ces deux bassins ne peuvent être clairement envisageables, ni sur la base de datations radiométriques, ni sur la base de cycles stratigraphiques, ou encore sur des arguments géochimiques (il a en effet été montré dans le chapitre 5 que les variations dans les cycles du carbone et de l'azote étaient dues à des effets locaux), ou sur des arguments minéralogiques (qui plus est sensibles à des effets locaux de diagenèse, de préservation de matière organique…, voir chapitre 4), puisque les variations du climat se produisent à court terme (*i.e.* à une échelle inférieure à celle d'un forage) et peuvent donc se répéter dans le temps. Il est donc d'une importance capitale de réussir à dater précisément les séries de la région de Lucenay-lès-Aix par des datations U-Pb par CA-ID-TIMS (en cours à l'université de Toronto, Canada).

7.2.1 Estimer les taux de sédimentation

Dans le chapitre 4 sont calculés des taux de sédimentation pour le bassin d'Autun, et une estimation des durées nécessaires au dépôt des séries sédimentaires constituant les forages IG-1 et CHE-1. Pour rappel, les durées minimales de cette sédimentation (sans prendre en compte les lacunes de sédimentation possibles) sont estimées entre 335 000 ans et 433 000 ans (moyenne de 378 000 ans) pour le forage IG-1 et entre 850 000 ans et 1 098 000 ans (moyenne de 958 000 ans) pour le forage CHE-1.

Le taux de sédimentation moyen calculé pour le bassin d'Autun de 1,1 mm/an est cohérent avec celui de lacs actuels, tels que le lac Supérieur (États-Unis), où les taux de sédimentation oscillent

entre 0,1 et 2 mm/an (Kemp et al., 1978), le lac Ontario avec des taux entre 0,3 et 2,2 mm/an (Kemp and Harper, 1976), le lac Erié avec des taux entre 0 et 7,4 mm/an (Kemp et al., 1977), et avec le lac Huron avec de taux de 0,2 à 2,1 mm/an (Durham and Joshi, 1980). Cependant, le lac Titicaca (Pérou et Bolivie, en contexte d'extension tardi-orogénique, Lavenu et al., 1981), présente des taux de sédimentation plus faibles, entre 0,1 et 0,16 mm/an (Tapia et al., 2003), possiblement dus à des apports sédimentaires beaucoup plus faibles (région froide et aride).
Du fait de l'absence d'âges radiochronologiques précis dans le bassin de Decize-La Machine, il est impossible d'obtenir des taux de sédimentation précis en se basant sur les âges obtenus et sur les proportions respectives des trois lithologies majeures (argiles, charbon et sables), ainsi que sur leurs taux estimés de compaction (respectivement environ 3,3, 7 et 1). Étant donné que les dépôts de ce bassin sont beaucoup plus proximaux que ceux du bassin d'Autun, et donc probablement plus soumis à des épisodes érosifs, il n'est pas possible de faire l'hypothèse que 1 000 m de sédiments dans le bassin de Decize-La Machine se déposent sur la même durée que 1 000 m de sédiments dans le bassin d'Autun. Il y a donc de trop grandes inconnues pour estimer des taux de sédimentation dans la région de Lucenay-lès-Aix.

7.2.2 Approche cyclostratigraphique

Un autre moyen d'estimer les durées de dépôt des deux forages CHE-1 et IG-1 est de recourir à la cyclostratigraphie. La section ci-dessous présente des résultats préliminaires obtenus grâce à cette méthode sur du matériel issu des bassins d'Autun et de Decize-La Machine ; ces résultats sont à prendre avec beaucoup de précautions, d'une part en raison des nombreuses inconnues existantes (*e.g.* continuité du registre sédimentaire ?), et d'autre part du fait que les analyses cyclostratigraphiques sont habituellement effectuées sur des séries sédimentaires les plus continues possible, *i.e.* déposées en domaine distal, loin de la sédimentation événementielle, avec un environnement de dépôt constant et un échantillonnage à très haute résolution.
Comme vu dans les chapitres 5 et 6, certains paramètres géochimiques et minéralogiques des forages IG-1 et CHE-1 répondent à des forçages astronomiques au cours du temps (*e.g.* le TOC). Dans les deux forages, il a été mis en évidence un impact de la petite excentricité et de la précession des équinoxes sur les sédiments. La petite excentricité ayant une période d'environ 100 000 ans (représentés par des épaisseurs moyennes variant entre 45 et 65 m), indiquerait que la totalité des sédiments du forage IG-1 a pu se déposer en environ 300 000 à 350 000 ans. Il est néanmoins important de prendre en compte de potentielles lacunes sédimentaires pouvant supprimer certains cycles, surtout les cycles à plus petite échelle de temps tels que ceux de la précession. Cependant, cette durée de 300 000 ans environ est tout à fait cohérente avec celle obtenue par décompaction de séries sur ce forage, pour rappel s'échelonnant entre environ 335 000 et 433 000 ans.
Les variations dans les taux de sédimentation sont mises en évidence par l'épaisseur variable des différents cycles (même durée pour une épaisseur de sédiments déposée variable). Par exemple, le cycle court entre 190 et 150 m environ indique un faible taux de sédimentation, contrairement au cycle entre 150 et 70 m environ, indiquant une augmentation du taux de sédimentation, en cohérence

avec la présence de faciès beaucoup plus grossiers.
Pour le forage CHE-1, un peu plus de 9 cycles de petite excentricité sont mis en évidence par cyclostratigraphie, correspondant à une durée d'un peu plus de 900 000 ans, comparable là aussi à la durée trouvée par décompaction des sédiments (entre 850 000 ans et 1 098 000 ans pour une moyenne de 958 000 ans).

Ces données montrent que les deux méthodes utilisées pour calculer des durées de sédimentation donnent des résultats cohérents, même si la question de possibles lacunes sédimentaires persiste.

Pour le forage LY-F du bassin de Decize-La Machine, la méthode cyclostratigraphique montre la préservation de seulement 3 cycles de petite excentricité, soit environ 300 000 ans pour le dépôt des séries du forage. Ce forage, mesurant 325 m, soit 125 m de plus que le forage IG-1, se déposerait donc sur une période similaire. Cela montrerait que les taux de sédimentation ne sont pas les mêmes dans les deux bassins, la position proximale du forage LY-F provoquant de plus fréquentes et fortes érosions sans permettre la sédimentation d'épais niveaux de granulométries fines. Il se peut aussi que certains cycles ne soient pas préservés du fait de potentielles lacunes de sédimentation. Là aussi, il ressort la nécessité de dater plus précisément ce bassin pour mieux contraindre les données cyclostratigraphiques.

7.3 Corrélations temporelles intra- et interbassins à l'échelle du nord-est du Massif central

7.3.1 Corrélations au sein du bassin d'Autun par la cyclostratigraphie

Il est possible de comparer les résultats obtenus par cyclostratigraphie avec les corrélations effectuées entre les forages IG-1 et CHE-1 par Mercuzot et al. (b) et dans le chapitre 6 par géochimie (TOC). La figure 7.2 montre ces résultats cyclostratigraphiques et les corrélations obtenues basées sur la **sédimentologie**, la **stratigraphie séquentielle** et le **contenu en matière organique**.

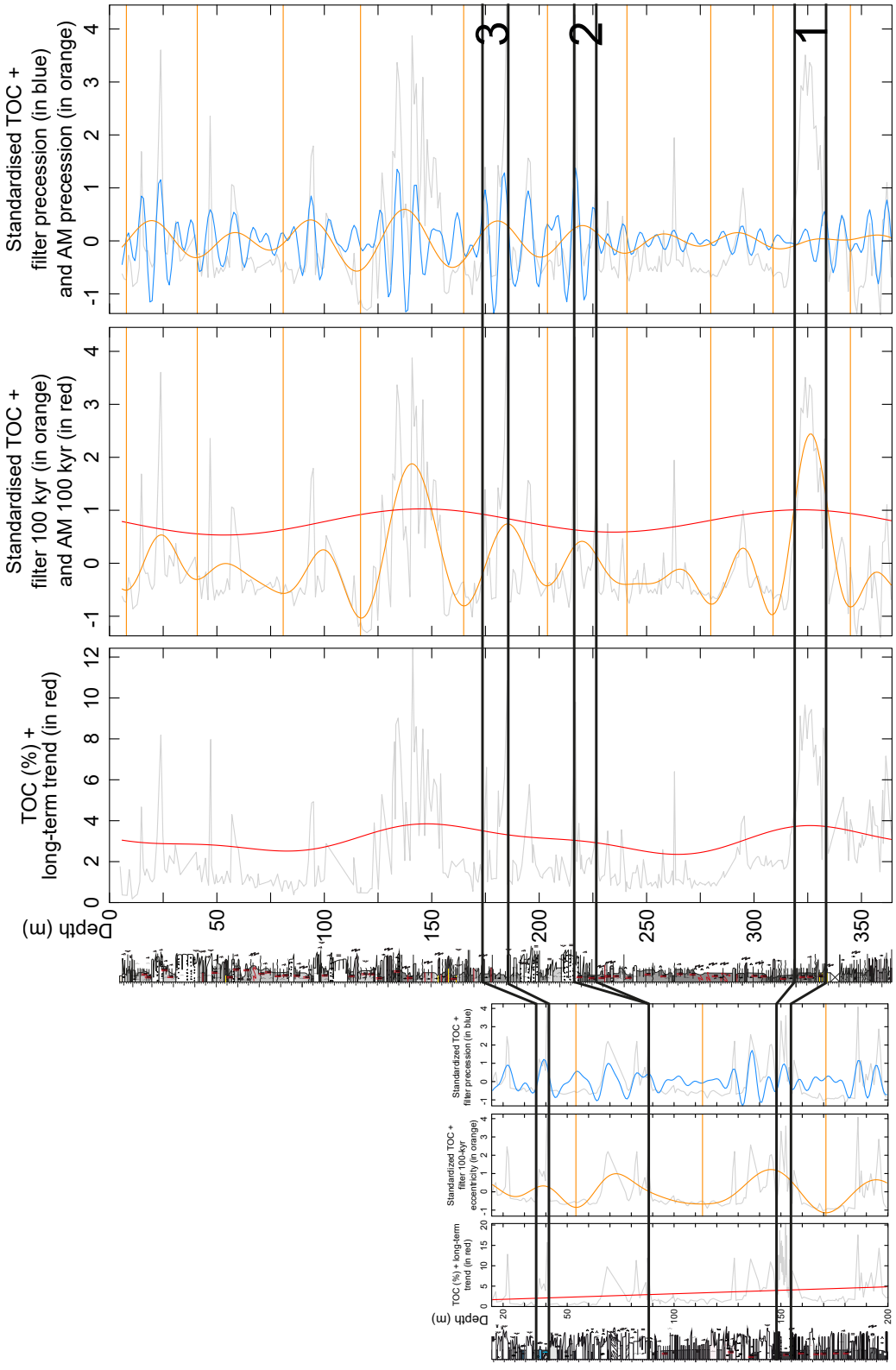


FIGURE 7.2 – **Analyses spectrales effectuées sur le TOC des forages IG-1 et CHE-1, reliées par les corrélations sédimentologiques de Mercuzot et al. (b).**

Pour les sédiments représentant la couche d'Igornay (corrélation 1, Fig. 7.2), la corrélation est justifiée, car l'intervalle se situe au sommet d'un cycle de petite excentricité dans les deux forages, à quelques mètres près. En revanche, la corrélation effectuée à environ 40 m dans IG-1 et 180 m dans CHE-1 (corrélation 3, Fig. 7.2), bien que se situant aussi vers le sommet d'un cycle, montre que le nombre de cycles de petite excentricité (et donc de précession) est plus important dans le forage CHE-1 entre la couche d'Igornay et cette corrélation 3. Cela peut s'expliquer de deux manières :

- soit les corrélations basées sur la sédimentologie et la stratigraphie séquentielle (Mercuzot et al., b) sont erronées, ce qui paraît peu probable au vu des ensembles stratigraphiques distingués dans le bassin d'Autun et les forages (couche d'Igornay, Grès Inférieurs et Supérieurs de Lally, couche de Lally),
- soit il manque des cycles astronomiques dans l'enregistrement sédimentaire du forage IG-1 pour l'intervalle entre les corrélations 1 et 3 (Fig. 7.2).

Cette seconde hypothèse est plus probable, d'autant plus que sur l'intervalle entre les corrélations 1 et 3 (Fig. 7.2), le forage IG-1 contient plus de lithologies grossières, *i.e.* plus de probabilités de contenir des surfaces d'érosion importantes. L'intervalle entre les corrélations 2 et 3 se corrèle plutôt bien au niveau des cycles astronomiques (un peu plus d'un cycle de petite excentricité représenté). En revanche, l'intervalle entre les corrélations 1 et 2 pose problème. Cela implique très probablement que les lithologies grossières présentes dans le forage IG-1 de 120 à 150 m environ ont contribué à l'érosion des séries fines précédemment déposées lors de leur mise en place. La figure 7.3 propose de nouvelles corrélations au sein de l'intervalle entre les corrélations sédimentologiques et par rapport aux cycles stratigraphiques 1 et 2.

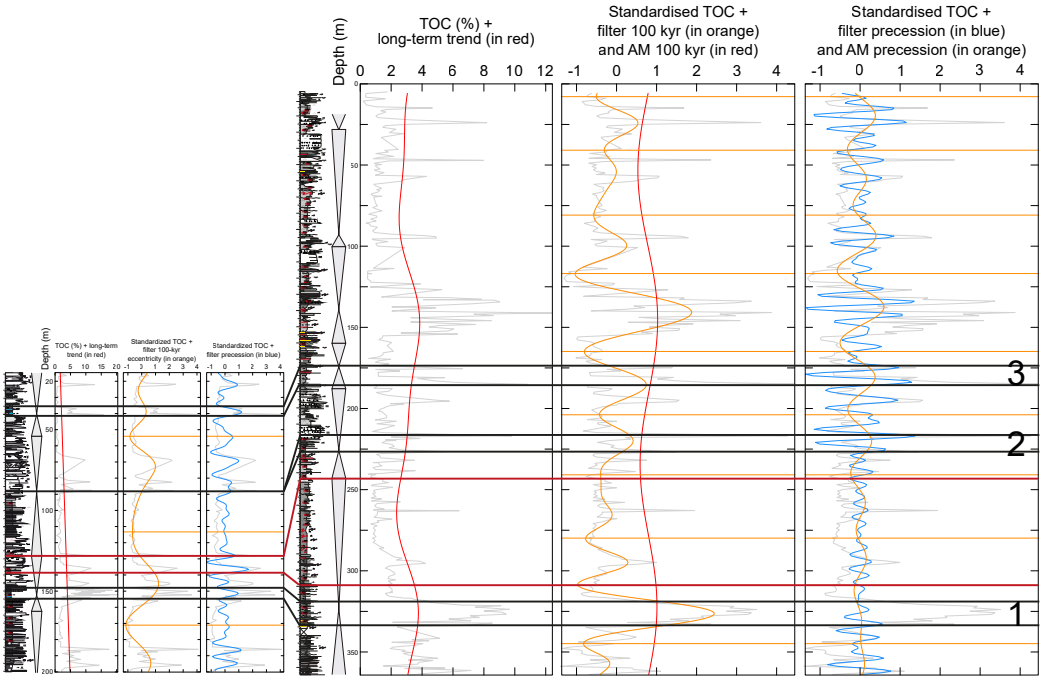


FIGURE 7.3 – **Analyses spectrales effectuées sur le TOC des forages IG-1 et CHE-1, reliées par les corrélations sédimentologiques de Mercuzot et al. (b) (en noir), ainsi que par les nouvelles corrélations basées sur les cycles astronomiques (en rouge).**

Cela implique que près de 70 m de sédiments se sont déposés dans le forage de CHE-1 pendant deux cycles d'excentricité, tandis qu'aucun dépôt n'a été préservé dans le forage IG-1 durant cette période. Le forage IG-1 étant plus proximal que CHE-1 (Mercuzot et al., b), il est possible qu'il y ait eu par exemple des périodes d'érosion sous-aquatique liée à l'activité du delta.

Les analyses cyclostratigraphiques montrent que les corrélations effectuées par Mercuzot et al. (b) à l'échelle des forages IG-1 et CHE-1 du bassin d'Autun sont cohérentes, mais impliquent qu'une partie des sédiments soit absente dans le forage IG-1, potentiellement du fait d'érosions et du principe du partitionnement volumétrique.

7.3.2 Corrélation interbassins via les datations absolues et relatives

Les séries sédimentaires des bassins du nord-est du Massif central sont inégalement datées (*e.g.* datation CA-ID-TIMS pour Autun, datation LA-ICP-MS pour Decize-La Machine), et les corrélations temporelles interbassins sont donc délicates. Comme suggéré par les articles Mercuzot et al. (a) et Mercuzot et al. (b), ces bassins étaient potentiellement connectés lors de leur remplissage, impliquant que les séries observables aujourd'hui représentent des paléodépocentres. Ces dépocentres résulteraient probablement de la tectonique extensive localisée au cours du Carbonifère supérieur, devenant progressivement de plus en plus régionale (subsidence thermique) au Permien.
Les datations relatives effectuées sur ces bassins indiquent que les dépôts préservés se constituent de

faciès stéphaniens et autuniens (*e.g.* Donsimoni, 1990; Pruvost, 1942). Comme vu dans le chapitre 1, le Stéphanien et l'Autunien sont des faciès floristiques et leur présence dépend donc directement de paramètres environnementaux locaux tels que le climat ou la configuration hydrologique du bassin (*e.g.* profondeur de la nappe phréatique), impliquant que la limite entre les deux faciès peut être diachrone d'un bassin à l'autre. Entre les bassins d'Autun et de Decize-La Machine, les datations radiochronologiques sont cohérentes (Pellenard et al., 2017; Ducassou et al., 2019, chapitres 3 et 4), indiquant que leurs séries recouvrent très probablement la limite Carbonifère-Permien et que la limite entre les deux faciès floristiques définis est sub-synchrone dans les deux bassins. Cependant, même en admettant cette dernière hypothèse, il n'est pas possible de s'assurer d'un caractère synchrone entre les dépôts des forages de la région de Lucenay-lès-Aix, présentant à leur base un faciès stéphanien et à leur sommet un faciès autunien, et ceux du bassin d'Autun, puisque les forages IG-1 et CHE-1 ne présentent que le faciès autunien, le stéphanien étant plus profond dans les séries du bassin.

7.3.3 Le point sur les autres méthodes de corrélation

Du point de vue de la stratigraphie séquentielle, les tendances progradantes et rétrogradantes doivent être synchrones entre les différents bassins si ceux-ci sont bien connectés. Néanmoins, sans datations précises, cette méthode ne permet pas, là aussi, de corréler les différents forages entre eux. En revanche, il est possible de s'attendre à des corrélations entre niveaux de charbon dans le bassin de Decize-La Machine et niveaux de black shales dans le bassin d'Autun, puisque ces dépôts se forment tous deux :

- en période de haut niveau de base (fin de cycle rétrogradant ou MFS, chapitre 3, Lv et al., 2017) ;
- en période de précipitations modérées et constantes (faibles flux sédimentaires, faible excentricité, faible *runoff*).

Pour l'évolution climatique déterminée par la minéralogie des argiles, on s'attend à observer des tendances similaires entre bassins puisque les substratums environnants sont sensiblement les mêmes (magmatiques, impliquant des sources érodées comparables) de même que pour les conditions paléoenvironnementales (proximité, mêmes latitude et position par rapport à la chaîne varisque), et surtout puisque le climat enregistré dans ces bassins semble être dirigé par des paramètres astronomiques.

Enfin, pour l'aspect géochimie, des corrélations pourraient être effectivement réalisées en se basant sur les excursions négatives du $\delta^{13}C_{org}$ induites par les dépôts riches en matière organique, mais du fait de la nature différente des dépôts entre les deux bassins (charbon *vs.* black shales différents producteurs primaires, donc différents fractionnements isotopiques), les valeurs absolues ne peuvent être comparées. Le $\delta^{15}N$, dépendant de conditions très locales telles que la distance au rivage et la

tranche d'eau sous laquelle se forment les black shales, ne peut être non plus utilisé.

Ainsi, seuls des nouveaux âges obtenus par CA-ID-TIMS dans le bassin de Decize-La Machine, avec des barres d'erreur similaires à celles obtenues dans le bassin d'Autun, permettraient d'effectuer des corrélations interbassins relativement précises et ainsi de vérifier les variations climatiques locales/régionales observées par minéralogie des argiles et géochimie du carbone, si les dépôts présents dans les différents forages étudiés s'avèrent synchrones.

7.4 Intégration à grande échelle des bassins étudiés

L'étude géochronologique des bassins de Decize-La Machine et d'Autun permet de préciser le cadre stratigraphique des bassins et de les intégrer dans la chronologie de l'ensemble des bassins formés dans un contexte géologique équivalent (tardi-orogénique, position sub-équatoriale) européens à mondiaux.

7.4.1 Comparaison avec les bassins français

Des corrélations entre quelques bassins fini-carbonifères à permiens français ont été effectuées dans l'article de Ducassou et al. (2019) (Fig. 7.4).

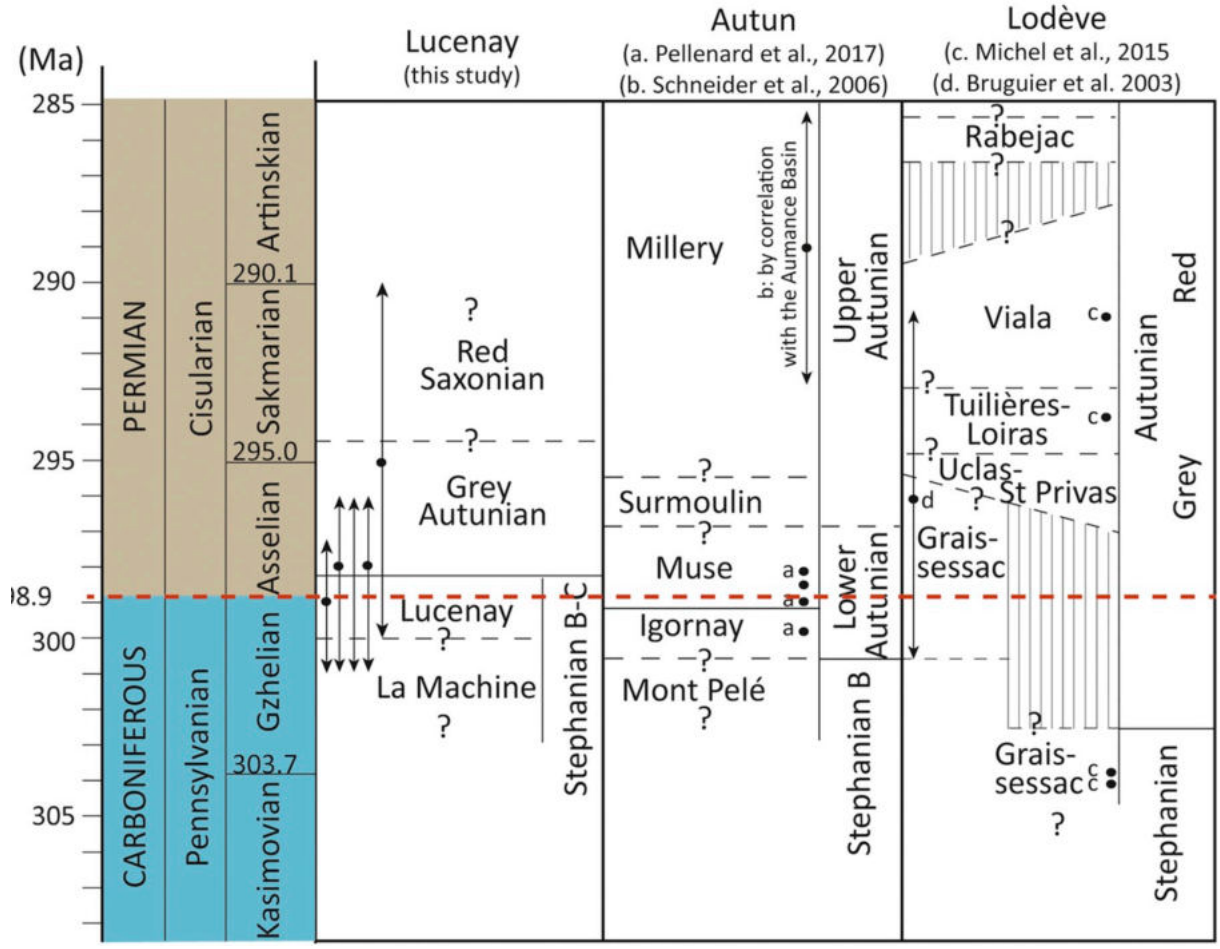


Figure 7.4 – **Corrélations entre les bassins de Decize-La Machine, d'Autun et de Graissessac-Lodève. Les points représentent les datations radiométriques, et les flèches leurs barres d'erreur respectives. D'après Ducassou et al. (2019). Cette figure nécessite néanmoins d'être mise à jour avec les nouveaux âges radiométriques obtenus dans le cadre de cette thèse sur le bassin d'Autun (restreint à l'Assélien).**

Les nouveaux âges obtenus au cours de cette thèse pour la partie supérieure du bassin d'Autun remettent en question ces corrélations, la série sédimentaire du bassin d'Autun étant en réalité restreinte à la base de l'Assélien (Cisuralien inférieur). Cela implique que les séries du bassin de Decize-La Machine peuvent aussi s'être déposées sur un court intervalle de temps, *i.e.* au cours de l'Assélien seulement. Si les séries du bassin de Lodève sont bien contraintes temporellement, cela signifie que la quasi-totalité des séries du bassin d'Autun, à cheval sur la transition Carbonifère–Permien, se corrèle avec les séries de Graissessac et non celles de Lodève. Ainsi, l'ensemble de la série du bassin d'Autun se situerait dans un intervalle à dominance humide, ne permettant donc pas de mettre en évidence la grande tendance permienne à l'aridification. De la même façon, les séries du bassin d'Autun ne représenteraient qu'une partie minime des séries préservées dans les bassins allemands, tchèques et africains, et représenteraient donc un intervalle stratigraphique permien très incomplet.

Les nouvelles datations sont source de nouvelles implications à l'échelle des bassins du nord-est du Massif central et du sud du bassin de Paris. Sous les dépôts méso-cénozoïques du bassin de Paris (bassins de Brécy, Contres et Arpheuilles), l'épaisseur maximale des séries sédimentaires carbonifères et permiennes (dépocentre majeur), plus importante que dans les bassins affleurants du fait de leur protection des érosions postérieures par la préservation des séries mésozoïques sus-jacentes, est estimée à 3 500 m environ (Beccaletto et al., 2015; Soreghan et al., accepted).

Le profil sismique du bassin de Brécy (sud du bassin de Paris) présenté ci-dessus (Fig. 7.5) montre que la base des séries est riche en matière organique (probablement en charbon associé à des faciès probablement stéphaniens, Beccaletto et al., 2015). Par comparaison avec les séries étudiées dans les bassins affleurant aux alentours dans ce travail, les niveaux riches en matière organique sont centrés sur la limite Carbonifère-Permien. Il est donc probable que les séries sédimentaires préservées sous le bassin de Paris comprennent cette limite à leur base, puis des sédiments permiens jusqu'à la base du Trias. Comme ce bassin est situé à proximité des bassins d'Autun et de Decize-La Machine, et que leurs histoires sont liées (même contexte paléogéographique/paléotectonique : au nord des reliefs varisques, au sud de la suture varisque principale), le taux de sédimentation à la base des séries préservées dans le bassin de Brécy doit être relativement proche de celui calculé pour le bassin d'Autun. Au cours du temps, le contexte tectonique évolue, passant du désépaississement tardi-varisque matérialisé par une subsidence forte et localisée (fort contrôle par faille), à une subsidence à dominance thermique de plus grande longueur d'onde, puis à un uplift pré-triasique attesté par le basculement du Permien (Beccaletto et al., 2015).

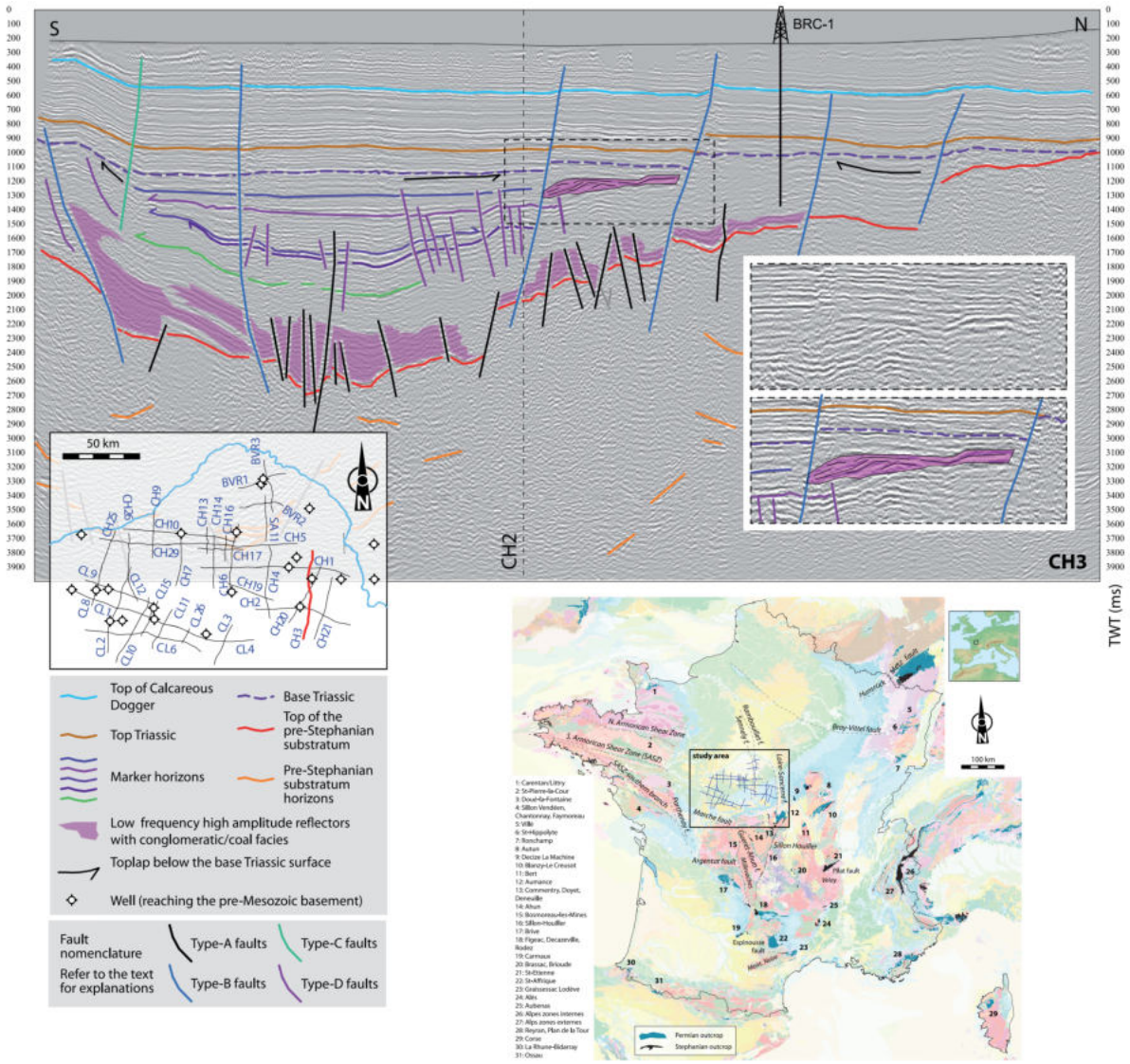


Figure 7.5 – **Ligne sismique interprétée du bassin de Brécy (sud-est du bassin de Paris). Le violet représente des séries sédimentaires riches en charbon (Stéphanien ?). D'après Beccaletto et al. (2015).**

Aucun âge n'étant disponible sur ces séries, il n'est par conséquent pas certain que l'ensemble du Permien soit déposé/préservé. Cependant, à la vue des épaisseurs estimées, une bien plus grande partie du Permien est préservée dans ces bassins comparativement aux bassins d'Autun et de Decize-La Machine. Il est toutefois à noter que l'ensemble du remplissage du bassin d'Autun (soit environ 1 km de sédiments) s'est effectué en maximum 2,45 Ma, donc si les bassins localisés sous le méso-cénozoïque du bassin de Paris enregistrent tout le Permien, cela implique que les taux de sédimentation ont très nettement diminué entre la base et le sommet de l'étage (ce qui serait en accord avec l'évolution du contexte tectonique d'une subsidence localisée et rapide devenant plus régionale et lente), et/ou que les séries comportent de nombreuses lacunes sédimentaires. Ainsi, le Permien préservé sous le bassin de Paris pourrait soit montrer :

- une série quasi-complète mais de plus en plus condensée (enregistrement sédimentaire ayant une résolution décroissante au cours du temps),
- une série quasi-complète (tout le Permien) mais discontinue, avec de nombreuses lacunes sédimentaires,
- une série partiellement complète du fait de l'érosion antétriasique plus ou moins importante.

7.4.2 Comparaisons à l'échelle ouest-européenne

Les bassins carbonifères et permiens étudiés dans ce travail ainsi que les bassins situés sous la couverture méso-cénozoïque du bassin de Paris sont comparables à d'autres bassins continentaux européens tels que les bassins allemands, polonais et tchèques (Fig. 7.6), dans le sens où leur contexte géodynamique (tectonique et climatique) est, au premier ordre, similaire.

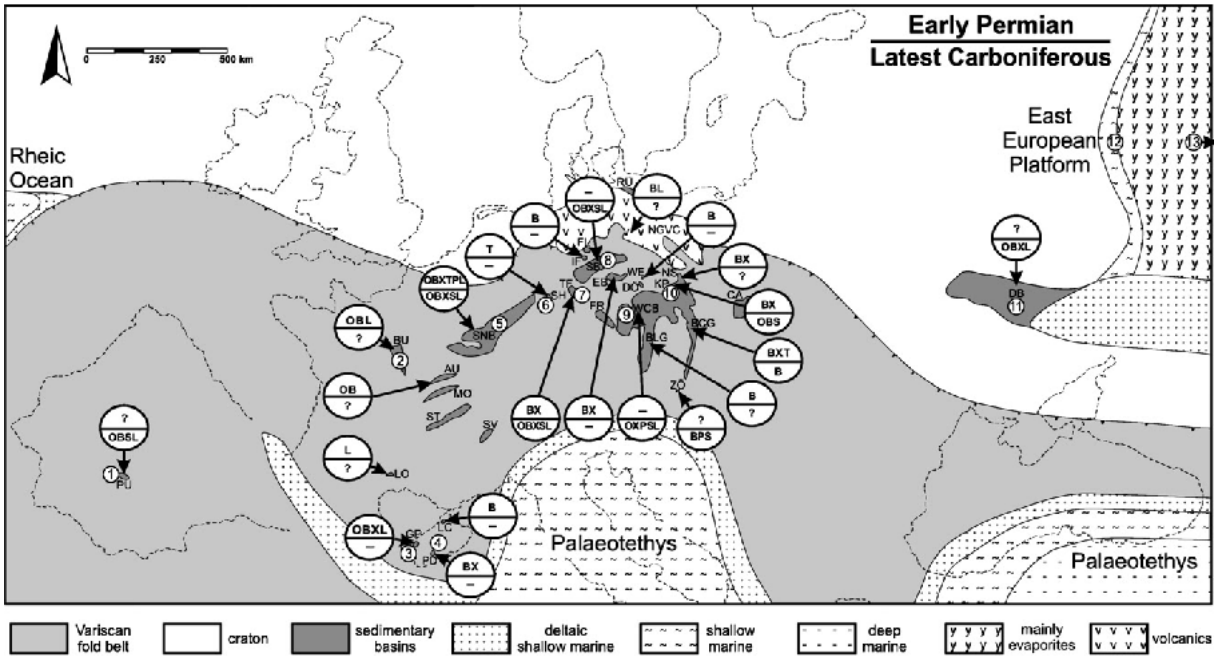


FIGURE 7.6 – **Localisation des principaux bassins carbonifères à permiens en Europe. D'après Fischer et al. (2013).**

Si le cadre tectonique n'est pas parfaitement connu dans le détail pour tous ces bassins, il est tout de même associé à un régime extensif tardi-orogénique lié à l'effondrement gravitaire de la chaîne varisque. Comme abordé dans le chapitre 1, certains de ces bassins se mettent en place au mur de décrochements (*e.g.* bassin de Blanzy-Le Creusot), failles normales (*e.g.* bassin d'Autun, *a priori*), ou détachements associés à des MCC (*e.g.* bassin de Lodève).

La figure 7.7 montre des corrélations effectuées entre différents bassins européens (français, allemands et tchèques) et africains (bassin du Karoo), contraintes par des données radiochronologiques et biostratigraphiques (amphibiens, insectes...).

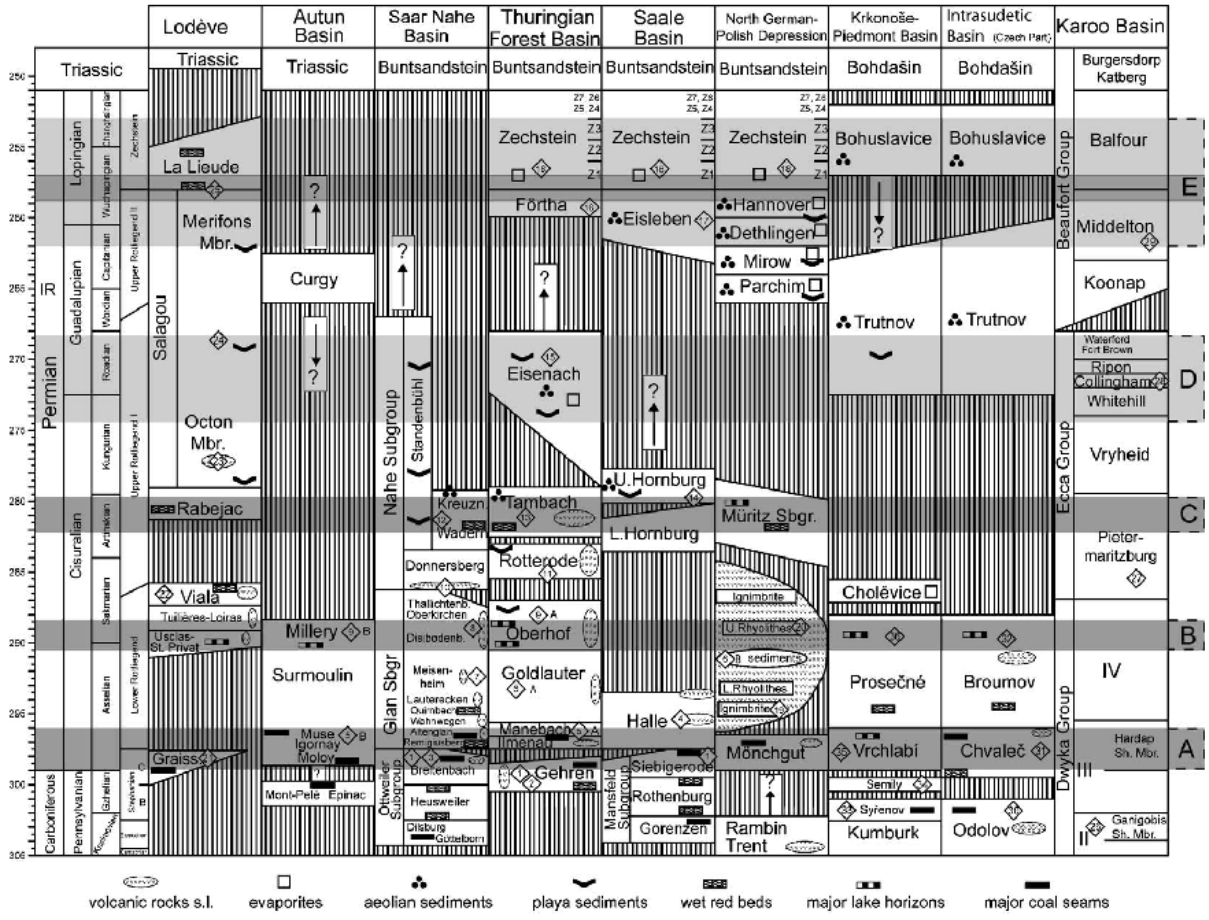


FIGURE 7.7 – **Corrélations entre bassins varisques à l'échelle de l'Europe et de l'Afrique. Les intervalles gris représentent différentes phases climatiques. D'après Schneider et al. (2006).**

Pour chacun des bassins ouest-européens (exceptés ceux étudiés dans cette thèse), à la limite Carbonifère–Permien, la transition climatique d'un climat à dominance humide vers un climat de plus en plus aride (saisonnalité croissante) est repérée, basée sur des indices sédimentologiques et paléobotaniques (*e.g.* Schäfer, 2011; Opluštil et al., 2013). Cette transition climatique, est, comme évoquée précédemment, à considérer avec prudence du fait du possible impact de la tectonique (diminution progressive de la tranche d'eau du lac) imitant une aridification (Pochat and Van Den Driessche, 2011). Dans ces bassins, les séries sédimentaires sont néanmoins plus complètes que dans les bassins du nord-est du Massif central français (Fig. 7.7) et montrent, plus haut dans la stratigraphie, la présence de *red beds* (argilites-siltites rouges, attribuées à des climats variés mais contenant de nombreux paléosols, *e.g.* Opluštil et al., 2013).

Cette transition climatique ne s'enregistre pas (ou peu) dans les bassins étudiés étant donné que les nouvelles datations développées dans le chapitre 4 pour le bassin d'Autun montrent que ces bassins enregistrent essentiellement l'Assélien, ne permettant donc pas d'observer des variations paléogéo-

dynamiques (tectoniques, paléogéographiques et climatiques) sur le long terme.

7.5 Représentativité climatique et environnementale des séries sédimentaires carbonifères et permiennes étudiées

Le chapitre 6 a mis en évidence un potentiel, et probable, enregistrement de modifications climatiques dans les bassins d'Autun et de Decize-La Machine. La figure 7.8 rend compte de la complexité des paramètres dirigeant le climat et de leurs interactions, soulignant la nécessité de bien connaître le contexte géologique dans lequel s'inscrivent les séries sédimentaires étudiées, afin de déterminer quels paramètres principaux peuvent influencer le climat en un temps donné. Ces paramètres sont donc nécessaires à considérer dans des reconstitutions climatiques, afin, d'une part, de savoir si ce qui est observé dans les sédiments est bien le reflet du climat et non d'un autre paramètre seul (*e.g.* changement de source *vs.* changement de mode d'altération dépendant du climat), et d'autre part, de déterminer si les modifications climatiques enregistrées sont :

- le reflet d'une modification climatique globale réelle ou d'une modification paléogéographique entraînant un changement latitudinal et donc de ceinture climatique de la zone d'étude (*e.g.* migration des continents vers le nord au Permien, Golonka and Ford, 2000) ;
- d'échelle locale (impactées par des paramètres locaux, *e.g.* relief, couvert végétal, paléogéographie, vents, précipitations...), ou régionale à globale (*e.g.* circulations océaniques et atmosphériques, variations des paramètres orbitaux...) ;
- de court ou de long terme (*e.g.* cycles de Milankovitch *vs.* changement de configuration paléogéographique).

Ainsi, lors des reconstitutions paléoclimatiques à l'échelle d'un bassin, il est nécessaire de tenir compte de la paléogéographie et des paléoreliefs (*e.g.* relief local, proximité avec le domaine marin...) pour pouvoir déterminer si le climat observé reflète des variations locales ou globales.

Plusieurs biais peuvent être introduits dans les reconstitutions paléoclimatiques des périodes dont les paléoenvironnements locaux ne sont pas suffisamment bien contraints. Par exemple, un bassin sédimentaire précis, *e.g.* représenté par un lac ou un marécage, va favoriser l'enregistrement d'un climat à dominance humide, car les environnements humides sont mieux préservés que les environnements arides. Ainsi, localement, la nappe d'eau peut être haute, induisant une végétation et des dépôts de milieu humide, alors que régionalement ou globalement, la tendance climatique dominante est à l'aridité. Les données palynologiques sont donc cruciales à prendre en compte (préservation des pollens transportés dans les milieux humides représentant la végétation allochtone) avant de réaliser une étude climatique systématiquement basée sur les macrorestes locaux (*e.g.* préservation de forêts *in-situ*, comme la forêt pétrifiée de Chemnitz en Allemagne). De tels exemples sont trouvés actuellement, tels que les deltas en domaine aride. Localement, la flore indique un milieu

humide, et sera préférentiellement préservée, alors que régionalement l'aridité domine, avec peu ou pas de végétation (*e.g.* delta du Nil, Fig. 7.9).

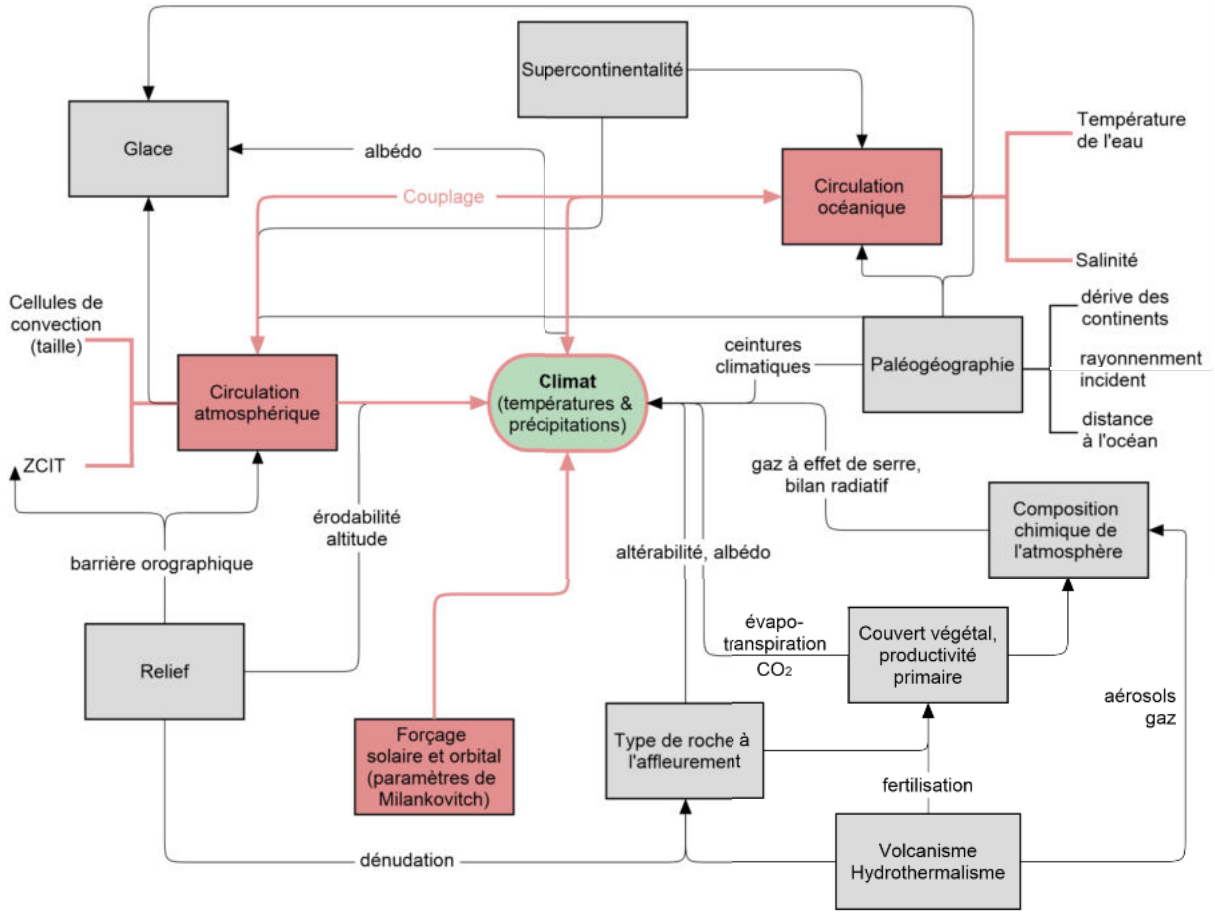


FIGURE 7.8 – **Principaux facteurs pouvant influencer le climat et leurs interactions. ZCIT : zone de convergence intertropicale.**

De manière similaire, l'enregistrement d'une végétation de milieu aride peut en réalité dépendre de l'altitude locale (*e.g.* augmentation de l'altitude entraînant le développement d'une flore de milieu aride) et donc ne pas être représentative du climat régional.

Enfin, un des grands biais mis en avant dans le cadre de reconstitutions climatiques dans les bassins de type graben ou hémigraben comme on peut trouver au Carbonifère-Permien (*e.g.* bassin d'Autun) est la confusion entre l'enregistrement de variations climatiques et tectoniques. Par exemple, dans ces bassins, les séquences stratigraphiques montrent toutes une tendance à l'aridification, particulièrement bien exprimée au cours du Permien. Cependant, l'étude de Pochat and Van Den Driessche (2011) souligne que les indices sédimentaires et paléontologiques peuvent à la fois signer des modifications climatiques (*e.g.* aridification progressive), et des modifications tectoniques (*i.e.* ralentissement de la subsidence au cours du temps et comblement du bassin).

FIGURE 7.9 – **Photographie aérienne du delta du Nil (Égypte) montrant le contraste entre zone humide (petite surface) et zone aride (grande surface).**

L'histoire tectono-sédimentaire des bassins fini-carbonifères à permiens français se caractérise généralement par un bassin profond et étroit avec un remplissage fluviatile devenant progressivement lacustre, puis par une diminution de la profondeur du bassin entraînée par une subsidence de plus en plus régionale (thermique) et des flux sédimentaires excédant cette dernière, amenant à des dépôts de type playa-lake, puis à nouveau fluviatiles, l'ensemble de cette histoire se produisant à volume constant, excepté si un changement climatique intervient (*e.g.* aridification augmentant l'évaporation). L'étude de Pochat and Van Den Driessche (2011), par une estimation des pentes et de la profondeur du bassin de Graissessac/Lodève (sud du Massif central) au cours de son histoire, montre que son évolution se produit à volume d'eau constant (Fig. 7.10), et que par conséquent les indices tels que les fentes de dessiccation en fin de remplissage du bassin ne signent qu'une tranche d'eau faible et non une aridification. Cette étude novatrice, n'excluant pas de possibles changements climatiques enregistrés dans les sédiments, met alors en exergue l'importance de bien connaître le contexte tectonique d'un bassin avant d'interpréter les indices sédimentaires comme reflétant une aridification seule dans le cas des bassins permiens extensifs en contexte tardi-orogénique.

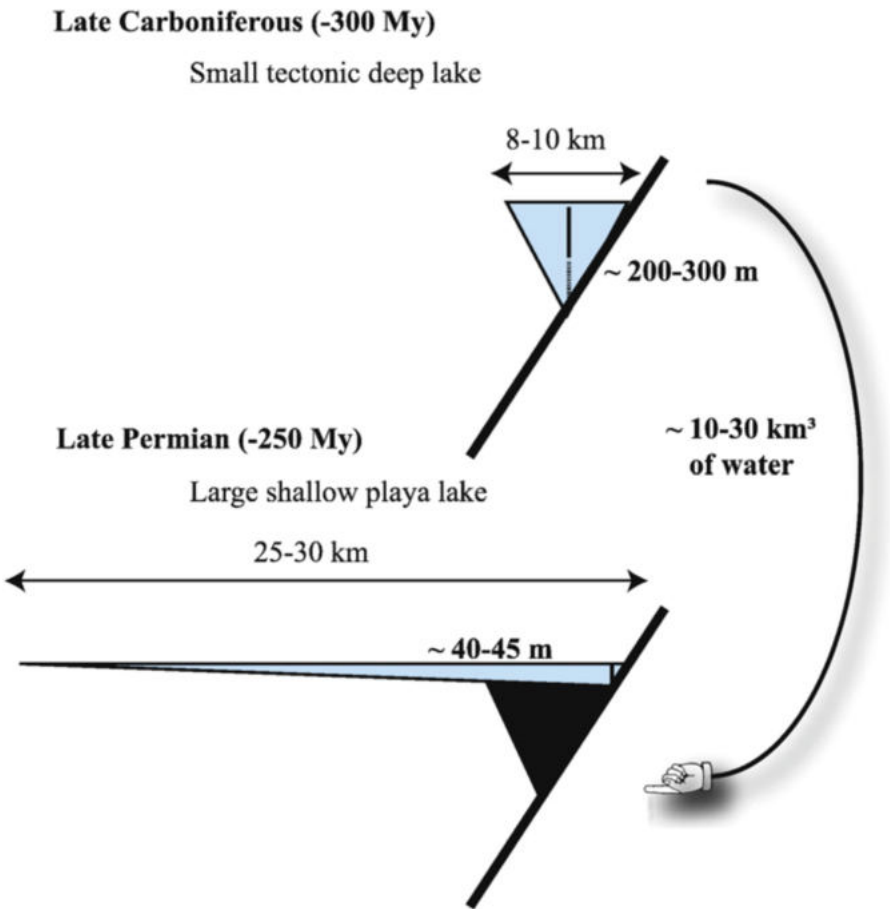


FIGURE 7.10 – **Évolution tectonique du bassin de Graissessac-Lodève montrant un volume constant au cours du temps, avec augmentation de la surface du lac et diminution de sa profondeur. D'après Pochat and Van Den Driessche (2011).**

Dans ce travail de thèse, les coupes et forages étudiés dans le cadre de reconstitutions paléoclimatiques représentent des intervalles de temps relativement courts (voir section 7.2), et du fait que les intervalles investigués ne couvrent pas l'ensemble de l'histoire du remplissage des bassins, cette tendance possible à "l'aridification" n'est pas visible, le signal climatique ne pouvant être observé en continu. Cependant, si des corrélations fines s'avèrent possibles entre différents bassins du nord-est du Massif central voire à l'échelle de l'Europe de l'ouest, avec des séries sédimentaires couvrant un intervalle continu, de la fin du Carbonifère à la fin du Permien, il serait alors possible de savoir si la tendance à l'aridification s'enregistre dans plusieurs bassins, auquel cas l'impact de la tectonique seule pourrait être écarté. En revanche, un forage continu dans un seul et même bassin présentant toute la pile sédimentaire ne permettrait pas de discriminer correctement le rôle du climat. L'importance de multiplier les études paléoclimatiques avec des proxies similaires dans différents bassins (*e.g.* minéralogie des argiles) est donc confirmée ici.

7.6 Intégration des différents résultats (sédimentologie, géochimie, minéralogie et cyclostratigraphie)

7.6.1 Sédimentologie, minéralogie des argiles et géochimie élémentaire et isotopique

Les chapitres 5 et 6 ont mis en évidence des variations dans les signaux géochimiques et minéralogiques à différentes échelles spatio-temporelles, parfois contrôlées par les environnements de dépôt déterminés dans les chapitres 1 et 2. L'étude des données géochimiques a souligné l'absence d'enregistrement du cycle du carbone global dans les sédiments étudiés, du fait du jeu de paramètres environnementaux locaux (*e.g.* mise en place d'une chémocline dans le bassin d'Autun, empêchant les eaux de fond de s'équilibrer chimiquement avec l'atmosphère). Il en ressort donc des variations très locales (*a priori* à l'échelle d'un bassin, de meilleures contraintes temporelles et corrélations entre bassins permettraient de constater la réelle échelle spatiale), dirigées par des paramètres environnementaux *in-situ* (productivité primaire, profondeur locale du bassin, apports terrigènes, type de matière organique...), variant rapidement au cours du temps. Pour exemple, en considérant le taux de sédimentation moyen de 1,1 mm/an obtenu dans le bassin d'Autun par décompaction différentielle des séries (chapitre 4), la couche d'Igornay (forage IG-1, entre 155 et 147 m de profondeur et constituée d'argilites) et son excursion négative de $\delta^{13}C$ associée se seraient formées en seulement 24 000 ans environ.

Concernant les précipitations déduites du rapport K/I des argiles, si là aussi il est difficile de corréler les bassins entre eux et donc de discerner un caractère local d'un caractère régional des variations observées dans les différents forages du fait du manque de corrélations précises entre bassins (chapitre 6), cette étude semble démontrer l'impact de changements climatiques sur les sédiments déposés. Au premier ordre, il a été démontré que le cycle global du carbone ne peut être approché par les analyses géochimiques (*e.g.* pCO_2, chapitre 5). De ce fait, il est intéressant de coupler les résultats minéralogiques et géochimiques pour voir si les modifications climatiques observées par les variations de *runoff* se manifestent aussi d'une quelconque façon dans les paramètres géochimiques mesurés.

Les résultats géochimiques et minéralogiques disponibles pour chaque forage sont donc mis en parallèle dans les figures 7.11 (IG-1), 7.12 (CHE-1) et 7.13 (LY-F), les forages MU et la coupe SUR étant trop courts et n'ayant pu faire l'objet d'une étude climatique dans le chapitre 6 (principalement pour des soucis de résolution temporelle trop importante, et du fait du très court intervalle de temps qu'ils recoupent).
Sur ces figures, les intervalles à fort rapport K/I, (augmentation probable du *runoff*), sont mis en évidence.

7.6.1.1 Forage IG-1

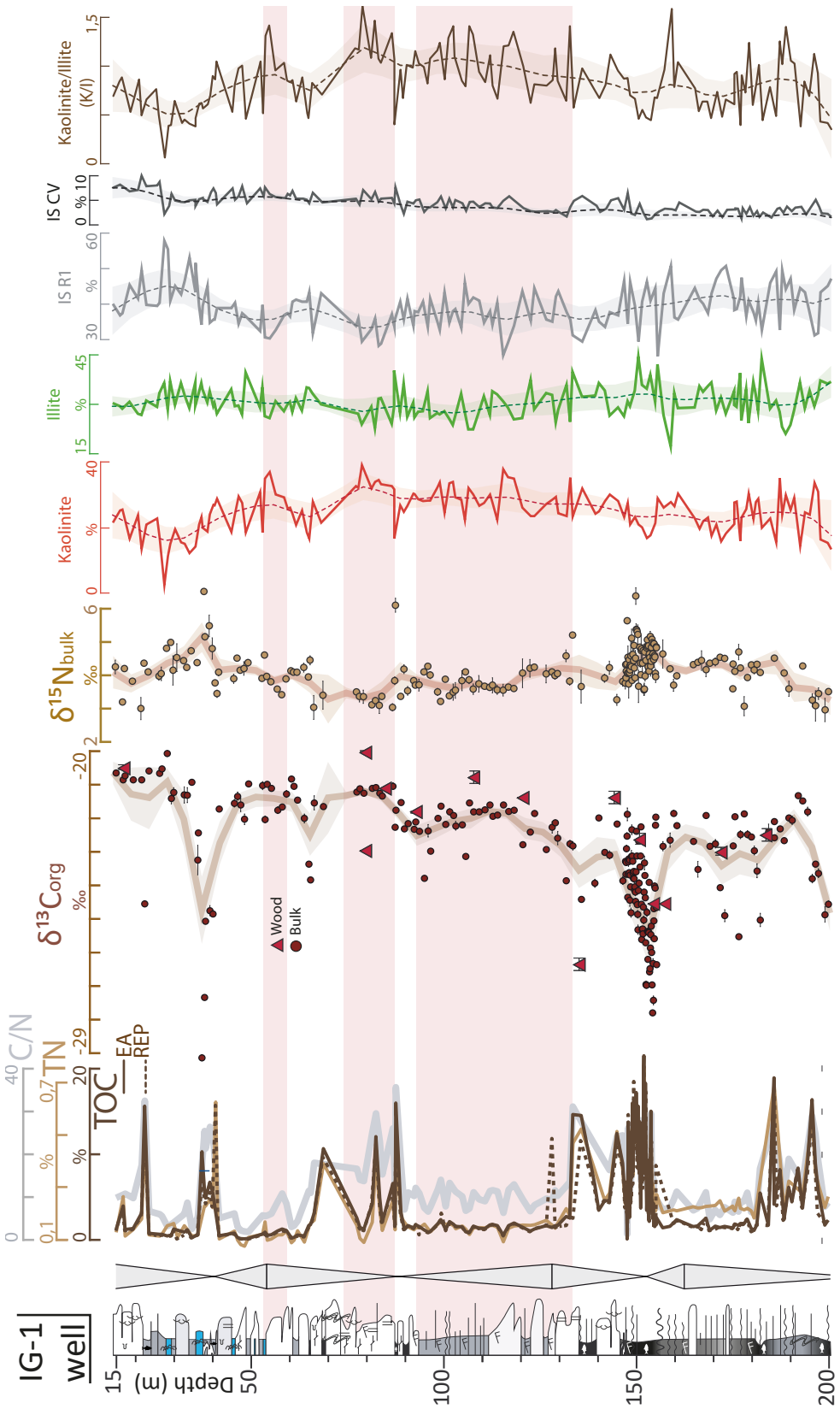


FIGURE 7.11 – **Évolution des signaux organiques et minéralogiques obtenus pour le forage IG-1 dans le bassin d'Autun. Les données sont issues respectivement des chapitres 5 et 6. Les intervalles roses indiquent des périodes de plus fort *runoff*.**

Dans le cas du forage IG-1 (Fig. 7.11), comme discuté dans le chapitre 6, les variations du rapport K/I ne correspondent ni à des environnements de dépôt spécifiques, ni aux cycles stratigraphiques, excepté que les périodes de plus fort *runoff* ne comprennent jamais les MFS. En comparant l'intensité du *runoff* aux grandes d'évolutions de TOC, TN et rapport C/N (covariants), l'essentiel des intervalles de forts TOC, TN et rapports C/N se situent dans des périodes de plus faible *runoff*, à quelques exceptions près, mais ces périodes enregistrent aussi des moments de faibles TOC, TN et rapports C/N. De la même manière, les courbes de $\delta^{13}C_{org}$ et de $\delta^{15}N$ montrent que les excursions majeures se situent en période de plus faible *runoff*.

7.6.1.2 Forage CHE-1

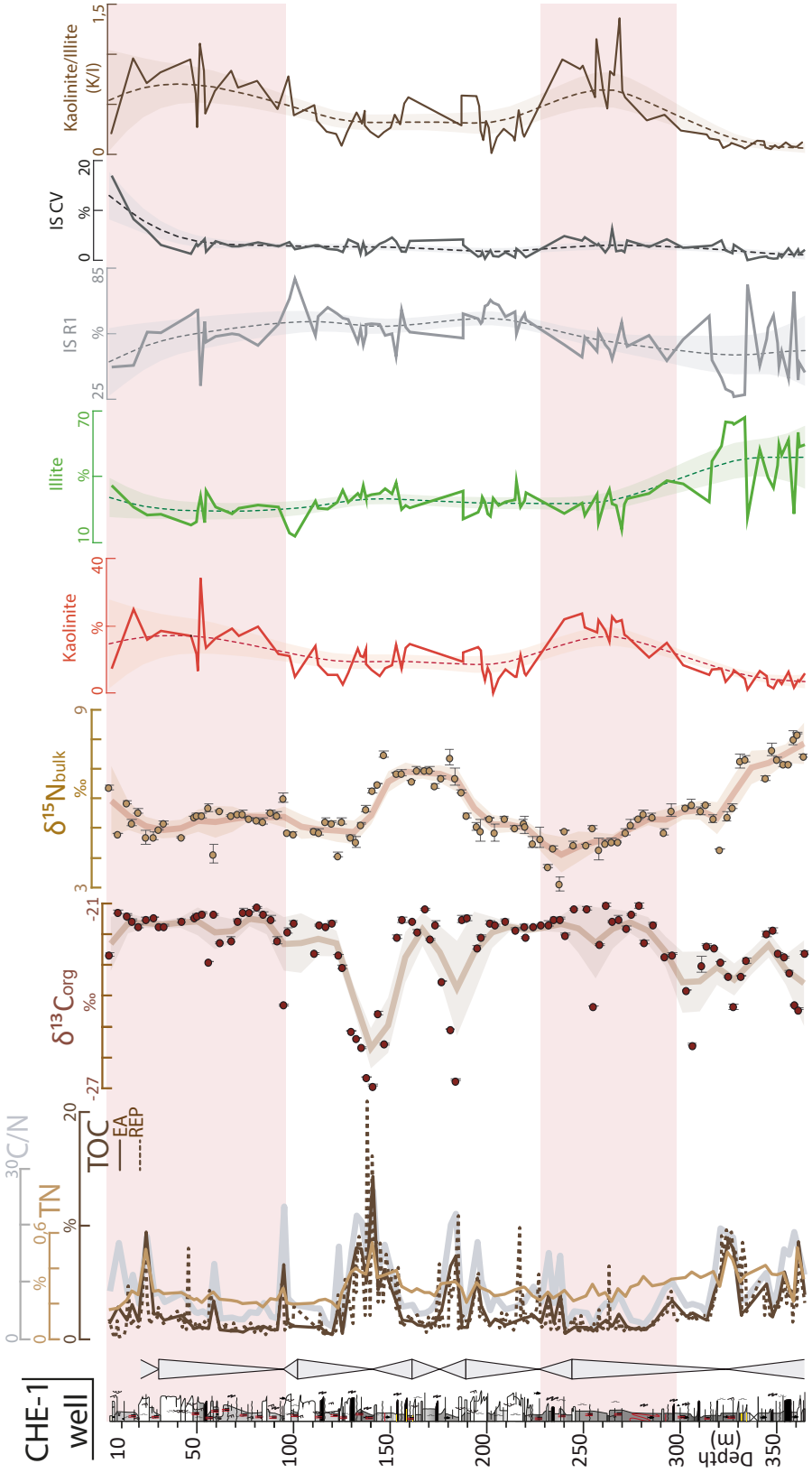


FIGURE 7.12 – **Évolution des signaux organiques et minéralogiques obtenus pour le forage CHE-1 dans le bassin d'Autun. Les données sont issues respectivement des chapitres 5 et 6. Les intervalles roses indiquent des périodes de fort rapport K/I.**

Dans le cas du forage CHE-1 (Fig. 7.12), deux épisodes de plus fort *runoff* sont mis en évidence. Là encore, aucune relation n'est visible entre l'intensité du *runoff*, l'environnement de dépôt et les cycles stratigraphiques, excepté que les périodes de plus fort *runoff* ne comprennent jamais les MFS non plus. En revanche, les périodes de faible *runoff* correspondent à des longs intervalles de fortes proportions de TOC, TN, et de forts rapports C/N, ainsi qu'à des intervalles de faibles $\delta^{13}C_{org}$ et de fort $\delta^{15}N$.

7.6.1.3 Forage LY-F

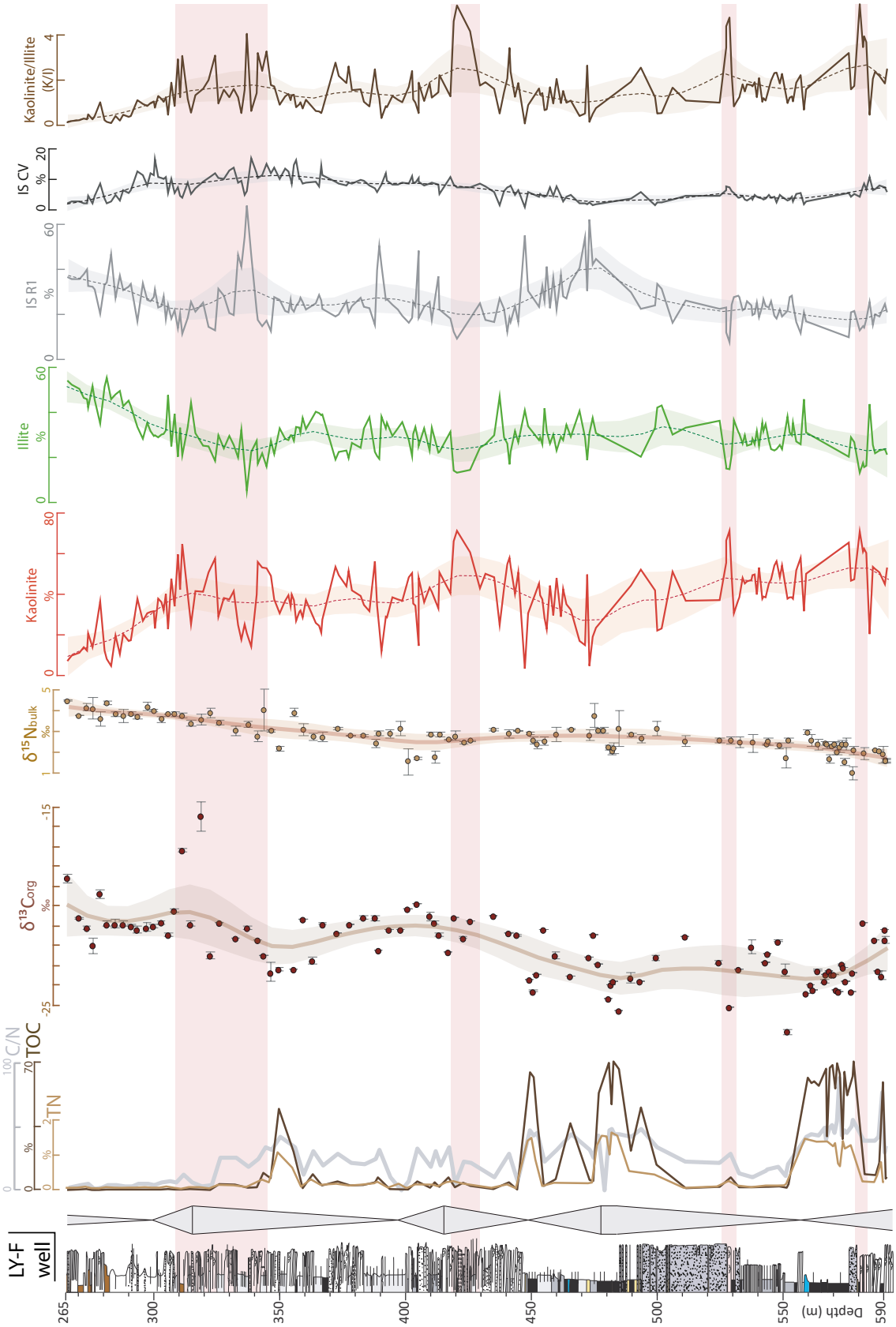


FIGURE 7.13 – **Évolution des signaux organiques et minéralogiques obtenus pour le forage LY-F dans le bassin de Decize-La Machine (région de Lucenay-lès-Aix). Les données sont issues respectivement des chapitres 5 et 6. Les intervalles roses indiquent des périodes de forts rapports K/I.**

Pour le forage LY-F (bassin de Decize-La Machine), les variations de *runoff* ne sont pas non plus dépendantes de l'environnement de dépôt et des cycles stratigraphiques, mais les périodes de fort *runoff*, comme pour les forages précédemment décrits, n'englobent jamais de MFS. Comme dans le forage CHE-1, les intervalles de forts TOC, TN et rapports C/N sont compris dans des périodes de plus faible *runoff*. Les variations de $\delta^{13}C_{org}$ sont moins marquées que dans les forages du bassin d'Autun, mais les plus faibles valeurs (*i.e.* correspondantes au charbon et donc aux intervalles de fort TOC, TN et rapports C/N) ont tendance à se situer dans les périodes de plus faible *runoff*. Comme souligné dans le chapitre 5 (Mercuzot et al., c), le $\delta^{15}N$ ne présente pas de relation avec le $\delta^{13}C_{org}$, et donc pas de relation avec le rapport K/I, son augmentation sur le long terme restant donc encore inexpliquée.

En résumé, les trois forages longs étudiés dans le cadre de cette thèse (*i.e.* les forages IG-1, CHE-1 et LY-F) présentent des liens similaires entre les variations des paramètres géochimiques (TOC, TN, rapport C/N, $\delta^{13}C_{org}$, et parfois le $\delta^{15}N$ lorsqu'une relation entre ce dernier et le $\delta^{13}C_{org}$ est observée, cf. IG-1 et CHE-1) et les variations de *runoff*.

7.6.1.4 Discussion - Influence des variations des conditions de *runoff*

Dans les forages longs, les relations décrites précédemment impliquent qu'en période de *runoff* relativement faible, des faciès variables sont trouvés (*e.g.* faciès lacustres, deltaïques et riches en matière organique), mais en revanche qu'en période de plus fort *runoff*, la préservation de matière organique et/ou la forte productivité primaire est défavorisée (faibles TOC et TN), impliquant l'absence d'excursions isotopiques du $\delta^{13}C_{org}$ et du $\delta^{15}N$.

Ces observations sont très cohérentes avec le fait que les périodes de plus fort *runoff* ne sont pas synchrones des MFS, puisque par définition la MFS traduit une diminution des flux sédimentaires. Cette diminution de flux sédimentaire est liée d'une part au fait que les précipitations peuvent être réduites (plus faible *runoff*, augmentation du couvert végétal protégeant les sols de l'érosion mécanique...), et du fait d'un haut niveau de base. Cette élévation du niveau de base provoque à la fois (i) la diminution des flux sédimentaires (contexte aggrado-rétrogradant), surtout si celle-ci est restreinte par la diminution de *runoff*, permettant l'installation pérenne de conditions dysoxiques/anoxiques et donc de la préservation de matière organique sédimentaire, et (ii) la génération de larges espaces côtiers humides, *i.e.* marécageux, propices à la formation du charbon. Au sujet des dépôts riches en matière organique, dans le domaine marin ou dans les lacs salés, la stratification physico-chimique

de la colonne d'eau est souvent favorisée par des plus forts apports d'eau douce au bassin en surface (*i.e.* périodes plus humides, *e.g.* van de Schootbrugge et al., 2005; Boehrer et al., 2014). Dans le domaine lacustre d'eau douce cependant, comme c'est le cas dans les bassins ouest-européens, (Fischer et al., 2013), ces apports par le ruissellement continental et les précipitations ne créent pas d'effet de contraste chimique (ou même thermique étant donné la taille du réservoir lacustre devant le réservoir marin), expliquant que l'augmentation des précipitations ne favorise pas la préservation de matière organique.
Ces variations de précipitations peuvent *a contrario* expliquer indirectement, par plusieurs processus, la faible productivité primaire et ainsi la faible préservation de matière organique dans les bassins :

- en cas de fort *runoff*, couplé à de forts taux de sédiments arrivant aux bassins comme c'est parfois le cas dans IG-1, CHE-1 et LY-F, il n'est pas possible de développer de chémocline du fait d'un mélange trop important de la tranche d'eau ;
- des forts apports sédimentaires dans les bassins provoquent une turbidité importante de l'eau de surface, diminuant l'épaisseur de la zone photique et empêchant le développement de la production primaire photo-autotrophe ;
- comme le souligne l'étude de Garel et al. (2017), le développement d'algues *Botryococcus* très présentes entre autres dans la couche d'Igornay et dont le métabolisme est plutôt oligotrophe, serait freiné si des flux trop importants de nutriments (donc en cas de plus fort *runoff*) arrivaient au bassin ;
- l'augmentation du *runoff* est cohérente avec les observations de Mercuzot et al. (c) interprétées dans le sens où le $\delta^{13}C_{org}$ est dépendant du type de matière organique dans les bassins étudiés en cas de plus fort *runoff*, plus de matière organique allochtone est apportée au lac, générant l'augmentation du $\delta^{13}C_{org}$.

7.6.1.5 Synthèse

La comparaison des différents proxies utilisés dans le cadre de ce travail (*i.e.* sédimentologie, géochimie et minéralogie des argiles) met donc bien en évidence la nécessité :

- de la pluridisciplinarité des études à vocation de caractérisation des environnements de dépôt et des paléoclimats pour reconstruire au mieux la réalité de l'époque étudiée ;
- de bien connaître le contexte paléoenvironnemental (intégration de la sédimentologie, la stratigraphie séquentielle et la géochimie, cf. chapitre 5) avant d'effectuer des interprétations paléoclimatiques ;

7.6.2 Rôle des cycles astronomiques ?

Il a été montré au cours de cette thèse (chapitres 5 et 6) que les cycles astronomiques de Milankovitch, influençant le climat terrestre, sont repérables dans différents paramètres enregistrés dans les sédiments. Cette section propose des hypothèses quant à l'influence de ces cycles sur l'enregistrement sédimentaire.

L'étude menée sur les paramètres géochimiques et minéralogiques des forages IG-1 et CHE-1 du bassin d'Autun et le forage LY-F du bassin de Decize-La Machine indique que la géochimie de la matière organique et la minéralogie est dépendante de ces cycles astronomiques. Il reste donc à s'interroger sur la manière dont les cycles astronomiques impactent l'évolution géochimique de la matière organique au cours du temps, principalement sur le rôle de la petite excentricité, dont les cycles sont les mieux contraints dans les forages étudiés.
Les résultats cyclostratigraphiques obtenus sur le TOC des forages IG-1, CHE-1 et LY-F montrent, comme attendu, que les pics de paléoproductivité primaire observés dans les séries sédimentaires (**productivité *in-situ*, Mercuzot et al., c, chapitre 5**) correspondent à des conditions climatiques singulières, car ils coïncident avec les sommets des cycles de petite excentricité (voir chapitre 5).

Selon les proxies analysés (*i.e.* TOC et argiles/quartz pour le forage IG-1, chapitres 5 et 6), il a été montré que le lien entre précession des équinoxes et petite excentricité (basé sur les amplitudes respectives des signaux) était mal défini, variant selon le proxy analysé (anti-corrélation du cycle de petite excentricité entre le TOC et le rapport argiles/quartz du forage IG-1). Cela implique que les pics de petite excentricité dans les couches riches en matière organique représentent soit l'excentricité maximale (ellipticité maximale), soit l'excentricité minimale (circularité maximale), l'un ou l'autre impactant donc positivement les taux de productivité primaire. La discussion qui suit a pour but de déterminer quelle configuration orbitale permet la préservation de la matière organique sédimentaire.

Dans la **configuration d'ellipticité maximale** la Terre est à son aphélie une fois par an et à son périhélie une fois par an aussi (voir chapitre 2). Dans la **configuration quasi-circulaire** la Terre est donc quasiment à la même distance du soleil au cours de l'année.
Du fait de la variation importante de la distance Terre-soleil lors d'une orbite très elliptique au cours de l'année, les variations d'insolation sont importantes, entraînant une saisonnalité marquée.
À l'équateur (*i.e.* latitude des bassins carbonifères et permiens étudiés), l'angle d'incidence des rayons du soleil peu contrasté au cours de l'année permet au premier ordre de s'affranchir des effets saisonniers créés par les variations de l'obliquité terrestre, **la saisonnalité dépendant alors essentiellement de l'excentricité** (Barber, 1992).

7.6.2.1 Excentricité et production/préservation de la matière organique sédimentaire dans les lacs équatoriaux

Il s'agit donc de trouver un lien entre l'intensité de la saisonnalité et l'intensité de la productivité primaire lacustre au cours d'un cycle d'excentricité, autrement dit, **est-ce que la productivité primaire augmente lors de saisonnalité marquée, ou à l'inverse lors d'une faible saisonnalité ?**

Il a été montré qu'en période de saisonnalité contrastée, l'intensification de la mousson saison-

nière provoque l'augmentation des upwellings océaniques en domaine intertropical et des apports terrigènes accrus (nutriments), et favorise ainsi la productivité primaire (Hardy et al., 2018) et toute la chaîne trophique en découlant.
Cependant, dans les bassins lacustres étudiés, les producteurs primaires de matière organique autochtone semblent être plutôt oligotrophes, et d'autre part une saisonnalité marquée avec de fortes précipitations saisonnières empêcherait la pérennité de la chémocline et donc de la dysoxie/anoxie. **Ainsi, en domaine continental équatorial, les épisodes de dépôts riches en matière organique seraient favorisés en périodes de saisonnalité peu marquée, dans des conditions de précipitations modérées mais surtout constantes au cours de l'année.**
Ces périodes de précipitations modérées et constantes traduiraient donc des périodes d'absence ou de faibles moussons intertropicales, lorsque le coefficient d'excentricité est à son extrême minimum ; **les pics d'excentricité associés aux dépôts riches en matière organique vus dans le chapitre 5 pourraient ainsi témoigner d'une orbite terrestre quasi-circulaire.**

7.6.2.2 Interactions entre les cycles orbitaux et le climat global

Les cyclothèmes mis en évidence dans le domaine *far-field* (éloigné des calottes glaciaires, ne subissant pas leur effet direct), *i.e.* aux basses latitudes, au cours de la fin du Carbonifère et du début du Permien, marquant l'acmé du LPIA, montrent que le climat (ici, les phases glacio-eustatiques), dirigé par les cycles astronomiques, impacte directement la sédimentation (voir chapitre 1). Sachant que les bassins étudiés dans le cadre de ce travail enregistrent aussi certains cycles de Milankovitch, il est donc intéressant de déterminer si un lien entre l'histoire climatique fini-paléozoïque (LPIA) et le registre sédimentaire de ces bassins peut être mis en évidence.

La modélisation climatique proposée par Horton et al. (2012) souligne (i) un rôle probable de l'excentricité sur les périodes de croissance et de décroissance des calottes glaciaires à haute résolution (*i.e.* au sein d'une même phase glaciaire) et (ii) un lien fort entre les périodes de **faible excentricité**, les périodes de **faibles amplitudes de précession** (voir chapitre 2) impliquant des **faibles amplitudes d'insolation** (stabilité des calottes glaciaires), et les périodes de **faible amplitude de précipitations aux basses latitudes** (absence, par exemple, de mousson).
La figure 7.14 schématise ces mécanismes. Lorsque la petite excentricité est minimale, soit tous les 100 000 ans environ, la précession des équinoxes montre de plus faibles amplitudes (voir chapitre 2), de même que l'insolation, rendant la calotte glaciaire plus stable, la quantité de glace augmentant alors aux hautes latitudes. La stabilité de l'insolation au cours de l'année favorise une température stable, aussi bien aux pôles où la calotte glaciaire va croître, que dans la zone intertropicale où la ZCIT va se stabiliser spatialement, entraînant une constance dans les précipitations annuelles. Conjointe à ce mécanisme, dans la seconde moitié de la période glaciaire, alors que le niveau marin commence à remonter, l'élévation de la nappe phréatique continentale en domaine intertropical favorise la préservation de matière organique sous forme de charbon (et de black shales, ceux-ci se formant de manière synchrone). Ce constat est aussi énoncé par Valero et al. (2016).

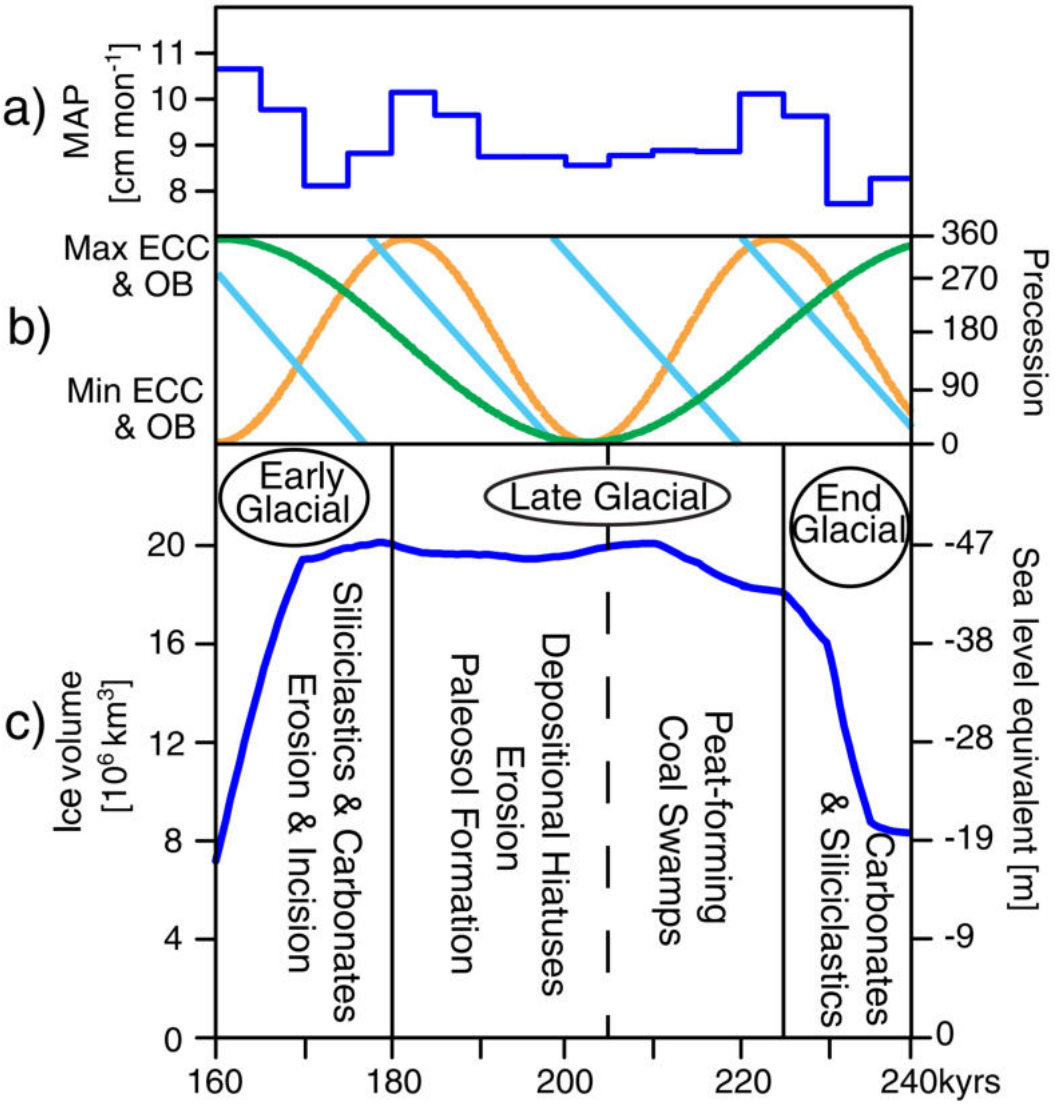


FIGURE 7.14 – **Évolution de différents paramètres climatiques au cours du temps. a) Précipitations moyennes annuelles en zone intertropicale de l'hémisphère nord (0°/15°), b) Cycles de précession (bleu) et d'obliquité (orange) compris dans un cycle de petite excentricité (vert), c) Volume de la calotte glaciaire (LPIA) du sud du Gondwana au cours d'un cycle de petite excentricité, et évolution de faciès associée. D'après Horton et al. (2012).**

En période de forte excentricité, à l'inverse, la précession fluctue beaucoup, entraînant une importante amplitude d'insolation (voir chapitre 2). Ces variations d'insolation provoquent des précipitations et températures très fluctuantes au cours de l'année, entraînant de forts déplacements de la ZCIT autour de l'équateur et des phénomènes de mousson saisonnière intertropicale, qui, comme vu précédemment, vont à l'encontre de la production et de la préservation de la matière organique dans le registre sédimentaire.

Ce modèle n'est pas vérifié empiriquement en domaine *near-field* (*i.e.* proche de la calotte glaciaire) car le registre sédimentaire ne fournit pas de preuves de variations de volume des calottes glaciaires au cours du temps suivant les cycles d'excentricité (variations à haute résolution), contrairement aux cyclothèmes du domaine *far-field*. Cependant, le couplage des différents proxies utilisés dans ce travail semble confirmer ces hypothèses.

7.6.2.3 Synthèse

En résumé, ces mécanismes pourraient donc souligner des liens étroits entre le climat aux hautes latitudes et le climat aux basses latitudes, induits, entre autres, par les variations des paramètres astronomiques sur le "court" terme (100 000 ans), et conjoints à un ensemble de boucles de rétro-action influant sur le climat à long terme (million(s) d'années). Ces liens se vérifieraient dans les bassins continentaux équatoriaux étudiés, où les dépôts riches en matière organique se formeraient lors d'une faible excentricité (période de 25 000 à 50 000 ans environ, chapitre 5 et Fig. 7.14), lors de précipitations modérées et constantes au cours du temps.

Ainsi, dans les bassins du nord-est du Massif central et intertropicaux en général, les niveaux de dépôts organiques seraient potentiellement corrélables à des périodes où la calotte glaciaire sud-gondwanienne serait en phase de croissance, et les dépôts détritiques à des phases de rétractation de la calotte glaciaire, la taille de la calotte (épaisseur et étendue latitudinale) réagissant probablement au cycle de petite excentricité, impliquant des fluctuations à relativement court terme. Les bassins sédimentaires continentaux équatoriaux seraient donc à même de renseigner indirectement sur des modifications du climat global, bien qu'il soit nécessaire de prendre en compte le rôle éventuel de la tectonique locale sur la sédimentation.

À un peu plus long terme, l'étude de Griffis et al. (2019) met en évidence un optimum climatique matérialisé par une transgression marine (retrait de la calotte polaire ?) centrée sur 301-299 Ma environ (Fig. 7.15) dans les bassins du Paraná et du Karoo. Cet événement, entraînant une élévation de la nappe phréatique sur les continents, pourrait expliquer que dans les bassins du nord-est du Massif central, les dépôts riches en matière organique (charbon et black shales) se situent à la base des séries sédimentaires, soit à la fin du Carbonifère et à la transition Carbonifère-Permien (chapitre 3 et 4), vers 300-299 Ma, et non au sommet des séries lors d'une nouvelle période de croissance de la calotte (DS III, Fig. 7.15). Là aussi, connaître le contexte tectonique du bassin pour ne pas confondre les deux signaux est important.

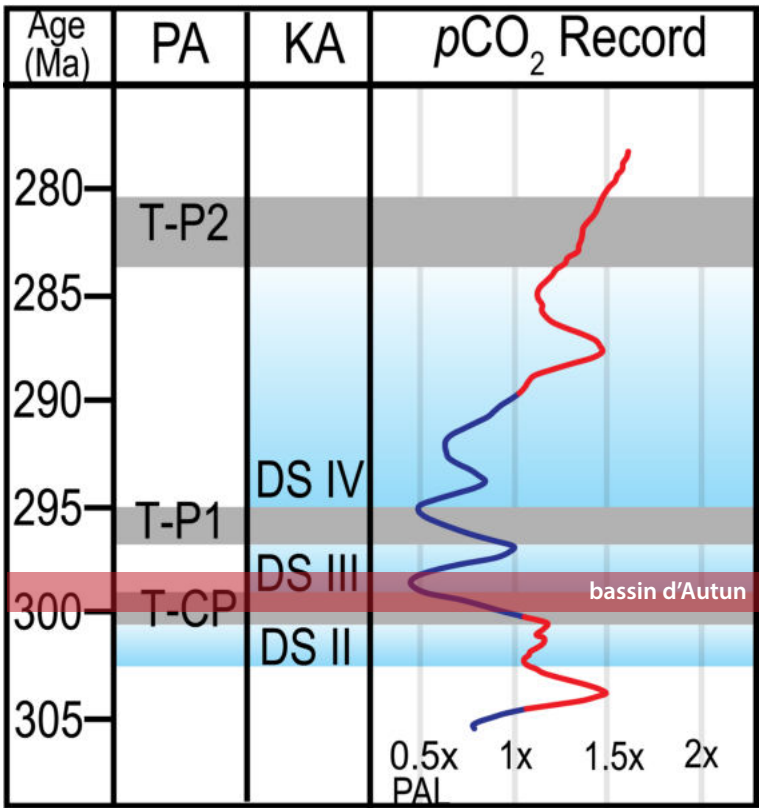


FIGURE 7.15 – **Phases de déglaciation dans les bassins du Paraná et du Karoo entre 310 et 275 Ma (bleu). Les transgressions (optimum climatiques) sont représentées en gris. Modifiée d'après Griffis et al. (2019).**

Sur le plus long terme encore (*i.e.* à l'échelle du LPIA ou de l'acmé du LPIA), la faible pCO_2, favorisée en partie par le stockage de matière organique dans le charbon et les black shales, provoque une augmentation des forêts humides intertropicales en réponse à une diminution du stress hydrique (températures basses). Ces forêts peuvent provoquer à leur tour une rétroaction positive sur les précipitations continentales aux basses latitudes par augmentation de l'évapotranspiration (donc augmentation des précipitations, Poulsen et al., 2007 et du stockage du CO_2). Cette hypothèse "biotique" est une des nombreuses causes évoquées pour l'entrée en glaciation lors du LPIA et pour le maintien de conditions froides sur une longue période de temps (voir chapitre 1).

7.7 Comparaisons de part et d'autre de la Pangée équatoriale

Actuellement, un projet de forage continental ICDP (International Continental scientific Drilling Program) est envisagé dans deux bassins permiens situés de part et d'autre de la chaîne varisque en position intertropicale afin d'obtenir différentes données sédimentologiques et climatiques à haute résolution au cours du Permien (Fig. 7.16).

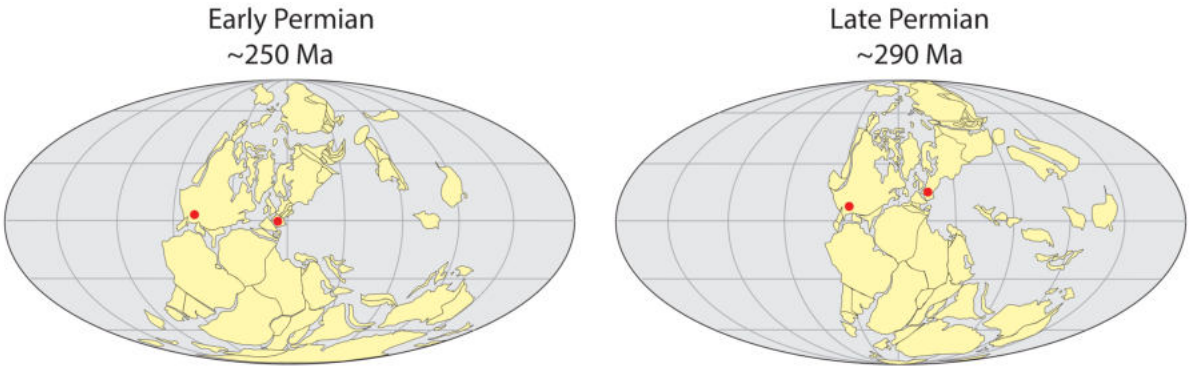


Figure 7.16 – **Évolution paléogéographique mondiale au cours du Permien. D'après Soreghan et al. (accepted), modifiée de Domeier and Torsvik (2014).**

Cette position paléogéographique est stratégique dans le sens où les basses latitudes et altitudes sont sensibles aux variations paléoclimatiques, particulièrement en domaine continental, ce qui est intéressant une fois replacé dans le contexte du grand changement climatique de la fin du Paléozoïque. Le premier bassin sélectionné, le bassin d'Anadarko situé en Oklahoma et au Colorado (États-Unis, extrémité ouest de la chaîne varisque) a été plutôt bien préservé de la tectonique post-paléozoïque, et présente une série sédimentaire permienne de plus de 2 km d'épaisseur (Soreghan et al., 2012).

La diversité des sédiments préservés dans ce bassin prouve l'enregistrement de modifications paléoclimatiques au cours du temps (paléo-loess, lacs, évaporites et cyclothèmes). Là aussi, les datations absolues manquent, et le contexte tectonique du bassin (situé à l'arrière d'une marge active) pourrait aisément induire des lacunes de sédimentation.

Le second bassin sélectionné pour un forage ICDP serait le bassin de Paris (extrémité est de la Pangée), seul espoir ouest-européen concernant la préservation potentielle de la totalité de la série permienne en un seul endroit. La figure 7.7 montre en effet qu'aucun autre bassin à proximité ne serait un bon candidat.

De plus, les études de cuttings réalisées lors de certains forages du bassin de Paris semblent montrer par endroits des sédiments silteux rouges, comme observés dans le bassin d'Anadarko, ce qui pourrait témoigner d'une évolution climatique vers une aridité croissante. En effet, dans les bassins de la Pangée équatoriale de l'ouest, des dépôts de loess sont mis en évidence au cours du Permien. Leur origine est débattue, entre une origine périglaciaire (façonnement mécanique de granulométries silteuses puis déflation éolienne, *e.g.* Soreghan and Soreghan, 2007; Soreghan et al., 2008) et une origine péridésertique (formation de dunes éoliennes puis déflation, Johansen, 1988). La première

origine implique la présence de glaciers à une distance relativement proche des bassins (*i.e.* la calotte glaciaire de la glaciation fini-paléozoïque au sud du Gondwana serait trop éloignée), et ainsi la présence de glace aux faibles latitudes, donc la présence de reliefs varisques importants. La seconde origine implique la présence d'un milieu désertique à dunes de sable, plus ou moins éloigné des bassins (pour comparaison, la poussière silteuse issue de la déflation éolienne sur les dunes du désert du Sahara peut traverser l'Atlantique sur plus de 5 000 km, Prospero and Nees, 1986). Or, bien que la chaîne varisque se soit formée plus tôt à l'est de la Pangée qu'à l'ouest (Matte, 2002), il semblerait que les reliefs varisques à l'époque de la formation des bassins de la Pangée équatoriale aient déjà été en grande partie érodés, au vu des faciès riches en matière organique trouvés à la transition Carbonifère-Permien et de la probable faible altitude de ces bassins (*i.e.* connexions entre bassins, chapitres 3 et 4). D'autre part, des environnements désertiques ont été mis en évidence au Permien à l'ouest de la Pangée (Utah, Olivier et al., 2013). La présence de reliefs modérés et de déserts aux basses latitudes semble donc favoriser l'hypothèse de la présence de déserts dans la ceinture intertropicale à l'époque de la formation des loess de l'ouest de la Pangée équatoriale comme source de silts.

Plus récemment, l'étude de Pfeifer et al. (2020) attribue la présence de loess dans le bassin de Lodève (sud-est de la France), dans la Formation du Salagou (fin Cisuralien-Guadalupien), à la présence de glaciers dans la chaîne varisque, ou bien au remaniement de silts formés antérieurement par des glaciers. En Europe de l'Est, aucun indice glaciaire n'a été mis en évidence au cours de l'orogène varisque, et certains travaux, allant dans le même sens que les résultats trouvés au cours de cette thèse, indiquent que les reliefs varisques n'auraient jamais été très élevés dans l'est de la Pangée équatoriale (Franke, 2014; Dusséaux et al., 2019). La présence de glaciers à l'équateur reste donc hypothétique.

Enfin, l'étude de Tabor et al. (2013), menée à l'ouest de la Pangée équatoriale, penche en faveur d'un réchauffement intertropical rapide et pérenne juste avant la transition Carbonifère-Permien, mis en évidence par le remplacement brusque d'un biote "humide", hydrophile (permettant la formation de charbon) par un biote "aride", xérophile. Ce constat, n'est, là encore, pas en faveur du développement de glaciers à l'équateur au cours du Permien. En revanche, si la présence de loess est attestée, il est alors probable d'en trouver aussi dans le Permien des bassins sous la couverture méso-cénozoïque du bassin de Paris, peu importe la cause génétique.

7.8 Implications climatiques globales

Les observations réalisées en Europe montrent aussi une transition d'une flore hydrophile vers une flore xérophile, confirmant l'étude de Tabor et al. (2013). Cependant, les dépôts riches en matière organique perdurent au-delà de la limite Carbonifère-Permien dans beaucoup de bassins, comme

c'est le cas dans celui d'Autun (cette étude, voir datations du chapitre 4), jusqu'à environ 297 Ma dans le bassin de la forêt thuringienne en Allemagne (Schneider and Scholze, 2018). Cette observation est aussi mise en évidence entre autres par Tabor and Poulsen (2008), montrant qu'au cours du Carbonifère terminal et du Permien inférieur, les dépôts de charbon préservés sont moins fréquents à l'échelle du globe, mais surtout s'étendent vers des latitudes de plus en plus hautes et des longitudes de plus en plus orientales. Ainsi, (sans oublier là encore de prendre en compte que les dépôts préservés dans les bassins de type graben ou hémigraben peuvent simuler des variations climatiques n'étant en réalité que tectoniques, Pochat and Van Den Driessche, 2011), les données acquises au cours de cette thèse (par les datations radiochronologiques précises), contribuent à valider que l'aridification permienne s'effectue bien d'ouest en est de la Pangée (éloignement progressif d'ouest en est de la zone d'apport d'humidité, la paléo-Téthys Cecil et al., 2004; Tabor and Poulsen, 2008), que cette variation climatique sera donc enregistrée de manière diachrone entre les bassins de l'ouest et ceux de l'est, et donc qu'il n'est absolument pas possible de corréler les bassins de l'ouest et de l'est de la Pangée en se basant sur les grands changements faciologiques (qui traduisent cette aridification), au risque de présenter un raisonnement circulaire.

Finalement, ce travail de thèse montre la nécessité de prendre en compte (i) le fait que certains bassins européens affleurants, mais aujourd'hui isolés, étaient probablement connectés à la limite Carbonifère-Permien, (ii) la présence non négligeable de grands bassins localisés sous le Mésozoïque, constituant ensemble des réservoirs de carbone de grande taille, méconnus et donc sous-estimés dans les modèles paléoclimatiques pour l'époque (surestimation des taux de CO_2 atmosphérique ?), et (iii) le diachronisme de l'aridification d'ouest en est de la Pangée.

Chapitre 8

Conclusions et perspectives

Conclusions générales

L'objectif principal de cette thèse était la réévaluation sédimentologique des bassins fini-carbonifères à permiens du nord-est du Massif central, par une étude pluridisciplinaire, en les replaçant dans le cadre géodynamique à grande échelle, en contraignant l'évolution des environnements de dépôt et des paléoclimats.

Les bassins sélectionnés, le bassin de Decize-La Machine (Nièvre, Bourgogne) et le bassin d'Autun (Saône-et-Loire, Bourgogne), ont pour point commun (i) d'avoir été initiés dans un contexte structural tardi-varisque extensif dont le contrôle tectonique sur ces bassins reste à préciser, (ii) de disposer de données de subsurface et de rares données d'affleurements qu'il était nécessaire de réévaluer avec des concepts modernes de sédimentologie et de stratigraphie, (iii) de présenter des séries riches en matière organique (charbon et black shales), permettant une étude de géochimie organique précise de la matière organique et des cycles géochimiques associés, et (iv) de contenir des faciès lacustres distaux à granulométrie fine, dont l'assemblage argileux est propice aux reconstitutions paléoclimatiques.

L'étude sédimentologique effectuée dans ces deux bassins (faciès, associations de faciès, stratigraphie séquentielle sur forages et coupes, électrofaciès et associations d'électrofaciès diagraphiques, interprétations en 3 dimensions de données sismiques) a permis l'identification de plusieurs environnements de dépôt et a souligné leur évolution dans le temps. Ces environnements se distinguent par un pôle essentiellement lacustre dans le bassin d'Autun, avec des "varves" et des black shales entrecoupées d'arrivées sableuses deltaïques se manifestant sous forme de turbidites à granulométrie de plus en plus fine à mesure que l'environnement devient distal. Dans le bassin de Decize-La Machine, particulièrement dans la région de Lucenay-lès-Aix, les environnements de dépôt sont plus proximaux, dominés par des deltas et des plaines d'inondation matérialisées par du charbon. Des corrélations intra-bassins ont pu être réalisées en se basant en particulier sur les profils sismiques, la géochimie élémentaire du carbone et des interprétations séquentielles.

Dans le but d'apporter de nouvelles contraintes sur ces environnements de dépôt de manière novatrice par comparaison aux études précédentes, une étude de géochimie isotopique du carbone organique et de l'azote total a été menée en parallèle d'analyses par Rock-Eval et de palynofaciès. Les résultats ont mis en évidence un lien entre les compositions isotopiques du carbone et de l'azote

avec l'environnement de dépôt. Lors d'approfondissements du lac ou de la diminution des apports sédimentaires terrigènes, la productivité primaire autochtone se développe de manière considérable et une chémocline se développe, se traduisant par une anoxie des eaux de fond et le développement de sédiments organiques. Cette anoxie favorise la préservation de la matière organique sédimentaire, et des métabolismes anaérobies se mettent en place, contribuant à la reminéralisation partielle de la matière organique, se signant par des excursions positives du $\delta^{15}N$. En parallèle, le type de matière organique préservé, évalué par Rock-Eval et palynofaciès, évoluant entre autres selon la distance au rivage et l'intensité des apports terrigènes (dont les nutriments), se signe dans le registre sédimentaire par des valeurs très négatives de $\delta^{13}C_{org}$ (environ -27 à -30‰) pour la matière organique autochtone (biomasse algaire et bactérienne) et par des valeurs moins négatives (environ -24 à -21‰) pour la matière organique allochtone (végétaux supérieurs).

Une étude sur l'évolution des assemblages argileux au cours du temps a souligné des variations de proportions des minéraux primaires (issus de l'érosion mécanique des roches du bassin versant) et particulièrement des minéraux secondaires (principalement issus de l'hydrolyse de ces mêmes roches). Cette altération chimique, dont les variations sont marquées par l'augmentation de la kaolinite (minéral secondaire) vis-à-vis de l'illite (minéral primaire), et matérialisées dans cette étude par le rapport kaolinite/illite (K/I), fluctue au cours du temps, indiquant des périodes où le ruissellement continental (*i.e.* le *runoff*) est fort, et des périodes où celui-ci est modéré. Indirectement, ces résultats montrent des variations dans la quantité des précipitations continentales, influençant le type de sédiments déposés et le cycle du carbone.

La cyclostratigraphie, méthode encore peu utilisée pour cette période de l'histoire de la Terre et dans des séries sédimentaires continentales, a été appliquée afin de déterminer si des variations climatiques influencées par les paramètres orbitaux pouvaient être enregistrées. Effectuée sur des proxies organiques et minéralogiques (dont certaines analyses devront être poursuivies par la suite), l'analyse cyclostratigraphique préliminaire a souligné le forçage climatique par les cycles petite excentricité de l'orbite terrestre, matérialisé par des cycles de 100 000 ans environ dans les sédiments.

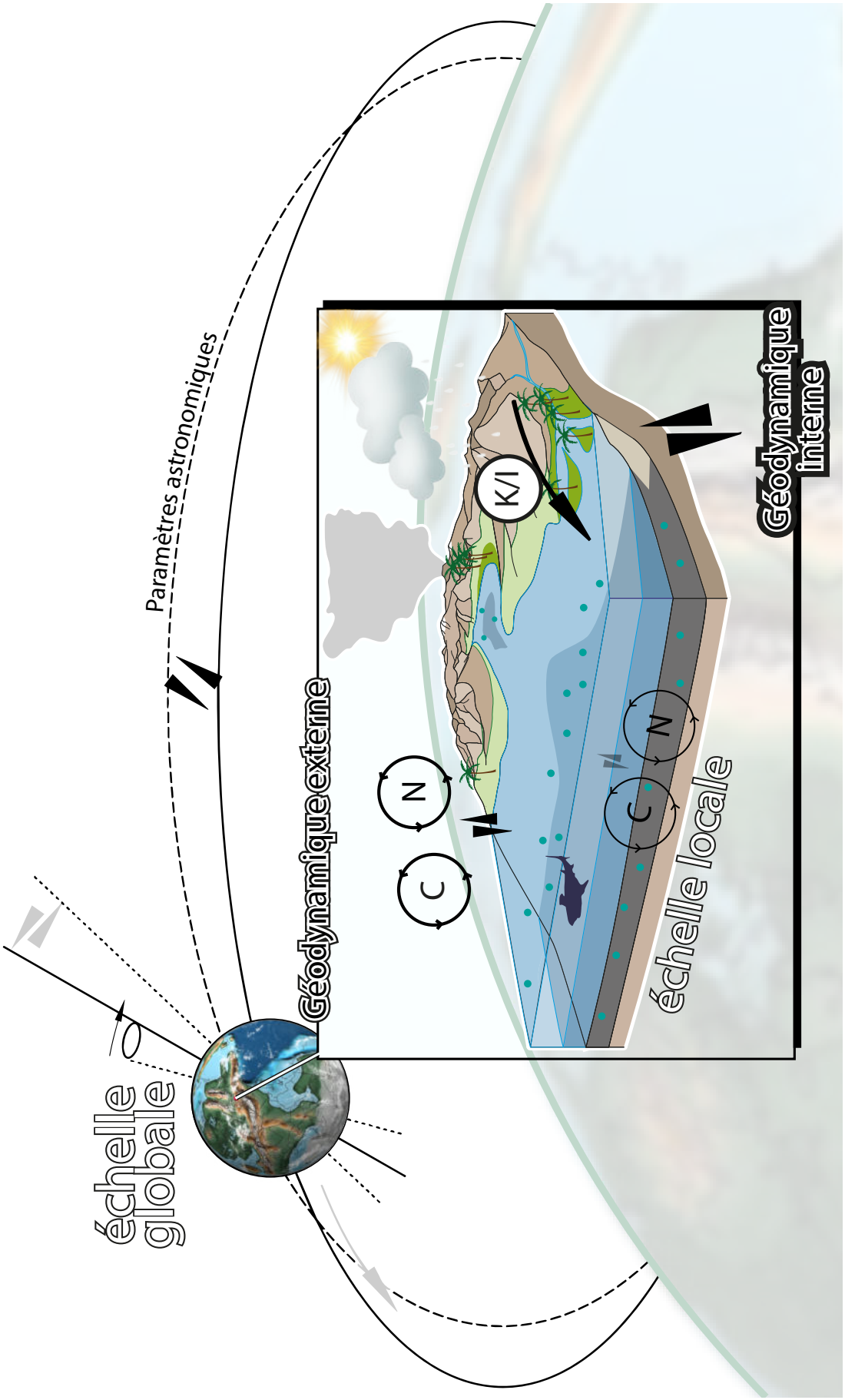
Le couplage de l'ensemble des méthodes utilisées a finalement permis d'intégrer les bassins dans un contexte géodynamique à plus large échelle spatiale.

• Dans un premier temps, des connexions entre bassins du nord-est du Massif central et du sud du bassin de Paris (ces derniers étant localisés sous la couverture sédimentaire méso-cénozoïque) ont été envisagées, en se basant sur des indices sédimentologiques et paléobiogéographiques. Ces bassins pourraient constituer des paléolacs étendus, ou bien des systèmes lacustres reliés par des systèmes fluviatiles. La surface de ces bassins est donc potentiellement sous-estimée, et à prendre en compte dans les modèles climatiques du fait de l'importance du stockage de matière organique et donc de carbone atmosphérique dans les sédiments, ainsi que dans les reconstitutions paléogéographiques aux latitudes intertropicales (altitude des bassins, altitude des reliefs environnants, *etc.*). Il se pose donc la question de l'utilisation du terme "bassins" pour caractériser ces aires de dépôt aujourd'hui isolées et constituant probablement un seul et même grand bassin.

• Dans un second temps, il a été montré que les variations paléoenvironnementales déterminées par la sédimentologie et la géochimie étaient en partie dépendantes du climat de l'époque, lui-même régi par certains paramètres orbitaux de la Terre. Cela implique que ces bassins sont à même d'enregistrer des variations globales du climat, malgré le fait que leur contexte de mise en place les soumette à énormément de paramètres locaux influençant la sédimentation (*e.g.* mousson, effets d'ombre pluviométrique (*rainshadow*), roches affleurantes dans les bassins versants, qualité de l'enregistrement sédimentaire, tectonique locale, *etc.*).

Finalement, ce travail a établi de nouvelles coupes de référence à haute-résolution et multi-paramètres (sédimentologie, géochimie des isotopes stables, matière organique, minéralogie des argiles, cyclostratigraphie) pour les séries continentales Permien ouest-européennes du Carbonifères terminal et du début du Permien, utiles pour toute tentative de corrélations futures avec des bassins similaires proches ou plus lointains. De nouveaux âges radiochronologiques sont néanmoins encore fondamentaux pour une meilleure compréhension des processus et de meilleures corrélations inter-bassins. La figure 8.1 résume les grands facteurs influençant la sédimentation dans les bassins étudiés.

FIGURE 8.1 – ***(Page suivante)*** **Figure de conclusion mettant en évidence le contexte sédimentologique des bassins étudiés, les différentes interactions géodynamiques et astronomiques de premier ordre qui l'influencent, ainsi que les principaux paramètres analysés dans ce travail. Les cycles orbitaux sont modifiés d'après Strasser et al. (2006), et la Terre d'après Scotese, 2018.**


Paramètres astronomiques
échelle globale
Géodynamique externe
K/I
N
C
N
C
N
Géodynamique interne
échelle locale

Perspectives

Bien que ce travail soit l'aboutissement d'une étude intégrée, de multiples interrogations persistent, qui nécessiteraient une attention particulière pour compléter les différentes interprétations. Ces différentes questions vont être développées dans cette partie, et des suggestions d'études et de méthodes utiles pour les approcher seront décrites.

8.1 Des corrélations précises entre bassins ?

Chacun des niveaux de tonsteins échantillonnés au cours de cette thèse a fait l'objet d'une analyse géochimique (éléments majeurs et trace). Une analyse statistique fine de ces résultats pourrait permettre, au sein d'un même bassin ou bien entre plusieurs bassins différents, de tracer des niveaux de tonsteins sur une grande échelle spatiale selon le principe de téphrostratigraphie. En effet, il n'est pas possible sans analyse statistique de définir si deux échantillons de tonsteins dans deux forages différents sont synchrones.
Cette technique prendrait tout son sens si un tonstein daté précisément pouvait être retrouvé au sein d'autres forages, permettant d'extrapoler les âges à ces derniers sans démultiplier les analyses radiochronologiques onéreuses.
Les corrélations géochimiques effectuées sur les tonsteins au sein d'un même bassin ou entre plusieurs bassins peuvent s'avérer délicates du fait d'une ségrégation géochimique pouvant intervenir lors :

- de la cristallisation fractionnée au sein de la chambre magmatique ;
- de la retombée des cendres plus ou moins loin de l'édifice volcanique ;
- d'un mélange avec du matériel détritique lors d'un remaniement secondaire ;
- d'une altération aussi bien de surface que lors de la diagenèse (Koniger and Lorenz, 2002).

Cependant, comme considéré pour le bassin de Saar-Nahe en Allemagne par Koniger and Lorenz (2002), ces deux premiers processus n'interviennent qu'à large échelle spatiale, et non à l'échelle d'un bassin tel que le Saar-Nahe, par ailleurs plus grand que les zones d'études respectives de ce travail. En revanche, considérant un seul et même grand bassin regroupant nos différentes zones d'étude, de telles variations géochimiques pourraient être avérées, et il serait alors par conséquent difficile de corréler des tonsteins de part et d'autre de ce grand bassin via les quantifications géochimiques. De plus, le remaniement secondaire peut être conditionné par des variations très localisées dans l'espace, n'affectant pas un tonstein de la même manière selon son environnement de dépôt. Néanmoins,

Kolata et al. (1986, 1987); Huff et al. (1991) et Pellenard et al. (2003) ont utilisé les données géochimiques obtenues sur des bentonites (niveaux de cendres déposées en domaine marin) pour effectuer des corrélations à l'échelle régionale. Pour parvenir à ce genre de corrélations, des analyses statistiques sont réalisées sur certains éléments chimiques tels que TiO_2, Sc, Zn, Ga, Y, Zr, Nb, Sn, Ta, Th, Nb/Y, Zr/TiO_2 et les terres rares dans l'étude de Koniger and Lorenz (2002). Il serait donc pertinent, sur la base d'âges radiométriques précis, d'effectuer des corrélations entre coupes d'un même bassin, puis entre différents bassins.

8.2 Les isotopes du soufre pour préciser les reconstitutions paléoenvironnementales ?

Le soufre a 4 isotopes stables, le 32, 33, 34 et 36, ayant des fréquences respectives de 95%, 0,76%, 4,22% et 0,0136%, et son standard isotopique international est le V-CDT (Vienna Canyon Diablo Troilite). Les organismes utilisent le soufre selon 3 processus majeurs :

- la sulfato-réduction bactérienne (BSR),
- l'oxydation des sulfures,
- le métabolisme de disporportionation (Thomazo et al., 2009).

Le $\delta^{34}S$ du soufre sédimentaire (ratio isotopique faisant intervenir le $^{3}2S$ et le $^{3}4S$) dépend de la composition isotopique du soufre présent dans l'eau, lui-même dépendant des apports atmosphériques et lithosphériques (sédiments, socle et manteau), ainsi que de la concentration en soufre dans l'eau (Mayer and Schwark, 1999).

Le principe d'isotopie du soufre s'applique à trois familles minérales : les sulfates évaporitiques, les sulfates associés aux carbonates (CAS) et les sulfures (pyrite). Ces minéraux précipitent avec un faible fractionnement par rapport au soufre dissous (Price and Shieh, 1979), et donc la différence de composition isotopique entre les sulfates et les sulfures est indicatrice des différents types de métabolismes en jeu (Thomazo et al., 2009).

Lorsque la concentration en soufre dans l'eau est forte, phénomène plutôt rare dans le domaine lacustre, le fractionnement effectué par sulfato-réduction est fort (production de H_2S qui se fixe aux ions ferreux pour créer une pyrite avec un faible $\delta^{34}S$). Beaucoup de soufre s'accumule dans le sédiment, signant de fait un milieu réducteur favorable au stockage du carbone organique. Ainsi, le TOC et le soufre total (TS) sont élevés, le rapport C/S est faible (Mayer and Schwark, 1999).

De plus, le cycle du soufre peut être perturbé par les activités volcaniques et hydrothermales. En cas d'hydrothermalisme (température supérieure à 100°C), la réaction abiotique de réduction thermique des sulfates peut se produire, conduisant à un fractionnement isotopique d'environ 20‰.

En cas de volcanisme, une forte quantité de soufre est relâchée dans l'environnement, et peut provoquer là aussi des excursions isotopiques dans le cycle du soufre. De plus, le soufre injecté dans les environnements lacustres peut permettre de fertiliser les bassins lacustres (apport de nutriments), donnant lieu à une production organique accrue et favorisant le processus le sulfato-réduction dans le sédiment.

Quelques analyses isotopiques du soufre ont été effectuées sur le forage MU en 2017 par L. Glé (master 2 Géobiosphère, université de Bourgogne, Fig. 8.2), mais n'ont pas été poursuivies sur d'autres forages du fait du temps important de réalisation demandé. Néanmoins, les résultats sont prometteurs, présentant d'importantes variations isotopiques et élémentaires. La quantité de soufre reste faible le long du forage, atteignant au maximum 30 ppm, en revanche le résultat majeur est l'excursion isotopique négative de près de 20‰ du $\delta^{34}S$ amorcée à -1,75 m et atteignant son pic vers -1 m, au niveau d'un tonstein. Nous sommes donc à même de nous demander si l'impact du volcanisme n'est pas reflété dans ces valeurs, et si le maximum négatif de l'excursion ne marque pas l'apogée d'une période de forte activité volcanique, matérialisée dans le sédiment par un tonstein.

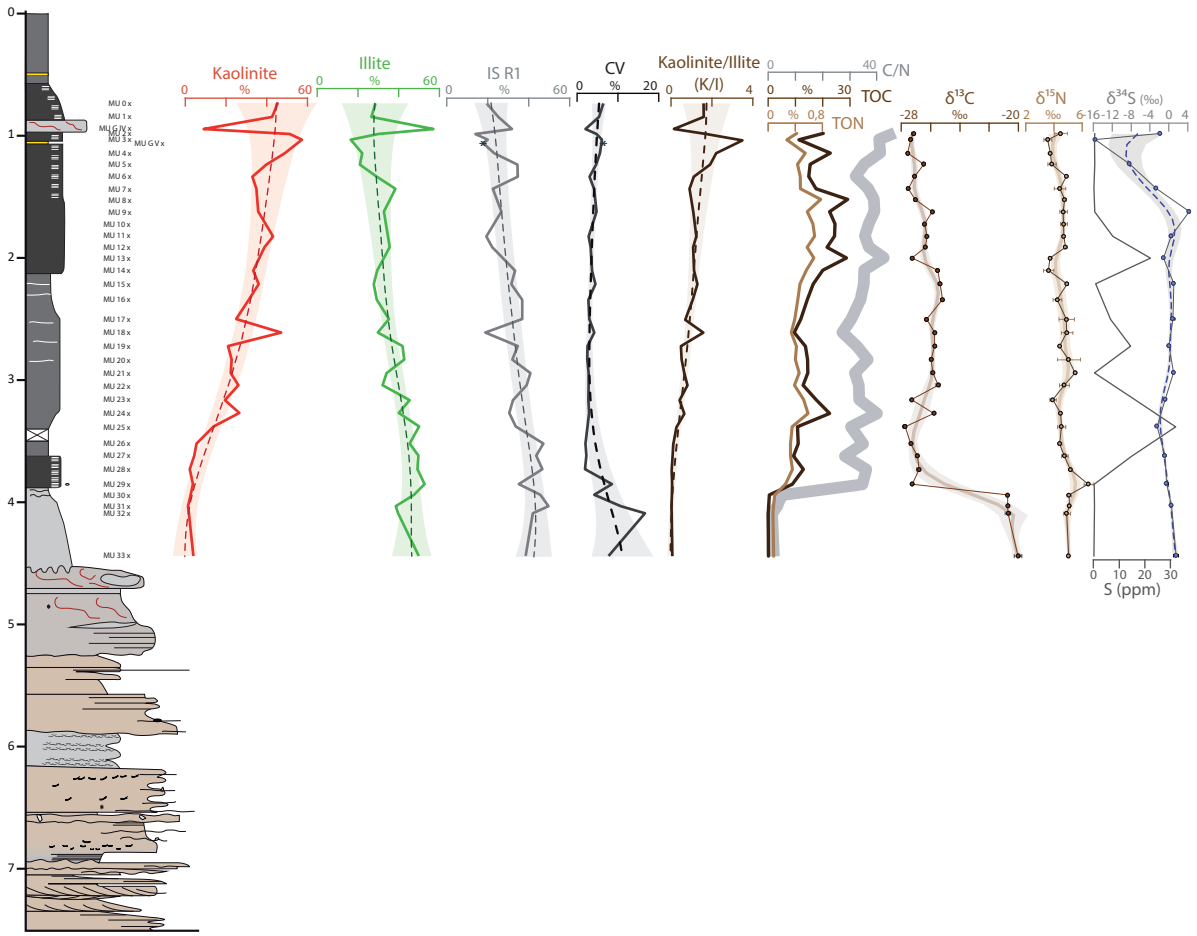


FIGURE 8.2 – **Figure montrant la coupe sédimentologique du forage MU, l'évolution des assemblages argileux et des données isotopiques et élémentaires du carbone, de l'azote ainsi que du soufre. Aucune relation entre les données du souffre et les autres données n'est observée, traduisant des phénomènes seulement enregistrés par l'isotopie du soufre**.

Ainsi, l'isotopie du soufre et la quantité de soufre dans le bassin nous apportent des indications sur les paléoenvironnements et sur les processus organiques se produisant dans le sédiment. Ces indicateurs sont de fait des proxies qu'il serait intéressant de développer, et de coupler aux autres

proxies déjà utilisés. Enfin, appliquer cette méthode sur d'autre forages pourrait éventuellement permettre des corrélations, si les excursions isotopiques négatives du $\delta^{34}S$ signent bien un impact volcanique.

8.3 Nouvelles contraintes sur la minéralogie des argiles

Les forages carottés dans la région de Lucenay-lès-Aix sont désormais bien corrélés (Mercuzot et al., a), et leur analyse minéralogique systématique permettrait de s'assurer que les variations minéralogiques observées dans le forage LY-F sont bien synchrones, et donc relevant de modifications climatiques sur l'ensemble de la zone d'étude. L'étude ultérieure par cyclostratigraphie serait aussi pertinente. Enfin, l'étude des lames minces disponibles pour les deux bassins présentés dans ce travail, se concentrant sur les sources des sédiments arrivant aux bassins (roches à l'affleurement dans le bassin versant) permettrait de s'assurer que les variations minéralogiques ne soient pas seulement liées à des modifications lithologiques en surface.

8.4 Une intégration à plus large échelle spatiale

Maintenant que l'histoire sédimentaire des bassins fini-carbonifères à permiens du nord-est du Massif central est mieux contrainte, il conviendrait d'intégrer cette histoire à plus large échelle spatiale, passant notamment par la comparaison avec les autres bassins français, comme les bassins voisins de l'Aumance (dont certains tonsteins ont été datés par LA-ICP-MS et sont en cours de datations CA-ID-TIMS pour préciser les âges) et de Blanzy-Le Creusot, voire européens de même âge. Pour cela, il conviendrait d'effectuer des analyses sur ces différents bassins en utilisant les mêmes proxies que ceux présentés dans le cadre de ce travail. Enfin, une comparaison avec des bassins plus éloignés tels que les bassins américains (*e.g.* Oklahoma, bassin d'Anadarko), permettrait de mieux rendre compte de l'évolution des bassins entre les deux extrémités ouest et est de la chaîne varisque, à des latitudes similaires.

8.5 Les microbialites, indicateurs de conditions environnementales singulières ?

Les voiles microbiens, consortium de micro-organismes (essentiellement les cyanobactéries et les bactéries sulfato-réductrices) présentant une forte diversité métabolique, sont des écosystèmes intervenant sur les conditions de la géobiosphère depuis 3,5 Ga, grâce à leur taux métabolique élevé et l'invention de la photosynthèse oxygénique (Kasting, 1991). Leur grande capacité d'adaptation et la création de leur propre substrat biologique leur a permis de résister aux variations de conditions environnementales et aux grandes crises biologiques (Mata and Bottjer, 2012), entre autres en occupant les niches écologiques laissées vides par les eucaryotes.
Les microbialites sont des "dépôts organo-sédimentaires formés par piégeage et liaison de sédiments

détritiques par des communautés microbiennes benthiques et/ou faisant lieu de la précipitation minérale" (Burne and Moore, 1987), et forment donc un sous-ensemble des voiles microbiens, avec un bon potentiel de préservation dans le registre fossile par lithification de leur matrice organique (Dupraz et al., 2009). Ils régulent en grande partie les cycles biogéochimiques d'éléments tels l'azote, le soufre, le carbone et l'oxygène et ont permis le développement de l'atmosphère secondaire au Précambrien (Kasting and Howard, 2006). Les minéralisations d'origine microbienne sont observées dans beaucoup de macro- et micro-environnements marins semi-confinés à confinés, plus ou moins profonds, ainsi que sur les continents en milieu lacustre et dans les systèmes pédogénétiques. Le développement des microbialites est contrôlé principalement par les facteurs environnementaux, mais aussi par le biote.

Le processus utilisé par les micro-organismes pour précipiter des carbonates (calcite, aragonite, dolomite) est l'organominéralisation (Perry et al., 2007), faisant appel à des interactions entre les micro-organismes (facteurs biologiques intrinsèques) et leur environnement (facteurs abiotiques extrinsèques, tels que les concentrations en carbone organique dissous, l'alcalinité du milieu, les variations de l'espace d'accommodation, la qualité et la limpidité de l'eau, le régime hydrodynamique et les variations saisonnières de lumière et température...) en passant par une matrice polymérique extracellulaire où se nucléent les minéraux.

Les microbialites se forment donc dans des conditions environnementales très particulières, leur présence dans le registre sédimentaire marquant ainsi des périodes clés dans l'histoire sédimentaire d'un bassin. Ils sont justement connus dans les bassins continentaux du Carbonifère et du Permien, notamment sous forme de stromatolites et d'oncolithes, au Maroc, en Algérie, en Allemagne, en Italie, ainsi qu'en France (*e.g.* Freytet et al., 1999), particulièrement dans les bassins étudiés dans ce travail. Ces microbialites ont été repérés en forages (IG-1, LY-F, LY-G et DY-F) et se caractérisent par des ondulations de faible longueur d'onde dans des sédiments carbonatés, parfois déformés. Une étude préliminaire a permis de déterminer certaines caractéristiques microbiennes, indicatrices d'environnements relativement proximaux, montrant parfois même des évidences de paléosols. Cette étude nécessite d'être poursuivie pour caractériser au mieux les facteurs environnementaux poussant à la formation de ces structures.

8.6 Les grandes inconnues

De nombreuses interrogations n'ayant pas été résolues dans ce travail persistent.

- **L'altitude des bassins sédimentaires ?**
  Cette question fait l'objet d'un débat notamment entre les paléobotanistes, les géologues structuraux et les sédimentologues. Les premiers expliquent qu'une telle végétation (*i.e.* flore de marécages) ne peut se développer dans des conditions de haute altitude, les seconds (*e.g.* Franke, 2014) que la chaîne varisque aurait été un "*failed orogen*" (altitude faible), et les troisièmes, grâce à des indices directs ou indirects de glaciers (*e.g.* Becq-Giraudon et al., 1996; Pfeifer et al., 2020), déduisent une haute altitude de la chaîne ou un climat froid à l'équateur, contredisant les études paléoclimatiques menées à cette latitude (*e.g.* Cleal and Thomas, 1999; Roscher and Schneider, 2006). Une récente étude paléoaltimétrique (basées sur les isotopes de l'oxygène et de l'hydrogène dans les détachements, Dusséaux et al., 2019) montre en réalité que l'élévation de la chaîne varisque ouest européenne serait restée modérée, ou bien que le climat à l'équateur ait été relativement chaud. Enfin, l'étude de Fischer et al. (2013) confirme la présence de requins d'eau douce dans de nombreux bassins ouest-européens, impliquant des connexions entre ceux-ci, qui seraient impossibles en cas de présence de reliefs significatifs. La réponse la plus consensuelle tend donc vers une altitude modérée à faible de la chaîne varisque à la transition Carbonifère-Permien.

- **La présence de reliefs à proximité des bassins sédimentaires ?**
  Si les bassins sédimentaires ne sont pas nécessairement situés en altitude, voire même potentiellement reliés à la mer (voir ci-dessous), il n'en reste pas moins que des reliefs peuvent se trouver à proximité. Actuellement, en prenant pour exemple le cas du lac Léman en Suisse, situé à une altitude inférieure à 400 m, celui-ci est connecté avec la mer Méditerranée via le Rhône, et localisé à moins de 70 km du Mont Blanc, recouvert de glaciers d'altitude. L'hypothèse de reliefs pouvant être formés par des montagnes ou des édifices volcaniques, n'est pas tout à fait à évincer étant donné les forts flux sédimentaires arrivant aux bassins étudiés et témoignant d'une érosion importante, et étant donnée la présence de dépôts extrêmement riches en matériel volcanique dans le bassin de Decize-La Machine (grès nougats). Cependant, comme vu dans le chapitre 7 et ci-dessus, ce modèle de hauts reliefs est de plus en plus décrié (*e.g.* Franke, 2014; Dusséaux et al., 2019).

- **Une connexion des bassins avec la mer ?**
  Une éventuelle connexion avec la mer (bassins exoréiques) impliquerait des bassins à basse altitude. La question d'une potentielle salinité des lacs, qui pourrait traduire cette proximité, a déjà été adressée, notamment par Fischer et al. (2013), étudiant les dents des requins retrouvés dans ces bassins par des techniques isotopiques sur l'oxygène et le strontium. La conclusion

majeure de l'étude est que ces requins ont un mode de vie d'eau douce tout au long de leur cycle de vie, sans être diadromes (*i.e.* périodes comme celle de la reproduction où certaines espèces migrent d'un milieu à un autre). Il n'en reste pas moins qu'une connexion avec la mer est envisageable, avec des espèces restant dans le milieu lacustre.

- **Le rôle du volcanisme ?**
  Comme montré par les intercalations de niveaux volcaniques ou de tonsteins dans la sédimentation des bassins étudiés et les bassins alentour (de Blanzy-Le Creusot et de l'Aumance), le volcanisme est omniprésent. Dans quelles mesures ce volcanisme impacte-t-il le climat ou bien la sédimentation dans les bassins ? Par exemple, influence-t-il la fertilisation de ceux-ci, ou bien impacte-t-il la flore environnante (*e.g.* incendies, silicifications) ? Est-ce que le lien étroit observé entre les dépôts riches en matière organique et la fréquence des tonsteins est simplement dû à des meilleurs environnements de préservation, ou à des épisodes de fertilisation du bassin ? Est-ce que la diminution de niveaux organiques en montant dans la stratigraphie permienne ne pourrait pas être liée à la décroissance du volcanisme ?

Bibliographie

Abdoulaye, A., Konaté, M., Harouna, M., Yahaya, M., Rumori, P., Palomino, G.T., 2007. Caractérisation des analcimolites du bassin de Tim Mersoï (Nord du Niger) par diffraction des rayons X. Comptes Rendus Chimie 10, 546–551.

Aber, J.D., Nadelhoffer, K.J., Steudler, P., Melillo, J.M., et al., 1989. Nitrogen saturation in northern forest ecosystems. BioScience 39, 378–286.

Ader, M., 1999. Histoire isotopique de l'azote organique de la diagénése au métamorphisme. Ph.D. thesis. Paris 7.

Ader, M., Boudou, J.P., Javoy, M., Goffé, B., Daniels, E., 1998. Isotope study on organic nitrogen of Westphalian anthracites from the Western Middle field of Pennsylvania (USA) and from the Bramsche Massif (Germany). Organic Geochemistry 29, 315–323.

Ader, M., Cartigny, P., Boudou, J.P., Oh, J.H., Petit, E., Javoy, M., 2006. Nitrogen isotopic evolution of carbonaceous matter during metamorphism : Methodology and preliminary results. Chemical Geology 232, 152–169.

Ader, M., Sansjofre, P., Halverson, G.P., Busigny, V., Trindade, R.I., Kunzmann, M., Nogueira, A.C., 2014. Ocean redox structure across the Late Neoproterozoic Oxygenation Event : a nitrogen isotope perspective. Earth and Planetary Science Letters 396, 1–13.

Ader, M., Thomazo, C., Sansjofre, P., Busigny, V., Papineau, D., Laffont, R., Cartigny, P., Halverson, G.P., 2016. Interpretation of the nitrogen isotopic composition of Precambrian sedimentary rocks : Assumptions and perspectives. Chemical Geology 429, 93–110.

Aerts, R., 1997. Climate, leaf litter chemistry and leaf litter decomposition in terrestrial ecosystems : a triangular relationship. Oikos , 439–449.

Alekseeva, T., Alekseev, A., Maher, B.A., Demkin, V., 2007. Late Holocene climate reconstructions for the Russian steppe, based on mineralogical and magnetic properties of buried palaeosols. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 249, 103–127.

Algeo, T., Rowe, H., Hower, J.C., Schwark, L., Herrmann, A., Heckel, P., 2008. Changes in ocean denitrification during Late Carboniferous glacial–interglacial cycles. Nature Geoscience 1, 709–714.

Allemand, P., Lardeaux, J.M., Dromart, G., Ader, M., 1997. Extension tardi-orogénique et formation des bassins intracontinentaux : le bassin stéphanien des Cévennes. Geodinamica Acta 10, 70–80.

Alonso Azcárate, J., Arche, A., Fernández Barrenechea, J.M., López Gómez, J., Luque del Villar, F.J., Rodas, M., 1997. Palaeogeographical significance of clay mineral assemblages in the Permian and Triassic sediments of the SE Iberian Ranges, eastern Spain. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 136, 309–330.

Altabet, M., 1988. Variations in nitrogen isotopic composition between sinking and suspended particles : Implications for nitrogen cycling and particle transformation in the open ocean. Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers 35, 535–554.

Altabet, M.A., Francois, R., 1994. Sedimentary nitrogen isotopic ratio as a recorder for surface ocean nitrate utilization. Global biogeochemical cycles 8, 103–116.

Altabet, M.A., Francois, R., Murray, D.W., Prell, W.L., 1995. Climate-related variations in denitrification in the Arabian Sea from sediment $^{15}N/^{14}N$ ratios. Nature 373, 506–509.

Altabet, M.A., Pilskaln, C., Thunell, R., Pride, C., Sigman, D., Chavez, F., Francois, R., 1999. The nitrogen isotope biogeochemistry of sinking particles from the margin of the Eastern North Pacific. Deep Sea Research Part I : Oceanographic Research Papers 46, 655–679.

Amundson, R., Austin, A.T., Schuur, E.A., Yoo, K., Matzek, V., Kendall, C., Uebersax, A., Brenner, D., Baisden, W.T., 2003. Global patterns of the isotopic composition of soil and plant nitrogen. Global biogeochemical cycles 17.

Amundson, R., Baisden, W.T., 2000. Stable isotope tracers and mathematical models in soil organic matter studies, in : Methods in Ecosystem Science. Springer, pp. 117–137.

Aranibar, J.N., Otter, L., Macko, S.A., Feral, C.J., Epstein, H.E., Dowty, P.R., Eckardt, F., Shugart, H.H., Swap, R.J., 2004. Nitrogen cycling in the soil–plant system along a precipitation gradient in the Kalahari sands. Global Change Biology 10, 359–373.

Arens, N.C., Jahren, A.H., Amundson, R., 2000. Can C3 plants faithfully record the carbon isotopic composition of atmospheric carbon dioxide ? Paleobiology 26, 137–164.

Arthaud, F., Matte, P., 1975. Les décrochements tardi-hercyniens du sud-ouest de l'Europe. Géométrie et essai de reconstitution des conditions de la déformation. Tectonophysics 25, 139–171.

Asada, T., Warner, B.G., Aravena, R., 2005. Nitrogen isotope signature variability in plant species from open peatland. Aquatic Botany 82, 297–307.

Asikainen, C.A., Francus, P., Brigham-Grette, J., 2007. Sedimentology, clay mineralogy and grain-size as indicators of 65 ka of climate change from El'gygytgyn Crater Lake, Northeastern Siberia. Journal of Paleolimnology 37, 105–122.

Austin, A.T., Vitousek, P., 1998. Nutrient dynamics on a precipitation gradient in Hawai'i. Oecologia 113, 519–529.

Autran, A., Cogné, J., 1980. La zone interne de l'orogène varisque dans l'Ouest de la France et sa place dans le développement de la chaîne hercynienne .

Autran, A., Debeglia, N., Donsimoni, M., Feys, R., Greber, C., Megnien, C., 1980. Socle du bassin. Synthèse géologique du bassin de Paris. Stratigraphie et paléogéographie.–Mémoire BRGM 101, 17–36.

Averbuch, O., Piromallo, C., 2012. Is there a remnant Variscan subducted slab in the mantle beneath the Paris basin ? Implications for the late Variscan lithospheric delamination process and the Paris basin formation. Tectonophysics 558, 70–83.

Bachmann, G., Grosse, S., 1989. Struktur und Entstehung des Norddeutschen Beckens–geologische und geophysikalische Interpretation einer verbesserten Bouguer-Schwerekarte. Nds. Akad. Geowiss. Veröfftl 2, 23–47.

Bachmann, G., Hoffmann, N., 1995. Bildung und Entwicklung des Norddeutschen Rotliegend-Beckens. Stratigraphie von Deutschland I ; Norddeutsches Rotliegendbecken—Rotliegend-Monographie Teil II. Courier Forsch.-Inst. Senckenberg 183, 156–169.

Bachmann, G., Hoffmann, N., 1997. Development of the Rotliegend basin in Northern Germany. Geologisches Jahrbuch D 103, 9–31.

Ballevre, M., Bosse, V., Dabard, M.P., Ducassou, C., Fourcade, S., Paquette, J.L., Peucat, J.J., Pitra, P., 2013. Histoire géologique du Massif armoricain : actualité de la recherche .

Ballèvre, M., Bosse, V., Ducassou, C., Pitra, P., 2009. Palaeozoic history of the Armorican Massif : models for the tectonic evolution of the suture zones. Comptes Rendus Geoscience 341, 174–201.

Ballèvre, M., Catalán, J.R.M., López-Carmona, A., Pitra, P., Abati, J., Fernández, R.D., Ducassou, C., Arenas, R., Bosse, V., Castiñeiras, P., et al., 2014. Correlation of the nappe stack in the Ibero-Armorican arc across the Bay of Biscay : a joint French–Spanish project. Geological Society, London, Special Publications 405, 77–113.

Ballouard, C., Boulvais, P., Poujol, M., Gapais, D., Yamato, P., Tartese, R., Cuney, M., 2015. Tectonic record, magmatic history and hydrothermal alteration in the Hercynian Guérande leucogranite, Armorican Massif, France. Lithos 220, 1–22.

Baptiste, J., 2016. Cartographie structurale et lithologique du substratum du Bassin parisien et sa place dans la chaîne varisque de l'Europe de l'Ouest : approches combinées géophysiques, pétrophysiques, géochronologiques et modélisations 2D. Ph.D. thesis.

Baptiste, J., Martelet, G., Faure, M., Beccaletto, L., Chen, Y., Reninger, P.A., 2016. Unravelling the geology beneath the Meso-Cenozoic sedimentary cover of the intracratonic Paris Basin-Part 2 : geological mapping of the buried Variscan basement combining aeromagnetic, gravity and petrophysical data, in : 35th International Geological Congress : IGC 2016, Aug 2016, Cape Town, South Africa.

Barbarand, J., Quesnel, F., Pagel, M., 2013. Lower Paleogene denudation of Upper Cretaceous cover of the Morvan Massif and southeastern Paris Basin (France) revealed by AFT thermochronology and constrained by stratigraphy and paleosurfaces. Tectonophysics 608, 1310–1327.

Barber, R.T., 1992. Geologic and climatic time scales of nutrient variability, in : Primary productivity and biogeochemical cycles in the sea. Springer, pp. 89–106.

Barker, C.E., Pawlewicz, M.J., 1994. Calculation of vitrinite reflectance from thermal histories and peak temperatures : a comparison of methods, ACS Publications.

Baudin, F., Combourieu-Nebout, N., Zahn, R., 2007. Signatures of rapid climatic changes in organic matter records in the western Mediterranean Sea during the last glacial period. Bulletin de la Société Géologique de France 178, 3–13.

Baudin, F., Tribovillard, N., Trichet, J., 2017. Géologie de la matière organique. EDP sciences.

Beauchamp, B., Oldershaw, A.E., Krouse, H.R., 1987. Upper Carboniferous to Upper Permian 13C-enriched primary carbonates in the Sverdrup Basin, Canadian Arctic : comparisons to coeval western North American ocean margins. Chemical Geology : Isotope Geoscience section 65, 391–413.

Beccaletto, L., Averbuch, O., Izart, A., 2019. The Sarro-Lorraine Basin (SLB) in the frame of the Variscan orogeny : structure and tecto-sedimentary schedule.

Beccaletto, L., Capar, L., Serrano, O., Marc, S., 2015. Structural evolution and sedimentary record of the Stephano-Permian basins occurring beneath the Mesozoic sedimentary cover in the southwestern Paris basin (France). Bulletin de la Société Géologique de France 186, 429–450.

Becq-Giraudon, J.F., Mercier, D., Jacquemin, H., 1995. Faut-il rassembler le Stéphanien supérieur et l'Autunien (Paléozoïque supérieur continental) en une seule entité lithostratigraphique ? Géologie de la France , 17–24.

Becq-Giraudon, J.F., Montenat, C., Van Den Driessche, J., 1996. Hercynian high-altitude phenomena in the French Massif Central : tectonic implications. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 122, 227–241.

Becq-Giraudon, J.F., Van Den Driessche, J., 1993. Continuité de la sédimentation entre le Stéphanien et l'Autunien dans le bassin de Graissessac-Lodève (sud du Massif Central) : implications

tectoniques. Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre 317, 939–945.

Becq-Giraudon, J.F., Van Den Driessche, J., 1994. Dépôts périglaciaires dans le Stéphano-Autunien du Massif Central : témoin de l'effondrement gravitaire d'un haut plateau hercynien. Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2. Sciences de la terre et des planètes 318, 675–682.

Beerling, D., Lake, J., Berner, R., Hickey, L., Taylor, D., Royer, D., 2002. Carbon isotope evidence implying high O2/CO2 ratios in the Permo-Carboniferous atmosphere. Geochimica et Cosmochimica Acta 66, 3757–3767.

Behar, F., Beaumont, V., Penteado, H.D.B., 2001. Rock-Eval 6 technology : performances and developments. Oil & Gas Science and Technology 56, 111–134.

Benek, R., Kramer, W., McCann, T., Scheck, M., Negendank, J., Korich, D., Huebscher, H.D., Bayer, U., 1996. Permo-carboniferous magmatism of the Northeast German Basin. Tectonophysics 266, 379–404.

Benner, R., Fogel, M.L., Sprague, E.K., Hodson, R.E., 1987. Depletion of 13C in lignin and its implications for stable carbon isotope studies. Nature 329, 708–710.

Bercovici, A., 2009. Reconstitutions paléoenvironnementales du domaine ouest téthysien à la transition permien-trias : impacts relatifs du climat, de la ré-organisation de la biosphère continentale et des topographies sur la préservation des systèmes sédimentaires continentaux. Ph.D. thesis. Rennes 1.

van Bergen, P.F., Poole, I., 2002. Stable carbon isotopes of wood : a clue to palaeoclimate ? Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 182, 31–45.

Bergeron, J., 1889. Étude géologique du massif ancien situé au sud du Plateau Central. G. Masson.

Bernasconi, S.M., Barbieri, A., Simona, M., 1997. Carbon and nitrogen isotope variations in sedimenting organic matter in Lake Lugano. Limnology and Oceanography 42, 1755–1765.

Berner, R.A., 1989. Biogeochemical cycles of carbon and sulfur and their effect on atmospheric oxygen over Phanerozoic time. Global and Planetary Change 1, 97–122.

Berner, R.A., 2001. The effect of the rise of land plants on atmospheric CO2 during the Paleozoic .

Berner, R.A., 2003. The long-term carbon cycle, fossil fuels and atmospheric composition. Nature 426, 323–326.

Berner, R.A., 2004. The Phanerozoic carbon cycle : CO2 and O2. Oxford University Press on Demand.

Berner, R.A., 2006. GEOCARBSULF : a combined model for Phanerozoic atmospheric O2 and CO2. Geochimica et Cosmochimica Acta 70, 5653–5664.

Berner, R.A., Canfield, D.E., 1989. A new model for atmospheric oxygen over Phanerozoic time. American Journal of Science 289, 333–361.

Berner, R.A., Kothavala, Z., 2001a. GEOCARB III : a revised model of atmospheric CO2 over Phanerozoic time. American Journal of Science 301, 182–204.

Berner, R.A., Kothavala, Z., 2001b. GEOCARB III : a revised model of atmospheric CO2 over Phanerozoic time. American Journal of Science 301, 182–204.

Berner, R.A., Raiswell, R., 1983. Burial of organic carbon and pyrite sulfur in sediments over Phanerozoic time : a new theory. Geochimica et Cosmochimica Acta 47, 855–862.

Bhattacharya, J., 2010. 10.Delta. FaciesModels 4, GEOtext. Noel P. James and Robert W. Dalrymple.

Biddle, K.T., Christie-Blick, N., 1985. Strike-slip deformation, basin formation, and sedimentation : based on a symposium. Society of Economic Paleontologists and Mineralogists.

Bischof, G., 1863. Lehrbuch der chemischen und physikalischen Geologie. volume 1. A. Marcus.

Bishop, J.W., Montañez, I.P., Osleger, D.A., 2010. Dynamic Carboniferous climate change, Arrow Canyon, Nevada. Geosphere 6, 1–34.

Blackey, R., 2016. Paleogeographic map of the Pennsylvanian (300 Ma). Global Paleogeography and Tectonics in Deep Time Series .

Blair, T.C., McPherson, J.G., 1994. Alluvial fan processes and forms, in : Geomorphology of desert environments. Springer, pp. 354–402.

Blanchard, S., Fielding, C.R., Frank, T.D., Barrick, J.E., 2016. Sequence stratigraphic framework for mixed aeolian, peritidal and marine environments : Insights from the Pennsylvanian subtropical record of Western Pangaea. Sedimentology 63, 1929–1970.

Blès, J., Bonijoly, D., Castaing, C., Gros, Y., 1989. Successive post-Variscan stress fields in the French Massif Central and its borders (Western European plate) : comparison with geodynamic data. Tectonophysics 169, 79–111.

Blüm, W., 1989. Faciesanalyse im Rotliegenden des Nordschweizer Permokarbon-Trogs (Hochrhein-Region zwischen Basel und Laufenburg). Eclogae geologicae helvetiae 82, 455–489.

Bocherens, H., Friis, E., mariotti, A., Pedersen, KR, j.v.n.p.y.p., . Carbon isotopic abundances in Mesozoic and Cenozoic fossil plants : palaeoecological implications .

Boehrer, B., Kiwel, U., Rahn, K., Schultze, M., 2014. Chemocline erosion and its conservation by freshwater introduction to meromictic salt lakes. Limnologica 44, 81–89.

Bohacs, K., 1995. Mudrocks from marine to non marine ; contrasting expressions of depositional sequences : Abstracts with Programs. Geological Society of America 27, 399.

Bohacs, K., 1998. Contrasting expressions of depositional sequences in mudrocks from marine to non marine environments, in : Shales and mudstones (Volume I, Basin studies, sedimentology, and paleontology), pp. 33–78.

Bohacs, K., Curry, D., Carroll, A., Horsfield, B., 1996. Control of lake type on physical and geochemical nature of depositional sequence development : Examples from the Green River Formation, Wyoming. Technical Report. American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, OK (United States).

Bohacs, K.M., Carroll, A.R., Neal, J.E., Mankiewicz, P.J., et al., 2000. Lake-basin type, source potential, and hydrocarbon character : an integrated sequence-stratigraphic-geochemical framework. Lake basins through space and time : AAPG Studies in Geology 46, 3–34.

Bohor, B., Triplehorn, D.M., 1984. Accretionary lapilli in altered tuffs associated with coal beds. Journal of Sedimentary Research 54, 317–325.

Bohor, B.F., 1985. Diagenesis of rhyolitic ash in coal-forming environments, in : Book of Abstracts, International Clay Conference, Denver, Colorado : Boulder, Clay Minerals Society, p. 27.

Bohor, B.F., Triplehorn, D.M., 1993. Tonsteins : altered volcanic ash layers in coal-bearing sequences. volume 285. Geological Society of America.

Bonijoly, D., Castaing, C., 1983. Fracturation et genèse des bassins stéphaniens du Massif central français en régime compressif .

Bonijoly, D., Castaing, C., 1987. Ouverture et évolution structurale de quelques bassins houillers de directions orthogonales, dans le Massif Central français. Ann Soc Geol Nord 106, 189–200.

Bonijoly, D., Germain, H., 1984. Histoire tectonique post-hercynienne du bassin d'Alès (Gard) : chronologie des déformations et contrôle structural des minéralisations barytiques. volume 76. Editions du Bureau de recherches géologiques et minières, Service géologique.

Bonin, B., 1990. From orogenic to anorogenic settings : evolution of granitoid suites after a major orogenesis. Geological Journal 25, 261–270.

Bonin, B., Azzouni-Sekkal, A., Bussy, F., Ferrag, S., 1998. Alkali-calcic and alkaline post-orogenic (PO) granite magmatism : petrologic constraints and geodynamic settings. Lithos 45, 45–70.

Bonin, B., Brändlein, P., Bussy, F., Desmons, J., Eggenberger, U., Finger, F., Graf, K., Marro, C., Mercolli, I., Oberhänsli, R., et al., 1993. Late Variscan magmatic evolution of the Alpine basement, in : Pre-Mesozoic geology in the Alps. Springer, pp. 171–201.

Bonnion, S., 1983. Structuration du bassin houiller de l'Aumance(Allier) : analyse structurale des dépôts de charbon et stérile ; géophysique. Ph.D. thesis.

Bonnion, S., Courel, L., Gelard, J.P., Paquette, Y., 1983. L'organisation des dépôts de charbon et de stérile dans le bassin de l'Aumance (Allier) : tectonique synsédimentaire et syndiagénétique. Mémoires géologiques de l'Université de Dijon , 87–97.

Bosse, V., Feraud, G., Ruffet, G., Ballèvre, M., Peucat, J.J., De Jong, K., 2000. Late Devonian subduction and early-orogenic exhumation of eclogite-facies rocks from the Champtoceaux Complex (Variscan belt, France). Geological Journal 35, 297–325.

Boudou, J.P., Mariotti, A., Oudin, J.L., 1984. Unexpected enrichment of nitrogen during the diagenetic evolution of sedimentary organic matter. Fuel 63, 1508–1510.

Boudou, J.P., Schimmelmann, A., Ader, M., Mastalerz, M., Sebilo, M., Gengembre, L., 2008. Organic nitrogen chemistry during low-grade metamorphism. Geochimica et Cosmochimica Acta 72, 1199–1221.

Bougeault, C., Pellenard, P., Deconinck, J.F., Hesselbo, S.P., Dommergues, J.L., Bruneau, L., Cocquerez, T., Laffont, R., Huret, E., Thibault, N., 2017. Climatic and palaeoceanographic changes during the Pliensbachian (Early Jurassic) inferred from clay mineralogy and stable isotope (CO) geochemistry (NW Europe). Global and Planetary Change 149, 139–152.

Bougnères, L., 1961. Le bassin de l'Aumance. Comptes rendus hebdomadaires des séances de l'académie des sciences 252, 2901.

Bouma, A.H., 1962. Sedimentology of some flysch deposits. A graphic approach to facies interpretation.

Bouroz, A., 1968. Corrélations entre quelques bassins stéphaniens du Massif Central par le moyen des niveaux cinéritiques. CR Acad. Sci. Paris, Sér. D 266, 2219–2222.

Bouroz, A., 1972. Utilisation des marqueurs d'origine volcanique en stratigraphie. Exemples d'application dans les gisements houillers. Mémoire du Bureau de Recherches Géologiques et Minières, France 77.

Bouroz, A., Chalard, J., Dollé, P., 1962. Extension géographique et valeur stratigraphique des niveaux de tonstein du Bassin houiller du Nord de la France. Ann. Soc. Géol. Nord 73, 98–141.

Bouroz, A., Doubinger, J., 1975a. Les relations entre le Stéphanien et l'Autunien d'après le contenu de leur stratotype. CR Acad. Sci. Paris 279, 1745–1748.

Bouroz, A., Doubinger, J., 1975b. Les relations entre le stéphanien et l'autunien d'après le contenu de leur stratotype. c.r. acad. sci. paris, 279-d, p. 1745-1748. C.R. Acad. Sci. Paris 279, 1745–1748.

Bouroz, A., Spears, D., Arbey, F., 1983. Review of the formation and evolution of petrographic markers in coal basins : Societe Giologique du Nord.

Bourquin, S., Bercovici, A., López-Gómez, J., Diez, J.B., Broutin, J., Ronchi, A., Durand, M., Arché, A., Linol, B., Amour, F., 2011. The Permian–Triassic transition and the onset of Mesozoic sedimentation at the northwestern peri-Tethyan domain scale : palaeogeographic maps and geodynamic implications. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 299, 265–280.

Bourquin, S., Guillocheau, F., 1996. Keuper stratigraphic cycles in the Paris Basin and comparison with cycles in other Peritethyan basins (German Basin and Bresse-Jura Basin). Sedimentary geology 105, 159–182.

Bourquin, S., Guillocheau, F., Péron, S., 2009. Braided rivers within an arid alluvial plain (example from the Lower Triassic, western German Basin) : recognition criteria and expression of stratigraphic cycles. Sedimentology 56, 2235–2264.

Bourquin, S., Rigollet, C., Bourges, P., 1998. High-resolution sequence stratigraphy of an alluvial fan–fan delta environment : stratigraphic and geodynamic implications–An example from the Keuper Chaunoy Sandstones, Paris Basin. Sedimentary Geology 121, 207–237.

Bouton, A., Vennin, E., Thomazo, C., Mathieu, O., Garcia, F., Jaubert, M., Visscher, P.T., 2020. Microbial Origin of the Organic Matter Preserved in the Cayo Coco Lagoonal Network, Cuba. Minerals 10, 143.

Bragazza, L., Iacumin, P., Siffi, C., Gerdol, R., 2010. Seasonal variation in nitrogen isotopic composition of bog plant litter during 3 years of field decomposition. Biology and fertility of soils 46, 877–881.

Bragg, W.H., 1915. IX. Bakerian Lecture.—X-rays and crystal structure. Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A, Containing Papers of a Mathematical or Physical Character 215, 253–274.

Breda, A., Mellere, D., Massari, F., 2007. Facies and processes in a Gilbert-delta-filled incised valley (Pliocene of Ventimiglia, NW Italy). Sedimentary geology 200, 31–55.

Breitkreuz, C., Kennedy, A., 1999. Magmatic flare-up at the Carboniferous/Permian boundary in the NE German Basin revealed by SHRIMP zircon ages. Tectonophysics 302, 307–326.

Brenner, M., Whitmore, T.J., Curtis, J.H., Hodell, D.A., Schelske, C.L., 1999. Stable isotope ($\delta^{13}Cand\delta^{15}$N) signatures of sedimented organic matter as indicators of historic lake trophic state. Journal of Paleolimnology 22, 205–221.

Brezinski, D.K., Cecil, C.B., Skema, V.W., Stamm, R., 2008. Late Devonian glacial deposits from the eastern United States signal an end of the mid-Paleozoic warm period. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 268, 143–151.

Brigaud, B., Gand, G., Bonvalot, J., 2006. Étude de deux formations carbonifères du Morvan méridional dans le cadre de l'orogenèse hercynienne (Région du Creusot, Saône-et-Loire). Bourgogne Nature 3, 37–54.

Brindley, G., Brown, G., 1980. Quantitative X-ray mineral analysis of clays. Crystal structures of clay minerals and their X-ray identification 5, 411–438.

Broda, E., 1977. Two kinds of lithotrophs missing in nature. Zeitschrift für allgemeine Mikrobiologie 17, 491–493.

Broutin, J., 1986. Étude paléobotanique et palynologique du passage Carbonifère Permien dans le sud-ouest de la Péninsule Ibérique. Cahiers de paléontologie .

Broutin, J., Châteauneuf, J.J., Galtier, J., Ronchi, A., 1999. L'Autunien d'Autun reste-t-il une référence pour les dépôts continentaux du Permien inférieur d'Europe ? Apport des données paléobotaniques. Géologie de la France , 17–31.

Broutin, J., Doubinger, J., Farjanel, G., Freytet, P., Kerp, H., Langiaux, J., Lebreton, M.L., Sebban, S., Satta, S., 1990. Le renouvellement des flores au passage Carbonifère Permien : approches stratigraphique, biologique, sédimentologique. Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre 311, 1563–1569.

Bruckschen, P., Oesmann, S., Veizer, J., 1999. Isotope stratigraphy of the European Carboniferous : proxy signals for ocean chemistry, climate and tectonics. Chemical Geology 161, 127–163.

Bruguier, O., Becq-Giraudon, J., Champenois, M., Deloule, E., Ludden, J., Mangin, D., 2003. Application of in situ zircon geochronology and accessory phase chemistry to constraining basin development during post-collisional extension : a case study from the French Massif Central. Chemical Geology 201, 319–336.

Brummer, G., Kloosterhuis, H., Helder, W., 2002. Monsoon-driven export fluxes and early diagenesis of particulate nitrogen and its δ15N across the Somalia margin. Geological Society, London, Special Publications 195, 353–370.

Brun, J.P., van den Driessche, J., 1994a. Extensional gneiss domes and detachment fault systems ; structure and kinematics. Bulletin de la Société Géologique de France 165, 519–530.

Brun, J.P., van den Driessche, J., 1994b. Extensional gneiss domes and detachment fault systems ; structure and kinematics. Bulletin de la Société Géologique de France 165, 519–530.

Buchardt, G., Fritz, P., 1980. Handbook of Environmental Isotope Geochemistry.

Burg, J.P., Brun, J.P., Van Den Driessche, J., 1990. Le sillon houiller du Massif Central français : faille de transfert pendant l'amincissement crustal de la chaîne. Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre 311, 147–152.

Burg, J.P., Van Den Driessche, J., Brun, J.P., 1994. Syn-to post-thickening extension : mode and consequences. Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2. Sciences de la terre et des planètes 319, 1019–1032.

Burger, K., Zhou, Y., Tang, D., 1990. Synsedimentary volcanic-ash-derived illite tonsteins in Late Permian coal-bearing formations of southwestern China. International Journal of Coal Geology 15, 341–356.

Burne, R.V., Moore, L.S., 1987. Microbialites ; organosedimentary deposits of benthic microbial communities. Palaios 2, 241–254.

Busby-Spera, C.J., 1988. Evolution of a Middle Jurassic back-arc basin, Cedros Island, Baja California : evidence from a marine volcaniclastic apron. Geological Society of America Bulletin 100, 218–233.

Busigny, V., Lebeau, O., Ader, M., Krapež, B., Bekker, A., 2013. Nitrogen cycle in the Late Archean ferruginous ocean. Chemical Geology 362, 115–130.

Calvert, S., Nielsen, B., Fontugne, M., 1992. Evidence from nitrogen isotope ratios for enhanced productivity during formation of eastern Mediterranean sapropels. Nature 359, 223–225.

Calvez, J., Vidal, P., 1978. Two billion years old relicts in the Hercynian Belt of western Europe. Contributions to Mineralogy and Petrology 65, 395–399.

Canfield, D.E., Glazer, A.N., Falkowski, P.G., 2010. The evolution and future of Earth's nitrogen cycle. science 330, 192–196.

Caputo, M.V., 1985. Late Devonian glaciation in South America. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 51, 291–317.

Caputo, M.V., de Melo, J.G., Streel, M., Isbell, J.L., Fielding, C., 2008. Late Devonian and early Carboniferous glacial records of South America. Geological Society of America Special Papers 441, 161–173.

Capuzzo, N., Handler, R., Neubauer, F., Wetzel, A., 2003. Post-collisional rapid exhumation and erosion during continental sedimentation : the example of the late Variscan Salvan-Dorénaz basin (Western Alps). International Journal of Earth Sciences 92, 364–379.

Capuzzo, N., Wetzel, A., 2004. Facies and basin architecture of the Late Carboniferous Salvan-Dorénaz continental basin (Western Alps, Switzerland/France). Sedimentology 51, 675–697.

Carignan, J., Hild, P., Mevelle, G., Morel, J., Yeghicheyan, D., 2001. Routine analyses of trace elements in geological samples using flow injection and low pressure on-line liquid chromatography coupled to ICP-MS : A study of geochemical reference materials BR, DR-N, UB-N, AN-G and GH. Geostandards Newsletter 25, 187–198.

Caroll, A., Bohacs, K., 1999. Stratigraphic classification of ancient lakes : balancing tectonic and climate controls. Geology 27, 99–102.

Carpena, J., Doubinger, J., Guerin, R., Juteau, J., Monnier, M., 1984. Le volcanisme acide de l'Ouest-Morvan dans son cadre geologique ; caracterisation geochimique, structurale et chronologique de mise en place. Bulletin de la Société géologique de France 7, 839–859.

Carrat, H., 1969. Le Morvan cristallin : étude pétrographique, géochimique et structurale : position de l'uranium. Ph.D. thesis. Université de Nancy-Faculté des sciences.

Cartigny, M.J., Ventra, D., Postma, G., van Den Berg, J.H., 2014. Morphodynamics and sedimentary structures of bedforms under supercritical-flow conditions : new insights from flume experiments. Sedimentology 61, 712–748.

Casagrande, D.J., Siefert, K., Berschinski, C., Sutton, N., 1977. Sulfur in peat-forming systems of the Okefenokee Swamp and Florida Everglades : origins of sulfur in coal. Geochimica et Cosmochimica Acta 41, 161–167.

Cecil, C.B., Brezinski, D.K., Dulong, F., 2004. The Paleozoic record of changes in global climate and sea level : Central Appalachian Basin. Geology of the National Capital Region—Field Trip Guidebook : US Geological Survey Circular 1264, 77–133.

Cecil, C.B., DiMichele, W.A., Elrick, S.D., 2014. Middle and Late Pennsylvanian cyclothems, American Midcontinent : Ice-age environmental changes and terrestrial biotic dynamics. Comptes Rendus Geoscience 346, 159–168.

Cecil, C.B., Dulong, F.T., West, R.R., Stamm, R., Wardlaw, B.A., Edgar, N.T., 2003. Climate controls on the stratigraphy of a Middle Pennsylvanian cyclothem in North America .

Cerling, T.E., 1999. Paleorecords of C4 plants and ecosystems. C4 plant biology , 445–469.

Chamley, H., 1989. Clay mineralogy. Villeneuve d'Ascq.

Chamley, H., Deconinck, J.F., 2011. Bases de sédimentologie .

Chantraine, J., Autran, A., Cavelier, C., 2003. Carte géologique de la France à 1/1 000 000 6ème édition révisée. BRGM, Orléans .

Châteauneuf, J.J., Farjanel, G., 1989. Synthèse géologique des bassins permiens français. 128, Éditions du BRGM.

Chew, D., Petrus, J., Kamber, B., 2014. U–Pb LA–ICPMS dating using accessory mineral standards with variable common Pb. Chemical Geology 363, 185–199.

Chilingarian, G.V., Wolf, K.H., 1988. Diagenesis, I. Elsevier.

Choulet, F., Faure, M., Fabbri, O., Monié, P., 2012. Relationships between magmatism and extension along the Autun–La Serre fault system in the Variscan Belt of the eastern French Massif Central. International Journal of Earth Sciences 101, 393–413.

Chumakov, N., Zharkov, M., et al., 2002. Climate during Permian–Triassic biosphere reorganizations, article 1 : climate of the Early Permian. Stratigraphy and Geological Correlation 10, 586–602.

Clark, I., Fritz, P., 1997. The environmental isotopes. Environmental isotopes in hydrogeology , 2–34.

Clarke, J.E.H., 2016. First wide-angle view of channelized turbidity currents links migrating cyclic steps to flow characteristics. Nature communications 7, 1–13.

Clarke, J.H., Brucker, S., Muggah, J., Hamilton, T., Cartwright, D., Church, I., Kuus, P., 2012. Temporal progression and spatial extent of mass wasting events on the Squamish prodelta slope, in : Landslides and engineered slopes : Protecting society through improved understanding. Citeseer, pp. 1091–1096.

Cleal, C.J., Thomas, B.A., 1999. Tectonics, tropical forest destruction and global warming in the Late Palaeozoic. Acta Palaeobotanica, Supplement 2, 17–19.

Cleal, C.J., Thomas, B.A., 2005. Palaeozoic tropical rainforests and their effect on global climates : is the past the key to the present ? Geobiology 3, 13–31.

Cloetingh, S.A., Ziegler, P., Bogaard, P., Andriessen, P., Artemieva, I.M., Bada, G., Van Balen, R., Beekman, F., Ben-Avraham, Z., Brun, J.P., et al., 2007. TOPO-EUROPE : The geoscience of coupled deep Earth-surface processes. Global and Planetary Change 58, 1–118.

Cochelin, B., Chardon, D., Denèle, Y., Gumiaux, C., Le Bayon, B., 2017. Vertical strain partitioning in hot Variscan crust : Syn-convergence escape of the Pyrenees in the Iberian-Armorican syntax. Bulletin de la Société géologique de France 188, 39.

Cocks, L., 2001. Ordovician and Silurian global geography. Journal of the Geological Society 158, 197–210.

Cohen, K.M., Finney, S.C., Gibbard, P.L., Fan, J.X., 2013. The ICS international chronostratigraphic chart. Episodes 36, 199–204.

Cole, J.J., Caraco, N.F., Kling, G.W., Kratz, T.K., 1994. Carbon dioxide supersaturation in the surface waters of lakes. Science 265, 1568–1570.

Connin, S., Feng, X., Virginia, R., 2001. Isotopic discrimination during long-term decomposition in an arid land ecosystem. Soil Biology and Biochemistry 33, 41–51.

Copestake, P., Sims, A., Crittenden, S., Hamar, G., Ineson, J., Rose, P., Tringham, M., Evans, D., Graham, C., Armour, A., et al., 2003. The Millennium Atlas : petroleum geology of the central and northern North Sea .

Coplen, T.B., 2011. Guidelines and recommended terms for expression of stable-isotope-ratio and gas-ratio measurement results. Rapid communications in mass spectrometry 25, 2538–2560.

Coplen, T.B., Shrestha, Y., 2016. Isotope-abundance variations and atomic weights of selected elements : 2016 (IUPAC Technical Report). Pure and Applied Chemistry 88, 1203–1224.

Corfu, F., 2013. A century of U-Pb geochronology : The long quest towards concordance. Bulletin 125, 33–47.

Corfu, F., Hanchar, J., Hoskin, P., Kinny, P., 2003. Atlas of zircon textures : Reviews in Mineral-ogy and Geochemistry, v. 53. doi 10, 0530469.

Costa, S., Rey, P., 1995. Lower crustal rejuvenation and growth during post-thickening collapse : Insights from a crustal cross section through a Variscan metamorphic core complex. Geology 23, 905–908.

Courel, L., 1970. Trias et rhétien de la bordure nord et est du Massif Central français : modalités de la transgression mésozoïque. Ph.D. thesis.

Courel, L., Bonnion, S., Gelard, J., Paquette, Y., 1989. Le bassin houiller permien de l'Aumance : bassin intramontagneux en distension sur failles réactivées, in : Dynamique et méthodes d'étude des bassins sédimentaires, pp. 179–195.

Courel, L., Valle, B., Branchet, M., 1986. Le bassin houiller de Blanzy-Montceau ; cadre géologique et structural ; succession et dynamique des paléoenvironnements. Bulletin trimestriel de la Société d'histoire naturelle et des amis du Muséum d'Autun , 7–26.

Craig, H., 1954. Carbon 13 in plants and the relationships between carbon 13 and carbon 14 variations in nature. The journal of geology 62, 115–149.

Crowell, J., 1978. Gondwanan glaciation, cyclothems, continental positioning, and climate change. American Journal of Science 278, 1345–1372.

Crowley, T.J., Baum, S.K., 1992. Modeling late Paleozoic glaciation. Geology 20, 507–510.

Cui, Y., Bercovici, A., Yu, J., Kump, L.R., Freeman, K.H., Su, S., Vajda, V., 2017. Carbon cycle perturbation expressed in terrestrial Permian–Triassic boundary sections in South China. Global and Planetary Change 148, 272–285.

Daniels, E.J., Altaner, S.P., 1990. Clay mineral authigenesis in coal and shale from the Anthracite region, Pennsylvania. American Mineralogist 75, 825–839.

Davies, I.C., Walker, R.G., 1974. Transport and deposition of resedimented conglomerates ; the Cap Enrage Formation, Cambro-Ordovician, Gaspe, Quebec. Journal of Sedimentary Research 44, 1200–1216.

Davies, N.S., Gibling, M.R., 2013. The sedimentary record of Carboniferous rivers : continuing influence of land plant evolution on alluvial processes and Palaeozoic ecosystems. Earth-Science Reviews 120, 40–79.

Dean, W.E., Arthur, M.A., Claypool, G.E., 1986. Depletion of 13C in Cretaceous marine organic matter : Source, diagenetic, or environmental sigal ? Marine Geology 70, 119–157.

Debeglia, N., Debrand-Passard, S., 1980. Principaux accidents tectoniques issus des corrélations entre les données de géophysique et les données de terrain (au sens large), dans le Sud-Ouest du bassin de Paris. Bulletin de la Société géologique de France 7, 639–646.

Debrand-Passard, S., 1984. Synthèse géologique du Sud-Est de la France. volume 125. Editions du Bureau de recherches géologiques et minières, Service géologique.

Deconinck, J.F., 1992. Sédimentologie des argiles dans le jurassique-crétacé d'europe occidentale et du maroc, hdr .

Deconinck, J.F., Brigaud, B., Pellenard, P., 2016. Pétrographie et environnements sédimentaires.

Deconinck, J.F., Hesselbo, S.P., Pellenard, P., 2019. Climatic and sea-level control of Jurassic (Pliensbachian) clay mineral sedimentation in the Cardigan Bay Basin, Llanbedr (Mochras Farm) borehole, Wales. Sedimentology 66, 2769–2783.

Deconinck, J.F., Strasser, A., 1987. Sedimentology, clay mineralogy and depositional environment of Purbeckian green marls (Swiss and French Jura). Eclogae Geologicae Helvetiae 80, 753–772.

Deines, P., et al., 1980. The isotopic composition of reduced organic carbon .

Delafond, F., 1889. Bassin Houiller et Permien d'Autun et d'Epinac : Stratigraphie. Fascicule I. 6, Quantin.

Delfour, J., 1989. Donnees lithostratigraphiques et geochimiques sur le Devono-Dinantien de la partie sud du faisceau du Morvan (NE Massif Central francais). Géologie de la France , 49–77.

Delfour, J., Arene, J., Clozier, L., Carroue, J., Cornet, J., Delance, J., Feys, R., Lemiere, B., 1991. Notice explicative, Carte géologique de France (1/50 000), feuille Autun (551). Éd BRGM, Orléans .

Delfour, J., Clozier, L., Cornet, J., Lablanche, G., Feys, R., 1995. Notice explicative de la Feuille Lucenay-l'Évêque à 1/50 000. BRGM, Orléans .

Dellisanti, F., Pini, G., Baudin, F., 2010. Use of Tmax as a thermal maturity indicator in orogenic successions and comparison with clay mineral evolution. Clay minerals 45, 115–130.

Delmas, J., Houel, P., Vially, R., 2002. Paris Basin, Petroleum potential. IFP regional Report .

Delwiche, C.C., Steyn, P.L., 1970. Nitrogen isotope fractionation in soils and microbial reactions. Environmental Science & Technology 4, 929–935.

Demaison, G.J., Moore, G.T., 1980. Anoxic environments and oil source bed genesis. AApG Bulletin 64, 1179–1209.

Dera, G., Pellenard, P., Neige, P., Deconinck, J.F., Pucéat, E., Dommergues, J.L., 2009a. Distribution of clay minerals in Early Jurassic Peritethyan seas : palaeoclimatic significance inferred from multiproxy comparisons. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 271, 39–51.

Dera, G., Pucéat, E., Pellenard, P., Neige, P., Delsate, D., Joachimski, M.M., Reisberg, L., Martinez, M., 2009b. Water mass exchange and variations in seawater temperature in the NW Tethys during the Early Jurassic : evidence from neodymium and oxygen isotopes of fish teeth and belemnites. Earth and Planetary Science Letters 286, 198–207.

Dercourt, J., Gaetani, M., Vrielynck, B., 2000. Atlas Peri-Tethys Palaeogeographical Maps. CCGM.

Derry, L.A., 2010. A burial diagenesis origin for the Ediacaran Shuram–Wonoka carbon isotope anomaly. Earth and Planetary Science Letters 294, 152–162.

Desprairies, A., Bachaoui, M., Ramdani, A., Tribovillard, N., 1995. Clay diagenesis in organic-rich cycles from the kimmeridge clay formation of yorshire (gb) : implication for palaeoclimatic interpretations, in : Organic Matter Accumulation. Springer, pp. 63–91.

Deutsch, C., Sigman, D.M., Thunell, R.C., Meckler, A.N., Haug, G.H., 2004. Isotopic constraints on glacial/interglacial changes in the oceanic nitrogen budget. Global Biogeochemical Cycles 18.

Dewey, J., 1988. Extensional collapse of orogens. Tectonics 7, 1123–1139.

Dickinson, W.R., Gehrels, G.E., 2009. Use of U–Pb ages of detrital zircons to infer maximum depositional ages of strata : a test against a Colorado Plateau Mesozoic database. Earth and Planetary Science Letters 288, 115–125.

Diefendorf, A.F., Mueller, K.E., Wing, S.L., Koch, P.L., Freeman, K.H., 2010. Global patterns in leaf 13C discrimination and implications for studies of past and future climate. Proceedings of the National Academy of Sciences 107, 5738–5743.

Diefendorf, A.F., Patterson, W.P., Holmden, C., Mullins, H.T., 2008. Carbon isotopes of marl and lake sediment organic matter reflect terrestrial landscape change during the late Glacial and early Holocene (16,800 to 5,540 cal yr BP) : a multiproxy study of lacustrine sediments at Lough Inchiquin, western Ireland. Journal of Paleolimnology 39, 101–115.

Dietrich, P., Ghienne, J.F., Normandeau, A., Lajeunesse, P., 2016. Upslope-migrating bedforms in a proglacial sandur delta : cyclic steps from river-derived underflows ? Journal of Sedimentary Research 86, 112–122.

DiMichele, W.A., Pfefferkorn, H.W., Gastaldo, R.A., 2001. Response of Late Carboniferous and Early Permian plant communities to climate change. Annual Review of Earth and Planetary Sciences 29, 461–487.

DiMichele, W.A., Phillips, T.L., 1996. Climate change, plant extinctions and vegetational recovery during the Middle-Late Pennsylvanian transition : The case of tropical peat-forming environments in North America. Geological Society, London, Special Publications 102, 201–221.

Djarar, L., Wang, H., Guiraud, M., Clermonté, J., Courel, L., Dumain, M., Laversanne, J., 1996. Le bassin stéphanien des Cévennes (Massif Central) : un exemple de relation entre sédimentation et tectonique extensive tardi-orogénique dans la chaîne varisque. Geodinamica Acta 9, 193–221.

Domeier, M., Torsvik, T.H., 2014. Plate tectonics in the late Paleozoic. Geoscience Frontiers 5, 303–350.

Donsimoni, M., 1983. Le Bassin houiller de Decize-Devay, Nièvre, France : Influence d'une tectonique synsédimentaire sur la genèse d'une couche épaisse, in : Congreso Internacional de Estratigrafía y Geología del Carbonífero. 10. Abstracts.

Donsimoni, M., 1990. Le gisement de charbon de Lucenay-lès-Aix (Nièvre). Documents du BRGM 179, 84.

Donsimoni, M., 2006. Le gisement de charbon de Lucenay-lès-Aix (Nièvre). Etat des connaissances acquises par le B.R.G.M. entre 1981 et 1986 - Rapport final. Rapports du B.R.G.M. Orléans.

Donsimoni, M., et al., 1981. Synthèse géologique du bassin houiller lorrain .

Doornenbal, H., Stevenson, A., 2010. Petroleum geological atlas of the Southern Permian Basin area. EAGE.

Dopita, M., Kralik, J., 1977. Coal tonsteins in Ostrava-Karviná coal basin. OKD, Ostrava .

Dott, R.H., 1964. Wacke, graywacke and matrix ; what approach to immature sandstone classification ? Journal of Sedimentary Research 34, 625–632.

Doubinger, J., 1970. Réflexions sur la flore du Mont-Pelé (Bassin d'Autun), in : Colloque sur la Stratigraphie du Carbonifère. Les Congrès et Colloques de l'Université de Liège, pp. 275–284.

Doubinger, J., 1974. Etudes palynologiques dans l'Autunien. Review of Palaeobotany and Palynology 17, 21–38.

Doubinger, J., Branchet, M., Langiaux, J., 1979. Présence de Callipteris flabellifera Weiss dans le Stéphanien de Blanzy-Montceau (Massif Central, France). Rév. Périod "La Physiophile", Soc. Étud. Sci. Hist., Montceau-les-Mines 91, 67–72.

Doubinger, J., Elsass, F., 1956. Contribution à l'étude des flores autuno-stéphaniennes. Société géologique de France.

Doubinger, J., Elsass, F., 1975. Nouvelles données minéralogiques et palynologiques sur les sédiments permiens du bassin d'Autun. Bull. Soc. Hist. Nat. Autun, 76, p. 13-28. Sciences Géologiques, bulletins et mémoires 29, 322–323.

Doubinger, J., Elsass, F., 1979. Le bassin permo-carbonifère d'Autun : nouvelles données stratigraphiques et palynologiques. Bull. Soc. Hist. Nat. Autun 91, 9–24.

Drits, V.A., Lindgreen, H., Salyn, A.L., 1997. Determination of the content and distribution of fixed ammonium in illite-smectite by X-ray diffraction : Application to North Sea illite-smectite. American Mineralogist 82, 79–87.

Du Toit, A.L., 1937. Our wandering continents : an hypothesis of continental drifting .

Ducassou, C., 2009. Age et origine des premiers reliefs de la chaîne hercynienne : le Dévono-Carbonifère du Bassin d'Ancenis. Ph.D. thesis.

Ducassou, C., Mercuzot, M., Bourquin, S., Rossignol, C., Pellenard, P., Beccaletto, L., Poujol, M., Hallot, E., Pierson-Wickmann, A.C., Hue, C., et al., 2019. Sedimentology and U-Pb dating of Carboniferous to Permian continental series of the northern Massif Central (France) : Local palaeogeographic evolution and larger scale correlations. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 533, 109228.

Ducassou, C., Poujol, M., Ruffet, G., Bruguier, O., Ballevre, M., 2014. Relief variation and erosion of the Variscan belt : detrital geochronology of the Palaeozoic sediments from the Mauges Unit (Armorican Massif, France). Geological Society, London, Special publications 405, 137–167.

Dufrenoy, A., Elie de Beaumont, L., 1841. Carte géologique de la France à 1/500 000. Paris, Ministère des Travaux Publics .

Dupraz, C., Reid, R.P., Braissant, O., Decho, A.W., Norman, R.S., Visscher, P.T., 2009. Processes of carbonate precipitation in modern microbial mats. Earth-Science Reviews 96, 141–162.

Durand, B., et al., 1980. Kerogen : Insoluble organic matter from sedimentary rocks. Editions technip.

Durham, R., Joshi, S., 1980. Recent sedimentation rates, 210Pb fluxes, and particle settling velocities in Lake Huron, Laurentian Great Lakes. Chemical Geology 31, 53–66.

Dusséaux, C., Gébelin, A., Boulvais, P., Gardien, V., Grimes, S., Mulch, A., 2019. Meteoric fluid-rock interaction in Variscan shear zones. Terra Nova 31, 366–372.

Dyer, B., Maloof, A.C., 2015. Physical and chemical stratigraphy suggest small or absent glacioeustatic variation during formation of the Paradox Basin cyclothems. Earth and Planetary Science Letters 419, 63–70.

Echtler, H., Malavieille, J., 1990. Extensional tectonics, basement uplift and Stephano-Permian collapse basin in a late Variscan metamorphic core complex (Montagne Noire, Southern Massif Central). Tectonophysics 177, 125–138.

Ellwood, B.B., Crick, R.E., Hassani, A.E., Benoist, S.L., Young, R.H., 2000. Magnetosusceptibility event and cyclostratigraphy method applied to marine rocks : detrital input versus carbonate productivity. Geology 28, 1135–1138.

Elsass Damon, F., 1977. Les «schistes bitumineux» du bassin d'Autun : pétrographie, minéralogie, cristallochimie, pyrolise .

Emmer, E., Thunell, R.C., 2000. Nitrogen isotope variations in Santa Barbara Basin sediments : Implications for denitrification in the eastern tropical North Pacific during the last 50,000 years. Paleoceanography 15, 377–387.

Engel, W., Feist, R ans Frane, W., 1980. Le Carbonifère anté-stéphanien de la Montagne Noire : rapports entre mise en place des nappes et sédimentation .

Ergin, M., Kapur, S., Karakaş, Z., Akca, E., Kangal, Ö., Keskin, Ş., 1999. Grain size and clay mineralogy of Late Quaternary sediments on a tectonically active shelf, the southern Sea of Marmara : clues to hydrographic, tectonic and climatic evolution. Geological Journal 34, 199–210.

Espitalié, J., Deroo, G., Marquis, F., 1985. La pyrolyse Rock-Eval et ses applications. Rev. Inst. Fr. Pétrole 40, 563–579.

Espitalie, J., Deroo, G., Marquis, F., 1986. La pyrolyse Rock-Eval et ses applications. Troisième partie. Revue de l'Institut français du Pétrole 41, 73–89.

Eyles, N., 1993. Earth's glacial record and its tectonic setting. Earth-Science Reviews 35, 1–248.

Fagel, N., 2007. Chapter four clay minerals, deep circulation and climate. Developments in marine geology 1, 139–184.

Fagel, N., Boës, X., 2008. Clay-mineral record in Lake Baikal sediments : the Holocene and Late Glacial transition. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 259, 230–243.

Fagel, N., Boski, T., Likhoshway, L., Oberhaensli, H., 2003. Late quaternary clay mineral record in central lake Baikal (Academician Ridge, Siberia). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 193, 159–179.

Falcon-Lang, H.J., Dimichele, W.A., 2010. What happened to the coal forests during Pennsylvanian glacial phases ? Palaios 25, 611–617.

Falke, H., Feys, R., 1958. Les schistes bitumineux du bassin d'Autun. Eclogae Geol. Helv. 51, 623–634.

Farquhar, G.D., Ehleringer, J.R., Hubick, K.T., 1989. Carbon isotope discrimination and photosynthesis. Annual review of plant biology 40, 503–537.

Farquhar, G.D., Lloyd, J., 1993. Carbon and oxygen isotope effects in the exchange of carbon dioxide between terrestrial plants and the atmosphere, in : Stable isotopes and plant carbon-water relations. Elsevier, pp. 47–70.

Farquhar, G.D., O'Leary, M.H., Berry, J.A., 1982. On the relationship between carbon isotope discrimination and the intercellular carbon dioxide concentration in leaves. Functional Plant Biology 9, 121–137.

Faure, M., 1995. Late orogenic carboniferous extensions in the Variscan French Massif Central. Tectonics 14, 132–153.

Faure, M., Becq-Giraudon, J.F., 1993. Sur la succession des épisodes extensifs au cours du désépaississement carbonifère du Massif central français. Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre 316, 967–973.

Faure, M., Lardeaux, J.M., Ledru, P., 2009. A review of the pre-Permian geology of the Variscan French Massif Central. Comptes Rendus Geoscience 341, 202–213.

Faure, M., Mézème, E.B., Duguet, M., Cartier, C., Talbot, J.Y., 2005. Paleozoic tectonic evolution of medio-Europa from the example of the French Massif Central and Massif Armoricain. Journal of the virtual Explorer 19, 1–25.

Faure, M., Prost, A.E., Lasne, E., 1990. Déformation ductile extensive d'âge Namuro-Westphalien dans le plateau d'Aigurande, Massif central français. Bulletin de la Société géologique de France 6, 189–197.

Féménias, O., Coussaert, N., Bingen, B., Whitehouse, M., Mercier, J.C.C., Demaiffe, D., 2003. A Permian underplating event in late-to post-orogenic tectonic setting. Evidence from the mafic–ultramafic layered xenoliths from Beaunit (French Massif Central). Chemical Geology 199, 293–315.

Feys, R., Gand, G., 1983. Gisement houiller du Creusot ; une tectonique de serrage dans le sillon permo-houiller de Blanzy Creusot. Géologie de la France 1, 97–122.

Feys, R., Greber, C., 1958. Le bassin houiller de Blanzy et du Creusot. Rev. Ind. Mineral 40, 490–530.

Feys, R., Greber, C., 1972. L'Autunien et le Saxonien en France. Rotliegend. Essays on european Lower Permian. EJ Brill, Publisher, Leiden , 114–136.

Fielding, C.R., Frank, T.D., Birgenheier, L.P., Rygel, M.C., Jones, A.T., Roberts, J., 2008a. Stratigraphic record and facies associations of the late Paleozoic ice age in eastern Australia (New

South Wales and Queensland). Resolving the Late Paleozoic Ice Age in Time and Space. Geological Society of America, Special Paper 441, 41–57.

Fielding, C.R., Frank, T.D., Isbell, J.L., 2008b. The late Paleozoic ice age—A review of current understanding and synthesis of global climate patterns. Geological Society of America Special Papers 441, 343–354.

Fielding, C.R., Frank, T.D., Isbell, J.L., 2008c. The late Paleozoic ice age—A review of current understanding and synthesis of global climate patterns, in : Resolving the late Paleozoic ice age in time and space. Special Paper. volume 441, pp. 343–354.

Fielding, C.R., Frank, T.D., Isbell, J.L., Henry, L.C., Domack, E.W., 2010. Stratigraphic signature of the late Palaeozoic Ice Age in the Parmeener Supergroup of Tasmania, SE Australia, and inter-regional comparisons. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 298, 70–90.

Finch, R.J., Hanchar, J.M., 2003. Structure and chemistry of zircon and zircon-group minerals. Reviews in mineralogy and geochemistry 53, 1–25.

Fischer, J., Schneider, J.W., Voigt, S., Joachimski, M.M., Tichomirowa, M., Tütken, T., Götze, J., Berner, U., 2013. Oxygen and strontium isotopes from fossil shark teeth : Environmental and ecological implications for Late Palaeozoic European basins. Chemical Geology 342, 44–62.

Fisher, R.V., Schmincke, H.U., 1984. Submarine volcaniclastic rocks, in : Pyroclastic Rocks. Springer, pp. 265–296.

Fog, K., 1988. The effect of added nitrogen on the rate of decomposition of organic matter. Biological Reviews 63, 433–462.

Fogel, M.L., Cifuentes, L.A., 1993. Isotope fractionation during primary production, in : Organic geochemistry. Springer, pp. 73–98.

Fontugne, M.R., Calvert, S.E., 1992. Late Pleistocene variability of the carbon isotopic composition of organic matter in the eastern Mediterranean : monitor of changes in carbon sources and atmospheric CO2 concentrations. Paleoceanography 7, 1–20.

Foster, G.L., Royer, D.L., Lunt, D.J., 2017. Future climate forcing potentially without precedent in the last 420 million years. Nature Communications 8, 14845.

Frakes, L., 1979. Climates through Geologic Time, 49-55.

Frakes, L., Francis, J., Syktus, J., 1992. Climate Modes of the Phanerozoic.

Francois, R., Altabet, M.A., Burckle, L.H., 1992. Glacial to interglacial changes in surface nitrate utilization in the Indian sector of the Southern Ocean as recorded by sediment δ15N. Paleoceanography 7, 589–606.

Frank, T., Birgenheier, L., Montañez, I., Fielding, C., Rygel, M., Isbell, J., 2008. Late Paleozoic climate dynamics revealed by comparison of ice-proximal stratigraphic and ice-distal isotopic records. Geological Society of America Special Papers 441, 331–342.

Franke, W., 2000. The mid-European segment of the Variscides : tectonostratigraphic units, terrane boundaries and plate tectonic evolution. Geological Society, London, Special Publications 179, 35–61.

Franke, W., 2014. Topography of the Variscan orogen in Europe : failed–not collapsed. International Journal of Earth Sciences 103, 1471–1499.

Franke, W., Cocks, L.R.M., Torsvik, T.H., 2017. The Palaeozoic Variscan oceans revisited. Gondwana Research 48, 257–284.

Franke, W., Haak, V., Oncken, O., Tanner, D., 2000. Orogenic processes : quantification and modelling in the Variscan belt. Geological Society, London, Special Publications 179, 1–3.

Freudenthal, T., Wagner, T., Wenzhöfer, F., Zabel, M., Wefer, G., 2001. Early diagenesis of organic matter from sediments of the eastern subtropical Atlantic : evidence from stable nitrogen and carbon isotopes. Geochimica et Cosmochimica Acta 65, 1795–1808.

Freyer, H., Wiesberg, L., 1973. 13C-decrease in modern wood due to the large-scale combustion of fossil fuels. Naturwissenschaften .

Freytet, P., Toutin-Morin, N., Broutin, J., Debriette, P., Durand, M., El Wartiti, M., Gand, G., Kerp, H., Orszag, F., Paquette, Y., et al., 1999. Palaeoecology of non marine algae and stromatolites : Permian of France and adjacent countries, in : Annales de paléontologie, Elsevier. pp. 99–153.

Fry, B., Jannasch, H.W., Molyneaux, S.J., Wirsen, C.O., Muramoto, J.A., King, S., 1991. Stable isotope studies of the carbon, nitrogen and sulfur cycles in the Black Sea and the Cariaco Trench. Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers 38, S1003–S1019.

Galbraith, E.D., Sigman, D.M., Robinson, R.S., Pedersen, T.F., 2008. Nitrogen in past marine environments. Nitrogen in the marine environment 2, 1497–1535.

Gale, A., 1995. Cyclostratigraphy and correlation of the Cenomanian Stage in Western Europe. Geological Society, London, Special Publications 85, 177–197.

Galloway, J.N., Aber, J.D., Erisman, J.W., Seitzinger, S.P., Howarth, R.W., Cowling, E.B., Cosby, B.J., 2003. The nitrogen cascade. Bioscience 53, 341–356.

Gälman, V., Rydberg, J., Bigler, C., 2009. Decadal diagenetic effects on δ13C and δ15N studied in varved lake sediment. Limnology and Oceanography 54, 917–924.

Gand, G., 2003. Le bassin permien de Blanzy-Le Creusot et ses bordures carbonifères. Bulletin Inf. Géol. Bass. Paris 40, 4–19.

Gand, G., Châteauneuf, J., Durand, M., Chabard, D., Passaqui, J., 2007. Permian continental environnements in the Autun basin, in : Pre-Symposium Fieldrip.

Gand, G., Courel, L., Debriette, P., 1994. La série permienne du bassin de Montceau-les-Mines (Massif central, France). C. Poplin et D. Heyler éds, Quand le Massif central était sous l'équateur-Un écosystème carbonifère à Montceau-les-Mines. Mémoire de la Section des Sciences , 47–52.

Gand, G., Pellenard, P., Galtier, J., Broutin, J., Stéyer, J.S., 2017. Le stratotype Autunien du bassin d'Autun (Bourgogne-France) : évolution de la stratigraphie et des âges. .

Gand, G., Steyer, J., Chabard, D., 2012. Les fouilles paléontologiques de Muse : bilan 2011, projets 2012. Bulletin de la Société d'Histoire naturelle et des amis du Muséum d'Autun 202, 33–43.

Gand, G., Steyer, S., Chabard, D., 2011. Reprise des fouilles paléontologiques dans un gîte bourguignon célèbre : les «schistes bitumineux» de l'Autunien de Muse (bassin d'Autun). Bilan 2010 et perspective. Revue Scientifique Bourgogne-Nature 12, 11–29.

Gand, G., Steyer, S., Chabard, D., Pellenard, P., Glé, L., Van Waveren, I., 2014. Études géologiques 2013 et projets 2014 sur l'Autunien du bassin d'Autun. .

Gand, G., Steyer, S., Pellenard, P., Bethoux, O., Odin, G., Rouchon, V., Van Waveren, I., Ploegde, D., Chabard, D., 2015. Le stratotype Autunien (Permien) du bassin d'Autun : résultats préliminaires des travaux réalisés en 2014 sur les niveaux de la couche de Muse (Saône-et-Loire). Bull. Soc. His. Nat. Autun 207, 12–31.

Ganeshram, R.S., Pedersen, T.F., Calvert, S.E., McNeill, G.W., Fontugne, M.R., 2000. Glacial-interglacial variability in denitrification in the world's oceans : Causes and consequences. Paleoceanography 15, 361–376.

Ganeshram, R.S., Pedersen, T.F., Calvert, S.E., Murray, J.W., 1995. Large changes in oceanic nutrient inventories from glacial to interglacial periods. Nature 376, 755–758.

Gapais, D., Brun, J.P., Gumiaux, C., Cagnard, F., Ruffet, G., Le Carlier De Veslud, C., 2015. Extensional tectonics in the Hercynian Armorican belt (France). An overview. Bulletin de la Société Géologique de France 186, 117–129.

Garel, S., Behar, F., Schnyder, J., Baudin, F., 2017. Palaeoenvironmental control on primary fluids characteristics of lacustrine source rocks in the Autun Permian Basin (France) Contrôle paléoenvironnemental des caractéristiques des fluides primaires de roches mères lacustres dans le Bassin permien d'Autun (France). Bulletin de la Société géologique de France 188.

Gastaldo, R.A., DiMichele, W.A., Pfefferkorn, H.W., 1996. Out of the icehouse into the greenhouse : a late Paleozoic analogue for modern global vegetational change. Gsa today .

Gaudry, A., 1883. Les enchaînements du monde animal dans les temps géologiques. volume 2. Masson.

Gaudry, F., Roger, J., Marteau, P., Quesnel, F., Chèvremont, P., 2010. Carte géol. France (1/50 000), feuille Decize (549). Orléans : BRGM. Notice explicative par Roger J., Gaudry F., Marteau P., Quesnel F., Chèvremont P., Jauffret D. (2010) , 185.

Gaye, B., Wiesner, M., Lahajnar, N., 2009. Nitrogen sources in the South China Sea, as discerned from stable nitrogen isotopic ratios in rivers, sinking particles, and sediments. Marine Chemistry 114, 72–85.

Gebhardt, U., 1994. Zur Genese der Rotliegend-Salinare in der Norddeutschen Senke (Oberrotliegend II, Perm). Freiberger Forschungsheft, Hefte C 452, 3–22.

Geluk, M.C., 2005. Stratigraphy and tectonics of Permo-Triassic basins in the Netherlands and surrounding areas. Utrecht University.

Genna, A., Debriette, P.J., 1994. Structures en fleur dans le bassin houiller d'Alès. Implications structurales. Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2. Sciences de la terre et des planètes 318, 977–984.

Genna, A., Debriette, P.J., 1996. Evolution structurale du bassin houiller d'Ales (donnees nouvelles et interpretation). Bulletin de la Société Géologique de France 167, 83–91.

Genna, A., Roig, J.Y., Debriette, P.J., Bouchot, V., 1998. Le bassin houiller d'Argentat (Massif Central français), conséquence topographique d'un plissement de son substratum varisque. Comptes Rendus de l'Académie des Sciences-Series IIA-Earth and Planetary Science 327, 279–284.

Gerling, P., 1998. New aspects on the origin of nitrogen in natural gas in Northern Germany, in : Fuel and Energy Abstracts, p. 185.

Gibbs, M.T., Rees, P.M., Kutzbach, J.E., Ziegler, A.M., Behling, P.J., Rowley, D.B., 2002. Simulations of Permian climate and comparisons with climate-sensitive sediments. The Journal of Geology 110, 33–55.

Giles, J.M., Soreghan, M.J., Benison, K.C., Soreghan, G.S., Hasiotis, S.T., 2013. Lakes, loess, and paleosols in the Permian Wellington Formation of Oklahoma, USA : implications for paleoclimate and paleogeography of the Midcontinent. Journal of Sedimentary Research 83, 825–846.

Glennie, K., 2007. Article from the Archive : Some geological advances resulting from North Sea exploration. First Break 25, 86–97.

Goddéris, Y., Donnadieu, Y., Carretier, S., Aretz, M., Dera, G., Macouin, M., Regard, V., 2017. Onset and ending of the late Palaeozoic ice age triggered by tectonically paced rock weathering. Nature Geoscience 10, 382.

Golonka, J., Ford, D., 2000. Pangean (late Carboniferous–Middle Jurassic) paleoenvironment and lithofacies. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 161, 1–34.

González, C.R., 1990. Development of the Late Paleozoic glaciations of the South American Gondwana in western Argentina. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 79, 275–287.

Grangeon, M., Feys, R., Greber, C., 1968. Géologie profonde de la région de Decize (Nièvre) : essai de synthèse d'après les sondages récents.

Gras, H., 1970. Étude géologique détaillée du bassin houiller des Cévennes : massif central français. Ph.D. thesis. Verlag nicht ermittelbar.

Griffis, N.P., Montañez, I.P., Mundil, R., Richey, J., Isbell, J., Fedorchuk, N., Linol, B., Iannuzzi, R., Vesely, F., Mottin, T., et al., 2019. Coupled stratigraphic and U-Pb zircon age constraints on the late Paleozoic icehouse-to-greenhouse turnover in south-central Gondwana. Geology 47, 1146–1150.

Grippo, A., Fischer, A.G., Hinnov, L.A., Herbert, T.D., Silva, I.P., 2004. Cyclostratigraphy and chronology of the Albian stage (Piobbico core, Italy) .

Grossman, E.L., Yancey, T.E., Jones, T.E., Bruckschen, P., Chuvashov, B., Mazzullo, S., Mii, H.s., 2008. Glaciation, aridification, and carbon sequestration in the Permo-Carboniferous : the isotopic record from low latitudes. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 268, 222–233.

Gulbranson, E.L., Montañez, I.P., Tabor, N.J., Limarino, C.O., 2015. Late Pennsylvanian aridification on the southwestern margin of Gondwana (Paganzo Basin, NW Argentina) : a regional expression of a global climate perturbation. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 417, 220–235.

Guo, H., Du, Y., Kah, L.C., Huang, J., Hu, C., Huang, H., Yu, W., 2013. Isotopic composition of organic and inorganic carbon from the Mesoproterozoic Jixian Group, North China : Implications for biological and oceanic evolution. Precambrian Research 224, 169–183.

Håkansson, S., 1985. A review of various factors influencing the stable carbon isotope ratio of organic lake sediments by the change from glacial to post-glacial environmental conditions. Quaternary Science Reviews 4, 135–146.

Hallam, A., Grose, J., Ruffell, A., 1991. Palaeoclimatic significance of changes in clay mineralogy across the Jurassic-Cretaceous boundary in England and France. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 81, 173–187.

Handley, L., Austin, A., Stewart, G., Robinson, D., Scrimgeour, C., Raven, J., Schmidt, S., et al., 1999. The 15N natural abundance (δ15N) of ecosystem samples reflects measures of water availability. Functional Plant Biology 26, 185–199.

Hardie, L., Eugster, H., 1970. The evolution of closed-basin brines : Mineralogical Society of America Special Publication 3 .

Hardy, W., Marret, F., Penaud, A., Le Mezo, P., Droz, L., Marsset, T., Kageyama, M., 2018. Quantification of last glacial-Holocene net primary productivity and upwelling activity in the equatorial eastern Atlantic with a revised modern dinocyst database. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 505, 410–427.

Haug, G.H., Pedersen, T.F., Sigman, D.M., Calvert, S.E., Nielsen, B., Peterson, L.C., 1998. Glacial/interglacial variations in production and nitrogen fixation in the Cariaco Basin during the last 580 kyr. Paleoceanography 13, 427–432.

Hautevelle, Y., 2005. Géochimie organique des séries argilo-carbonatées du Callovo-Oxfordien de l'Est du bassin de Paris et d'Angleterre : Variabilités et implications paléoenvironnementales. Ph.D. thesis. Université Henri Poincaré-Nancy 1.

Hay, R.L., 1966. Zeolites and zeolitic reactions in sedimentary rocks. volume 85. Geological Society of America.

Hay, W.W., Behensky Jr, J.F., Barron, E.J., Sloan II, J.L., 1982. Late Triassic—Liassic paleoclimatology of the photo-central North Atlantic rift system. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 40, 13–30.

Hayes, J., 1983. Geochemical evidence bearing on the origin of aerobiosis, a speculative hypothesis .

Hayes, J., 1993. Factors controlling 13C contents of sedimentary organic compounds : principles and evidence. Marine Geology 113, 111–125.

Hayes, J., Popp, B.N., Takigiku, R., Johnson, M.W., 1989. An isotopic study of biogeochemical relationships between carbonates and organic carbon in the Greenhorn Formation. Geochimica et Cosmochimica Acta 53, 2961–2972.

Hayes, J., Wedeking, K., Kaplan, I., 1983. Precambrian organic geochemistry-Preservation of the record .

Hayes, J.M., 2001. Fractionation of carbon and hydrogen isotopes in biosynthetic processes. Reviews in mineralogy and geochemistry 43, 225–277.

Hayes, J.M., Strauss, H., Kaufman, A.J., 1999. The abundance of 13C in marine organic matter and isotopic fractionation in the global biogeochemical cycle of carbon during the past 800 Ma. Chemical Geology 161, 103–125.

Heaton, T.H., 1987. The 15 N/14 N ratios of plants in South Africa and Namibia : relationship to climate and coastal/saline environments. Oecologia 74, 236–246.

Heaton, T.H., 1999. Spatial, species, and temporal variations in the13c/12c ratios of C3plants : implications for palaeodiet studies. Journal of Archaeological Science 26, 637–649.

Heckel, P.H., 1990. Evidence for global (glacial-eustatic) control over upper Carboniferous (Pennsylvanian) cyclothems in midcontinent North America. Geological Society, London, Special Publications 55, 35–47.

Heckel, P.H., Clayton, G., 2006. The Carboniferous System. Use of the new official names for the subsystems, series, and stages. Geologica acta 4, 0403–407.

Hedges, J.I., Cowie, G.L., Ertel, J.R., Barbour, R.J., Hatcher, P.G., 1985. Degradation of carbohydrates and lignins in buried woods. Geochimica et Cosmochimica Acta 49, 701–711.

Henk, A., 1993. Late orogenic basin evolution in the Variscan Internides : the Saar-Nahe Basin, southwest Germany. Tectonophysics 223, 273–290.

Herczeg, A.L., Fairbanks, R.G., 1987. Anomalous carbon isotope fractionation between atmospheric CO2 and dissolved inorganic carbon induced by intense photosynthesis. Geochimica et Cosmochimica Acta 51, 895–899.

Hermann, J., 1997. The Braccia gabbro (Malenco, Alps) : Permian intrusion at the crust to mantle interface and Jurassic exhumation during rifting. Ph.D. thesis. ETH Zurich.

Hermoso, M., Pellenard, P., 2014. Continental weathering and climatic changes inferred from clay mineralogy and paired carbon isotopes across the early to middle Toarcian in the Paris Basin. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 399, 385–393.

Hilgen, F.J., Krijgsman, W., 1999. Cyclostratigraphy and astrochronology of the Tripolo diatomite formation pre-evaporite Messinian, Sicily, italy. Terra Nova 11, 16–22.

Hodell, D.A., Schelske, C.L., 1998. Production, sedimentation, and isotopic composition of organic matter in Lake Ontario. Limnology and Oceanography 43, 200–214.

Hoefs, J., Frey, M., 1976a. The isotopic composition of carbonaceous matter in a metamorphic profile from the Swiss Alps. Geochimica et Cosmochimica Acta 40, 945–951.

Hoefs, J., Frey, M., 1976b. The isotopic composition of carbonaceous matter in a metamorphic profile from the Swiss Alps. Geochimica et Cosmochimica Acta 40, 945–951.

Hoehne, K., 1949. Neue Tonsteinvorkommen im Flözverband des Ruhrkarbons. Glückauf 85, 756–757.

Hoehne, K., 1953. Vorkommen von Kristall Tonstein und Quarzneubildungen im tertiären (?) Steinkohlenflözen von Oaxaca im Mexiko. Chem. d. Erde 16, 202–10.

Hoering, T.C., Ford, H.T., 1960. The isotope effect in the fixation of nitrogen by Azotobacter. Journal of the American Chemical Society 82, 376–378.

Högberg, P., 1990. 15N natural abundance as a possible marker of the ectomycorrhizal habit of trees in mixed African woodlands. New Phytologist 115, 483–486.

Hoke, G.D., Schmitz, M.D., Bowring, S.A., 2014. An ultrasonic method for isolating nonclay components from clay-rich material. Geochemistry, Geophysics, Geosystems 15, 492–498.

Hollander, D.J., McKenzie, J.A., 1991. CO2 control on carbon-isotope fractionation during aqueous photosynthesis : A paleo-pCO_2 barometer. Geology 19, 929–932.

Holmes, M.E., Schneider, R.R., Müller, P.J., Segl, M., Wefer, G., 1997. Reconstruction of past nutrient utilization in the eastern Angola Basin based on sedimentary 15N/14N ratios. Paleoceanography 12, 604–614.

Holtzapffel, T., 1985. Les minéraux argileux. Préparation. Analyse diffractométrique et détermination. Publication-Société géologique du Nord .

Hong, H., Algeo, T.J., Fang, Q., Zhao, L., Ji, K., Yin, K., Wang, C., Cheng, S., 2019. Facies dependence of the mineralogy and geochemistry of altered volcanic ash beds : An example from Permian-Triassic transition strata in southwestern China. Earth-science reviews 190, 58–88.

Hong, H., Wang, C., Zeng, K., Zhang, K., Yin, K., Li, Z., 2012. Clay mineralogy of the Zhada sediments : Evidence for climatic and tectonic evolution since˜ 9 Ma in Zhada, southwestern Tibet. Clays and Clay Minerals 60, 240–253.

Horiuchi, K., Minoura, K., Hoshino, K., Oda, T., Nakamura, T., Kawai, T., 2000. Palaeoenvironmental history of Lake Baikal during the last 23000 years. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 157, 95–108.

Horsfield, B., Curry, D., Bohacs, K., Littke, R., Rullkötter, J., Schenk, H., Radke, M., Schaefer, R., Carroll, A., Isaksen, G., et al., 1994. Organic geochemistry of freshwater and alkaline lacustrine sediments in the Green River Formation of the Washakie Basin, Wyoming, USA. Organic Geochemistry 22, 415–440.

Horton, D.E., Poulsen, C.J., 2009. Paradox of late Paleozoic glacioeustasy. Geology 37, 715–718.

Horton, D.E., Poulsen, C.J., Montañez, I.P., DiMichele, W.A., 2012. Eccentricity-paced late Paleozoic climate change. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 331, 150–161.

Horton, D.E., Poulsen, C.J., Pollard, D., 2007. Orbital and CO2 forcing of late Paleozoic continental ice sheets. Geophysical Research Letters 34.

Hostetler, S., 1995. Hydrological and thermal response of lakes to climate : description and modeling, in : Physics and chemistry of lakes. Springer, pp. 63–82.

Houghton, B., Landis, C., 1989. Sedimentation and volcanism in a Permian arc-related basin, southern New Zealand. Bulletin of volcanology 51, 433–450.

Huff, W., Anderson, T., Rundle, C., Odin, G., 1991. Chemostratigraphy, K-Ar ages and illitization of Silurian K–bentonites from the Central Belt of the Southern Uplands–Down–Longford terrane, British Isles. Journal of the Geological Society 148, 861–868.

Huff, W., Kolata, D.R., Bergström, S., Zhang, Y., 1996. Large-magnitude Middle Ordovician volcanic ash falls in North America and Europe : dimensions, emplacement and post-emplacement characteristics. Journal of Volcanology and Geothermal Research 73, 285–301.

Huff, W.D., 2016. K-bentonites : A review. American Mineralogist 101, 43–70.

Hutchinson, G.E., 1957. A Treatise on Limnology. Vol 1 : Georgraphy, Physics and Chemistry. John Wiley & Sons.

Hyde, W.T., Crowley, T., Tarasov, L., Peltier, W., 1999. The Pangean ice age : Studies with a coupled climate-ice sheet model. Climate Dynamics 15, 619–629.

Isaacson, P., Diaz-Martinez, E., Grader, G., Kalvoda, J., Babek, O., Devuyst, F., 2008. Late Devonian–earliest Mississippian glaciation in Gondwanaland and its biogeographic consequences. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 268, 126–142.

Isbell, J.L., Cole, D.I., Catuneanu, O., 2008. Carboniferous-Permian glaciation in the main Karoo Basin, South Africa : Stratigraphy, depositional controls, and glacial dynamics, in : Resolving the Late Paleozoic ice age in time and space. Geological Society of America Special Paper. volume 441, pp. 71–82.

Isbell, J.L., Henry, L.C., Gulbranson, E.L., Limarino, C.O., Fraiser, M.L., Koch, Z.J., Ciccioli, P.L., Dineen, A.A., 2012. Glacial paradoxes during the late Paleozoic ice age : evaluating the equilibrium line altitude as a control on glaciation. Gondwana research 22, 1–19.

Isbell, J.L., Miller, M.F., Wolfe, K.L., Lenaker, P.A., 2003. Timing of late Paleozoic glaciation in Gondwana : Was glaciation responsible for the development of Northern Hemisphere cyclothems ? Special papers-geological society of America , 5–24.

Ishiwatari, R., Uzaki, M., 1987. Diagenetic changes of lignin compounds in a more than 0.6 million-year-old lacustrine sediment (Lake Biwa, Japan). Geochimica et Cosmochimica Acta 51, 321–328.

Izart, A., Vaslet, D., Briand, C., Broutin, J., Coquel, R., Davydov, V., Donsimoni, M., Ei Wartiti, M., Ensepabaev, T., Geluk, M., et al., 1998. Stratigraphic correlations between the continental and marine Tethyan and Peri-Tethyan basins during the Late Carboniferous and the Early Permian. Geodiversitas 20, 521–595.

Izett, G.A., 1981. Volcanic ash beds : Recorders of upper Cenozoic silicic pyroclastic volcanism in the western United States. Journal of Geophysical Research : Solid Earth 86, 10200–10222.

Jabaloy, A., Galindo-Zaldıvar, J., González-Lodeiro, F., 2002. Palaeostress evolution of the Iberian Peninsula (Late Carboniferous to present-day). Tectonophysics 357, 159–186.

Janbu, A.D., Paasche, Ø., Talbot, M.R., 2011. Paleoclimate changes inferred from stable isotopes and magnetic properties of organic-rich lake sediments in Arctic Norway. Journal of Paleolimnology 46, 29.

Jarvis, I., Jarvis, K., 1985. Rare-earth element geochemistry of standard sediments : a study using inductively coupled plasma spectrometry. Chemical Geology 53, 335–344.

Jasper, J.P., Gagosian, R.B., 1990. The sources and deposition of organic matter in the Late Quaternary Pigmy Basin, Gulf of Mexico. Geochimica et Cosmochimica Acta 54, 1117–1132.

Jenkyns, H.C., 2010. Geochemistry of oceanic anoxic events. Geochemistry, Geophysics, Geosystems 11.

Jenny, H., 1928. Relation of climatic factors to the amount of nitrogen in soils. Agronomy journal 20, 900–912.

Jervey, M., 1988. Quantitative geological modeling of siliciclastic rock sequences and their seismic expression .

Johansen, S.J., 1988. Origins of upper Paleozoic quartzose sandstones, American southwest. Sedimentary Geology 56, 153–166.

Johnson, T.C., Halfman, J.D., Rosendahl, B.R., Lister, G.S., 1987. Climatic and tectonic effects on sedimentation in a rift-valley lake : evidence from high-resolution seismic profiles, Lake Turkana, Kenya. Geological Society of America Bulletin 98, 439–447.

Johnston, D.T., Macdonald, F.A., Gill, B., Hoffman, P., Schrag, D.P., 2012. Uncovering the Neoproterozoic carbon cycle. Nature 483, 320–323.

Joly, A., Chen, Y., Faure, M., Martelet, G., 2007. A multidisciplinary study of a syntectonic pluton close to a major lithospheric-scale fault—Relationships between the Montmarault granitic massif and the Sillon Houiller Fault in the Variscan French Massif Central : 1. Geochronology, mineral fabrics, and tectonic implications. Journal of Geophysical Research : Solid Earth 112.

Jørgensen, B.B., 2000. Bacteria and marine biogeochemistry, in : Marine geochemistry. Springer, pp. 173–207.

Kah, L.C., Sherman, A.G., Narbonne, G.M., Knoll, A.H., Kaufman, A.J., 1999. δ13C stratigraphy of the Proterozoic Bylot Supergroup, Baffin Island, Canada : implications for regional lithostratigraphic correlations. Canadian Journal of Earth Sciences 36, 313–332.

Karakaya, N., Karakaya, M.Ç., Temel, A., 2013. Mineralogical and chemical properties and the origin of two types of analcime in SW Ankara, Turkey. Clays and Clay Minerals 61, 231–257.

Karim, A., Dubois, K., Veizer, J., 2011. Carbon and oxygen dynamics in the Laurentian Great Lakes : Implications for the CO_2 flux from terrestrial aquatic systems to the atmosphere. Chemical Geology 281, 133–141.

Kashiyama, Y., Ogawa, N.O., Kuroda, J., Shiro, M., Nomoto, S., Tada, R., Kitazato, H., Ohkouchi, N., 2008. Diazotrophic cyanobacteria as the major photoautotrophs during mid-Cretaceous oceanic anoxic events : Nitrogen and carbon isotopic evidence from sedimentary porphyrin. Organic geochemistry 39, 532–549.

Kasten, S., Zabel, M., Heuer, V., Hensen, C., 2003. Processes and signals of nonsteady-state diagenesis in deep-sea sediments and their pore waters, in : The South Atlantic in the Late Quaternary. Springer, pp. 431–459.

Kasting, J.F., 1991. Box models for the evolution of atmospheric oxygen : an update. Global and planetary change 5, 125–131.

Kasting, J.F., Howard, M.T., 2006. Atmospheric composition and climate on the early Earth. Philosophical Transactions of the Royal Society B : Biological Sciences 361, 1733–1742.

Katz, B.J., 1990. Controls on distribution of lacustrine source rocks through time and space : Chapter 4 .

Katz, B.J., 1995. Factors controlling the development of lacustrine petroleum source rocks-an update .

Keller, W., 1970. Environmental aspects of clay minerals. Journal of Sedimentary Research 40.

Kelts, K., 1988. Environments of deposition of lacustrine petroleum source rocks : an introduction. Geological Society, London, Special Publications 40, 3–26.

Kemp, A., Dell, C., Harper, N., 1978. Sedimentation rates and a sediment budget for Lake Superior. Journal of Great Lakes Research 4, 276–287.

Kemp, A., Harper, N., 1976. Sedimentation rates and a sediment budget for Lake Ontario. Journal of Great Lakes Research 2, 324–339.

Kemp, A., MacInnis, G., Harper, N., 1977. Sedimentation rates and a revised sediment budget for Lake Erie. Journal of Great Lakes Research 3, 221–233.

Kemp, A., Mudrochova, A., 1972. Distribution and forms of nitrogen in a Lake Ontario sediment core. Limnology and Oceanography 17, 855–867.

Kiersnowski, H., Buniak, A., 2006. Evolution of the Rotliegend Basin of northwestern Poland. Geological Quarterly 50, 119–138.

Klemme, H., Ulmishek, G.F., 1991. Effective petroleum source rocks of the world : stratigraphic distribution and controlling depositional factors. AAPG bulletin 75, 1809–1851.

Kohn, M., 2016. Carbon isotope discrimination in C3 land plants is independent of natural variations in pCO_2. Geochemical Perspectives Letters 2, 35–43.

Kohn, M.J., 2010. Carbon isotope compositions of terrestrial C3 plants as indicators of (paleo) ecology and (paleo) climate. Proceedings of the National Academy of Sciences 107, 19691–19695.

Kohzu, A., Imai, A., Miyajima, T., Fukushima, T., Matsushige, K., Komatsu, K., Kawasaki, N., Miura, S., Sato, T., 2011. Direct evidence for nitrogen isotope discrimination during sedimentation and early diagenesis in Lake Kasumigaura, Japan. Organic geochemistry 42, 173–183.

Kolata, D.R., Frost, J.K., Huff, W.D., 1986. K-bentonites of the Ordovician Decorah Subgroup, upper Mississippi Valley : correlation by chemical fingerprinting. Circular no. 537 .

Kolata, D.R., Frost, J.K., Huff, W.D., 1987. Chemical correlation of K-bentonite beds in the Middle Ordovician Decorah Subgroup, upper Mississippi Valley. Geology 15, 208–211.

Koniger, S., Lorenz, V., 2002. Geochemistry, tectonomagmatic origin and chemical correlation of altered Carboniferous–Permian fallout ash tuffs in southwestern Germany. Geological Magazine 139, 541–558.

Koniger, S., Stollhofen, H., 2001. Environmental and tectonic controls on preservation potential of distal fallout ashes in fluvio-lacustrine settings : the Carboniferous-Permian Saar-Nahe Basin, south-western Germany. Special Publication - International association of Sedimentologists 30, 263–284.

Korsch, R., Schäfer, A., 1991. Geological interpretation of DEKORP deep seismic reflection profiles 1C and 9N across the variscan Saar-Nahe Basin southwest Germany. Tectonophysics 191, 127–146.

Kump, L.R., Arthur, M.A., 1999. Interpreting carbon-isotope excursions : carbonates and organic matter. Chemical Geology 161, 181–198.

Kutzbach, J., Street-Perrott, F., 1985. Milankovitch forcing of fluctuations in the level of tropical lakes from 18 to 0 Kyr BP. Nature 317, 130-34 .

Kutzbach, J., Ziegler, A., 1993. Simulation of Late Permian climate and biomes with an atmosphere-ocean model : comparisons with observations. Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series B : Biological Sciences 341, 327–340.

Kutzbach, J.E., 1994. Idealized Pangean climates : sensitivity to orbital change. Pangea ; paleo-climate, tectonics, and sedimentation during accretion, zenith and breakup of a supercontinent , 41–55.

Kuypers, M.M., Pancost, R.D., Damste, J.S.S., 1999. A large and abrupt fall in atmospheric CO 2 concentration during Cretaceous times. Nature 399, 342–345.

Lago, M., Arranz, E., Pocovi, A., Galé, C., Gil-Imaz, A., 2004. Permian magmatism and basin dynamics in the southern Pyrenees : a record of the transition from late Variscan transtension to early Alpine extension. Geological Society, London, Special Publications 223, 439–464.

Lamb, A.L., Leng, M.J., Mohammed, M.U., Lamb, H.F., 2004. Holocene climate and vegetation change in the Main Ethiopian Rift Valley, inferred from the composition (C/N and δ13C) of lacustrine organic matter. Quaternary Science Reviews 23, 881–891.

Lamb, A.L., Wilson, G.P., Leng, M.J., 2006. A review of coastal palaeoclimate and relative sea-level reconstructions using δ13C and C/N ratios in organic material. Earth-Science Reviews 75, 29–57.

Lambiase, J.J., 1990. A model for tectonic control of lacustrine stratigraphic sequences in continental Rift Basins : Chapter 16 .

Landriot, J.F., Renault, B., Gaudry, A., Meurgey, A., et al., 1843. Le rôle des exploitations minières de la région d'Autun dans la constitution des collections paléontologiques .

Langiaux, J., 1984. Flores et faunes des formations supérieures du Stéphanien de Blanzy-Montceau(Massif central français) : stratigraphie et paléoécologie. Ph.D. thesis.

Lanson, B., Beaufort, D., Berger, G., Bauer, A., Cassagnabere, A., Meunier, A., 2002. Authigenic kaolin and illitic minerals during burial diagenesis of sandstones : a review. Clay minerals 37, 1–22.

Lanson, B., Sakharov, B.A., Claret, F., Drits, V.A., 2009. Diagenetic smectite-to-illite transition in clay-rich sediments : A reappraisal of X-ray diffraction results using the multi-specimen method. American Journal of Science 309, 476–516.

Lardeaux, J., Ledru, P., Daniel, I., Duchene, S., 2001. The Variscan French Massif Central—a new addition to the ultra-high pressure metamorphic 'club' : exhumation processes and geodynamic consequences. Tectonophysics 332, 143–167.

Laurent, O., Couzinié, S., Zeh, A., Vanderhaeghe, O., Moyen, J.F., Villaros, A., Gardien, V., Chelle-Michou, C., 2017. Protracted, coeval crust and mantle melting during Variscan late-orogenic evolution : U–Pb dating in the eastern French Massif Central. International Journal of Earth Sciences 106, 421–451.

Lavenu, A., et al., 1981. Origine et evolution néotectonique du Lac Titicaca .

Le Heron, D., Dietrich, P., Busfield, M., Kettler, C., Bermanschläger, S., Grasemann, B., 2019. Scratching the surface : Footprint of a late Carboniferous ice sheet. Geology 47, 1034–1038.

Lebreton, M.L., 1990. Les bassins stephano-permiens du sud du bassin de paris : controle structural et sedimentologique. Ph.D. thesis. Paris 11.

Ledru, P., Courrioux, G., Dallain, C., Lardeaux, J., Montel, J., Vanderhaeghe, O., Vitel, G., 2001. The Velay dome (French Massif Central) : melt generation and granite emplacement during orogenic evolution. Tectonophysics 342, 207–237.

Lee, C.T.A., Jiang, H., Ronay, E., Minisini, D., Stiles, J., Neal, M., 2018. Volcanic ash as a driver of enhanced organic carbon burial in the Cretaceous. Scientific reports 8, 4197.

Legler, B., 2006. Faziesentwicklung im Südlichen Permbecken in Abhängigkeit von Tektonik, eustatischen Meeresspiegelschwankungen des Proto-Atlantiks und Klimavariabilität (Oberrotliegend, Nordwesteuropa) .

Legler, B., Gebhardt, U., Schneider, J., 2005. Late Permian non-marine–marine transitional profiles in the central Southern Permian Basin, northern Germany. International Journal of Earth Sciences 94, 851–862.

Lehmann, M.F., Bernasconi, S.M., Barbieri, A., McKenzie, J.A., 2002. Preservation of organic matter and alteration of its carbon and nitrogen isotope composition during simulated and in situ early sedimentary diagenesis. Geochimica et Cosmochimica Acta 66, 3573–3584.

Leng, M.J., Marshall, J.D., 2004. Palaeoclimate interpretation of stable isotope data from lake sediment archives. Quaternary Science Reviews 23, 811–831.

Lézine, A.M., Robert, C., Cleuziou, S., Inizan, M.L., Braemer, F., Saliège, J.F., Sylvestre, F., Tiercelin, J.J., Crassard, R., Méry, S., et al., 2010. Climate change and human occupation in the Southern Arabian lowlands during the last deglaciation and the Holocene. Global and Planetary Change 72, 412–428.

Li, H.C., Ku, T.L., 1997. δ13C–δ18C covariance as a paleohydrological indicator for closed-basin lakes. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 133, 69–80.

Lindgreen, H., 1994. Ammonium fixation during illite-smectite diagenesis in Upper Jurassic shale, North Sea. Clay Minerals 29, 527–537.

Lisitzin, A., Kennett, J., 1996. Oceanic sedimentation : lithology and geochemistry : Washington. DC, American Geophysical Union, viii .

Liu, C., Jarochowska, E., Du, Y., Vachard, D., Munnecke, A., 2017. Stratigraphical and δ13C records of Permo-Carboniferous platform carbonates, South China : Responses to late Paleozoic icehouse climate and icehouse–greenhouse transition. Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology 474, 113–129.

Liu, W., Wang, Z., 2009. Nitrogen isotopic composition of plant-soil in the Loess Plateau and its responding to environmental change. Chinese Science Bulletin 54, 272–279.

Liu, X.z., Wang, G., 2010. Measurements of nitrogen isotope composition of plants and surface soils along the altitudinal transect of the eastern slope of Mount Gongga in southwest China. Rapid Communications in Mass Spectrometry 24, 3063–3071.

Liu, Y., Song, C., Meng, Q., He, P., Yang, R., Huang, R., Chen, S., Wang, D., Xing, Z., 2020. Paleoclimate change since the Miocene inferred from clay-mineral records of the Jiuquan Basin, NW China. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology , 109730.

Lojka, R., Drábková, J., Zajíc, J., Sỳkorová, I., Franc, J., Bláhová, A., Grygar, T., 2009. Climate variability in the Stephanian B based on environmental record of the Mšec Lake deposits (Kladno–Rakovník Basin, Czech Republic). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 280, 78–93.

Loope, D.B., Steiner, M.B., Rowe, C.M., Lancaster, N., 2004. Tropical westerlies over Pangaean sand seas. Sedimentology 51, 315–322.

Lopez-Gamundi, O.R., Breitkreuz, C., 1997. Carboniferous-to-Triassic evolution of the Panthalassan margin in southern South America. World and Regional Geology , 8–19.

López-Gamundí, O.R., Buatois, L.A., 2010. Late Paleozoic glacial events and postglacial transgressions in Gondwana. volume 468. Geological Society of America.

López-Gamundí, O.R., Limarino, C.O., Cesari, S.N., 1992. Late Paleozoic paleoclimatology of central west Argentina. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 91, 305–329.

López-Gómez, J., Martín-González, F., Heredia, N., de La Horra, R., Barrenechea, J.F., Cadenas, P., Juncal, M., Diez, J.B., Borruel-Abadía, V., Pedreira, D., et al., 2019. New lithostratigraphy for the Cantabrian Mountains : A common tectono-stratigraphic evolution for the onset of the Alpine cycle in the W Pyrenean realm, N Spain. Earth-science reviews 188, 249–271.

Lorenz, V., Nicholls, I.A., 1984. Plate and intraplate processes of Hercynian Europe during the late Paleozoic. Tectonophysics 107, 25–56.

Lotout, C., Pitra, P., Poujol, M., Anczkiewicz, R., Van Den Driessche, J., 2018. Timing and duration of Variscan high-pressure metamorphism in the French Massif Central : A multimethod geochronological study from the Najac Massif. Lithos 308, 381–394.

Lowe, D.R., 1982. Sediment gravity flows ; II, Depositional models with special reference to the deposits of high-density turbidity currents. Journal of sedimentary research 52, 279–297.

Ludwig, K., 2012. Users manual for Isoplot/Ex. Ver 3.75. Berkeley Geochronology Center Special publication No. 1a .

Ludwig, K., Mundil, R., 2002. Extracting reliable U-Pb ages and errors from complex populations of zircons from Phanerozoic tuffs : Journal of Conference Abstracts, in : 12th Goldschmidt Conference, A-463.

Ludwig, K.R., 1998. On the treatment of concordant uranium-lead ages. Geochimica et Cosmochimica Acta 62, 665–676.

Lv, D., Wang, D., Li, Z., Liu, H., Li, Y., 2017. Depositional environment, sequence stratigraphy and sedimentary mineralization mechanism in the coal bed-and oil shale-bearing succession : A case from the Paleogene Huangxian Basin of China. Journal of Petroleum Science and Engineering 148, 32–51.

Macko, S., Quick, R., 1986. A geochemical study of oil migration at source rock reservoir contacts : Stable isotopes. Organic geochemistry 10, 199–205.

Malavieille, J., 1987. Extensional shearing deformation and kilometer-scale "a"-type folds in a Cordilleran Metamorphic Core Complex (Raft River Mountains, northwestern Utah). Tectonics 6, 423–448.

Malavieille, J., 1993. Late orogenic extension in mountain belts : insights from the Basin and Range and the late Paleozoic Variscan belt. Tectonics 12, 1115–1130.

Malavieille, J., Guihot, P., Costa, S., Lardeaux, J., Gardien, V., 1990. Collapse of the thickened Variscan crust in the French Massif Central : Mont Pilat extensional shear zone and St. Etienne Late Carboniferous basin. Tectonophysics 177, 139–149.

Malavieille, J., Larroque, C., Calassou, S., 1993. Modelisation experimentale des relations tectonique/sedimentation entre bassin avant-arc et prisme d'accretion. Comptes rendus de l'Académie des Sciences 316, 1131–1137.

Malusà, M.G., Carter, A., Limoncelli, M., Villa, I.M., Garzanti, E., 2013. Bias in detrital zircon geochronology and thermochronometry. Chemical Geology 359, 90–107.

Manès, W., 1844. Mémoire sur les bassins houillers de Saône-et-Loire. Impr. Mme Ve Dondey-Dupré.

des Marais, D., Strauss, H., Summons, R., Hayes, J., 1992. The Proterozoic carbon isotopic record of organic burial rates, changing redox conditions and atmospheric CO [sub 2] levels. Geological Society of America, Abstracts with Programs ;(United States) 24.

Marguerier, J., Pacaud, G., 1980. La 3e zone de bois silicifiés de L'Autunien du Bassin D'Autun (France) : nouvelles données sur un gisement de bois silicifiés, Caractères paléobotaniques.

Marron, J.S., Chaudhuri, P., 1998. When is a feature really there : the SiZer approach, in : Automatic Target Recognition VIII, International Society for Optics and Photonics. pp. 306–312.

Marteau, P., 1983. Le bassin permo-carbonifère d'Autun : stratigraphie, sédimentologie et aspects structuraux. Ph.D. thesis.

Martinez, M., 2013. Calibration astronomique du Valanginien et de l'Hauterivien (crétacé inférieur) : Implications paléoclimatiques et paléocéanographiques. Ph.D. thesis.

Martínez Catalán, J., Aller, J., Alonso, J., Bastida, F., 2009. The Iberian Variscan orogen. Spanish Geological Frameworks and Geosites : An Approach to Spanish Geological Heritage of International Relevance. IGME , 13–27.

Martínez García, E., 1990. Stephanian and Permian basins.

Marx, J., Huebscher, H., Hoth, K., Korich, D., Kramer, W., 1995. Vulkanostratigraphie und Geochemie der Eruptivkomplexe. Norddeutsches Rotliegendbecken. Courier Forschungsinstitut Senkenberg 183, 54–83.

Mascle, A., 1990. Géologie pétrolière des bassins permiens français. Comparaison avec les bassins permiens du Nord de l'Europe. Chronique de la recherche minière , 69–86.

Mata, S., Bottjer, D., 2012. Microbes and mass extinctions : paleoenvironmental distribution of microbialites during times of biotic crisis. Geobiology 10, 3–24.

Mathis, V., Brulhet, J., 1990. Les gisements uranifères du bassin permien de Bourbon-l'Archambault (nord du Massif central français). Chronique de la recherche minière , 19–30.

Mats, V., Lomonosova, T., Vorobyova, G., Granina, L., 2004. Upper Cretaceous–Cenozoic clay minerals of the Baikal region (eastern Siberia). Applied clay science 24, 327–336.

Mattauer, M., 1980. Les déformations des matériaux de l'écorce terrestre. BOOK, Hermann.

Matte, P., 1986. La chaîne varisque parmi les chaînes paléozoïques péri atlantiques, modèle d'évolution et position des grands blocs continentaux au Permo-Carbonifère. Bulletin de la Société géologique de France 2, 9–24.

Matte, P., 2001. The Variscan collage and orogeny (480–290 Ma) and the tectonic definition of the Armorica microplate : a review. Terra nova 13, 122–128.

Matte, P., 2002. Variscides between the Appalachians and the Urals : Similarities and differences between Paleozoic subduction and collision belts .

Matter, A., Peters, T., Isenschmid, C., Bläsi, H., Ziegler, H., 1988. Sondierbohrung Riniken-Geologie. volume 5. Landeshydrologie und-geologie.

Mattinson, J.M., 2005. Zircon U–Pb chemical abrasion ("CA-TIMS") method : combined annealing and multi-step partial dissolution analysis for improved precision and accuracy of zircon ages. Chemical Geology 220, 47–66.

Mayer, B., Schwark, L., 1999. A 15,000-year stable isotope record from sediments of Lake Steisslingen, Southwest Germany. Chemical Geology 161, 315–337.

Maynard, J.R., Hofmann, W., Dunay, R.E., Benthan, P.N., Dean, K.P., Watson, I., 1997. The Carboniferous of Western Europe ; the development of a petroleum system. Petroleum Geoscience 3, 97–115.

Mc Cann, T., Kiersnowski, H., Krainer, K., Peryt, T., Oplustil, S., Stollhofen, H., Schneider, J., Wetzel, A., Boulvain, F., Dusar, M., et al., 2008. Permian. The geology of Central Europe : Precambrian and Palaeozoic , 531–597.

McCann, T., 1999. The tectonosedimentary evolution of the northern margin of the Carboniferous foreland basin of NE Germany. Tectonophysics 313, 119–144.

McCann, T., Pascal, C., Timmerman, M., Krzywiec, P., López-Gómez, J., Wetzel, L., Krawczyk, C., Rieke, H., Lamarche, J., 2006. Post-Variscan (end Carboniferous-Early Permian) basin evolution in western and central Europe. Geological Society, London, Memoirs 32, 355–388.

McCarroll, D., Loader, N.J., 2004. Stable isotopes in tree rings. Quaternary Science Reviews 23, 771–801.

McCollom, T.M., Seewald, J.S., 2006. Carbon isotope composition of organic compounds produced by abiotic synthesis under hydrothermal conditions. Earth and Planetary Science Letters 243, 74–84.

Melillo, J.M., Aber, J.D., Linkins, A.E., Ricca, A., Fry, B., Nadelhoffer, K.J., 1989. Carbon and nitrogen dynamics along the decay continuum : plant litter to soil organic matter. Plant and soil 115, 189–198.

Ménard, G., Molnar, P., 1988. Collapse of a Hercynian Tibetan plateau into a late Palaeozoic European Basin and Range province. Nature 334, 235.

Menking, K.M., 1997. Climatic signals in clay mineralogy and grain-size variations in Owens Lake core OL-92, southeast California. Special Papers-Geological Society of America , 25–36.

Menning, M., Alekseev, A., Chuvashov, B., Davydov, V., Devuyst, F.X., Forke, H., Grunt, T., Hance, L., Heckel, P., Izokh, N., et al., 2006. Global time scale and regional stratigraphic reference scales of central and west Europe, east Europe, Tethys, south China, and North America as used in the Devonian–Carboniferous–Permian Correlation Chart 2003 (DCP 2003). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 240, 318–372.

Mercuzot, M., Bourquin, S., Beccaletto, L., Ducassou, C., Rubi, R., Pellenard, P., a. Palaeoenvironmental reconstitutions at the Carboniferous-Permian transition south of the Paris Basin, France : implications on the stratigraphic evolution and basin geometry. International Journal of Earth Sciences .

Mercuzot, M., Bourquin, S., Pellenard, P., Beccaletto, L., Schnyder, J., Baudin, F., Ducassou, C., Garel, S., Gand, G., b. New insights into Carboniferous–Permian equatorial palaeolakes : basin-scale sequence stratigraphy correlation of the late Variscan Autun Basin (France)– Soumis à Basin Research. Basin Research .

Mercuzot, M., Thomazo, T., Schnyder, J., Baudin, F., Pellenard, P., Sansjofre, P., Pierson-Wickmann, A.C., Bourquin, S., Beccaletto, L., c. Dynamics of the production and the preservation of organic matter in intracontinental late-Carboniferous to Permian basins (north-eastern Massif Central, France) .

Meybeck, M., 1995. Global distribution of lakes, in : Physics and chemistry of lakes. Springer, pp. 1–35.

Meyers, P., Ishiwatari, R., 1995. Organic matter accumulation records in lake sediments, in : Physics and chemistry of lakes. Springer, pp. 279–328.

Meyers, P., Teranes, J., 2001. Tracking Environmental Change Using Lake Sediments, eds Last WM, Smol JP.

Meyers, P.A., 1990. Impacts of late Quaternary fluctuations in water level on the accumulation of sedimentary organic matter in Walker Lake, Nevada. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 78, 229–240.

Meyers, P.A., 1994. Preservation of elemental and isotopic source identification of sedimentary organic matter .

Meyers, P.A., 1997. Organic geochemical proxies of paleoceanographic, paleolimnologic, and paleoclimatic processes. Organic geochemistry 27, 213–250.

Meyers, P.A., 2003. Applications of organic geochemistry to paleolimnological reconstructions : a summary of examples from the Laurentian Great Lakes. Organic geochemistry 34, 261–289.

Meyers, P.A., Eadie, B.J., 1993. Sources, degradation and recycling of organic matter associated with sinking particles in Lake Michigan. Organic Geochemistry 20, 47–56.

Meyers, P.A., Ishiwatari, R., 1993. Lacustrine organic geochemistry—an overview of indicators of organic matter sources and diagenesis in lake sediments. Organic geochemistry 20, 867–900.

Miall, A., 1996. Sedimentary facies, basin analysis, and petroleum geology. The geology of fluvial deposits 2, 582.

Miall, A.D., 1978. Tectonic setting and syndepositional deformation of molasse and other nonmarine-paralic sedimentary basins. Canadian Journal of Earth Sciences 15, 1613–1632.

Miall, A.D., Postma, G., 1997. The geology of fluvial deposits, sedimentary facies, basin analysis and petroleum geology. Sedimentary Geology 110, 149.

Michel, L.A., Tabor, N.J., Montañez, I.P., Schmitz, M.D., Davydov, V.I., 2015. Chronostratigraphy and paleoclimatology of the Lodève Basin, France : evidence for a pan-tropical aridification event across the Carboniferous–Permian boundary. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 430, 118–131.

Middleton, G., 1965. Antidune cross-bedding in a large flume. Journal of Sedimentary Research 35, 922–927.

Mii, H.s., Grossman, E.L., Yancey, T.E., 1999. Carboniferous isotope stratigraphies of North America : implications for Carboniferous paleoceanography and Mississippian glaciation. Geological Society of America Bulletin 111, 960–973.

Miller, J.S., Matzel, J.E., Miller, C.F., Burgess, S.D., Miller, R.B., 2007. Zircon growth and recycling during the assembly of large, composite arc plutons. Journal of Volcanology and Geothermal Research 167, 282–299.

Milleson, M., Myers, T.S., Tabor, N.J., 2016. Permo-carboniferous paleoclimate of the Congo Basin : Evidence from lithostratigraphy, clay mineralogy, and stable isotope geochemistry. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 441, 226–240.

Minagawa, M., Wada, E., 1986. Nitrogen isotope ratios of red tide organisms in the East China Sea : a characterization of biological nitrogen fixation. Marine Chemistry 19, 245–259.

Mobius, J., 2013. Isotope fractionation during nitrogen remineralization (ammonification) : Implications for nitrogen isotope biogeochemistry, Geochim. Cosmochim. Ac., 105, 422–432.

Möbius, J., Gaye, B., Lahajnar, N., Bahlmann, E., Emeis, K.C., 2011. Influence of diagenesis on sedimentary δ15N in the Arabian Sea over the last 130 kyr. Marine Geology 284, 127–138.

Möbius, J., et al., 2010. Interactive comment on "Diagenetic control of nitrogen isotope ratios in Holocene sapropels and recent sediments from the Eastern Mediterranean Sea" by J. Möbius et al. .

Monin, J., Boudou, J., Durand, B., Oudin, J., 1981. Example of the enrichment of carbon-13 in coals in the process of coalification. Fuel 60, 957–960.

Monjoie, P., Bussy, F., Schaltegger, U., Mulch, A., Lapierre, H., Pfeifer, H.R., 2007. Contrasting magma types and timing of intrusion in the Permian layered mafic complex of Mont Collon (Western Alps, Valais, Switzerland) : evidence from U/Pb zircon and 40 Ar/39 Ar amphibole dating. Swiss Journal of Geosciences 100, 125–135.

Monomakhoff, C., 1961. La tectonique tangentielle dans les bassins houillers de la France et sa répercussion sur la continuité et le comportement de ces gisements. CR 4, 423–435.

Montañez, I.P., 2016. A Late Paleozoic climate window of opportunity. Proceedings of the National Academy of Sciences 113, 2334–2336.

Montañez, I.P., McElwain, J.C., Poulsen, C.J., White, J.D., DiMichele, W.A., Wilson, J.P., Griggs, G., Hren, M.T., 2016. Climate, p CO 2 and terrestrial carbon cycle linkages during late Palaeozoic glacial–interglacial cycles. Nature Geoscience 9, 824–828.

Montañez, I.P., Poulsen, C.J., 2013. The Late Paleozoic ice age : an evolving paradigm. Annual Review of Earth and Planetary Sciences 41, 629–656.

Montañez, I.P., Tabor, N.J., Niemeier, D., DiMichele, W.A., Frank, T.D., Fielding, C.R., Isbell, J.L., Birgenheier, L.P., Rygel, M.C., 2007. CO2-forced climate and vegetation instability during Late Paleozoic deglaciation. Science 315, 87–91.

Moore, D., Reynolds, R., 1997. X-ray Diffraction and the Identification and Analysis of Clay Minerals Oxford Univ. Press, UK .

Mulder, T., Alexander, J., 2001. The physical character of subaqueous sedimentary density flows and their deposits. Sedimentology 48, 269–299.

Müller, A.B., Strauss, H., Hartkopf-Fröder, C., Littke, R., 2006. Reconstructing the evolution of the latest Pennsylvanian–earliest Permian Lake Odernheim based on stable isotope geochemistry and palynofacies : A case study from the Saar-Nahe Basin, Germany. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 240, 204–224.

Müller, J., Oberhänsli, H., Melles, M., Schwab, M., Rachold, V., Hubberten, H.W., 2001. Late Pliocene sedimentation in Lake Baikal : implications for climatic and tectonic change in SE Siberia. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 174, 305–326.

Müller, P., 1977. CN ratios in Pacific deep-sea sediments : Effect of inorganic ammonium and organic nitrogen compounds sorbed by clays. Geochimica et Cosmochimica Acta 41, 765–776.

Munier-Chalmas, E., de Lapparent, A., 1893. Note sur la nomenclature des terrains sédimentaires. Bull. Soc. géol.Fr. 3, 454.

Muñoz, J., Martínez, A., Vergés, J., 1986. Thrust sequences in the eastern Spanish Pyrenees. Journal of Structural Geology 8, 399–405.

Murphey, B.F., Nier, A.O., 1941. Variations in the relative abundance of the carbon isotopes. Physical Review 59, 771.

Myrbo, A., Shapley, M.D., 2006. Seasonal water-column dynamics of dissolved inorganic carbon stable isotopic compositions ($\delta^{13}C_{DIC}$) in small hardwater lakes in Minnesota and Montana. Geochimica et Cosmochimica Acta 70, 2699–2714.

Myrbo, A.E., 2012. Carbon cycle in lakes, in : Encyclopedia of Earth Sciences Series. Springer Netherlands, pp. 121–125.

Nadeau, P., Wilson, M., McHardy, W., Tait, J., 1985. The nature of some illitic clays from bentonites and sandstones : implications for the conversion of smectite to illite during diagenesis. Mineralogical Magazine 49, 393–400.

Nakanishi, T., Minagawa, M., 2003. Stable carbon and nitrogen isotopic compositions of sinking particles in the northeast Japan Sea. Geochemical journal 37, 261–275.

Nakayama, K., Yoshikawa, S., 1997. Depositional processes of primary to reworked volcaniclastics on an alluvial plain ; an example from the Lower Pliocene Ohta tephra bed of the Tokai Group, central Japan. Sedimentary Geology 107, 211–229.

Neal, J., Bohacs, K., Reynolds, D., Scholz, C., 1998. Tectonic and sequence-stratigraphic controls on facies distribution in a deep balanced-fill lake : seismic and drop-core evidence form Lake Malawi, in : East Africa : AAPG Hedberg Conference Integrated structural and sequence stratigraphic analysis in rift settings, Cairo, Egypt.

Neal, J., Bohacs, K., Reynolds, D., Scholz, C., et al., 1997. Sequence stratigraphy of lacustrine rift basins : Critical linkage of changing lake level, sediment supply, and tectonics, in : Geological Society of America Abstracts with Programs, p. 239.

Nelsen, M.P., DiMichele, W.A., Peters, S.E., Boyce, C.K., 2016. Delayed fungal evolution did not cause the Paleozoic peak in coal production. Proceedings of the National Academy of Sciences 113, 2442–2447.

Nemchin, A.A., Cawood, P.A., 2005. Discordance of the U–Pb system in detrital zircons : implication for provenance studies of sedimentary rocks. Sedimentary Geology 182, 143–162.

Nemec, W., 1990. Deltas—remarks on terminology and classification, in : Coarse-grained deltas. International Association of Sedimentologists Special Publication 10. volume 10, pp. 3–12.

Neumann, E.R., Wilson, M., Heeremans, M., Spencer, E.A., Obst, K., Timmerman, M.J., Kirstein, L., 2004. Carboniferous-Permian rifting and magmatism in southern Scandinavia, the North Sea and northern Germany : a review. Geological Society, London, Special Publications 223, 11–40.

Nier, A.O., Gulbransen, E.A., 1939. Variations in the relative abundance of the carbon isotopes. Journal of the American Chemical Society 61, 697–698.

Nordt, L., Tubbs, J., Dworkin, S., 2016. Stable carbon isotope record of terrestrial organic materials for the last 450 Ma yr. Earth-science reviews 159, 103–117.

Odin, G.P., Cabaret, T., Mertz, J.D., Menendez, B., Etienne, L., Wattiaux, A., Rouchon, V., 2015a. Alteration of fossil-bearing shale (Autun Basin, France ; Permian), part I : Characterizing iron speciation and its vulnerability to weathering by combined use of Mössbauer spectroscopy, X-ray diffraction, porosimetry and permeability measurements, in : Annales de paléontologie, Elsevier. pp. 75–85.

Odin, G.P., Vanmeert, F., Farges, F., Gand, G., Janssens, K., Romero-Sarmiento, M.F., Steyer, J.S., Vantelon, D., Rouchon, V., 2015b. Alteration of fossil-bearing shale (Autun, France ; Permian), part II : Monitoring artificial and natural ageing by combined use of S and Ca K-edge XANES analysis, Rock-Eval pyrolysis and FTIR analysis, in : Annales de paléontologie, Elsevier. pp. 225–239.

Ogg, J.G., Ogg, G., Gradstein, F.M., 2016. A concise geologic time scale : 2016. Elsevier.

O'Leary, M.H., 1995. Environmental effects on carbon isotope fractionation in terrestrial plants. Stable isotopes in the biosphere .

O'Leary, M.H., Rife, J.E., Slater, J.D., 1981. Kinetic and isotope effect studies of maize phosphoenolpyruvate carboxylase. Biochemistry 20, 7308–7314.

Olivier, M., Bourquin, S., Desaubliaux, G., Daniau, G., Courivaud, S., Rossignol, C., 2013. Les séries fluvio-éoliennes du" Cutler Group" : : Permien (Utah, USA). Modèle architectural et expression des unités génétiques.

Opdyke, N., Mushayandebvu, M., De Wit, M., 2001. A new palaeomagnetic pole for the Dwyka System and correlative sediments in sub-Saharan Africa. Journal of African Earth Sciences 33, 143–153.

Opluštil, S., Jirásek, J., Schmitz, M., Matỳsek, D., 2017. Biotic changes around the radioisotopically constrained Carboniferous-Permian boundary in the Boskovice Basin (Czech Republic). Bulletin of Geosciences .

Opluštil, S., Schmitz, M., Cleal, C.J., Martínek, K., 2016a. A review of the Middle–Late Pennsylvanian west European regional substages and floral biozones, and their correlation to the Geological Time Scale based on new U–Pb ages. Earth-Science Reviews 154, 301–335.

Opluštil, S., Schmitz, M., Kachlík, V., Štamberg, S., 2016b. Re-assessment of lithostratigraphy, biostratigraphy, and volcanic activity of the Late Paleozoic Intra-Sudetic, Krkonoše-Piedmont and Mnichovo Hradiště basins (Czech Republic) based on new U-Pb CA-ID-TIMS ages. Bulletin of Geosciences .

Opluštil, S., Šimnek, Z., Zajíc, J., Mencl, V., 2013. Climatic and biotic changes around the Carboniferous/Permian boundary recorded in the continental basins of the Czech Republic. International Journal of Coal Geology 119, 114–151.

Ostrom, N.E., Macko, S.A., Deibel, D., Thompson, R.J., 1997. Seasonal variation in the stable carbon and nitrogen isotope biogeochemistry. Geochimica et Cosmochimica Acta 61, 2929–2942.

Palmer, B.A., Shawkey, E.P., 1997. Lacustrine sedimentation processes and patterns during effusive and explosive volcanism, Challis volcanic field, Idaho. Journal of Sedimentary Research 67, 154–167.

Paquette, J.L., Ballèvre, M., Peucat, J.J., Cornen, G., 2017. From opening to subduction of an oceanic domain constrained by LA-ICP-MS U-Pb zircon dating (Variscan belt, Southern Armorican Massif, France). Lithos 294, 418–437.

Paquette, Y., 1980. Le Bassin autunien de l'Aumance (Allier) : sédimentologie (charbon, cinérites...), tectonique syndiagénétique. Ph.D. thesis.

Paquette, Y., Feys, R., Chateauneuf, J., Farjanel, G., 1989. Le bassin de Bourbon-l'Archambault (Aumance). Chateauneuf J.-J. & Farjanel G., Eds., Synthèse géologique des bassins permiens français.–Mém. BRGM, Paris 128, 43–54.

Pardo, A., Adatte, T., Keller, G., Oberhänsli, H., 1999. Paleoenvironmental changes across the Cretaceous–Tertiary boundary at Koshak, Kazakhstan, based on planktic foraminifera and clay mineralogy. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 154, 247–273.

Parrish, J., 1995. Geologic evidence of Permian climate, in : The Permian of Northern Pangea. Springer, pp. 53–61.

Parrish, J.T., 1993. Climate of the supercontinent Pangea. The Journal of Geology 101, 215–233.

Parrish, R.R., Noble, S.R., 2003. Zircon U-Th-Pb geochronology by isotope dilution—thermal ionization mass spectrometry (ID-TIMS). Reviews in Mineralogy and Geochemistry 53, 183–213.

Pearce, J.A., Harris, N.B., Tindle, A.G., 1984. Trace element discrimination diagrams for the tectonic interpretation of granitic rocks. Journal of petrology 25, 956–983.

Pearson, M., Small, J., 1988. Illite-smectite diagenesis and palaeotemperatures in northern North Sea Quaternary to Mesozoic shale sequences. Clay Minerals 23, 109–132.

Pedro, G., 1968. Distribution des principaux types d'altération chimique à la surface du globe. Présentation d'une esquisse géographique. Revue de Géographie Physique et Géologie Dynamique 10, 457–470.

Pellenard, P., 2018. Signatures terrigène et volcanique des bassins sédimentaires : implications stratigraphiques et paléoclimatiques, HDR .

Pellenard, P., Deconinck, J.F., Huff, W.D., Thierry, J., Marchand, D., Fortwengler, D., Trouiller, A., 2003. Characterization and correlation of Upper Jurassic (Oxfordian) bentonite deposits in the Paris Basin and the Subalpine Basin, France. Sedimentology 50, 1035–1060.

Pellenard, P., Gand, G., Schmitz, M., Galtier, J., Broutin, J., Stéyer, J.S., 2017. High-precision U-Pb zircon ages for explosive volcanism calibrating the NW European continental Autunian stratotype. Gondwana Research 51, 118–136.

Perlmutter, M., Matthews, M., 1989. Quantitative dynamic stratigraphy. Prentice Hall Englewood Cliffs, New Jersey.

Perlmutter, M., Matthews, M., 1990. Global cyclostratigraphy—a model, in TA Cross, ed., Quantitative dynamic stratigraphy.

Péron, S., Bourquin, S., Fluteau, F., Guillocheau, F., 2005. Paleoenvironment reconstructions and climate simulations of the Early Triassic : impact of the water and sediment supply on the preservation of fluvial systems. Geodinamica Acta 18, 431–446.

Perrodon, A., Zabek, J., 1990. Paris basin. Interior cratonic basins : AAPG Memoir 51, 633–679.

Perry, R.S., Mcloughlin, N., Lynne, B.Y., Sephton, M.A., Oliver, J.D., Perry, C.C., Campbell, K., Engel, M.H., Farmer, J.D., Brasier, M.D., et al., 2007. Defining biominerals and organominerals : direct and indirect indicators of life. Sedimentary Geology 201, 157–179.

Peters, K., Sweeney, R., Kaplan, I., 1978. Correlation of carbon and nitrogen stable isotope ratios in sedimentary organic matter 1. Limnology and Oceanography 23, 598–604.

Peters-Kottig, W., Strauss, H., Kerp, H., 2006. The land plant δ13C record and plant evolution in the Late Palaeozoic. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 240, 237–252.

Petri, B., 2014. Formation et exhumation des granulites permiennes : établir les conditions pré-rift et déterminer l'histoire d'exhumation syn-rift. Ph.D. thesis. Strasbourg.

Petschick, R., 2001. MacDiff–The user-friendly X-ray powder diffractometry analysis tool for Macintosh computers.

Peyser, C.E., Poulsen, C.J., 2008. Controls on Permo-Carboniferous precipitation over tropical Pangaea : a GCM sensitivity study. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 268, 181–192.

Pfeifer, L.S., Soreghan, G.S., Pochat, S., Van Den Driessche, J., 2020. Loess in eastern equatorial Pangea archives a dusty atmosphere and possible upland glaciation. GSA Bulletin .

Pironon, J., Pelletier, M., De Donato, P., Mosser-Ruck, R., 2003. Characterization of smectite and illite by FTIR spectroscopy of interlayer NH_4^+ cations.

Pisarska-Jamrozy, M., Weckwerth, P., 2013. Soft-sediment deformation structures in a Pleistocene glaciolacustrine delta and their implications for the recognition of subenvironments in delta deposits. Sedimentology 60, 637–665.

Pitra, P., Kouamelan, A., Ballevre, M., Peucat, J.J., 2010. Palaeoproterozoic high-pressure granulite overprint of the Archean continental crust : evidence for homogeneous crustal thickening (Man Rise, Ivory Coast). Journal of Metamorphic Geology 28, 41–58.

Pochat, S., Van Den Driessche, J., 2011. Filling sequence in Late Paleozoic continental basins : A chimera of climate change ? A new light shed given by the Graissessac–Lodève basin (SE France). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 302, 170–186.

Pochon, A., Poujol, M., Gloaguen, E., Branquet, Y., Cagnard, F., Gumiaux, C., Gapais, D., 2016. U-Pb LA-ICP-MS dating of apatite in mafic rocks : Evidence for a major magmatic event at the Devonian-Carboniferous boundary in the Armorican Massif (France). American Mineralogist 101, 2430–2442.

Pollastro, R., 1983. The formation of illite at the expense of illite/smectite : mineralogical and morphological support for a hypothesis (abs.) : Program and Abstracts, in : Twentieth Annual Meeting, The Clay Minerals Society, Twenty-second Annual clay Minerals Conference, Buffalo, New York, p. 82.

Postma, G., 1984. Mass-flow conglomerates in a submarine canyon : Abrioja fan-delta, Pliocene, southeast Spain .

Postma, G., 1990. Depositional architecture and facies of river and fan deltas : a synthesis, in : Coarse-grained deltas. Blackwell Oxford. volume 10, pp. 13–27.

Postma, G., Cartigny, M.J., 2014. Supercritical and subcritical turbidity currents and their deposits—A synthesis. Geology 42, 987–990.

Postma, G., Kleverlaan, K., Cartigny, M.J., 2014. Recognition of cyclic steps in sandy and gravelly turbidite sequences, and consequences for the Bouma facies model. Sedimentology 61, 2268–2290.

Postma, G., Roep, T.B., 1985. Resedimented conglomerates in the bottomsets of Gilbert-type gravel deltas. Journal of Sedimentary Research 55, 874–885.

Poujol, M., Pitra, P., Van den Driessche, J., Tartèse, R., Ruffet, G., Paquette, J.L., Poilvet, J.C., 2017. Two-stage partial melting during the Variscan extensional tectonics (Montagne Noire, France). International Journal of Earth Sciences 106, 477–500.

Poulsen, C.J., Pollard, D., Montañez, I.P., Rowley, D., 2007. Late Paleozoic tropical climate response to Gondwanan deglaciation. Geology 35, 771–774.

Powell, C., Li, Z.X., 1994. Reconstruction of the Panthalassan margin of Gondwanaland. Permian-Triassic pangean basins and foldbelts along the Panthalassan margin of Gondwanaland 184, 5–9.

Powell, C.M., Veevers, J., 1987. Namurian uplift in Australia and South America triggered the main Gondwanan glaciation. Nature 326, 177.

Powell, T., 1986. Petroleum geochemistry and depositional setting of lacustrine source rocks. Marine and Petroleum Geology 3, 200–219.

Praeg, D., 2004. Diachronous Variscan late-orogenic collapse as a response to multiple detachments : a view from the internides in France to the foreland in the Irish Sea. Geological Society, London, Special Publications 223, 89–138.

Prahl, F., Cowie, G., De Lange, G., Sparrow, M., 2003. Selective organic matter preservation in "burn-down" turbidites on the Madeira Abyssal Plain. Paleoceanography 18.

Prahl, F., Ertel, J., Goni, M., Sparrow, M., Eversmeyer, B., 1994. Terrestrial organic carbon contributions to sediments on the Washington margin. Geochimica et Cosmochimica Acta 58, 3035–3048.

Prahl, F.G., Bennett, J.T., Carpenter, R., 1980. The early diagenesis of aliphatic hydrocarbons and organic matter in sedimentary particulates from Dabob Bay, Washington. Geochimica et Cosmochimica Acta 44, 1967–1976.

Prasad, V., Farooqui, A., Sharma, A., Phartiyal, B., Chakraborty, S., Bhandari, S., Raj, R., Singh, A., 2014. Mid–late Holocene monsoonal variations from mainland Gujarat, India : A multi-proxy study for evaluating climate culture relationship. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 397, 38–51.

Premuzic, E.T., Benkovitz, C.M., Gaffney, J.S., Walsh, J.J., 1982. The nature and distribution of organic matter in the surface sediments of world oceans and seas. Organic Geochemistry 4, 63–77.

Price, F.T., Shieh, Y., 1979. Fractionation of sulfur isotopes during laboratory synthesis of pyrite at low temperatures. Chemical Geology 27, 245–253.

Primey, D., Farjanel, G., 1988. Inventaire des ressources nationales de charbon - le gisement de Lucenay-lès-Aix (Nièvre). Etude paléobotanique et palynologique des gisements stéphano-autuniens de Lucenay-lès-Aix et Devay - Bassin de Decize, Nièvre (RApports du B.R.G.M., Orléans) 2.

Prokopenko, M., Hammond, D., Berelson, W., Bernhard, J., Stott, L., Douglas, R., 2006. Nitrogen cycling in the sediments of Santa Barbara basin and Eastern Subtropical North Pacific : Nitrogen isotopes, diagenesis and possible chemosymbiosis between two lithotrophs (Thioploca and Anammox)—"riding on a glider". Earth and Planetary Science Letters 242, 186–204.

Prospero, J.M., Nees, R.T., 1986. Impact of the North African drought and El Nino on mineral dust in the Barbados trade winds. Nature 320, 735–738.

Pruvost, P., 1942. Etude géologique du bassin permo-carbonifère d'Autun. Rapport inédit - Archives BRGM .

Ramaswamy, V., Gaye, B., Shirodkar, P., Rao, P., Chivas, A.R., Wheeler, D., Thwin, S., 2008. Distribution and sources of organic carbon, nitrogen and their isotopic signatures in sediments from the Ayeyarwady (Irrawaddy) continental shelf, northern Andaman Sea. Marine Chemistry 111, 137–150.

Rampino, M.R., Prokoph, A., Adler, A., 2000. Tempo of the end-Permian event : High-resolution cyclostratigraphy at the Permian-Triassic boundary. Geology 28, 643–646.

Rateev, M., Gorbunova, Z., Lisitzyn, A., Nosov, G., 1969. The distribution of clay minerals in the oceans. Sedimentology 13, 21–43.

Raucsik, B., Varga, A., 2008. Climato-environmental controls on clay mineralogy of the Hettangian–Bajocian successions of the Mecsek Mountains, Hungary : an evidence for extreme continental

weathering during the early Toarcian oceanic anoxic event. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 265, 1–13.

Raup, O.B., 1966. Clay mineralogy of Pennsylvanian redbeds and associated rocks flanking ancestral Front Range of central Colorado. AAPG Bulletin 50, 251–268.

Redfield, A.C., 1942. The processes determining the concentration of oxygen, phosphate and other organic derivatives within the depths of the Atlantic Ocean .

Reheis, M.C., 1990. Influence of climate and eolian dust on the major-element chemistry and clay mineralogy of soils in the northern Bighorn Basin, USA. Catena 17, 219–248.

Renault, M.B., 1888. Notice sur les Sigillaires. Bulletin de la Société d'Histoire Naturelle d'Autun 1, 131–199.

Ricordel-Prognon, C., Lagroix, F., Moreau, M.G., Thiry, M., 2010. Lateritic paleoweathering profiles in French Massif Central : paleomagnetic datings. Journal of Geophysical Research : Solid Earth 115.

Rigby, D., Batts, B., 1986. The isotopic composition of nitrogen in Australian coals and oil shales. Chemical Geology : Isotope Geoscience section 58, 273–282.

Rivera, K.T., Puckette, J., Quan, T.M., 2015. Evaluation of redox versus thermal maturity controls on δ15N in organic rich shales : A case study of the Woodford Shale, Anadarko Basin, Oklahoma, USA. Organic geochemistry 83, 127–139.

Robardet, M., 2003. The Armorica 'microplate' : fact or fiction ? Critical review of the concept and contradictory palaeobiogeographical data. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 195, 125–148.

Robinson, R.S., Kienast, M., Luiza Albuquerque, A., Altabet, M., Contreras, S., De Pol Holz, R., Dubois, N., Francois, R., Galbraith, E., Hsu, T.C., et al., 2012. A review of nitrogen isotopic alteration in marine sediments. Paleoceanography 27.

Roche, E., 1881. Sur les fossiles du terrain permien d'Autun (Saône-et-Loire). Bull. Soc. géol. Fr. 9, 78–83.

Rohais, S., Eschard, R., Ford, M., Guillocheau, F., Moretti, I., 2007. Stratigraphic architecture of the Plio-Pleistocene infill of the Corinth Rift : Implications for its structural evolution. Tectonophysics 440, 5–28.

Rolin, P., Stussi, J.M., 1991. Décrochements intracrustaux et intrusions granitiques carbonifères dans le Morvan (Massif central français). Bulletin de la Société Géologique de France 162, 123–130.

Rollinson, H.R., 1993. Using geochemical data : evaluation. Presentation, Interpretation 352.

Roscher, M., Schneider, J.W., 2006. Permo-Carboniferous climate : Early Pennsylvanian to Late Permian climate development of central Europe in a regional and global context. Geological Society, London, Special Publications 265, 95–136.

Ross, C.S., Shannon, E.V., 1926. The minerals of bentonite and related clays and their physical properties 1. Journal of the American Ceramic Society 9, 77–96.

Rossignol, C., Bourquin, S., Poujol, M., Hallot, E., Dabard, M.P., Nalpas, T., 2016. The volcaniclastic series from the Luang Prabang Basin, Laos : A witness of a triassic magmatic arc ? journal of asian earth Sciences 120, 159–183.

Rossignol, C., Hallot, E., Bourquin, S., Poujol, M., Jolivet, M., Pellenard, P., Ducassou, C., Nalpas, T., Heilbronn, G., Yu, J., et al., 2019. Using volcaniclastic rocks to constrain sedimentation ages : To what extent are volcanism and sedimentation synchronous ? Sedimentary geology 381, 46–64.

Rozet, C.A., 1840. Mémoire géologique sur la masse de montagnes : qui séparent le cours de la Loire de ceux du Rhone et de la Saone. Langlois et Leclercq.

Rubi, R., Rohais, S., Bourquin, S., Moretti, I., Desaubliaux, G., 2018. Processes and typology in Gilbert-type delta bottomset deposits based on outcrop examples in the Corinth Rift. Marine and Petroleum Geology 92, 193–212.

Ruffell, A., McKinley, J.M., Worden, R.H., 2002. Comparison of clay mineral stratigraphy to other proxy palaeoclimate indicators in the Mesozoic of NW Europe. Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A : Mathematical, Physical and Engineering Sciences 360, 675–693.

Ruhl, M., Hesselbo, S.P., Hinnov, L., Jenkyns, H.C., Xu, W., Riding, J.B., Storm, M., Minisini, D., Ullmann, C.V., Leng, M.J., 2016. Astronomical constraints on the duration of the Early Jurassic Pliensbachian Stage and global climatic fluctuations. Earth and Planetary Science Letters 455, 149–165.

Sachs, J.P., Repeta, D.J., 1999. Oligotrophy and nitrogen fixation during eastern Mediterranean sapropel events. Science 286, 2485–2488.

Sage, R.F., 2004. The evolution of C4 photosynthesis. New phytologist 161, 341–370.

Saino, T., Hattori, A., 1980. 15 N natural abundance in oceanic suspended particulate matter. Nature 283, 752–754.

Saino, T., Hattori, A., 1987. Geographical variation of the water column distrubution of suspended particulate organic nitrogen and its 15N natural abundance in the Pacific and its marginal seas. Deep Sea Research Part A. Oceanographic Research Papers 34, 807–827.

Sakai, T., Minoura, K., Soma, M., Tani, Y., Tanaka, A., Nara, F., Itoh, N., Kawai, T., 2005. Influence of climate fluctuation on clay formation in the Baikal drainage basin. Journal of Paleolimnology 33, 105–121.

Salduondo, J., Comerio, M., Cravero, F., Etcheverry, R., 2020. Mineralogical and geochemical analysis of sodium bentonites in continental settings : The Uspallata Group (Triassic) of the Cuyana Basin, Mendoza province, Argentina. Journal of South American Earth Sciences , 102548.

Saltzman, M.R., 2003. Late Paleozoic ice age : Oceanic gateway or p CO2 ? Geology 31, 151–154.

Saltzman, M.R., 2005. Phosphorus, nitrogen, and the redox evolution of the Paleozoic oceans. Geology 33, 573–576.

Saltzman, M.R., Groessens, E., Zhuravlev, A.V., 2004. Carbon cycle models based on extreme changes in δ13C : an example from the lower Mississippian. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 213, 359–377.

Samson, S.D., Patchett, P.J., Roddick, J.C., Parrish, R.R., 1989. Origin and tectonic setting of Ordovician bentonites in North America : Isotopic and age constraints. Geological Society of America Bulletin 101, 1175–1181.

Schäfer, A., 1989. Variscan molasse in the Saar-Nahe Basin (W-Germany), Upper Carboniferous and Lower Permian. Geologische Rundschau 78, 499–524.

Schäfer, A., 2011. Tectonics and sedimentation in the continental strike-slip Saar-Nahe Basin (Carboniferous-Permian, West Germany)[Tektonik und Sedimentation im kontinentalen Saar-Nahe-Becken (, Strike-slip "-Modell, Karbon-Perm, Westdeutschland).]. Zeitschrift der Deutschen Gesellschaft für Geowissenschaften 162, 127–155.

Schäfer, A., Korsch, R.J., 1998. Formation and sediment fill of the Saar-Nahe basin (Permo-Carboniferous, Germany). Zeitschrift der Deutschen Geologischen Gesellschaft , 233–269.

Schäfer, P., Ittekkot, V., 1993. Seasonal variability of δ 15 N in settling particles in the Arabian Sea and its palaeogeochemical significance. Naturwissenschaften 80, 511–513.

Scheere, J., 1956. Nouvelle contribution à l'étude des tonstein du terrain houiller belge. 26, Association pour l'étude de la paléontologie et de la stratigraphie houillères.

Scheffler, K., Hoernes, S., Schwark, L., 2003. Global changes during Carboniferous–Permian glaciation of Gondwana : Linking polar and equatorial climate evolution by geochemical proxies. Geology 31, 605–608.

Schelske, C.L., Hodell, D.A., 1991. Recent changes in productivity and climate of Lake Ontario detected by isotopic analysis of sediments. Limnology and Oceanography 36, 961–975.

Schelske, C.L., Hodell, D.A., 1995. Using carbon isotopes of bulk sedimentary organic matter to reconstruct the history of nutrient loading and eutrophication in Lake Erie. Limnology and Oceanography 40, 918–929.

Schidlowski, M., Hayes, J., Kaplan, I., 1983. Isotopic inferences of ancient biochemistries-Carbon, sulfur, hydrogen, and nitrogen .

Schimel, J.P., Bennett, J., 2004. Nitrogen mineralization : challenges of a changing paradigm. Ecology 85, 591–602.

Schmidberger, S.S., Hegner, E., 1999. Geochemistry and isotope systematics of calc-alkaline volcanic rocks from the Saar-Nahe basin (SW Germany)–implications for Late-Variscan orogenic development. Contributions to Mineralogy and Petrology 135, 373–385.

Schmitz-Dumont, W., 1894. Die Saarbrucker Tonsteine. Wilhelmshaven Tonindustrie Zeitung 18, 714.

Schneider, J., Gebhardt, U., Gaitzsch, B., 1995. Fossilführung und Biostratigraphie. Stratigraphische Kommission Deutschlands (Ed.), Stratigraphie von Deutschland I : Norddeutsches Rotliegendbecken. Cour. Forsch.-Inst. Senckenberg 183, 25–39.

Schneider, J., Hampe, O., Soler-Gijón, R., 2000. The Late Carboniferous and Permian : aquatic vertebrate zonation in southern Spain and German basins. Courier-Forschungsinstitut Senckenberg , 543–562.

Schneider, J., Zajíc, J., 1994. Xenacanthiden (Pisces, Chondrichthyes) des mitteleuropäischen Oberkarbon und Perm–Revision der Originale zu Goldfuss 1847, Beyrich 1848, Kner 1867 und Fritsch 1879–1890. Freiberger Forschungshefte C 452, 101–151.

Schneider, J.W., Körner, F., Roscher, M., Kroner, U., 2006. Permian climate development in the northern peri-Tethys area—the Lodève basin, French Massif Central, compared in a European and global context. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 240, 161–183.

Schneider, J.W., Lucas, S.G., Scholze, F., Voigt, S., Marchetti, L., Klein, H., Opluštil, S., Werneburg, R., Golubev, V.K., Barrick, J.E., et al., 2019. Late Paleozoic–early Mesozoic continental biostratigraphy—Links to the Standard Global Chronostratigraphic Scale. Palaeoworld .

Schneider, J.W., Scholze, F., 2016. Late Pennsylvanian–Early Triassic conchostracan biostratigraphy : a preliminary approach. Geological Society, London, Special Publications 450, 365–386.

Schneider, J.W., Scholze, F., 2018. Late Pennsylvanian–Early Triassic conchostracan biostratigraphy : a preliminary approach. Geological Society, London, Special Publications 450, 365–386.

Schneider, J.W., Scholze, F., Voigt, S., Götz, A.E., Opluštil, S., Ronchi, A., Silantiev, V.V., Zharinova, V., Lucas, S.G., Shen, S.z., et al., 2017. Report on the activities of the Late Carboniferous–Permian–Early Triassic Nonmarine-Marine Correlation Working Group for 2016 and 2017. Permophiles 65, 16–24.

Schnyder, J., Martinez, M., Baudin, F., Mercuzot, M., Pellenard, P., Thomazo, C., Bourquin, S., Beccaletto, L., 2020. Long-term lacustrine paleo-productivity and/or paleo-anoxia trends controlled by eccentricity cycles in the continental Autun Basin (France) at the Carboniferous/Permian boundary, in : European Geosciences Union General Assembly, pp. EGU2020–19962.

Schnyder, J., Ruffell, A., Deconinck, J.F., Baudin, F., 2006. Conjunctive use of spectral gamma-ray logs and clay mineralogy in defining late Jurassic–early Cretaceous palaeoclimate change (Dorset, UK). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 229, 303–320.

van de Schootbrugge, B., Bailey, T.R., Rosenthal, Y., Katz, M.E., Wright, J.D., Miller, K.G., Feist-Burkhardt, S., Falkowski, P.G., 2005. Early Jurassic climate change and the radiation of organic-walled phytoplankton in the Tethys Ocean. Paleobiology 31, 73–97.

Schubert, B.A., Jahren, A.H., 2012. The effect of atmospheric CO_2 concentration on carbon isotope fractionation in C3 land plants. Geochimica et Cosmochimica Acta 96, 29–43.

Schubert, C.J., Calvert, S.E., 2001. Nitrogen and carbon isotopic composition of marine and terrestrial organic matter in Arctic Ocean sediments : : implications for nutrient utilization and organic matter composition. Deep Sea Research Part I : Oceanographic Research Papers 48, 789–810.

Schulmann, K., Konopásek, J., Janoušek, V., Lexa, O., Lardeaux, J.M., Edel, J.B., Štípská, P., Ulrich, S., 2009. An Andean type Palaeozoic convergence in the Bohemian massif. Comptes Rendus Geoscience 341, 266–286.

Schulze, E.D., Gebauer, G., Ziegler, H., Lange, O.L., 1991. Estimates of nitrogen fixation by trees on an aridity gradient in Namibia. Oecologia 88, 451–455.

Schumm, S., 1977. Applied fluvial geomorphology, in : Applied geomorphology. Elsevier Amsterdam, pp. 119–156.

Schuur, E.A., Matson, P.A., 2001. Net primary productivity and nutrient cycling across a mesic to wet precipitation gradient in Hawaiian montane forest. Oecologia 128, 431–442.

Schwarzbauer, J., Jovančićević, B., 2015. Coals, in : Fossil Matter in the Geosphere. Springer, pp. 137–146.

Schwarzkopf, T., Schoell, M., 1985. Die Variation der C-und H-Isotopenverhältnisse in Kohlen und deren Abhängigkeit von Maceralzusammensetzung und Inkohlungsgrad. Fortschritte in der Geologie von Rheinland und Westfalen 33, 161–168.

Scotese, C., 2002. Paleomap. Updated at http ://www. scotese. com (accessed October 2018) .

Scotese, C., Boucot, A., McKerrow, W., 1999. Gondwanan palaeogeography and palaeoclimatology. Journal of African Earth Sciences 28, 99–114.

Scotese, C.R., Langford, R., 1995. Pangea and the paleogeography of the Permian, in : The Permian of Northern Pangea. Springer, pp. 3–19.

Sephton, M.A., Amor, K., Franchi, I.A., Wignall, P.B., Newton, R., Zonneveld, J.P., 2002. Carbon and nitrogen isotope disturbances and an end-Norian (Late Triassic) extinction event. Geology 30, 1119–1122.

Sigman, D.M., Casciotti, K.L., Andreani, M., Barford, C., Galanter, M., Böhlke, J., 2001. A bacterial method for the nitrogen isotopic analysis of nitrate in seawater and freshwater. Analytical chemistry 73, 4145–4153.

Sigman, D.M., DiFiore, P.J., Hain, M.P., Deutsch, C., Wang, Y., Karl, D.M., Knapp, A.N., Lehmann, M.F., Pantoja, S., 2009. The dual isotopes of deep nitrate as a constraint on the cycle and budget of oceanic fixed nitrogen. Deep Sea Research Part I : Oceanographic Research Papers 56, 1419–1439.

Silliman, J.E., Meyers, P.A., Bourbonniere, R.A., 1996. Record of postglacial organic matter delivery and burial in sediments of Lake Ontario. Organic Geochemistry 24, 463–472.

Simons, D.B., Richardson, E., 1963. A study of variables affecting flow characteristics and sediment transport in alluvial channels, in : Proceedings, Federal Interagency Sedimentation Conference, Jackson Miss, pp. 193–206.

Singer, A., 1984. The paleoclimatic interpretation of clay minerals in sediments—a review. Earth-Science Reviews 21, 251–293.

Skrzypek, E., Schulmann, K., Tabaud, A.S., Edel, J.B., 2014. Palaeozoic evolution of the Variscan Vosges mountains. Geological Society, London, Special Publications 405, 45–75.

Sladen, C.P., Gierlowski-Kordesch, E., Kelts, K., 1994. Key elements during the search for hydrocarbons in lake systems. Global geological record of lake basins 1, 3–17.

Sláma, J., Košler, J., 2012. Effects of sampling and mineral separation on accuracy of detrital zircon studies. Geochemistry, Geophysics, Geosystems 13.

Solotchina, E.P., Prokopenko, A.A., Kuzmin, M.I., Solotchin, P.A., Zhdanova, A.N., 2009. Climate signals in sediment mineralogy of Lake Baikal and Lake Hovsgol during the LGM-Holocene transition and the 1-Ma carbonate record from the HDP-04 drill core. Quaternary International 205, 38–52.

Soreghan, G.S., Beccaletto, L., Benison, K.C., Bourquin, S., Hamamura, N., Hamilton, M., Heavens, N.G., Hinnov, L., Huttenlocker, A., Looy, C., Pfeifer, L.S., Pochat, S., Sardar Abadi, M., Zambito,

J., the 2019 DeepDust workshop participants, accepted. Report on ICDP Deep Dust workshops : Probing Continental Climate of the Late Paleozoic Icehouse-Greenhouse Transition and Beyond. Scientific Drilling .

Soreghan, G.S., Heavens, N.G., Hinnov, L.A., Aciego, S.M., Simpson, C., 2015. Reconstructing the dust cycle in deep time : The case of the late Paleozoic icehouse. The Paleontological Society Papers 21, 83–120.

Soreghan, G.S., Keller, G.R., Gilbert, M.C., Chase, C.G., Sweet, D.E., 2012. Load-induced subsidence of the Ancestral Rocky Mountains recorded by preservation of Permian landscapes. Geosphere 8, 654–668.

Soreghan, G.S., Soreghan, M.J., Hamilton, M.A., 2008. Origin and significance of loess in late Paleozoic western Pangaea : A record of tropical cold ? Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 268, 234–259.

Soreghan, G.S., Soreghan, M.J., Heavens, N.G., 2019. Explosive volcanism as a key driver of the late Paleozoic ice age. Geology 47, 600–604.

Soreghan, M.J., Soreghan, G.L., 2007. Whole-rock geochemistry of upper Paleozoic loessite, western Pangaea : Implications for paleo-atmospheric circulation. Earth and Planetary Science Letters 255, 117–132.

Spears, D., 2012. The origin of tonsteins, an overview, and links with seatearths, fireclays and fragmental clay rocks. International Journal of Coal Geology 94, 22–31.

Spears, D., Caswell, S., 1986. Mineral matter in coals : cleat minerals and their origin in some coals from the English Midlands. International Journal of Coal Geology 6, 107–125.

Spears, D., Rice, C.M., 1973. An Upper Carboniferous tonstein of volcanic origin. Sedimentology 20, 281–294.

Spencer, C.J., Kirkland, C.L., Taylor, R.J., 2016. Strategies towards statistically robust interpretations of in situ U–Pb zircon geochronology. Geoscience Frontiers 7, 581–589.

Spillmann, P., Büchi, H., 1993. The Pre-Alpine Basement of the Lower Austro-Alpine Nappes in the Bernina Massif (Grisons, Switzerland ; Valtellina, Italy), in : Pre-Mesozoic geology in the Alps. Springer, pp. 457–467.

Srodón, J., 1976. Mixed-layer smectite/illites in the bentonites and tonsteins of the upper Silesian Coal Basin. .

Środoń, J., Clauer, N., Huff, W., Dudek, T., Banaś, M., 2009. K-Ar dating of the Lower Palaeozoic K-bentonites from the Baltic Basin and the Baltic Shield : implications for the role of temperature and time in the illitization of smectite. Clay minerals 44, 361–387.

Stacey, J.t., Kramers, J., 1975. Approximation of terrestrial lead isotope evolution by a two-stage model. Earth and planetary science letters 26, 207–221.

Stach, E., 1950. Vulkanische Aschenregen über dem Steinkohlenmoor. Glückauf 86, 41–50.

Stampfli, G., Hochard, C., Vérard, C., Wilhem, C., et al., 2013. The formation of Pangea. Tectonophysics 593, 1–19.

Stewart, G.R., Turnbull, M.H., Schmidt, S., Erskine, P.D., 1995. 13C natural abundance in plant communities along a rainfall gradient : a biological integrator of water availability. Functional Plant Biology 22, 51–55.

Still, C.J., Berry, J.A., Collatz, G.J., DeFries, R.S., 2003. Global distribution of C3 and C4 vegetation : carbon cycle implications. Global biogeochemical cycles 17, 6–1.

Stokes, S.G.G., et al., 1901. Mathematical and physical papers.

Stollhofen, H., Frommherz, B., Stanistreet, I.G., 1999. Volcanic rocks as discriminants in evaluating tectonic versus climatic control on depositional sequences, Permo-Carboniferous continental Saar–Nahe Basin. Journal of the Geological Society, London 156, 801–808.

Strasser, A., Hilgen, F.J., Heckel, P.H., 2006. Cyclostratigraphy–concepts, definitions, and applications. Newsletters on Stratigraphy 42, 75–114.

Strauss, H., Des Marais, D.J., Hayes, J., Summons, R.E., 1992. Proterozoic organic carbon—its preservation and isotopic record, in : Early Organic Evolution. Springer, pp. 203–211.

Strauss, H., Peters-Kottig, W., 2003. The Paleozoic to Mesozoic carbon cycle revisited : the carbon isotopic composition of terrestrial organic matter. Geochemistry, Geophysics, Geosystems 4.

Streel, M., Theron, J.N., 1999. The Devonian-Carboniferous boundary in South Africa and the age of the earliest episode of the Dwyka glaciation : New palynological result. Episodes 22, 41–44.

Street-Perrott, F.A., Harrison, S.P., 1984. Temporal variations in lake levels since 30,000 yr BP—an index of the global hydrological cycle. Climate processes and climate sensitivity 29, 118–129.

Stüben, D., Kramar, U., Berner, Z., Stinnesbeck, W., Keller, G., Adatte, T., 2002. Trace elements, stable isotopes, and clay mineralogy of the Elles II K–T boundary section in Tunisia : indications for sea level fluctuations and primary productivity. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 178, 321–345.

Stuiver, M., 1975. Climate versus changes in 13 C content of the organic component of lake sediments during the Late Quarternary. Quaternary Research 5, 251–262.

Sucha, V., Kraus, I., Madejova, J., 1994. Ammonium illite from anchimetamorphic shales associated with anthracite in the Zemplinicum of the Western Carpathians. Clay Minerals 29, 369–377.

Sun, Q., Colin, C., Liu, Z., Mischke, S., Ducham-Alphonse, S., Zhang, C., Chen, F., 2016. Climate changes of the northeastern Tibetan Plateau since the late glaciation inferred from clay minerology of sediments in Kuhai Lake. Quaternary International 4, 1–11.

Sur, S., Owens, J.D., Soreghan, G.S., Lyons, T.W., Raiswell, R., Heavens, N.G., Mahowald, N.M., 2015. Extreme eolian delivery of reactive iron to late Paleozoic icehouse seas. Geology 43, 1099–1102.

Sutherland, P., 1870. Notes on an ancient boulder-clay of Natal. Geological Society of London, Quarterly Journal 26, 514.

Swap, R., Aranibar, J., Dowty, P., Gilhooly III, W.P., Macko, S.A., 2004. Natural abundance of 13C and 15N in C3 and C4 vegetation of southern Africa : patterns and implications. Global Change Biology 10, 350–358.

Tabor, N.J., DiMichele, W.A., Montañez, I.P., Chaney, D.S., 2013. Late Paleozoic continental warming of a cold tropical basin and floristic change in western Pangea. International Journal of Coal Geology 119, 177–186.

Tabor, N.J., Myers, T.S., 2015. Paleosols as indicators of paleoenvironment and paleoclimate. Annual Review of Earth and Planetary Sciences 43, 333–361.

Tabor, N.J., Poulsen, C.J., 2008. Palaeoclimate across the Late Pennsylvanian–Early Permian tropical palaeolatitudes : a review of climate indicators, their distribution, and relation to palaeophysiographic climate factors. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 268, 293–310.

Tait, J., Bachtadse, V., Franke, W., Soffel, H., 1997. Geodynamic evolution of the European Variscan fold belt : palaeomagnetic and geological constraints. Geologische Rundschau 86, 585–598.

Talbot, M., 2001. Nitrogen isotopes in palaeolimnology. WM Last and JP Smol (eds.) Tracking Environmental Change using Lake Sediments. Physical and Geochemical Methods. 2.

Talbot, M.R., Johannessen, T., 1992. A high resolution palaeoclimatic record for the last 27,500 years in tropical West Africa from the carbon and nitrogen isotopic composition of lacustrine organic matter. Earth and Planetary Science Letters 110, 23–37.

Tapia, P.M., Fritz, S.C., Baker, P.A., Seltzer, G.O., Dunbar, R.B., 2003. A Late Quaternary diatom record of tropical climatic history from Lake Titicaca (Peru and Bolivia). Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 194, 139–164.

Taylor, T.N., Remy, W., Hass, H., 1992. Fungi from the lower Devonian Rhynie chert : Chytridiomycetes. American Journal of Botany 79, 1233–1241.

Tera, F., Wasserburg, G., 1974. U-Th-Pb systematics on lunar rocks and inferences about lunar evolution and the age of the moon, in : Lunar and Planetary Science Conference Proceedings, pp. 1571–1599.

Terranes, J.L., Bernasconi, S.M., 2000. The record of nitrate utilization and productivity limitation provided by δ^{15}N values in lake organic matter—a study of sediment trap and core sediments from Baldeggersee, Switzerland. Limnology and Oceanography 45, 801–813.

Teruggi, M.E., 1964. A new and important occurrence of sedimentary analcime. Journal of Sedimentary Research 34, 761–767.

Thiry, M., 2000. Palaeoclimatic interpretation of clay minerals in marine deposits : an outlook from the continental origin. Earth-Science Reviews 49, 201–221.

Thiry, M., 2018. Repères pour un cheminement sur les paléosurfaces du Massif Central .

Thomasson, J.R., Nelson, M.E., Zakrzewski, R.J., 1986. A fossil grass (Gramineae : Chloridoideae) from the Miocene with Kranz anatomy. Science 233, 876–878.

Thomazo, C., Ader, M., Philippot, P., 2011. Extreme 15N-enrichments in 2.72-Gyr-old sediments : evidence for a turning point in the nitrogen cycle. Geobiology 9, 107–120.

Thomazo, C., Pinti, D.L., Busigny, V., Ader, M., Hashizume, K., Philippot, P., 2009. Biological activity and the Earth's surface evolution : insights from carbon, sulfur, nitrogen and iron stable isotopes in the rock record. Comptes Rendus Palevol 8, 665–678.

Timmerman, M.J., 2004. Timing, geodynamic setting and character of Permo-Carboniferous magmatism in the foreland of the Variscan Orogen, NW Europe. Geological Society, London, Special Publications 223, 41–74.

Timmerman, M.J., Heeremans, M., Kirstein, L.A., Larsen, B.T., Spencer-Dunworth, E.A., Sundvoll, B., 2009. Linking changes in tectonic style with magmatism in northern Europe during the late Carboniferous to latest Permian. Tectonophysics 473, 375–390.

Tocqué, E., Behar, F., Budzinski, H., Lorant, F., 2005. Carbon isotopic balance of kerogen pyrolysis effluents in a closed system. Organic geochemistry 36, 893–905.

Tramoy, R., 2015. Tester les isotopes stables de l'azote des matières organiques fossiles terrestres comme marqueur paléoclimatique sur des séries pré-quaternaires. Ph.D. thesis. University of Michigan.

Tramoy, R., Salpin, M., Schnyder, J., Person, A., Sebilo, M., Yans, J., Vaury, V., Fozzani, J., Bauer, H., 2016. Stepwise palaeoclimate change across the Eocene–Oligocene transition recorded in continental NW Europe by mineralogical assemblages and δ15Norg (Rennes Basin, France). Terra Nova 28, 212–220.

Tribuzio, R., Renna, M.R., Braga, R., Dallai, L., 2009. Petrogenesis of Early Permian olivine-bearing cumulates and associated basalt dykes from Bocca di Tenda (Northern Corsica) : implications for post-collisional Variscan evolution. Chemical Geology 259, 190–203.

Tribuzio, R., Tiepolo, M., Vannucci, R., Bottazzi, P., 1999. Trace element distribution within olivine-bearing gabbros from the Northern Apennine ophiolites (Italy) : evidence for post-cumulus crystallization in MOR-type gabbroic rocks. Contributions to Mineralogy and Petrology 134, 123–133.

Triplehorn, D., 1990. Applications of tonsteins to coal geology : some examples from western United States. International journal of coal geology 16, 157–160.

Triplehorn, D.M., Bohor, B.F., 1981. Altered volcanic ash partings in the C coal bed, Ferron Sandstone Member of the Mancos Shale, Emery County, Utah. US Department of the Interior, Geological Survey.

Triplehorn, D.M., Turner, D.L., Naeser, C.W., 1977. K-Ar and fission-track dating of ash partings in coal beds from the Kenai Peninsula, Alaska : A revised age for the Homerian Stage–Clamgulchian Stage boundary. Geological Society of America Bulletin 88, 1156–1160.

Trümpy, R., 1980. Geology of Switzerland : An outline of the geology of Switzerland. Interbook.

Tu, T.T.N., Kvaček, J., Uličnỳ, D., Bocherens, H., Mariotti, A., Broutin, J., 2002. Isotope reconstruction of plant palaeoecology. Case study of Cenomanian floras from Bohemia. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 183, 43–70.

Vai, G.B., 2003. Development of the palaeogeography of Pangaea from Late Carboniferous to Early Permian. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 196, 125–155.

Vail, P.R., Colin, J.P., Jan du Chene, R., Kuchly, J., Mediavilla, F., Trifilieff, V., 1987. La stratigraphie séquentielle et son application aux corrélations chronostratigraphiques dans le Jurassique du bassin de Paris. Bulletin de la Société géologique de France 3, 1301–1321.

Valero, L., Cabrera, L., Sáez, A., Garcés, M., 2016. Long-period astronomically-forced terrestrial carbon sinks. Earth and Planetary Science Letters 444, 131–138.

Vallé, B., 1986. Evolution structurale du fossé stéphano-permien de Blanzy (Massif Central, France) depuis la fin du Carbonifère : implications tectoniques régionales. Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre 302, 593–598.

Vallé, B., Courel, L., Gelard, J.P., 1988. Les marqueurs de la tectonique synsédimentaire et syndiagénétique dans le bassin stéphanien à régime cisaillant de Blanzy-Montceau (Massif central, France). Bulletin de la Société géologique de France 4, 529–540.

Van Den Driessche, J., Brun, J.P., 1989a. Un modèle cinématique de l'extension paléozoïque supérieur dans le Sud du Massif Central. Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre 309, 1607–1613.

Van Den Driessche, J., Brun, J.P., 1989b. Un modèle cinématique de l'extension paléozoïque supérieur dans le Sud du Massif Central. Comptes rendus de l'Académie des sciences. Série 2, Mécanique, Physique, Chimie, Sciences de l'univers, Sciences de la Terre 309, 1607–1613.

Van Den Driessche, J., Brun, J.P., 1992a. Tectonic evolution of the Montagne Noire (French Massif Central) : a model of extensional gneiss dome. Geodinamica Acta 5, 85–97.

Van Den Driessche, J., Brun, J.P., 1992b. Tectonic evolution of the Montagne Noire (French Massif Central) : a model of extensional gneiss dome. Geodinamica Acta 5, 85–97.

Van Der Voo, R., 2005. Paleomagnetism of the Atlantic, Tethys and Iapetus oceans. Cambridge University Press.

Van Mooy, B.A., Keil, R.G., Devol, A.H., 2002. Impact of suboxia on sinking particulate organic carbon : Enhanced carbon flux and preferential degradation of amino acids via denitrification. Geochimica et Cosmochimica Acta 66, 457–465.

Vanderstappen, R., Verbeek, T., 1964. Analcime et minéraux argileux des formations géologiques de la Cuvette congolaise (République du Congo). Musée royal de l'Afrique centrale, Annales in 8, Sciences géologiques .

Veevers, J., 1994. Case for the Gamburtsev Subglacial Mountains of East Antarctica originating by mid-Carboniferous shortening of an intracratonic basin. Geology 22, 593–596.

Veevers, J., Powell, C.M., 1987. Late Paleozoic glacial episodes in Gondwanaland reflected in transgressive-regressive depositional sequences in Euramerica. Geological Society of America Bulletin 98, 475–487.

Veizer, J., Ala, D., Azmy, K., Bruckschen, P., Buhl, D., Bruhn, F., Carden, G.A., Diener, A., Ebneth, S., Godderis, Y., et al., 1999. 87Sr/86Sr, δ13C and δ18O evolution of Phanerozoic seawater. Chemical geology 161, 59–88.

Velde, B., 1995. Composition and mineralogy of clay minerals, in : Origin and mineralogy of clays. Springer, pp. 8–42.

Vielzeuf, D., Pin, C., 1991. Granulites orthoderivees d'age tardi-hercynien ; exemple de la norite de Treilles, Corbieres (Aude, France). Bulletin de la Société Géologique de France 162, 1057–1066.

Visscher, P.T., Reid, R.P., Bebout, B.M., Hoeft, S.E., Macintyre, I.G., Thompson, J.A., 1998. Formation of lithified micritic laminae in modern marine stromatolites (Bahamas) ; the role of sulfur cycling. American Mineralogist 83, 1482–1493.

Vitousek, P.M., Howarth, R.W., 1991. Nitrogen limitation on land and in the sea : how can it occur ? Biogeochemistry 13, 87–115.

Von Raumer, J.F., Bussy, F., Stampfli, G.M., 2009. The Variscan evolution in the External massifs of the Alps and place in their Variscan framework. Comptes Rendus Geoscience 341, 239–252.

Von Raumer, J.F., Stampfli, G.M., Bussy, F., 2003. Gondwana-derived microcontinents—the constituents of the Variscan and Alpine collisional orogens. Tectonophysics 365, 7–22.

Von Seckendorff, V., Timmerman, M.J., Kramer, W., Wrobel, P., 2004. New 40Ar/39Ar ages and geochemistry of late Carboniferous-early Permian lamprophyres and related volcanic rocks in the Saxothuringian Zone of the Variscan Orogen (Germany). Geological Society, London, Special Publications 223, 335–359.

Waage, K.M., 1961. Stratigraphy and refractory clayrocks of the Dakota group along the northern Front Range, Colorado. Technical Report. US Govt. Print. Off.,.

Wada, E., Kadonaga, T., Matsuo, S., 1975. 15N abundance in nitrogen of naturally occurring substances and global assessment of denitrification from isotopic viewpoint. Geochemical Journal 9, 139–148.

Walker, R.G., 1975. Generalized facies models for resedimented conglomerates of turbidite association. Geological Society of America Bulletin 86, 737–748.

Waltham, D., 2015. Milankovitch period uncertainties and their impact on cyclostratigraphy. Journal of Sedimentary Research 85, 990–998.

Wang, C., Hong, H., Li, Z., Yin, K., Xie, J., Liang, G., Song, B., Song, E.p., Zhang, K., 2013. The Eocene–Oligocene climate transition in the Tarim Basin, Northwest China : evidence from clay mineralogy. Applied Clay Science 74, 10–19.

Wang, C., Hong, H., Song, B., Yin, K., Li, Z., Zhang, K., Ji, J., 2011. The early-Eocene climate optimum (EECO) event in the Qaidam basin, northwest China : clay evidence. Clay Minerals 46, 649–661.

Wang, Q., Yang, S., 2013. Clay mineralogy indicates the Holocene monsoon climate in the Changjiang (Yangtze River) Catchment, China. Applied clay science 74, 28–36.

Watanabe, T., Minoura, K., Nara, F.W., Shichi, K., Horiuchi, K., Kakegawa, T., Kawai, T., 2012. Last glacial to post glacial climate changes in continental Asia inferred from multi-proxy records (geochemistry, clay mineralogy, and paleontology) from Lake Hovsgol, northwest Mongolia. Global and Planetary Change 88, 53–63.

Watanabe, Y., Naraoka, H., Wronkiewicz, D.J., Condie, K.C., Ohmoto, H., 1997. Carbon, nitrogen, and sulfur geochemistry of Archean and Proterozoic shales from the Kaapvaal Craton, South Africa. Geochimica et Cosmochimica Acta 61, 3441–3459.

Watts, N., 1980. Quaternary pedogenic calcretes from the Kalahari (southern Africa) : mineralogy, genesis and diagenesis. Sedimentology 27, 661–686.

Weaver, C.E., 1989. Clays, muds, and shales. Elsevier.

Weedon, G.P., Jenkyns, H.C., Coe, A.L., Hesselbo, S.P., 1999. Astronomical calibration of the Jurassic time-scale from cyclostratigraphy in British mudrock formations. Philosophical Transactions of the Royal Society of London. Series A : Mathematical, Physical and Engineering Sciences 357, 1787–1813.

Wegener, A., 1915. Die Entstehung der Kontinente und Ozeane : Braunschweig. Sammlung Vieweg , 94.

Wetherill, G.W., 1956. Discordant uranium-lead ages, I. Eos, Transactions American Geophysical Union 37, 320–326.

Wetzel, R., 1983. Limnology (2nd edn). Saunders Collage Pub. New York .

Wetzel, R.G., 2001. Limnology : lake and river ecosystems. gulf professional publishing.

White, J.D., Busby-Spera, C.J., 1987. Deep marine arc apron deposits and syndepositional magmatism in the Alisitos Group at Punta Cono, Baja California, Mexico. Sedimentology 34, 911–927.

Whiticar, M.J., 1996. Stable isotope geochemistry of coals, humic kerogens and related natural gases. International Journal of Coal Geology 32, 191–215.

Williams, I.S., 1998. U-Th-Pb geochronology by ion microprobe. Reviews in economic geology 7, 1–35.

Williams, L.B., Ferrell Jr, R.E., Hutcheon, I., Bakel, A.J., Walsh, M.M., Krouse, H.R., 1995. Nitrogen isotope geochemistry of organic matter and minerals during diagenesis and hydrocarbon migration. Geochimica et Cosmochimica Acta 59, 765–779.

Winchester, J.A., Floyd, P.A., 1977. Geochemical discrimination of different magma series and their differentiation products using immobile elements. Chemical geology 20, 325–343.

Winter, T.C., 1995. Hydrological processes and the water budget of lakes, in : Physics and Chemistry of Lakes. Springer, pp. 37–62.

Wood, D.A., 1980. The application of a ThHfTa diagram to problems of tectonomagmatic classification and to establishing the nature of crustal contamination of basaltic lavas of the British Tertiary Volcanic Province. Earth and planetary science letters 50, 11–30.

Wouters, S., Bornemann, A., Erbacher, J., Martinez, M., Thöle, H., Boulvain, F., Devleeschouwer, X., 2017. Cyclostratigraphy in the Hauterivian-Barremian Frielingen core (lower Saxony Basin, Germany) .

Wray, D.S., 1999. Identification and long-range correlation of bentonites in Turonian–Coniacian (Upper Cretaceous) chalks of northwest Europe. Geological Magazine 136, 361–371.

Xu, G., Deconinck, J.F., Feng, Q., Baudin, F., Pellenard, P., Shen, J., Bruneau, L., 2017a. Clay mineralogical characteristics at the Permian–Triassic Shangsi section and their paleoenvironmental and/or paleoclimatic significance. Palaeogeography, palaeoclimatology, palaeoecology 474, 152–163.

Xu, G., Feng, Q., Deconinck, J.F., Shen, J., Zhao, T., Young, A.L., 2017b. High-resolution clay mineral and major elemental characterization of a Permian-Triassic terrestrial succession in south-western China : Diagenetic and paleoclimatic/paleoenvironmental significance. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 481, 77–93.

Yemane, K., Kahr, G., Kelts, K., 1996. Imprints of post-glacial climates and palaeogeography in the detrital clay mineral assemblages of an Upper Permian fluviolacustrine Gondwana deposit from northern Malawi. Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology 125, 27–49.

Yuretich, R., Melles, M., Sarata, B., Grobe, H., 1999. Clay minerals in the sediments of Lake Baikal ; a useful climate proxy. Journal of Sedimentary Research 69, 588–596.

Zaritsky, P., 1985. A review of the study of tonsteins in the Donetz Basin, in : Congrès international de stratigraphie et de géologie du Carbonifère. 10, pp. 235–241.

Ziegler, M., 1996. Permian world topography and climate. Late gracial and postgracial environmental changes-Quaternary, Carboniferous-Permian and Proterozoic , 1–37.

Ziegler, P.A., 1990. Geological atlas of western and central Europe, Geological Society of London.

Zimmermann, S., Mark, C., Chew, D., Voice, P.J., 2018. Maximising data and precision from detrital zircon U-Pb analysis by LA-ICPMS : The use of core-rim ages and the single-analysis concordia age. Sedimentary geology 375, 5–13.

van Zuilen, M.A., Lepland, A., Teranes, J., Finarelli, J., Wahlen, M., Arrhenius, G., 2003. Graphite and carbonates in the 3.8 Ga old Isua supracrustal belt, southern West Greenland. Precambrian Research 126, 331–348.

Annexes

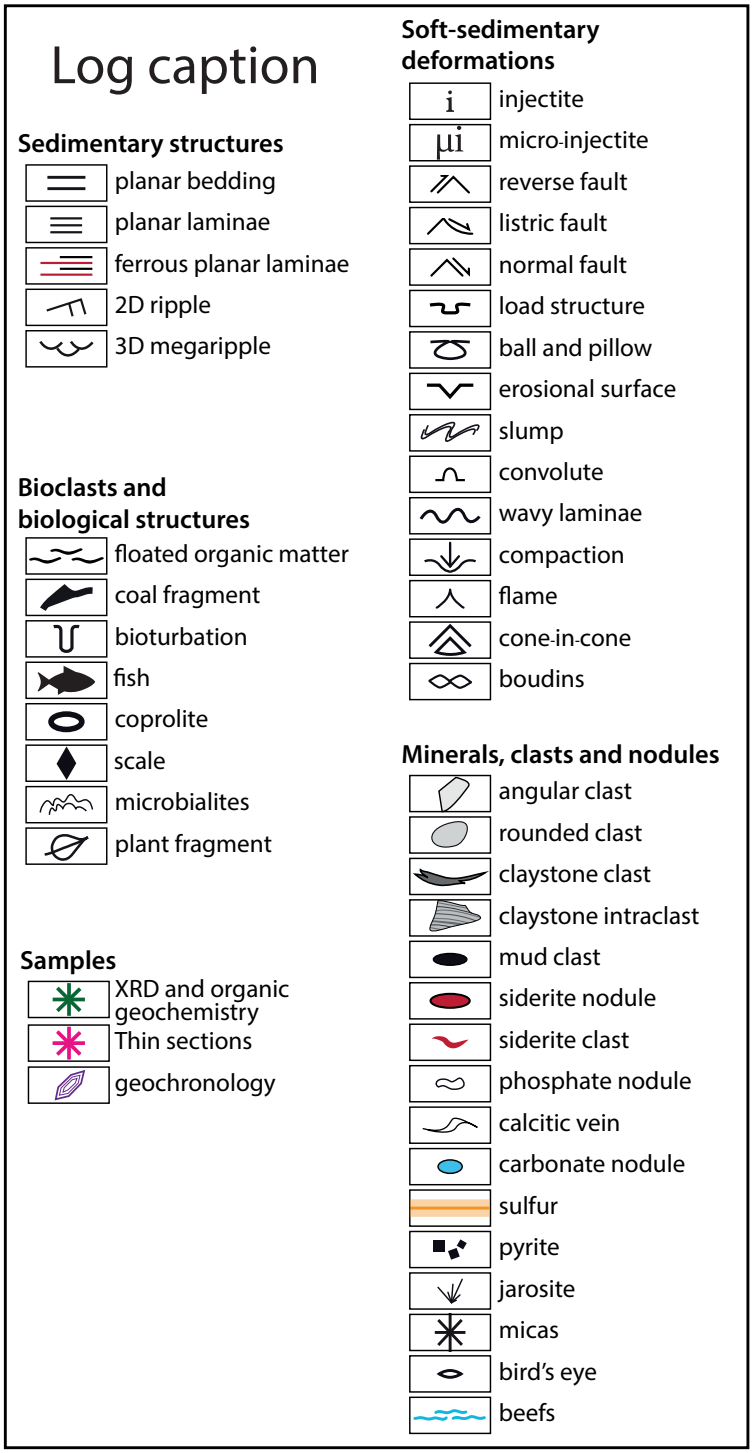


FIGURE 8.3 – **Légende des logs**

Forage IG-1

géochimie et minéralogie
lames minces
bois

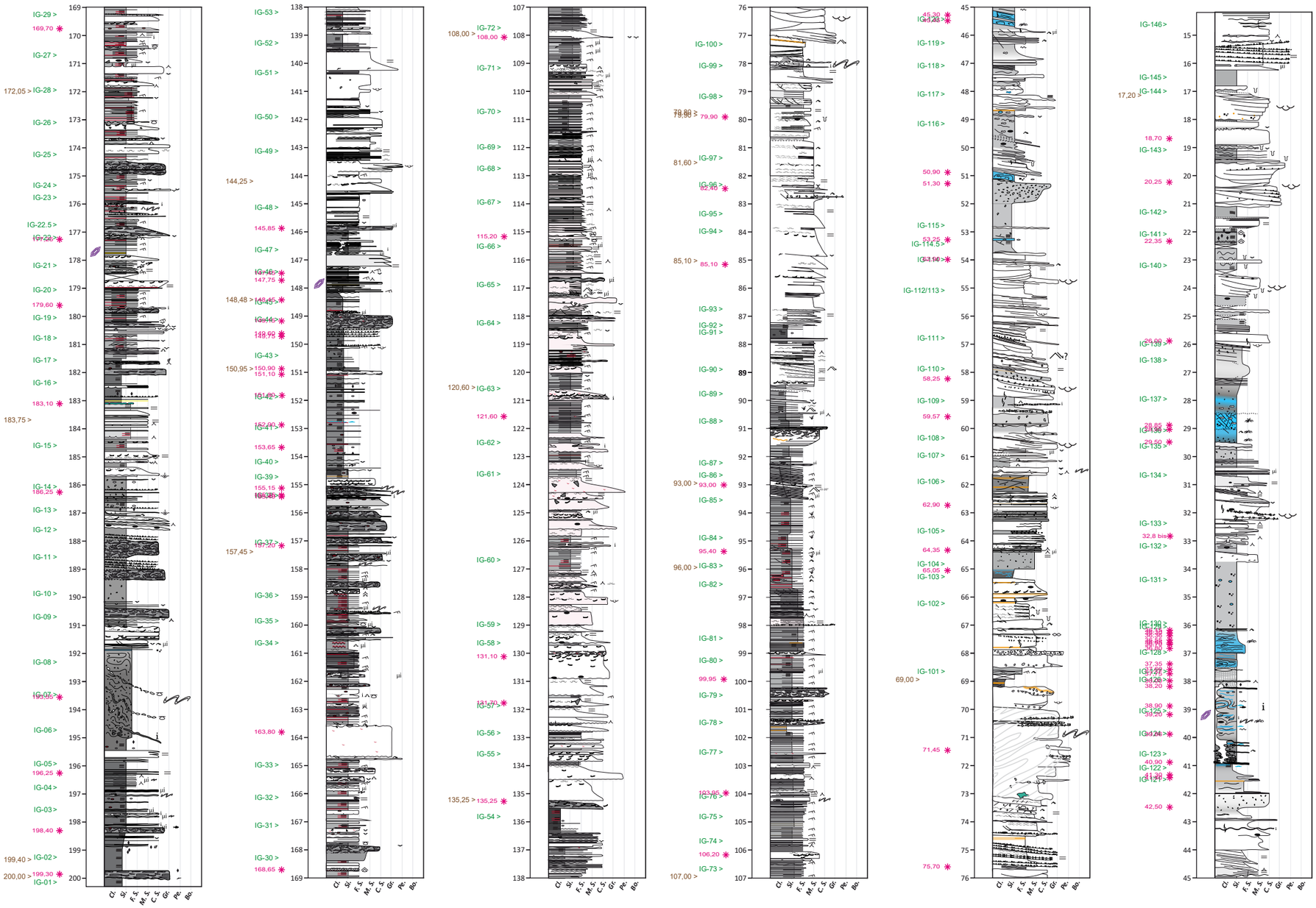


FIGURE 8.4 – **Log du forage IG-1**

Forage CHE-1 (Chevrey)

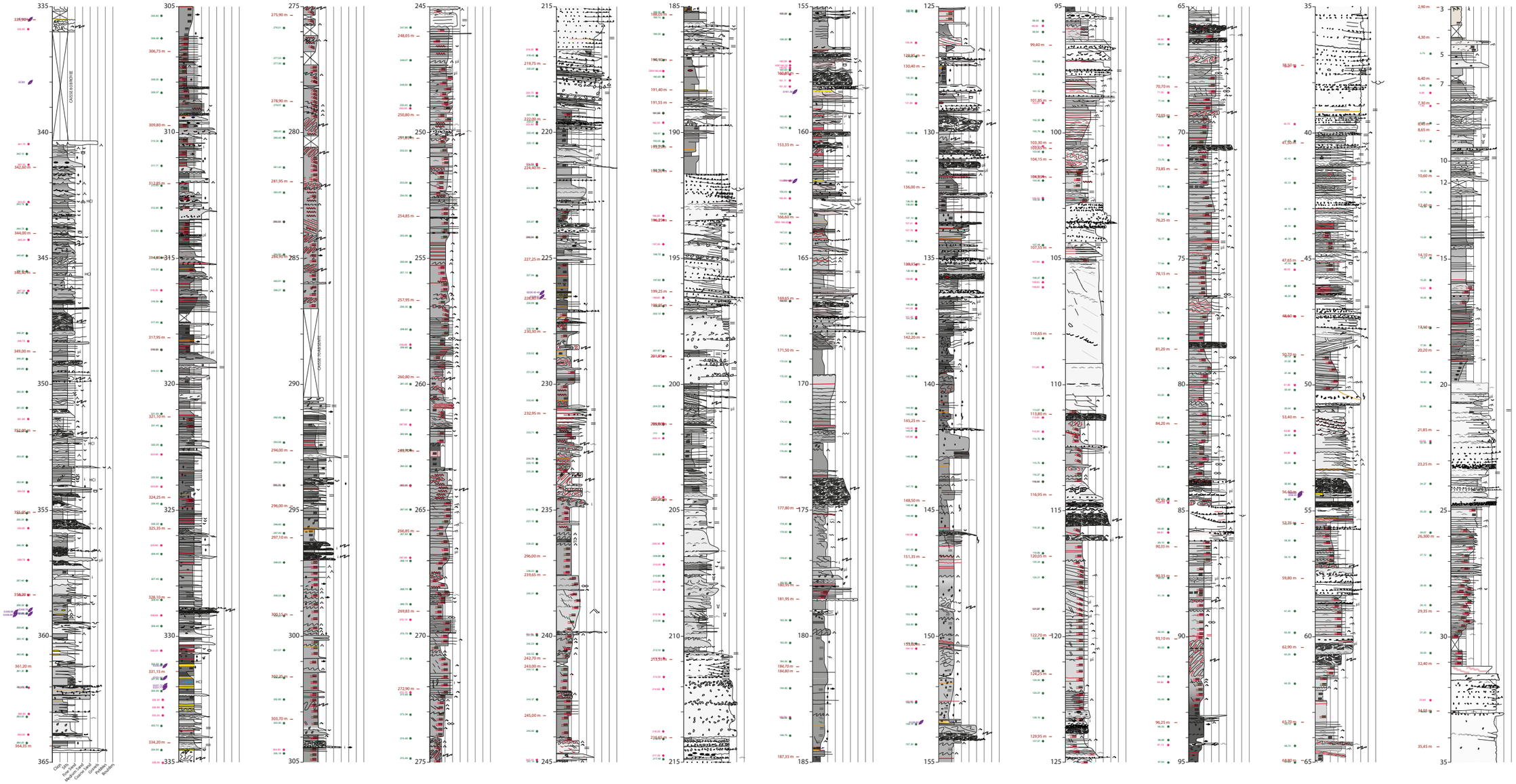


FIGURE 8.5 – **Log du forage CHE-1**

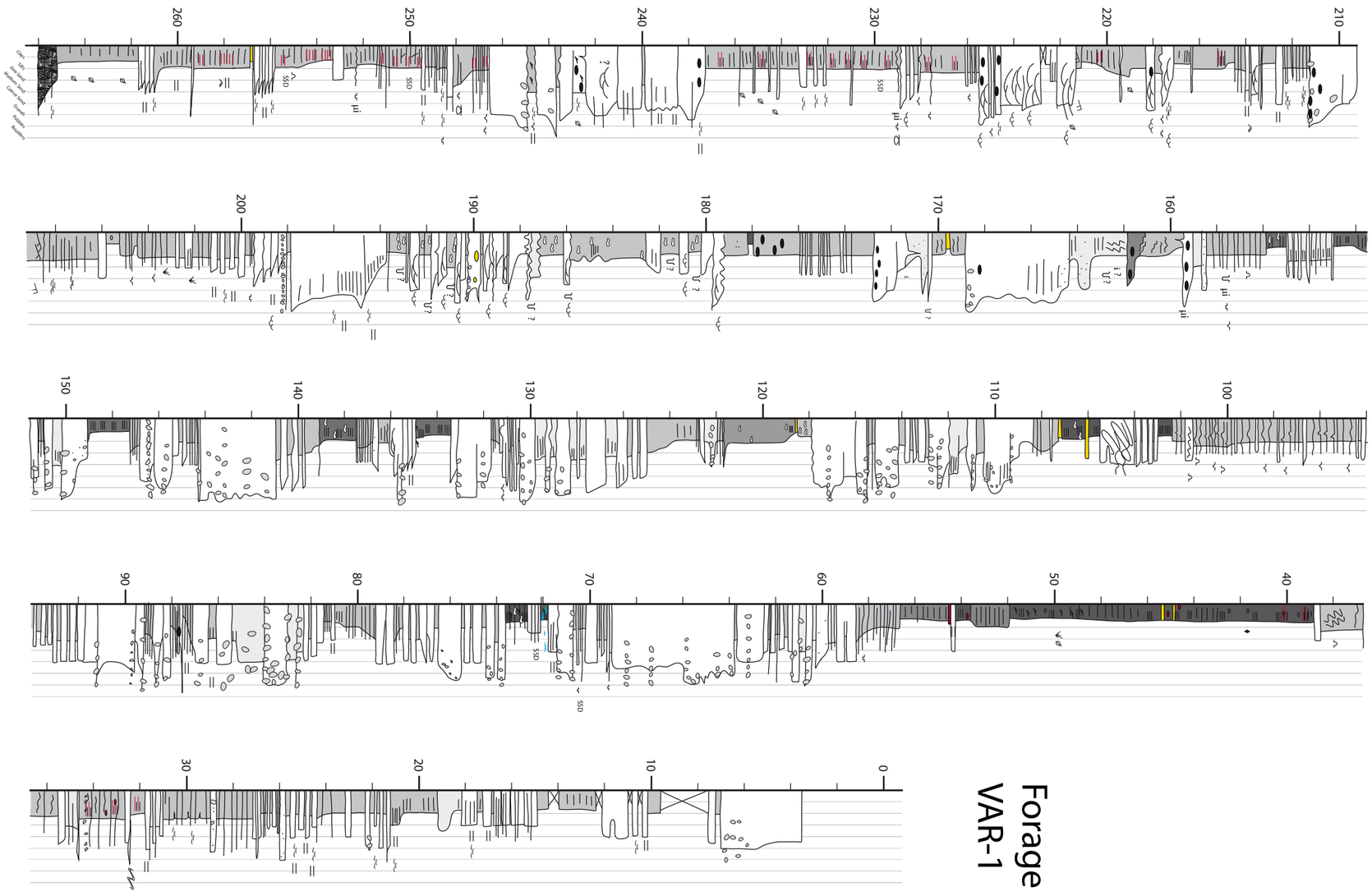


FIGURE 8.6 – **Log du forage VAR-1**

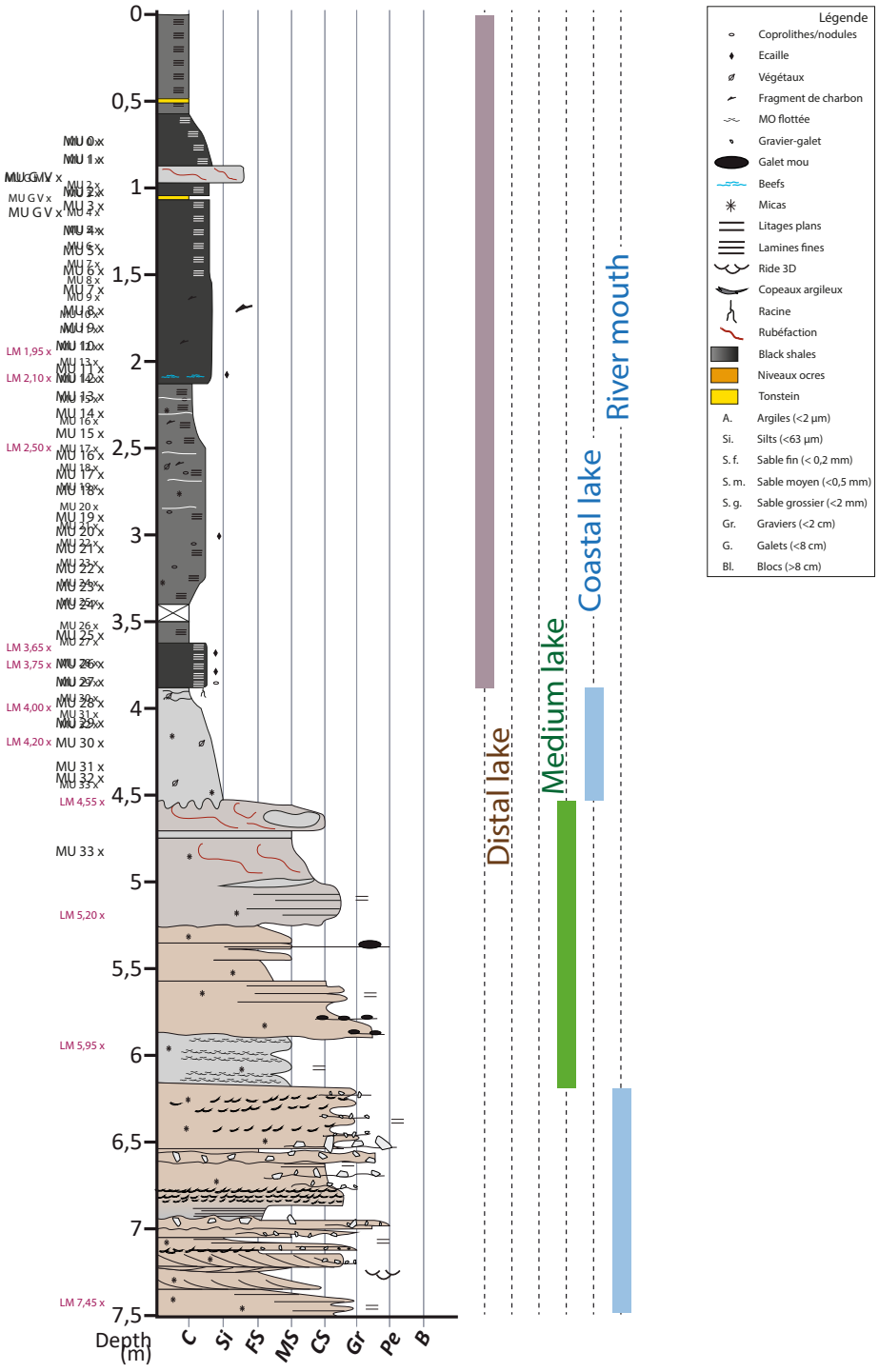


FIGURE 8.7 – **Log du forage MU**

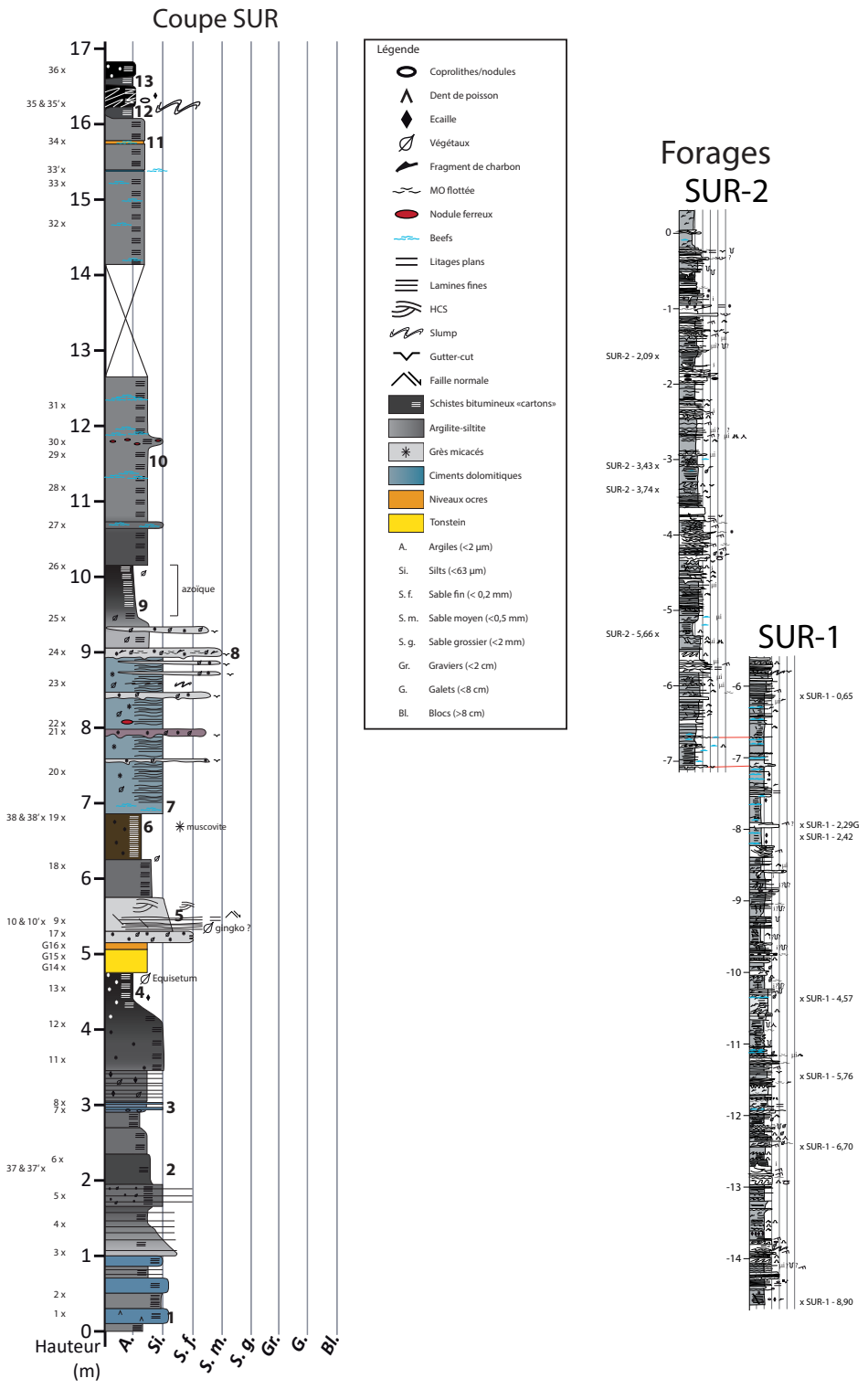


FIGURE 8.8 – **Log des forages SUR-1, SUR-2 et de la coupe SUR**

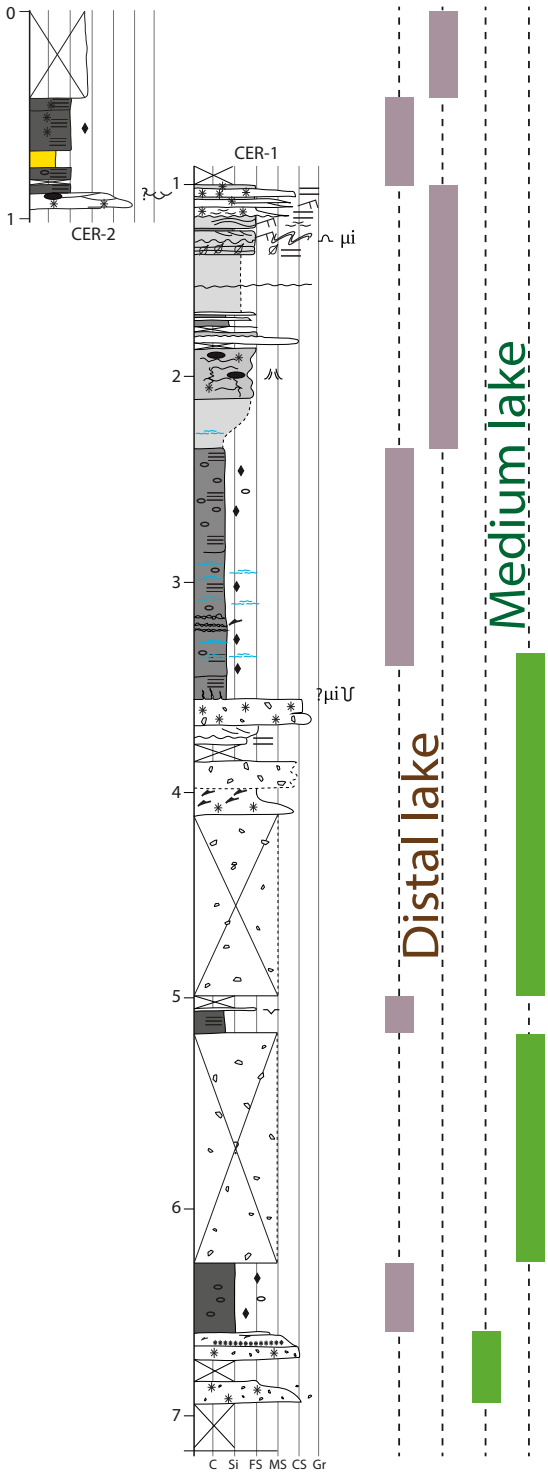


FIGURE 8.9 – **Log des forages CER-1 et CER-2**

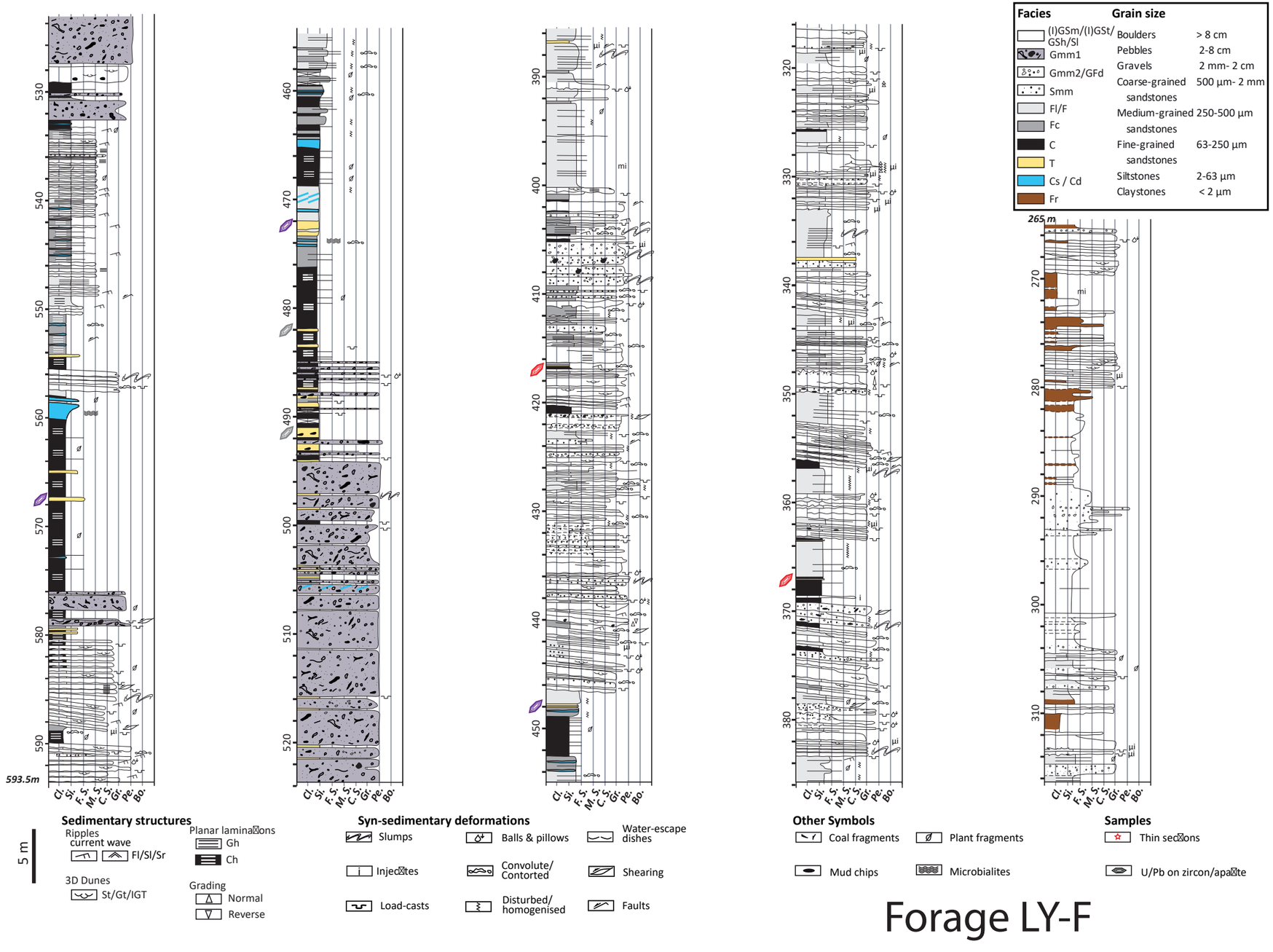


FIGURE 8.10 – **Log du forage LY-F**

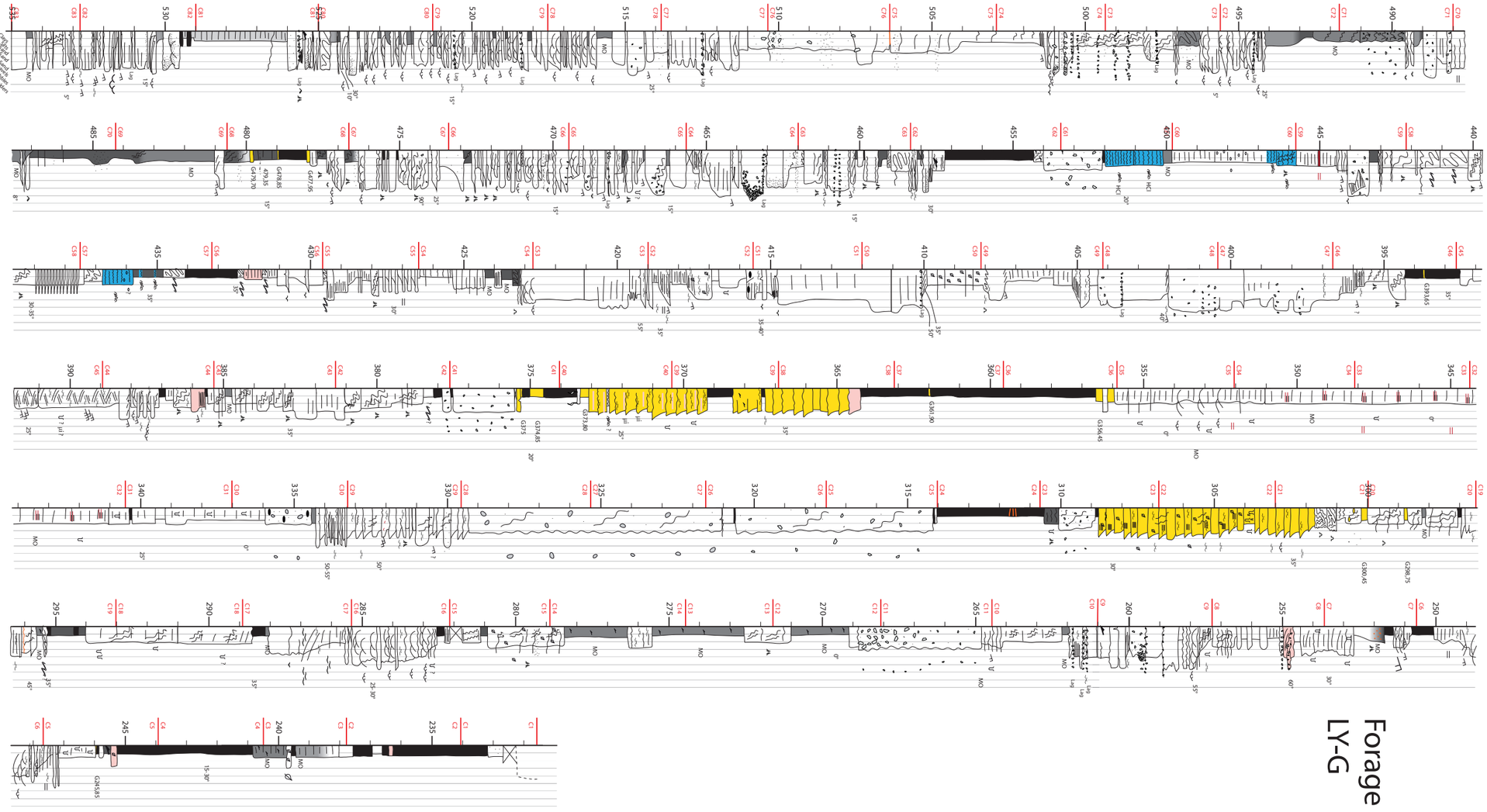


FIGURE 8.11 – **Log du forage LY-G**

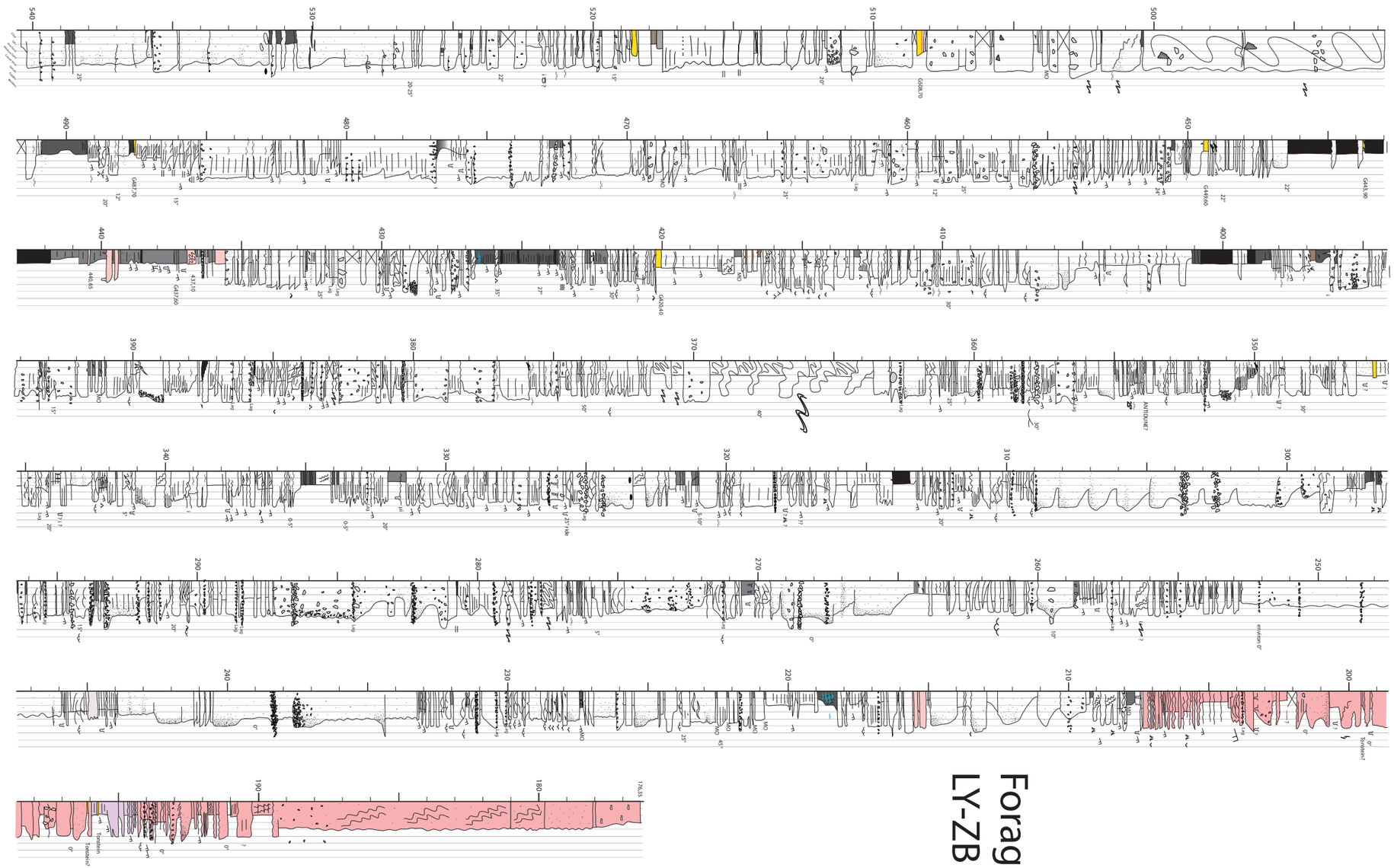


FIGURE 8.12 – **Log du forage LY-ZB**

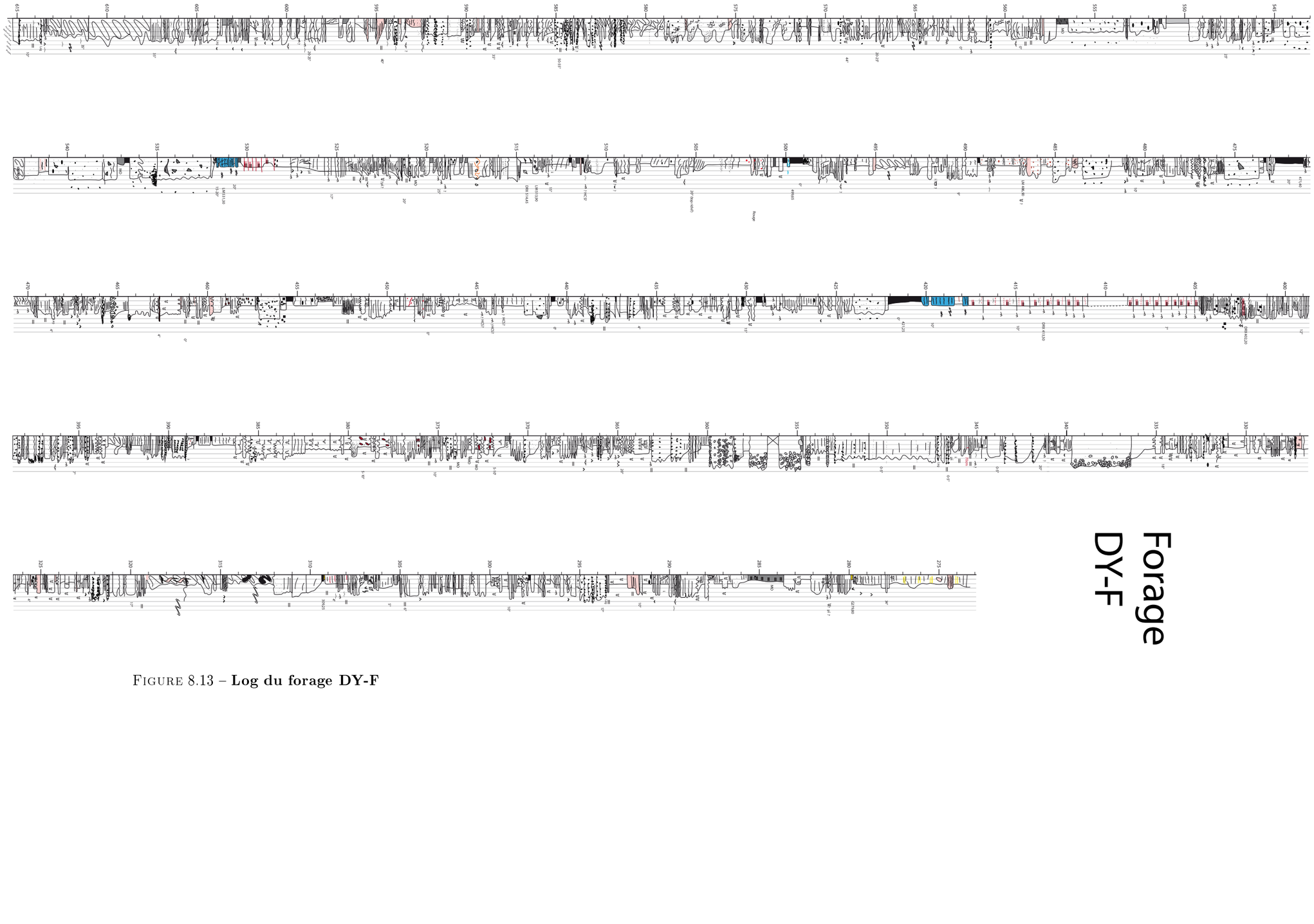


FIGURE 8.13 – **Log du forage DY-F**

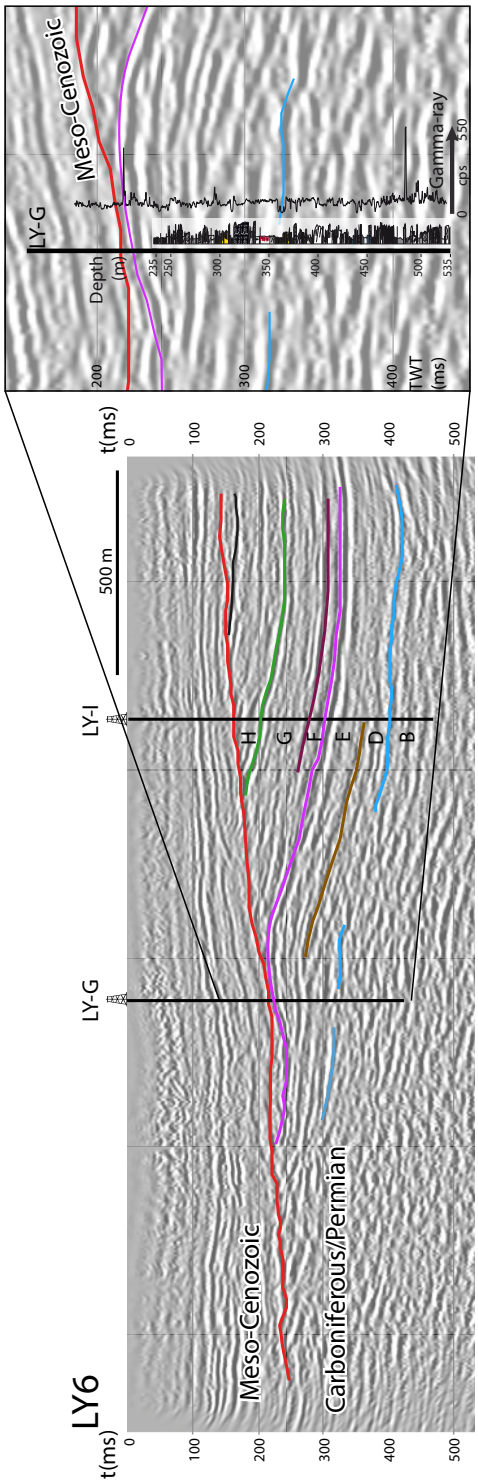


FIGURE 8.14 – **Ligne sismique LY6 et projection du forage LY-G**

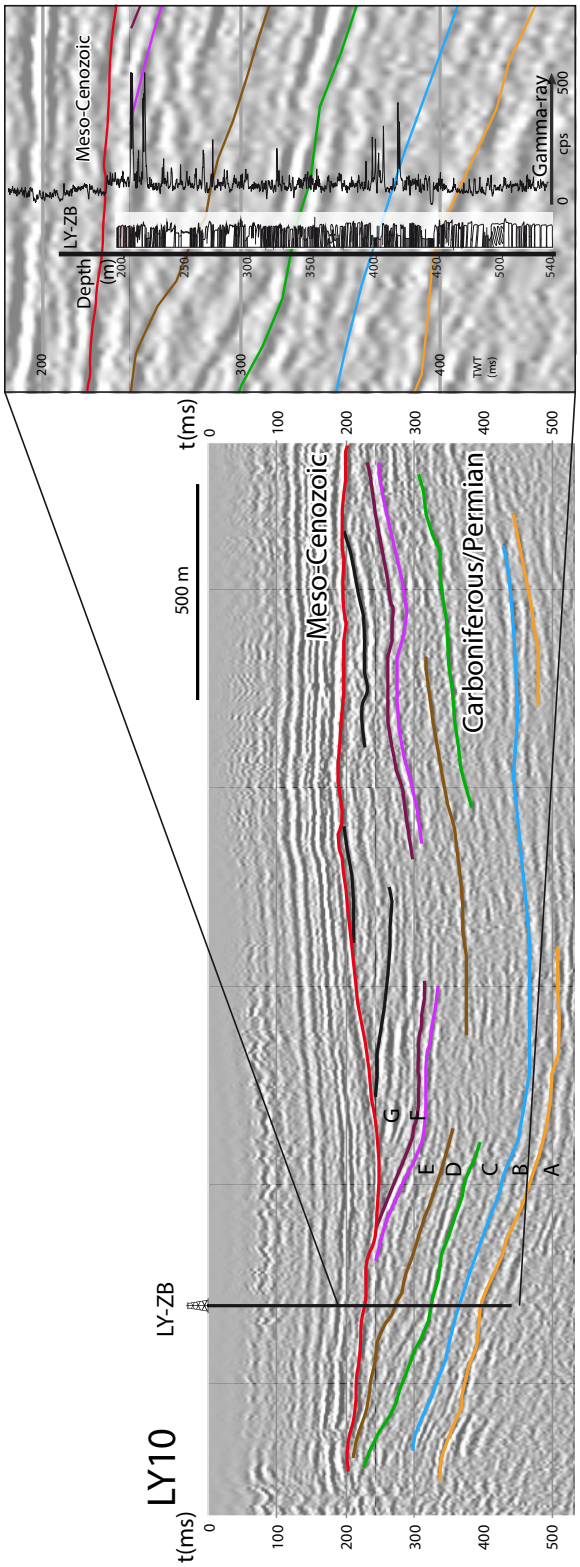


FIGURE 8.15 – **Ligne sismique LY6 et projection du forage LY-ZB**

UNIVERSITÉ DE RENNES 1

Titre : Reconstitutions paléoenvironnementales et paléoclimatiques en contexte tardi-orogénique : cas des bassins fini-carbonifères à permiens du nord-est du Massif central, France

Mots clés : Carbonifère ; Permien ; paléoenvironnements ; paléoclimats ; carbone

Résumé : La période fini-paléozoïque est l'époque de grands changements géodynamiques, matérialisés par la fin de l'accrétion de la Pangée et le début de son démantèlement, et une transition climatique majeure d'un climat *icehouse* à *greenhouse* sur une Terre présentant une biosphère présentant une structuration quasi-analogue à l'actuelle. Étant donné ces grandes modifications, des changements paléoenvironnementaux sont observés dans les bassins sédimentaires tardi-orogéniques fini-carbonifères à permiens, notamment en Europe de l'Ouest, et particulièrement en France, au nord-est du Massif central, relique de l'orogenèse varisque. Aujourd'hui, ces bassins sont difficiles à étudier du fait de leur préservation incomplète, et sont essentiellement disponibles via des données de subsurface, avec de rares affleurements. De plus, le cadre géochronologique dans lequel ils s'inscrivent est peu contraint. Ce travail de thèse s'est donc proposé dans un premier temps de réévaluer l'ensemble des données disponibles : la première étape a été de préciser le cadre géochronologique des séries préservées afin de replacer précisément ces bassins dans leur contexte géodynamique via des datations U-Pb sur des niveaux de cendres volcaniques altérées. Les résultats fournissent des âges centrés sur la limite Carbonifère-Permien et sur le début du Permien. Le cadre sédimentologique a ensuite été précisé, mettant en évidence la présence de dépôts essentiellement subaquatiques (lacustres et deltaïques) et parfois subaériens (plaines d'inondation) avec des dépôts de charbon et de matière organique bien préservés, soulignant un contexte climatique relativement humide. Une étude plus poussée sur la matière organique a permis de préciser les environnements de dépôt et de mettre en évidence des modifications locales dans les cycles du carbone et de l'azote. La caractérisation minéralogique des assemblages argileux a souligné des changements locaux du régime de précipitations au cours du temps. Enfin, une étude cyclostratigraphique ayant pour but de préciser le cadre temporel haute-fréquence a permis également de souligner un rôle plus global du climat dirigé par les cycles astronomiques, permettant de mieux comprendre les processus de remplissage des bassins et de les replacer dans un cadre climatique de plus grande échelle. Nous disposons donc maintenant de coupes de référence pour la transition Carbonifère-Permien en domaine continental d'Europe de l'Ouest, étudiées par une méthode multi-proxies dont l'intégration des résultats nous permet d'approcher des conditions environnementales et climatiques d'échelle locale, voir globale.

Title : Palaeoenvironmental and palaeoclimatic reconstitutions in late-orogenic setting : the end-Carboniferous to Permian basins of the north-eastern Massif Central France

Keywords: Carboniferous; Permian; palaeoenvironment; palaeoclimate; carbon

Abstract : The end of the Palaeozoic is witness to major internal and external geodynamic modifications, materialised both by the end of the accretion of Pangaea and the beginning of its dismantling, and by a major climatic transition, from an icehouse to a greenhouse mode on a vegetated Earth, with a structuring of the biosphere analogous to the present one. Given these major modifications, palaeoenvironmental changes are recorded in the late Carboniferous to Permian late-orogenic sedimentary basins, such as in Western Europe, and particularly in France, in the north-eastern part of the Massif Central, constituting a remnant of the Variscan orogeny. At present, these basins are difficult to study because of their incomplete preservation, and are mainly available through subsurface data, with rare outcrops. In addition, the geochronological framework in which they occur is relatively unconstrained. This work aims at re-evaluating all available data: the first step was to improve the geochronological framework of the sedimentary series by U-Pb dating on altered volcanic ash layers interbedded in siliciclastic sediments, in order to accurately place these basins in the geodynamic context. Obtained ages are centered on the Carboniferous-Permian boundary and the early Permian. The sedimentological setting was then clarified, highlighting mainly subaquatic (lakes and deltas) and sometimes subaerial deposits (floodplains), with well-preserved coal and organic matter-rich levels, indicating a relatively humid climate. A more developed study on organic matter clarified the depositional environment evolution and highlighted local perturbations in carbon and nitrogen cycles. Mineralogical characterisation of clay assemblages highlighted local variations in continental runoff over time. Finally, to characterise the high-frequency temporal framework, a cyclostratigraphic study was carried out, highlighting an astronomical-cycle control on the sedimentation, placing basin filling processes in a larger-scale climatic setting. Reference sections are now available for the Carboniferous–Permian transition in the Western European continental realm, studied using a multi-proxy approach, the results of which reflect local to global-scale palaeoenvironmental and palaeoclimatic conditions.