

**Thèse pour obtenir le grade de
Docteur de l'Université de Tours**

présentée par **Agathe Fourmont**
soutenue publiquement le 25 novembre 2005

Discipline : **Sciences de la Terre**
Spécialité : **Géologie de la Surface**

**Quantification de l'érosion et de la sédimentation dans le bassin de
Sarliève (Massif central, France) au Tardiglaciaire et à l'Holocène.
Impact des facteurs naturels et anthropiques**

Directeur de thèse : **Jean-Jacques Macaire**

Membres du Jury

Christian Beck	Professeur	Université de Savoie – Chambéry, Rapporteur
Jean-Gabriel Bréhéret	Professeur, co-directeur de thèse	Université François Rabelais de Tours
Benoît Laignel	Professeur	Université de Rouen, Rapporteur
Andreas Lang	Professeur	Université de Liverpool
Jean-Jacques Macaire	Professeur, directeur de thèse	Université François Rabelais de Tours
Michel Magny	Directeur de recherche CNRS	Université de Franche Comté – Besançon

Cette thèse a été effectuée au laboratoire de Géologie des Environnements Aquatiques Continentaux (GéEAC) de l'université François Rabelais de Tours. Ce travail a bénéficié d'une bourse MNRT. En outre les analyses ont pu être réalisées grâce à un financement ECLIPSE dans le cadre du projet «Interactions activités humaines – production et stockage de sédiments à l'Holocène en plaine et en moyenne montagne », et à un financement du Conseil Régional d'Auvergne dans le cadre du projet « Grande Halle d'Auvergne ».

En premier lieu, j'adresse mes remerciements à C. Beck (Université de Savoie - Chambéry), J. Bréhéret (Université François Rabelais de Tours), B. Laignel (Université de Rouen), A. Lang (Université de Liverpool), J.-J. Macaire (Université François Rabelais de Tours) et M. Magny (Université de Franche Comté – Besançon) qui ont accepté de juger ce travail.

Je remercie toutes celles et ceux qui m'ont accueillie chaleureusement au cours de mes pérégrinations :

- C. Lebos et P.-Y. Cizaret du Laboratoire de Microscopie Electronique, dirigé par B. Arbeille, à l'Université de Tours ;
- l'équipe des organiciens de l'ISTO de l'Université d'Orléans, E. Lallier-Vergès pour l'accueil dans le laboratoire, C. Di-Giovanni assisté de T. Martaud pour l'initiation aux palynofaciès, et C. Marchand pour les dépannages « j'vois plus rien dans l'microscope, c'est normal ? »...
- G. Vernet du centre INRAP de Clermont-Ferrand, qui a mis à ma disposition toutes les données des sondages réalisés par son équipe sur le site de Sarliève dans le cadre des fouilles d'archéologie préventive (projet de construction de la « Grande Halle d'Auvergne »), ainsi qu'une photocopieuse et des ramettes de papier blanc, le rêve !
- le conseil régional et l'entreprise Fondasol, le premier pour avoir autorisé la seconde à nous transmettre les données géotechniques acquises sur le site de la Grande Halle.

Mes plus vifs remerciements vont aux spécialistes des paléoenvironnements avec qui nous avons pu collaborer dans « l'aventure Sarliève » : les résultats de leurs travaux furent indispensables à l'élaboration de ce travail. Je pense en particulier à F. Trément, historien et archéologue de l'Université Blaise Pascal de Clermont-Ferrand, instigateur de la synthèse des travaux menés sur le bassin de Sarliève. Il a eu à cœur d'intégrer la géologie à ses recherches, la collaboration qui en a découlé fut d'une grande richesse. Je pense également aux palynologues J. Argant et B. Prat, avec qui les échanges furent très instructifs et du plus grand intérêt.

Je ne pourrais oublier J.-P. Bakyono, qui m'a tout appris ou presque des techniques analytiques, et I. Pene-Galland, pour leur aide au laboratoire. M le secrétaire, J. Pironneau, est également remercié pour ses blagues toutes catégories, en plus de ses nombreux services et ses jolies feuilles roses. Je remercie Mme Saulais pour sa bonne humeur...

I. Gay Ovejero et F. Hinschberger, maîtres de conférence au GéEAC, se sont investis dans l'étude du Marais de Sarliève. Qu'ils soient remerciés pour leur contribution (minéralogie des sables et mesures géophysiques respectivement), mais aussi pour leur grande gentillesse. Je pense aussi à l'ensemble des membres du GéEAC, souvent rencontrés autour du café de 10 heures, parfois autour d'un verre de vin, un peu plus tard dans la soirée...

Je remercie les étudiants qui ont participé à ce travail : Pauline Lecoq, Tomas Martaud, qui a plongé corps et âmes dans les dédales de la matière organique, Matthieu Chassaing, le roi des Limnocythere inopinata, le pétillant, dynamique et passionné Eymeric Morin (séduit par l'analcime...). Ces expériences partagées ensemble ont été enrichissantes à certains égards, et à l'origine de bon moments.

Un grand merci pour la participation sur le terrain : à l'incomparable, l'inégalable, l'homme qui murmurait à l'oreille des carottiers, J.-P. Bakyono qui répare tout et ne s'arrête jamais ; à l'équipe Mme Pene et Toutoute, prêtes à courir contre vents et marées (surtout vents) sur les terribles pentes du plateau de Gergovie ! à Stéphane, qui a sacrifié son rare temps libre et ses roues de voiture pour jouer au carottier !! Heureusement, qu'il y avait les trois brasseurs pour s'en remettre ! à Noémie, qui a sacrifié ses chaussures

(presque toutes neuves) pour se jeter dans les marnes collantes du Marais de Sarliève ! à Vincent qui a effectué un « petit détour » pendant ses vacances, pour visiter Sarliève, ses terres vraiment très amoureuses, sa vue sur l'autoroute, son parcours de santé avec l'arrêt ornithologique vue sur la décharge ! Coup de chapeau à Florent qui m'a traînée quelques jours, armé de son EM31, bravant les sillons les plus hauts sans perdre le rythme (une mesure toutes les sept secondes) !! et mes deux chefs, jamais fatigués (comment font-ils?) dotés d'une insatiable curiosité, émerveillés à chaque remontée du carottier : est-ce qu'on va trouver des lamines ??? génial.... ça pue le H₂S !

Un grand merci pour les bons moments du quotidien... je remercie particulièrement « mon pépère », trois ans dans le même bureau, ça laisse des séquelles... nous avons partagé des bons moments, une grande complicité, des doutes mais surtout pas mal de fou-rires. Je remercie S. Salvador, l'homme pressé, pour ses encouragements à coups de « mais c'est normal !... », son hospitalité, les soirées au Gambrinus et les épisodes de Starsky et Hutch. Je pense également à tous les docteurs et doctorants croisés plus ou moins longtemps dans les sous-sols du GéEAC : C. Jaffré ou plutôt Danet, M. El Amrani, K. El Ouadeihe, les inséparables C. Blanchard et S. Détriché, et N. Buillit.

Je remercie chaleureusement mes deux « chefs » J.-J. Macaire et J.-G. Bréhéret. Je les remercie de m'avoir accordé leur confiance et leur intérêt. Patients et compréhensifs, ils m'ont offert leur aide, leurs encouragements et leur temps, en particulier lors de la « douloureuse » phase de rédaction qui a peut-être écourté quelques-unes de leurs nuits. Complémentaires et passionnés, chacun d'eux m'a beaucoup apporté sur bien des aspects, en l'occurrence sur « les formations superficielles » appréhendées à des échelles différentes.

Je remercie et m'excuse auprès des amis et de la famille, quelque peu délaissés ces derniers temps. Je remercie en particulier Noémie, qui m'a accompagnée au cours de la rédaction, pour son aide et sa tolérance. Mes pensées vont à la famille Pajot – Mercier, très affectueuse, compréhensive et encourageante, et bien sûr à mes parents et p'tits frangins, qui ont toujours été présents, encourageants, aimants, confiants, et qui ont tout mis en œuvre pour me permettre de poursuivre mes études dans les meilleures conditions possibles. Je pense à mes grands parents regrettés, homme et femme de cœur et de la Terre.

Enfin, de toute mon affection, je remercie « mon p'tit moment de douceur dans un monde de brutes », Vincent, croisé sur les routes tumultueuses de la géologie. D'une patience à toute épreuve, il m'a aidée et supportée à bien des égards, m'apportant bien être et réconfort au cours de ces dernières années.



INTRODUCTION	7
--------------	---

Partie I

L'ÉROSION PASSEE : FACTEURS INFLUENTS, INTERETS DE SON ETUDE ET METHODES D'ESTIMATION	11
---	----

CHAPITRE 1. L'ÉROSION : FACTEURS INFLUENTS ET ÉVOLUTION DEPUIS 15000 ANS	12
1.1. L'ÉROSION, QUELQUES PRÉCISIONS	12
1.2. LES PRINCIPAUX FACTEURS DE L'ÉROSION	12
1.2.1. Lithologie du bassin versant	13
1.2.2. Relief et tectonique	13
1.2.3. Climat	14
1.2.4. Végétation	14
1.2.5. Activités humaines	15
1.2.6. Les valeurs de l'érosion des continents	19
1.3. L'ÉROSION À L'ÉCHELLE DES 15 DERNIERS MILLENAIRES	20
1.3.1. Variabilité climatique en Europe occidentale depuis le dernier maximum glaciaire	21
1.3.2. Évolution de l'impact des activités humaines sur l'environnement au cours de l'Holocène	29
RESUME DU CHAPITRE 1	36

CHAPITRE 2. ESTIMATION DE L'ÉROSION PASSEE : INTERET ET METHODES	37
2.1. LE PRINCIPE DU BILAN DE MATIERE	37
2.2. LES DIFFÉRENTES APPROCHES POUR LA QUANTIFICATION DE L'ÉROSION	39
2.2.1. Les travaux sur l'érosion actuelle à subactuelle	39
2.2.2. Quantification de l'érosion passée	40
2.2.3. Vers une modélisation de l'érosion passée	42
2.3. LA QUANTIFICATION DE L'ÉROSION PASSEE DANS UN GEOSYSTEME LACUSTRE	43
2.4. CHOIX DU SITE D'ETUDE	44
RESUME DU CHAPITRE 2	46

Partie II

LE BASSIN VERSANT PRODUCTEUR DE MATIERE	47
---	----

CHAPITRE 3. PRÉSENTATION DU MARAIS DE SARLIEVE ET DE SON BASSIN VERSANT	47
3.1. SITUATION GÉOGRAPHIQUE	47
3.2. CARACTÉRISTIQUES CLIMATIQUES ET VÉGÉTATION ACTUELLES DU SECTEUR ÉTUDIÉ	49
3.2.1. Les données climatiques	49
3.2.2. La végétation actuelle	51
3.3. CONTEXTE ARCHÉOLOGIQUE DU BASSIN VERSANT DU MARAIS DE SARLIEVE	52
3.4. HYPOTHÈSES SUR LA GÈNESE DE LA DÉPRESSION LACUSTRE	53
RESUME DU CHAPITRE 3	54

CHAPITRE 4. CARACTERES PHYSIQUES, GEOLOGIQUES ET PEDOLOGIQUES DU BASSIN VERSANT	55
4.1. MORPHOLOGIE DU BASSIN DE SARLIEVE	55
4.1.1. Réalisation du MNT du bassin versant	55
4.1.2. Relief du bassin versant	56
4.2. GEOLOGIE DU SECTEUR D'ETUDE (DONNEES DE LA LITTERATURE)	57
4.2.1. Contexte géologique régional	57
4.2.2. Géologie du bassin de Sarliève	59
4.3. NATURE ET DISTRIBUTION DES SOLS DU BASSIN DE SARLIEVE (DONNEES DE LA LITTERATURE)	66
4.3.1. Nature des sols rencontrés sur le bassin versant	66
4.3.2. Répartition des différents types de sols dans le bassin versant	68
RESUME DU CHAPITRE 4	69

CHAPITRE 5. COMPOSITION DES ROCHES ET SOLS DU BASSIN VERSANT	71
5.1. LOCALISATION DES ECHANTILLONS PRELEVES	71
5.1.1. Echantillonnage des roches et sols du bassin versant	71
5.1.2. Spatialisation des données : définition d'unités lithologiques	77
5.2. METHODES D'ANALYSE DES ROCHES ET DES SOLS	79
5.2.1. Composition géochimique des roches, sols et sédiments lacustres	79
5.2.2. Contenu minéralogique des roches, sols, et sédiments lacustres	79
5.2.3. Faciès microcristallins : observation des minéraux au MEB	80
5.2.4. Isotopes stables de l'oxygène et du carbone	80
5.2.5. Granularité des roches, sols, et sédiments lacustres	80
5.2.6. Composition de la matière organique des roches, sols et sédiments lacustres	81
5.3. COMPOSITION GEOCHIMIQUE DES ROCHES ET SOLS DU BASSIN VERSANT	81
5.3.1. Composition géochimique moyenne des roches et sols	82
5.3.2. Composition géochimique par élément	84
5.3.3. Composition géochimique moyenne des UR et US	88
5.4. COMPOSITION MINERALOGIQUE DES ROCHES ET SOLS DU BASSIN VERSANT	89
5.4.1. Les carbonates	91
5.4.2. Les silicates	92
5.5. OBSERVATIONS AU MEB DES MINERAUX DES ROCHES ET DES SOLS	93
5.5.1. Habitus des carbonates	93
5.5.2. Habitus des silicates	95
5.6. GRANULARITE DES ROCHES ET DES SOLS	97
5.6.1. Roches du bassin versant	97
5.6.2. Sols du bassin versant	99
RESUME DU CHAPITRE 5	101

Partie III

LA CUVETTE LACUSTRE : PIEGE A SEDIMENTS 103

CHAPITRE 6. NATURE ET CHRONOLOGIE DU REMPLISSAGE SEDIMENTAIRE DU MARAIS DE SARLIEVE	103
6.1. LOCALISATION DES SONDAGES, SONDAGES PROFONDS ET FORAGES CAROTTES	103
6.2. LITHOLOGIE DES UNITES SEDIMENTAIRES	105
6.2.1. Dépôts de « zones de bassin »	106
6.2.2. Sédiments de « zone de deltas »	123
6.2.3. Sédiments des bordures et exutoire	128

6.3. CHRONOLOGIE DE MISE EN PLACE DES UNITES SEDIMENTAIRES.....	132
6.3.1. Datations 14C.....	132
6.3.2. Contenu pollinique.....	136
6.3.3. Téphras.....	138
6.3.4. Repères archéologiques.....	139
6.4. CORRELATIONS CHRONOSTRATIGRAPHIQUES.....	140
6.4.1. Première phase : du Tardiglaciaire au Subboréal.....	141
6.4.2. Deuxième phase : du début du Subboréal au XVIIe siècle.....	142
RESUME DU CHAPITRE 6	144

CHAPITRE 7. COMPOSITION DES SEDIMENTS LACUSTRES.....	147
7.1. GEOCHIMIE DES SEDIMENTS DU MARAIS DE SARLIEVE.....	147
7.1.1. Composition moyenne des sédiments lacustres.....	148
7.1.2. Evolution de la géochimie des sédiments de bassins distaux.....	150
7.1.3. Caractéristiques géochimiques des unités sédimentaires.....	153
7.2. MINERALOGIE DES SEDIMENTS LACUSTRES.....	157
7.2.1. Sédiments de bassins distaux.....	157
7.2.2. Sédiments de la zone de deltas.....	168
7.3. OBSERVATION AU MEB DES MINERAUX DES SEDIMENTS DE BASSINS DISTAUX.....	173
7.3.1. Les habitus des carbonates.....	174
7.3.2. Les habitus des silicates et autres minéraux.....	185
7.4. $\delta^{13}C$ ET $\delta^{18}O$ DES CARBONATES.....	195
7.5. GRANULARITE DES SEDIMENTS.....	197
7.5.1. Distribution des particules par classes de taille.....	197
7.5.2. Distribution des particules fines.....	197
7.6. COMPOSITION DE LA MATIERE ORGANIQUE DES SEDIMENTS.....	199
7.6.1. Géochimie de la MO des différents compartiments du bassin versant.....	201
7.6.2. Marqueurs organiques des différents compartiments.....	203
7.6.3. Evolution de la MO dans les sédiments lacustres.....	205
RESUME DU CHAPITRE 7	207

CHAPITRE 8. BIOINDICATEURS DES ENVIRONNEMENTS DE DEPOT DANS LE MARAIS DE SARLIEVE.....	211
8.1. ANALYSE DES POPULATIONS DIATOMIQUES ET VARIATIONS DU CONFINEMENT.....	211
8.1.1. Distribution des diatomées et autres éléments siliceux dans SARL2.....	212
8.1.2. Evolution des assemblages et paléoenvironnements.....	213
8.2. DONNEES SUR LES OSTRACODES.....	217
8.3. DONNEES MALACOLOGIQUES.....	218
8.4. HISTOIRE DE LA VEGETATION (POLLENS ET MICROFOSSILES NON POLLINIQUES).....	219
RESUME DU CHAPITRE 8	228

CHAPITRE 9. ORIGINE DES SEDIMENTS DU MARAIS DE SARLIEVE.....	229
9.1. CARBONATES.....	229
9.1.1. Calcite.....	230
9.1.2. La dolomite.....	234
9.1.3. L'aragonite.....	242

9.2. SILICATES ET AUTRES MINERAUX NON CARBONATES	245
9.2.1. Les zéolites	245
9.2.2. Quartz et feldspaths	249
9.2.3. Les minéraux argileux	257
9.2.4. Le gypse	262
9.2.5. La célestite	263
9.2.6. Les framboïdes de pyrite	264

RESUME DU CHAPITRE 9	265
-----------------------------	------------

CHAPITRE 10. HISTOIRE SEDIMENTAIRE DU MARAIS DE SARLIEVE DEPUIS LE TARDIGLACIAIRE	267
--	------------

10.1. ORIGINE DES MATERIAUX ET EVOLUTION DES APPORTS DANS LES DELTAS	267
10.1.1. Unités 2L1 et 2L2	267
10.1.2. Unité 2T1	267
10.1.3. Unité 2D1	268
10.1.4. Unité 2C1 et paléosol 2P	269
10.1.5. Unité 2L3	270
10.1.6. Unité 2T2	270
10.1.7. Unité 2D2	270
10.2. ORIGINE DES MATERIAUX ET EVOLUTION DES APPORTS DANS LES BASSINS	271
10.2.1. Unité 1L1	271
10.2.2. Unité 1L2	271
10.2.3. Unité 1L3	272
10.2.4. Unité 1L4 / 2L4	274
10.2.5. Unité 1L5 / 2L5	275
10.2.6. Unité 1L6 / 2L6	275
10.3. RELATIONS « ZONES DE DELTA » - « ZONES DE BASSINS DISTAUX »	276

RESUME DU CHAPITRE 10	277
------------------------------	------------

Partie IV

PRODUCTION SEDIMENTAIRE ET PALEOENVIRONNEMENTS TARDIGLACIAIRE ET HOLOCENE

279

CHAPITRE 11. GEOMETRIE DU REMPLISSAGE ET MORPHOLOGIE DE LA CUVETTE LACUSTRE	280
--	------------

11.1. GEOMETRIE DU REMPLISSAGE LACUSTRE	280
11.1.1. Coupes dans les sédiments	280
11.1.2. Extension latérale des unités	286
11.2. OROGRAPHIE DE LA CUVETTE LACUSTRE	291
11.3. EVOLUTION DU NIVEAU DE L'EAU	292
11.4. GENESE ET EVOLUTION DE LA MORPHOLOGIE DE LA CUVETTE	296

RESUME DU CHAPITRE 11	297
------------------------------	------------

CHAPITRE 12. QUANTIFICATION DES VOLUMES DE SEDIMENTS STOCKES	299
---	------------

12.1. DANS LES DELTAS	299
12.1.1. Unités 2L1 / 2L2	299
12.1.2. Unités 2T1, 2D1, 2P et 2L3	299
12.1.3. Unité 2D2	301

12.2. DANS LES BASSINS.....	301
12.2.1. Unité 1L1.....	301
12.2.2. Unité 1L2.....	302
12.2.3. Unité 1L3.....	302
12.3. DANS L'ENSEMBLE DU MARAIS.....	302
12.3.1. Unité 1L4 / 2L4.....	302
12.3.2. Unités 1L5 / 2L5 et 1L6 / 2L6.....	302

RESUME DU CHAPITRE 12	304
------------------------------	------------

CHAPITRE 13. QUANTIFICATION DE LA PRODUCTION SEDIMENTAIRE.....	305
---	------------

13.1. MASSES DE SEDIMENTS STOCKES.....	305
13.2. PRODUCTION SEDIMENTAIRE TOTALE.....	306
13.3. PRODUCTION SEDIMENTAIRE SOLIDE ET PRODUCTION SEDIMENTAIRE DISSOUTE.....	309
13.3.1. Unités 2D1, 2C1 et 2D2.....	309
13.3.2. Unité 1L1.....	311
13.3.3. Unités 1L2, 1L3, 1L4/2L4, et 1L5/2L5 à 1L6/2L6.....	312
13.3.4. Variation des productions sédimentaires solide et dissoute depuis le Tardiglaciaire.....	317

RESUME DU CHAPITRE 13	318
------------------------------	------------

CHAPITRE 14. EVOLUTION DE LA VEGETATION ET DES ACTIVITES HUMAINES SUR LES VERSANTS.....	319
--	------------

14.1. EVOLUTION DE LA COUVERTURE VEGETALE AU COURS DE L'HOLOCENE.....	319
14.2. OCCUPATION DU BASSIN DE SARLIEVE DEPUIS LE NEOLITHIQUE.....	324
14.2.1. Néolithique.....	324
14.2.2. Âge du Bronze.....	325
14.2.3. Âge du Fer.....	326
14.2.4. Haut Empire.....	328
14.2.5. Bas Empire.....	328
14.2.6. Moyen Age.....	328

RESUME DU CHAPITRE 14	329
------------------------------	------------

CHAPITRE 15. RELATIONS ENTRE EVOLUTION DES PALEOENVIRONNEMENTS ET PRODUCTION SEDIMENTAIRE.....	331
---	------------

15.1. COMPARAISON AUX DONNEES DE PRODUCTION DE MATIERE A L'ECHELLE GLOBALE.....	331
15.2. EVOLUTION DE LA PRODUCTION DE MATIERE AU TARDIGLACIAIRE ET A L'HOLOCENE DANS LE BASSIN DE SARLIEVE EN RELATION AVEC LES PALEOENVIRONNEMENTS.....	333
15.2.1. Phase I : Dryas ancien début du Bölling.....	333
15.2.2. Phase II : Bölling-Alleröd et Dryas récent.....	335
15.2.3. Phase III : Préboréal, Boréal et début de l'Atlantique.....	335
15.2.4. Phase IV : Atlantique moyen à supérieur.....	336
15.2.5. Phase V : Subboréal - début Subatlantique.....	339
15.2.6. Phase VI : début Subatlantique (La Tène et le Haut Empire).....	340
15.2.7. Phase VII : Subatlantique (Bas Empire au XVII ^e AD).....	341
15.2.8. Anthropisation des versants et production sédimentaire.....	342
15.3. COMPARAISON DE LA PRODUCTION SEDIMENTAIRE POSTGLACIAIRE DANS DIFFERENTS BASSINS D'EUROPE.....	343

RESUME DU CHAPITRE 15	347
------------------------------	------------

<i>CONCLUSIONS</i>	349
<i>BIBLIOGRAPHIE</i>	355
<i>LISTE DES FIGURES ET TABLEAUX</i>	371
<i>ANNEXES</i>	381

La surface continentale est soumise à l'érosion mécanique et chimique, qui intervient dans la pédogenèse et sculpte les paysages. Ce processus occupe une place importante dans la géodynamique de surface et dans le cycle global des éléments (Probst, 1990 ; Heinsele, 1992 ; Campy et Macaire, 2003). Les flux de matière solide et dissoute ainsi produits par les versants sont pour partie transportés par les rivières et évacués jusqu'aux océans (Milliman et Meade, 1983 ; Milliman et Syvitski, 1992 ; Milliman, 1990 ; Dearing et Jones, 2003). Ces phénomènes sont conditionnés par des **paramètres naturels** tels que la lithologie, le relief, le climat, la végétation (Corbel, 1959 ; Schumm et Hadley, 1961 ; Judson et Ritter, 1964 ; Ahnert, 1970, Jansen et Painter, 1974 ; Trimble, 1974 ; Dietrich et Dune, 1978 ; Probst, 1990 ; Milliman et Syvitski, 1992 ; Einsele et Hinderer, 1998 ; Bryan, 2000 ; France-Lanord *et al.*, 2003 ; Rey *et al.*, 2004) et, depuis la « Révolution Néolithique » il y a environ 6000 ans en Europe Occidentale, par des paramètres liés au **développement des sociétés humaines** (Bichet, 1997 ; Preston, 2001 ; Lang, 2002 ; Bork et Lang, 2003 ; Kalis *et al.*, 2003 ; Zolitschka *et al.*, 2003). Dès lors, les activités humaines ont transformé les environnements naturels, pour arriver aux paysages actuels très marqués par l'agriculture et les paysages urbains, développés surtout depuis quelques siècles. Les activités humaines peuvent être lourdes de conséquences sur la dynamique de surface (érosion accélérée des sols, pollution des sols, et des eaux, intensification des inondations...). Leurs conséquences sont les mieux connues pour les périodes récentes : des relations évidentes ont pu être reconnues entre les activités humaines (les grandes cultures sur plaines) et l'accélération très forte de l'érosion des sols, comme aux Etats Unis dès le XIX^e siècle, et au Nord Ouest de Europe plus récemment (Sunborg, 1986 ; Auzet, 1987 ; Gril et Duvoux, 1991 ; Wicherek, 1994). Pour mieux comprendre ces phénomènes, l'érosion subactuelle à actuelle a fait l'objet de nombreuses études (Holeman, 1968 ; Milliman et Meade, 1983 ; Meybeck, 1988 ; Milliman, 1990 ; Probst, 1990 ; Wallbrink et Murray, 1993 ; Walling *et al.*, 1996 ; Sogon, 1999).

Toutefois, un point mérite d'être souligné : les approches classiques de l'érosion, réalisées sur des périodes récentes, ne permettent pas d'appréhender les mécanismes et valeurs d'une érosion régie par des paramètres « strictement naturels ». En effet, pour comprendre et quantifier l'érosion et son accélération, la plupart des bilans de matière ont été effectués sur des flux actuels à partir de géosystèmes généralement anthropisés, et sur des laps de temps assez réduits : il est donc difficile de faire la part de l'influence des facteurs naturels de l'environnement par rapport à celle des activités humaines sur les valeurs mesurées.

La seule façon d'évaluer l'impact de l'anthropisme est de quantifier l'érosion passée (affranchie de toute contrainte anthropique) et de la comparer à l'érosion en contexte de plus en plus anthropisé dans le même système. En outre, une telle approche offre la possibilité de mieux comprendre les interactions entre le développement des sociétés humaines et l'évolution du paysage au cours de l'Holocène, mal connues à ce jour. De telles approches ont été entreprises à partir d'archives lacustres et colluviales (Dearing *et al.*, 1987 ; Dearing, 1991 ; Gay, 1995 ; Bichet, 1997 ; Macaire *et al.*, 1997 ; Campy *et al.*, 1998 ; Hinderer,

2001 ; Buoncristiani *et al.*, 2002 ; Bertran, 2004), mais les données sont rares, d'autant que les facteurs naturels et les modalités d'occupation des territoires par les humains sont complexes et varient d'un secteur à l'autre.

La communauté géoscientifique est toujours confrontée à un grand nombre d'interrogations dans le domaine des relations « sociétés - milieux » : en particulier, l'estimation des parts respectives des impacts humains et naturels sur l'érosion passée (avant et depuis l'agriculture) sont toujours l'enjeu de débats, et l'objet de nombreuses recherches (travaux du groupe LUCIFS). Cette difficulté tient essentiellement au fait qu'à l'échelle de l'Holocène, plusieurs paramètres sont susceptibles de faire **varier** les processus « érosion / sédimentation », et qu'il est particulièrement complexe « d'isoler » l'impact respectif de chacun de ces facteurs : le **climat, variable au cours de l'Holocène** (Aaby, 1976 ; Friis-Christensen et Lassen, 1991 ; Magny, 1995 ; O'Brien *et al.*, 1995 ; Alley *et al.*, 1997 ; Bond *et al.*, 1997 ; Barber *et al.*, 1999 ; Renssen *et al.*, 2000 ; Bond *et al.*, 2001 ; Teller *et al.*, 2002 ; Magny *et al.*, 2003 ; Kurek *et al.*, 2004) ; les **sociétés humaines**, dont le mode de vie a fondamentalement changé passant du nomadisme à une vie sédentaire reposant sur **l'agriculture et l'élevage** (Mazoyer et Roudart, 1997 ; Kalis *et al.*, 2003 ; Mazurié de Keroualin, 2003 ; Zolitschka *et al.*, 2003 ; Vigne, 2004) ; et la **végétation**, influencée à la fois par le climat et les activités humaines (Walker et Singh, 1993).

Les travaux sur l'érosion et la sédimentation passées (Tardiglaciaire et Holocène) que nous avons entrepris dans le bassin de Sarliève sont ainsi nés de la volonté d'apporter de nouveaux éléments permettant de mieux comprendre l'évolution de l'influence des activités humaines sur la transformation du paysage passé à actuel. Le bassin du Marais de Sarliève a été retenu pour différentes raisons. Situé dans le bassin de la Loire ou d'autres travaux du même type ont été effectués, ce petit bassin (28,8 km²) se trouve en Limagne (Massif Central, France), dans des formations marno-calcaires oligocènes ponctuées de rares édifices volcaniques, contexte non encore analysé dans le bassin ligérien. L'ancien lac, dont les alentours ont été fréquentés par les humains dès le Néolithique, se situe dans un secteur-clef de l'histoire du peuplement en Auvergne (Trément *et al.* soumis), laissant espérer de nombreuses données sur l'anthropisation. Enfin, le paléolac est comblé de plusieurs mètres de sédiments lacustres pollinifères (Gachon, 1963 ; Argant *et al.*, soumis).

A Sarliève, comme dans les bassins lacustres de Chaillexon (Bichet, 1997) et Chambon (Gay, 1995), c'est la méthode des **bilans de matière** qui a été appliquée pour **remonter à l'érosion passée**. Cette approche originale, consiste à quantifier différents stocks de sédiments lacustres, déposés au cours de périodes successives du remplissage sédimentaire, dont les durées et surfaces de productions sont connues. La masse de chaque stock, rapportée à sa durée de mise en place et à la surface de production permet d'approcher la **production sédimentaire en t. m⁻². an⁻¹**.

Pour préciser les processus d'érosion, il est nécessaire d'estimer séparément la production sédimentaire solide (érosion mécanique) et la production dissoute (érosion chimique). Cela implique bien entendu d'étudier la composition des roches et sols du bassin qui a été le producteur de matière et celle des sédiments lacustres : c'est en connaissant les matériaux du compartiment producteur que l'on pourra distinguer, au sein des sédiments lacustres, les matériaux issus du détritisme de ceux résultant de précipitations *in situ*.

Cette quantification nécessite en outre de préciser les conditions de dépôts, surtout la chimie des eaux et l'épaisseur de la tranche d'eau qui conditionnent la précipitation des minéraux et la capacité de rétention de la dépression lacustre.

La quantification de l'érosion passée doit être combinée à l'étude des paléoenvironnements : étude des pollens et autres microfossiles non polliniques dont les diatomées, et étude de l'occupation du bassin par les sociétés humaines. La confrontation de l'évolution des paléoenvironnements (climat, utilisation du territoire et végétation) aux variations des productions solides et dissoutes permettra d'envisager les relations « sociétés humaines – milieux ».

Ce travail de sédimentologie consacré au Marais de Sarliève et à son bassin a été développé en concertation avec plusieurs spécialistes : de palynologie (J. Argant et B. Prat), des microfossiles non polliniques (J.A. Lopez Saez), des diatomées (A. Fleury), d'archéologie (F. Trément et G. Vernet).

Précisons que la « rencontre » du GÉEAC et du Marais de Sarliève s'est faite par l'intermédiaire de prospections d'archéologie préventive (INRAP) menées sur la surface de l'ancien lac aujourd'hui asséché, et à l'occasion des travaux d'archéologie spatiale sur le bassin, dirigés par F. Trément (Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand). Les fouilles INRAP dirigées par Gérard Vernet, ont été menées dans le cadre de la construction de la « Grande Halle d'Auvergne ». Le GÉEAC a alors été sollicité par l'INRAP pour l'analyse des sédiments du Marais dans le cadre de ce projet, mais l'histoire ne s'est pas arrêtée là....

Parallèlement, l'étude du fonctionnement tardiglaciaire et holocène du Marais de Sarliève, s'inscrit dans le projet ECLIPSE I : « **Interactions activités humaines – production et stockage de sédiments à l'Holocène en plaine et en moyenne montagne. Etude de deux petits bassins fluvial et lacustre dans le bassin de la Loire** », dirigé par J-J. Macaire (2003 et 2004).

En 2005 un nouveau projet ECLIPSE II intégrant le site de Sarliève a été retenu, dirigé par J-G. Bréhéret : « **Impacts anthropiques sur l'érosion des sols et la sédimentation dans les zones humides associées durant l'Holocène** ».

Le mémoire présenté s'articule en quatre parties.

La PARTIE I a pour objet de rappeler et préciser quelques points relatifs à l'érosion.

L'influence des différents paramètres (lithologie, relief, climat, végétation et activités humaines) sur l'érosion sera précisée. Les variations de l'érosion depuis le dernier maximum glaciaire seront discutées, de l'échelle globale à l'échelle de la région du site d'étude. Les données connues de l'évolution de l'impact des activités humaines sur l'environnement au cours de l'Holocène seront présentées ensuite. Les différentes méthodes d'approches de l'érosion actuelle à passée seront exposées, et la méthode des bilans de matière appliquée dans cette étude sera précisée.

La PARTIE II est consacrée au bassin versant pourvoyeur de matière.

Après une présentation générale du bassin versant et du Marais de Sarliève, nous évoquerons les caractéristiques physiques, géologiques et pédologiques du bassin. Suivront les résultats d'analyses des roches et sols du bassin versant : composition géochimique, minéralogique, observations des minéraux au MEB et granularité des roches sont détaillées.

La PARTIE III est consacrée à la dépression lacustre, piège à sédiments.

Nous décrirons la lithologie des dépôts du marais, puis les relations chronostratigraphiques entre les différentes unités sédimentaires distinguées. La composition des sédiments lacustres sera détaillée dans cette partie : géochimie, minéralogie, observations au MEB, isotopes des carbonates, granularité, matière organique. Les bioindicateurs des environnements de dépôts sont ensuite présentés. Ces conditions étant connues, nous chercherons à préciser l'origine des minéraux des sédiments du marais. L'ensemble des informations acquises permettront alors d'élaborer un scénario de l'histoire sédimentaire du Marais de Sarliève depuis le Tardiglaciaire.

La PARTIE IV a pour objet le calcul et l'analyse de la production sédimentaire en relation avec les paléoenvironnements.

En premier lieu, la géométrie du remplissage lacustre sera précisée. Elle permettra de modéliser l'orographie de la cuvette lacustre (MNT Modèle Numérique de Terrain), et d'envisager l'évolution du niveau d'eau, et l'origine de la cuvette lacustre. Les stocks de sédiments seront ensuite quantifiés grâce à l'utilisation d'un SIG (Système d'Information Géographique), l'étape indispensable au calcul ultérieur de la production sédimentaire. Enfin, but final de ce travail, l'évolution de la végétation et des activités humaines sur les versants, après avoir été précisée, sera confrontée aux valeurs calculées de la production sédimentaire, permettant de mettre en évidence l'impact relatif du climat, de la végétation et des humains.

PARTIE I

L'érosion passée : facteurs influents, intérêts de son étude et méthodes d'estimation

L'érosion est conditionnée par des **facteurs naturels** et, depuis environ 6000 ans en Europe Occidentale, par des paramètres liés au **développement des sociétés humaines**, dont les impacts sur le milieu sont souvent difficiles à séparer de ceux des facteurs naturels. Nombreuses sont les interrogations quant à la part relative des sociétés humaines et du contexte naturel dans le fonctionnement des géosystèmes, et plus particulièrement sur **l'érosion**, au cours des derniers millénaires.

Les facteurs influents sur l'érosion sont nombreux [lithologie, relief, climat, végétation, activités humaines (Schumm et Hadley, 1961 ; Judson et Ritter, 1964 ; Jansen et Painter, 1974 ; Trimble, 1974 ; Dietrich et Dune, 1978 ; Probst, 1990 ; Milliman et Syvitski, 1992 ; Einsele et Hinderer, 1998 ; Bryan, 2000 ; France-Lanord et al., 2003)], mais étant donné la période de temps impliquée (Tardiglaciaire et Holocène), la variation de l'érosion sur les versants est essentiellement conditionnée par les **fluctuations climatiques** et **l'utilisation du territoire par les sociétés humaines**, ainsi que leurs **impacts sur la végétation**. C'est pourquoi, ces aspects sont développés dans le premier chapitre, à l'échelle européenne puis à l'échelle du Massif Central, région du site d'étude.

Plusieurs méthodes ont été employées pour étudier l'érosion à différentes échelles d'espace et de temps ; elles sont présentées dans le chapitre 2. Cependant, comme s'accordent à penser différents auteurs (Dearing et Jones, 2003 ; Syvitski, 2003), seule **l'étude de l'érosion passée**, avant la « Révolution Néolithique », permet d'approcher une érosion naturelle, affranchie de toute contrainte anthropique. Ainsi, il est particulièrement intéressant d'envisager la quantification de l'érosion passée et l'analyse des paramètres influents dans un système **érosion - sédimentation** limité dans l'espace. L'analyse de l'évolution du système érosion - sédimentation passe nécessairement par une quantification de l'érosion au cours de périodes de temps définies, pour lesquelles les facteurs actifs sur le système ont été assez constants et peuvent être connus.

Pour différentes raisons, le bassin du **Marais de Sarliève** (Puy-de-Dôme) a été choisi pour estimer les variations de l'érosion depuis le Tardiglaciaire, en relation avec l'évolution des paramètres paléoenvironnementaux.

Chapitre 1. L'érosion : facteurs influents et évolution depuis 15000 ans

1.1. L'érosion, quelques précisions

La définition de l'**érosion** trouvée dans le dictionnaire très général de géologie (Foucault et Raoult, 1999) est la suivante: l'« ensemble de phénomènes externes qui, à la surface du sol ou à faible profondeur, enlèvent tout ou partie des terrains existants et modifient ainsi le relief. On distingue deux grands types de phénomènes dont le plus souvent les effets s'additionnent : 1. les **processus chimiques** avec altération et dissolution par les eaux plus ou moins chargées par le gaz carbonique (...). 2. les **processus physiques ou mécaniques** avec désagrégation des roches et enlèvement des débris par un fluide (...). ». D'après Probst (1990), « l'**érosion mécanique** tend à réduire à la surface des continents l'épaisseur des sols et des roches en arrachant mécaniquement les particules en suspension qui sont exportées par le ruissellement de surface vers les fleuves. L'**érosion chimique** tend à approfondir les sols au détriment des roches : elle consiste à dissoudre ou à hydrolyser les minéraux primaires des roches, libérant ainsi en solution des éléments qui sont lessivés par les eaux de drainage et évacués vers les nappes souterraines et les fleuves. » L'érosion chimique (Ec) et l'érosion mécanique (Em) sont deux mécanismes complémentaires, l'Ec étant souvent un prélude à l'Em. L'étude des processus à l'origine de l'érosion des sols concerne le plus souvent l'érosion hydrique des sols. Ces processus sont complexes et interconnectés. Ils peuvent toutefois être regroupés en deux catégories (Bryan, 2000) :

1. les processus de l'**érosion diffuse ou aréolaire**, agissant sur les versants ;
2. les processus de l'**érosion concentrée ou linéaire**, concentrée au niveau des talwegs d'écoulement.

Ce travail n'a pas pour objet d'entrer dans le détail des processus de l'érosion, mais d'en mesurer les effets quantitatifs et qualitatifs sur le long terme (échelle pluriséculaire à plurimillénaire). L'approche est plutôt de type « historique » comme cela a été évoqué par Preston (2001). Elle vise à appréhender les variations de l'érosion des sols en relation avec celles du contexte environnemental. Etant donné les échelles de temps et d'espace (un bassin versant) concernées par cette étude, seule la distinction entre « **érosion chimique** et **érosion mécanique** » a été considérée parmi les processus à l'origine de l'érosion, aussi qualifiée de production sédimentaire.

1.2. Les principaux facteurs de l'érosion

L'Erosion mécanique (Em) et l'Erosion chimique (Ec) sont le résultat des interactions entre atmosphère, biosphère, hydrosphère et lithosphère.

De très nombreuses études ont été menées sur les facteurs influant sur l'érosion à différentes échelles d'espace et de temps : des travaux menés à l'échelle globale et portant sur plusieurs millions d'années (Milliman, 1990 ; Probst, 1990 ; Milliman et Syvitski, 1992), aux travaux expérimentaux réalisés à

l'échelle d'un versant ou d'une parcelle, pour un événement pluvieux ou une période de quelques années (Le Bissonnais, 1988). Les résultats de ces travaux s'accordent en montrant que l'Em et l'Ec sont influencées de manière variée par des paramètres qui interagissent de façon complexe et varient au cours du temps.

Les érosions mécanique et chimique sont influencées par l'interaction complexe des facteurs **caractéristiques du bassin versant**, essentiellement la **lithologie** (nature des roches et des sols), le **relief** et la **tectonique**, mais également par le **climat**, la **végétation** et plus récemment, par les **activités humaines**.

1.2.1. Lithologie du bassin versant

La **nature des roches** du substrat influence l'érosion. Mais précisons qu'aux avant-postes de l'érosion, les **sols** dont la nature et les propriétés sont fortement conditionnées par celles du substrat, présentent des propriétés physiques intrinsèques (agrégation, cohésion et forces de cisaillement) qui influencent fortement leur érodabilité (Bryan, 2000). De plus, d'après Einsele (1992) la pédosphère constitue en général la zone où les altérations chimiques et « minéralogiques » sont les plus prononcées, et est le siège d'une activité biologique qui accélère l'altération des roches et minéraux. En général, c'est là que des minéraux instables thermodynamiquement sont transformés en composants plus stables (tels que les argiles) tandis que les minéraux facilement solubles sont dissous, participant à l'érosion chimique.

D'une façon très générale, les roches présentent des sensibilités différentes aux Em et Ec. Des ordres de grandeurs ont été établis par différents auteurs. Chorley *et al.* (1984) repris dans Probst (1990), propose un indice **d'érodabilité mécanique** croissante : roches métamorphiques et plutoniques anciennes à érodabilité minimale (1), roches volcaniques (2), roches sédimentaires consolidées (4), diverses roches tectonisées (10), roches sédimentaires non consolidées (32), et alluvions récentes (40) les plus facilement érodables mécaniquement. Concernant **l'érosion chimique**, Meybeck (1987) a également proposé un indice de sensibilité. Relativement au granite pris comme unité, l'ordre d'érodabilité croissante est : granite, gneiss et micaschistes (1), grès et gabbro (1,3), roches volcaniques (1,5), argiles (2,5), serpentines, marbres et amphibolites (5), roches carbonatées (12), gypse (40) et roches salines (80).

1.2.2. Relief et tectonique

Le relief et les effets de la **tectonique** influencent l'érosion : les pentes fortes (Einsele, 1992) et les formes convexes favorisent l'érosion. Schumm et Hadley (1961) à partir de mesures réalisées sur 59 bassins versants des Montagnes Rocheuses aux Etats Unis ont établi une relation linéaire positive entre le gradient de pente et érosion. D'après Ahnert (1970), il existe une relation linéaire positive entre l'augmentation du relief et l'érosion (mécanique et chimique). En conséquence, l'élévation de l'altitude (compensation isostatique, soulèvement tectonique) créant un relief agit aussi sur l'érosion. Par ailleurs, l'altitude conditionne fortement les **conditions climatiques** (baisse des températures et augmentation des précipitations et des orages avec l'augmentation de l'altitude) et la **végétation** (comme l'illustre la *timberline*), et il est difficile d'envisager ces paramètres séparément tellement les interactions sont fortes.

Néanmoins, Milliman et Syvitski (1992) estiment que le climat est moins influent que l'élévation maximum des bassins versants.

1.2.3. Climat

Le **climat** influence également l'érosion. L'impact le plus fort sur l'érosion (chimique et mécanique) semble plutôt être lié aux **précipitations**. D'après Einsele (1992), les facteurs chimique et biologique sont dominants dans les climats humides, tandis que la fracturation des roches est principalement engendrée par des processus mécaniques en climat aride. L'auteur précise que le taux **d'érosion chimique** est largement contrôlé par la **pluie efficace** (précipitation moins l'évapotranspiration), et qu'ainsi l'érosion chimique peut être substantielle même dans des régions de climat froid. Pour Wilson (1973), la variation de la production sédimentaire moyenne annuelle est fonction des précipitations. Ahnert (1970) et Wilson (1973) précisent que la production sédimentaire est davantage liée au **régime climatique** (répartition saisonnière des pluies) qu'aux valeurs moyennes annuelles des précipitations. Les érosions les plus fortes sont la conséquence de climats à **contrastes saisonniers** en particulier entre des saisons sèches et humides. Einsele (1992) précise que dans les zones arides à semi-arides, des orages pluvieux irréguliers peuvent être à l'origine de fortes valeurs d'érosion des sols. Canton *et al.* (2001) ont observé une relation proportionnelle entre la quantité d'événements pluvieux et l'altération d'un mudstone à gypse et calcaire en environnement semi-aride. De nombreux travaux montrent que l'influence des précipitations est de première importance sur **l'érosion chimique des carbonates** : elle est en premier lieu liée à l'intensité des précipitations selon France-Lanord *et al.* (2003), au ruissellement (Milot *et al.*, 2003), et à la quantité annuelle de pluie et la percolation qui en résulte d'après Egli et Fitze (2001) ; l'influence de la température est comparativement plus faible.

Climat et relief étant fortement interconnectés, il semble plus judicieux de définir des unités morpho-climatiques. Einsele (1992), précise ainsi que le maximum de dénudation chimique est caractéristique des zones tempérées très humides et les zones montagneuses humides dans les Tropiques, tandis qu'elle est minimale dans les zones arides et dans les régions de toundra et taïga à faible ruissellement efficace.

1.2.4. Végétation

La végétation, protège les sols et donc les substrats de l'érosion hydrique (Rey *et al.*, 2004). D'après Kosmas *et al.* (2000), sur les sols où la végétation est éparse, les processus érosifs peuvent être très actifs. La végétation peut contrecarrer l'érosion hydrique de deux façons (Rey *et al.*, 2004). (1) La végétation peut **empêcher l'ablation du substrat** de différentes façons. Elle **diminue l'énergie de l'érosion pluviale** en interceptant les gouttes de pluie grâce aux parties aériennes et protège le sol de l'érosion mécanique en diminuant l'énergie cinétique des gouttes de pluie (réduisant ainsi l'effet *splash*). Elle **réduit l'énergie du ruissellement**, et augmente l'infiltration de l'eau : la végétation a un rôle de régulation hydrologique en diminuant la quantité, la concentration et le débit du ruissellement. Elle **améliore le maintien des sols** grâce au système racinaire : les végétaux améliorent la cohésion des sols et donc renforcent leurs propriétés mécaniques, et peuvent jouer un rôle de régulation thermique (pouvant réduire notamment les

effets de la gélifraction). De nombreux auteurs ont démontré que dans une vaste palette d'environnements, le ruissellement et la perte de sédiments depuis les sols diminuent exponentiellement avec l'augmentation du couvert végétal (Elwell et Stocking, 1976 ; Lee et Skogerboe, 1985). (2) La végétation peut **favoriser l'accrétion**, en retenant les particules érodées à l'amont ; la capacité de piégeage est fonction de la morphologie des végétaux, de leur distribution spatiale, et du pourcentage de recouvrement des sols.

L'effet de la végétation est différent selon le type de formations végétales, et d'après certains auteurs, la **forêt** constituerait la meilleure protection contre l'érosion hydrique de surface en montagne, tandis que d'autres ont observé qu'une végétation arbustive ou une végétation basse peut offrir une protection similaire à celle jouée par les arbres (Rey *et al.*, 2004). Hill et Peart (1998) ont signalé l'importance des strates végétales, et ont mis en évidence une érosion croissante depuis une formation arborée et arbustive, une formation arborée, une formation uniquement au sol (herbacée et sous-arbustive), une formation au sol cultivée, jusqu'aux sols nus. Néanmoins, il a été observé que l'influence du couvert forestier sur la production de sédiments n'est pas une fonction linéaire, et que le rôle primordial revient surtout à la **distribution des végétaux** (notamment leur position topographique).

1.2.5. Activités humaines

Les **activités humaines** ont actuellement une forte influence sur les processus naturels, de l'échelle locale à l'échelle globale. Même si les plus grands changements sont apparus dans la seconde moitié du XX^e siècle, avec une vitesse probablement jamais connue au cours de l'histoire de la Terre, l'impact sensible des sociétés humaines sur les systèmes, et notamment sur la production de sédiments, est perceptible depuis le milieu de l'Holocène (Mazoyer et Roudart, 1997 ; Roberts, 1998 ; Berglund, 2000 ; Lang, 2002 ; Bork et Lang, 2003 ; Dearing et Jones, 2003 ; Kalis *et al.*, 2003 ; Lang *et al.*, 2003 ; Zolitschka *et al.*, 2003). Les écosystèmes ont subi des changements fondamentaux en relation avec les activités anthropiques, passant d'un environnement dominé par les facteurs naturels à un environnement dominé par les sociétés humaines (Fig. 1.1) (Roberts, 1998 ; Messerli *et al.*, 2000). Les phénomènes d'érosion dus aux humains sont souvent qualifiés d'érosion accélérée (qui s'oppose à l'érosion géologique). Les interactions entre l'utilisation du territoire par les humains et l'environnement ainsi que leur évolution à l'échelle de l'Holocène font l'objet du paragraphe 1.3.2.

Dans une étude sur la zone de Piedmont aux USA, Trimble (1974) donne un exemple frappant de l'influence des humains sur les processus érosifs. Au XVIII^e siècle, époque où les européens s'installent, l'érosion géologique était faible et celle due aux activités humaines pratiquement nulle. Après le défrichement et la mise en culture des terres hautes, surtout dans la dernière partie du XIX^e et au début de XX^e siècle, des ravines se sont formées, les pentes ont été sévèrement érodées, le réseau de drainage et les mares se sont remplis de sédiments tandis que les basses terres très fertiles se sont transformées en bas fonds marécageux.

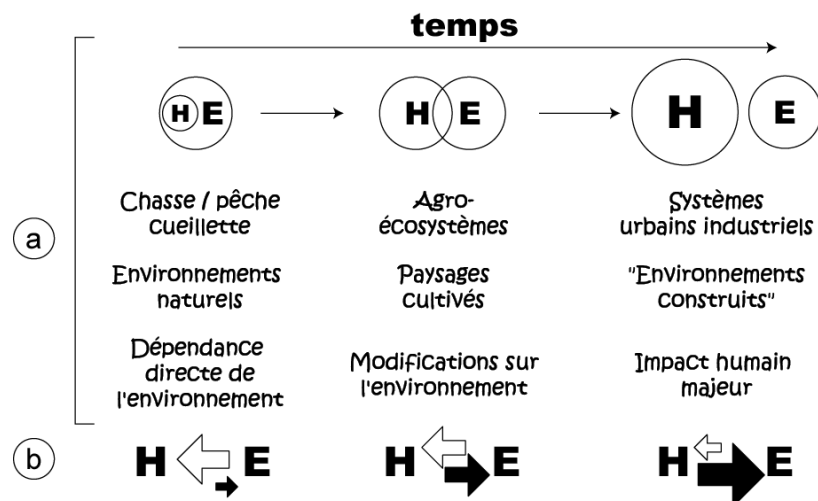


Fig. 1.1 : changement au cours du temps des relations entre les hommes (H) et l'environnement (E). a) nature des interactions et b) impact relatif, d'après Roberts (1998).

Les principales interventions des humains sur le milieu, susceptibles d'accélérer considérablement le rythme de l'érosion des sols sont **liées aux pratiques agricoles** : l'utilisation de terres pour la culture, l'exploitation des forêts et l'élevage. Dans tous les cas, le premier grand bouleversement sur le milieu qu'induisent ces pratiques est lié aux **défrichement et déforestation** : les forêts sont exploitées pour étendre ou améliorer les cultures et les pâturages ; des coupes d'arbres ou de branchages sont réalisées pour faire du fourrage, mais aussi pour l'industrie de la pâte à papier, pour les scieries et les fabriques de meubles au cours de la période historique ; des coupes de bois sont réalisées pour la construction locale, pour la fabrication de charbon de bois, pour le chauffage, la cuisine...

La **végétation forestière**, comme cela a été précisé, protège particulièrement les versants de l'érosion mécanique. La déforestation produit un certain degré de déplacement mécanique des particules de sols, mais surtout conduit à la perte de protection des sols contre les précipitations directes ; l'énergie d'impact des gouttes de pluies n'est plus amortie sur les sols nus. De plus, par diminution de l'évapotranspiration, les sols plus humides sont plus rapidement susceptibles de voir leur capacité d'infiltration dépassée. Ceci augmente le ruissellement de surface, et donc l'érosion diffuse et concentrée. Dans le cadre de l'agriculture, les forêts ont pu être remplacées par des prairies ou par des cultures. La plupart des modes de culture entraînent une réduction importante de la couverture végétale, au moins durant une partie de l'année, accompagnée d'une perte de litière et d'humus.

Les **cultures** ont pour effet de modifier les propriétés physiques des sols en détruisant les agrégats, ce qui rend la surface plus érodable, d'imperméabiliser la surface par des particules fines, de compacter les sols et de former de nouvelles rigoles de drainage pour le ruissellement. De plus, la pratique régulière du **labour** représente un processus nouveau, source reconnue de redistribution mécanique des particules, et les sols non protégés sont plus susceptibles d'être érodés par l'eau. Conjugués avec la réduction de la végétation protectrice, tous ces effets contribuent à réduire la capacité d'infiltration, à accroître le

ruissellement. Il en résulte un accroissement de l'érosion pluviale, de l'érosion en nappe, de l'érosion en rigoles et ravines...

L'effet des **pâturages** sur les paramètres hydrologiques et sur l'érosion des sols dépend du climat et de l'intensité de l'exploitation. Particulièrement sensible dans les régions semi-arides habitées par des nomades, le pâturage des troupeaux conjugué à des coupes de bois peut entraîner une sérieuse érosion du sol, même dans des régions d'agriculture sédentaire. D'après Roose et Sabir (2002), l'érosion augmente avec le pâturage, responsable d'une disparition de la couverture végétale et d'un tassement des sols, ce qui peut entraîner l'augmentation du ruissellement.

Les travaux expérimentaux de Heathwaite *et al.* (1990) apportent des données concernant l'impact de l'utilisation des terres par les sociétés humaines sur l'intensité de la production sédimentaire. Les auteurs ont pour cela simulé des événements pluvieux sur des parcelles aux sols bruns acides situées dans le bassin versant à ardoise et shales dévoniennes du Slapton (sud ouest de l'Angleterre). Les expériences ont été conduites dans plusieurs sous-bassins aux types d'utilisation des sols différents : pâtures permanentes fortement broutées (piétinées par les animaux de telle façon que la couverture végétale a disparu), faiblement broutées (couverture végétale intacte), sols nus préparés pour la culture (labourés deux mois auparavant), sols cultivés de céréales, et prairie d'herbages temporaire. Des intensités pluvieuses de $12,5 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ ont été appliquées, et la production de sédiments a été mesurée dans les eaux ruisselées sur une période de 4h. Les résultats de leurs expériences sont regroupées Fig. 1.2.

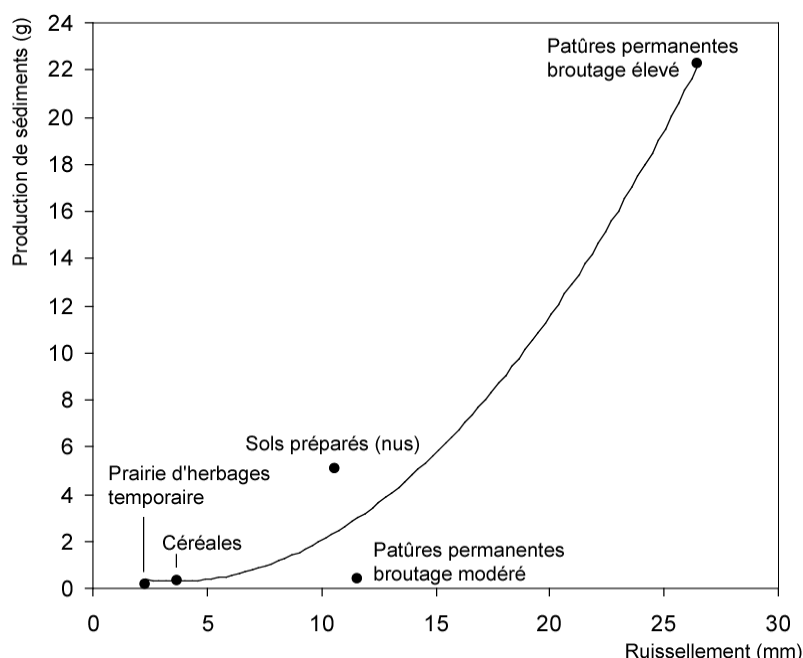


Fig. 1.2 : relation entre le ruissellement total de surface et la production de sédiments en suspension pour différentes utilisations des terres, après un événement pluvieux de $12,5 \text{ mm} \cdot \text{h}^{-1}$ simulé dans le bassin versant du Slapton en Angleterre par Heathwaite *et al.* (1990).

L'approche expérimentale montre deux tendances. Le ruissellement de surface en l'absence de couverture végétale est jusqu'à 10 fois supérieur à celui sur les terres pourvues d'une couverture intacte de cultures (céréales et herbages). L'amplitude du ruissellement augmente lorsque des animaux brouteurs sont présents. Dans les pâturages à broutage élevé, la production de sédiments est 80 fois plus grande que dans les pâtures à broutage modéré. Dans ce dernier cas, lorsque la couverture végétale reste intacte la production de sédiments est égale à celles des prairies d'herbage et champs de céréales.

Le **feu** peut être utilisé pour éviter la croissance des broussailles, et peut servir pour la chasse. D'une façon générale, le brûlis des arbres, des buissons et des herbes sèches a plutôt des conséquences néfastes du point de vue de l'érosion, mais les effets peuvent varier selon la saison, le type de sol, la végétation... la fertilisation du sol par la cendre étant un effet à court terme. La quantité d'humus et de litière est considérablement réduite par le feu, ce qui peut avoir des effets négatifs sur la structure, la perméabilité, et l'humidité du sol, et sa résistance à l'érosion. Il s'ensuit que l'utilisation du feu entraîne très souvent un risque d'érosion grandement accéléré (Sunborg, 1986).

Enfin, l'impact du **développement des zones urbanisées** (prélèvements de matériaux, constructions de routes, d'infrastructures...) est non négligeable sur l'érodabilité des terres, en particulier depuis l'ère industrielle. **Les mines**, en particulier les exploitations à ciel ouvert, modifient fortement les phénomènes de ruissellement et d'érosion. Des recherches entreprises dans le Kentucky (USA) ont montré que la production de sédiments des régions de mines à ciel ouvert peut atteindre 1000 fois celle de la forêt naturelle (Sunborg, 1986). **Les infrastructures (routes et bâtiments)** constituent des zones sans couvert végétal à plus grand risque d'érosion notamment pendant les travaux. Les travaux routiers en particulier entraînent des reprises de production sédimentaire très importantes mais brèves dans le temps. Toutefois la relation de cause à effet sur l'érosion est vague. Les zones urbanisées subissent souvent une érosion supérieure à celle des zones rurales. Des taux d'érosion de 20 000 à 40 000 fois ceux des régions naturelles ont été calculés (Becker et Mulhern, 1975).

L'érosion chimique, plus discrète est peu mentionnée dans les travaux relatifs à l'impact des actions anthropiques sur l'environnement. Etant conditionnée par la végétation, l'Ec est forcément modifiée par les activités humaines agissant sur le couvert végétal. D'autre part, d'après Carson et Kirkby, (1972) le rajeunissement des sols par Em peut entraîner une activation de l'altération chimique et ainsi engendrer un accroissement de l'Ec.

1.2.6. Les valeurs de l'érosion des continents

A l'échelle du globe, la conjugaison des différents paramètres décrits ci-dessus entraîne des taux de production de sédiments très différents selon la région considérée. Les résultats de Milliman (1990) présentés sur la figure 1.3, illustrent les ordres de grandeurs et la forte variabilité de la production sédimentaire (en $\text{t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$), à l'échelle continentale. Précisons que ces données correspondent aux productions sédimentaires mesurées d'après les flux à l'embouchure des grands fleuves. Acquisées au cours des quelques dernières décennies, elles concernent uniquement l'érosion de géosystèmes modernes, forcément influencés par les activités humaines. Les flèches indiquent les flux de matières issus des bassins de drainages et délivrés aux océans (méthode d'acquisition des données et signification des résultats seront discutés dans le chapitre 2).

La figure 1.3 montre que la moitié nord de l'Europe présente des productions sédimentaires faibles ($< 10 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$), elle est nettement plus élevée au sud de l'Europe (entre 100 et $500 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$), en particulier dans la région méditerranéenne plus aride et au niveau des reliefs récents. L'érosion des continents est maximale en Asie du Sud Est.

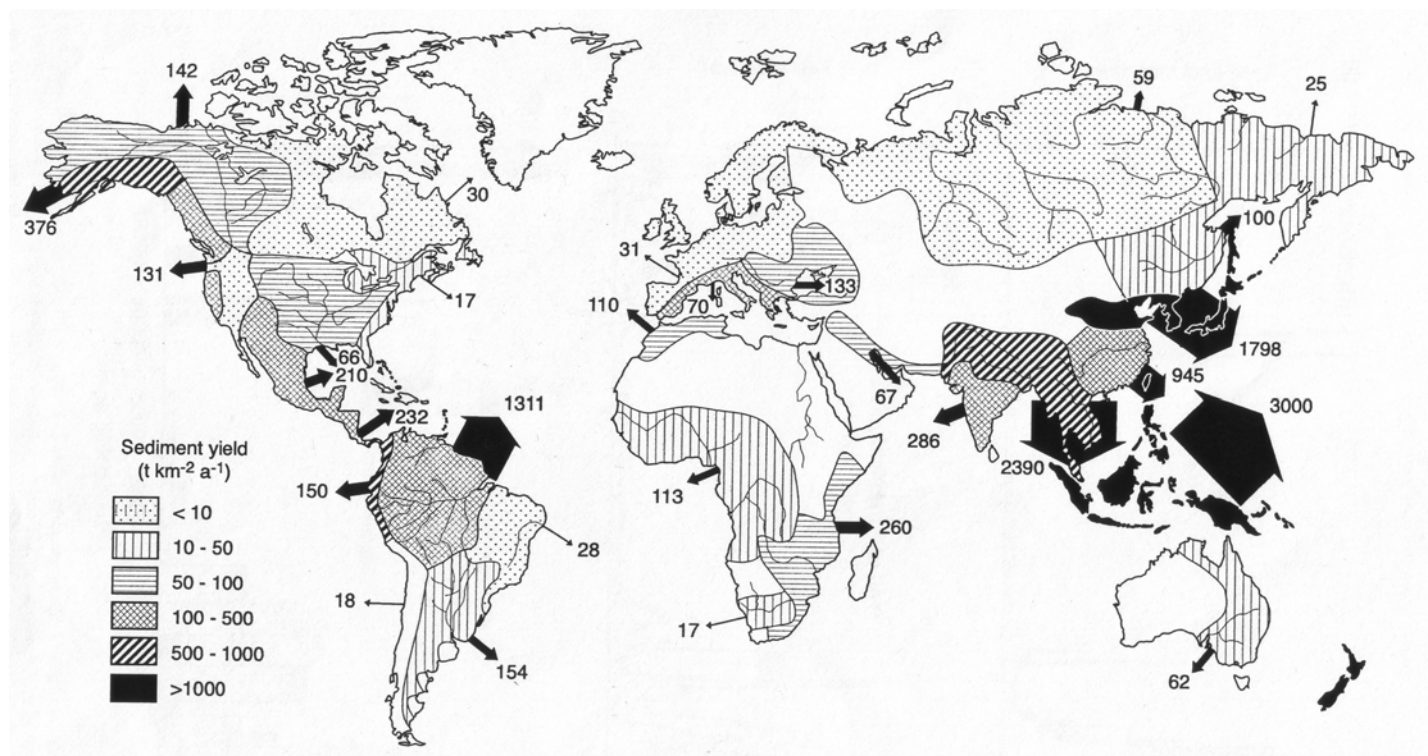


Fig. 1.3 : production sédimentaire fluviatile annuelle et flux de sédiments issus des grands bassins de drainage aux océans (en 10^6 t.a^{-1}). D'après Milliman (1990).

1.3. L'érosion à l'échelle des 15 derniers millénaires

Tous les paramètres cités ci-dessus sont à prendre en compte lorsque l'on cherche à étudier l'érosion. Cependant, selon l'échelle de temps (et d'espace) envisagée, certains de ces paramètres peuvent être considérés comme **invariants**. Si les paramètres invariants à l'échelle séculaire à millénaire (lithologie, relief et généralement tectonique) constituent un fond qui conditionne l'érosion de façon « continue », l'érosion dépend aussi de **paramètres variables** (climat, végétation, activités humaines). L'analyse de l'évolution d'un géosystème au cours du Tardiglaciaire et de l'Holocène, période courte à l'échelle géologique, permet quelques simplifications. D'après Einsele et Hinderer (1998) et Hinderer (2003), à l'échelle de quelques milliers d'années, les variations de l'érosion sont principalement conditionnées par les **fluctuations climatiques** et **l'utilisation du territoire par les sociétés humaines** : depuis l'époque romaine pour Einsele et Hinderer (1998) et dès le Néolithique d'après Preston (2001), Kalis *et al.* (2003) et Zolitschka *et al.* (2003). Toutefois, des manifestations brutales de la géodynamique tels que le volcanisme ou les séismes et leurs effets peuvent avoir un impact fort sur l'érosion. Climat et anthropisation agissent par leurs effets induits sur les **types de sols** et la **couverture végétale**. Les paramètres influant sur l'érosion sont liés par des relations complexes (Fig. 1.4). Une des principales interrogations concerne **les impacts respectifs du climat et de l'anthropisme sur l'environnement** (Boardman et Bell, 1992 ; Redman, 2000), et plus précisément sur l'érosion.

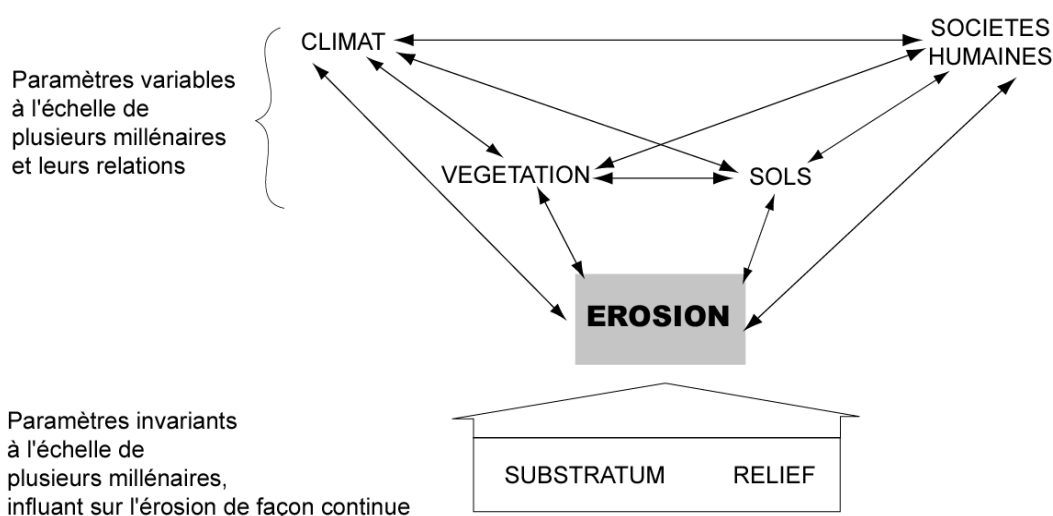


Fig. 1.4 : principaux paramètres (variables et invariants) influant sur l'érosion et leurs relations à l'échelle de plusieurs millénaires.

Fluctuations climatiques et activités anthropiques étant reconnues comme les facteurs principaux de variation de l'érosion au cours des derniers millénaires, quelques précisions relatives à ces paramètres s'imposent. Si les données climatiques et anthropiques à l'échelle continentale (Europe occidentale) doivent être considérées, les données régionales à locales doivent aussi être prises en compte.

1.3.1. Variabilité climatique en Europe occidentale depuis le dernier maximum glaciaire.

a. Variabilité climatique à l'échelle globale

Le **Tardiglaciaire**, dernière partie du dernier maximum glaciaire (entre environ 17700 et 11500 ans cal. BP, Benson *et al.*, 1997), est indiscutablement marqué par de fortes fluctuations climatiques. Il comprend en particulier les épisodes de froid relativement intense du Dryas ancien, du Dryas moyen et du Dryas récent (l'événement le plus connu), qui ont interrompu temporairement le réchauffement du climat accompagnant la déglaciation. Ces événements froids apparaissent nettement dans l'enregistrement du $\delta^{18}\text{O}$ piégé dans la glace de la carotte de GISP2 de la calotte groenlandaise, où ils se signalent par des valeurs plus faibles comme l'illustre la Fig. 1.5, synthétisée par Stuiver *et al.* (1995). On peut par ailleurs signaler l'enregistrement d'un bref épisode (probablement à caractère régional) de retour du froid au sein de l'Alleröd (IACP Intra Alleröd Climatic Period).

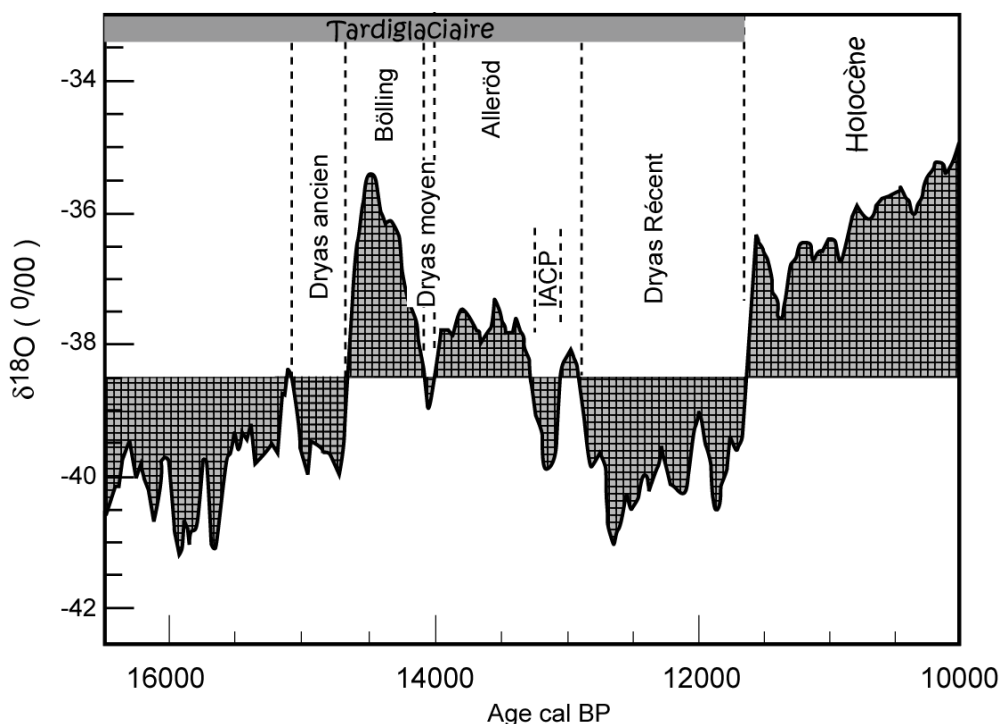


Fig. 1.5 : variations du $\delta^{18}\text{O}$ de la carotte de glace GISP2 (établie selon un pas de temps de 100 ans) et limites des périodes climatiques du Tardiglaciaire et début de l'Holocène (Stuiver *et al.*, 1995).

La transition **Dryas ancien – Bölling/Alleröd** est calée à environ 14700 cal. BP par Alley *et al.* (1993). Cet interstade abrupt est associé à des changements de végétation en Europe et en Amérique du Nord et apparaît clairement dans les carottes de sédiments marins (Bond *et al.*, 1997), ainsi que dans les carottes de glace du Groenland (Dansgaard *et al.*, 1993 ; Stuiver *et al.*, 1995).

Le **Dryas moyen** est peu marqué dans l'enregistrement du $\delta^{18}\text{O}$ de la glace du Groenland (Fig. 1.5), et d'après Anderson (1997) son importance n'est pas claire, bien qu'en Europe, différents types de

marqueurs indiquent une oscillation climatique mineure entre 12200 et 11800 BP qui pourrait représenter cet événement.

Le **Dryas récent** (12800 à 11600 ans cal BP d'après Peteet (1995) a constitué le dernier événement froid intense de retour à des conditions quasi glaciaires, qui a interrompu la tendance au réchauffement de la fin du Pléistocène (Johnsen *et al.*, 1992 ; Anderson, 1997). Il existe de nombreuses preuves de la diminution brutale de la température en Europe de l'ouest et au nord-est de l'Amérique à la transition abrupte Allerød–Dryas récent. Si l'extension géographique des autres oscillations climatiques du Tardiglaciaire n'est pas bien connue, ce dernier événement froid majeur semble avoir eu une extension à l'échelle de tout l'hémisphère nord, voire à l'échelle globale (Fig. 1.6). Plus abondamment documenté en Amérique du Nord et en Europe, il est également mentionné dans les régions tropicales et dans les moyennes latitudes de l'hémisphère sud (Roberts *et al.*, 1993 ; Peteet, 1995 ; Benson *et al.*, 1997 ; Renssen *et al.*, 2000).



Fig. 1.6 : distribution globale des évidences palynologiques du refroidissement du Dryas récent. Y : Dryas récent incontestable, les évidences apparaissent clairement (plus de trois sites avec datations ^{14}C AMS) ; PR : Dryas récent probable, plus de trois sites montrent un refroidissement mais sans datations ; PO : Dryas récent possible, sites qui présentent une ou deux oscillations ; C : Dryas récent controversé, sites qui présentent une oscillation et d'autres pas ; N : Dryas récent absent. Selon Peteet (1995).

D'une façon schématique, ce changement climatique abrupt a été généralement considéré comme une réponse à un changement de la circulation océanique de l'Atlantique nord (THC pour Thermo Haline Circulation), conséquence d'apports massifs d'eau douce dans l'océan Atlantique nord (Anderson, 1997). Ces apports ont été attribués plus tard à ceux du grand lac proglaciaire Agassiz situé au Nord de l'Amérique (Teller *et al.*, 2002) : au cours de la déglaciation, le retrait de la marge sud du glacier du Laurentide (région du nord américain, jusqu'à environ 80 °N) aurait permis l'ouverture des exutoires les plus bas de ce lac et en conséquence des apports considérables d'eau douce dans les océans. Cependant, Renssen *et al.* (2000) estiment que l'altération de la THC seule ne suffit pas à expliquer tous les aspects du Dryas récent, notamment le refroidissement extrême enregistré jusqu'en Europe de l'Ouest ; ils pensent que les variations

de l'activité solaire ont pu jouer un rôle important dans ce forçage climatique. Le Dryas récent s'intégrerait dans un cycle de périodes froides d'environ **2500 ans**, retrouvé dans l'enregistrement du ^{14}C dont la genèse est liée à l'activité solaire¹. Renssen *et al.* (2000) suggèrent ainsi qu'une réduction abrupte de l'irradiation solaire a pu déclencher le début du Dryas récent, et que l'addition des deux mécanismes évoqués peut expliquer l'optimum du fort refroidissement du Dryas récent perçu à l'échelle globale, et nettement mis en évidence dans les enregistrements terrestres européens.

Le réchauffement de la température succédé au **Dryas récent** paraît avoir été abrupt (Anderson, 1997), peut être encore plus que le début du Dryas récent : Alley *et al.* (1993) évoquent une augmentation moyenne de température de l'ordre de 7°C au Groenland à la transition avec le Préboréal. Enfin, cette transition brutale semble être synchrone (sur quelques décennies) au moins dans l'ensemble de l'hémisphère nord (Severinghaus *et al.*, 1998).

La **variabilité climatique de l'Holocène** est plus controversée. Basé sur les enregistrements paléoclimatiques des carottes de glace du Groenland (à partir du $\delta^{18}\text{O}$ dans GRIP et GISP2), le climat holocène apparaît relativement stable comparé aux grandes amplitudes des oscillations qui ont marqué la dernière glaciation et l'Eémien (Fig. 1.7) (Dansgaard *et al.*, 1993 ; Grootes *et al.*, 1993).

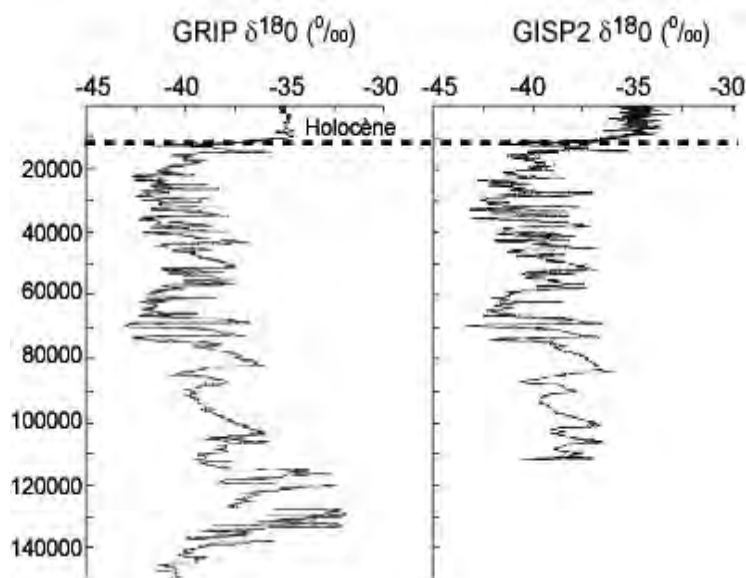


Fig. 1.7 : variations du $\delta^{18}\text{O}$ des carottes de glace GRIP et GISP2 au cours du dernier glaciaire. D'après Anderson (1997) reprenant les données de (Dansgaard *et al.*, 1993; Grootes *et al.*, 1993 ; Sowers *et al.*, 1993 ; Taylor *et al.*, 1993 ; Meese *et al.*, 1994 et Stuiver *et al.*, 1995).

¹ Les nucléides cosmogéniques ^{14}C et ^{10}Be sont tous deux produits par l'action des rayons cosmiques dans la partie supérieure de l'atmosphère. L'intensité des rayons cosmiques qui atteignent la Terre dépend de la force du champ magnétique interplanétaire, lui-même modulé par les variations de l'activité solaire (Hoyt et Schatten, 1997)

Pourtant une certaine instabilité climatique semble avoir marqué l'Holocène. Des phases plus ou moins froides et humides ont été reconnues au cours de l'Holocène (modèle Blytt-Sernander précisé dans Roberts, 1998).

Le début de l'Holocène est marqué par un bref refroidissement (150 à 250 ans) qui a débuté à 11300 ans cal BP (Fisher *et al.*, 2002 ; Teller *et al.*, 2002) : l'oscillation préboréale. Plus froide et plus humide **l'oscillation boréale** a été définie dans le lac Holzmaar en Allemagne par Brathauer *et al.* (2000) *in* Magny (*in press*) entre environ 10450 et 10250 cal BP. Un refroidissement a été mis en évidence à **8200 ans cal BP** (Alley *et al.*, 1997 ; Barber *et al.*, 1999 ; Teller *et al.*, 2002 ; Kurek *et al.*, 2004). Cet événement est enregistré dans les carottes GRIP et GISP2 (Dansgaard *et al.*, 1993 ; Grootes *et al.*, 1993), mais il a également été mis en évidence dans des assemblages polliniques d'Allemagne et de Suisse, par ailleurs accompagné d'une diminution de la sécheresse (stress hydrique) (Tinner et Lotter, 2001). Un optimum thermique a été identifié entre 9000 et 5500 ans cal BP (Iversen, 1944 ; 1958 *in* Roberts, 1998). Cet optimum a été suivi, après 4500 cal BP, d'une détérioration climatique marquée par des conditions plus humides généralisées en Europe du Nord (Hughes *et al.*, 2000).

L'Holocène récent est marqué par un refroidissement et une augmentation de l'humidité à **850 cal BC** (Speranza *et al.*, 2003 ; van Geel et Berglund, 2000). La **période historique** est également marquée par une instabilité du climat : des cycles climatiques séculaires durant généralement entre 200 et 600 ans sont archivés dans des tourbières du Danemark (Aaby, 1976), des fluctuations de la salinité dans certains lacs fermés des Grandes Plaines du Nord américain (Fritz *et al.*, 1991 ; Laird *et al.*, 1996), et dans la glace des calottes (Thompson, 1991 ; Meese *et al.*, 1994). Enfin, le **Petit Age Glaciaire** entre 1590 et 1850 AD est une période de refroidissement reconnu en Europe du Nord et en Europe Centrale (Fig. 1.8) (Lamb, 1977 ; Grove, 1988 *in* Roberts, 1998) : la diminution des températures moyennes a été seulement de 1°C, valeur néanmoins suffisante pour avoir des conséquences mesurables sur l'environnement et les sociétés humaines.

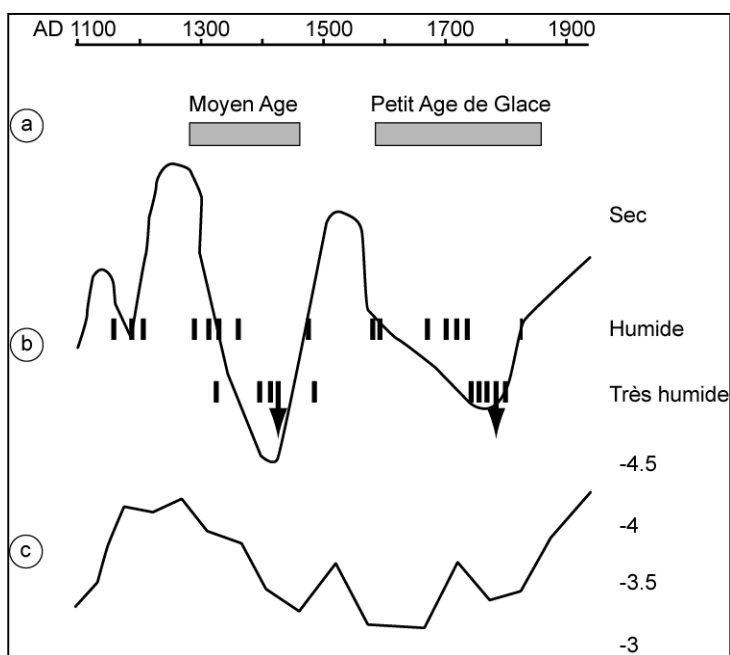


Fig. 1.8 : enregistrement climatique en Europe au cours des neuf derniers siècles. a) avancées des glaciers alpins ; b) courbe d'humidité de surface, tourbière de Bolton Fell (d'après Barber, 1981) ; c) reconstruction des températures d'hiver au sud de l'Angleterre (d'après Lamb, 1981). Selon Roberts, 1998.

La variabilité climatique holocène est confirmée par les travaux menés sur les sédiments océaniques. Ainsi Bond *et al.* (1997) ont mis en évidence, d'après la lithologie des carottes effectuées dans les zones profondes de l'Atlantique nord, qu'une série de changements abrupts a ponctué l'Holocène. Ils correspondraient à des épisodes de débâcles d'icebergs en Atlantique (Ice Rafted Debris, IRD events), d'une cyclicité **de 1470 +/- 500 ans**. Bond *et al.* (2001) ont ensuite montré qu'il existe une corrélation intime entre l'activité solaire et ces événements IRD. Un mécanisme de **forçage solaire** peut donc être proposé pour expliquer ces **cycles « 1500 ans »**, du moins au nord de l'Atlantique au cours de l'Holocène. D'après des analyses statistiques basées sur 700 diagrammes polliniques répartis sur l'Amérique du nord septentrionale et plusieurs centaines de datations ^{14}C , Viau *et al.* (2002) observent également un cycle climatique d'environ 1500 ans au Tardiglaciaire et à l'Holocène, synchrone des cycles enregistrés dans les sédiments marins (Bond *et al.*, 1997) et les glaces du Groenland (O'Brien *et al.*, 1995). Ils soulignent ainsi qu'au cours de l'Holocène, des variations climatiques à l'échelle du millénaire ont été suffisantes pour causer de rapides changements dans la composition de la végétation, synchrones sur l'ensemble du nord de l'Amérique. Ces variations semblent résulter non seulement d'un forçage solaire mais aussi de réactions océan-atmosphère, amplifiant les signaux solaires, et les transmettant ainsi à l'échelle globale, comme cela semble avoir été le cas pour le Dryas récent. Par ailleurs, pour Renssen *et al.* (2000), plusieurs événements climatiques holocènes tels que le Petit Age Glaciaire et l'événement global de refroidissement à 850 BC, seraient le résultat d'un mécanisme de forçage par l'activité solaire.

b. Réponse à l'échelle européenne

Magny (1992) et Magny (1993) observent des coïncidences entre les phases d'élévation du niveau des lacs jurassiens et subalpins, les avancées des glaciers des Alpes suisses et autrichiennes, et les épisodes de forte production de ^{14}C atmosphérique, au cours des 7 derniers millénaires. Ils en concluent qu'au cours de l'Holocène, la variabilité de l'activité solaire aurait eu un impact sur les oscillations climatiques séculaires d'une part, et sur les détériorations climatiques majeures d'autre part, avec une périodicité d'environ **2300 ans**. Magny (1995) reconnaît deux phases au sein de l'Holocène. Un **Holocène « inférieur »** montre des oscillations climatiques abruptes, avec des phases climatiques majeures plus froides liées à un forçage océanique et qui coïncident avec des $\Delta^{14}\text{C}$ plus fortes. Un **Holocène « supérieur »**, débutant vers 6000 cal BP, est caractérisé par des fluctuations pluriséculaires plus douces, liées au forçage solaire.

Ce découpage est confirmé par d'autres travaux. A l'Holocène « inférieur », les variations climatiques telles que l'oscillation préboréale et l'événement 8200 cal BP ont été attribués par Barber *et al.* (1999), Fisher *et al.* (2002) et Kurek *et al.* (2004) à l'apport d'eaux fraîches du lac Agassiz, qui auraient modifié la THC, et ainsi entraîné un refroidissement régional à hémisphérique, comme cela semble s'être produit au Dryas récent. La comparaison des données climatiques régionales (données palynologiques et variations de niveau lacustre au lac d'Annecy) effectuée par Magny *et al.* (2003) indiquent un rafraîchissement et une plus grande humidité au cours de l'événement 8200. Des enregistrements hydrologiques européens pour la même période, indiquent que lors du refroidissement à 8200, l'humidité a augmenté dans les régions

comprises entre les latitudes comprises entre 50° et 43° N, alors que le nord et le sud de l'Europe ont été marqués par un climat plus sec.

A l'Holocène supérieur, la même zonation climatique a pu être observée au cours d'autres périodes de refroidissement associées aux IRD du Nord atlantique. Ces phases sont, d'après Magny (*op. cit.*), probablement liées aux variations de l'activité solaire. Elles correspondraient à une intensification des vents d'ouest, amenant l'humidité issue de l'Atlantique préférentiellement en Europe moyenne au détriment du nord et du sud de l'Europe.

Davis *et al.* (2003) ont réalisé des reconstitutions climatiques de la température des mois les plus froids, les plus chauds, et de la température moyenne annuelle au cours de l'Holocène sur l'ensemble de l'Europe, à partir de plus de 500 séquences polliniques. Leurs résultats montrent des différences spatiales et saisonnières majeures : les auteurs ont découpé l'Europe en 6 zones comme le montre la figure 1.9. D'après cette reconstitution, l'Europe du centre ouest, dans laquelle se localise dans notre zone d'étude a connu une nette **augmentation des températures entre 12000 et 6000 ans**. A partir de **6000 ans le climat devient plus stable**, marqué néanmoins par une tendance à une lente diminution de la température d'été d'environ 0,7 °C et une augmentation de la température d'hiver du même ordre de grandeur. Ces résultats semblent en accord avec les deux intervalles holocènes distingués par Magny (1995).

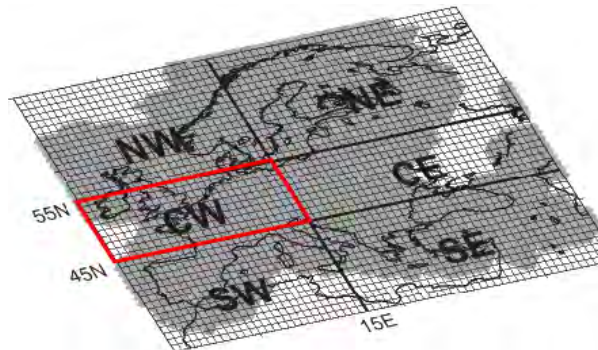
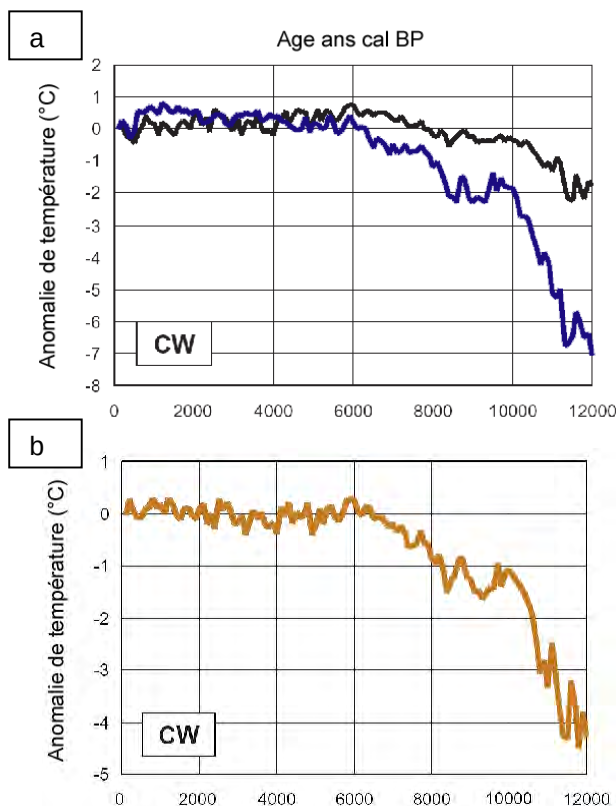


Fig. 1.9 : reconstitutions des variations relatives des températures (actuel pris comme référence à 0) en Europe moyenne au cours de l'Holocène. a) températures des mois les plus chauds (courbe noire), les plus froids (courbe bleue) ; b) température moyenne annuelle (courbe marron), dans l'Europe du centre ouest (CW). D'après Davis *et al.* (2003).

Les 15 phases de hauts niveaux lacustres, établies à partir de sédiments de 26 lacs du Jura, des Préalpes françaises et du plateau suisse confirment un Holocène instable (Magny, 2004). Cette instabilité résulterait d'interactions complexes du système **cryosphère-océan-atmosphère**. Cet auteur attribue un **rôle** important sinon **prévalent à l'activité solaire** dans les changements climatiques holocènes, et envisage un possible **effet de l'océan** dans l'amplification des conséquences de petites variations de l'irradiation solaire, comme cela avait été déjà évoqué par Renssen *et al.* (2000).

Les variations climatiques (pluriséculaires, millénaires : 1500, 2500 ans ?) mises en évidence dans l'hémisphère nord, se manifestent de manière différente selon les régions du globe et les caractéristiques intrinsèques de chaque site. A l'instar des lacs jurassiens et subalpins étudiés par Magny, l'ancien lac de Sarliève, objet de cette étude, se situe dans la zone CW définie par Davis *et al.* (2003). Ainsi, les indices de plus ou moins grande humidité dans le secteur jurassien et subalpin devraient y être retrouvés avec, à Sarliève, une influence des vents d'ouest atlantiques *a priori* plus marquée. Cependant, les caractéristiques climatiques locales et régionales doivent aussi être considérées. C'est la raison pour laquelle nous allons aborder cet aspect dans le paragraphe suivant. Précisons toutefois que les données paléohydrologiques et paléoclimatiques sont beaucoup moins abondantes en Auvergne que dans le Jura, mais de nombreuses données polliniques sont disponibles dans le Massif Central.

c. Données climatiques dans la région du secteur d'étude

Le bassin versant de l'ancien Marais de Sarliève se situe dans le **Massif Central**, au cœur de la **Limagne de Clermont-Ferrand**, plaine de basse altitude (entre 300 et 700 m), entourée à l'est par les Monts du Forez et à l'ouest par le Plateau des Dômes.

Les informations relatives au climat depuis le dernier maximum glaciaire sont essentiellement fournies par les analyses palynologiques. Précisons que ces analyses ont pour la plupart été réalisées sur des sites montagnards du Massif Central (plus de 80 sites étudiés par de Beaulieu *et al.*, 1982 ; 1984 ; 1985 et Pons *et al.*, 1989). De Beaulieu *et al.*, (1988) ont réalisé une synthèse régionale à partir de l'ensemble de ces données. Les analyses polliniques, et donc les données climatiques qu'elles peuvent fournir, sont beaucoup moins nombreuses dans les zones basses de Limagne, en raison d'une faible quantité de sites à sédiments pollinifères (Gachon, 1963). Cependant, Gachon (1963), qui a étudié **l'évolution environnementale de la Limagne au cours du Quaternaire récent**, a apporté des informations complémentaires par des approches géomorphologique et pédologique, appuyées sur deux études palynologiques : celles des sédiments du Marais de Sarliève et de Marmillat (situé à quelques km au nord de Sarliève). Enfin, récemment, dans le cadre de cette étude et des travaux pluridisciplinaires entrepris sur le site de Sarliève, de nouvelles analyses palynologiques ont été réalisées sur les sédiments du marais par (Argant *et al.*, soumis). Ces recherches feront l'objet d'un développement spécifique ultérieur.

La synthèse régionale « montagnarde » (de Beaulieu *et al.*, 1988) permet de préciser le découpage en chronozones et leurs tendances climatiques depuis le dernier maximum glaciaire. Ces tendances à l'échelle régionale peuvent être complétées par les données spécifiques à la Limagne ; elles sont regroupées dans la Fig. 1.10.

Plusieurs « épisodes climatiques » ont pu être mis en évidence. Le climat du Pléniglaciaire final a été marqué par une **aridité très prononcée**, avec une amélioration à environ 15000 BP, au début du **Dryas ancien**, marqué par un signal net ; cependant, la sévérité du climat s'est prolongée au cours du Dryas ancien. Un **Interstade tardiglaciaire** a débuté à environ 12800 BP par un réchauffement rapide, et fut suivi d'une continuité climatique. Cet interstade est relativement tardif par rapport aux dates généralement admises en Europe de l'ouest et particulièrement dans les Alpes. Il apparaît par ailleurs que, plutôt que de distinguer deux épisodes de **Bölling** et **Alleröd**, il y a lieu de retenir un **unique Interstade tardiglaciaire** au cours duquel se sont succédés trois types de peuplements végétaux :

- peuplement à *Juniperus* jusqu'environ 12400 BP ;
- peuplement à *Juniperus* et *Betula* jusqu'environ 11500 BP ;
- puis peuplement à *Betula* et *Pinus*.

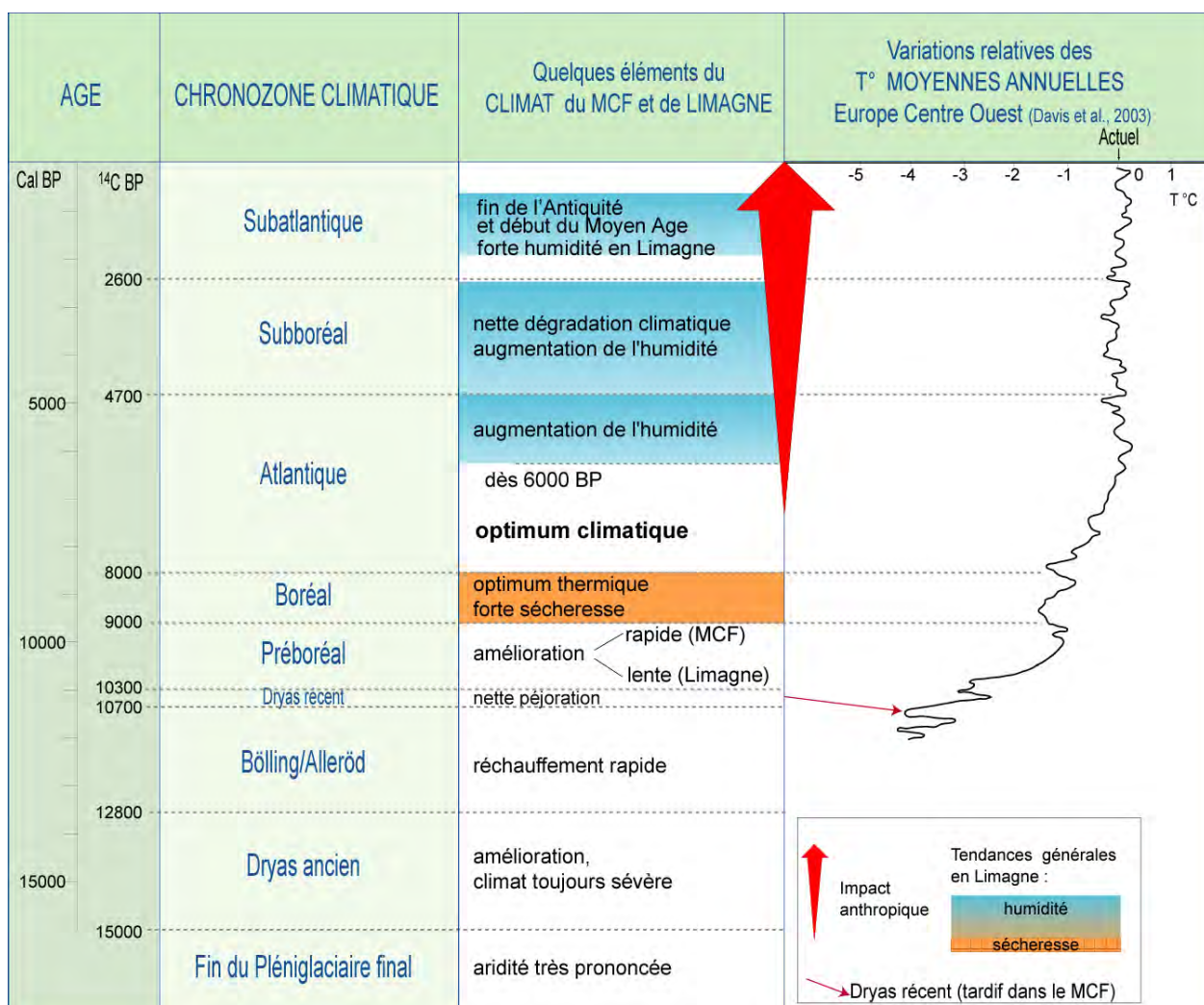


Fig. 1.10 : synthèse des chronozones climatiques et des tendances climatiques du Massif Central (MCF) et plus précisément en Limagne. Comparaison avec la reconstitution des températures moyennes annuelles d'Europe Centre Ouest établie par Davis et al. (2003).

Le **Dryas récent**, marqué par une nette péjoration du climat alors plus froid, a débuté à environ 10700 BP.

Le **Préboréal** à 10300 BP, a montré, à l'échelle du Massif Central, une rapide amélioration climatique au début du Postglaciaire (de Beaulieu *et al.*, 1988). Cependant, Gachon (1963) précise que le réchauffement climatique postglaciaire s'est développé lentement en Limagne. Le Boréal, a débuté à 9000 BP. Il a été qualifié d'optimum thermique qui a alors accusé une forte sécheresse.

L'optimum climatique postglaciaire de l'**Atlantique** a débuté à 8000 BP. A partir de 6000 BP, un accroissement de l'**humidité atmosphérique** a marqué le climat et les premiers impacts d'activités humaines ont été observés (dès 6500 BP dans la Narse d'Ampoix).

Le **Subboréal**, a débuté à (environ) 4700 BP, date basée sur l'expansion régionale du *Fagus*. Il est bien difficile de définir une limite tranchée du début du Subboréal au sein de l'intervalle 5500 à 4200 BP. Gachon (1963) parle d'une nette dégradation climatique en Limagne, et Ballut (2000, p 267) signale une « augmentation du niveau de la nappe phréatique dans différents bassins versants de Limagne », ce qui appuierait l'idée d'un climat plus humide.

Le **Subatlantique** a débuté à 2600 BP, et est marqué par la généralisation de l'impact anthropique sur le milieu, ce qui rend difficile la perception des signaux climatiques à partir des enregistrements polliniques. En Limagne, le niveau des nappes phréatiques se serait globalement abaissé depuis l'âge du Fer. Néanmoins, Ballut (2000, p 277) indique qu'« à la fin de l'Antiquité et au début du Moyen Age l'humidité y est forte et continue sur plusieurs siècles, ce qui pourrait être le résultat d'une dégradation climatique ».

La comparaison des données climatiques à l'échelle de l'Europe « centre-ouest » et du Massif Central fait apparaître quelques points convergents :

- un **Holocène inférieur** qui apparaît peu stable, marqué par un fort réchauffement des températures jusqu'à l'Atlantique moyen ;
- un **Holocène supérieur** qui semble plus stable dès 6000 BP, caractérisé par une relative pérennité de l'humidité qui s'est prolongée jusqu'au Subatlantique en Limagne.

1.3.2. Evolution de l'impact des activités humaines sur l'environnement au cours de l'Holocène

a. Premiers impacts des sociétés humaines

a.1. En Europe occidentale

L'Holocène est cette période caractérisée par le développement accéléré des sociétés humaines. Au cours de l'Atlantique, un changement majeur s'est produit dans les relations entre les sociétés humaines et l'environnement en Europe Occidentale. Initialement nomades et prédateurs, tributaires de la chasse, la pêche et la cueillette jusqu'au Mésolithique, les humains du Néolithique ont adopté un mode de vie sédentaire, de subsistance par la production, reposant sur l'agriculture et l'élevage.

Les premières sédentarisation de groupes d'humains remontent au début de l'Holocène, au Proche-Orient, entre environ les XI^e et IX^e millénaires avant JC. Dans cette région, la sédentarisation précoce a été

suivie par les débuts de l'agriculture (entre les X^e et IX^e millénaires avant JC), et quelques siècles plus tard sont apparus les premiers indices de l'élevage (Vigne, 2004). Pour évoquer cette importante transition d'une économie de prédation à une économie de production et les conséquences socio-économiques qui en découlent dans le contexte proche oriental, Childe (1925) in Mazurié de Keroualin (2003) introduit le concept de « **Révolution Néolithique** ». Les travaux de Mazurié de Keroualin (*ibid*) montrent que la Néolithisation de l'Europe depuis le foyer Proche Oriental s'est déroulée de façon arythmique, en cinq étapes entre 6800 et 5000 ans avant JC, selon des modalités différentes qui ne sont pas l'objet de la présente étude. L'auteur précise que les causes de la diffusion du Néolithique hors de son aire d'origine peuvent être multiples, mais que les raisons qui ont déclenché un départ vers l'Europe restent indéterminées.

Ce changement de mode de subsistance a dû bouleverser presque tous les aspects de la vie des sociétés humaines et a posé les fondations du développement de l'urbanisme, la propriété et des hiérarchies sociales.

L'étude des pollens piégés dans des sédiments est un très bon outil qui permet de mettre en évidence la présence de l'agriculture. Walker et Singh (1993), à partir d'une centaine de références, ont proposé une synthèse globale des dates d'apparition des premiers indices d'impacts humains sur la végétation (Fig. 1.11).

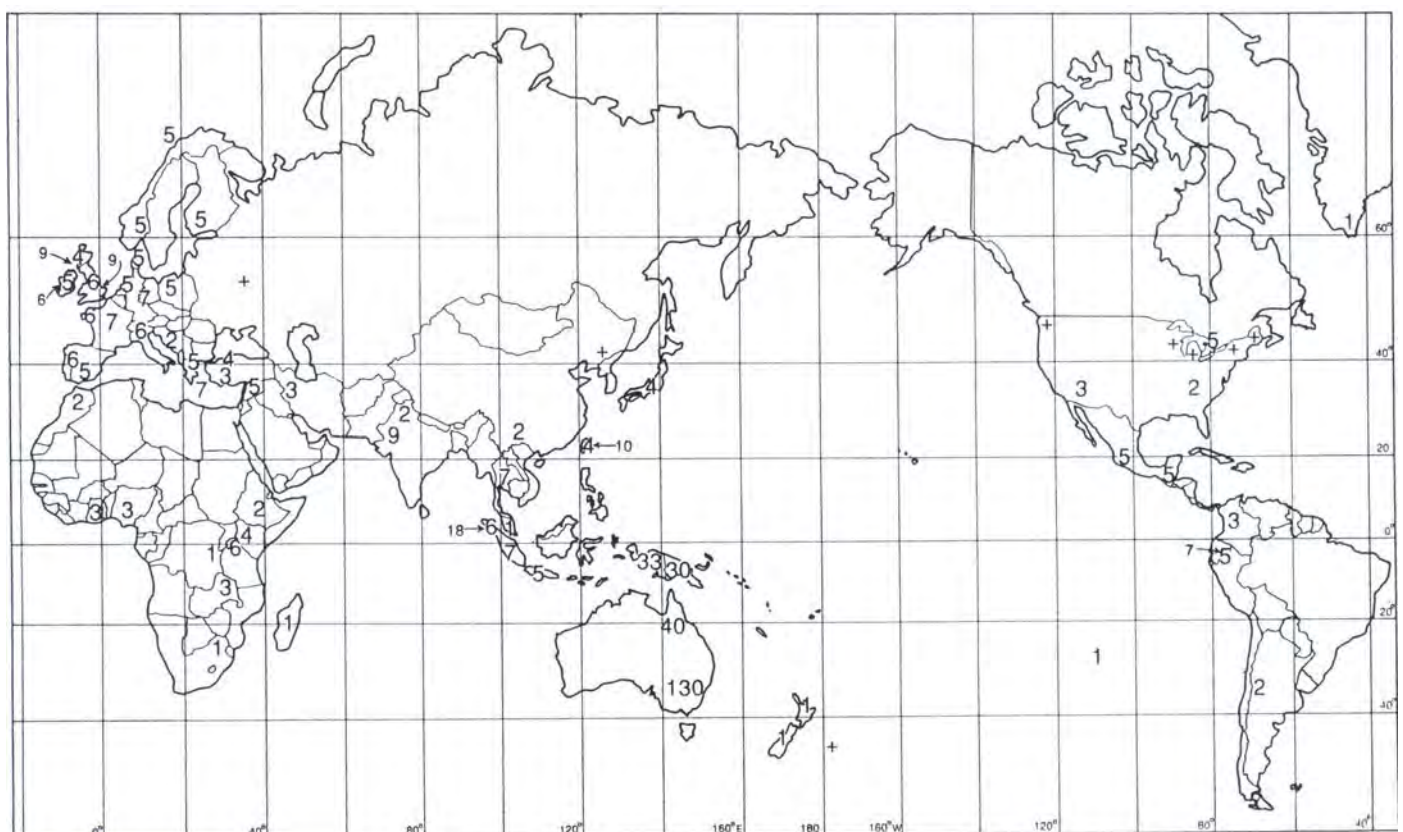


Fig. 1.11 : dates des premiers indices palynologiques des impacts humains sur la végétation. Les dates sont arrondies au millier d'années BP, les croix indiquent des impacts très récents. Les âges indiqués en plus petits caractères sont incertains. D'après Walker et Singh (1993).

Comme on peut le voir sur la figure 1.11, l'impact des humains sur la végétation est reconnu depuis 5 à 9 millénaires en Europe.

Toutefois dans le domaine des géosciences, une question reste encore non résolue : **à quel moment les humains ont-ils représenté une pression significative sur l'environnement ?** En particulier, peut-on, avec certitude, imputer aux **activités humaines une augmentation de la production de sédiments, depuis quand, de quelle amplitude et par quels mécanismes ?**

La question sous-jacente à ces interrogations concerne la distinction des effets respectifs de l'impact des variations du climat reconnues au cours de l'Holocène, et de l'impact des modes d'utilisation du territoire par les sociétés humaines. En outre, les interactions entre ces deux paramètres constituent une source de questionnement auxquels il semble bien difficile de répondre.

Il est reconnu qu'**au Tardiglaciaire et au début de l'Holocène**, les sociétés humaines ont, en Europe Occidentale, un rôle très peu important sur le milieu (Zolitschka *et al.*, 2003). En revanche, au cours de l'optimum climatique holocène (entre environ 8000 et 6000 cal BP), alors que l'Europe centrale était couverte par une dense forêt fermée, l'influence anthropique associée à la Révolution Néolithique, est détectée pour la première fois (Zolitschka *et al.*, 2003). Les changements fondamentaux en terme de facteur de l'érosion mécanique sont essentiellement liés à la **déforestation**, premier changement anthropique majeur des géosystèmes, liée au développement de **l'agriculture** et à **l'utilisation du labour** (Kalis *et al.*, 2003 ; Zolitschka *et al.*, 2003), dont les conséquences sur le milieu, et en particulier sur l'érosion, sont évoquées dans le paragraphe 1.2.5. Lang (2002) a montré que dès le début du Néolithique (il y a 7500 à 4200 ans), la déforestation a augmenté l'érosion des sols au sud de l'Allemagne, tandis que Kalis *et al.* (2003) précisent que l'optimum climatique holocène en Europe Centrale (qu'ils placent entre 9000 et 5500 cal. BP) se découpe en trois périodes d'impact environnemental :

- **le début de l'Atlantique (9000 à 7500 cal. BP)**, période aux conditions climatiques et aux couvertures pédologiques stables, caractérisée par un impact anthropique négligeable sur le milieu, même si la présence de la population mésolithique a été dévoilée par l'archéologie ;
- **la fin de l'Atlantique, pendant le Néolithique ancien et moyen (7500 à 6300 cal. BP)**, période plus humide, montrant des indices de changements de la végétation avec des défrichements, qui semblent néanmoins sans conséquence sur le milieu (et sur les processus sédimentaires) ;
- **la fin de l'Atlantique, pendant le Néolithique récent (après 6300 cal. BP)**, période caractérisée par un changement majeur de gestion de l'écosystème forestier, par le développement d'un nouveau système agricole utilisant le **labour** et introduisant de **nouveaux types de cultures**. En conséquence de ces changements, l'impact humain s'observe dans de nombreux archives et types de marqueurs.

Vers la fin du Néolithique, l'agriculture et l'élevage, induisant des changements du paysage sont répandus sur la quasi totalité de l'Europe centrale (Zolitschka *et al.*, 2003). Dearing et Jones (2003) ont aussi précisé qu'au centre et au nord-ouest de l'Europe des pics de production de sédiments correspondant à des phases de mise en culture ont été enregistrés à l'Âge du Bronze, à l'Âge du Fer, et aux époques médiévales et modernes. Lang (2002) a, par ailleurs, mis en évidence des phases d'augmentation significatives du colluvionnement à l'Age du Bronze, à la transition Age du Fer - Empire Romain et au Moyen

Age (vers 800 et 1100 AD), résultat d'une plus grande sensibilité du milieu en conséquence de l'utilisation des terres. Enfin, Vannière *et al.* (2003) ont mis en relation **pratiques agricoles** (éclaircissements et brûlis) et **érosion en nappe** au cours des deux premiers siècles après JC dans la basse vallée du Doubs (Jura).

a.2. Implantation des sociétés néolithiques dans le Massif Central

Daugas et Raynal (1989), à partir de datations (thermoluminescence, ^{14}C) de fragments et tessons de céramiques, signalent l'implantation de groupes du Néolithique dans le Velay dès environ 6800 BP. En outre, comme il a déjà été évoqué, les analyses palynologiques de de Beaulieu *et al.* (1988) (p 24-25) ont permis d'observer les signes de la présence des hommes cultivateurs dans la Narse d'Ampoix, située non loin du Puy de Dôme, vers 6500 BP. Au niveau du site d'étude même, une analyse palynologique réalisée par Gachon en 1963 a révélé la présence de pollens de céréales au cours de l'Atlantique, attribuées par l'auteur « aux premiers stigmates de la présence de l'Homme agriculteur et éleveur ». Enfin, des sépultures trouvées dans le Puy de Dôme (Clermont-Ferrand et Pont-du-Château, respectivement datées à 6010 +/- 140 BP et 6590 +/- 120 BP) attestent, d'après Daugas et Raynal (1989), « l'existence d'un peuplement régional du Néolithique ancien continental limité aux bassins tectoniques et aux plaines de basse altitude », ce qui, d'après les auteurs, « illustre la recherche de terroirs exploitables par l'agriculture ».

Si la présence de groupes d'humains vivant de l'agriculture est démontrée dans le secteur d'étude, l'impact de leurs activités sur le fonctionnement des géosystèmes restent mal définis. C'est ce que tente de préciser la présente étude.

b. Pratiques agricoles depuis le Néolithique

Il est désormais connu que les humains ont cultivé des végétaux (mis en évidence par la palynologie) puis élevé des animaux (grâce à l'archéozoologie), nécessitant la déforestation, le brûlis et le labour. Toutefois, les données plus précises sur le mode de gestion des terres (technique de déforestation, superficie des parcelles cultivées, durée d'utilisation de la parcelle, méthode de travail de la terre, densité des populations...) par les agriculteurs sont très rares, d'autant plus que les périodes concernées sont anciennes. D'autre part, s'il est clairement démontré que les pratiques agricoles récentes (depuis la moitié de XX^e siècle) sont à l'origine d'une accélération de l'érosion des sols (Sunborg, 1986), la détection et l'estimation d'une accélération de l'érosion des sols pour les périodes plus anciennes sont difficiles à mettre en évidence. La connaissance de l'évolution des pratiques agricoles est nécessaire pour mieux en appréhender les effets.

L'ouvrage de Mazoyer et Roudart (1997) apporte de précieux renseignements sur les techniques culturelles depuis le début de l'agriculture. Les auteurs indiquent (p 139) que « les toutes premières cultures néolithiques étaient installées soit dans des espèces de jardins proches des habitations, **déjà défrichés**, fertilisés par les déchets domestiques, soit sur des **terrains fraîchement alluvionnés** par les crues des rivières. Mais comme ces zones privilégiées étaient par nature assez étroites, quand les activités de culture et d'élevage ont pris de l'ampleur, elles se sont nécessairement étendues aux formations boisées et aux formations herbeuses avoisinantes. » Les cultivateurs du Néolithique auraient été dotés de matériel efficace pour couper des arbustes et arbres (haches de pierre polie) ; ils auraient été mieux équipés pour défricher et

cultiver une forêt que pour défricher et cultiver un tapis herbacé dense. Les cultivateurs auraient défriché les terres par essartage, c'est à dire par abattis suivi d'un brûlis sans dessouchage : **système de culture sur abattis-brûlis**. Les parcelles ainsi défrichées n'étaient cultivées que durant quelques années après quoi elles auraient été abandonnées à la friche boisée durant une ou plusieurs décennies, avant d'être à nouveau défrichées et cultivées. Cette alternance de système de culture aux friches boisées de longue durée aurait formé une rotation de durée variant d'une dizaine à une cinquantaine d'années. D'après les auteurs, une fois toutes les réserves vierges investies, et la densité de population augmentant, la fréquence et l'intensité des défrichements se seraient accrues amorçant ainsi une dynamique de déboisement, ou de **déforestation** des terres cultivées par abattis-brûlis, ce qui a fini par rendre impossible ce genre de culture.

La déforestation s'est étendue progressivement d'est en ouest et du sud au nord de l'Europe à l'Age des métaux, entre 2500 avant JC et les premiers siècles après JC. Au fur et à mesure de cette déforestation, des **systèmes à jachère et à culture attelée légère** se sont développés. Les systèmes de culture à l'araire (instrument de labour) avec jachère biennale et élevage pastoral associé sont devenus prédominants dès l'Antiquité. Le Moyen Âge de l'Europe du sud-ouest a connu une « révolution agricole », par le passage à des **systèmes agraires à jachère et culture attelée lourde**, marquée par l'utilisation de chars à roues et la charrue permettant un véritable labour qui jusqu'alors était réalisé manuellement (l'araire scarifiait le sol sans le retourner). L'agriculture s'est par la suite de plus en plus intensifiée, mécanisée jusqu'à la révolution agricole contemporaine au cours de la seconde moitié du XX^e siècle (grande motorisation et mécanisation, sélection de plantes et animaux, large consommation d'engrais, pesticides...).

Les techniques d'utilisation des terres pour la culture au cours de la Préhistoire et jusqu'au Moyen Âge peuvent se résumer en quatre moments clés qui présentent une gradation dans le potentiel d'érodabilité des sols.

(1) Le début du Néolithique. Les agriculteurs auraient été plutôt « opportunistes », établissant leurs cultures sur des parcelles déjà défrichées ou déboisées, entraînant des modifications modérées de la couverture végétale.

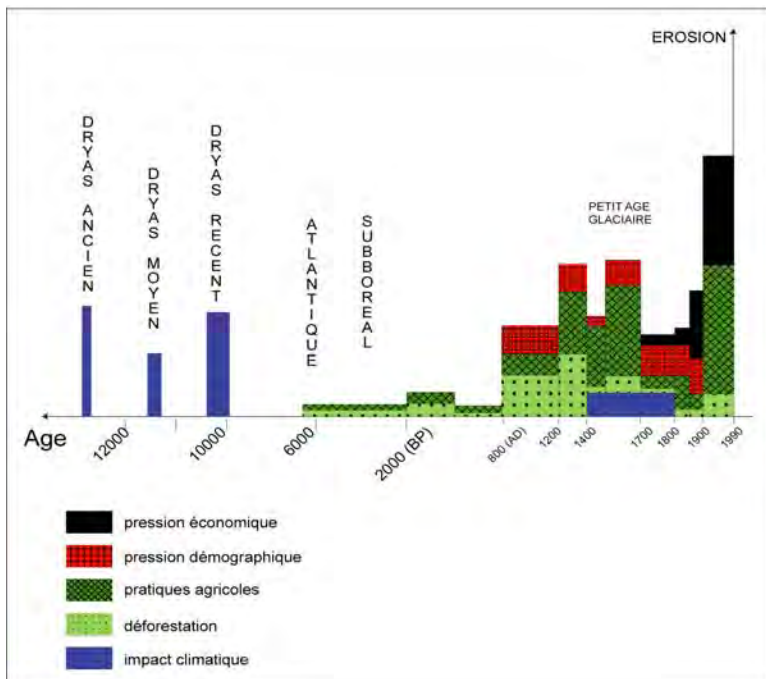
(2) Au cours du Néolithique. Les cultivateurs utilisent la technique de l'abattis-brûlis pour créer de nouveaux espaces voués à la culture. Au départ, ces ouvertures dans les forêts étaient plutôt réduites, et les cultures étaient soumises à rotation, permettant à ces zones défrichées d'être reprises par la friche. Les défrichements ont été de plus en plus généralisés, les rotations plus courtes en réponse à l'accroissement démographique considérable du Néolithique.

(3) Au cours de l'Âge des métaux. Cette période s'est accompagnée de déforestations de plus en plus généralisées, et du passage à un système à jachères et culture attelée légère, avec l'utilisation de l'araire. La surface des sols cultivés a augmenté alors qu'ils sont mis à nu, labourés (de façon peu efficace cependant) et piétinés par du bétail utilisé pour la traction. En outre les animaux pâturent dans les zones non-cultivées.

(4) Au Moyen Âge. Cet épisode est marqué par l'utilisation de systèmes agraires à jachère et culture attelée lourde. Les sols cultivés sont toujours étendus, mis à nu, travaillés avec le bétail, qui piétine et broute. Le changement fondamental est l'introduction de techniques efficaces pour le labour avec l'utilisation des charrues.

c. Impact anthropique et impact climatique sur l'érosion: une distinction difficile

Une abondante littérature montre qu'au moins au cours des cinq derniers millénaires, l'évolution des paysages d'Europe très fréquemment associée à l'augmentation de l'érosion a été conditionnée à la fois par le climat, et par le développement des sociétés. Toutefois, les impacts respectifs de ces deux facteurs sont encore mal connus car ils sont peu ou pas « quantifiés », les interactions complexes entre sociétés humaines et climat n'étant pas encore claires (Kalis *et al.*, 2003 ; Zolitschka *et al.*, 2003). Toutefois, Van Vliet-Lanöe *et al.* (1992) ont



proposé une « histoire du forçage de l'érosion par les différents facteurs climatiques et anthropiques » au cours du Tardiglaciaire et de l'Holocène en Europe de l'ouest sur la base de données archéologiques, géomorphologiques et paléoenvironnementales (voir Fig. 1.12). D'après les auteurs, au cours de l'Holocène, en dehors de l'impact humain, l'érosion est très modeste, et limitée à des processus biochimiques. Les effets du climat seraient sensibles au cours des événements froids du Tardiglaciaire et au Petit Age Glaciaire seulement.

Fig. 1.12 : estimation de l'intensité de l'érosion depuis le Tardiglaciaire en Europe de l'ouest, en relation avec les différents paramètres climatiques et anthropiques (d'après van Vliet-Lanoë *et al.*, 1992)

Vannière *et al.* (2003) ont conclu de leur étude dans le Jura que, depuis le premier siècle ap. JC, les processus d'accumulation de sédiments sont influencés par un **fort impact humain local** sur l'environnement ; une influence plus régionale s'exprimerait lorsque l'intensité et la fréquence des **précipitations** deviendrait un facteur prédominant. Les dynamiques naturelles de l'évolution de l'environnement seraient un facteur de contrainte de l'occupation humaine. Par ailleurs, les auteurs différencient les activités agricoles qui représentent un facteur d'érosion affectant plus spécifiquement les éléments fins, tandis que les détériorations climatiques généreraient des érosions capables d'entraîner des éléments plus grossiers. C'est seulement l'impact joint des deux facteurs qui pourraient expliquer l'occurrence des événements sédimentaires plus violents.

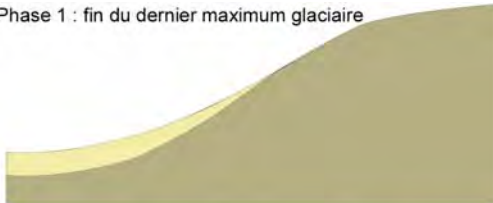
Berglund (2003), développe l'idée d'une corrélation positive entre l'utilisation des terres par les hommes et les changements climatiques. L'auteur précise que même si les relations entre l'utilisation du territoire pour l'agriculture et le climat sont complexes, il semble que :

- **un climat qui s'améliore**, c'est à dire des étés chauds avec des saisons de croissance qui s'allongent et des précipitations modérées, **favorise les récoltes**, en particulier dans les zones marginales plus en altitude ;
- **une situation climatique inverse, désavantage les cultures** et peut changer l'utilisation des terres vers un pâturage extensif, ce qui se traduit par la déforestation et l'expansion des prairies.

d. L'évolution des versants depuis 10000 ans

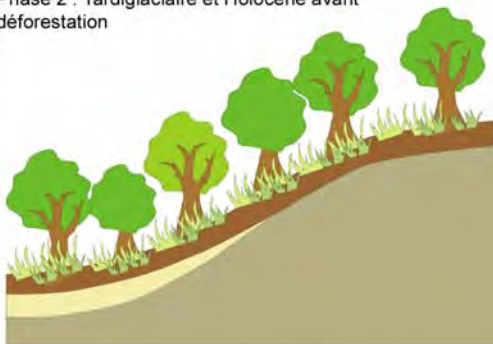
A partir des travaux de Revel et Rouaud (1985) et Preston (2001), il est possible de présenter un schéma conceptuel simplifié de l'évolution des versants depuis le dernier maximum glaciaire jusqu'à l'état actuel, qui tient compte des effets cumulés du changement climatique à la fin du dernier glaciaire et de la déforestation anthropique (Fig. 1.13).

Phase 1 : fin du dernier maximum glaciaire



A la fin du dernier maximum glaciaire la solifluxion a provoqué l'affleurement de substratum sur les parties hautes des versants, tandis que des formations superficielles se sont déposées dans les parties basses.

Phase 2 : Tardiglaciaire et Holocène avant déforestation



Au Tardiglaciaire et à l'Holocène (avant la déforestation) la pédogenèse s'est développée sur les versants. Les sols, non perturbés et en équilibre avec les facteurs de la pédogenèse naturelle se sont développés selon une *catena* sur le substrat et les matériaux soliflués alors que la forêt s'est installée.

Phase 3 : Holocène après déforestation



Après la déforestation et la mobilisation des sols par activation du ruissellement, une redistribution des matériaux a lieu le long des versants : les horizons superficiels des sols ont été érodés en haut des versants et se sont accumulés sur les sols en place en bas des versants.

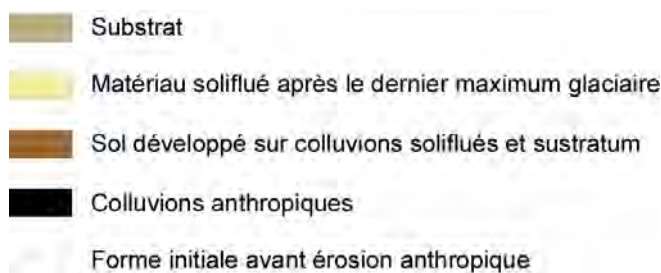


Fig. 1.13 : représentation schématique de l'évolution d'un versant et de ses couvertures superficielles avant et après les impacts de la déforestation. D'après Revel et Rouaud (1985) in Campy et Macaire (2003) et Preston (2001).

RESUME DU CHAPITRE 1

L'érosion **mécanique** et **l'érosion chimique** sont influencées par la **lithologie**, le **relief** et la **tectonique**, le **climat** (surtout les précipitations), la **végétation** et, depuis le milieu de l'Holocène, par les **activités humaines**.

A l'échelle de temps considérée (**Tardiglaciaire** et **Holocène**), les facteurs variables qui influent sur l'érosion sont essentiellement le **climat** et les **activités humaines**. Ces deux facteurs conditionnent la **végétation** qui exerce un rôle fondamental sur la protection des roches et sols vis à vis de l'érosion.

Le **climat** des 15 derniers millénaires est affecté de **fluctuations** plus ou moins marquées. De façon simplifiée dans le **Massif Central**, secteur concerné par la présente étude, les tendances suivantes ressortent de la bibliographie : un **Tardiglaciaire** marqué par un **réchauffement** interrompu par des **phases plus froides** (Dryas ancien et Dryas récent) ; un **Holocène inférieur** peu stable, marqué par un **réchauffement** des températures jusqu'à l'Atlantique moyen ; un **Holocène supérieur** apparemment plus **stable**, caractérisé par une relative pérennité de **l'humidité** jusqu'au Subatlantique.

D'autre part il est bien établi que des **groupes d'agriculteurs** se sont implantés en **Europe occidentale** au cours de **l'Atlantique**. Depuis la « **Révolution Néolithique** », les **techniques de culture** **ont évolué**, et semblent avoir été de plus en plus susceptibles d'accélérer l'érosion des sols.

Etant donné les **interférences entre la variabilité climatique et de l'évolution de l'utilisation des terres pas les humains**, il est difficile d'estimer les impacts respectifs de ces deux variables sur la production de sédiments.

Chapitre 2. Estimation de l'érosion passée : intérêt et méthodes

A l'issue du chapitre précédent, deux questions essentielles concernant ces interactions sociétés - milieux demeurent sans réponse : **depuis quand les activités humaines ont-elles eu des répercussions sur la production de sédiments, et quels sont les impacts respectifs des humains et du climat sur le fonctionnement des géosystèmes au cours de l'Holocène ?**

Pour apporter des éléments de réponse, il est indispensable de reconstituer les variations passées de l'érosion. Plusieurs méthodes d'estimation de l'érosion ont été envisagées pour des échelles d'espace et de temps différents. Ces différentes méthodes ne peuvent être abordées sans préciser le « principe du bilan de matière », qui met en relation les différents compartiments des géosystèmes sollicités par les processus d'érosion - sédimentation.

2.1. Le principe du bilan de matière

L'érosion est indissociable du transfert de matière et de la sédimentation : **système érosion-sédimentation**. L'analyse de ce système passe par le calcul d'un **bilan de matière**, dont les principaux concepts sont précisés ci après d'après Einsele et Hinderer (1998) et Campy et Macaire (2003).

Dans un bassin, **le système érosion-sédimentation** met en jeu trois « compartiments » (Fig. 2.1).

(1) Le compartiment producteur de matière. Cette partie du géosystème correspond aux versants, où il y a enlèvement ou ablation de matière, **l'érosion E (érosion mécanique E_m + érosion chimique E_c)**, qui peut se traduire par :

- l'abaissement de la surface du sol, l'érosion s.s. ou la **dénudation (D en mm.an^{-1})** ;
- la **production de matière ou production sédimentaire (P en $\text{m}^3.\text{km}^2.\text{an}^{-1}$, ou $\text{t.km}^2.\text{an}^{-1}$)**.

La production sédimentaire inclut des matériaux d'origines et de natures différentes. L'érosion mécanique et chimique des roches et sols constituent respectivement **la production solide (P_s)** qui alimente les sédiments détritiques en aval, **et dissoute (P_d)**, qui charge les eaux superficielles en éléments dissous. Les P_s et P_d incluent la matière organique des végétaux, sols et substratums qui peut être sollicitée par l'érosion. En outre, il peut exister des apports allochtones au bassin, également mobilisés par l'érosion, constituant ainsi la **production allochtone (Pal)** : solide (**Pals**) (cendres volcaniques par exemple) et dissoute (**Pald**) (depuis l'atmosphère, par photosynthèse ou par les activités humaines : nitrates, métaux...).

(2) Le compartiment de transit de matière. Il s'agit du **flux de matière (F)**. A chaque type de matière produite correspond un flux : **minéral solide (F_s) et dissous (F_d)**, et **allochtone solide (F_{als}) et dissous (F_{ald})**, exprimé en $\text{m}^3.\text{an}^{-1}$ ou t.an^{-1} ;

(3) Le compartiment de stockage de matière. A l'issue de son transit, une partie ou la totalité de la matière produite sur le bassin peut être stockée (dépôt ou stockage de matière **S** en m^3 ou t) ; cela engendre des formations superficielles couvrant les versants de façon discontinue et de façon transitoire, ou comblant de façon concentrée les fonds de vallées, en particulier les cuvettes lacustres, où le stock est immobilisé de manière plus pérenne.

Le stockage concerne les particules issues de l'érosion mécanique et chimique des roches et sols : particules issues du détritisme (**Ss pour stock solide**), particules formées *in situ* à partir des éléments dissous (**Sp pour stock précipité**) par précipitation chimique et par bioinduction en particulier dans les lacs. Le stockage concerne également la matière allochtone au bassin (**Sal**) : **allochtone solide (Sals)** et **allochtone dissoute**, reprécipitée *in situ* (**Salp**). Par ailleurs, dans les lacs ou les rivières, il existe des stocks de matière organique autochtone (qui correspondent à une production autochtone) (**Soau**) formés à partir d'apports dissous et d'apports atmosphériques.

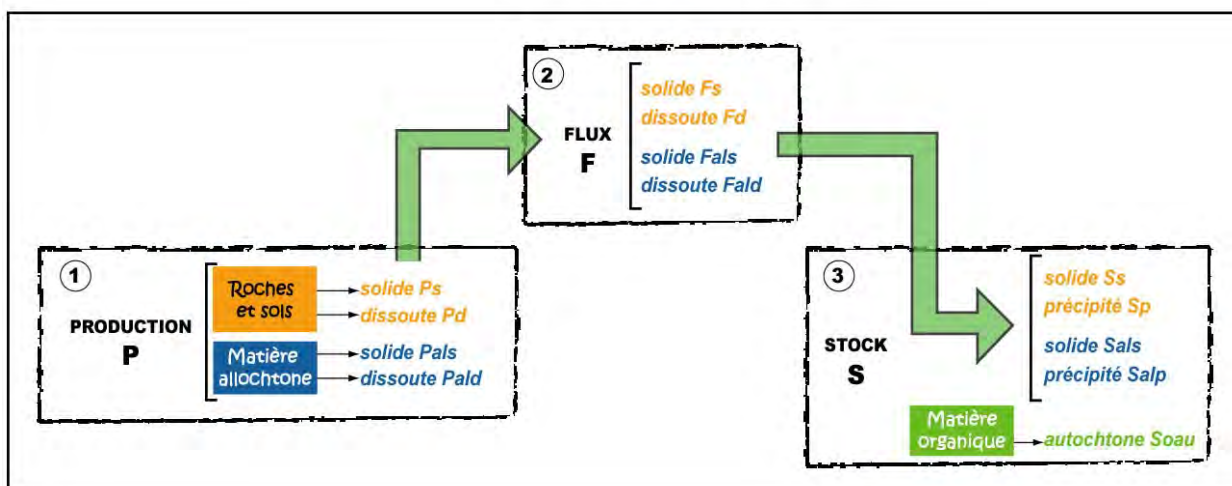


Fig. 2.1 : les trois compartiments mis en jeu dans un bilan de matière, pour un bassin et une durée donnés.

Le bilan de matière pour un bassin versant et une durée donnés est donc (Campy et Macaire, 2003) :

$$E = D = P = F + S$$

De façon plus détaillée, l'érosion E dans un bassin :

$$E = Ps + Pd + Pals + Pald = [Fs + Fd + Fals + Fald] + [Ss + Sp + Sals + Salp + Soau]$$

2.2. Les différentes approches pour la quantification de l'érosion

La quantification de l'érosion, qui peut être exprimée en production sédimentaire en $t.km^{-2}.an^{-1}$, peut être abordée par différentes méthodes. La majorité des méthodes employées visent à estimer l'érosion actuelle à subactuelle des bassins versants. La mesure de l'érosion passée demande une approche particulière.

Il est possible d'estimer l'érosion à partir d'un des trois compartiments décrits dans la figure 2.1, à savoir :

- **à partir du compartiment 1**, par la mesure de P ou D (mesure de l'abaissement de la surface du sol à partir de repères) ; précisons que cette quantification n'est possible pour de courtes périodes de temps que si l'érosion est rapide ;
- **à partir du compartiment 2**, par la mesure de F ; cette mesure est réalisable uniquement sur l'actuel (depuis quelques décennies), et néglige complètement les stocks immobiles de sédiments ; elle ne permet pas d'estimer l'érosion passée ;
- **à partir du compartiment 3**, par la mesure de S ; c'est le seul moyen d'estimer l'érosion passée à long terme, mais avec l'incertitude concernant le taux de piégeage des apports qui doit être évalué.

2.2.1. Les travaux sur l'érosion actuelle à subactuelle

A partir du compartiment 1 ➡ La quantification de l'érosion peut se faire par des approches expérimentales sur microparcelles et parcelles, sur versants expérimentaux et/ou en laboratoire. Elles sont le plus souvent destinées à préciser les processus de l'érosion hydrique et l'influence de paramètres très ciblés tels que la végétation (Dunjo *et al.*, 2004), l'impact des gouttes de pluie (Boiffin, 1984) ... Cependant les résultats peuvent être difficiles à extrapoler sur de plus grandes superficies et/ou aux conditions réelles de terrain. La quantification de l'érosion peut aussi être abordée par l'analyse de petits bassins versants « naturels » (Walling *et al.*, 2002) : de nombreuses quantifications de l'érosion et de la sédimentation associées ont ainsi été menées à l'échelle de parcelles ou de bassin versants à l'aide du ^{137}Cs , marqueur radioactif environnemental (Wallbrink et Murray, 1993 ; Walling *et al.*, 1996 ; Sogon, 1999). Le ^{137}Cs permet l'estimation de l'érosion au cours des 40 dernières années.

A partir du compartiment 2 ➡ De nombreuses études ont quantifié la production sédimentaire à partir **des flux de matière solide et/ou dissoute dans les systèmes fluviaux** actuels (Holeman, 1968 ; Milliman et Meade, 1983 ; Meybeck, 1988 ; Milliman, 1990 ; Probst, 1990). Cette méthode est basée sur la mesure du débit d'une rivière et de la concentration des matières en suspension (flux solide) et dissoutes (flux dissous) en un point du cours d'eau (souvent sur l'embouchure à l'océan) : il est ainsi possible de calculer le taux moyen de production solide et dissoute par le bassin versant drainé en amont, la charge de fond, généralement minoritaire, étant estimée ou négligée. Cette méthode a généralement été appliquée sur de très grands bassins, échelle à laquelle la variabilité locale de la production de sédiments (P) ne peut être estimée. Plus récemment des mesures de P ont porté sur de petites rivières de montagne très actives à cet

égard (Milliman et Syvitski, 1992 ; Farnsworth et Milliman, 2003). Ces travaux donnent la production nette du bassin vers l'aval, mais la production absolue et la redistribution de la matière à l'échelle d'un versant ou dans un bassin versant restent inconnues.

De plus, ces mesures effectuées sur cours d'eau actuels ne permettent pas d'appréhender le fonctionnement « naturel » du système producteur, car le contexte est généralement anthropisé. En conséquence, il paraît difficile de distinguer l'impact des paramètres naturels et anthropiques dont l'analyse nécessite des informations sur des durées plus longues que celles de l'enregistrement des débits des rivières ne dépassant généralement pas quelques décennies (Dearing et Jones, 2003 ; Walling et Fang, 2003).

2.2.2. Quantification de l'érosion passée

A partir du compartiment 1 ➡ L'érosion passée peut être appréhendée par une **mesure directe de l'épaisseur de sol ou de roche érodés** sur les versants : la comparaison d'une surface topographique ancienne, reconstituée avec la surface actuelle, permet de déterminer la vitesse d'évolution du relief ; cette approche inclut Em et Ec. Toutefois cette reconstitution est difficile à mettre en oeuvre, parce que les surfaces anciennes sont rarement datées avec précision (les surfaces alluviales, lacustres ou volcaniques peuvent être utilisées), sont souvent polygéniques et ont évolué à une vitesse variable. Les contextes volcaniques sont particulièrement favorables à cette analyse : les surfaces des anciennes coulées sont nettes, résistent bien à l'érosion, se sont formées instantanément à l'échelle des temps géologiques et sont datables par des méthodes radiométriques (Ruxton et MacDougall, 1967). Une approche voisine, fondée sur l'épaisseur et la nature des profils pédologiques a été développée dans le Terrefort Toulousain par Revel et Rouaud (1985) pour estimer l'érosion anthropique des sols.

L'érosion passée (jusqu'à plusieurs 10 ka, voire à l'échelle du Quaternaire) peut être estimée indirectement à partir de la concentration dans le quartz de ^{10}Be , élément cosmogénique naturel (Schaller *et al.*, 2001). Des taux d'érosion cohérents ont été obtenus par (Schaller *et al.*, 2002) sur des terrasses alluviales de l'Allier et de la Meuse.

A partir du compartiment 3 ➡ La production sédimentaire peut aussi être calculée de façon indirecte, à partir **des stocks de sédiments**.

Les **stocks** peuvent se trouver sur **les versants** : ces formations peuvent être des grèzes, des colluvions (Bertran, 2004 ; Macaire *et al.*, 2002), des éboulis (Macaire *et al.*, 1997). La quantification de ces stocks a rarement été envisagée compte tenu des difficultés à appréhender la distribution de ces matériaux : les formations de versant sont des dépôts discontinus dans l'espace et dans le temps, difficiles à dater et ne permettent pas d'estimer la totalité de l'Em. Par ailleurs, pour de telles formations, il est difficile de séparer les zones d'érosion des zones d'accumulation au sein de systèmes limités dans l'espace, qui correspondent à des stockages transitoires.

La quantification de la P peut être approchée à partir des **stocks de sédiments lacustres** : les lacs naturels ou artificiels sont des sites privilégiés de piégeage des particules en transit car l'énergie mécanique de l'eau est très faible à nulle, permettant la décantation des particules les plus fines. La plus grande partie des particules provenant du bassin versant peut y être stockée, si le temps de résidence des eaux dans le lac est suffisant (Brune, 1953). L'étude des sédiments lacustres renseigne donc à la fois sur l'érosion mécanique dans le bassin versant et sur l'érosion chimique par le biais des particules précipitées dans le milieu lacustre. Le volume des sédiments accumulés pendant une durée déterminée dans le lac récepteur rapporté à la surface du bassin producteur permet d'estimer la production de sédiments, de manière précise lorsque la dépression lacustre est restée fermée.

Compte tenu de leur potentiel d'archivage assez continu des conditions environnementales du bassin (*milieu de dépôt*, notamment les variations de l'épaisseur de la tranche d'eau, de la chimie des eaux ; et *versants*, climat, végétation...), et des possibilités de datations des sédiments, les stocks lacustres ont fait l'objet de nombreuses études. Toutefois, les travaux sont dans la plupart des cas d'ordre qualitatif, et l'érosion, lorsqu'elle est évoquée, n'est souvent évaluée qu'à partir d'un taux de sédimentation apparent (en mm.an^{-1}), n'intégrant pas les trois dimensions du stock de sédiment. Les stocks des réservoirs (lacs artificiels), dont la date de mise en place est connue, ont souvent été étudiés (Schumm et Hadley, 1961 ; Dendy et Bolton, 1976), mais ils ne concernent que des périodes récentes limitées à quelques décennies. Plus prometteuses sont les mesures effectuées dans les lacs naturels car elles permettent ainsi de mettre en relation les stocks sédimentaires avec les variations passées (tardiglaciaires et holocènes notamment) du climat et du couvert végétal. Ces stocks se sont constitués en contexte naturel pour les périodes les plus anciennes, puis ont été influencés par les activités humaines au cours de l'Holocène. De telles investigations ont été réalisées en France par Gay (1995) et Macaire *et al.* (1997) dans le bassin versant montagneux du lac Chambon, par Bichet (1997) et Bichet *et al.* (1999) dans le bassin versant du lac de Chaillexon dans le Jura, par Campy *et al.* (1998) à partir des sédiments glacio-lacustres de la Combe d'Ain, Buoncristiani *et al.* (2002) dans des sédiments du bassin versant marno-calcaire alpin du lac de "Claps". Dearing (1991) et Dearing *et al.* (1987) ont quantifié des sédiments lacustres du sud de la Suède et Hinderer (2001) et Hinderer (2003) les sédiments du lac de Constance dans les Alpes.

Les géosystèmes lacustres fermés dont les bassins versants sont de taille modeste, sont les plus propices à la quantification de l'érosion passée¹. La relative continuité de l'archivage sédimentaire lacustre se prête à établir des relations entre les caractéristiques de la sédimentation et l'évolution des paramètres environnementaux, la taille réduite des bassins versants autorise une réponse quasi-instantanée.

Les géosystèmes lacustres naturels de taille modeste sont donc les plus appropriés pour répondre à nos objectifs de reconstitution de la production sédimentaire au cours de l'Holocène et pour étudier l'impact des activités humaines sur la production et le stockage de sédiments. C'est pourquoi nous avons choisi de réaliser un bilan de matière le plus complet possible dans le bassin versant de l'ancien Marais de Sarliève, lac comblé de sédiments tardiglaciaires et holocènes, possédant un bassin versant réduit.

¹ Toutefois, il est possible d'appliquer cette approche à des systèmes fluviaux ouverts, à condition que les caractéristiques physiographiques du bassin permettent un fort stockage particulaire (Macaire *et al.*, 2002).

Cette méthode présente malgré tout un certain nombre de limites qu'il ne faut pas oublier :

- il est difficile mais néanmoins indispensable de savoir si le géosystème lacustre est resté fermé ou s'il a connu des phases d'ouverture au cours de son histoire, car c'est ce qui conditionne la qualité du piégeage des apports solides et dissous ;
- il est nécessaire mais parfois délicat de différencier l'origine des matériaux stockés (solide, dissous ?) ;
- les stocks de versants ne sont pas quantifiés ;
- la production calculée est moyennée sur l'ensemble de la surface du bassin versant (P spécifique), alors que l'érosion n'est pas égale en tout point du bassin versant.

2.2.3. Vers une modélisation de l'érosion passée

La production de matière peut être approchée par la modélisation, initialement développée pour des objectifs prédictifs, mais aussi plus récemment appliquée à la reconstitution de l'érosion passée... Depuis le modèle empirique de (Wischmeier et D., 1978), l'Universal Soil Loss Equation, et ses nombreux perfectionnements (Renard *et al.*, 1997), des connaissances considérables ont été acquises sur la modélisation de l'érosion des sols avec en particulier le développement des modèles à base physique. Ces derniers ne sont plus seulement basés sur des relations statistiques issues d'observations, mais sur la compréhension des processus à l'origine des relations empiriques observées. Concernant plus particulièrement l'érosion passée ou le développement des paysages, les modèles doivent en plus inclure une dimension spatiale : « *spatially distributed process based models* » du type modèle EPIC, WEPP, EUROSEM, conçus à l'échelle des parcelles, ou EROSION3D, LISEM, MEDRUSH à l'échelle du bassin (Favis-Mortlock *et al.*, 1997 ; Boardman et Favis-Mortlock, 1998). D'après différents auteurs (Boardman et Favis-Mortlock, 1998 ; Jetten *et al.*, 1999 ; Preston et Schmidt, 2003), ces modèles sont les plus appropriés pour la représentation des flux sédimentaires dans un bassin versant pour la période holocène.

Des modèles qualifiés par Preston et Schmidt (2003) de « modèles de flux de sédiments », ont été développés récemment pour simuler l'évolution du paysage au cours de l'Holocène : par exemple Favis-Mortlock *et al.* (1997) ont utilisé le modèle EPIC pour simuler l'érosion de couvertures loessiques depuis 7000 ans. Coulthard *et al.* (1999) ont utilisé le modèle CAESAR pour simuler le développement d'un bassin de drainage sur une période de 9000 ans.

Ces modèles de l'érosion ou de l'évolution du paysage sur une longue période passée, même s'ils sont très perfectionnés, nécessitent d'être paramétrés, calibrés et validés. Ils ont donc besoin de données suffisantes, fiables et appropriées, qui ne peuvent être obtenues que par l'approche naturaliste d'un bilan de matière.

2.3. La quantification de l'érosion passée dans un géosystème lacustre

La quantification de l'érosion passée dans un géosystème lacustre s'appuie sur le principe du bilan de matière ($P=F+S$) comme précisé paragraphe 2.1. L'érosion ou production P d'un bassin versant (compartiment producteur) peut être calculée à partir des stocks de sédiments (compartiment de stockage), après évaluation des flux (F) en aval du lac (faibles dans les systèmes fermés). Par ailleurs, dans les stocks de sédiments lacustres, les composantes organiques issues du bassin versant, ou formées *in situ* (Soau) sont, sauf cas particuliers comme les tourbières, souvent faibles. Il en est de même pour les stocks allochtones au bassin versant (Sals et Salp) généralement réduits. Dans une première approximation on peut donc considérer que $P = P_s + P_d = S_s + S_p$, mais dans chaque géosystème, l'importance de F_s , F_d , Sals, Salp, et Soau doit cependant être évaluée.

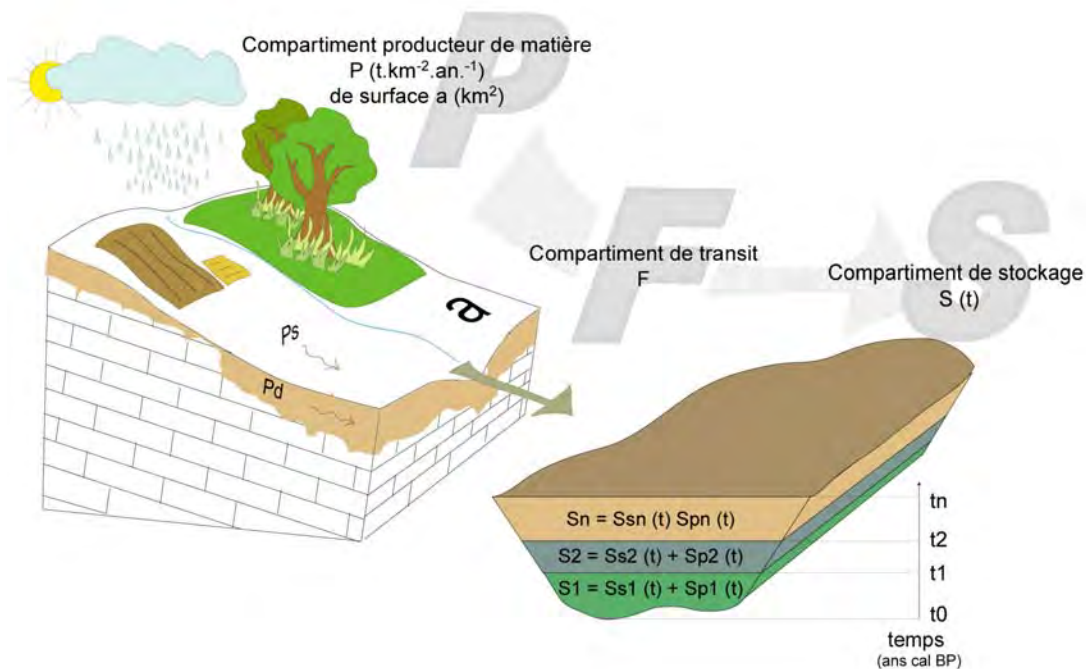


Fig. 2.2 : schéma du concept du bilan de matière en contexte lacustre.

P , la Production sédimentaire, P_s , la Production solide et P_d , la Production dissoute ; F , le Flux ; S , le Stock, S_s , le Stock solide et S_p , le Stock précipité.

Chaque étape du remplissage lacustre se matérialise par la mise en place d'une unité de sédiments, dont les limites spatiales doivent être calées dans le temps (limites inférieure, supérieure et latérales). La masse des sédiments stockés dans chaque unité, au sein de laquelle les parts respectives de sédiments détritiques et formés *in situ* doivent être identifiées, est quantifiée à partir des volumes et masses volumiques. Pour chaque unité, la masse des sédiments stockés est rapportée à la surface (a) contemporaine du bassin versant et à la durée (t) de mise en place de l'unité, ce qui permet de déterminer la production spécifique de matière en $t.km^{-2}.an^{-1}$.

Par exemple pour la période comprise entre t_0 et t_1 (Fig. 2.2) : $P_1 = P_{s1} + P_{d1} = (S_{s1} + S_{p1}) / [a * (t_0 - t_1)]$.

Toutefois, deux questions sont à discuter :

- pour chaque étape de mise en place, l'intégralité de la matière érodée est-elle stockée dans la cuvette lacustre sans stock provisoire sur les versants ?
- au cours du dépôt de chaque unité, le système lacustre était-il fermé, ou le temps de résidence des eaux était-il suffisamment long pour piéger tous les produits de l'érosion ? dans le cas de systèmes lacustres drainés en aval une partie de la production, notamment Pd, est inévitablement évacuée.

Cette démarche de quantification nécessite **l'analyse de la géométrie et de la nature du compartiment producteur de matière**, afin de définir les matériaux susceptibles d'être érodés mécaniquement ou d'être dissous et leurs conditions d'affleurement. Cela permettra d'estimer la composition « moyenne » des produits érodés sur le bassin versant. Cette analyse ne peut être faite que sur l'actuel, mais peut servir de base à la reconstitution du système producteur passé.

Il est en outre indispensable de procéder à **l'analyse de la géométrie, de la nature et de l'origine des sédiments stockés** (Ss et/ou Sp), ce qui inclut chronostratigraphie, faciès, distribution, compositions minéralogique et chimique. Ces caractéristiques permettent d'estimer des paramètres liés au niveau lacustre tels que la **profondeur du lac / cote de la tranche d'eau** (d'où la capacité de stockage), **l'extension latérale de la surface lacustre** (d'où la superficie des versants producteurs), et la **chimie des eaux** (informations issues des produits de la précipitation chimique, biominéralisation, bioinduction).

Enfin, cette approche impose l'étude des paramètres environnementaux liés au développement de la végétation, du climat et des sociétés, contemporains de l'érosion des versants (palynologie, archéologie) ce qui nécessite la collaboration avec des spécialistes de ces domaines.

2.4. Choix du site d'étude

Le bassin du **Marais de Sarliève** (Fig. 2.3), géosystème lacustre situé au sud de la Limagne dans le Puy de Dôme a été choisi pour quantifier l'érosion passée, et cela pour plusieurs raisons.

C'est un bassin situé en basse altitude (345 m) de dimension modeste (28 km²) qui s'individualise au sein de formations marno-calcaires de l'Oligocène de Limagne. Il est situé dans le bassin versant de la Loire, tout comme le bassin du lac Chambon, en contexte cristallin à plus haute altitude, pour lequel un bilan de matière pour le Tardiglaciaire et l'Holocène a été réalisé par Gay (1995). De la sorte, la confrontation des variations des productions sédimentaires de ces sites pourra être envisagée.

La dépression de Sarliève, lacustre à palustre selon les époques, a été **comblée de sédiments tardiglaciaires et holocènes** jusqu'au XVII^e siècle, date de son assèchement artificiel. L. Gachon a réalisé, au début des années 1960, la première étude sédimentologique et palynologique d'une carotte de 5,20 m prélevée dans le marais. Selon l'auteur « la dépression de Sarliève constitue un véritable enregistreur de l'évolution paléoenvironnementale holocène, et constitue assurément le seul piège à sédiment de cette envergure en Basse Auvergne, par ailleurs l'un des rares pièges à sédiments de la Limagne propice à la conservation des pollens » (Gachon, 1963).

Le bassin du Marais de Sarliève se localise au débouché de la vallée de l'Allier sur la plaine de Grande Limagne, et se situe dans un **secteur-clef de l'histoire du peuplement en Auvergne**. Deux axes routiers majeurs se rejoignent en bordure nord du lac depuis l'Antiquité : la voie de Lyon à Saintes, et celle qui reliait Clermont-Ferrand au Midi. Par ailleurs, le bassin a été au contact des centres de pouvoir arvernes : complexe d'Aulnat/La Grande Borne, *oppida* de Gergovie, Corent et Gondole, chef-lieu de cité *Augustonemetum* (Trément *et al.*, soumis).

Le secteur du Marais a fait l'objet, au cours des toutes dernières années, de nombreuses opérations d'archéologie préventive, en particulier dans le cadre de la construction de la Grande Halle d'Auvergne. Le remplissage lacustre et ses bordures ont été prospectées (fouilles menées par G. Vernet, INRAP). Par ailleurs, des prospections systématiques ont été réalisées par F. Trément (Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand) sur l'ensemble du bassin. Ces travaux fournissent de précieuses informations sur le peuplement du bassin de Sarliève au cours du temps ; en particulier l'approche spatialisée par prospections systématiques, permet de restituer l'évolution de l'habitat avec une précision inhabituelle. Des indices montrent que cette dépression a été fréquentée par l'homme à la fin du Paléolithique (Vernet, soumis) et du Néolithique au Moyen Âge. Le bassin versant présente une densité remarquable des sites, avec des contrastes très marqués dans les dynamiques de l'occupation du sol. Ces prospections archéologiques ont été associées à l'intervention de spécialistes de diverses disciplines : l'histoire (exploitation des textes médiévaux par G. Fournier), la toponymie, la palynologie (J. Argant, et B. Prat), l'étude des microfossiles non polliniques (J.A. Lopez Saez), la carpologie (M. Cabanis), mais aussi l'anthracologie, l'archéozoologie et l'étude des micromammifères (études en cours).

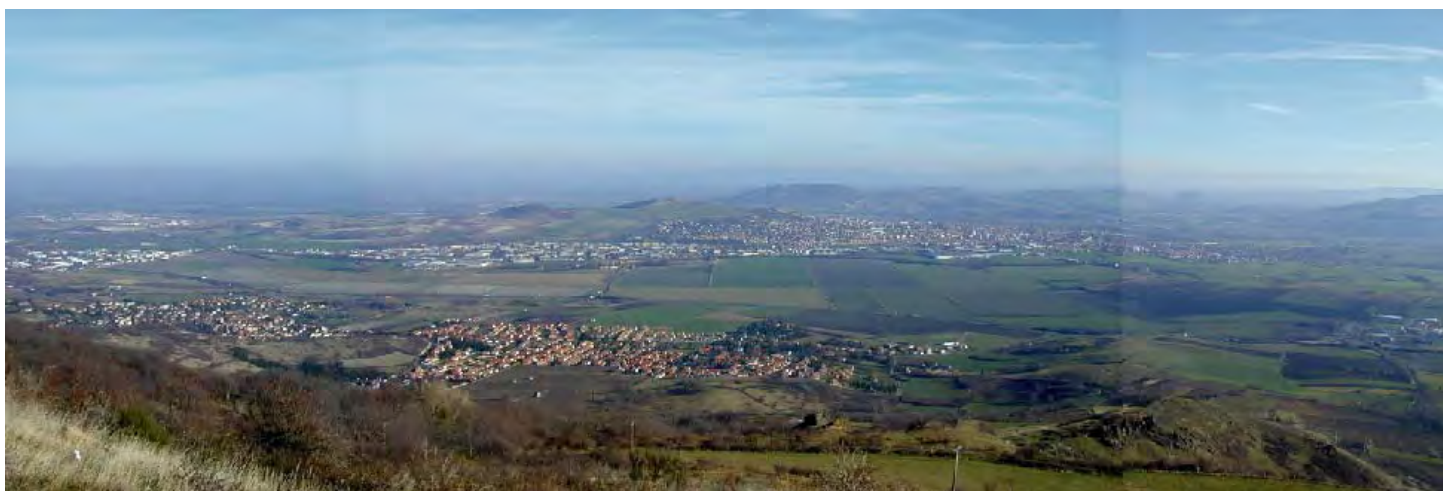


Fig. 2.3 : l'ancien Marais de Sarliève depuis le Plateau de Gergovie. Photos de J. Argant.

RESUME DU CHAPITRE 2

Pour étudier l'érosion dans un géosystème, trois compartiments doivent être pris en compte « érosion / transit / stockage » dont les relations peuvent être résumées par :

E (érosion) ou P (production sédimentaire) = F (flux) + S (stocks).

Dans un bassin, l'érosion peut être estimée de plusieurs manières, sur des surfaces, et pour des durées différentes (érosion actuelle, subactuelle, passée) : à partir de la mesure directe de l'érosion E (difficile à mettre en œuvre, car il est difficile de dater des surfaces), à partir des flux F aux débouchés de cours d'eau (ne peut être fait que sur l'actuel), à partir des stocks S (implique que l'intégralité des matériaux érodés soient déposés, sans perte en aval).

Pour plusieurs raisons, **les stocks de sédiments lacustres** semblent être un bon outil pour estimer la production sédimentaire passée et sa variation au cours du temps. Les sédiments lacustres présentent une plus grande facilité à être quantifiés (car concentrés dans une dépression) et ils constituent un bon archivage sédimentaire qui, selon le géosystème, peut être relativement efficace, continu et pérenne à l'échelle de temps envisagée.

Ainsi, à partir des stocks de sédiments lacustres exprimés en masses, rapportés à la surface de production et à leur durée de mise en place, il est possible d'estimer la production sédimentaire minimum à l'origine de tels stocks.

Le **Marais de Sarliève** est un ancien lac actuellement asséché situé dans un petit bassin versant de la **Plaine de Limagne**. Il est comblé de **sédiments marno-calcaires**, mis en place au **Tardiglaciaire** et à **l'Holocène**. Etant donné la bonne conservation des pollens, fait assez rare en Limagne, les sédiments du Marais offrent la possibilité d'étudier les paléoenvironnements du secteur. En outre, le marais est situé dans un secteur-clef de l'histoire du peuplement en Auvergne. De surcroît, des prospections archéologiques de grande ampleur associées à l'étude de paléoenvironnements ont été entreprises dans le bassin de Sarliève.

Pour ces raisons, le géosystème constitué par le Marais de Sarliève et son bassin versant présente les qualités requises pour l'estimation de l'érosion passée.

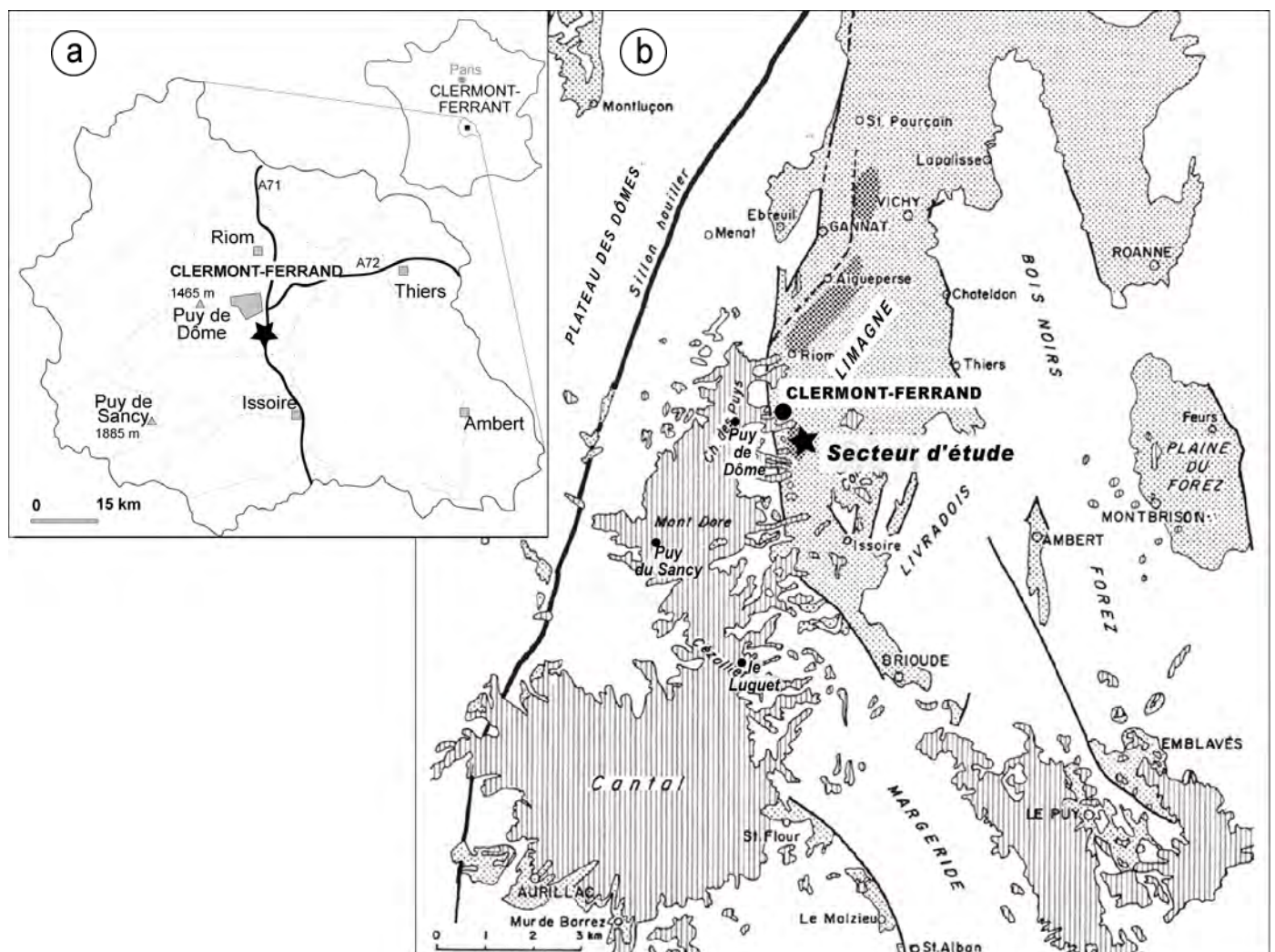
PARTIE II

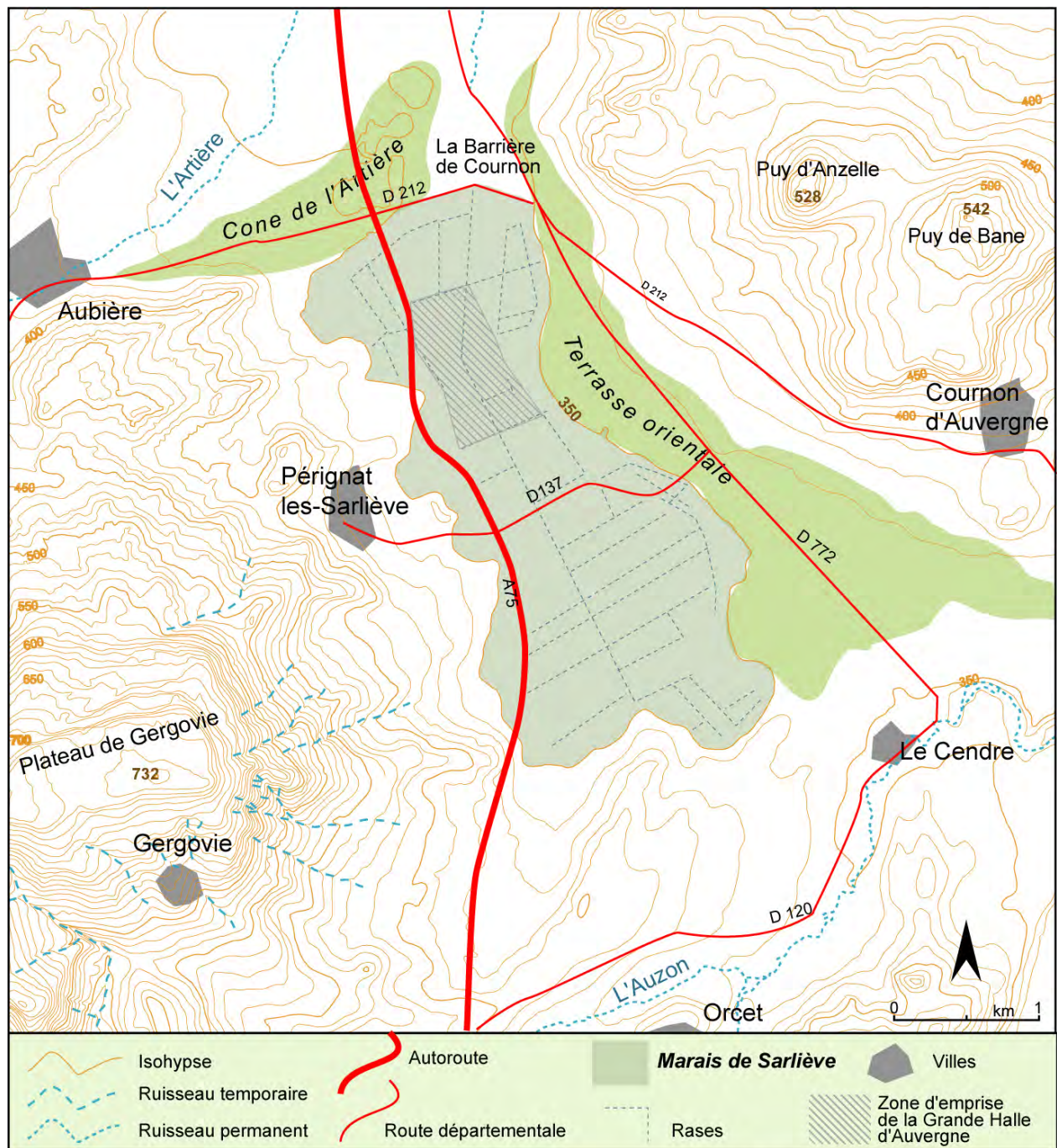
Le bassin versant producteur de matière

Chapitre 3. Présentation du Marais de Sarliève et de son bassin versant

3.1. Situation géographique

Le Marais de Sarliève, ancien lac actuellement asséché, d'une surface d'environ 5 km², se situe dans le département du Puy-de-Dôme (Massif Central, France), à quelques kilomètres au sud-est de Clermont-Ferrand, à cheval sur les communes de Pérignat-lès-Sarliève et de Cournon d'Auvergne, au pied du Plateau de Gergovie (Fig. 3.1 a et b et Fig. 3.2).





Complété d'après Trément *et al.* (soumis)

Fig. 3.2 : site d'étude, le Marais de Sarliève.

Le **Marais de Sarliève** se situe entre 300 et 500 m d'altitude, en plaine de **Limagne**, fossé tectonique formé dans le socle hercynien et à comblement sédimentaire. Dans la région du Marais de Sarliève, la Limagne est bordée à l'ouest par le plateau des Dômes (800 à 900 m d'altitude) où culminent des reliefs volcaniques : la chaîne des Puys avec le Puy de Dôme, point culminant à 1464 m d'altitude. Plus au sud se trouve le Mont Dore où domine le Puy de Sancy (1885 m), et le plateau du Cézallier au relief très adouci, culminant à 1550 m au Signal du Luguët (Fig. 3.1 b) (Autran et Peterlongo, 1979).

A l'est, la Limagne est limitée par des montagnes cristallines composées de deux entités séparées par la vallée de la Dore :

- le Livradois, plateau accidenté dont l'altitude décroît régulièrement du sud (1150 m) vers le nord (500 à 600 m) ;
- les Monts du Forez, prolongés au nord par les Bois Noirs, qui constituent une haute échine dénudée dont la ligne de crête culmine à 1634 m.

Le bassin versant du Marais de Sarliève est fermé à l'amont par des collines de marnes oligocènes où se trouve le village d'Orcet et à l'aval par la terrasse fluviale de l'Artière (Fig. 3.2). L'ancien lac constitue un replat topographique d'environ 5 km² à 343-344 m d'altitude, allongé selon une direction NNW-SSE. Il présente deux lobes (un au nord et un au sud) séparés par une zone plus étroite. La limite d'extension du remplissage lacustre correspond approximativement à la cote 350 m.

Le maintien de l'assèchement de cet ancien lac ou marais est assurée par un réseau de fossé de drainage (les rases). La partie nord de ce replat est occupée actuellement par la « Grande Halle d'Auvergne » et le « Zénith », et la partie sud est en culture (blé et maïs essentiellement). Le marais est encadré à l'est par les reliefs que constituent les puys d'Anzelle (528 m) et de Bane (542 m), et au sud-ouest par le plateau de Gergovie (732 m).

3.2. Caractéristiques climatiques et végétation actuelles du secteur étudié

Du point de vue climatique, la Limagne de Clermont est située à la charnière des influences océanique et continentale. De plus, la compartimentation géologique du secteur et le relief contrasté qui en découle, lui confère une très grande variabilité spatiale des paramètres climatiques.

3.2.1. Les données climatiques

La Limagne, abritée par les reliefs de l'ouest, est marquée un **régime continental marqué**. Comme l'illustre la figure 3.3, la Limagne reçoit moins de 700 mm d'eau par an et certaines zones bien abritées reçoivent moins de 600 mm, valeur **parmi les plus faibles de France** : c'est le cas du secteur de Clermont-Ferrand dont le diagramme ombrothermique est présenté en figure 3.4. On peut voir sur ce diagramme que le secteur de Clermont est affecté par des hivers secs et des orages forts en fin de printemps (mai / juin) et été (août / septembre). Ces pluies peu abondantes sont en outre réparties sur un faible nombre de journées (132 jours par an à Clermont Ferrand) (Kessler et Chambraud, 1986).

L'influence du relief sur les précipitations est prédominante, essentiellement par la disposition des obstacles montagneux et des fossés d'effondrement orientés nord-sud. Cette disposition du relief, perpendiculaire à la circulation générale d'ouest en est de l'atmosphère est à l'origine des fortes pluies sur les versants des montagnes à l'ouest de la plaine de Limagne qui, plus déprimée, est marquée en

conséquence par une relative sécheresse. Par ailleurs, cette sécheresse est accentuée par un effet de fœhn engendré par les reliefs à l'est de la plaine de Limagne.

Ainsi, comme le montre la figure 3.3, les reliefs à l'ouest de la Limagne sont soumis à une influence océanique avec des précipitations élevées, et sont marqués par une répartition saisonnière plus régulière des précipitations (Monts Dômes, Cézallier : 1200 à 1400 mm et Mont Dore : 1600 mm à plus de 2000 mm). Les reliefs à l'est de la Limagne présentent également des précipitations élevées (Livradois : 1000 mm et Forez et les Bois-Noirs 1200 mm).

Le relief est également à l'origine de contrastes **thermiques importants**. Sur les plateaux et les massifs montagneux qui encadrent la plaine, les températures sont directement liées à l'altitude. La température moyenne annuelle y évolue entre 9 et 7°C entre 800 m et 1000 m d'altitude, de 7 à 5°C au delà. En revanche, la **Limagne** connaît une température moyenne annuelle **voisine de 11°C**.

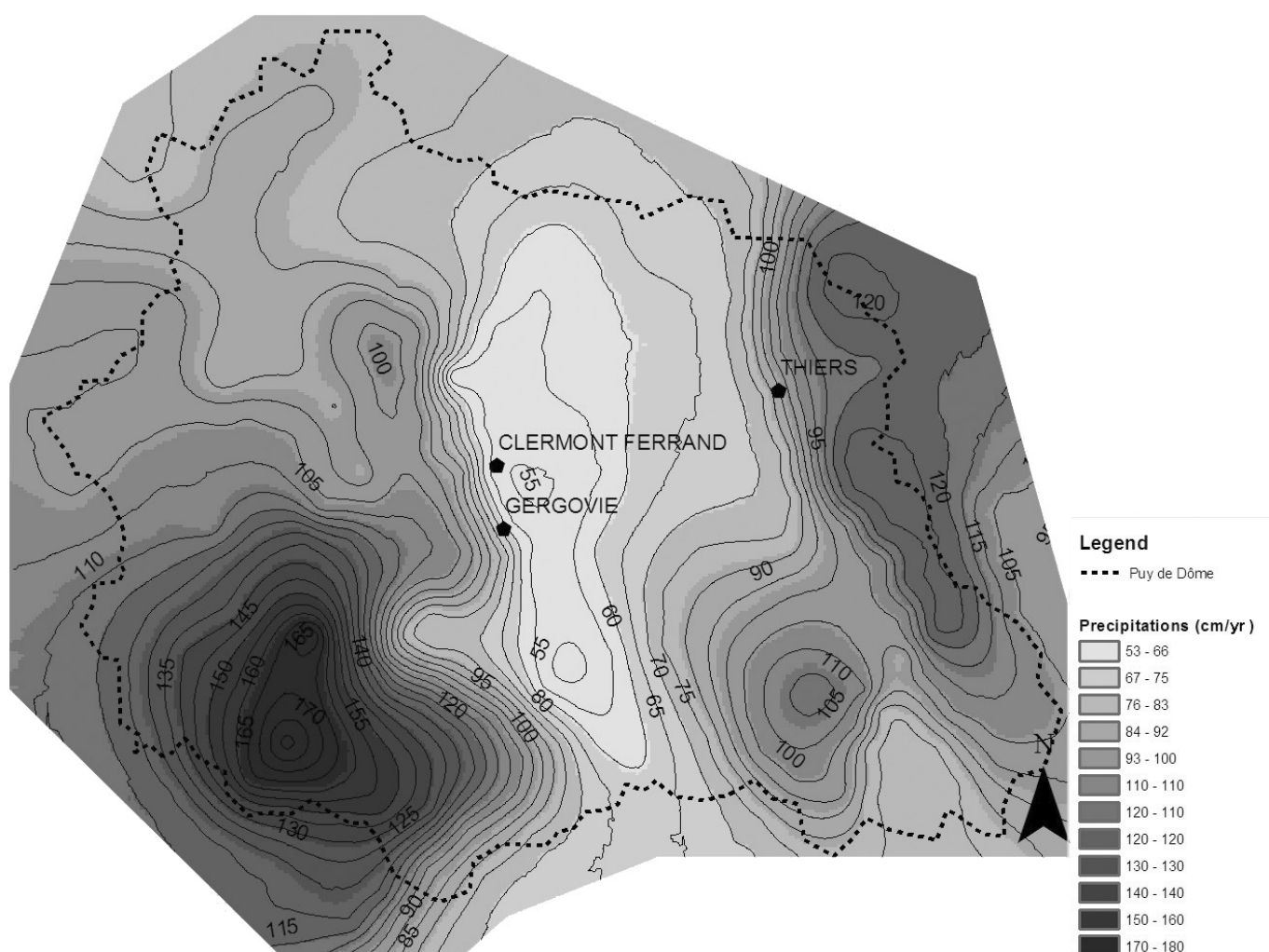


Fig. 3.3 : répartition de la moyenne annuelle des précipitations (cm) dans le département du Puy de Dôme. D'après la moyenne des années 1951 à 1970, dans (Kessler et Chambraud, 1986).

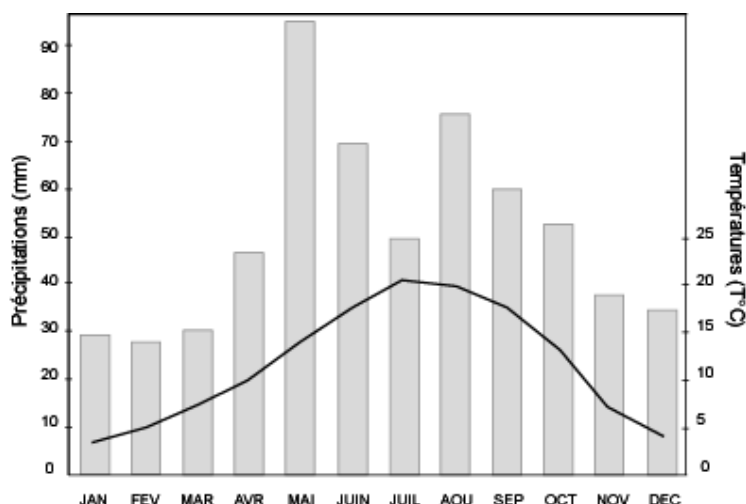


Fig. 3.4 : diagramme ombrothermique de la station de Clermont-Ferrand/Aulnat (330 m) (moyenne des années 1961 à 1990, données Météo France).

3.2.2. La végétation actuelle

La plaine de basse altitude que constitue la Limagne de Clermont est réputée pour la fertilité de ses sols et, pour cette raison, constitue un domaine de grande culture céréalière (blé, maïs...). Dans le secteur qui entoure le bassin du marais, riche en petits mamelons d'origine volcanique (secteur appelé Pays des Buttes), la céréaliculture domine dans les vallons, tandis que l'urbanisation et les friches ont aujourd'hui gagné du terrain sur les versants autrefois couverts de vignes et d'arbres fruitiers. Les arbustes se trouvent le plus généralement sur les versants exposés nord, tandis que ceux exposés sud, plus secs, sont plutôt recouverts de landes.

La surface de l'ancien lac de Sarliève constitue un terrain fertile aujourd'hui occupé par des cultures de céréales, de maïs et de plantes fourragères (*Brassicaceae* en particulier). Proches de l'agglomération clermontoise, ces terrains sont cernés de plus en plus près par les zones industrielles et les habitations. La végétation spontanée s'en trouve considérablement réduite, à la fois sur les pentes des reliefs avoisinants, et dans la cuvette où elle se résume à des roseaux poussant au bord des rases traversant le « marais » et aux rudérales liées aux cultures. Seules les pentes du Plateau de Gergovie, à l'ouest du marais, sont recouvertes d'une végétation buissonnante, reconquête de parcelles autrefois cultivées, parmi lesquelles subsistent encore quelques vignes (Argant *et al.*, soumis).

3.3. Contexte archéologique du bassin versant du Marais de Sarliève (d'après Trément *et al.*, soumis)

Le Marais de Sarliève qui s'étend au pied de l'*oppidum* de Gergovie, est situé dans une zone de **première importance** du point de vue **archéologique**. Comme il a déjà été signalé, le bassin se localise au contact des grands centres de pouvoirs arvernes successifs : complexe d'Aulnat/La Grande Borne, *oppida* de Corent, Gondole et Gergovie, chef-lieu de la cité *Augustonemetum* (Trément *et al.* soumis). Deux axes routiers majeurs se rejoignent en bordure nord du paléolac depuis l'Antiquité : la voie de Lyon à Saintes, et celle qui reliait Clermont-Ferrand au Midi.

Le bassin de Sarliève a très tôt été objet d'intérêts, surtout centrés autour de Gergovie. Des fouilles de grande ampleur ont été entreprises à la demande de Napoléon III dans le but de localiser les vestiges laissés par César lors de la fameuse bataille de Gergovie. La présence de deux camps de César a été confirmée à la Serre d'Orcet et sur la colline de la Roche Blanche (située à quelques kilomètres au sud ouest de Gergovie) (voir Fig. 3.2). A ce propos, la question de l'état du lac au moment de la bataille (lac dont César ne fait aucune mention dans ses Commentaires) a très tôt été soulevée, et les avis ont souvent divergé. Plusieurs auteurs estiment que le lac était alors asséché, notamment Bellaigue (1726) cité par Trément *et al.* (*ibid*) qui précise dans sa *Dissertation sur la ville de Gergovie* « Quelle preuve d'ailleurs que ce lac subsista pour lors, ne pouvoit il pas avoir été desseché dans ce temps là, pour la même raison qu'il l'a été depuis plus de 100 ou 120 ans. Au surplus cela est plutôt un marais qu'un vrai lac, n'étant formé que des eaux pluviales qui descendent des lieux voisins. Ce marais en temps de chaleurs et de l'été étoit à sec en très grande partie ». Toutefois la plupart des auteurs du XIX^e et du XX^e siècle (cités dans Trément *et al.* *ibid*) estiment que le lac de Sarliève était en eau lors de la bataille de Gergovie.

Depuis le milieu du XIX^e siècle, le bassin de Sarliève a fait l'objet de multiples découvertes archéologiques : vestiges gallo-romains et médiévaux. Ont été trouvées des agglomérations laténiennes (site de Belde au nord du marais), des nécropoles à incinération à la périphérie au nord-est (La Tène ancienne), et à l'intérieur des limites d'extension maximale du marais (Haut Empire). C'est ce qu'a découvert Vergnette (1926 ; 1927), qui souligne dès lors l'existence probable de phases de total assèchement du marais. D'après ce dernier, cité dans Trément *et al.* (*idib*) « la cuvette du lac de Sarliève, que l'homme magdalénien vit former, voyait à l'époque gauloise le retrait artificiel de ses eaux ».

Les prospections se sont multipliées depuis les années 1980 (au sol, aériennes, fouilles préventives), multipliant les découvertes dans le bassin et à ses alentours. Ainsi en 1987 des fouilles d'archéologie préventives le long du tracé de l'A71 ont permis de découvrir une nécropole néolithique en limite nord du marais (Pontcharaud 2).

Depuis longtemps, les découvertes archéologiques se sont accompagnées de préoccupations paléoenvironnementales ; de nombreux chercheurs se sont posés la question de l'origine et de l'évolution du lac. Le premier scénario d'évolution paléoenvironnementale du secteur de Sarliève, intégrant facteurs climatiques et anthropiques au cours de l'Holocène, fut proposé par Gachon (1963) au début des années 1960, par une approche couplant sédimentologie et palynologie. L'auteur souligne alors que l'Age du Fer constitue une étape majeure dans la prise de possession complète du sol par l'homme. Tandis que Fournier

(1970) met en rapport l'érosion des sols et leur accumulation dans la plaine avec la généralisation des défrichements à partir des derniers siècles de l'Age du Fer et lors des premiers siècles de l'ère chrétienne.

Les nombreuses découvertes archéologiques, et la possibilité d'archivage des paléoenvironnements dans un secteur clé de l'histoire donnent au Marais de Sarliève un intérêt tout particulier, laissant entrevoir la possibilité de préciser les interactions sociétés - milieux. Dans cet objectif, des travaux ont été entrepris récemment : l'exploitation des textes médiévaux, réalisés par G. Fournier ; les travaux de prospection systématique du bassin, dirigés par F. Trément entre 2001 et 2003 ; les fouilles archéologiques de la Grande Halle d'Auvergne, dirigées par G. Vernet. L'ensemble des découvertes sont synthétisées dans Trément *et al.* (soumis).

Par ailleurs, étant donné la problématique de la présente étude visant à préciser les impacts des sociétés humaines sur la production de sédiments, **les prospections archéologiques spatiales systématiques sont du plus grand intérêt**. Ces données quantifiées des prospections systématiques seront présentées de façon plus détaillée dans le chapitre 14 consacré aux paléoenvironnements des versants.

Les fouilles de la Grande Halle ont montré la présence d'objets lithiques de la fin du Paléolithique supérieur (Magdalénien) et du début de l'Épipaléolithique (Vernet, soumis). D'une façon générale, les fouilles de la Grande Halle et les prospections systématiques ont permis de confirmer **une occupation continue du bassin versant depuis la période néolithique**, et de préciser les modalités d'occupation et de gestion des versants et de la dépression lacustre ; celles-ci sont précisées ultérieurement.

3.4. Hypothèses sur la genèse de la dépression lacustre

On trouve en Limagne de nombreuses dépressions semi closes (Marais de Ravel, Marais de Seychalles, Marais de Sarliève...) étudiées par différents auteurs, notamment Gachon (1963) et (Bornand *et al.*, 1968 ; Bornand *et al.*, 1975) pour les fameuses Terres noires qu'elles renferment, terres agricoles les "plus riches de France". Comme il a été évoqué dans le paragraphe précédent, la question de l'origine de ces dépressions et de leur fonctionnement en tant que cuvettes lacustres a intéressé de nombreux auteurs parmi lesquels Derruau (1949), Gachon (1963), Kroonenberg *et al.* (1987) et Lenselink *et al.* (1990). Pour Derruau (1949) la formation de la dépression de Sarliève est due à un barrage formé par les alluvions du cône de l'Artière, situé au nord du marais, au Magdalénien. Pour Gachon (1963) les alluvions situées à l'exutoire du marais sont seulement juxtaposées à la dépression qui doit son origine à un creusement, au Pléniglaciaire moyen et tardif (entre 40000 et 20000 BP), de la zone sans alluvions pré-würmiennes donc moins résistante. Ce creusement aurait été suivi d'un colluvionnement actif et efficace à la fin du Würm, en relation avec le démantèlement des versants par cryoclastie : ces apports auraient obturé la vallée et expliqueraient la formation du lac dans la dépression. L'origine et l'évolution de la dépression proposées par Lenselink *et al.* (1990) sont différentes de celles proposées par Gachon (1963). Sur des critères minéralogiques, ces auteurs font correspondre le cône de l'Artière à la terrasse Fx de l'Allier qui borde la dépression à l'est (Fig. 3.2). Ces alluvions auraient recouvert toute la surface du marais au Pléniglaciaire moyen puis auraient été creusées dans la partie ouest du marais, du Pléniglaciaire moyen au Pléniglaciaire tardif par un "paléoAuzon" qui se serait écoulé dans la partie sud du marais et un système de paléoaffluents

de l'Artière s'écoulant vers le nord. Au Pléniglaciaire tardif l'alternance gel/dégel, active sur les pentes entourant la dépression, aurait provoqué un colluvionnement assez important pour obstruer les paléo-vallées, isoler la dépression et permettre la mise en eau totale du lac au Tardiglaciaire. Gachon (*Op. cit.*) date toutefois le début du fonctionnement du lac en tant que tel du début de l'Holocène.

Plus récemment, sur des arguments tectonique, gravimétrique, planimétriques, l'hypothèse d'une subsidence du fossé limagnais a été évoquée pour expliquer l'affaissement de la zone du marais (Ballut, 2000), hypothèse discutée ultérieurement.

RESUME DU CHAPITRE 3

Le **Marais de Sarliève** (5 km²), lac **actuellement asséché**, est situé en plaine de **Limagne** entre 300 et 500 m d'altitude, à quelques kilomètres au sud-est de Clermont-Ferrand dans le Massif Central. Le secteur déprimé de la Limagne dans lequel il s'inscrit est abrité à l'est et à l'ouest par des reliefs plus élevés qui interceptent l'essentiel des précipitations ; il est marqué par un **climat continental marqué, relativement sec avec des printemps et étés orageux**.

La **végétation** du bassin du Marais de Sarliève est caractérisée par la **céréaliculture**. La surface du marais est pour l'essentiel cultivée, et ses pourtours, comme l'agglomération clermontoise, sont **intensément urbanisés**.

Objet de **recherches archéologiques** remontant à plusieurs siècles, le bassin de Sarliève est situé dans une **zone de première importance du point de vue archéologique**. De nombreuses trouvailles ont mis en évidence les indices d'une **occupation du secteur depuis le Néolithique**. Ces investigations ont en outre conduit à s'interroger sur les **origines et le fonctionnement de la cuvette**, de même que tout ce qui concerne les paléoenvironnements du secteur, et sur les relations sociétés - milieux. Plusieurs hypothèses concernant ces aspects sont proposées dans la littérature ; elles seront envisagées et discutées dans la présente étude.

Après cette présentation très générale du Marais de Sarliève et de son bassin versant, le chapitre suivant précise les caractères physiques, géologiques et pédologiques du bassin du Marais de Sarliève.

Chapitre 4. Caractères physiques, géologiques et pédologiques du bassin versant

La réalisation d'un bilan de matière pour estimer l'érosion passée nécessite de **distinguer l'origine des matériaux piégés dans la cuvette lacustre** : ceux arrivés **sous forme solide** par érosion mécanique des versants (Ps) de ceux **précipités** au sein du lac à partir d'éléments arrivés sous forme dissoute (Pd), et de les quantifier. Ainsi, il est indispensable de caractériser la nature des **roches** affleurant dans le bassin versant, et des **sols** qui s'y sont développés depuis le dernier épisode glaciaire, susceptibles d'avoir produit le matériel sédimentaire piégé dans la cuvette lacustre.

Le relief qui conditionne la pédogenèse, est un facteur important de l'érosion ; il demande aussi à être connu.

4.1. Morphologie du bassin de Sarliève

4.1.1. Réalisation du MNT du bassin versant

L'analyse morphologique, réalisée à l'aide d'un Système d'Information Géographique (SIG), permet de quantifier les paramètres du relief ayant pu jouer un rôle sur l'érosion dans le bassin versant étudié. Le SIG permet en outre la quantification des données relatives à la géologie et à la pédologie du bassin versant, nécessaires à une analyse spatiale des sources de matière.

Le bassin versant de l'ancien marais de Sarliève a été délimité à partir des données des altitudes du secteur et de l'utilisation du SIG. Un Modèle Numérique de Terrain (MNT) (Fig. 4.1) à maille quadrillée uniforme de dimension 20 m * 20 m a été réalisé à l'aide du logiciel *ArcView GIS 8*. Les données ont été acquises à partir des cartes IGN 1/25000 n° 2531E « Clermont-Ferrand » et n° 2532E « Veyre-Monton », par digitalisation des courbes de niveau des cartes scannées et géoréférencées dans le système de projection NTF Lambert II étendu. Les données ont été interpolées par krigeage.

A partir du MNT, un programme d'hydrologie du logiciel *ArcView* (module « calculs hydrologiques »), a permis de déterminer les **directions d'écoulement et du ruissellement accumulé, d'extraire le réseau hydrographique et les chemins d'écoulement**, première étape pour **extraire les limites du bassin versant**. Celui-ci présente une superficie de 28,8 km² (Fig. 4.1).

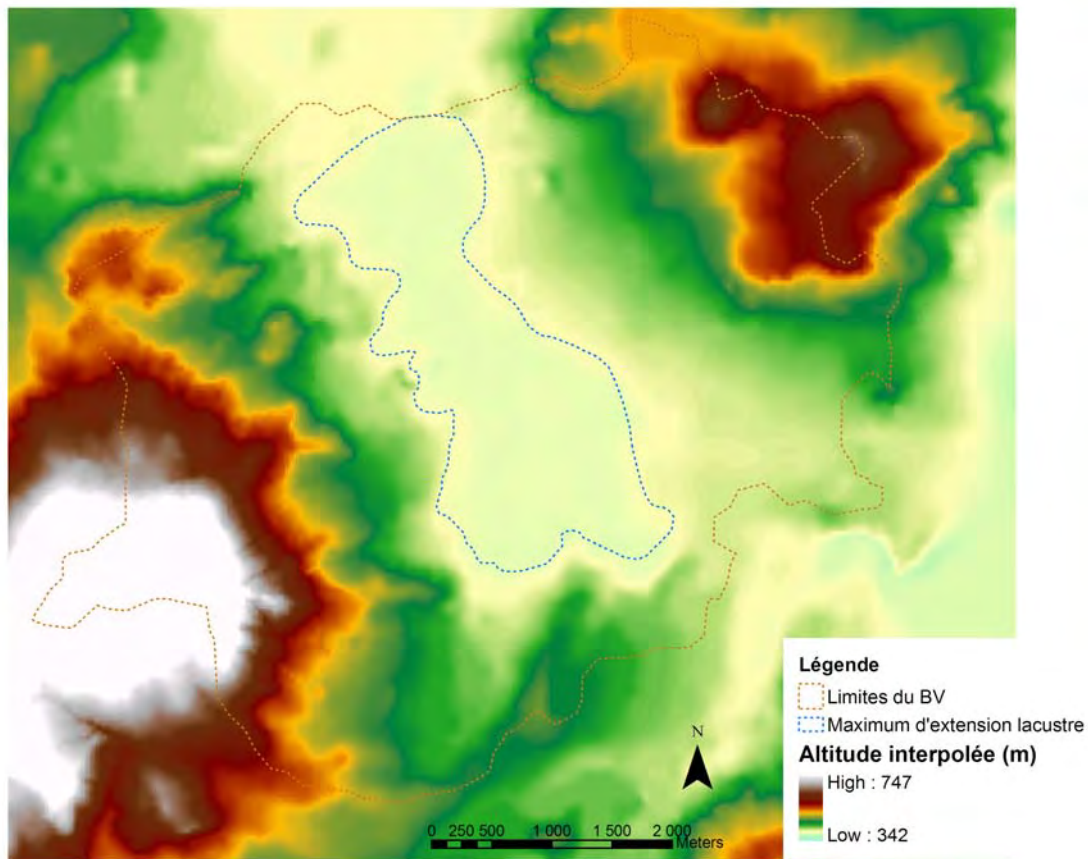


Fig. 4.1 : MNT et limite du bassin versant du Marais de Sarliève

4.1.2. Relief du bassin versant

Divers **paramètres morphologiques tels que la pente** (Fig. 4.2) et la courbure de pente peuvent être extraits du MNT, et être combinés avec tous les autres types de données géoréférencées (lithologies, types de sols...), afin de quantifier les relations entre ces données (relations pente-lithologie, pente-sols).

A l'échelle du bassin versant, **les pentes** s'échelonnent entre des valeurs quasi nulles au niveau du marais et de la terrasse sur sa rive droite, et une valeur maximale proche de 49° au niveau du plateau de Gergovie (Fig. 4.2 a). L'histogramme des pentes (Fig. 4.2 b) montre que 40 % de la surface du bassin versant a une pente inférieure à 2°, tandis que les pentes supérieures à 8° constituent à peine plus de 20 % de la surface. Le relief est analysé plus en détail, en particulier les relations pentes-nature des roches et des sols, dans les paragraphes 4.2.2 c et 4.3.2.

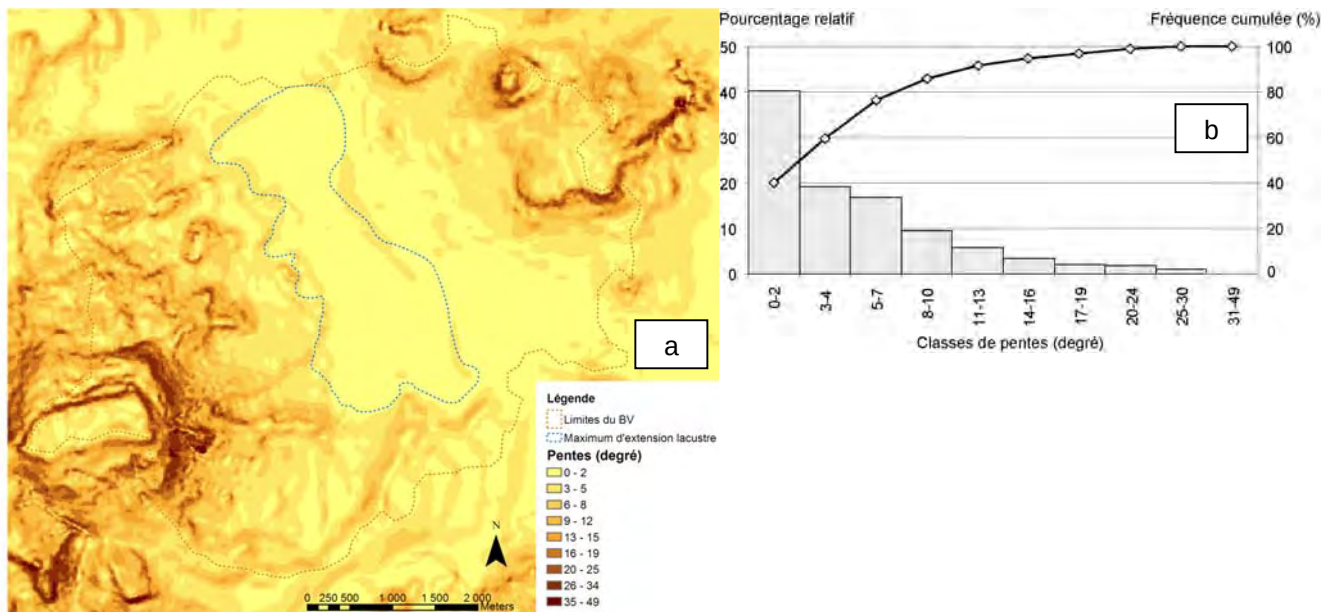


Fig. 4.2 : relief du bassin versant du Marais de Sarliève ; a) carte des pentes ; b) histogramme des pentes

4.2. Géologie du secteur d'étude (données de la littérature)

4.2.1. Contexte géologique régional

L'histoire géologique de la région est marquée par les grandes étapes suivantes (Peterlongo et de Goer 1968 ; Jeambrun *et al.*, 1973 ; Autran et Peterlongo, 1979). Un socle gneissique et migmatitique s'est formé au Cambrien. L'orogénèse calédonienne a plissé ces formations métamorphiques entraînant l'établissement d'un môle stable. Au Carbonifère inférieur (Viséen) des formations volcaniques et volcano-sédimentaires se sont mises en place sur ce socle. Les formations viséennes ont ensuite été plissées par la première phase de l'orogénèse hercynienne, puis des granitoïdes se sont insérés entre la couverture viséenne plissée et le socle migmatitique et gneissique. Au Carbonifère moyen, le socle s'est disloqué : il s'est créé un réseau complexe de fractures, dont certaines ont guidé la mise en place des granites alcalins aplétiques.

Au cours du Secondaire, le Massif central a été pénéplané et s'est probablement maintenu en aire continentale, au milieu des mers jurassiques et crétacées plus ou moins transgressives.

Au début de l'Ere tertiaire les roches cristallines ont été fortement altérées (altération « sidérolithique »), produisant d'épaisses altérites et la formation de paléosols ferrugineux.

A cette même époque les premiers mouvements alpins ont entraîné, par rejeu des fractures hercyniennes, l'effondrement du bassin de Limagne. Ces mouvements se sont accentués et poursuivis au cours de l'Oligocène pour aboutir à la formation de vastes fossés d'effondrement subsidents à structure nettement dissymétrique (la Limagne, Fig. 4.3), les ombilics de subsidence s'alignant à proximité de la bordure ouest. S'y sont accumulées d'épaisses formations fluvio-lacustres (plus de 2500 m) essentiellement détritiques à l'Oligocène inférieur, puis surtout carbonatées (calcaires parfois dolomitiques et marnes) à l'Oligocène supérieur. La sédimentation lacustre s'est poursuivie au Miocène inférieur par le dépôt de

sédiments nettement plus silicoclastiques. Ces formations sont en contact par faille à l'ouest avec le socle granitique portant les formations volcaniques mio-plio-quaternaires formant les reliefs des Monts Dômes (Fig. 3.1 b). Des manifestations volcaniques sont apparues dès le Tertiaire, avec la mise en place de laves sous-lacustres au sein des marnes calcaires (pépérites) à l'Oligocène supérieur ; puis des épanchements de basalte se sont mis en place au Miocène moyen.

Au cours du Quaternaire, des éruptions volcaniques (Pléistocène supérieur à Holocène) sont à l'origine des reliefs de la Chaîne des Puys et de coulées ou retombées pyroclastiques (téphras) également parvenues en Limagne (Peterlongo et de Goer, 1968 ; de Goer, 1972 ; Autran et Peterlongo, 1979 ; Vernet et Raynal, 2000). Par ailleurs, les rivières ont creusé leurs vallées dans le substrat tertiaire et déposé des sédiments, tandis que les processus périglaciaires ont fortement contribué à la mise en place de formations superficielles sur les versants.

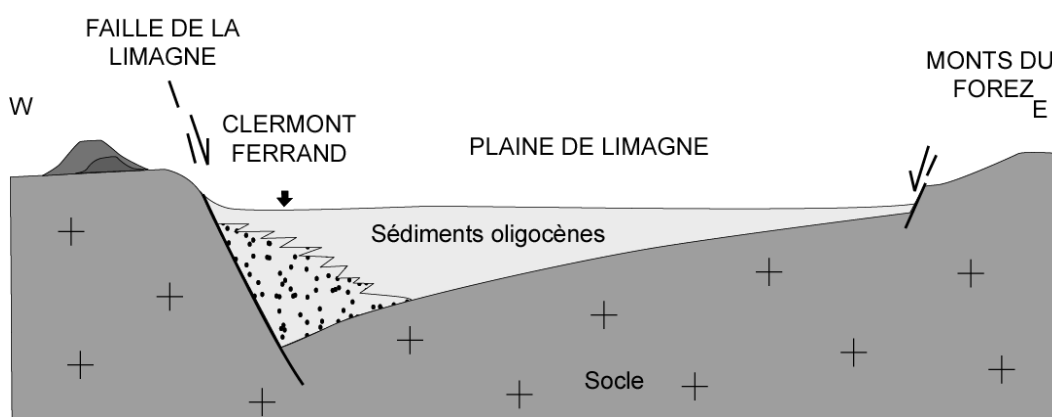


Fig. 4.3 : coupe schématique dans le demi-graben de la Limagne, les points signalent la présence de sédiments détritiques (d'après Michon et Merle, www.brgm.fr/volcan/exculimagne.pdf)

Le compartiment susceptible de fournir du matériel par érosion se trouve en position superficielle, à l'interface atmosphère/lithosphère : il est constitué par les formations géologiques superficielles et les sols développés depuis la fin du dernier épisode glaciaire. La nature des sols a évolué au cours du Tardiglaciaire et de l'Holocène, mais seuls les sols actuels peuvent être analysés et donc nous renseigner sur les sols passés, en particulier ceux de l'Holocène. Les matériaux érodés au Tardiglaciaire, peuvent être assimilés à ceux formant les roches mères des sols, en raison du faible développement des sols à cette époque. En conséquence, les **sols** et leurs **roches mères (substratums et formations superficielles)** ont été analysés.

L'analyse des données relatives à la géologie et la pédologie a été d'abord réalisée à partir des cartes géologiques et pédologiques. Pour « quantifier » les informations concernant les substrats, formations superficielles et sols, les données cartographiques ont été acquises par numérisation, géoréférencement, et digitalisation des différents types de roches et sols, à partir de la carte géologique à 1/50000 n°XXV-31 « Clermont-Ferrand » (Jeambrun *et al.*, 1973) complétée par des minutes fournies par le BRGM, et à partir de la carte pédologique des sols du Val d'Allier (Bornand *et al.*, 1968).

La nature des sols étant fortement conditionnée par celle du sous-sol, il convient d'aborder en premier lieu la géologie du bassin versant.

4.2.2. Géologie du bassin de Sarliève

L'histoire géologique de la région a naturellement conditionné la nature des sédiments présents dans le bassin versant du Marais de Sarliève (Fig. 4.4).

Une rapide présentation de la nature des substrats et sols du bassin versant sera faite dans un premier temps. Des analyses plus fines ont été entreprises dans le cadre de ce travail (cf. chapitres 5.3.) afin de caractériser le plus précisément possible les différents types de roches formant les affleurements du bassin versant pourvoyeur.

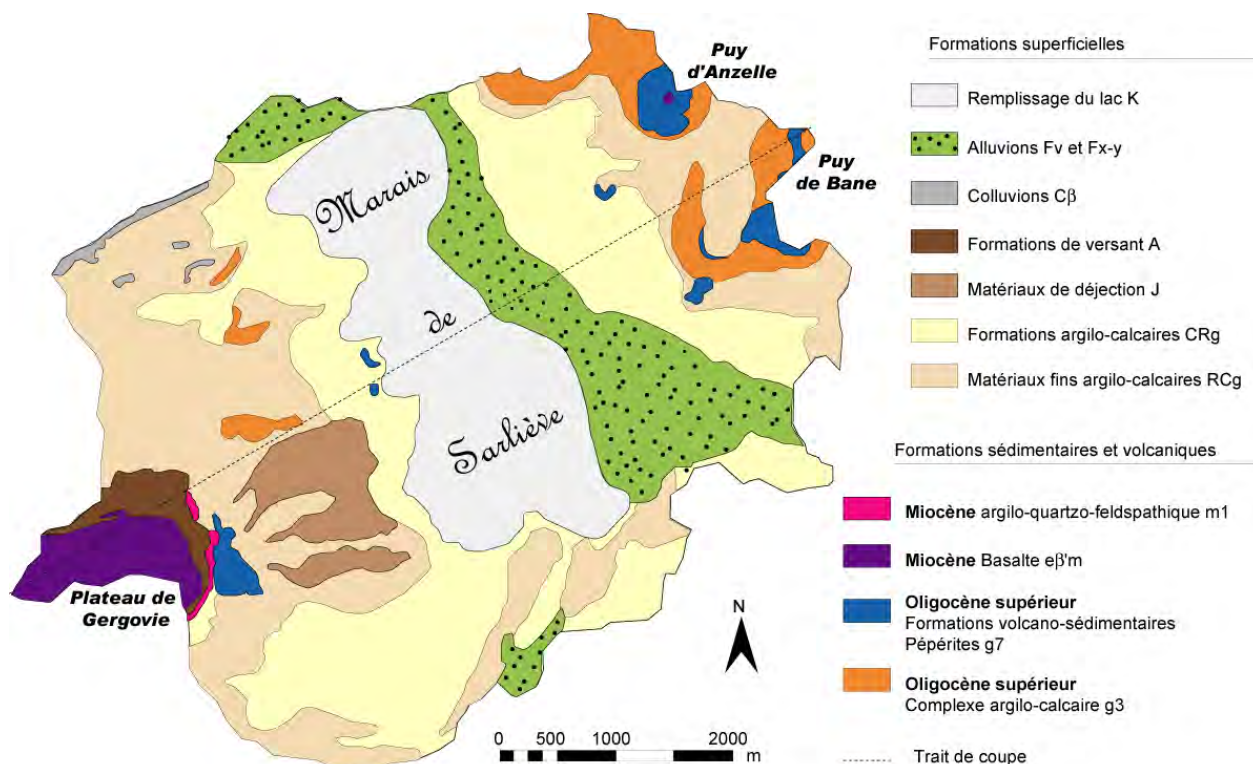


Fig. 4.4 : carte géologique du bassin versant de l'ancien marais de Sarliève, d'après la carte géologique à 1/50000 n°XXV-31 « Clermont-Ferrand » (Jeambrun *et al.*, 1973) complétée par des minutes fournies par le BRGM.

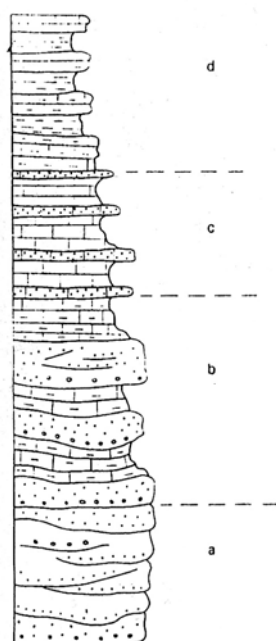
a. Formations sédimentaires et volcaniques du substratum

a.1. Oligocène

D'après la carte géologique à 1/50000 n°XXV-31 « Clermont-Ferrand » (Jeambrun *et al.*, 1973) seul l'Oligocène supérieur affleure dans le bassin. Toutefois, la connaissance de la partie moyenne de l'Oligocène apporte des éléments supplémentaires utiles à la bonne compréhension du géosystème lacustre holocène, comme nous le verrons ultérieurement.

L'**Oligocène moyen** (g2) comporte des grès, calcaires gréseux, argiles, calcaires argileux localement dolomitiques, des « schistes papyracés » (lutites calcaro-argileuses laminées), des marnes vertes, essentiellement caractérisées par la présence constante de kaolinite, l'absence de smectites et la rareté relative de l'illite dans la fraction argileuse, et la présence locale d'évaporites. La séquence de l'Oligocène

moyen, dont la base se situe à proximité immédiate du socle, est schématiquement la suivante, de la base au sommet (Fig. 4.5) :



- a. alternances de sables argileux et de sables feldspathiques localement grésifiés, de sédimentation fluviatile ;
- b. série de séquences plurimétriques détritiques à la base (sables argileux, feldspathiques, à graviers) passant progressivement à des marnes, résultat d'une sédimentation de type deltaïque ;
- c. alternance de grès calcaires et de calcaire argileux de type molasse ;
- d. alternances de calcaires argileux beiges et d'argillites papyracées à Cypris (ostracodes) et Coccolithes, localement gypseux, correspondant à une sédimentation de type laguno-lacustre sursalé.

Fig. 4.5 : coupe schématique dans les sédiments de l'Oligocène moyen g2 (d'après la légende de la carte géologique à 1/50000 n°XXV-31 « Clermont-Ferrand »).

L'**Oligocène supérieur**, beaucoup mieux représenté dans le secteur étudié, comporte différents types de faciès : des marnes et calcaires argileux verdâtres, des calcaires dolomitiques et siliceux, des concrétions à Algues et Phryganes, des calcarénites bioclastiques et oolithiques, des argiles et sables argileux verts, des marnes pyroclastiques. Ces formations sont caractérisées par l'absence de kaolinite, l'apparition de smectites et l'importance relative de l'illite dans la phase argileuse, et par la présence très fréquente de silice (opale-calcedoine) et de zéolites (analcime, parfois clinoptilolite). L'ensemble de ces formations est regroupé sous le terme de : **complexe argilo-calcaire (g3)** sur la carte géologique. Il comporte par ailleurs des **pépérites (g7)**, formations volcano-sédimentaires, sous forme massive et parfois interstratifiées dans des marnes et calcaires plus ou moins argileux.

Deux coupes détaillées levées au niveau de Cournon d'Auvergne (X = 665,040 ; Y = 82,890 et X = 665,780 ; Y = 82,940) permettent de préciser la nature des sédiments présents dans le secteur (Jeambrun et al., 1973). Elles ont montré de la base au sommet (Fig. 4.6) :

- a. des argiles et marnes vertes alternées en bancs décimétriques à métriques, à phases détritiques en faibles proportions (quartz, feldspaths potassiques, muscovite et quelques éléments pyroclastiques) ; sont présents en abondance, la calcite, la dolomite et l'illite, et localement la silice et l'analcime ;
- b. des marnes et calcaires verdâtres en bancs décimétriques à métriques, à minces passées de calcarénites, et lits de pépérite stratifiés en partie supérieure ; l'unité contient peu d'éléments détritiques (quartz, feldspaths potassiques et quelquefois plagioclases, muscovite et de rares minéraux lourds), et est riche en calcite, dolomite et analcime, avec de la pyrite ; les minéraux argileux présents sont la montmorillonite, l'illite, et des interstratifiés I-M, la kaolinite étant quasi-absente ; cette unité serait la plus représentée dans le bassin de Sarliève, elle constitue le soubassement du plateau de Cournon et du plateau de Gergovie jusqu'à Pérignat-lès-Sarliève ;

c. des calcaires homogènes et calcarénites blancs : série massive blanche à légèrement verdâtre comportant dans sa fraction détritique de rares quartz, feldspaths potassiques et muscovite ; les composantes calcitiques et dolomitiques y sont importantes et comme dans l'unité sous jacente, on y trouve montmorillonite, illite, interstratifiés I-M en proportions variées ; cette unité constitue pratiquement tous les points hauts du plateau de Cournon, à l'exception du Puy d'Anzelle ;

d. des pépérites (g7) massives et stratiformes dont la base recoupe les bancs de la série carbonatée selon une surface d'érosion ; de nombreuses diaclases souvent tapissées de bitume en croûte dont l'épaisseur peut atteindre plusieurs centimètres, recoupent ces formations ;

e. la fin de la séquence se présente sous forme de calcaires jaunâtres à biohermes, constitués de calcaires non consolidés, cryptocristallins et jaunâtres, de marnes, d'édifices concrétionnés à Algues et Phryganes, de calcarénites parfois bitumineuses et de calcaires pépéritiques stratifiés ; l'apport détritique y est assez limité, sous forme de quartz, feldspaths potassiques, plagioclases et pyroclastes ; là encore, calcite, dolomite, silice et analcime sont abondantes.

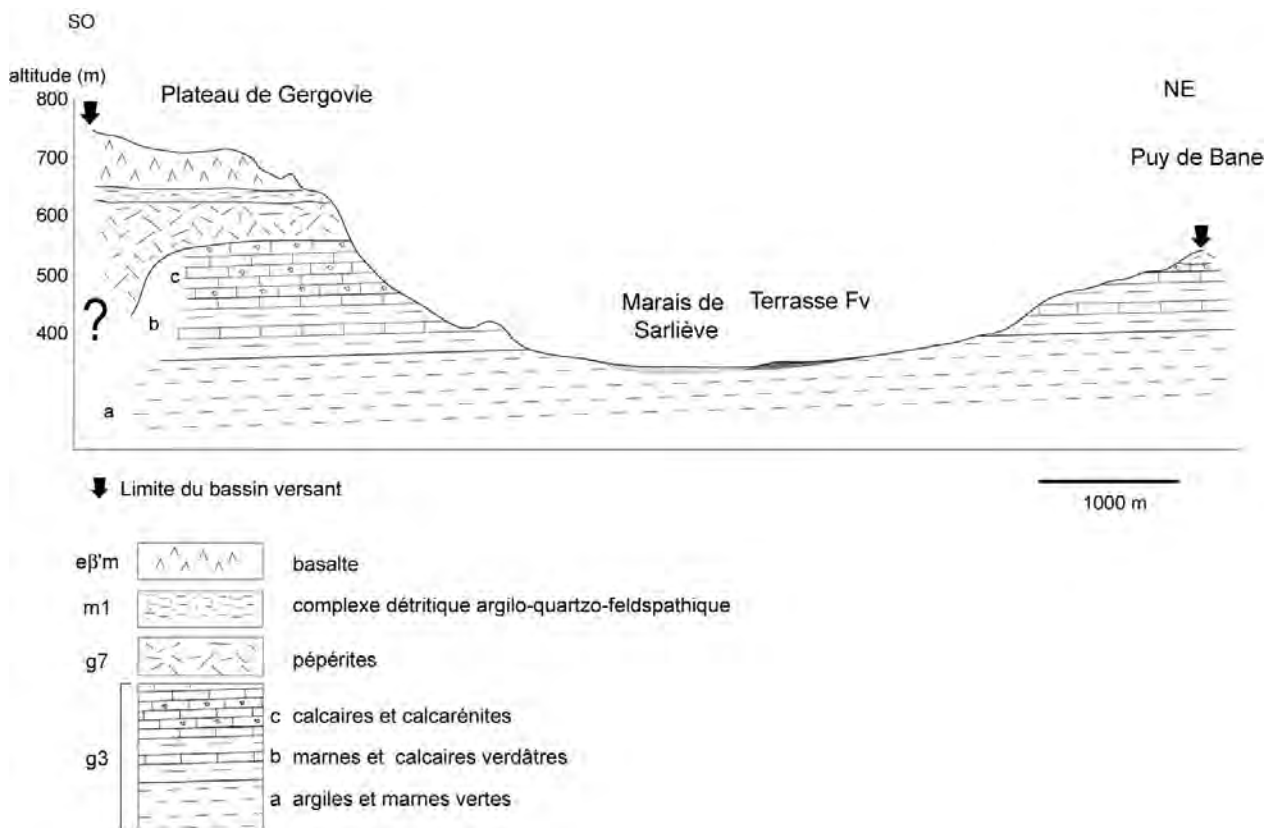


Fig. 4.6 : coupe géologique simplifiée (trait de coupe Fig. 4.4).

La série de l'Oligocène supérieur est le résultat d'une sédimentation lacustre où les dépôts chimiques forment l'essentiel du sédiment (argiles, zéolites, silice, carbonates de calcium et de magnésium). Les apports détritiques y sont constants mais peu abondants et pauvres en espèces minérales : quartz, feldspaths potassiques et plus rarement plagioclases et muscovite. Enfin, on peut noter la forte influence des manifestations volcaniques sur le milieu de sédimentation sous forme de pépérites, et à l'origine de la formation de zéolites.

a.2. Miocène

Les formations sédimentaires burdigaliennes, qualifiées de « **complexe détritique argilo-quartzo-feldspathique (m1)** » sont très réduites et limitées à l'extrémité est du plateau de Gergovie. Ont pu y être distingués de bas en haut :

- les **sables feldspathiques (m1a)** : sables argileux parfois conglomératiques, quartzo-feldspathiques souvent rubéfiés en surface, pincés entre deux coulées de basanites à analcime eß'm, coiffant le plateau de Gergovie ; étant donné sa faible épaisseur et ses affleurements réduits, cette unité n'est pas représentée sur la carte ;
- les **marnes, argiles et sables à Mélanies de Gergovie (m1b)** constituées d'argiles et marnes vertes à nombreux débris de mollusques, et d'argiles brunes et sables non argileux essentiellement quartzeux d'aspect fluvatile.

Alors que la fraction argileuse des sables feldspathiques est caractérisée par l'association kaolinite + illite (Collier, 1961), une étude des argiles contenues dans les passées marneuses du Miocène (Dejou *et al.*, 1985) y montre la présence de smectites alumineuses (montmorillonites ou beidellites, ou mélange de ces deux minéraux), associées à une fraction d'illite moins abondante.

Les **basanites à analcime eß'm**, sont essentiellement présentes sur le plateau de Gergovie : elles sont constituées de deux coulées d'âge burdigalien. La coulée inférieure est très altérée superficiellement et présente une structure vacuolaire très nette. La coulée supérieure est, quant à elle, peu altérée et se débite en dalles horizontales. Ces roches sombres ont des compositions minéralogiques identiques. Elles sont constituées de phénocristaux d'olivine et d'augite légèrement titanifère, noyés dans une pâte à microlites d'andésine et d'augite avec du verre très abondant, riche en minuscules aiguilles de pyroxène, biotite en petits cristaux et plages d'analcime.

b. Formations superficielles

Les formations sédimentaires et volcaniques du substratum représentent une faible part des affleurements dans le bassin versant du marais de Sarliève ; l'essentiel de la surface est recouverte de formations superficielles dont la plupart dérivent du substratum marno-calcaire (voir Fig. 4.4).

b.1. Formations marno-calcaires

L'essentiel de ces formations superficielles dérive de terrains oligocènes marno-calcaires, avec une distinction entre :

- les **matériaux fins argilo-calcaires RCg** ;
 - les **formations argilo-calcaires de bas de versant, CRg**.
- Ces formations solifluées ou ruisselées, couvrent la plupart des versants marneux ou calcaires. Leur composition étant relativement homogène, leur distinction est basée sur l'épaisseur des colluvions et leur degré d'évolution : **RCg** représente les altérites (R) sur formations oligocènes (g) légèrement déplacées (C)

qui recouvrent la partie supérieure des versants ; elles ont une épaisseur généralement inférieure au mètre. **CRg** représentent les colluvions (C) alimentées par les altérites (R) de l'Oligocène (g) en bas de versants ; elles ont une épaisseur supérieure au mètre. Ces formations sont généralement constituées de fragments calcaires millimétriques à centimétriques emballés dans une fraction silto-argileuse.

b.2. Formations alimentées par du basalte

Elles comprennent trois types de formations.

Le « complexe des versants » exposé au nord, noté **A** sur la carte géologique (Fig. 4.4). Ce complexe tapisse le flanc nord du plateau de Gergovie. Il est constitué d'un mélange d'éboulis basaltiques, de matériaux argilo-calcaires et de sables feldspathiques, lui donnant une granularité (grains millimétriques à plurimétriques) et une composition variées. Sa mise en place paraît résulter de divers processus influencés par les variations climatiques quaternaires : éboulement, ruissellement et solifluxion.

Les matériaux de déjection (J sur la carte). Ces matériaux s'étendent au pied du plateau basaltique de Gergovie. D'une épaisseur très irrégulière, ils comportent de nombreux blocs basaltiques émoussés, englobés dans une matrice argilo-calcaire de type CRg. Ces matériaux ont été attribués à des phénomènes de solifluxion.

Les colluvions alimentées par les matériaux volcaniques quaternaires et tertiaires (Cβ sur la carte). Ces formations de versants alimentées par des laves et scories, affleurent à la bordure nord ouest du bassin versant. Ces colluvions, de faible extension, sont hétérométriques et riches en gros blocs.

b.3. Alluvions fluviales

Les formations superficielles comprennent des alluvions fluviales dont l'origine diffère selon les auteurs. Pour (Jeambrun *et al.*, 1973), deux terrasses d'origines différentes sont présentes. **Une terrasse Fx-y**, appelée « cône de l'Artière » (cote d'environ 350 à 355 m), située au nord du marais, correspondrait à des alluvions de l'Artière. **Une terrasse notée Fv**, longe toute la bordure est du marais, dont la cote à environ 350 à 355 m, serait identique à celle des alluvions Fx et Fy de l'Allier qui coule à quelques km au sud-est du marais... Ces alluvions seraient antérieures au cône de l'Artière et seraient à attribuer à l'Allier.

Cependant, Lenselink *et al.* (1990), sur la base de critères géochimiques et minéralogiques concluent que la terrasse à l'est du marais peut être corrélée avec le cône de l'Artière, et l'ensemble correspondrait à une **terrasse Fx de l'Allier**. La mise en place de ces alluvions est attribuée au Würm.

D'après Lenselink *et al.* (1990), la fraction sableuse de ces alluvions contient une faible quantité de quartz et autres minéraux d'origines granitique et métamorphique et une proportion importante de minéraux lourds d'origine volcanique (massif du Mont Dore) tels que l'augite verte, l'augite titanifère, la hornblende brune, et l'olivine abondante.

b.4. Complexes de Limagne

Les « **complexes** » de Limagne (notés **K** sur la carte), auxquels appartiennent les sédiments tardiglaciaire et holocène lacustres à palustres, essentiellement silto-argileux, du **Marais de Sarliève**, sont l'objet de cette étude. Les sédiments stockés dans la dépression lacustre sont constitués d'un mélange des matériaux produits par l'érosion des roches et sols du bassin versant.

Tab. 4.1 : récapitulation de la minéralogie des substrats sédimentaires et volcaniques, et des alluvions. Estimation de la minéralogie des formations superficielles qui en dérivent. En gris, les phases les plus abondantes. n p : non précisé.

		g3/g7	m1	eβ'm	Fx
MINÉRALOGIE	+	- calcite, dolomite, - silice, analcime	- quartz, feldspaths (n p)	- olivine, augite titanifère, andésine, biotite, analcime	- augite (verte et titanifère) hornblende brune, olivine
	↓	- quartz, feldspaths potassiques>plagioclases, - rares minéraux lourds			- quartz, - fragments granitiques, - fragments métamorphiques
	-	- smectites (monmorillonite), illites et interstratifiés I-S	- smectites (montmorillonite, beidellite), illite, kaolinite		
	Argiles				
Variabilité de la minéralogie des formations superficielles		CRg/RCg			
		A, J, Cβ			
		K			

Le tableau 4.1 présente la synthèse des données sur la minéralogie des substrats sédimentaires et volcaniques, et de la terrasse alluviale, tirées de la littérature. Y figurent l'inventaire minéralogique de chaque type de matériau décrit précédemment, et les éventuels mélanges dans les formations superficielles qui en dérivent. Le cortège minéral du remplissage lacustre de Sarliève (K) issu du remaniement détritique des formations du bassin versant, est donc susceptible de contenir des carbonates abondants (calcite surtout, mais aussi dolomite), des argiles également abondantes (smectites alumineuses et magnésiennes, illite et très peu de kaolinite), du quartz, des feldspaths potassiques et plagioclases, de l'analcime et des minéraux lourds (augites, hornblende brune et olivine essentiellement).

c. Répartition des affleurements des différents types lithologiques dans le bassin versant

La distribution des surfaces d'affleurement des différents types de formations (substratum et formations superficielles) est la suivante (voir Tab. 4.2 et Fig. 4.7) :

- les **formations sédimentaires et volcaniques** du substrat affleurent sur 2,6 km² soit 8,9 % du bassin ; les sédiments silicoclastiques (m1) et les basaltes (eβm) du Miocène inférieur à moyen représentent respectivement 0,2 % et 2,6 % des affleurements, et les formations marno-calcaires (g3) et les pépérites (g7) de l'Oligocène supérieur, 4,1 % et 2 % respectivement ;
- la grande majorité des versants est couverte de **formations superficielles** qui représentent 26,3 km² soit 91,1 % des affleurements du bassin ; la plus grande partie est constituée de colluvions dérivées des

marno-calcaire altérés (CRg et RCg avec 29 % et 27 % de la surface de bassin respectivement), et les formations (A, J et Cβ) à éléments basaltiques et pépéritiques couvrent 1,5 %, 3,6 %, et 0,5 % de la surface du bassin respectivement ; la terrasse alluviale (Fv et Fx-y) et le remplissage marno-calcaire du marais de Sarliève (K), représentent respectivement 12,2 % et 17,4 % de la surface du bassin.

Tab. 4.2 : fréquence et pente moyenne des différents types de lithologies dans le bassin de Sarliève

Lithologie	Formations superficielles							Substrats				
	K	Fv et Fx-yx	Cb	A	J	CRg	RCg	m1	eβ'm	g3	g7	Total
Surface (km²)	5	3,52	0,14	0,43	1,04	8,37	7,77	0,05	0,76	1,18	0,58	28,82
Pente moyenne (°)	1,4	1,6	6,3	11,5	6,8	3,7	8,9	26,7	9,2	10,4	14,2	5,4

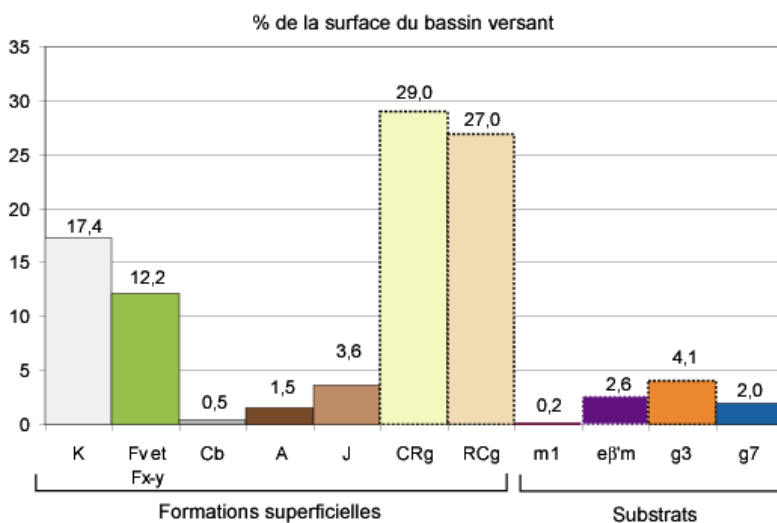


Fig. 4.7 : proportions relatives des différents types de formations superficielles et substrats dans le bassin de Sarliève

La combinaison de gradients des pentes du bassin versant et de la carte géologique, permet de quantifier le gradient de pente de chaque type lithologique (Fig. 4.8), donnée importante pour l'estimation de l'érodabilité des différentes surfaces, fortement dépendante de la valeur de la pente.

Dans le détail (Tab. 4.2 et Fig. 4.8), les pentes les plus fortes (et les moins fréquentes) se situent au niveau des abrupts de la coulée basaltique de Gergovie, où affleurent aussi le Miocène m1 (pentes comprises entre 15 et 30°) et les formations de versants A (pentes entre 1 et 30°). Les Puys d'Anzelle et de Bane présentent aussi localement des pentes relativement fortes dues à la présence des pépérites (valeurs s'échelonnant entre 1 et un peu plus de 30°) et de niveaux de calcaires et calcarénites du complexe argilo-calcaire de l'Oligocène supérieur (sud du Puy de Bane au niveau de Cournon). Les pentes les plus faibles, les plus largement représentées dans le bassin versant, correspondent aux formations argilo-calcaires colluvionnées et aux alluvions de la terrasse (Fv et Fx-y). La distribution des valeurs de pentes suit l'échelonnement altimétrique des différents types lithologiques : Fv / Fx-y, en bas de versant et valeur de pente la plus faible (0 à 3°), puis CRg (0 à 5°), J (2 à 15°) et RCg, en haut de versant (entre 1 et plus de 20°).

Pourcentage par lithologie

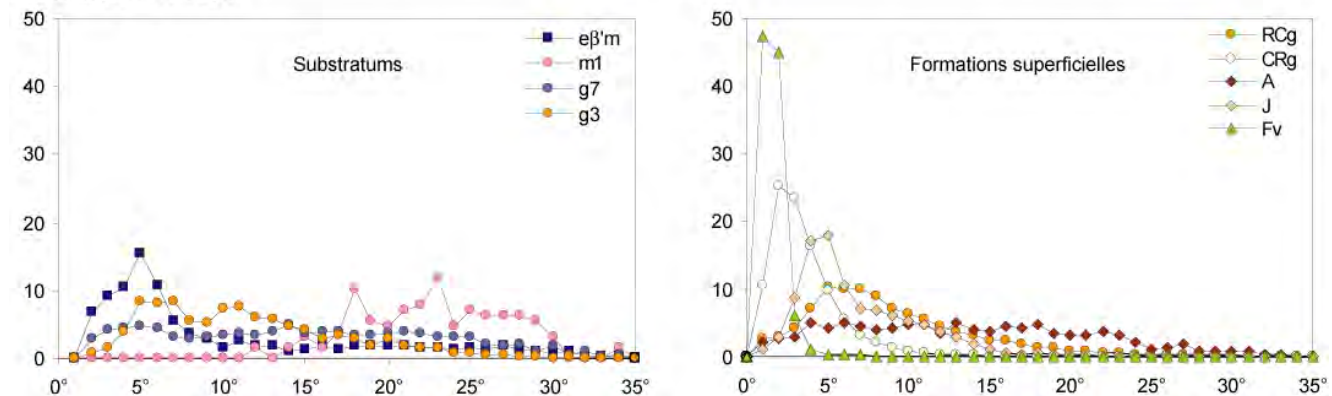


Fig. 4.8 : distribution des pentes par type lithologique

Si la nature et la quantité des produits érodés dépendent de la distribution des roches, ils dépendent aussi de celles des sols qui sont en premiers affectés par l'érosion.

4.3. Nature et distribution des sols du bassin de Sarliève (données de la littérature)

D'après la carte pédologique des sols du Val d'Allier (Bornand *et al.*, 1968) (Fig. 4.9), le bassin versant du Marais de Sarliève présente une grande diversité de sols avec 14 unités cartographiques, regroupées en 3 principales classes, décrites succinctement ci-après.

4.3.1. Nature des sols rencontrés sur le bassin versant

a. Sols calcimagnésiques

Ils regroupent l'essentiel des sols et comprennent rendzines, sols bruns calcaires et sols bruns calciques alluviaux.

Les rendzines de pente forte sur calcaires stampiens et aquitaniens (notés **71** sur la carte) sont développées sur les calcaires marneux blancs en plaquette du plateau de Cournon d'Auvergne, formations calcaires injectées de basaltes et pépérités.

Les sols bruns calcaires comprennent des sols :

- à éclats calcaires, de pente faible (notés **81b** sur la carte) ;
- sur marnes stampiennes (**82**) ;
- des terrasses moyennes, à cailloutis peu épais sur substratum marneux (**85b**) ;
- sur affleurements marneux ou calcaires, colluvionnés par le cailloutis des terrasses (**B1**) ;
- sur marnes et colluvions basaltiques (**B2**) ;
- sur marnes colluvionnées par des éléments pépéritiques (**B3**).

Les sols bruns calciques alluviaux avec des sols bruns calciques des terrasses à forte charge grossière volcanique (112) sont développés sur des formations alluviales anciennes très riches en éléments d'origine volcanique.

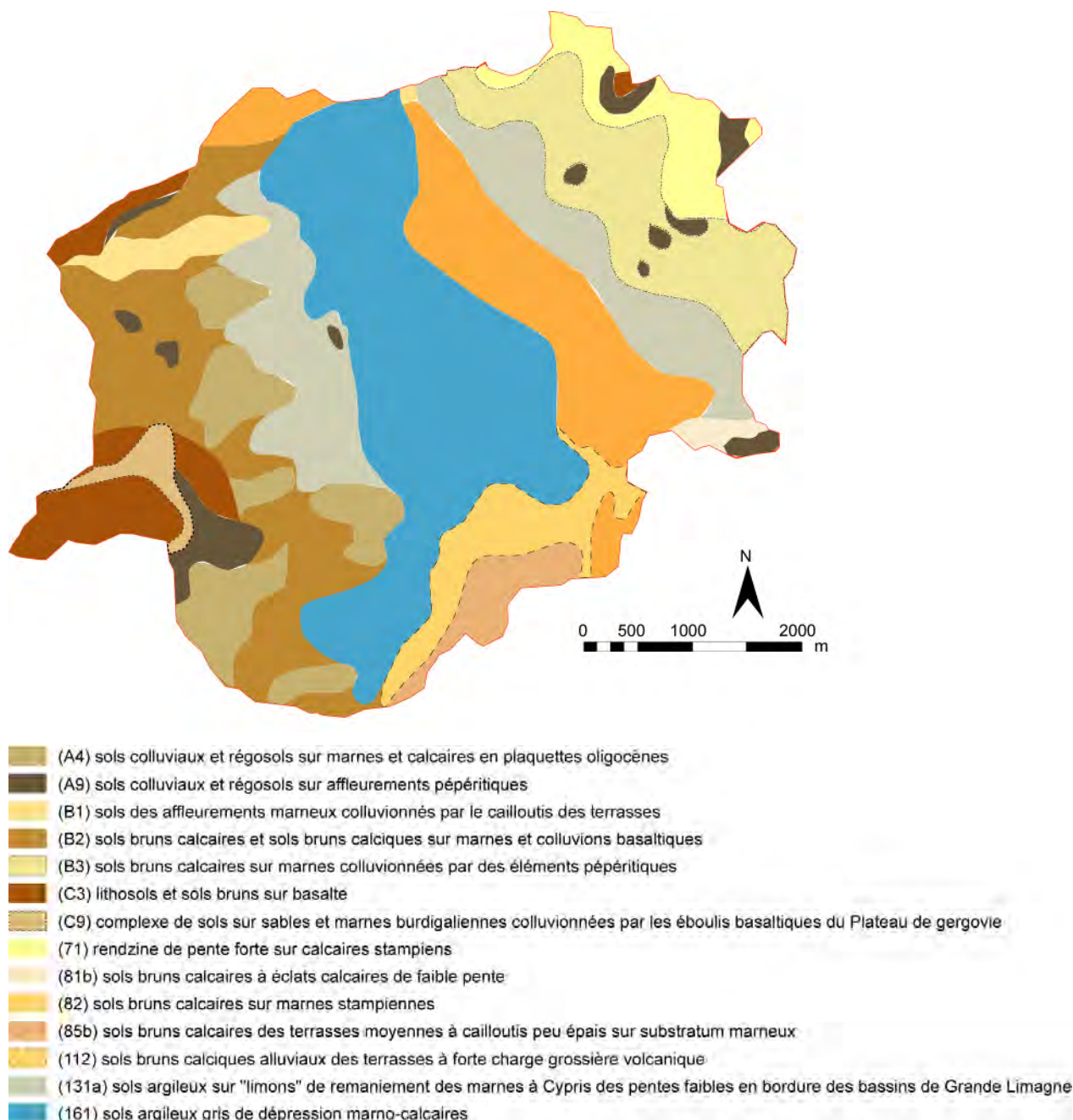


Fig. 4.9 : carte pédologique du bassin de Sarliève (Bornand et al., 1968)

b. Sols argileux calcaires noirs

Ces sols, de type « Terres Noires » de Limagne, sont également largement représentés sur le bassin versant. D'un point de vue général, les Terres Noires de Limagne ont pour substratum les marnes à Cypris de l'Oligocène moyen, recouvertes de marno-calcaires remaniées (CRg) sans stratification ni ordonnancement particuliers, qui constitue leur véritable roche-mère. Elles sont caractérisées par une teneur élevée en Mg^{2+} et K^+ échangeables. Elles correspondent à un intergrade entre brunizem et sols châtaîns bien qu'elles conservent malgré tout, par la nature de leur roche-mère, des caractères de sols calcimagnésiques. Les auteurs distinguent :

- les sols noirs calcaires argileux des pentes faibles en bordure des bassins de Grande Limagne **(131a)**, saturés en calcium et en magnésium ;
- les sols argileux gris de dépressions marno-calcaires **(161)**, affectés par une nappe d'eau peu profonde presque toute l'année.

c. Sols peu évolués d'érosion et d'apport

Ils comportent :

- des sols colluviaux et régosols sur marnes oligocènes **(A4)** ;
- des sols colluviaux et régosols sur affleurements pépéritiques **(A9)** ;
- des lithosols et sols bruns sur basalte **(C3)** ;
- un complexe de sols sur sables et marnes burdigaliennes comportant par des éboulis basaltiques du plateau de Gergovie **(C8)**.

4.3.2. Répartition des différents types de sols dans le bassin versant

Les surfaces et pentes moyennes des différents types de sols sont précisés dans le tableau 4.3 et leurs proportions relatives représentées sur la Fig. 4.10. Les **sols calcimagnésiques** représentent 46,7 % de la surface du bassin, les **sols peu évolués d'érosion et d'apport** 17 % et les **sols argileux calcaires noirs**, de type « Terres Noires » de Limagne, 36,3 %. Les sols les plus abondants sont du type 161 (recouvrent les sédiments lacustres K), les sols bruns calciques de type 112 (développés sur terrasse alluviale), les sols noirs de type 131a, et les sols bruns calcaires B2 et B3 développés sur CRg et RCg, plus ou moins chargés en éléments basaltiques.

En toute logique, on remarque dans le Tab. 4.3 que les sols dont la pente moyenne est la plus élevée sont les sols peu évolués : **A4** et **C8**, développés essentiellement sur l'Oligocène sédimentaire et les formations superficielles qui en dérivent, **A9** développé sur les pépérites au niveau de Gergovie et **C3** sur basaltes et colluvions basaltiques. Les pentes les plus faibles correspondent aux sols bruns calciques développés sur terrasse alluviale **(112)** et aux sols argileux gris sur le dépôt de l'ancien marais **(161)**.

Tab. 4.3 : surface et pente moyenne des différents types sols

Type de sol	Sols calcimagnésiques								Sols peu évolués				Sols argileux noirs		Total
	71	81b	82	85b	B1	B3	112	B2	A4	A9	C3	C8	131a	161	
Superficie (en km²)	1,07	0,16	0,50	0,56	1,24	2,84	3,35	3,80	2,08	0,98	1,49	0,39	3,88	6,64	28,9
Pente moyenne (°)	6,3	1,9	8,3	3,6	4,8	7,1	1,7	7,5	10,6	13,5	10,6	16	3,3	2	5,4

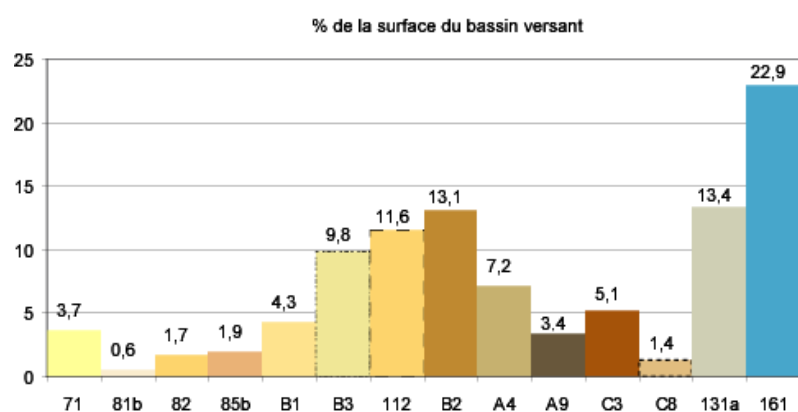


Fig. 4.10 : proportions relatives des différents types de sols dans le bassin de Sarliève

RESUME DU CHAPITRE 4

Le bassin versant du Marais de Sarliève, d'une superficie de 28,8 km² environ, est situé en plaine de **Limagne**, vaste **bassin d'effondrement subsident**, comblé de **sédiments lacustres silicoclastiques** détritiques à **carbonatés** au cours de **l'Oligocène inférieur à supérieur**. Les processus **pérglaciaux quaternaires** ont, par la suite, entraîné la mise en place de **formations superficielles** sur les versants, pour l'essentiel dérivées de ce substratum oligocène : formations superficielles CRg et RCg.

Dans le bassin du Marais de Sarliève, les **formations CRg et RCg à composante marno-calcaires** représentent près de **30% chacune** de la superficie du bassin, et se situent à des valeurs de pentes moyennes respectivement égales à 3,7 et 8,9°. Ces formations plus ou moins pédogénisées ultérieurement ont dû constituer, **la principale source de matériel érodé**, puis piégé dans la cuvette lacustre (en particulier RCg dont la pente dépasse 8°). Des **colluvions à composante basaltique**, situées aux pentes élevées, et les alluvions aux pentes faibles ont également alimentés les sédiments silto-argileux du Marais de Sarliève.

Les **sols**, aux avant-postes de l'érosion sont principalement des sols **bruns calciques** développés sur terrasse alluviale à faible pente (1,7°), des **sols noirs** (3,3°), et des sols **bruns calcaires** B2 et B3 développés sur CRg et RCg dont la pente moyenne avoisine les 7°. On note que les zones potentiellement les plus érodables correspondent aux sols peu évolués actuellement, qui constituent 17 % du bassin versant et présentent une pente supérieure à 10°.

La composition minéralogique et géochimique des roches et sols du bassin versant, source de sédiments, a donc pu être précisée par un échantillonnage tenant compte de leur distribution spatiale.

Chapitre 5. Composition des roches et sols du bassin versant

Afin de caractériser au mieux les roches et sols susceptibles de constituer une composante détritique ou de fournir des éléments dissous piégés dans les sédiments lacustres tardiglaciaires et holocènes du Marais de Sarliève, la composition chimique et minéralogique des différents types de roches et sols ont été analysées.

Pour avoir une image représentative de la nature des matériaux du bassin versant, l'échantillonnage devait concerner **chacune des formations des compartiments « roches » et « sols »** du bassin. La localisation des échantillons de roches et sols échantillonnés est précisée dans le paragraphe suivant, et leur nature est décrite en ANNEXE 1.

Les méthodes et résultats d'analyses des roches et sols seront présentés ensuite.

Précisons que cette étude n'a pas pour objet de définir les liens existant entre les roche-mères et les sols du bassin versant, et ne vise pas non plus à restituer l'évolution de la pédogenèse au cours du remplissage du lac. Les aspects relatifs aux roches et sols qui nous intéressent pour ce travail se limitent à la connaissance de la nature (minéralogie, géochimie, matière organique) des différents types de matériaux constituant les deux compartiments roches (qui regroupe les substrats altérés ou pas et les formations superficielles) et sols. Ainsi ces deux compartiments seront traités indépendamment.

5.1. Localisation des échantillons prélevés

5.1.1. Echantillonnage des roches et sols du bassin versant

Pour tenir compte de leur diversité, au moins 1 échantillon a été pris sur **chaque type de roche et de sol**. Les échantillons de roches ont été prélevés sur les **différents types de substratums et formations superficielles**. Dans la plupart des cas, les **sols** développés sur ces roches ont aussi été prélevés. Cependant les types de roches (11 types) sont moins nombreux que les types de sols (14 types). L'échantillonnage des **sols** a été donc complété.

D'autre part, comme évoqué précédemment, les formations qui affleurent le plus dans le bassin versant sont dérivées du substrat oligocène g3. Il paraît donc indispensable de connaître plus précisément la nature de cette formation. Ainsi une coupe dans **un intervalle stratigraphique de sédiments peu altérés de l'Oligocène** (échantillons OLIGA1 à OLIGE49) a été étudiée afin de réaliser un inventaire minéralogique le plus complet possible de ces sédiments.

Les points d'échantillonnage ont été numérotés de 1 à n (voir carte Fig. 5.1). Les échantillons de roches (substrat et formations superficielles) sont notés **R** pour Roche (**1R...1n**) et les échantillons de sols sont notés **S** pour Sol (**1S...1n**). Lorsque sur la même verticale plusieurs échantillons ont été prélevés, ils sont notés 1R1, 1R2...et 1S1, 1S2, 1S3 etc. de haut en bas.

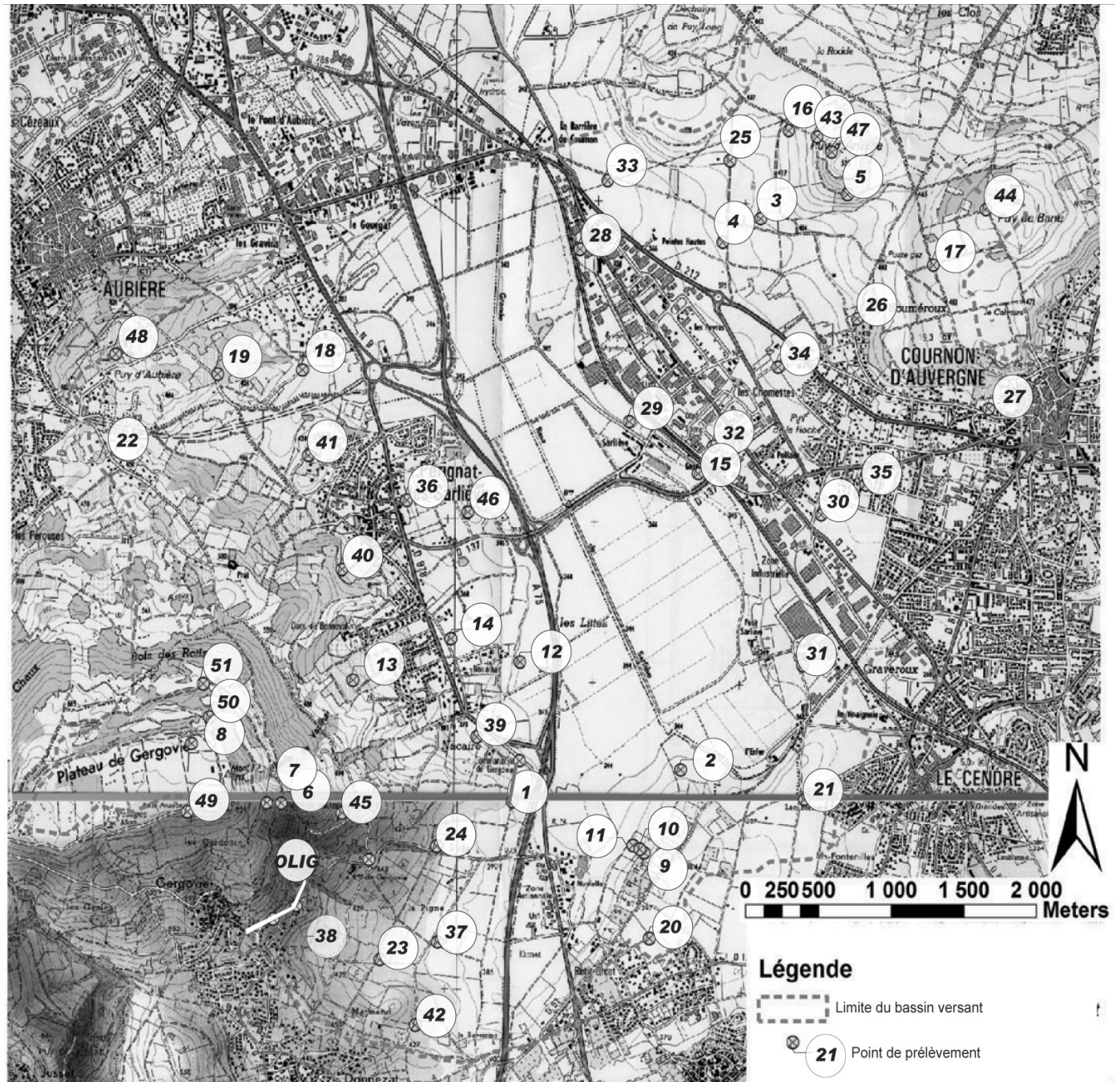


Fig. 5.1 : localisation des points de prélèvements de substrats et de sols.

Au total **93 échantillons de roches (OLIG et R)** et **53 de sols (S)** ont été collectés en **51 points de prélèvements** (Fig. 5.1). Les échantillons ont été prélevés à l'aide d'une foreuse à percussion de type Eijelkamp, dans des coupes naturelles ou artificielles, ou à la tarière pédologique manuelle.

Les tableaux 5.1 et 5.2 regroupent l'ensemble des prélèvements de roches et de sols réalisés avec : le n° du point de prélèvement, leur localisation X, Y en coordonnées Lambert, le mode de prélèvement, le nombre d'échantillons prélevés par point de prélèvement, le numéro, et la profondeur d'échantillonnage.

Tab. 5.1 : prélèvements de roches ; nature, localisation, mode de prélèvement (T Tarière ; C Coupe ; FC Forage Carotté), nombre d'échantillons, numéro et profondeur du prélèvement.

Type	Prélèvement	Coordonnées Lambert		Mode de prélèvement	Nombre d'échantillons	Numéro (profondeur cm)
		X	Y			
g3	OLIG	661778,818142 à 662439,435487	2079442,494874 à 2079821,599146	C	49	OLIG1 à OLIG49
	1	663474,168579 à 663422,504162	2080450,796129 à 2080188, 406927	C	5	1R1 à 1R5
	2	664581,389	2080393,398	C	3	2R1 à 2R3
	3	665132,736	2083907,78	C	2	3R1 et 3R2
	4	664871,055	2083756,782	C	2	4R1 (200) 4R2 (210)
g7	5	665715,368	2084001,093	C	2	5R1 (60-70) 5R2 (75-85)
m1	6	661803,608	2080169,709	C	1	6R (40-45)
	7	661734,704	2080181,981	C	1	7R(40-45)
eβ'm	8	661218,309	2080560,295	T	3	8R1(40-45) 8R2 (65-70) 8R3 (70)
RCg et CRg	3	665132,736	2083907,78	C	1	3R3 (40-50)
	4	664871,055	2083756,782	C	1	4R3 (40-50)
	5	665715,368	2084001,093	C	1	5R3 (38-48)
	9	664333,56	2079862,315	FC	3	9R1(75-80) 9R2 (85-95) 9R3 (140-150)
	10	664253,896	2079909,648	FC	7	10R1 (65-75) 10R2 (103-110) 10R3 (110-118) 10R4 (118-123) 10R5 (138-141) 10R6 (157-165) 10R7 (184-219)
	11	664300,846	2079887,909	FC	2	11R1 (60-70) 11R2 (85-95)
	12	663477,1686	2081079,437	C	2	12R1 (100) 12R2 (130)
J	13	662327,585	2080964,269	T	1	13R (35-45)
	14	663002,02	2081228,92	T	1	14R (40-45)
Fv Fx-y	15	664703,785	2082282,126	FC	6	15R1 (60-70) 15R2 (220-235) 14R3 (356-365) 15R4 (385-396) 15R5 (410-430) 15R6 (430-445)

Tab. 5.2 : prélèvements de sols ; nature, localisation, mode de prélèvement (T Tarière ; C Coupe ; FC Forage Carotté), nombre d'échantillons, numéro et profondeur du prélèvement

Type	Point de prélèvement	Coordonnées Lambert		Mode de prélèvement	Nombre d'échantillons	Numéro (profondeur cm)
		X	Y			
71	5	665715,368	2084001,093	C	1	5S (10-20)
	16	665326,4482	2084469,956	T	1	16S (10-20)
	17	666320,0376	2083612,323	T	1	17S (10-20)
82	18	661980,8527	2082943,887	T	1	18S (10-20)
	19	661397,7714	2082916,989	T	1	19S (10-20)
85b	20	664366,6539	2079317,671	T	1	20S (10-20)
	9	664333,56	2079862,315	FC	3	9S1 (0-7) 9S2 (7-17) 9S3 (40-50)
	10	664253,896	2079909,648	FC	2	10S1 (0-12) 10S2 (12-24)
B1	21	665432,2572	2080203,678	T	1	21S (10-20)
	11	664300,846	2079887,909	FC	3	11S1 (0-17) 11S2 (17-27) 11S3 (30-38)
B2	22	660637,6427	2082378,679	T	1	22S (10-20)
	23	662511,9006	2079181,749	T	1	23S (10-20)
	24	662903,9868	2079907,108	T	1	24S (10-20)
	13	662327,585	2080964,269	T	1	13S (10-20)
B3	3	665132,736	2083907,78	C	1	3S (10-20)
	25	664923,2306	2084278,869	T	1	25S (10-20)
	26	665796,3698	2083268,721	T	1	26S (10-20)
	27	666702,1818	2082693,579	T	1	27S (10-20)
112	28	663890,6536	2083712,506	T	1	28S (10-20)
	29	664229,4941	2082613,667	T	1	29S (10-20)
	30	665547,9652	2082018,364	T	1	30S (10-20)
	31	665421,1926	2081056,607	T	1	31S (10-20)
	15	664703,785	2082282,126	FC	1	15S (15-25)
	32	664807,739	2082455,158	T	1	32S (10-20)
131a	4	664871,055	2083756,782	C	1	4S (10-20)
	33	664080,2453	2084151,441	T	1	33S (10-20)
	34	665251,6027	2082960,48	T	1	34S (10-20)
	35	665856,07	2082210,088	T	1	35S (10-20)
	14	663002,02	2081228,92	T	1	14S (10-20)
	36	662698,1415	2082111,796	T	1	36S (10-20)
161	37	662908,8879	2079294,474	T	1	37S (10-20)
A4	38	661938,4536	2079526,871	T	1	38S (10-20)
	39	663178,4471	2080603,061	T	1	39S (10-20)
	40	662252,1435	2081671,496	T	1	40S (10-20)
	41	662021,7929	2082396,856	T	1	41S (10-20)
	42	662756,9545	2078765,158	T	1	42S (10-20)
A9	43	665521,162	2084430,803	T	1	43S (10-20)
	44	666682,7173	2083965,2	T	1	44S (10-20)
	45	662253,1367	2080119,66	T	1	45S (10-20)
	46	663119,4662	2082036,989	T	1	46S (10-20)
	6	661803,608	2080169,709	C	1	6S (10-20)
C3	47	665621,1498	2084331,978	T	1	47S (10-20)
	48	660695,8259	2083044,428	T	1	48S (10-20)
	8	661218,309	2080560,295	T	1	8S (10-20)
	49	661190,208	2080126,487	T	1	49S (10-20)
	50	661342,478	2080730,133	T	1	50S (10-20)
C9	7	661734,704	2080181,981	C	1	7S (10-20)
	51	661298,842	2080940,9	T	1	51S (10-20)

a. Compartiment roches : substratum et FS

La description des échantillons énoncée ci-après est précisée en ANNEXE 1A. La position, mode de prélèvement et profondeur d'échantillonnage sont indiqués dans le tableau 5.1.

✱ **Affleurements de substrat oligocène sédimentaire g3**, soixante trois échantillons.

Une coupe dans un intervalle stratigraphique oligocène a été reconstituée d'après 9 affleurements levés par Bréhéret (Université de Tours), situés au sud du plateau de Gergovie (voir Fig. 5.1). Ces affleurements, dégagés de toute formation superficielle, sont espacés de quelques dizaines de mètres en moyenne. Entre le sommet et la base de deux affleurements consécutifs il existe des lacunes d'observation de quelques mètres. L'épaisseur de l'intervalle est de 31,90 m. De la base au sommet, **49 échantillons** ont été prélevés (notés **OLIGA1 à OLIGE49**) dans les différents faciès : argiles calcaires, marnes, calcaires argileux, calcaires fins, calcarénites, niveaux bioclastiques, boules stromatolithiques (ANNEXE 1A).

Douze autres échantillons ont été prélevés dans des faciès plus ou moins carbonatés de l'Oligocène : **1R1 à 1R5, 2R1 à 2R3, 3R1, 3R2, 4R1, 4R2**.

✱ **Affleurements de pépérites g7**, deux échantillons : **5R1 et 5R2**

✱ **Affleurements de substrat miocène sédimentaire m1**, deux échantillons : **6R et 7R**

✱ **Affleurements de basanite du Miocène, eβ'm**, trois échantillons : **8R1, 8R2, et 8R3**.

✱ **Affleurements de formations superficielles, RCg et CRg**, dix-sept échantillons : **3R3, 4R3, 5R3, 9R1 à 9R3, 10R1 à 10R7, 11R1, 11R2, 12R1, 12R2, 13R et 14R**

✱ **Affleurements de formations superficielles, Fv et Fx-y**, six échantillons : **15R1 à 15R6**.

b. Compartiment sols

Plusieurs prélèvements ont été réalisés dans chacun des types de sols (Fig. 5.2) (à l'exception du 81b, qui ne représente que 0,57 % du BV) entre la surface (sous la litière) et l'horizon C.

✱ **Sols calcimagnésiques**

Trois échantillons de sols ont été prélevés dans les rendzines du **type 71** : **5S, 16S et 17S**.

Deux échantillons ont été prélevés dans les sols bruns sur marnes stampiennes du **type 82** : **18S et 19S**.

Six échantillons ont été prélevés dans les sols bruns des terrasses sur substrat marneux du **type 85b** : **9S1, 9S2, 9S3, 10S1, 10S2 et 20S**.

Quatre échantillons ont été prélevés dans les sols bruns calcaires à cailloutis de terrasse du **type B1** : **11S1, 11S2, 11S3 et 21S**.

Quatre échantillons ont été prélevés dans les sols bruns calcaires et sols bruns calciques sur marnes et colluvions basaltiques du type **B2** : **13S, 22S, 23S et 24S**.

Quatre échantillons ont été prélevés dans les sols bruns calcaires sur marnes à éléments pépéritiques du **type B3** : **3S, 25S, 26S et 27S**.

Six échantillons ont été prélevés dans les sols bruns calciques alluviaux du **type 112** : **15S, 28S, 29S, 30S, 31S et 32S**.

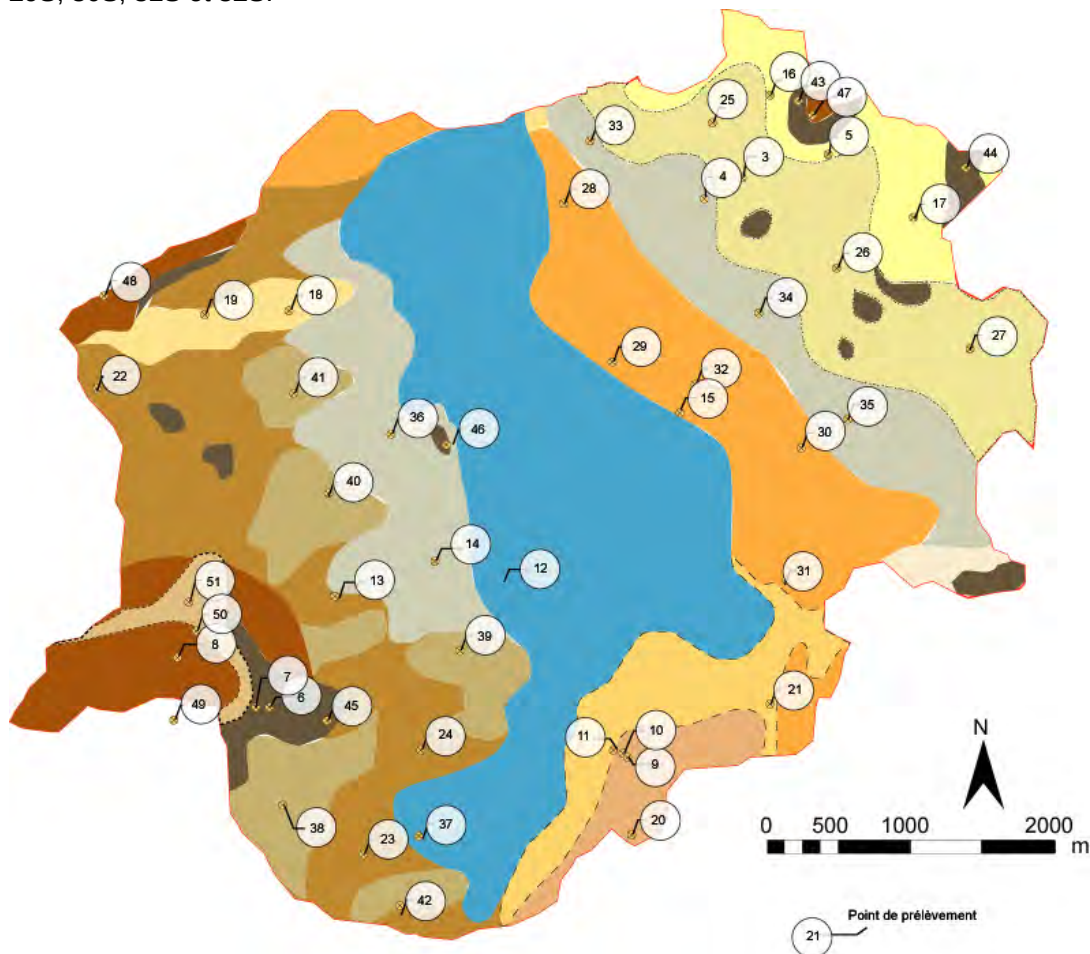


Fig. 5.2 : localisation des points de prélèvement de sols (légende, voir carte pédologique Fig. 4.9).

✱ Sols noirs argileux calcaires « Terres Noires » de Grande Limagne

Six échantillons ont été prélevés dans les sols noirs calcaires argileux de bordures de bassins du **type 131a** : **4S, 14S, 33S, 34S, 35S et 36S**.

L'échantillon **37S** a été prélevé dans les sols noirs calcaires argileux de bordures de bassins du **type 161**. Précisons que le sol de type 161 couvrant l'extension lacustre sera traité ultérieurement (en même temps que l'analyse des dépôts lacustres).

✱ Sols peu évolués d'érosion et d'apports

Cinq échantillons ont été prélevés dans les sols colluviaux et régosols sur marnes oligocènes du **type A4** : **38S, 39S, 40S, 41S et 42S**.

Cinq échantillons ont été prélevés dans les sols colluviaux et régosols sur affleurements pépéritiques du **type A9** : **6S, 43S, 44S, 45S et 46S**.

Cinq échantillons ont été prélevés dans les lithosols et sols bruns sur basalte de **type C3** : **8S, 47S, 48S, 49S et 50S**.

Deux échantillons ont été prélevés dans les complexes de sols sur sables et marnes burdigaliennes du **type C8** : **7S** et **51S**.

5.1.2. Spatialisation des données : définition d'unités lithologiques

Par souci de simplification et afin de spatialiser les informations relatives aux roches et sols du bassin versant, une interpolation des données analytiques ponctuelles à des surfaces doit être envisagée. Pour cela, des unités spatiales ont été définies dans le bassin versant, basées sur les caractéristiques lithologiques et pédologiques, connues d'après la bibliographie. Ainsi, les différents types de roches d'une part, et les différents types de sols d'autre part, ont été regroupés selon des unités spatiales aux caractéristiques communes.

a. Définition des unités spatiales de roches : les UR

Les éléments connus de la lithologie du bassin versant ont révélé la présence de formations aux lithologies contrastées, sur lesquelles sont basées les définitions d'unités :

- les roches et formations superficielles à dominante **marno-calcaire**, parfois quartzo-feldspathiques (g3, CRg/RCg, m1) ▷ **UR1** ;
- les **pépérites** (relativement mal définies) (g7) ▷ **UR2** ;
- les **basaltes** (eβ'm) ▷ **UR3** ;
- les formations superficielles à composantes **marno-calcaire et basaltique** : A, J et Cβ ▷ **UR4** ;
- les **alluvions** (Fv et Fx-y) ▷ **UR5**.

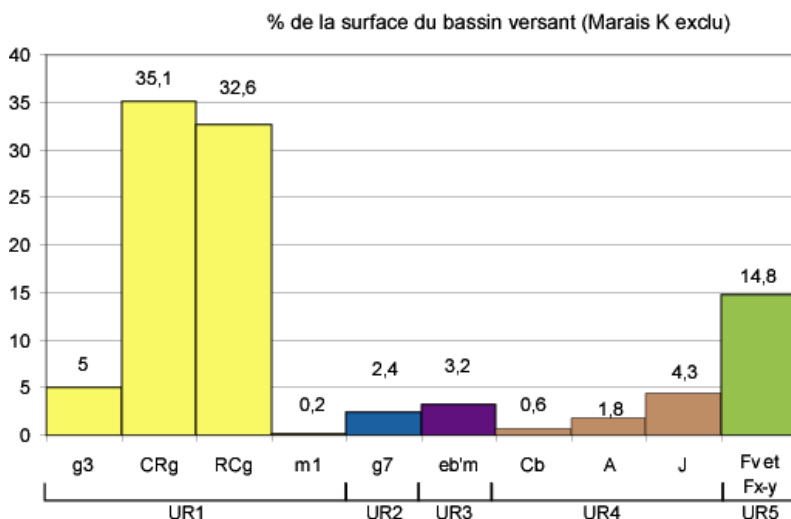


Fig. 5.3 : proportions des différentes unités spatiales de roches.

Comme le montre la figure 5.3, la surface calculée de ces unités est très inégale, les sédiments à dominante marno-calcaire de l'UR1 étant nettement prédominants sur l'ensemble du bassin versant.

b. Définition des unités spatiales de sols : les US

Les sols du bassin versant sont de nature contrastée. Les classes d'unités de sols ont été définies selon des critères similaires à ceux des unités de roches. Ont été regroupés en unités (Fig. 5.4) :

- les sols calcaires développés sur **marnes et calcaires** (71, 81b, 82, 85b, B1, 131a, A4) ▷ **US1** ;
- les sols à éléments **pépéritiques** (B3, A9) ▷ **US2** ;
- les sols développés sur **basalte** (C3) ▷ **US3** ;
- les sols à éléments **basaltiques et marno-calcaires** (B2, C9 et la portion de 161, qui s'étend au delà de la surface du maximum lacustre K) ▷ **US4** ;
- les sols développés sur **terrasse alluviale** (112) ▷ **US5**.

Les surfaces calculées des unités montrent que les sols marno-calcaires sont dominants ; les sols à éléments basaltiques constituent tout de même un quart de la surface du bassin versant (marais exclu).

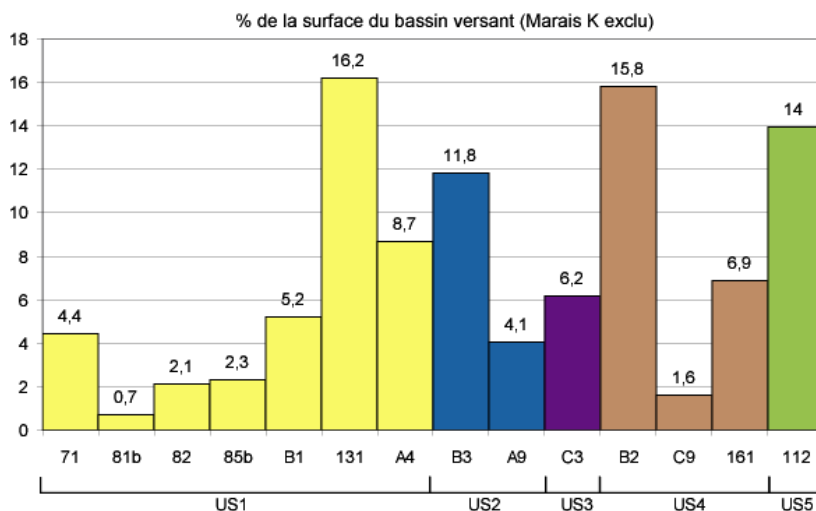
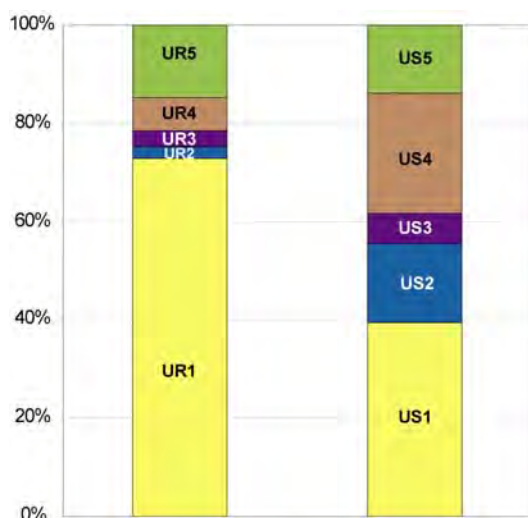


Fig. 5.4 : proportions des différentes unités spatiales de sols.

On constate de fortes différences de proportions entre les US et les UR (Fig. 5.5).



Les formations du compartiment « roche » à composante magmatique (UR3 et UR4 réunis) ne représentent qu'une faible proportion du bassin versant (9,9 %), alors que les sols à composante volcanique (US3 et US4) constituent près d'un tiers de la surface du bassin. En conséquence des apports importants d'éléments d'origine volcanique dans les sols, l'unité UR1 marno-calcaire qui couvre les trois-quarts du bassin a un équivalent en unité de sols US3 réduit à 40 % du bassin versant.

Fig. 5.5 : comparaison des proportions des différentes unités spatiales : unités de roches (à gauche) et unités de sols (à droite).

5.2. Méthodes d'analyse des roches et des sols

Les différentes techniques décrites ci-après, mises en œuvre pour l'analyse des roches et des sols du bassin versant, ont également été appliquées aux sédiments lacustres, qui feront l'objet de la partie III du mémoire.

5.2.1. Composition géochimique des roches, sols et sédiments lacustres

La **composition géochimique** des roches (intervalle oligocène exclu), sols et sédiments lacustres (carotte de sédiments lacustres SARL2 exclu) a été obtenue par analyses spectrométriques au laboratoire SARM, CRPG-CNRS de Vandœuvre-lès-Nancy. Les éléments majeurs (Si, Al, Fe total, Mn, Mg, Ca, Na, K, P, Ti et perte au feu) ont été dosés par spectrométrie d'émission ICP-AES JY70. Les résultats sont exprimés en pourcentage massique d'oxyde.

La **composition géochimique** des échantillons de l'intervalle oligocène et de la carotte de sédiments lacustre SARL2 a été mesurée par Spectrométrie d'Energie Dispersive (EDS, Noran, Idfix software) couplée à un Microscope Electronique à Balayage (LEO, Gemini, Zeiss DSM 982), au Service de Microscopie Electronique de l'Université de Tours (CHU Bretonneau). Les mesures ont été effectuées sur des pastilles d'échantillons en poudre recouverts de carbone, sous une tension d'accélération de 15 kV, avec une distance de travail de 16 mm. Les éléments majeurs (Si, Al, Fe total, Mg, Ca, Na, K, et parfois S) ont été dosés ; les résultats sont exprimés en pourcentage massique d'oxyde.

5.2.2. Contenu minéralogique des roches, sols, et sédiments lacustres

La **proportion totale de carbonates**, a été quantifiée par calcimétrie Bernard. La méthode consiste à mesurer le volume de CO₂ libéré par des échantillons finement broyés, pesés à l'échelle des 10⁻⁴ g, lors d'une attaque à HCl (N/2). Par comparaison avec le volume de gaz produit par un standard de calcite, on peut estimer la proportion de calcite (et aragonite et dolomite calcique) dans l'échantillon.

L'analyse du **contenu minéralogique total** des échantillons de roches, sols et sédiments lacustres a été effectuée par Diffraction des Rayons X (DRX) avec un diffractomètre Rigaku à anticathode Cu (35 kV, 15 A) sur des échantillons totaux broyés en fine poudre d'une part et sur des échantillons décarbonatés d'autre part.

En outre, la **composition de la fraction minérale décarbonatée inférieure à 2 µm** a également été déterminée par DRX sur roches, sols et sédiments lacustres. Les échantillons ont tous été défloculés à l'hexamétaphosphate de Na puis saturés par ion Ca²⁺ par une solution de CaCl₂ (à 100 g/l). Une suspension de particules < 2 µm a été prélevée après sédimentation puis déposée sur une lame de verre. Les minéraux sont orientés par décantation et après évaporation du ménisque d'eau. Les lames obtenues ont été analysées par DRX en trois étapes : lame « normale » puis lame soumise à saturation sous vide partiel à l'éthylène glycol, et enfin lame chauffée à 550 °C pendant 2 heures.

L'interprétation des diffractogrammes a été effectuée à partir des données de Brown (1961) et celles du site www.webmineral.com. Les proportions des différents minéraux ont été évalués de manière semi-quantitative (en %) en prenant en compte l'aire des pics les plus intenses de chacun des minéraux présents. Ces valeurs ont été rapportées à la somme des surfaces des pics les plus intenses.

Dans le cas des carbonates. Les intensités diffractées rapportées aux teneurs de carbonates mesurées par calcimétrie permettent d'estimer la quantité totale de calcite, de dolomite et d'aragonite dans chaque échantillon. Pour certains, le taux de substitution du Ca par le Mg a été déterminé par DRX à l'aide d'un étalon interne (standard de silicium) (Rosen *et al.*, 1988).

Dans le cas des silicates. La quantité totale de silicates a pu être appréciée à partir des résultats de calcimétrie, en considérant qu'ils constituent l'essentiel des produits insolubles dans HCl. A partir des estimations semi-quantitatives par DRX sur poudres de roche totale, les quantités respectives de **silicates non argileux** et de **minéraux argileux** ont été évaluées

5.2.3. Faciès microcristallins : observation des minéraux au MEB

Des **observations au MEB** couplé EDS (cf. paragraphe 5.2.1) ont été réalisées sur des échantillons de roches, sols et sédiments lacustres. Pour les observations, les échantillons ont été recouverts d'une couche de Pt (épaisseur d'environ 9 nm). La composition des grains a systématiquement été contrôlée à l'aide de la microsonde utilisée en mode ponctuel.

5.2.4. Isotopes stables de l'oxygène et du carbone

Des mesures des **isotopes stables du l'oxygène et du carbone** $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ des carbonates d'échantillons de roches, sols et sédiments lacustres ont été effectuées au laboratoire des isotopes stables du BRGM, au moyen d'un spectromètre de masse (Finnigan Mat Delta S) (analyses P. Négrel). Les $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ ont été reportés en ‰ relativement aux standards SMOW et PDB respectivement. Les résultats d'analyse des roches et sols ont été groupés avec ceux des sédiments lacustres.

5.2.5. Granularité des roches, sols, et sédiments lacustres

La granularité a été mesurée par tamisage au-dessus de 50 μm , d'une prise d'essai de 100 g d'échantillon. Trois fractions ont été séparées : les argiles et silts (inférieurs à 50 μm), les sables (50 μm et 2 mm), et les graviers (supérieurs à 2 mm). Le pourcentage pondéral de chaque fraction a été calculé après pesée des résidus de tamisage.

La teneur en fraction silteuse (50 μm à 2 μm) et argileuse (< 2 μm) a été déterminée dans chaque échantillon à l'aide du microgranulomètre laser CILAS 920.

Les pourcentages des 4 principales classes granulométriques : graviers, sables, silts et argiles ont été calculés en combinant les deux méthodes analytiques.

5.2.6. Composition de la matière organique des roches, sols et sédiments lacustres

La **caractérisation de la matière organique** a été effectuée par l'analyse optique des particules organiques extraites des roches, sols et sédiments (méthode dite des **palynofaciès**) et par l'analyse en **pyrolyse Rock Eval 6** des mêmes échantillons. Les analyses optiques et la pyrolyse Rock Eval 6 ont été réalisées au laboratoire de matière organique de l'ISTO d'Orléans.

Les analyses optiques **des palynofaciès** s'effectuent après une série d'attaques acides (HCl, HF) destinées à dissoudre la phase minérale (carbonates et silicates). Le concentré organique ainsi obtenu est récupéré puis disposé entre lame et lamelle afin d'être observé en lumière transmise. A partir des différents critères morphologiques et texturaux (Tyson, 1995) différentes classes de particules peuvent être définies. Pour cela, les échantillons ont été observés avec le microscope photonique de type Leica XP de l'ISTO d'Orléans avec un objectif x50. Après établissement d'un classement des particules recensées, un comptage des particules a été effectué sous objectif x 50, à l'aide d'un quadrillage de maille élémentaire de 10 µm placé dans un objectif des oculaires du microscope. Pour que le comptage soit significatif, un total d'au moins 500 particules a été comptabilisé par lame.

La pyrolyse **Rock Eval** a été développée à l'origine pour les prospections pétrolières (Espitalié *et al.*, 1985). Appliquée aux roches et sols, cette technique donne des renseignements sur le Carbone Organique Total, le degré de maturation et l'origine de la matière organique des matériaux. Les résultats d'analyse des roches et sols ont été groupés avec ceux des sédiments lacustres.

5.3. Composition géochimique des roches et sols du bassin versant

Comme observé précédemment, les matériaux les plus abondants du bassin versant (roches et sols), sont formés ou dérivent des marno-calcaires de l'Oligocène : ils appartiennent aux unités de roches UR1 et de sols US1, définies dans le paragraphe 5.1.2. Pour cette raison, l'analyse de la coupe réalisée dans **les sédiments peu altérés de l'Oligocène** (sédiments appartenant à l'unité UR1), permet de définir les assemblages minéraux susceptibles d'être rencontrés à l'affleurement. Les analyses ont porté sur les **5 unités de roches** (UR1 à UR5) et **de sols** (US1 à US5).

La composition chimique de deux échantillons de UR3 provient des données de Michel, (1948) cité dans Jeambrun *et al.* (1973). Il s'agit d'analyses effectuées sur les coulées basaltiques inférieure et supérieure du plateau de Gergovie. Ces échantillons seront nommés Bas_{inf} et Bas_{sup}. La composition chimique des échantillons de UR5 provient des données de Lenselink *et al.* (1990) : il s'agit de la moyenne d'échantillons prélevés dans les alluvions de l'Allier (Fx) et dans le cône de l'Artière (Fx-y a et Fx-y b) analysés par (Kroonenberg *et al.*, 1988).

5.3.1. Composition géochimique moyenne des roches et sols

Afin d'avoir une image moyenne de la nature des roches et sols qui constituent le bassin versant, les compositions des échantillons analysés de UR1, dont l'intervalle oligocène, à UR5, et US1 à US5, ont été placées dans un diagramme triangulaire SiO_2 - $[\text{CaO}+\text{MgO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}]$ - $[\text{Al}_2\text{O}_3+\text{Fe}_2\text{O}_3]$ (Fig. 5.6 a).

Les teneurs en CaO , MgO , SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O , K_2O et Fe_2O_3 des sédiments de l'intervalle oligocène sont présentées figure 5.7. Le tableau de valeurs se trouve en ANNEXE 1B (données de Morin, 2004). Les teneurs en CaO , MgO , SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O , K_2O , Fe_2O_3 , TiO_2 et MnO des roches sont présentées selon un regroupement par unité spatiale dans le tableau 5.3, et celles des sols dans le tableau 5.4.

Les compositions des roches (UR1 dont échantillons de l'intervalle oligocène à UR5, Fig. 5.6 b) et sols (US1 à US5, Fig.5.6 c) tendent à s'aligner le long d'une droite de mélange en proportions variables de SiO_2 + $[\text{Al}_2\text{O}_3+\text{Fe}_2\text{O}_3]$ dilués par les alcalino-terreux (Fig. 5.6 a). Les échantillons de roches et de sols à composante basaltique se rapprochent un peu du pôle $[\text{Al}_2\text{O}_3+\text{Fe}_2\text{O}_3]$, les échantillons de roches et sols à influence alluviale sont regroupés vers le pôle SiO_2 . Les roches de UR1 présentent la plus grande variabilité de composition, avec des échantillons à composition proche de celle des individus de UR5, et à l'inverse, des échantillons très riches en $[\text{CaO}+\text{MgO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}]$ (Fig. 5.6 b). Ces derniers sont pour l'essentiel issus de l'intervalle oligocène. Les sols de US1 présentent en revanche un domaine de composition plus réduit que UR1 (Fig. 5.6 c).

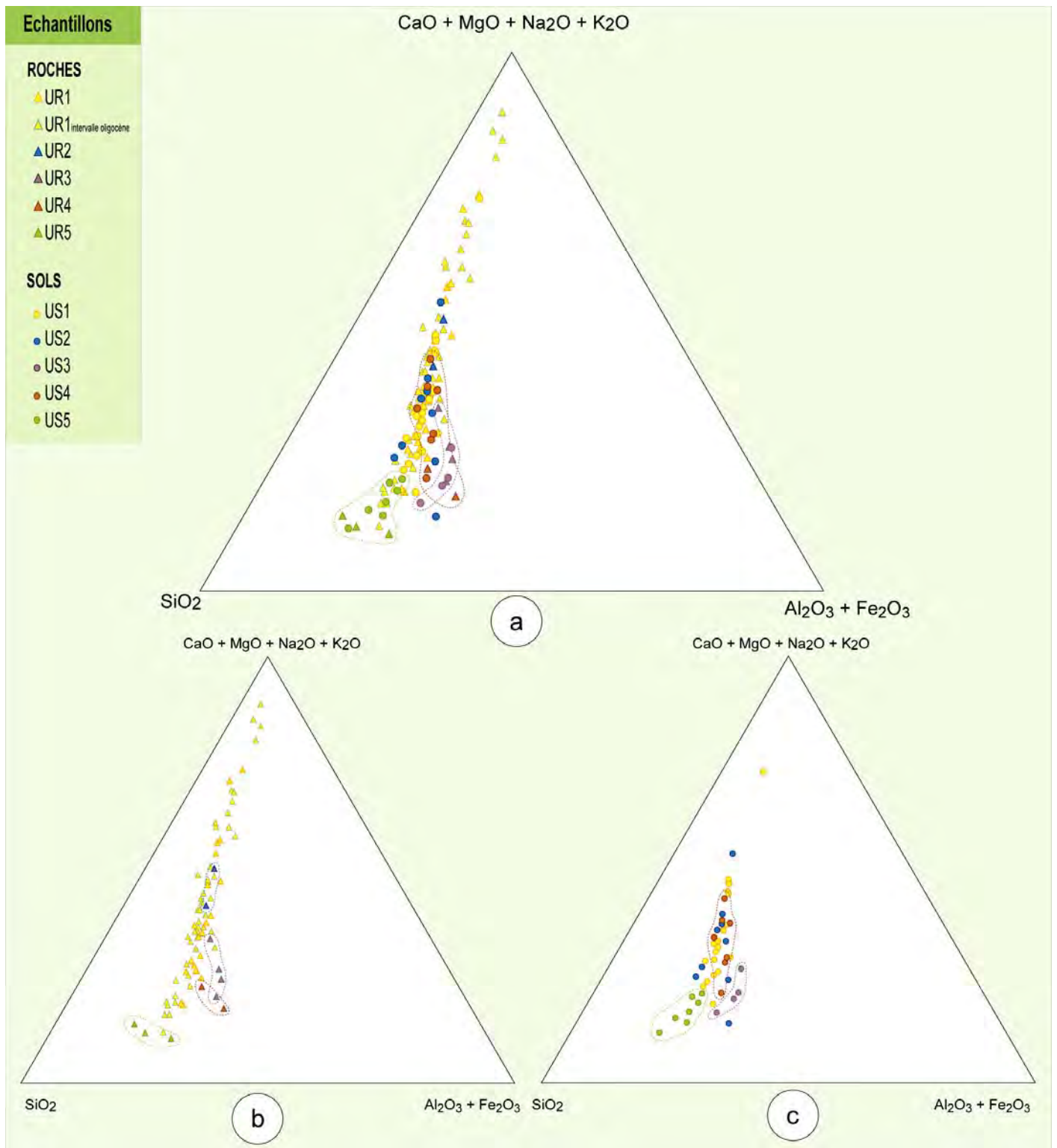


Fig. 5.6 : composition chimique des roches et sols du bassin versant dans un diagramme triangulaire SiO₂ - [CaO+MgO+Na₂O+K₂O] - [Al₂O₃+Fe₂O₃]. a) composition de l'ensemble des roches et sols analysés. ; b) composition des roches ; c) composition des sols.

5.3.2. Composition géochimique par élément

✱ **CaO** (de **0,7 % à 84 % des roches** et de **4,1 % à 44,9 % des sols**). Dans les **roches**, les plus faibles teneurs en CaO sont mesurées dans les sédiments argileux de la coupe oligocène et dans les alluvions de UR5, et les plus élevées dans les sédiments à oncolites et stromatolites. La teneur en CaO semble globalement plus élevée dans les matériaux oligocènes ou les formations qui en dérivent. Dans les sols, les teneurs en CaO relativement variables au sein des US, sont légèrement plus abondantes dans US1 et US2, et nettement moins abondantes (<14 %) dans US3 (sols sur basalte) et US5 (sols sur terrasse alluviale).

✱ **MgO** (de **1,2 % à 17,8 % des roches** et de **2,5 % à 6,4 % des sols**). La teneur en MgO de l'intervalle oligocène (Fig. 5.7) ne semble pas directement liée au faciès des matériaux. Dans les UR, la teneur en MgO est, dans l'ensemble, relativement peu élevée, seuls quelques échantillons présentent des proportions supérieures à 8 % (3R1, 4R1 et 5R1). MgO est le moins élevé dans les alluvions UR5 et est en moyenne le plus élevé dans le basalte de UR3. Dans les sols, la proportion en MgO est également relativement peu élevée (< à 5 %). Les valeurs les plus faibles sont celles des échantillons US1 situés sur versant sud, et US5 développés sur substrat marneux et alluvial.

✱ **SiO₂** (de **7 % à 69,6 % des roches** et de **34,2 % à 64,1 % des sols**). Dans la majorité des échantillons toutes UR et US comprises, SiO₂ est bien souvent l'élément dominant. Dans les roches, SiO₂ est anticorrélé au CaO ($r^2 = 0,9$). Les alluvions (UR5) sont les plus siliceuses ; les échantillons de marnes de UR1 sont également relativement riches en SiO₂ (> 50 %). Dans les sols, les teneurs de SiO₂ sont relativement homogènes d'une unité à l'autre. Des tendances apparaissent cependant. US2 (sols sur pépérites) et US3 (sols sur basalte) sont légèrement plus riches en SiO₂ et US4 est nettement plus riche en SiO₂ (> 56 %).

✱ **Al₂O₃** (de **2,8 % à 22, 5 % des roches** et de **8,7 % à 17,8 % des sols**). Dans les roches, l'abondance de Al₂O₃ est nettement liée à celle du SiO₂ ($r^2=0,8$) dans l'intervalle oligocène. Les matériaux les plus riches en Al₂O₃ sont les échantillons marneux. Dans les sols, la variabilité de teneur en Al₂O₃ est assez faible entre les US (12 à 15 % dans la majorité des échantillons).

✱ **Na₂O** (de **0,4 % à 7,8 % des roches** et de **0,3 % à 2,8 % des sols**). Une nette différence sépare le premier tiers de l'intervalle stratigraphique oligocène (échantillons OLIGA1 à A16) considérablement plus riche en Na₂O que les deux tiers sus-jacents (OLIG A17 à E49) (Fig. 5.7). Na₂O constitue par ailleurs moins de 1 % de la plupart des échantillons de UR1 (à l'exception de 3R1 et 3R2) et UR2. Les échantillons les plus riches en Na₂O proviennent des unités à composante basaltique (UR3 et UR4) et alluviale (UR5). Dans les **sols**, Na₂O constitue également moins de 1 % de la plupart des échantillons de US1 et présente des valeurs sensiblement plus élevées dans US3, US4 et US5.

✱ **K₂O** (de **0,6 % à 9,3 % des roches** et de **0,9 à 5,6 % des sols**). Dans les roches, les sédiments les moins riches en K₂O sont les calcaires à oncolites et à stromatolites et les échantillons de basalte de UR3, et les plus riches sont les marnes et marnes argileuses et les matériaux de UR2 à influence pépéritique. Dans les sols, K₂O présente des valeurs relativement homogènes (aux alentours de 3%) dans la plupart des échantillons.

✱ **Fe₂O₃** (de **0,25 % à 12,6 % des roches** et **3 % à 14,4 % des sols**). Fe₂O₃ est nettement plus abondant dans les échantillons basaltiques de UR3 et US3, et UR4 / US4.

✱ **TiO₂** (de **0,1 % à 5 % dans les roches** et **0,4 % à 3,2 % dans les sols**) est nettement corrélé à Fe₂O₃ dans les roches et dans les sols (respectivement $r^2 = 0,92$ et $0,98$) et les échantillons les plus riches en TiO₂ sont basaltiques (UR3 et US3).

✱ **MnO** (de **0 à 0,5 % dans les roches** et de **0,1 % à 0,3 % dans les sols**) est plus abondant dans les échantillons de UR3 et dans US3.

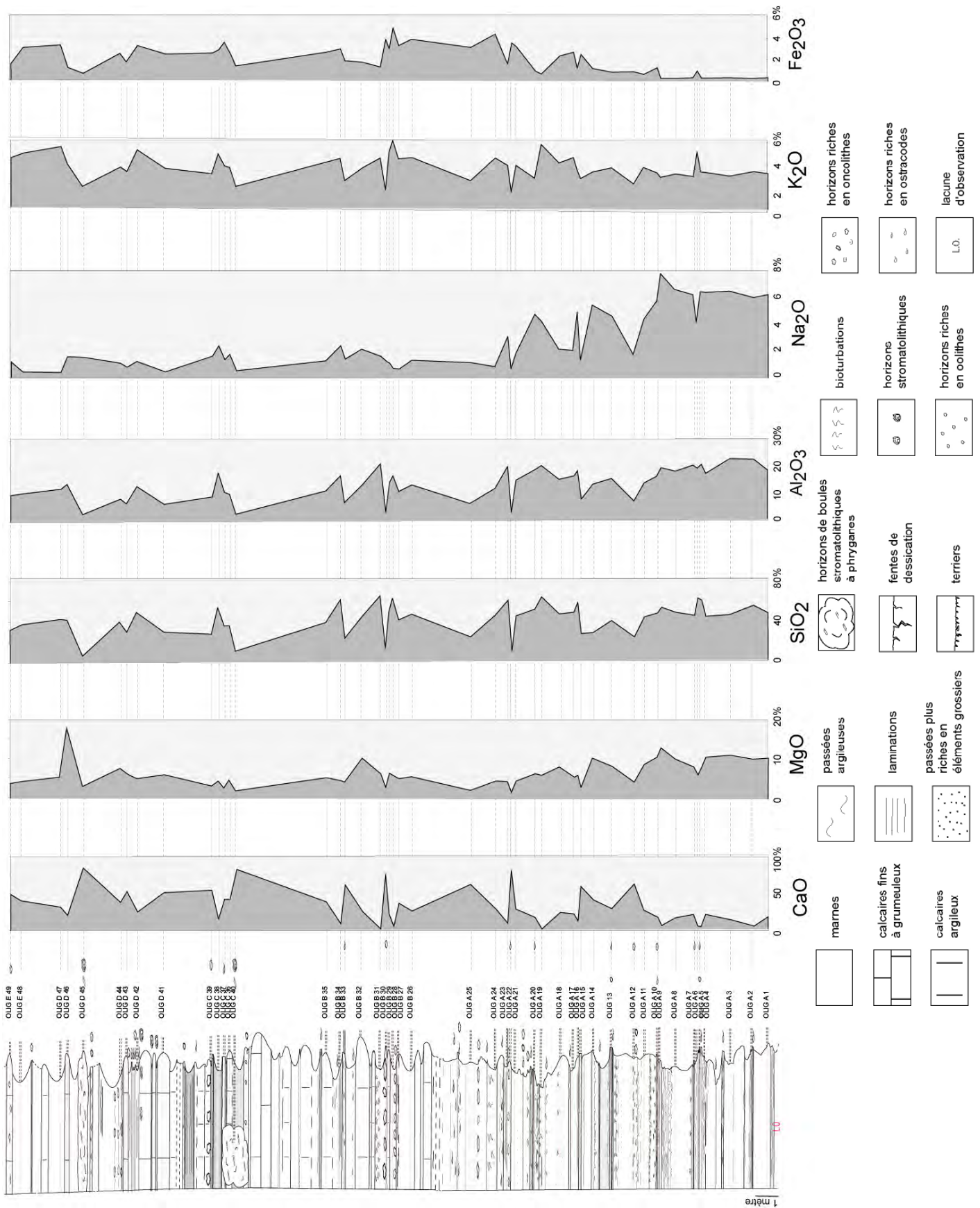


Fig. 5.7 : variations des teneurs en oxydes des échantillons OLIG de la coupe de référence dans l'Oligocène peu altéré, d'après (Morin, 2004).

Tab. 5.3 : composition chimique des roches UR1 à UR5

Unité	Echantillon	CaO	MgO	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Na ₂ O	K ₂ O	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	MnO
UR1 (Marno-calcaires)	1R1	12,1	3,1	57,7	18,2	0,5	3,1	4,5	0,6	0,0
	1R2	31,0	3,4	43,2	13,5	0,6	2,5	4,8	0,7	0,1
	1R3	20,6	3,4	50,7	16,1	0,4	3,1	4,9	0,6	0,1
	1R4	20,0	2,7	50,9	16,6	0,3	3,4	5,2	0,6	0,1
	1R5	20,3	2,7	53,1	16,4	0,4	2,7	3,6	0,5	0,0
	2R1	28,2	3,1	46,5	14,0	0,3	2,6	4,5	0,6	0,1
	2R2	48,3	6,2	31,0	8,6	0,3	2,2	2,9	0,4	0,1
	2R3	22,4	3,0	50,8	15,4	0,3	2,9	4,5	0,6	0,0
	3R2	10,2	2,0	56,0	15,1	4,4	1,4	7,6	2,3	0,0
	3R1	30,4	11,7	35,3	10,6	2,8	1,8	5,7	1,1	0,1
	4R1	55,4	13,6	22,2	4,1	0,4	1,5	2,5	0,1	0,1
	4R2	27,9	4,0	46,1	12,4	0,3	4,7	4,0	0,3	0,1
	6R	29,3	5,6	41,2	12,5	0,7	3,4	5,8	1,2	0,1
	7R	68,5	2,6	18,6	5,5	0,2	1,2	2,8	0,5	0,1
	5R3	18,6	5,8	44,7	14,5	0,9	4,8	8,5	0,1	1,6
	3R3	46,2	4,4	33,4	9,0	0,5	2,7	3,2	0,4	0,1
	4R3	38,3	4,0	38,6	10,3	0,6	3,3	4,0	0,6	0,1
	9R3	20,2	2,8	50,9	16,8	0,5	2,9	5,2	0,6	0,1
	11R1	29,5	2,9	45,3	14,1	0,2	2,6	4,7	0,6	0,0
	11R2	69,8	2,1	18,3	5,7	0,3	1,3	2,2	0,2	0,1
	12R1	16,6	4,3	50,2	16,1	0,7	2,8	7,5	1,4	0,1
	12R2	22,6	3,6	48,1	15,0	0,5	2,9	5,9	0,9	0,1
UR2 (Pépérites)	5R1	30,3	14,1	35,5	10,0	0,2	5,6	3,7	0,4	0,1
	5R2	13,0	2,1	56,0	14,9	0,2	9,3	3,8	0,6	0,0
UR3 (Basalte)	8R1	10,5	6,1	48,3	15,6	2,0	0,9	12,6	2,9	0,2
	8R3	11,8	7,5	45,6	15,1	3,7	0,7	12,1	2,6	0,1
	Basinf	12,8	6,8	43,9	15,2	3,9	1,8	9,9	5,0	0,2
	Bassup	12,2	6,3	44,1	15,0	3,7	3,0	10,7	3,5	0,5
UR4 (Colluvions basaltiques)	13R	13,1	4,9	50,6	15,4	1,8	2,3	9,1	1,9	0,2
	14R	17,8	5,6	47,7	14,3	1,7	2,4	8,2	1,6	0,2
UR5 (Terrasse alluviale)	Fx	3,6	3,0	69,2	12,5	2,3	2,5	5,3	1,3	0,1
	Fx-y Ea1 Ea2	6,3	1,2	69,6	13,6	2,7	3,7	2,2	0,4	0,0
	Fx-y Ec3 Ec4	4,0	2,8	67,7	13,1	2,1	2,8	5,7	1,4	0,1

Tab. 5.4 : composition chimique des sols par US et par type de sol

Unité	Type de sol	Echantillon	CaO	MgO	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Na ₂ O	K ₂ O	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	MnO
US1 (Sols sur marnes et calcaires)	71	5S	17,5	5,1	46,2	14,6	0,9	5	8,4	1,6	0,12
		16S	22,1	4,6	48,4	13,5	0,8	4,7	4,9	0,7	0,10
		17S	8,1	3,7	55	16,6	0,5	6	8,4	1,5	0,18
	82	18S	25	4,5	47,3	12,5	0,8	3,4	5,2	0,9	0,12
		19S	20,9	3,9	49,7	13,4	0,8	2,7	6,8	1,4	0,13
	85b	9S1	29,7	2,8	45	14,2	0,4	2,5	4,6	0,6	0,07
		9S2	29,4	2,9	45	14,2	0,4	7	4,7	0,6	0,07
		20S	17,4	2,9	51,6	15	1,3	3	6,9	1,2	0,15
	B1	11S1	25,3	2,8	48,1	14,9	0,6	2,6	4,8	0,7	0,07
		21S	38,1	3,1	39,6	11,2	0,5	2,7	4	0,5	0,09
	131a	4S	38	5,1	38,1	10	0,6	3,5	3,9	0,5	0,09
		14S	16,3	4,8	50,3	14,7	1,1	3,1	7,6	1,5	0,15
		33S	24,4	3,9	47,1	13,3	0,9	3,3	5,6	0,9	0,14
		34S	15	3,3	53,7	15,1	1	3,9	6,3	1	0,15
		35S	14,5	3	55,2	15,2	1,1	3,6	6	1	0,13
		36S	21,6	4,1	48,7	13,6	1,1	3,3	6,1	1	0,13
	A4	38S	35,5	6,4	38,3	9,9	1,2	3	4,4	0,8	0,12
		39S	27,6	4,9	43,2	12,5	1	2,9	6,2	1,2	0,14
		40S	35,6	5	39,6	11,1	0,8	2,4	4,4	0,7	0,11
		41S	20,6	3,8	51,8	12,7	0,8	2,8	5,9	1,1	0,12
		42S	33,1	4,5	41,3	12,1	0,4	3,4	4,3	0,6	0,11
US2 (Sols à éléments pépéritiques)	B3	3S	44,9	4,9	34,3	8,7	0,5	3	3	0,4	0,10
		25S	28,6	4,2	44,4	12,5	0,9	2,9	5,2	0,8	0,13
		26S	26,7	4,3	46	12,4	1	3,3	5	0,8	0,11
		27S	30,6	4,2	43,1	11,9	0,6	3,6	4,7	0,7	0,11
	A9	6S	23,1	6,2	43,8	13,4	1,5	2,6	7,4	1,6	0,13
		43S	13,4	5,3	49	15,7	1	3,7	9,4	1,9	0,15
		44S	7,2	3	53,3	17,8	0,3	2,8	12,1	2,5	0,25
		45S	22	6,3	45,2	13	1,3	2,7	7,3	1,5	0,14
(US3) Sols sur basaltes	C3	46S	17,7	3,5	53,2	13,2	1,9	3,5	5,5	0,9	0,10
		8S	10	6	49,3	15,3	1,7	1	12,7	2,9	0,24
		47S	9,9	6	47,8	16,3	2,8	1,4	11,9	2,8	0,19
		48S	9,2	3,8	55	16,8	0,9	2	9,8	2	0,15
US4 (Sols à éléments basaltiques et marnocalcaires)	B2	49S	9,1	5,1	47,9	16,3	1,7	0,9	14,4	3,2	0,31
		13S	10,9	5,3	51,7	15,4	1,8	2,3	9,7	2,1	0,19
		22S	24,1	5,3	47,6	12,8	0,8	3,3	4,9	0,7	0,13
		23S	29,6	3,9	43,8	12,2	0,8	3,2	5,1	0,8	0,12
	161	24S	26,4	6,1	42,4	12,5	1,2	2,8	6,6	1,4	0,13
		37S	32,9	5,2	40,9	10,8	0,8	3,7	4,5	0,7	0,12
US5 (Sols sur terrasse alluviale)	C9	7S	20,3	5,3	46,9	13,9	0,8	2,1	8,5	1,8	0,15
		51S	4,1	3	62,8	15,4	1,1	2,2	9,1	1,9	0,16
	112	15S	12,1	2,8	58,5	14,3	1,3	3,5	5,9	1,1	0,11
		28S	6,2	3,8	64,1	12,4	2,3	2,5	6,8	1,4	0,12
		29S	5,7	2,8	62,5	15,3	1,4	3,7	6,6	1,2	0,13
		30S	10,2	3	58,1	15,6	1,2	3,9	6,4	1,1	0,13
		31S	13,6	2,5	56,3	15,6	1,3	3,1	6,2	1	0,12
		32S	8,4	2,9	60,8	14,9	1,5	3,5	6,4	1,2	0,12

5.3.3. Composition géochimique moyenne des UR et US

Afin d'avoir une image géochimique globale du bassin versant, une composition moyenne des roches et des sols du bassin versant a été estimée :

- en calculant, à partir de la composition des échantillons de roches et de sols, les teneurs moyennes en oxydes pour chaque UR et chaque US ;
- en pondérant ces valeurs moyennes à la surface de chacune des unités.

La composition des échantillons de l'intervalle oligocène n'a pas été utilisée pour réaliser ce calcul en raison de l'utilisation d'une méthode d'acquisition différente des données.

Les teneurs moyennes de chaque oxyde rapportées à la surface de chaque unité, ainsi que la composition moyenne des roches et sols du bassin versant sont présentées dans les tableaux 5.5 et 5.6.

Tab. 5.5 : teneur moyenne de chaque oxyde par UR, rapportée à la surface de chaque UR et composition géochimique moyenne des roches du bassin versant.

Unités	Surface % BV	CaO	MgO	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Na ₂ O	K ₂ O	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	MnO
UR1	72,9	31,2	4,4	42,4	12,7	0,7	2,7	4,7	0,8	0,1
UR2	2,4	21,6	8,1	45,8	12,5	0,2	7,5	3,7	0,5	0,1
UR3	3,2	11,8	6,7	45,5	15,2	3,3	1,6	11,3	3,5	0,3
UR4	6,7	15,4	5,3	49,2	14,8	1,7	2,4	8,7	1,8	0,2
UR5	14,8	4,6	2,3	68,8	13,1	2,4	3,0	4,4	1,0	0,1
composition moyenne du bassin versant		25,4	4,3	47,0	13,0	1,1	2,8	5,1	0,9	0,08

Tab. 5.6 : teneur moyenne de chaque oxyde par US, rapportée à la surface de chaque US et composition géochimique moyenne des sols du bassin versant.

Unités	Surface % BV	CaO	MgO	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Na ₂ O	K ₂ O	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	MnO
US1	39,6	24,6	4,0	46,8	13,3	0,8	3,3	5,7	0,9	0,12
US2	15,9	23,8	4,6	45,8	13,2	1,0	3,1	6,6	1,2	0,13
US3	6,2	9,6	5,2	50,0	16,2	1,8	1,3	12,2	2,7	0,22
US4	24,3	21,2	4,9	48,0	13,3	1,0	2,8	6,9	1,4	0,14
US5	14	9,4	3,0	60,0	14,7	1,5	3,3	6,4	1,2	0,12
composition moyenne du bassin versant		20,6	4,3	49,0	13,7	1,1	3,0	6,6	1,2	0,12

Des différences apparaissent entre les compositions moyennes estimées des roches et sols du bassin versant :

- le CaO est plus abondant dans les roches-mères que dans la couverture pédologique ;
- le MgO et le Na₂O présentent les mêmes teneurs moyennes dans les deux compartiments ;
- tous les autres oxydes sont plus abondants dans les sols.

5.4. Composition minéralogique des roches et sols du bassin versant

La composition minéralogique (nature et abondance des carbonates, minéraux insolubles dont silicates, et minéraux argileux) des sédiments de l'intervalle oligocène est présentée Fig. 5.8, celle des autres échantillons de UR1 et de UR2 à UR5 Fig. 5.9, enfin celle des sols se trouve Fig. 5.10.

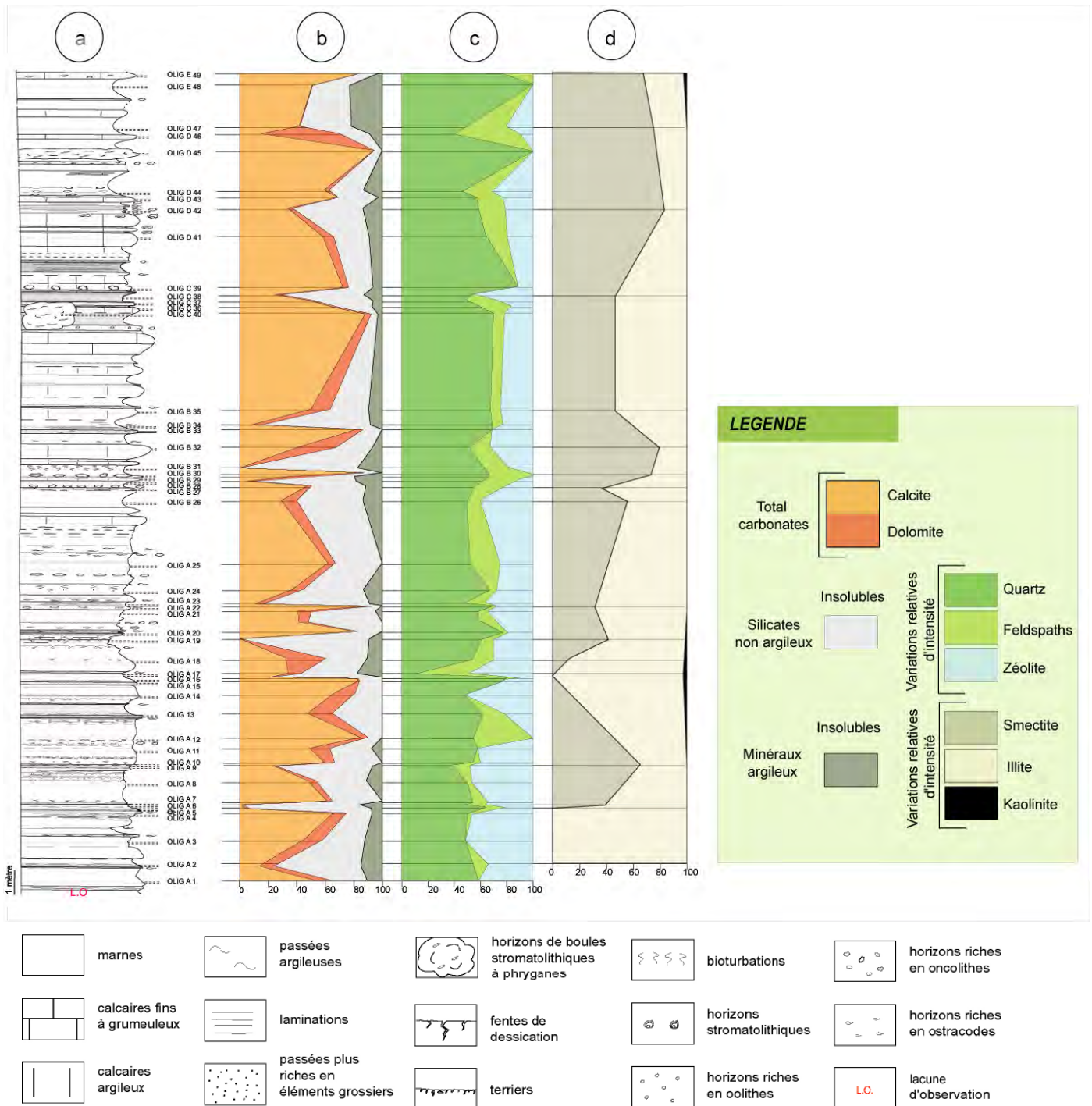
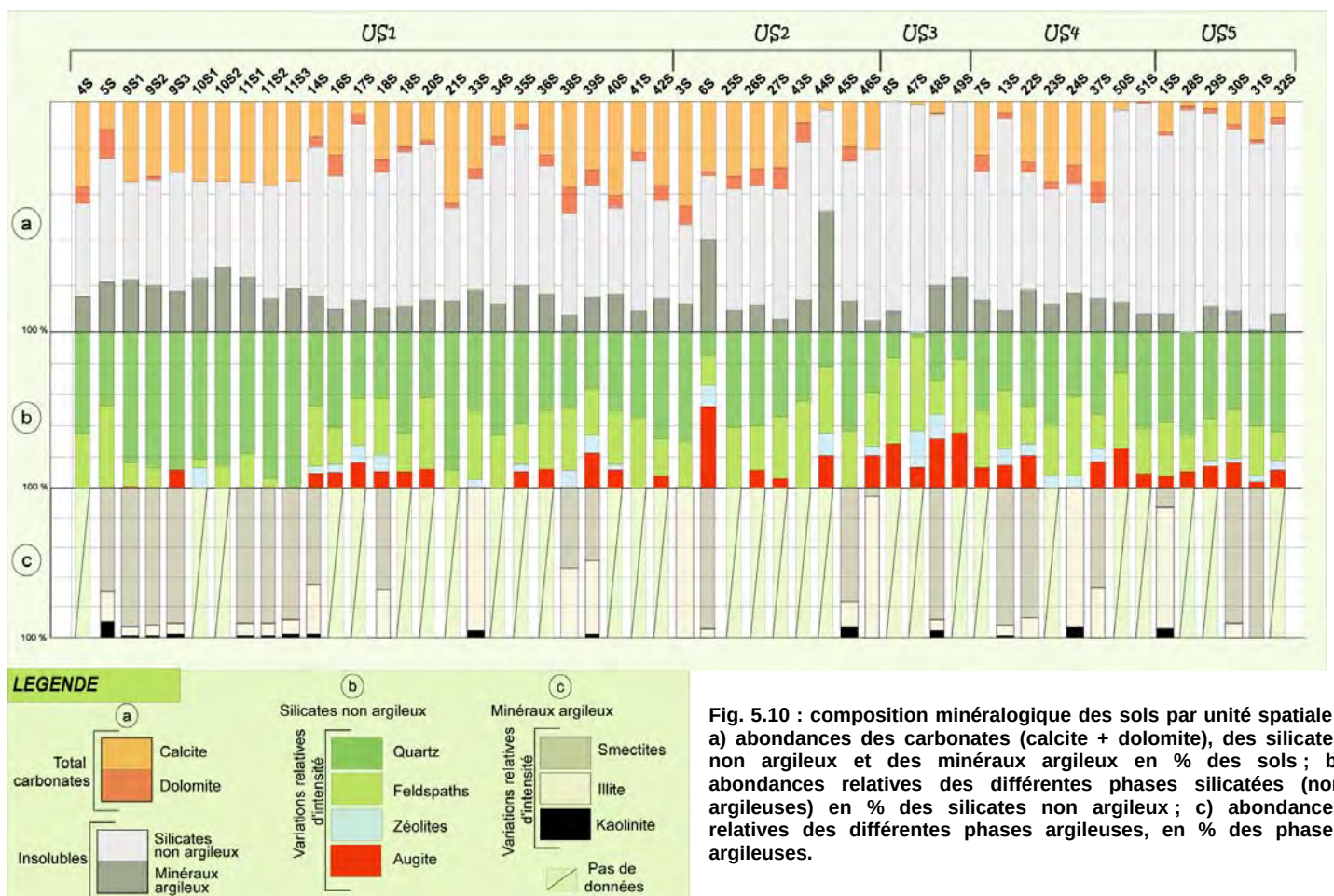
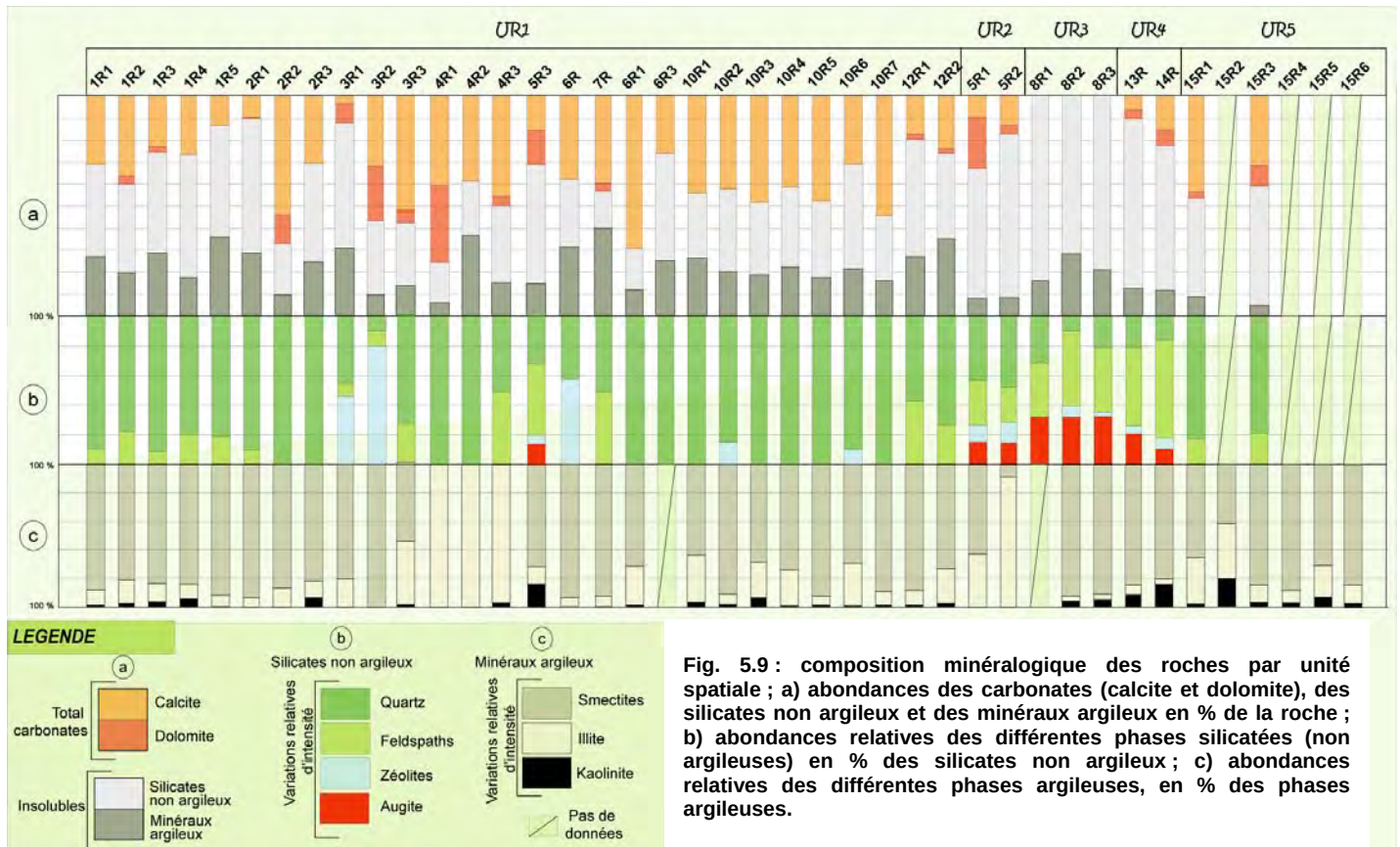


Fig. 5.8 : composition minéralogique des sédiments de l'intervalle oligocène (Morin, 2004) ; a) lithologie ; b) abondances des carbonates (calcite et dolomite), silicates non argileux et des minéraux argileux en % de la roche totale ; c) abondances relatives des différentes phases silicatées (non argileuses) en % des silicates non argileux ; d) les abondances relatives des différentes phases argileuses, en % des phases argileuses.



5.4.1. Les carbonates

a. Roches du bassin versant)

Les teneurs en **carbonates** varient de 0 % pour les échantillons basaltiques (UR3) à 94 % pour OLIGA 22 (UR1). Les teneurs en calcite + dolomite des échantillons UR1 sont dans l'ensemble les plus élevées. De fortes variations s'observent cependant. Ainsi dans l'intervalle oligocène aux faciès divers, les teneurs varient entre **0** et **16 %** pour les argiles et argiles calcaires, et **75 à 94 %** pour les calcaires, calcarénites, les ostracodites, les calcaires à oncolithes et les stromatolites.

La **calcite** est l'espèce minérale dominante des carbonates. Elle se trouve dans tous les échantillons, à l'exception du basalte (UR3), et des passées de sables et graviers de UR5. Dans UR1, elle constitue souvent près ou plus de la moitié de la roche totale. Des analyses plus fines réalisées sur quelques échantillons de UR1 issus de l'intervalle oligocène, ont montré que la calcite peut présenter une légère substitution de Ca par Mg (entre 0,1 et 2,3 % de mol de MgCO_3 , Tab. 5.7), ou peut être magnésienne (jusqu'à 23,5 % de mole de MgCO_3 , Tab. 5.7).

La **dolomite** se trouve en quantité variable dans les échantillons des différentes UR (0 à 55 % de la roche totale pour OLIGD46 dans UR1), sauf dans UR3 qui en est dépourvue. Pour la majorité des échantillons de UR1, cette proportion est modeste voire nulle. Cependant, certains échantillons de UR1 (prélevés sur le versant est du bassin versant) contiennent de la dolomite en proportion parfois très élevée (jusqu'à 37 % de la roche totale dans 4R1). La dolomite des échantillons analysés plus finement est relativement riche en Ca (dolomites calciques avec 38 à 47 % de mol de MgCO_3 , Tab. 5.7).

Tab. 5.7 : taux de substitution de CaO par MgO dans la calcite et la dolomite dans l'intervalle oligocène UR1 (Morin, 2004)

ECHANTILLON	% mol MgCO_3 dans Calcite	% mol MgCO_3 dans calcite Mg	% MgCO_3 dans dolomite
OLIGA 2	1,7	15,3	47
OLIGA 5	2,2	14,7	40,8
OLIGA 6	3,1	14,3	42,6
OLIGA 13	1,8	13	46,6
OLIGA 16	0,8	13,2	38,7
OLIGA 17	0,9	-	45,5
OLIGA 18	2,1	-	48,6
OLIGA 19	-	23,5	39,8
OLIGA 23	0,8	14,8	40,3
OLIGB 27	1,6	9,4	48,2
OLIGB 28	0,1	20,6	46,5
OLIGB 31	-	12,9	40,3
OLIGB 34	1,2	13,3	41,5
OLIGC 37	1,3	-	41,8
OLIGC 39	2,3	11,9	43,5
OLIGD 42	1,1	12	37,9
OLIGD 44	1,2	16	40,6
OLIGD 46	1	-	46,7

b. Sols du bassin versant)

Les teneurs en **carbonates** des sols sont comprises entre **0 %** (sol sur basalte) à **54%** dans 3S. Les teneurs en calcite + dolomite sont relativement **élevées** (entre 30 et 50 %) de la plupart des sols de US1. US2 et US4, ont des teneurs en carbonates fortement contrastées, avec des valeurs nettement < 10 % jusqu'à > 30 %. US3 basaltique et US5 à composante alluviale possèdent les teneurs les plus faibles des US avec des proportions de carbonates toujours inférieures à 20 %.

La **calcite**, absente de 8S, 49S et 51S, pouvant atteindre **45 %** dans 3S, est présente dans toutes les US (en très faibles proportions dans US3 sur sol basaltique). Elle constitue la phase carbonatée dominante de tous les sols sauf

exceptions (5S et 51S). La **dolomite** est absente des sols du versant sud de US1 et de US3 et constitue jusqu'à **13 %** dans 5S (US1). Elle est présente dans la plupart des échantillons, mais souvent dans des proportions inférieures à 10 %.

5.4.2. Les silicates

a. Roches du bassin versant

Les **silicates** (non argileux et argileux) constituent entre **6 et 100 %** des échantillons des différentes UR. Les silicates non argileux sont constitués de quartz, de feldspaths, de zéolites (analcime et clinoptilolite) et de minéraux lourds dont seule l'augite a pu être identifiée par DRX. Les minéraux argileux contiennent smectites, illite et kaolinite.

Le **quartz** est présent dans tous les échantillons dans des teneurs comprises entre **3 et 55 %** (échantillon de UR1) des roches totales. Sauf exceptions, il constitue la phase dominante des silicates non argileux dans UR1, surtout dans les sédiments marneux, mais aussi de UR2 et UR5. Les **feldspaths** (plagioclases et potassiques) sont des solutions solides qu'il n'a pas été possible de différencier puisque leurs pics de diffraction se superposent. Une estimation de leur abondance (tous feldspaths confondus) a été faite en utilisant le pic le plus intense entre $d=3,18$ et $3,2$ Å. Dans l'ensemble relativement peu abondants dans UR1, leur teneur peut néanmoins atteindre 23 %. Les feldspaths sont largement plus abondants dans UR2, UR3 et UR4. L'**analcime** (zéolite) est présente dans la plupart des échantillons de l'intervalle oligocène (jusqu'à 20 % dans des sédiments marneux et argileux), alors que sa présence est moins systématique dans les autres échantillons de UR1. Elle est présente dans UR2, UR3 et UR4, entre 0 et 12 %. La clinoptilolite est présente en faibles proportions dans 10R2 et 10R6. L'**augite** (probablement titanifère, d'après la bibliographie) est présente dans les échantillons à composante basaltique et pépéritique (UR2, UR3 et UR4) avec un maximum de 27 % dans 8R1, et est absente de tous les échantillons à dominante marno-calcaire (UR1) (Fig. 5.9).

Les **comptages de minéraux lourds** réalisés sur des échantillons des sables de la terrasse Fx-y (Lenselink et al., 1990), indiquent que les alluvions comportent des minéraux volcaniques en proportions importantes (dont l'augite verte, l'augite titanifère et la hornblende brune et l'olivine). Ils signalent la présence d'éléments granitiques et métamorphiques. Les auteurs précisent par ailleurs que la composition en minéraux lourds de la terrasse Fx de l'Allier est identique.

Les **minéraux argileux** constituent **0 à 40 %** des échantillons des UR. Leur abondance est variable. Les **smectites** forment jusqu'à 36 % des échantillons totaux : elles constituent la phase argileuse dominante dans la majorité des sédiments. L'**illite** est généralement moins abondante, mais elle peut constituer jusqu'à 34 % des roches totales. Elle est, en outre, le minéral argileux le plus abondant de la partie inférieure de l'intervalle oligocène (UR1). La **kaolinite** est anecdotique dans toutes les UR.

b. Sols du bassin versant

Les **silicates** représentent entre **46 et 100 %** des échantillons de sols (dans 3S et 49S sur sol basaltique). Les silicates non argileux (quartz, feldspaths, analcime et augite) constituent quant à eux entre **27 et 98 %** des échantillons totaux.

Le **quartz** représente entre **1,5 et 59 %** du total des silicates non argileux des sols (dans 47S et 28S sur alluvions). Il est présent dans tous les échantillons, et en constitue la phase minérale dominante. Le quartz est relativement plus abondant que la calcite quelle que soit l'US considérée. Il constitue dans la plupart des échantillons plus de 20 % du total et représente même près de 50 % de certains sols (sols sur marnes de US1 et sols sur alluvions de US5). Les **feldspaths** représentent **0 à 48 %** (47S sol basaltique) des phases minérales. Les plus faibles proportions

sont dans les sols de versant sud de US1, et les sols de US3 présentent les proportions les plus élevées. Les abondances de feldspaths dans les autres unités sont du même ordre de grandeur : entre 10 et 30 % du cortège minéral. L'**analcime** constitue jusqu'à **16 %** (dans 47S sol basaltique) des minéraux des sols. Elle est présente dans toutes les US (mais pas dans tous les sols) dans des proportions le plus souvent comprises entre 2 et 8 %. L'**augite** constitue jusqu'à **32 %** (47S) des minéraux des sols. Les sols de versant sud de US1 sont dépourvus d'augite, néanmoins rencontrée dans toutes les autres unités (entre 5 à 15 %) et en proportions nettement plus élevées dans les sols basaltiques de US3 (≥ 20 %).

Les **minéraux argileux** sont pour l'essentiel dominés par les smectites qui peuvent constituer jusqu'à 22 % des échantillons totaux dans US1, et 32 % dans 6S (US2). Toutefois certains échantillons sont largement dominés par l'illite qui peut constituer une part importante des sols : c'est le cas de 33S dans US1 où elle constitue 17 % du total de l'échantillon, et de 3S dans US2 à 12 %. La kaolinite est généralement présente dans les échantillons, mais là encore dans des proportions très réduites.

La comparaison entre les compositions des roches et des sols montre que globalement, les sols sont plus riches en silicates, surtout non argileux. Même en proportions modestes, la dolomite est plus systématiquement présente dans les sols. Il en est de même pour l'augite et les zéolites (analcime surtout). La composition minéralogique des sols paraît intermédiaire entre celle des roches de UR1 à dominante marno-calcaire et celle des roches de UR3 à composante basaltique.

5.5. Observations au MEB des minéraux des roches et des sols

Naturellement, tous les minéraux des roches et sols du bassin versant sont susceptibles d'être intégrés aux sédiments lacustres par voie détritique. Ainsi l'identification des faciès des minéraux des roches et sols peut être utile pour reconnaître, dans les sédiments lacustres, les minéraux issus du détritisme, pour ensuite les distinguer de ceux formés *in situ*.

5.5.1. Habitus des carbonates

La calcite.

La calcite a été observée dans des échantillons de marnes plus ou moins argileuses et calcaires de UR1. Elle y est présente essentiellement **sous forme d'une matrice fine**, parfois mêlée à des feuillets d'argiles, elle est de ce fait souvent indiscernable même à l'échelle du micromètre (Fig. 5.11 a). Cet habitus est également commun dans les sols. Lorsqu'elle a pu être distinguée du fond, la calcite présente des formes et des habitus divers : cristaux massifs de plusieurs micromètres, (Fig. 5.11 b), bâtonnets de 1 à 5 μm (Fig. 5.11 c). Elle est parfois présente en grains nettement usés (Fig. 5.11 d). Parfois la calcite est automorphe, finement cristallisée, et se présente en petits grains de 1 à 2 μm pouvant atteindre 5 μm (Fig. 5.11 e et f).

La dolomite.

La dolomite se présente au MEB presque toujours sous forme : rhomboèdres parfaitement automorphes de la taille des silts (plusieurs micromètres à plus de 20 μm d'arête, Fig. 5.12 a et b).

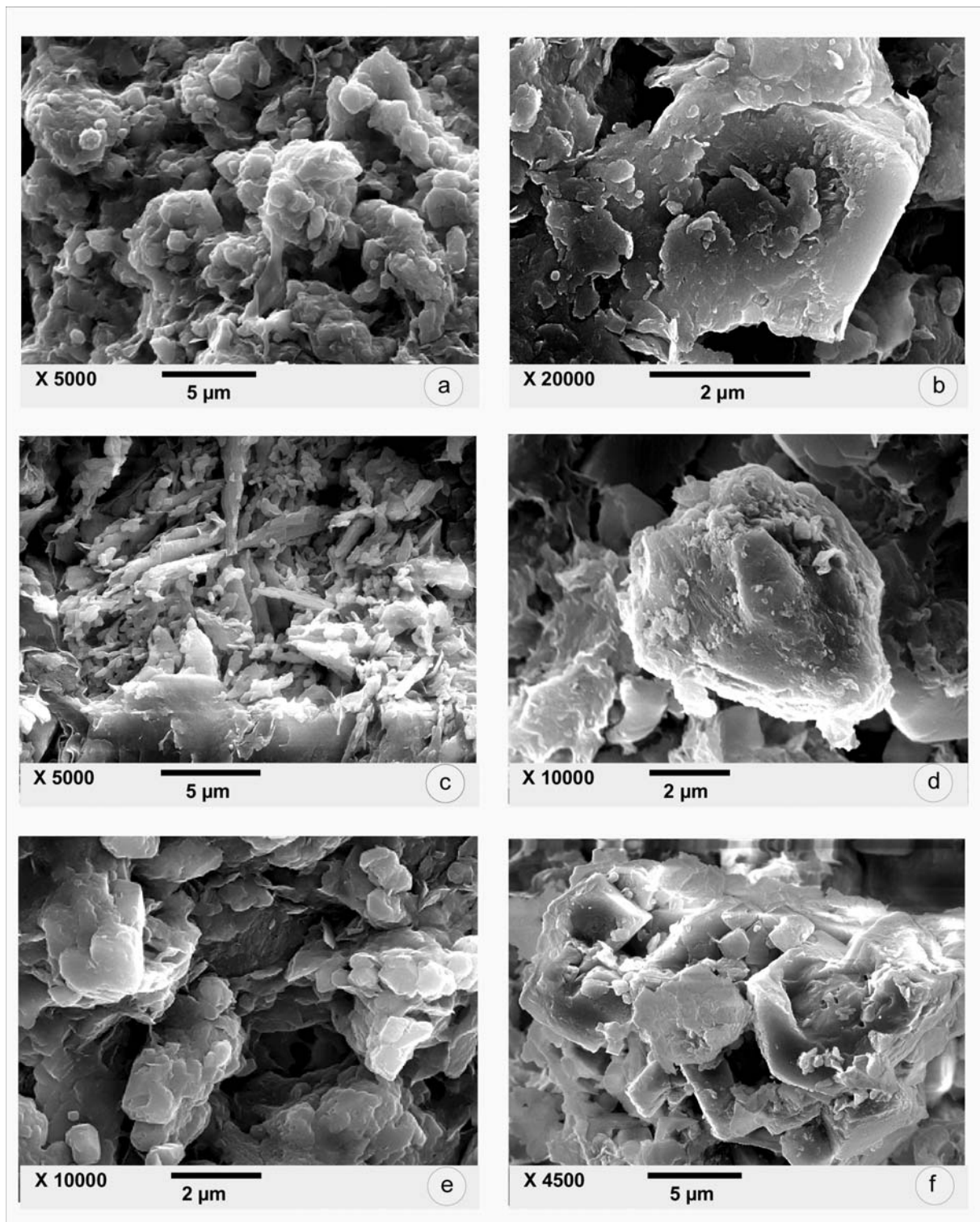


Fig. 5.11 : différents habitus de la calcite observés dans les roches du bassin versant du Marais de Sarliève. a) matrice calcitique à grains 0,5 à 2 µm, englobés dans des argiles (éch OLIG27) ; b) rhomboèdre de plusieurs micromètres (éch 5R1) ; c) bâtonnets de 1 à 5 µm d'origine bioclastique probable (éch 9R3) ; d) fragment très usé (éch 3R2) ; e) cristaux de calcite (jusqu'à 4 µm) dans matrice argileuse (éch OLIGB27) ; f) cristaux de calcite automorphe (éch OLIGA9).

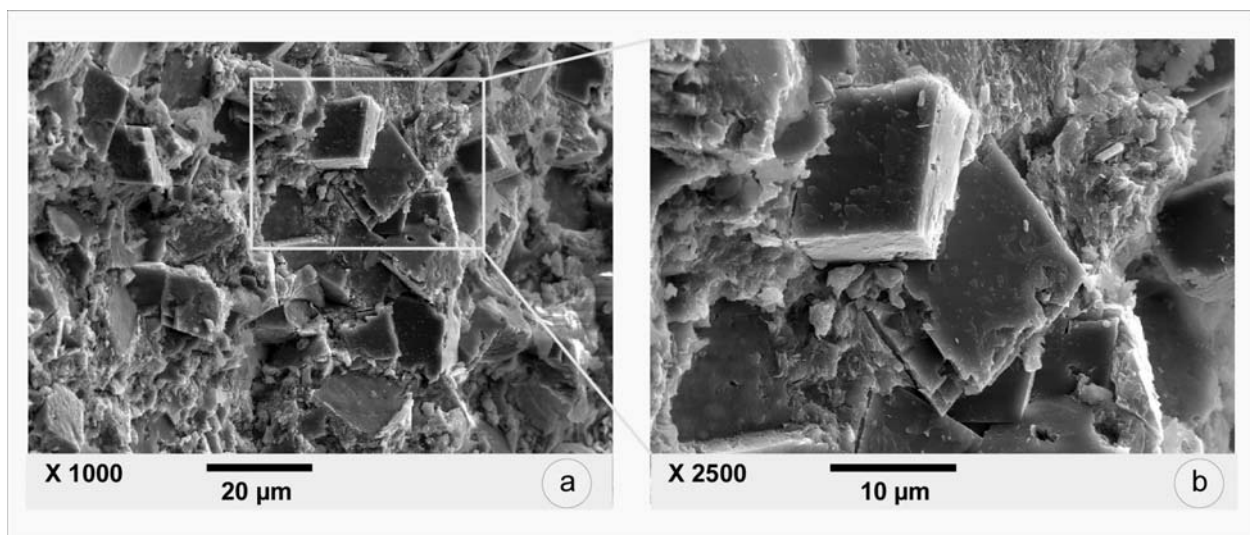


Fig. 5.12 : habitus la dolomite communément rencontré dans les roches et sols du bassin versant du Marais de Sarliève. a) rhomboèdres de dolomite (jusqu'à 20 µm, éch OLIGB27) ; b) agrandissement sur les rhomboèdres de dolomite.

5.5.2. Habitus des silicates

Le quartz.

Les observations de roches et sols au MEB ont révélé la présence de rares quartz en grains de plusieurs micromètres sans forme cristalline ; mais généralement le quartz, en grains probablement très petits, est difficile à distinguer d'une matrice très fine, constituée de calcite et d'argiles.

Les feldspaths.

Les feldspaths présentent des faciès divers. Les plus fréquemment observés sont des orthoses ; les plagioclases n'ont été que rarement trouvés. De petits cristaux automorphes (quelques micromètres) de feldspaths potassiques (orthose) ont été rencontrés dans les roches (Fig. 5.13 a, b et c) et dans les sols (Fig. 5.13 d). Des fragments usés de feldspaths potassiques et de feldspaths sodiques (de 2 à plusieurs dizaines de micromètres) ont également été rencontrés.

L'analcite.

Différents faciès d'analcite ont été observés : des gros cristaux cubiques parfaitement automorphes supérieurs à 150 µm, aux fragments roulés de quelques micromètres (Fig. 5.14 a à d). De taille variable, généralement supérieurs à la taille des argiles, les cristaux automorphes d'analcite ont toujours été rencontrés en agglomérats comme l'illustrent les Fig. 5.14 a à c.

Malgré leur mise en évidence aux DRX, de tels cristaux n'ont pas été identifiés avec certitude dans les sols, en partie en raison de la difficulté à les discriminer des feldspaths sodiques, lorsque les minéraux ne présentent pas d'habitus caractéristique.

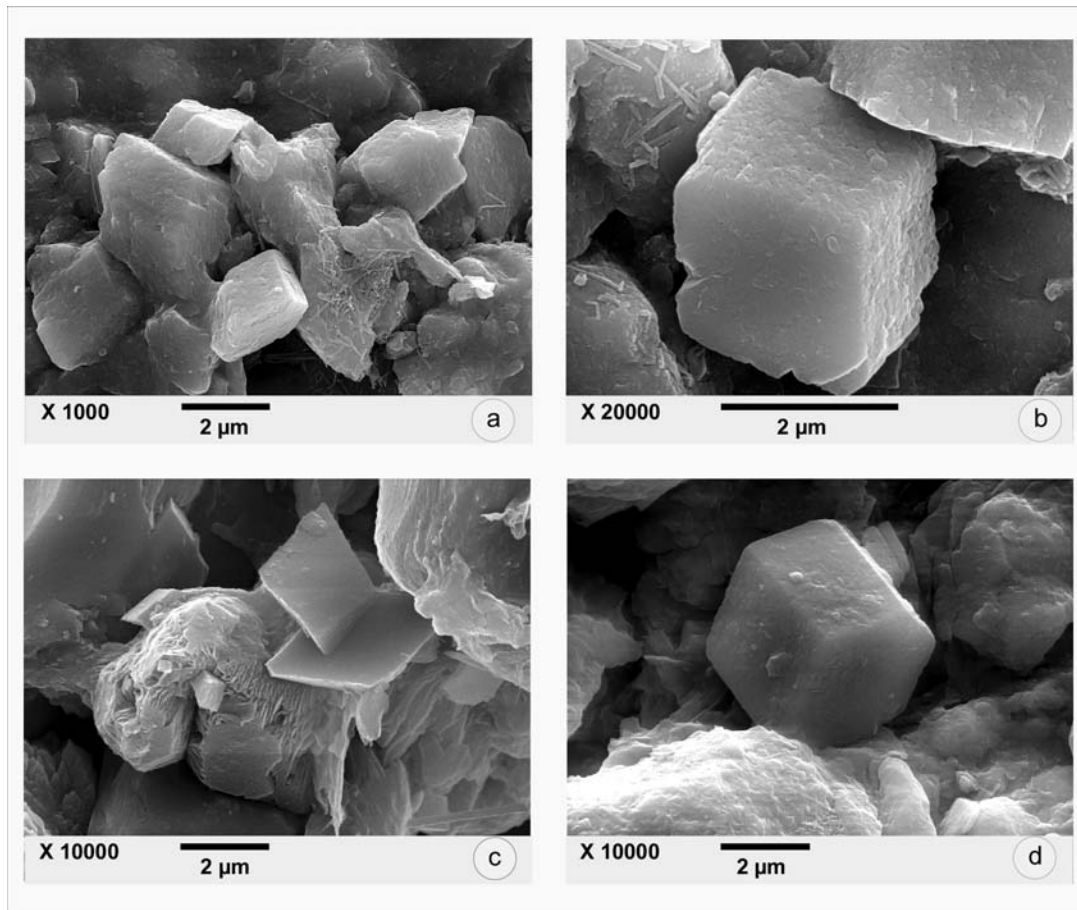


Fig. 5.13 : habitus de feldspaths potassiques automorphes observés au MEB dans les roches et sols du bassin versant du Marais de Sarliève. a) petits cristaux automorphes d'orthose de quelques micromètres dans un échantillon de roche, (éch 5R2) ; b) agrandissement sur une petite orthose (éch 5R2) ; c) petits cristaux tricliniques d'orthose d'un échantillon de l'intervalle oligocène (éch OLIG A9) ; d) cristal automorphe d'orthose observé dans un échantillon de sol (5S).

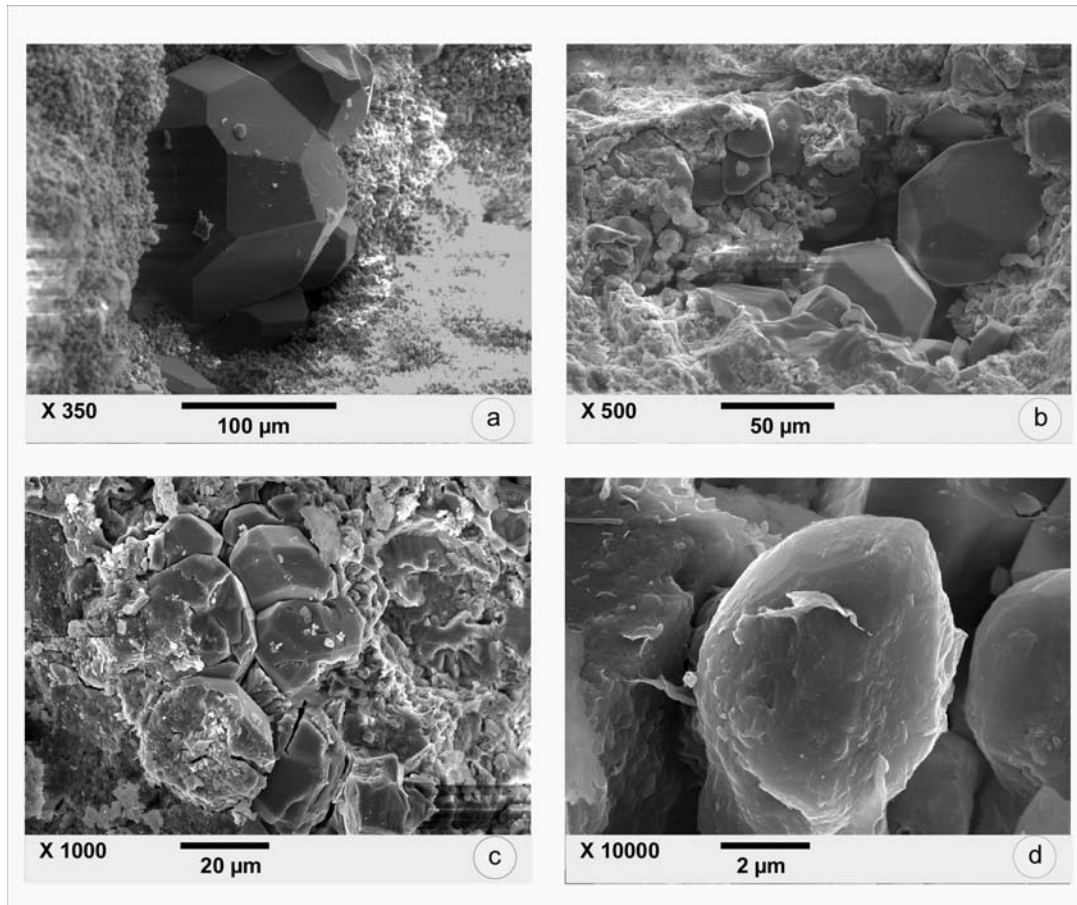


Fig. 5.14 : différents habitus d'analcime observés dans roches du bassin versant du Marais de Sarliève. a) cristaux automorphes d'analcime de plus de 150 µm (éch 3R1) ; b) cristaux automorphes d'analcime de la taille des silts aux sables fins (éch OLIGB28) ; c) cristaux automorphes d'analcime, pour certains usés, de la taille des silts (éch 3R2) ; d) fragment d'analcime roulée, de 6 à 8 µm (éch OLIGA6).

5.6. Granularité des roches et des sols

La granularité a été mesurée sur les sédiments non cohérents (ce qui exclut les échantillons de UR2). La **distribution des particules dans les classes de tailles** suivantes a été analysée : graviers (**Gr** > 2 mm), Sables Grossiers (**SG**, 500-2000 μm), Sables Moyens (**SM**, 200-500 μm), Sables Fins (**SF**, 50-200 μm), Silts Grossiers (**SiG**, 20-50 μm), Silts Fins (**SiF**, 2-50 μm), Argiles (**A** < 2 μm) ; La **répartition des particules fines** (0-50 μm) a en outre été étudiée.

5.6.1. Roches du bassin versant

De grandes différences de granularité apparaissent entre les **UR** (Fig. 5.15). Les sédiments marno-calcaires de l'unité UR1 sont pour la plupart **très fins**, à particules < 50 μm (voir Fig. 5.15 a). La fraction sableuse est peu abondante : seuls les échantillons 3R3 et 4R3 comportent des fractions supérieures aux sables fins. Les échantillons des UR1 à UR4 sont constitués d'une dominante de **silts fins** (entre 33,5 et 66,6 %) ; les **silts grossiers** forment entre 7 et 34,6 % des échantillons, et la **fraction argileuse** 6,4 à 23,1 %. Les unités à composantes basaltique et alluviale (**UR3**, **UR4**, **UR5**) comportent une phase sablo-graveleuse importante.

L'analyse de la distribution des particules fines (< 50 μm) des différents **échantillons de roches** laisse entrevoir plusieurs modes (Fig. 5.15 b) :

- un mode dans la **fraction argileuse entre 0,7 et 1 μm** , (1R2, 2R2, 3R3, 4R3, 9R2, 11R2, 12R2, 15R2 et 15R3) ;
- un mode dans les silts fins, généralement **entre 2 et 4 à 5 μm** , parfois entre 2 et 7 à 8 μm ;
- un mode modérément marqué dans les silts grossiers, **entre 20 et 30 μm** (8R1, 13R et 14R).

Les analyses de fractions décarbonatées permettent de préciser la taille des particules silicatées (Fig. 5.15 c). Les **silicates** ont une granularité assez constante avec un mode principal situé dans la classe des silts fins, **entre 3 à 4 μm** , et un **mode secondaire $\leq 1 \mu\text{m}$** .

La comparaison de la distribution des sédiments bruts et décarbonatés permet de se faire une idée de la taille des particules carbonatées : il apparaît dans la plupart des échantillons (le plus nettement dans 1R2, 1R5, 2R2 et 12R2) que le mode situé dans la fraction argileuse des sédiments bruts est nettement moins marqué dans les mêmes échantillons décarbonatés. Il semblerait donc que les carbonates présentent un **mode principal $\leq 1 \mu\text{m}$** . Précisons que les observations faites au MEB avaient mis en évidence la présence de calcite sous forme d'une matrice très fine mêlée aux argiles dans la plupart des échantillons observés.

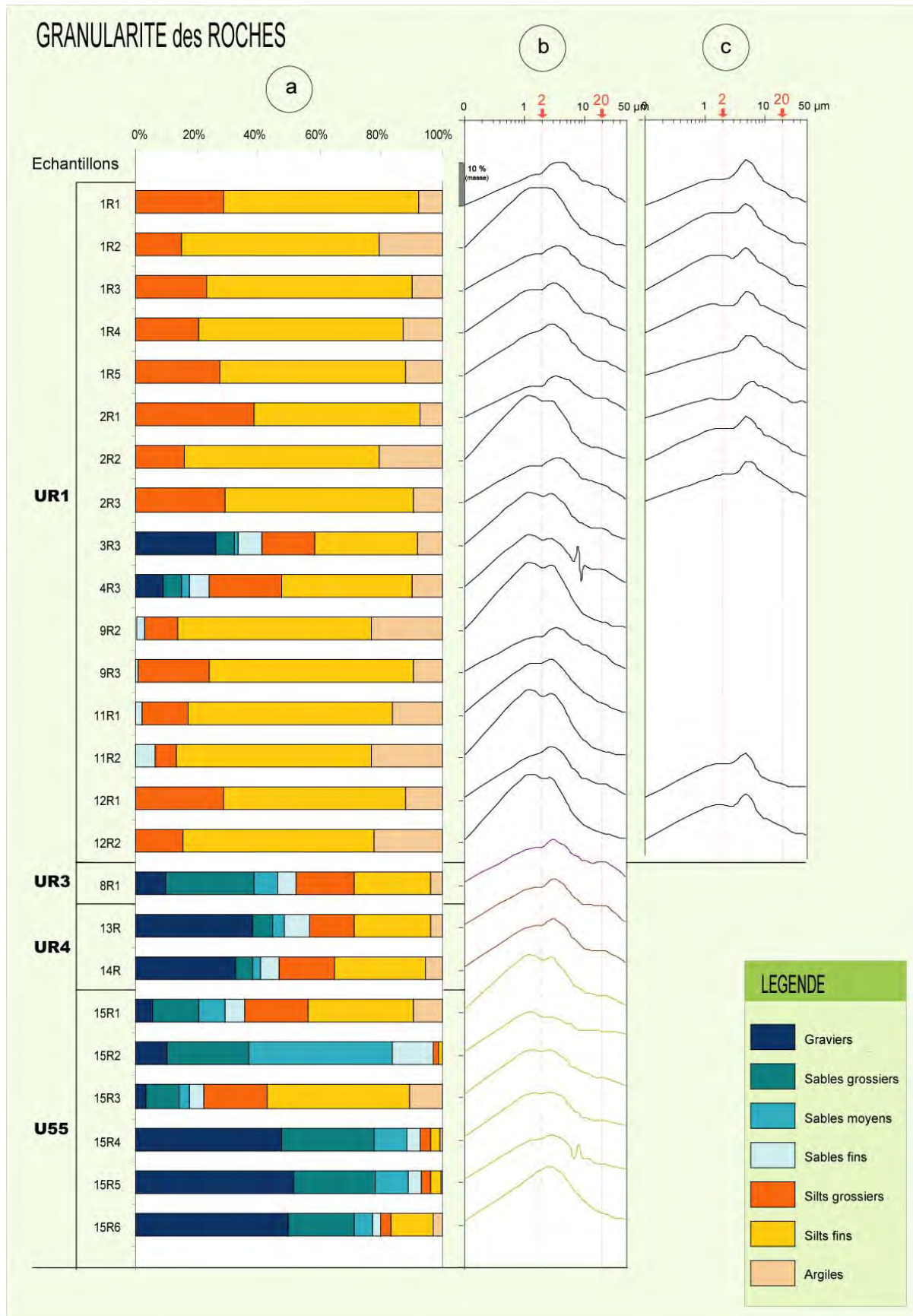


Fig. 5.15 : granularité de roches de chaque UR ; a) granularité totale ; b) distribution des fines ; c) distribution des fines décarbonatées.

5.6.2. Sols du bassin versant

Toutes les **US** comportent des sols à **dominante silteuse** (sauf 6S sablo-silteux) (Fig. 5.16). Les **silts fins** (19,2 à 62,7 %) sont généralement plus abondants que les **silts grossiers** (10,1 à 33,1 %), mais aussi plus abondants que les **argiles** (3,7 à 17,8 %), les **sables** (4,5 à 54,7 %) et les **graviers** (0 à 40,1 %) (Fig. 5.16 a).

Les sols de US1 sont dans l'ensemble les plus fins (silto-argileux à silto-sableux), même si certains comportent une phase graveleuse considérable. Les sols des autres US sont silto-sableux à silto-graveleux.

La distribution des particules fines (< 50 μm) laisse entrevoir plusieurs modes (Fig. 5.16 b) :

- un mode dans la **fraction argileuse** aux alentours de **1 μm** dans la plupart des échantillons de US1, US2, US4 et US5, et autour de 0,7 μm dans les sols de US3 ;
- un mode très bien marqué dans les silts fins à **3 μm** ;
- un mode modérément marqué dans les silts grossiers, **entre 20 et 30 μm** .

Les analyses sur fractions décarbonatées (Fig. 5.16 c) montrent que les **silicates** des sols ont une granularité assez constante avec un mode principal situé dans la classe des silts fins aux environs de **4 μm** , et un **mode secondaire peu marqué $\leq 1 \mu\text{m}$** .

La comparaison de la distribution des sédiments bruts et décarbonatés montre, comme dans les roches que le mode situé dans la fraction argileuse des sédiments bruts est nettement moins marqué dans les mêmes échantillons décarbonatés. Il semblerait donc que les **carbonates** présentent un **mode principal proche de 1 μm** .

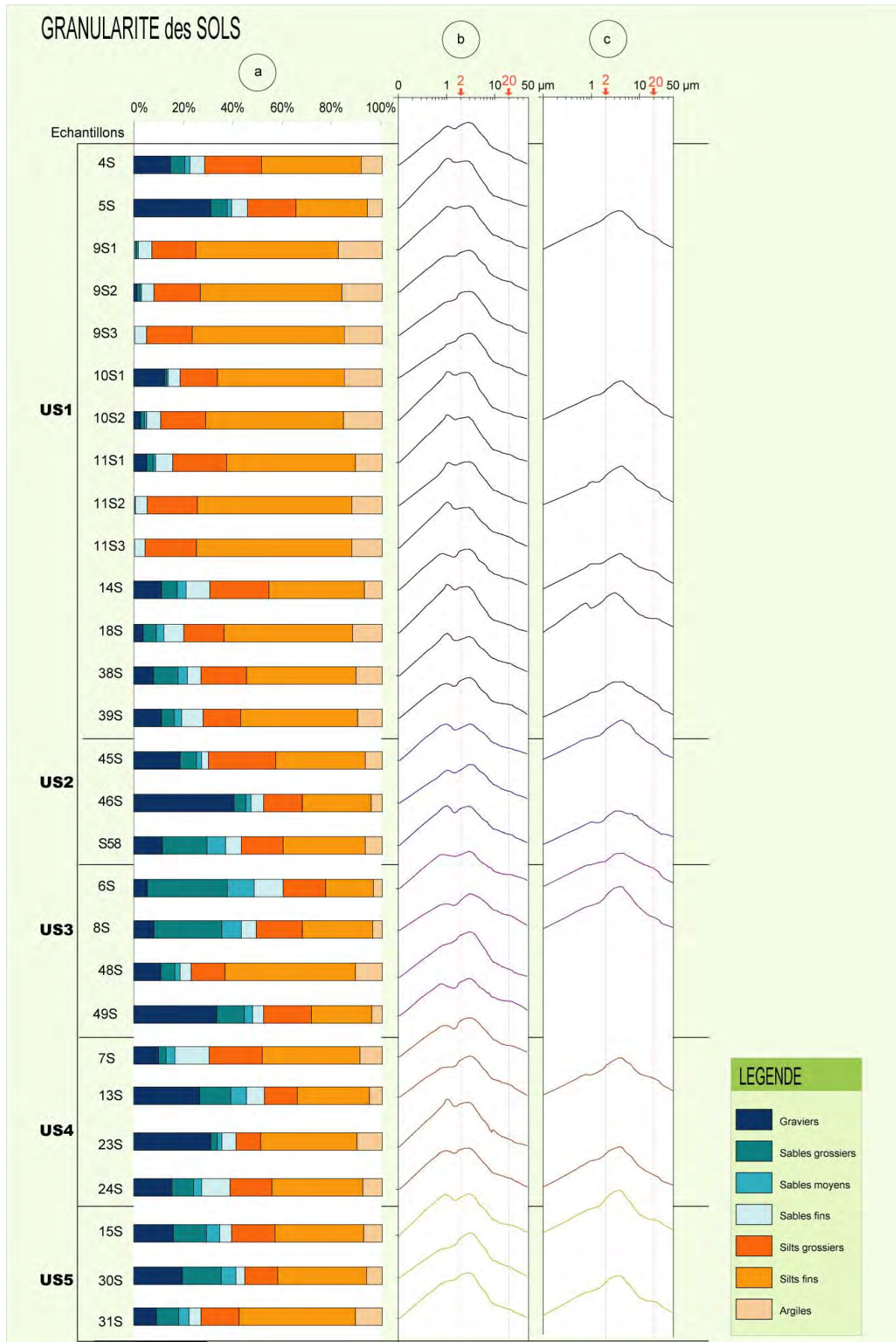


Fig. 5.16 : granularité des sols dans chaque unité spatiale ; a) granularité totale ; b) distribution des fines ; c) distribution des fines décarbonatées.

RESUME DU CHAPITRE 5

93 échantillons de roches et 53 échantillons de sols ont été prélevés dans le bassin versant du Marais de Sarliève. Ils sont répartis dans 5 grands types d'unités spatiales établies sur des critères lithologiques, UR1 à UR5 et US1 à US5.

Dans le compartiment « roches », ces unités UR sont :

UR1, 72,9 % de la surface du bassin, roches et formations superficielles à dominante marno-calcaire, parfois quartzo-feldspathiques (g3, CRg/RCg, m1) ;

UR2, 2,4 % de la surface du bassin, pépérites (g7) ;

UR3, 3,2 % de la surface du bassin, basaltes (eβ'm) ;

UR4, 6,7 % de la surface du bassin, formations superficielles à composantes marno-calcaire et basaltique (A, J et Cβ) ;

UR5, 14,8 % de la surface du bassin, alluvions (Fv et Fx-y).

Dans le compartiment « sols », ces unités US sont :

US1, 39,6 % de la surface du bassin, sols calcaires développés sur marnes et calcaires (71, 81b, 82, 85b, B1, 131a, A4) ;

US2, 15,9 % de la surface du bassin, sols à éléments pépéritiques (B3, A9) ;

US3, 6,2 % de la surface du bassin, sols développés sur basalte (C3) ;

US4, 24,3 % de la surface du bassin, sols à éléments basaltiques et marno-calcaires (B2, C9) ;

US5, 14 % de la surface du bassin, sols développés sur terrasse (112).

Les roches de l'**Oligocène** présentent une **diversité de faciès** : des calcaires biogènes aux argiles compactes. En conséquence elles présentent **la plus grande variabilité de composition** : de sédiments très riches en CaO et MgO, aux sédiments très riches en SiO₂. En revanche, les sols de US1, globalement moins carbonatés, présentent une variabilité plus réduite. Les roches et sols des autres unités possèdent des compositions moins variables. UR2 / US2, UR3 / US3 et UR4 / US4 sont dans l'ensemble plus riches en Al₂O₃ et Fe₂O₃. UR5 / US5 sont les plus riches en SiO₂.

Les **compositions moyennes des roches et des sols du bassin** versant ont été **estimées** à partir de la composition moyenne de chaque UR ou US, pondérée de leurs surfaces respectives. Elles sont regroupées dans les tableaux 5.5 et 5.6. Quelques tendances se dessinent. Les US sont dans l'ensemble légèrement plus riches en SiO₂, Al₂O₃, Fe₂O₃ et TiO₂, et moins riches en CaO que les UR.

Les échantillons des roches et sols du bassin versant comportent des **carbonates généralement dominés par la calcite**, qu'accompagne la **dolomite**. La **calcite** présente des **faciès divers**, mais a souvent été retrouvée sous forme d'une matrice très fine (quelques micromètres voire inframicrométrique, comme le confirment les données microgranulométriques). Les cristaux de **dolomite** possèdent un habitus automorphe **rhomboédrique**, en grains de la taille des silts.

Les **silicates** des roches et des sols sont le **quartz**, les **feldspaths**, les **zéolites** (surtout l'**analcime**), l'**augite**, et des **minéraux argileux** souvent dominés par les smectites accompagnées d'illite, et de kaolinite en proportion très réduite. Le **quartz** est la phase silicatée dominante dans la majorité des échantillons. Il est dans l'ensemble plus abondant dans les sols que dans les roches ; il a cependant été rarement distingué au MEB. Les **feldspaths** les plus fréquemment observés sont des orthoses, en **petits cristaux automorphes** ainsi qu'en **fragments usés**. L'**analcime** se présente dans les roches en **cristaux cubiques parfaitement automorphes** de plusieurs dizaines de micromètres mais aussi en **fragments roulés** de quelques micromètres. L'analcime et l'augite, présentes en proportions généralement modestes, sont plus communes dans les sols (toutes US) que dans les roches. La microgranulométrie précise que les silicates des roches et des sols présentent deux modes : un mode principal à 3 à 4 μm , et un mode secondaire $\leq 1 \mu\text{m}$.

PARTIE III

La cuvette lacustre : piège à sédiments

Les sédiments du Marais de Sarliève n'ont pas fait l'objet, auparavant, d'études sédimentologiques détaillées, pourtant indispensables à la compréhension du géosystème lacustre, et par ailleurs nécessaires à l'établissement du bilan de matière. La nature, la géométrie et la chronologie de remplissage du marais étaient donc peu connues avant la présente étude.

Les données disponibles sur le Marais de Sarliève sont ponctuelles et intégrées à des travaux plus vastes, à l'échelle de la région, à l'instar de Gachon (1963) qui s'est préoccupé de l'évolution paléobotanique de la Limagne au cours du Postglaciaire. Il s'est particulièrement intéressé au Marais de Sarliève favorable à la conservation du pollen et il a effectué un carottage au cœur du lobe sud du Marais (SARL0, Fig. 6.1) pour analyse palynologique. Dans ce forage, les implications sédimentologiques s'arrêtent à la description macroscopique de 3 unités de sédiments lacustres surmontées d'un sol (épaisseur totale de 6,3 m).

Précisons par ailleurs que c'est dans le cadre des prospections d'Archéologie Préventive préalables à la construction de la grande Halle d'Auvergne (travaux de l'INRAP menés par G. Vernet) que des études sédimentologiques ont été fortement développées.

L'analyse sédimentologique du remplissage lacustre a commencé par l'étude des faciès et l'identification sur le terrain des unités constituant le remplissage, et la recherche de repères chronologiques. Des analyses sont venues préciser ultérieurement la nature et l'origine des matériaux constituant ces unités.

Chapitre 6. Nature et chronologie du remplissage sédimentaire du Marais de Sarliève

6.1. Localisation des sondages, sondages profonds et forages carottés

Depuis 1999, les premières observations détaillées du remplissage lacustre ont été réalisées par l'INRAP, dans le cadre des prospections d'archéologie préventive. Elles ont surtout concerné les zones de bordures, où ont été réalisés de très nombreux sondages qui n'ont pas toujours atteint le substrat (plus de 260 **Sondages**, notés S dans le travail dont les descriptions nous ont été transmises par G. Vernet (INRAP Clermont Ferrand). Certains d'entre eux, présentés ci-après, ont également été décrits et échantillonnés par l'équipe du GÉEAC, de même que les **Sondages Profonds** (SP1 à SP4), creusés en gradins à l'aide de pelles mécaniques, dans les parties plus centrales du Marais. Tous ces sondages sont limités à la zone d'emprise de la Grande Halle (Fig. 6.1).

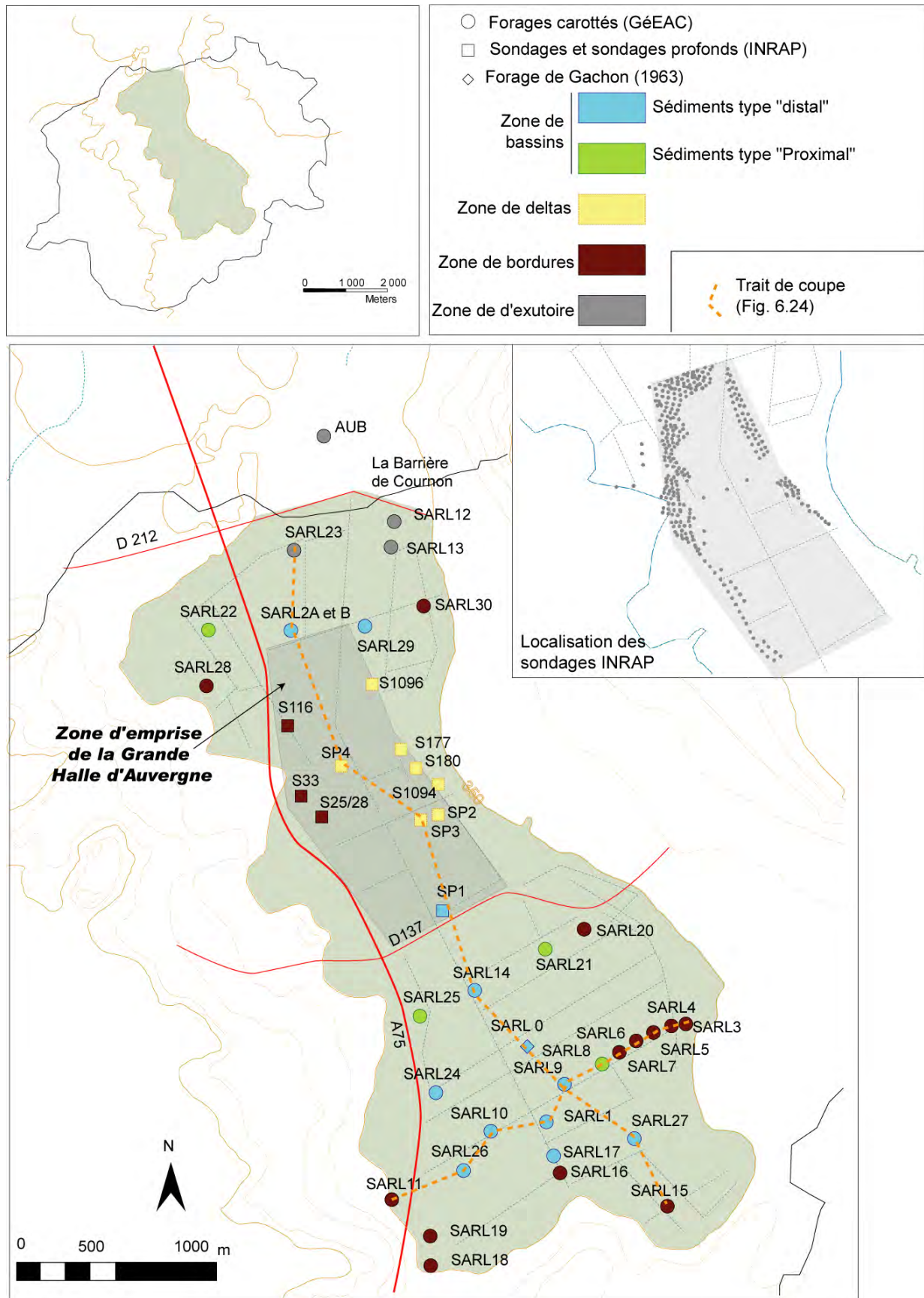


Fig. 6.1 : localisation des sondages et forages réalisés dans le Marais de Sarliève et présentés selon les principales zones de sédimentation reconnues.

Trente **forages carottés non destructifs** (SARL1 à SARL30), répartis autant que possible sur l'ensemble de la surface du marais (à l'exception de la zone d'emprise de la Grande Halle condamnée depuis le début des travaux) ont ensuite été réalisés par le GéEAC avec un carottier à percussion Eijkelkamp. Un forage carotté (AUB) a aussi été réalisé légèrement au nord de l'exutoire. Le forage SARL0 est celui réalisé par Gachon (1963) (Fig. 6.1). Les positions des sondages et forages présentés Fig. 6.1 sont précisées (coordonnées Lambert) en ANNEXE 2.

6.2. Lithologie des unités sédimentaires

Le remplissage lacustre comble une dépression formée dans le substrat de marno-calcaires oligocènes, également d'origine lacustre. Ces deux formations (lacustre oligocène et lacustre finiquaternaire) possèdent des caractéristiques lithologiques voisines et communes, et il en résulte parfois une certaine difficulté à les différencier. S'il est évident que certains sédiments sont récents (faible compacité, texture meuble, MO fraîche, gastéropodes, ostracodes et gyrogonites...), les dépôts rencontrés à la base des carottes, dépourvus de ces éléments macroscopiques manifestement « récents », sont parfois difficiles à identifier : altérites de l'oligocène ou sédiments tardiglaciaires compactés ? De tels matériaux, lorsqu'ils n'ont pu être pénétrés par le carottier ont été considérés comme appartenant au substratum oligocène plus ou moins altéré.

Des unités sédimentaires aux caractéristiques macroscopiques communes (couleur, granularité, structure, contenu organique, odeur...) et présentant la même succession verticale, ont été recoupées dans plusieurs sondages et forages réalisés dans le marais. La nature des unités et leurs successions ont permis de différencier plusieurs « **types de dépôts** », correspondant à des zones distinctes (Fig. 6.1).

Les « **ZONES DE BASSINS** » correspondent aux lobes nord et sud du Marais. Deux types de dépôts y ont été observés :

- **les dépôts de zone distale**, de granularité très fins, atteignent une épaisseur maximale d'un peu plus de 6 mètres, rencontrés dans les parties centrales des lobes nord (**SARL2** et **SARL29**) et sud (**SARL1**, **SARL9**, **SARL10**, **SARL14**, **SARL17**, **SARL24**, **SARL26**, **SARL27**, et **SP1**) ;
- **les dépôts de zone proximale**, à alternance de sédiments fins, silto-argileux, et de passées sableuses, atteignant une épaisseur proche de 5 mètres, rencontrés dans les parties plus périphériques des bassins (**SARL22** en partie nord, et **SARL8**, **SARL21** et **SARL25** en partie sud).

La « **ZONE DE DELTAS** » se situe dans la partie médiane plus étroite du marais, dans laquelle se trouvent des sédiments épais de plus de 5 mètres, qui comportent des **unités de sables stratifiés, typiques de deltas** (**SP2**, **SP3**, **SP4**, **S177** et **S180**)

La « **ZONE DE BORDURES** » du marais, où le substrat a été rencontré sous de faibles épaisseurs de sédiments superficiels parfois dépourvus de sédiments lacustres récents. Plusieurs sondages et forages ont été réalisés dans cette zone :

- à l'est, **SARL3**, **SARL4**, **SARL5**, **SARL6**, **SARL7**, **SARL20** et **SARL30** ;
- au sud, **SARL15**, **SARL16**, **SARL18** et **SARL19** ;
- à l'ouest, **SARL11**, **S25/28**, **S33** et **S116** (*le substrat n'a pas été atteint dans ce dernier sondage*).

La « **ZONE D'EXUTOIRE** » est située dans la partie nord du marais dans laquelle ont été réalisés les forages AUB, SARL12, SARL13 et SARL23.

6.2.1. Dépôts de « zones de bassin »

a. Sédiments de zone distale

Tous les forages et le sondage réalisés dans la zone distale sont décrits en ANNEXES 3 et 4. Ils sont regroupés sur la Fig. 6.2, où sont présentés des logs simplifiés avec les principales unités sédimentaires.

L'épaisseur du remplissage sédimentaire silto-argileux des zones distales des bassins nord et sud est varié de 4,3 m pour SARL29 à 6,3 m pour SARL0 (données de Gachon, 1963). Les sédiments de zone distale semblent plus épais dans le bassin sud.

a.1. Forages de référence

Des forages représentatifs des zones distales ont été sélectionnés. Ils constituent **les forages de référence** : **SARL2** au nord, **SARL10** et **SARL17** au sud, décrits dans les figures 6.3, 6.4 et 6.5.

Une convention de notation des unités sédimentaires a été utilisée. Le nom des différentes unités des dépôts de bassins distaux commence par le chiffre 1 : 1L1 à 1L6 pour les six unités rencontrées de bas en haut du remplissage.

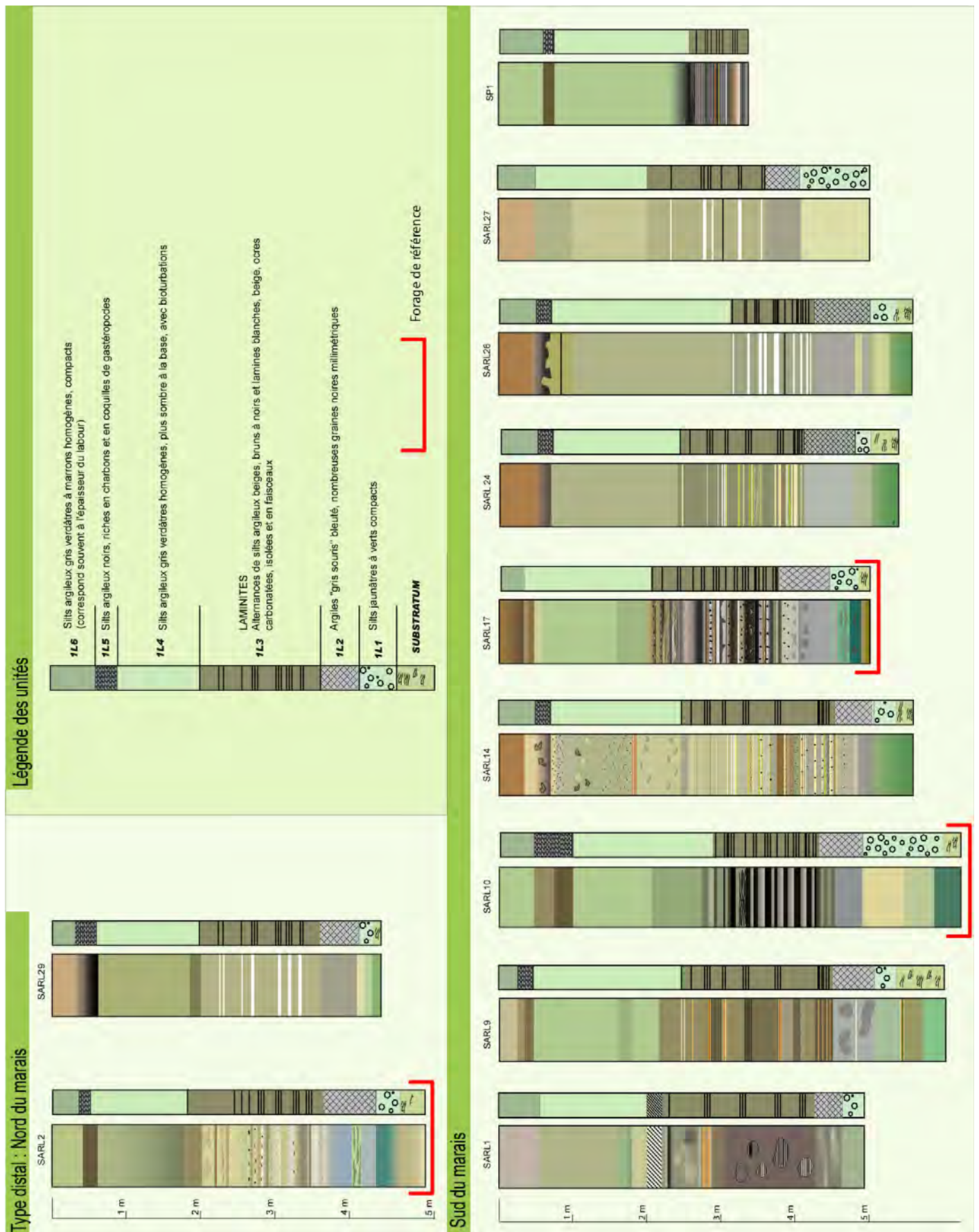


Fig. 6.2 : logs descriptifs simplifiés des forages et sondages réalisés dans la partie distale des bassins nord et sud du Marais de Sarliève (la description détaillée de l'ensemble des forages se trouve en ANNEXE 3) ; les différentes unités sédimentaires sont indiquées dans des logs standardisés à droite de chaque log descriptif.

Bassin nord : SARL2

La carotte SARL2 comprend 4,5 m de sédiments lacustres récents, silto-argileux pour l'essentiel, qui peuvent être découpés en 6 principales unités, 1L1 à 1L6 décrites dans la Fig. 6.3.

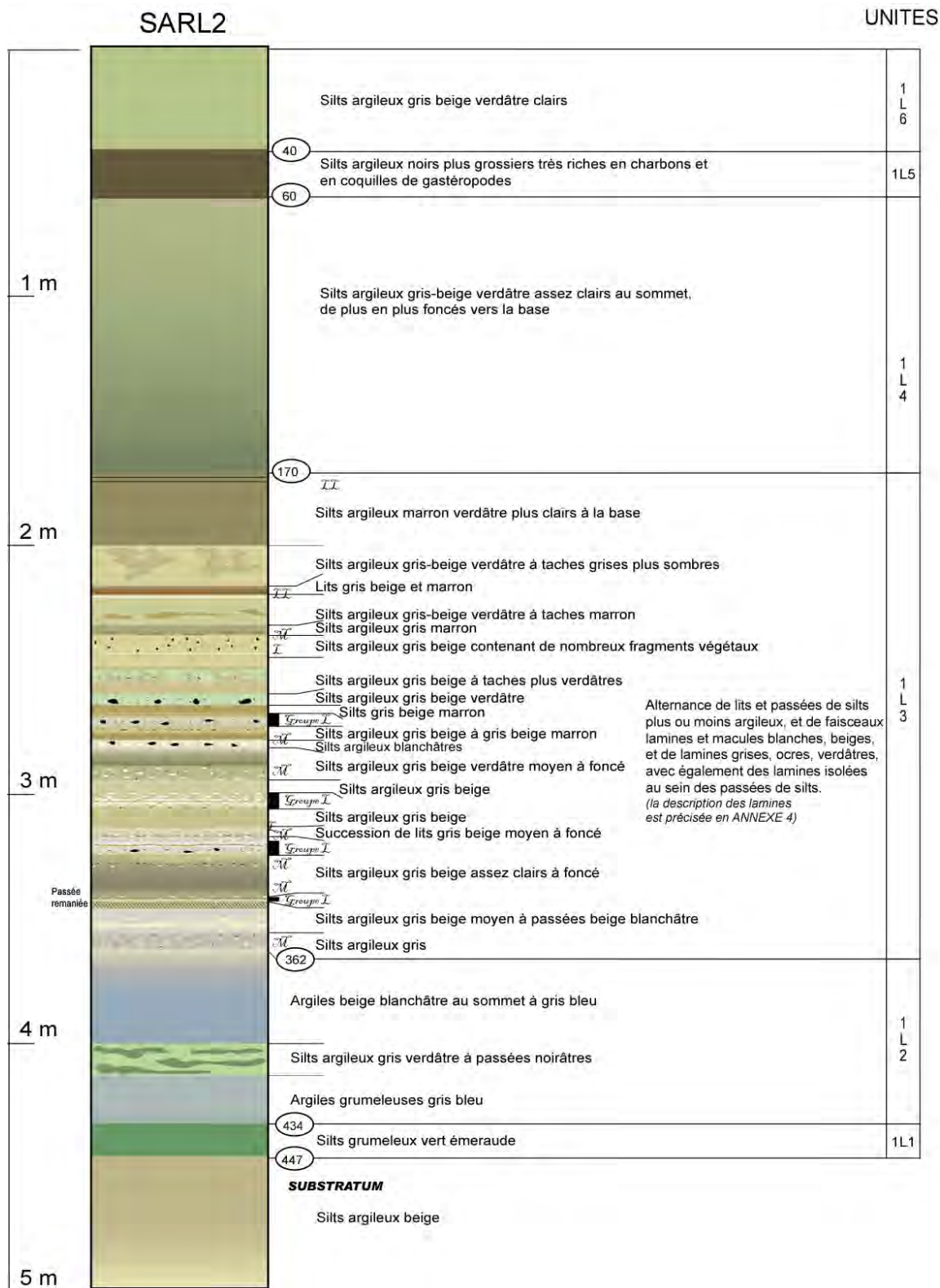


Fig. 6.3 : lithologie du forage carotté de référence SARL2 situé dans le bassin distal nord (localisation du forage Fig. 6.1).

Bassin sud : SARL10 et SARL17

Les carottes SARL10 et SARL17 comportent respectivement 5,9 m et 4,9 m de sédiments lacustres récents (Fig. 6.4 et 6.5), pour l'essentiel silto-argileux, comprenant, dans le cas de SARL10, les 6 unités mises en évidence dans SARL2, et pour SARL17, 5 d'entre elles, 1L5 étant peu distincte à la base de 1L6.

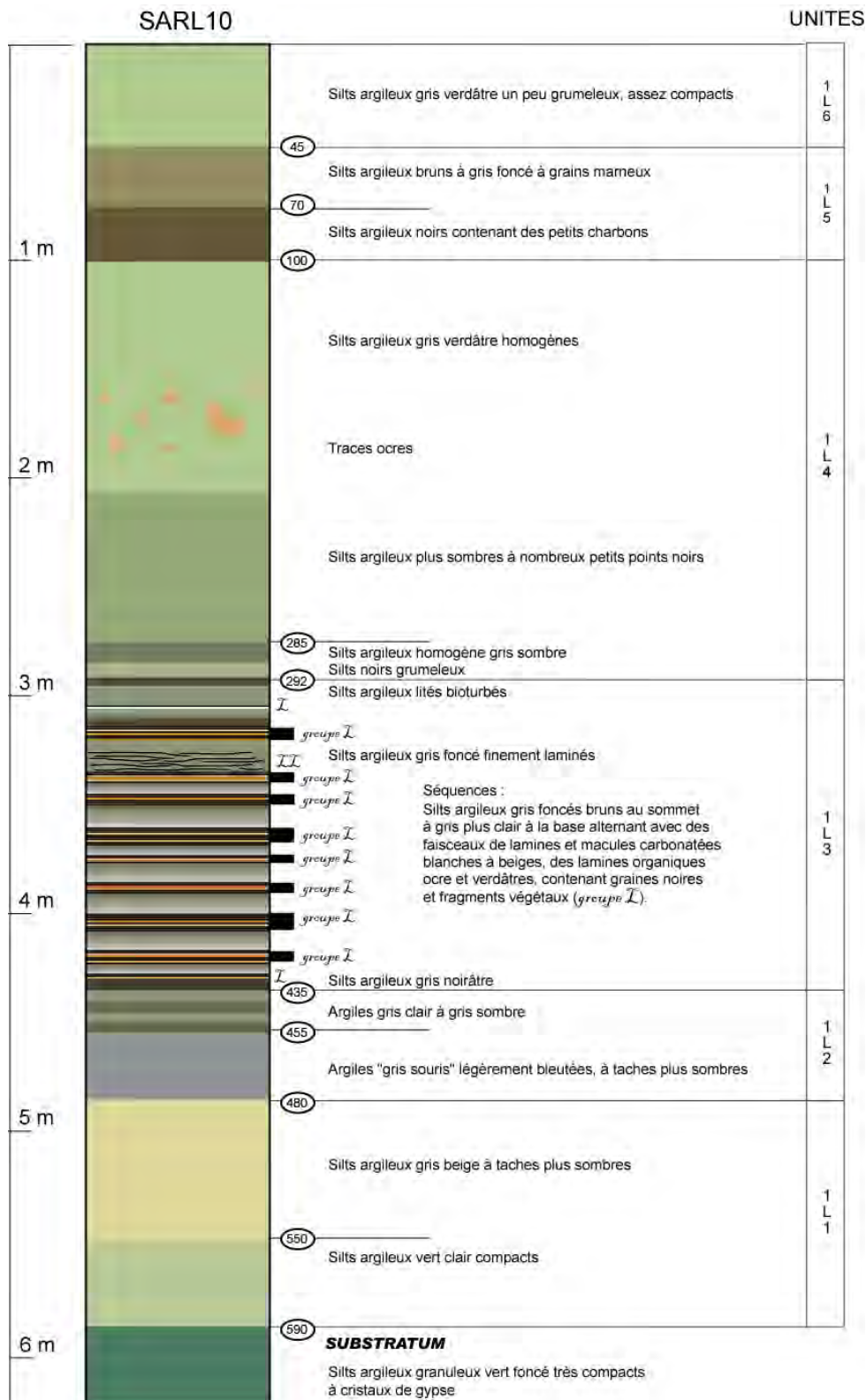


Fig. 6.4 : lithologie du forage carotté de référence SARL10 situé dans le bassin distal sud (localisation du forage Fig. 6.1).

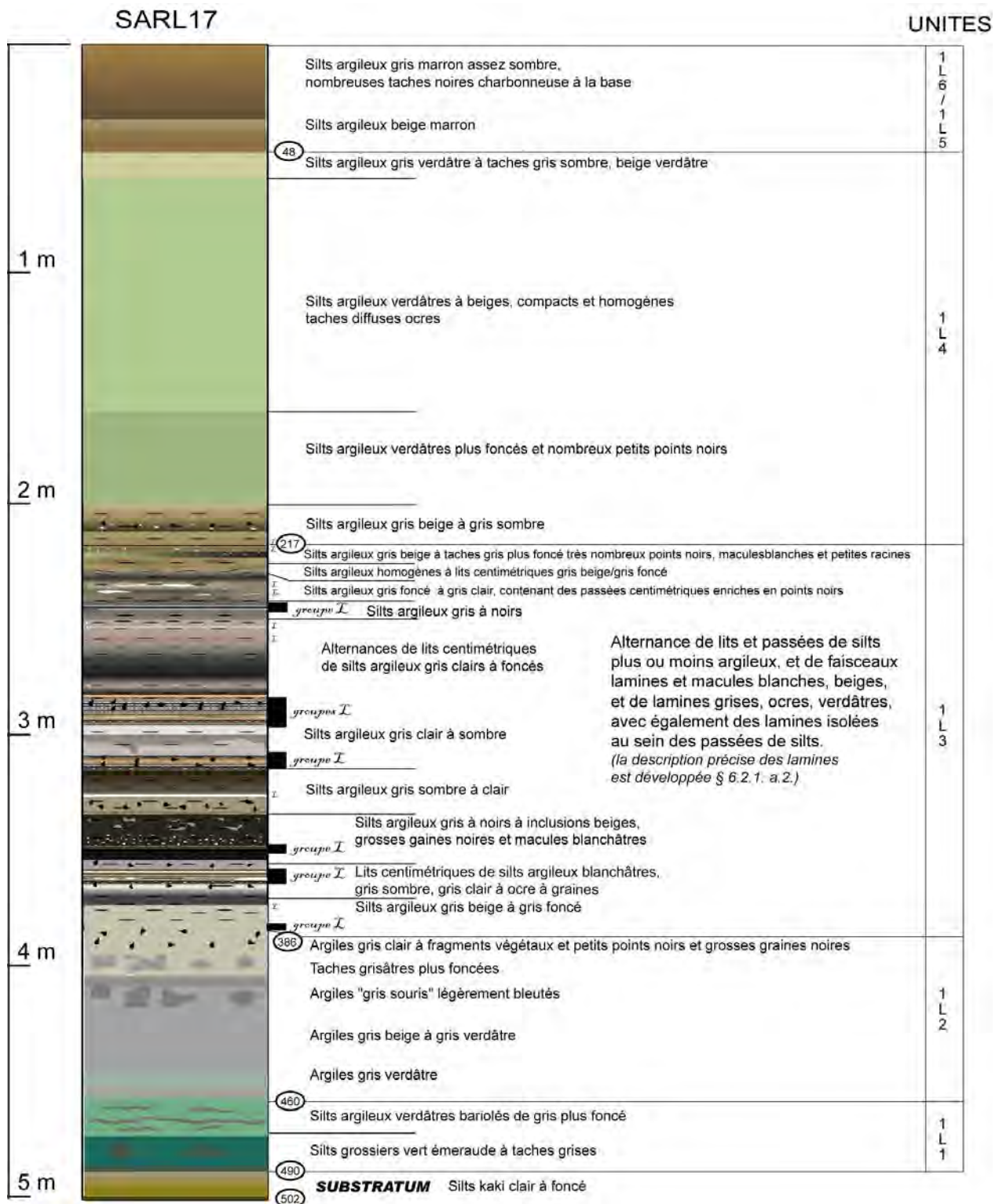


Fig. 6.5 : lithologie du forage carotté de référence SARL17 situé dans le bassin distal sud (localisation du forage Fig. 6.1).

Ces trois forages de référence, ainsi que tous les autres forages décrits en Fig. 6.2 et en ANNEXE 3 montrent 6 principales unités : de 1L1 à la base à 1L6 au sommet, dont les caractéristiques macroscopiques sont précisées ci-après.

Principales caractéristiques des unités de sédiments de bassins distaux

1L1 est l'unité trouvée à la base des forages. Pluridécimétrique, elle est constituée de silts compacts variant du vert émeraude au jaunâtre, de la base au sommet de l'unité. Cette unité basale, massive, sans structure apparente, sans fossiles ni éléments organiques visibles, présente *a priori* peu d'éléments qui permettent d'établir une distinction nette entre un éventuel « oligocène altéré » et des « silts lacustres récents compactés ». Elle est toutefois sensiblement moins compacte que les sédiments sous-jacents. Ces derniers n'ont pas pu être traversés, ou seulement sur une épaisseur très limitée, critères d'attribution à l'encaissant oligocène.

1L2, unité pluridécimétrique, est constituée d'argiles silteuses à odeur « nauséabonde » (H₂S), de teinte gris beige à « gris souris » légèrement bleuté, contenant parfois des taches gris plus sombre, et des graines noires piriformes de 1 à 2 mm de diamètre. Elles sont attribuables aux graines de *Ruppia cf. Maritima* décrites et illustrées dans Kantrud (1991).

1L3, unité complexe, aux faciès contrastés, est caractérisée par la présence de lamines, souvent regroupées en faisceaux, intercalés entre des lits et passées de silts argileux plus ou moins homogènes. D'épaisseur métrique (1 à 2 mètres), cette unité comporte des passées de silts argileux sombres relativement homogènes ou de lits silteux parfois très fins, gris clair bleuté à ocre, gris sombre à brun noir, parfois enrichis en macules carbonatées blanchâtres à beiges. Des lamines et faisceaux de lamines carbonatées blanchâtres à beiges, organiques verdâtres et ocre, gris clair à sombre, comportant ou accompagnant des macules blanches ont été observées en alternance avec les passées et lits de silts plus ou moins argileux. Certains faisceaux de lamines carbonatées sont accompagnés de graines du type *Ruppia cf. Maritima*, et de fragments de végétaux. Ces laminites sont discutées de manière plus détaillée dans le paragraphe suivant.

1L4, unité métrique à plurimétrique de silts argileux gris verdâtre, est relativement homogène. Elle présente des taches plus sombres à la base et est riche en petits points noirs (oosphères, et/ou petits charbons).

1L5, unité décimétrique à pluridécimétrique, est constituée de silts argileux gris marrons à noirs, raison pour laquelle elle a été qualifiée de « couche noire ». Riche en fragments de charbons et en coquilles de gastéropodes, elle repose sur l'unité sous-jacente souvent avec une limite nette, et présente en revanche une limite très diffuse avec l'unité sus-jacente.

1L6, dernière unité du remplissage, est pluridécimétrique et constituée de silts argileux gris marron relativement compacts (elle correspond souvent à la couche de labour).

a.2. Détail des laminites de l'unité 1L3

L'unité à laminites a été traversée par tous les forages réalisés dans les bassins distaux. Les lamines rencontrées présentent des épaisseurs, couleurs, textures, assemblages variés, dont la complexité impose une description plus précise. Etant donné les contraintes de terrain, toutes les unités à laminites n'ont pu être décrites à la lamine près, comme ce put être le cas pour SP1 (l'intégralité des laminites n'y ont malheureusement pas été mises à jour), de SARL2, SARL14, SARL17, SARL26 et SARL27. L'**unité laminée 1L3 de SARL17** (forage de référence), dont la composition a été analysée le plus finement, est détaillée dans ce paragraphe (Fig. 6.6).

a.2.1. Détail de l'unité 1L3 de SARL17

L'unité complexe à laminites (210 à 386 cm) est constituée de silts-argileux relativement homogènes (en lits centimétriques jusqu'à des passées épaisses de plusieurs dizaines de centimètres) aux teintes variées et comportant des **macules** blanchâtres, entrecoupés ou comprenant des lamines d'aspects différents (blanchâtres à beiges, grises, ocre et verdâtres), parfois **isolées** (surtout dans la partie supérieure de l'unité) mais souvent regroupées en **faisceaux de lamines** (surtout en partie inférieure) dont l'épaisseur peut atteindre une dizaine de centimètres. Huit lamines isolées et huit faisceaux de lamines ont été dénombrés dans l'unité 1L3 de SARL17 : *L 1* à *L 16*. Des photos montrant le détail des faisceaux de lamines les plus épais (*L 3*, *L 6* et *L 10*) sont présentées Fig. 6.7, 6.8 et 6.9.

Sur la Fig. 6.6, la description des passées et lits de silts plus ou moins argileux est indiquée à gauche du log et la description des lamines est précisée à droite.

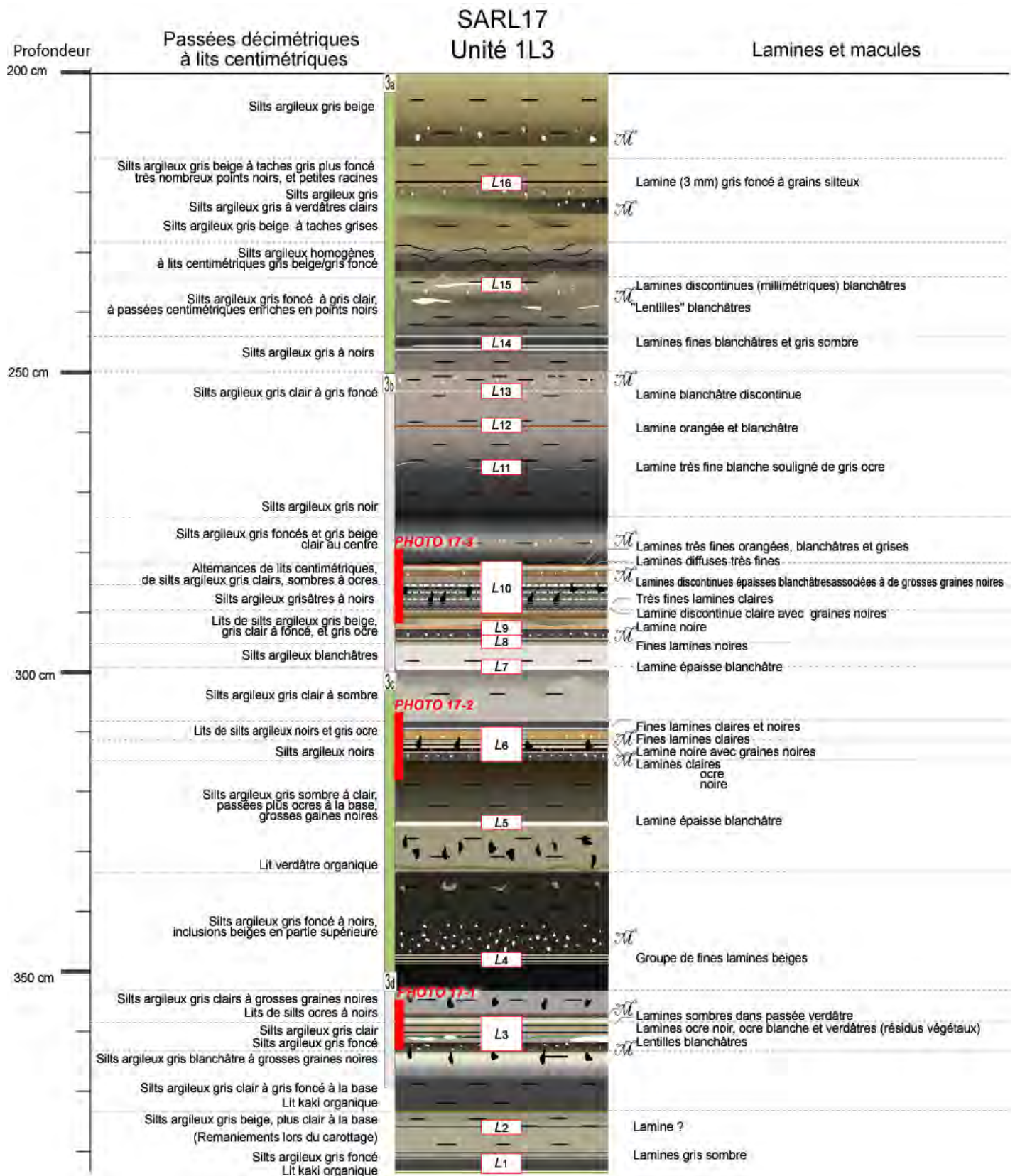


Fig. 6.6 : détail de la lithologie des sédiments laminés de l'unité 1L3 de SARL17 ; à gauche, description des lits et passées de silts plus ou moins argileux ; à droite, localisation et description des lamines et macules blanchâtres (notées M) ; positionnement des photos présentées Fig. 6.7, 6.8 et 6.9.

L1 (380-384 cm), premier groupe de lamines, est constitué de fines lamines sombres associées à un lit organique verdâtre. Les observations ont toutefois été gênées par la déformation à la base des sédiments lors de la remontée de la carotte.

L2 (376 cm), est une lamine grisâtre.

L3 (359-366 cm) montre la succession de lamines blanchâtres carbonatées discontinues associées à des lamines épaisses verdâtres (organiques ?) diffuses et discontinues (a). Au dessus les lamines vertes organiques s'anastomosent et s'associent à des lamines discontinues ocre et gris sombre (b) (Fig. 6.7).

Le faisceau de lamines est directement suivi par un lit centimétrique de silts gris beige à macules blanches riche en petits points noirs (gyrogonites ou charbons ?) et en matière organique diffuse verdâtre (c). Au dessus, se trouve un lit gris plus sombre (d), à limite inférieure nette, puis un lit gris clair (3 cm) très riche en graines de *Ruppia cf. Maritima* (e).

L4 (342-345 cm) est un groupe de fines lamines beiges (dont l'observation précise a été gênée par des contraintes techniques).

Carotte 3d

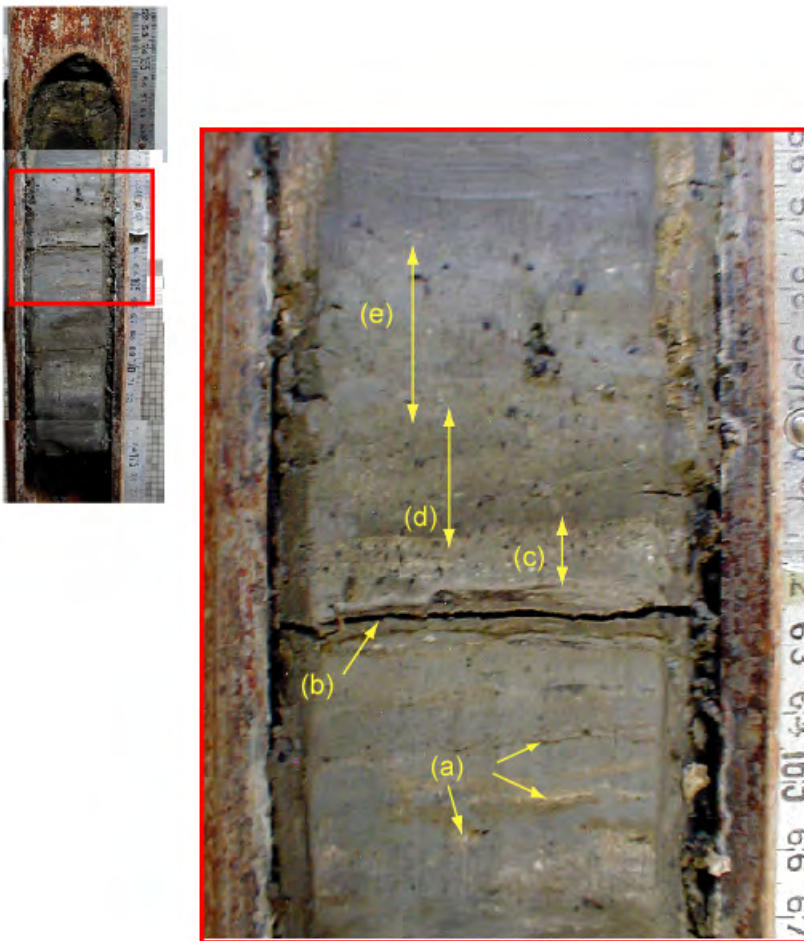


PHOTO 17-1

Fig. 6.7 : photos des sédiments de l'unité 1L3 de SARL17 ; Carotte 3d, positionnement du faisceau de lamines **L3** dans la carotte ; photo 17-1, détail du groupe de lamines **L3** (positionnement Fig. 6.6).

L5 (325 cm) est une épaisse lamine blanche constituée d'une accumulation de macules blanches séparant deux passées de silts.

Carotte 3c



L6 (311-319 cm) est constitué de 3 lits soulignés par des macules blanches carbonatées millimétriques (a 1, 2 et 3), suivies d'une passée nettement enrichie en macules blanches non litées (b). Une lamine constituée de macules blanches allongées plurimillimétriques accolées s'y superpose (c) (Fig. 6.8). Elle est suivie par l'accumulation de très fines lames beiges à marron soulignées par la présence de graines de *Ruppia cf. Maritima* (d). Deux lits de silts marron-beige (clair à plus sombre e1 et e2), très riches en macules blanches séparent les lames précédentes d'une lamine grisâtre fine contenant des macules blanches allongées (f), puis de lames diffuses vertes organiques (g). Ce faisceau est surmonté par des silts argileux gris homogènes à limite inférieure très nette (h).

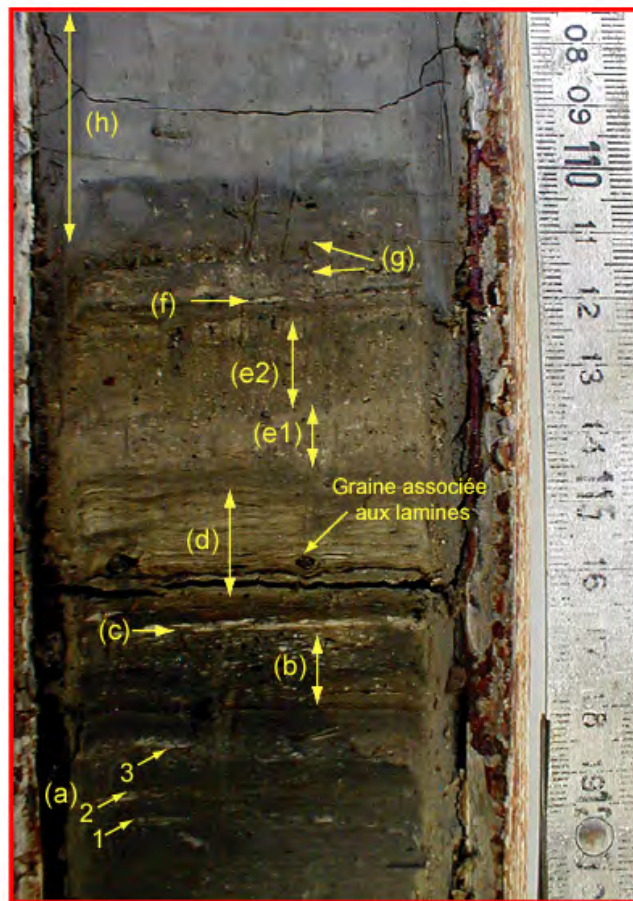


PHOTO 17-2

Fig. 6.8 : photos des sédiments de l'unité 1L3 de SARL17 ; Carotte 3c, positionnement du faisceau de lames **L6** dans la carotte ; photo 17-2, détail du groupe de lames **L6** (positionnement Fig. 6.6).

L7 (300 cm) est une épaisse lamine blanche.

L8 (294-296 cm) est une succession de lamines verdâtres (organiques ?) associées à des lits blanchâtres riches en graines de *Ruppia cf. Maritima*.

L9 (294 cm) est un petit faisceau de deux lamines noires continues associées à un lit ocre.

L10 (282-292 cm) est constitué de la succession de deux lamines gris blanchâtre diffuses soulignées par des lits centimétriques gris ocre (a1 et a2), puis d'une passée enrichie en macules blanches (b) (Fig. 6.9).

Carotte 3a



Carotte 3b



Sont superposées quatre épaisses lamines (c1 à c4) constituées de macules blanchâtres parfois plurimillimétriques et nettement allongées, associées à de très nombreuses graines de *Ruppia cf. Maritima* et petits filaments de végétaux ocre. Ces lamines sont formées d'une accumulation de petites macules allongées. Plus haut, se trouvent des lamines très fines discontinues, constituées de macules infra-millimétriques, et soulignées par des lamines très fines gris sombre (d). Ce faisceau est suivi de silts argileux gris clair à sombre (e).

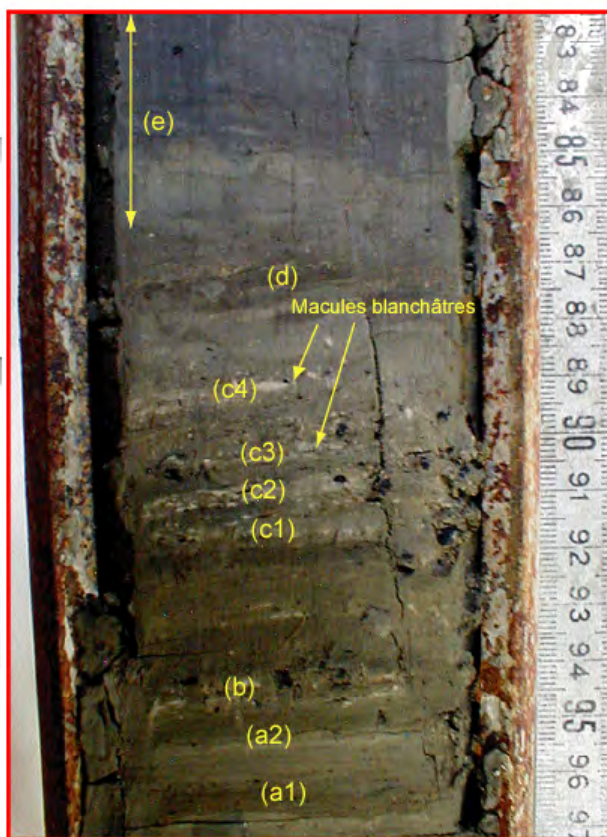


PHOTO 17-3

Fig. 6.9 : photos des sédiments de l'unité 1L3 de SARL17 ; Carottes 3a et 3b, positionnement du faisceau de lamines **L10** dans la carotte ; photo 17-3, détail du groupe de lamines **L10** (positionnement Fig. 6.6).

L11 (266 cm) est une très fine lamine blanche, soulignée de gris ocre.

L12 (260 cm) est une lamine blanche, soulignée d'une fine lamine ocre orangée et blanchâtre.

L13 (254 cm) est une lamine blanchâtre discontinue.

L14 (244-247 cm) est une passée de fines lamines blanches soulignées de fines lamines gris sombre.

L15 (236 cm) sont de fines lamines blanches discontinues.

L16 (217 cm) est une épaisse lamine (3 mm) gris sombre constituée de silts.

Les **lamines isolées** sont peu fréquentes à la base de l'unité et sont nettement plus abondantes dans la moitié supérieure (lamines L11 à L16). Les lamines blanchâtres carbonatées discontinues sont les plus nombreuses (L11, L13 et L14), la lamine L12 est également blanche, mais soulignée par une fine lamine ocre. Il apparaît que la plupart des lamines blanchâtres formant les faisceaux de lamines sont constituées de l'accolement de macules blanchâtres souvent allongées horizontalement.

Des **macules blanchâtres** millimétriques sont souvent coalescentes pour former des lamines. Elles sont également fréquentes dans les passées et lits de silts ; elles peuvent être particulièrement concentrées dans les silts argileux brun noir.

On peut par ailleurs remarquer que les **associations lamines** ou **macules blanchâtres** et lamines **verdâtres ou ocre à résidus organiques**, et/ou **graines** de *Ruppia cf. Maritima*, sont relativement fréquentes dans les faisceaux de lamines.

Les lits et passées de silts et silts argileux plus homogènes de l'unité 1L3 possèdent des caractères qui diffèrent selon la cote considérée. A la base de l'unité, dans la portion riche en faisceaux de lamines, les niveaux silto-argileux, d'épaisseurs variées (souvent centimétriques, à décimétriques), présentent des teintes et textures très nettement contrastées, et sont souvent séparés par des limites très nettes. La figure 6.8 en est une bonne illustration : on peut y observer une rupture très nette entre le faisceau de lamines (a à g), et la passée de silts argileux homogènes gris clair sus-jacents (h).

Dans la partie supérieure de l'unité 1L3 où les lamines s'individualisent, les lits et passées de silts argileux sont dans l'ensemble plus épais, présentent des caractères nettement moins contrastés, et des nuances de teintes plus progressives.

a.2.2. Extension latérale des lamines

Sur la base des observations macroscopiques, j'ai cherché à savoir si les lamines et faisceaux de lamines de l'unité 1L3 se prolongent latéralement dans le marais. Pour cela, des équivalences entre les lamines ont été recherchées d'un forage à l'autre.

A cet égard, les lames et faisceaux de lames ont été décrites dans les forages SARL2, SARL14, SARL24, SARL26 et SARL27 : ces descriptions peuvent être consultées en ANNEXE 4. Le positionnement des lames et groupes de lames dans l'unité 1L3 est présenté Fig. 6.10.

Le nombre de lames isolées et faisceaux de lames rencontrés dans ces forages est de : 7 dans **SARL2**, 19 dans **SARL14**, 8 dans **SARL24**, 7 dans **SARL26** et 8 dans **SARL27**.

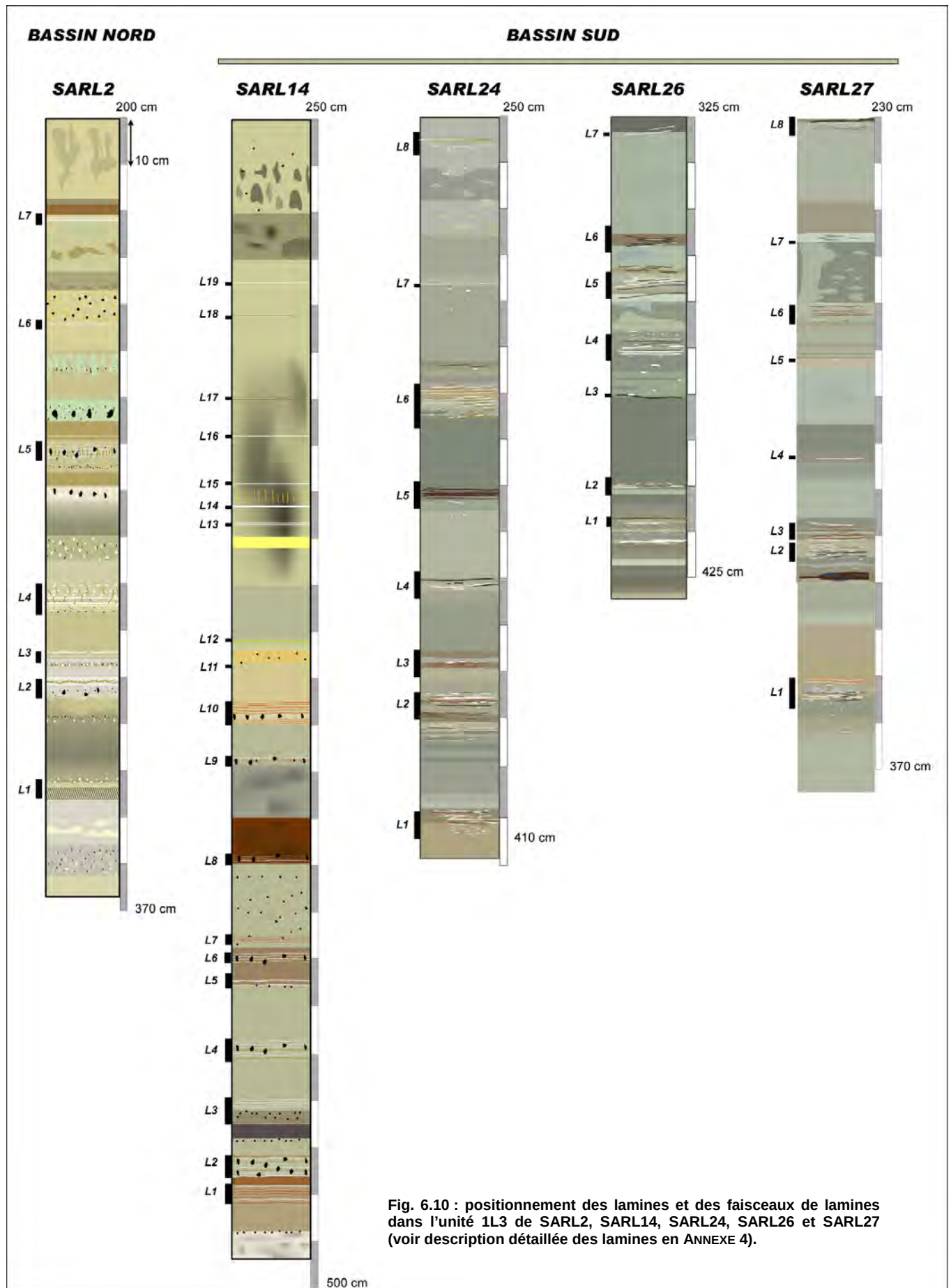
Les lames forment le plus souvent des faisceaux, et nombres d'entre elles sont plutôt diffuses ou constituées de l'accolement de macules litées. Toutes les lames claires (blanchâtres à beige) carbonatées, formant des faisceaux de lames sont souvent associées à des graines du type *Ruppia cf. Maritima*, et/ou à des fragments végétaux et/ou à des lames ocre, comme observé sur SARL17.

Pour simplifier les observations, les logs ont été redessinés en conservant uniquement les lames, macules, fragments végétaux et graines de *Ruppia cf. Maritima* (Fig. 6.11). Les lames ont été simplifiées en 5 types principaux : lames claires (continues), lames claires discontinues, macules (les lames formées de l'assemblage de macules incluses), lames noires et lames grises.

Il n'a pas été possible d'établir de correspondance claire entre les lames et faisceaux de lames des différents logs étudiés. Cependant, certains faisceaux de lames montrent un faciès identique : c'est le cas des faisceaux de lames L5 et L6 des forages SARL24, SARL26 et SARL27, tous trois situés en zone plus périphérique du bassin distal sud. Ces faisceaux sont caractérisés par la présence d'une lame claire située à la base de plusieurs fines lames ocre, qui semblent être organiques.

Les **épaisseurs** de l'unité 1L3 et la **distribution** de leurs lames et faisceaux de lames sont différentes. Selon le forage, elle compte de 1 à 10 lames isolées et entre 4 et 10 faisceaux de lames. L'unité 1L3 est plus épaisse dans les forages en position plus centrale dans les bassins, et elle est plus épaisse dans le bassin sud (cf. SARL14) que dans le bassin nord (cf. SARL2). L'unité 1L3 la plus épaisse comprend le plus grand nombre de lames et faisceaux de lames (19) dont certaines sont manifestement organiques (L1, L2, L3, L4, L7, L8, L9, L10, L12, L17 de SARL14). Un lien fort entre **végétaux / matière organique** et la formation **de lames et / ou macules carbonatées** semble exister. D'autre part, dans ces unités épaisses, une progression s'observe : à la base les lames forment des faisceaux, et celles-ci tendent à s'isoler au sommet de l'unité ; les lames isolées sont apparemment plus rares dans des forages plus excentrés (SARL24, 26 et 27).

Il semble donc que les événements à l'origine des lames et faisceaux de lames ne sont pas exprimés dans l'ensemble d'un système lacustre, ou bien pas de la même façon ; c'est probablement pour cette raison que l'extension spatiale des lames est difficile à mettre en évidence.



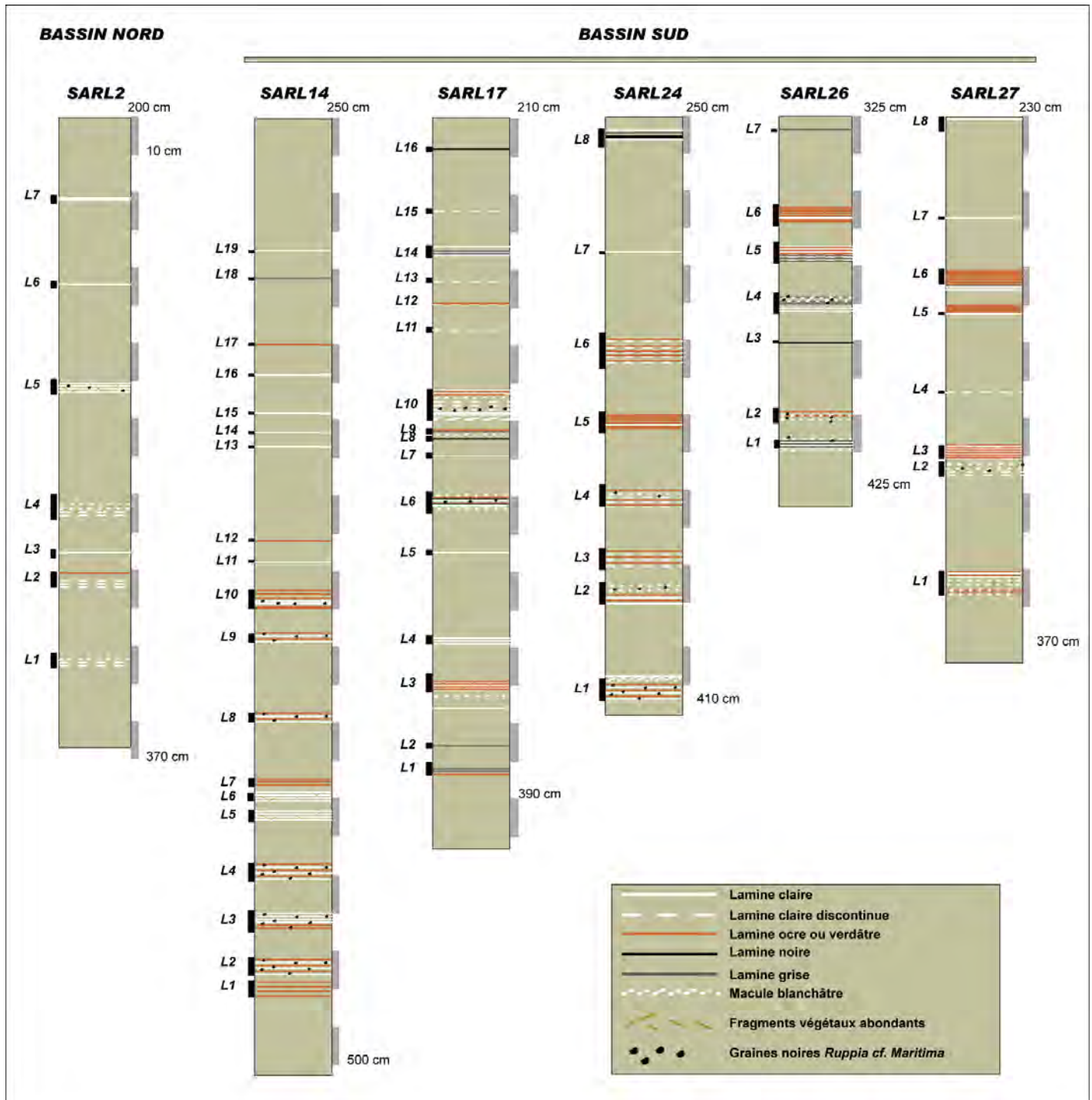


Fig. 6.11 : schéma simplifié des lamines et faisceaux de lamines dans l'unité 1L3 des forages SARL2, SARL14, SARL17, SARL24, SARL26 et SARL27.

b. Sédiments de la zone proximale

Les carottes prélevées au niveau des zones proximales des bassins (SARL8, SARL21, SARL22 et SARL25, Fig. 6.12) ont mis en évidence des sédiments relativement épais (4 à 4,5 m), qui présentent certains traits identiques à ceux rencontrés dans les zones distales, mais avec la **présence de passées sableuses noires à la base du remplissage** : unité équivalente à **2D1** (voir paragraphe 6.2.2) de zones de deltas ? La description détaillée de ces sondages se trouve en ANNEXE 5.

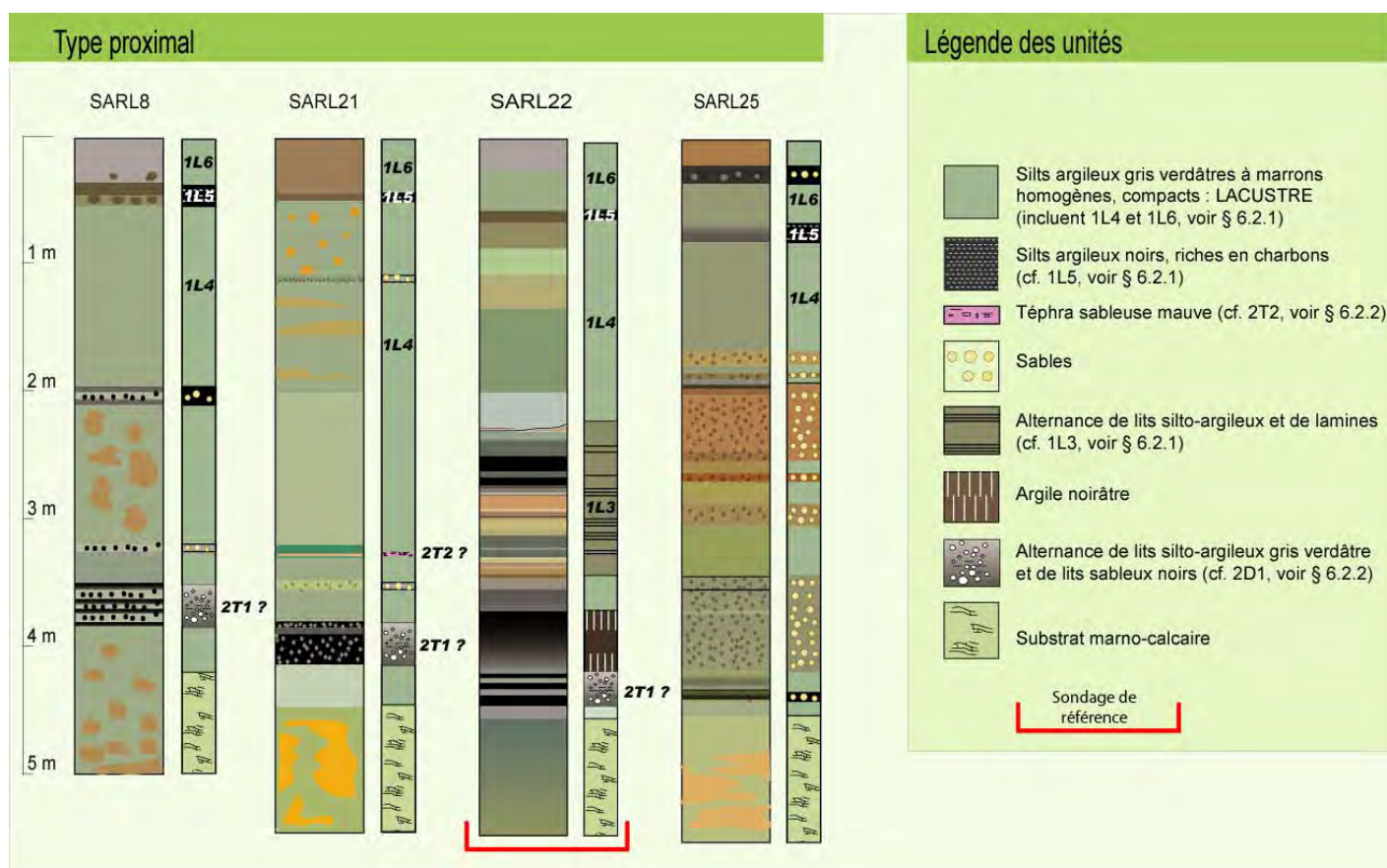


Fig. 6.12 : logs descriptifs simplifiés des forages réalisés dans les dépôts de bassins proximaux du Marais de Sarliève (la description détaillée de l'ensemble des forages se trouve ANNEXE 5) ; les différentes unités sédimentaires sont indiquées dans des logs standardisés à droite de chaque log descriptif.

Ces dépôts de zone proximale ont, par ailleurs, une extension spatiale beaucoup plus restreinte que ceux de zone distale. En zone proximale les sédiments ne présentent pas systématiquement les mêmes faciès d'un forage à l'autre, il est donc difficile de les indexer et d'en préciser les équivalences. La partie supérieure de ces forages présente néanmoins la même succession d'unités, similaire à celle de zone distale : **1L4**, **1L5** et **1L6**, silts argileux gris verdâtre à marron relativement homogènes et compacts, comportant dans les 50 centimètres les plus superficiels une unité de silts argileux noirs charbonneux. La partie inférieure de ces dépôts diffère d'un forage à l'autre ; cependant une unité de sables noirs plus ou moins épaisse est rencontrée dans tous les cas : cette unité est considérée équivalente à l'unité **2D1** décrite plus loin dans les zones de delta (voir paragraphe 6.2.2).

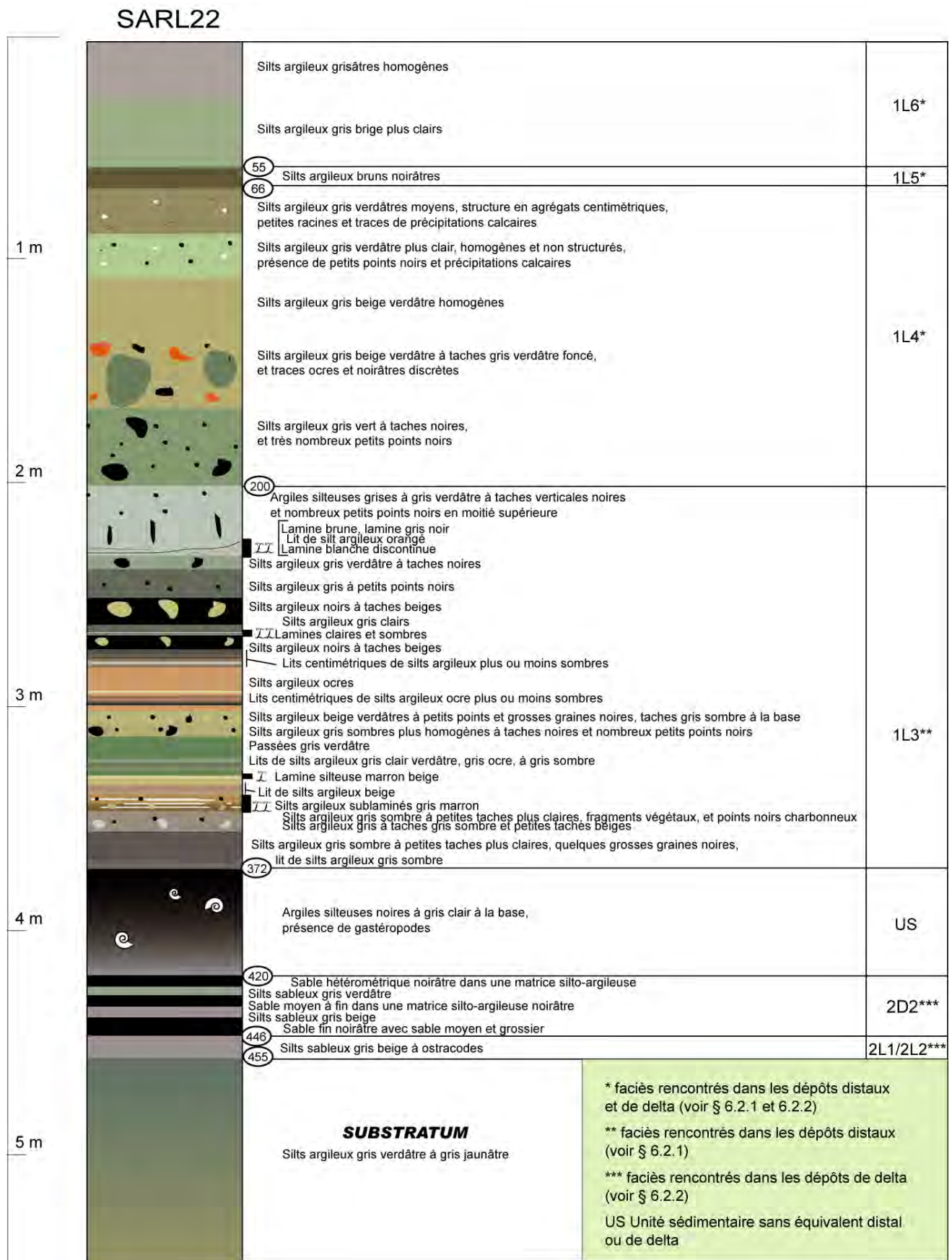


Fig. 6.13 : lithologie du forage carotté SARL22, situé en zone de bassin proximal nord du Marais de Sarliève (localisation Fig. 6.1).

SARL8 comporte plusieurs passées sableuses noirâtres dont une pluridécimétrique, située à la base du remplissage (**2D1 ?**), entre environ 4 et 3,5 m.

SARL21 comporte plusieurs passées sableuses, dont une unité pluridécimétrique de sables noirs fins bien triés, à la base du remplissage (**2D1 ?**). Il a par ailleurs été observé la présence d'un lit sableux gris clair à mauve inclus dans un lit de silts argileux vert émeraude (**2T2 ?**, paragraphe 6.2.2.), suspecté de correspondre à une retombée de cendres volcaniques (« Téphra de Sarliève », Vernet et Raynal, 2002 ; Miallier *et al.*, 2004).

SARL22, décrit précisément Fig. 6.13, comprend à la base une alternance de lits de sables fins à moyens noirâtres, et de silts argileux gris (**2D1**), suivie d'une unité de sédiments très fins noirs, comportant des gastéropodes terrestres (Limondin-Lozouet, *comm. pers.*).

SARL25 contient également une passée de lits de sables gris à noirs, fins à moyens (**2D1 ?**), suivie d'épaisses unités de sables plus ou moins silteux gris et ocre (entre environ 4,3 et 2 m).

On remarque par ailleurs que SARL22, dont la lithologie est précisée sur la figure 6.13, comprend une passée de sédiments laminés (entre environ 2,3 et 3,3 m, unité équivalente à **1L3** des dépôts distaux), qui coiffe les sables et argiles noirs. Ce forage présente la succession d'unités sédimentaires la plus complète : il comprend à la fois des faciès de dépôts distaux et, comme nous le verrons par la suite, des faciès de dépôts de delta. La description de l'ensemble des forages de zone proximale est décrite en ANNEXE 5.

6.2.2. Sédiments de « zone de deltas »

Les sondages réalisés dans la « zone de deltas » sont décrits en détail en ANNEXE 6 et sont présentés Fig. 6.14. Deux forages représentatifs ont été sélectionnés et sont décrits dans les figures 6.15, 6.16 et 6.17 : ce sont les forages de référence **SP4** et **S177**.

Pour différencier les unités sédimentaires des zones de deltas, de celles des bassins, leur notation commence par le chiffre **2**.

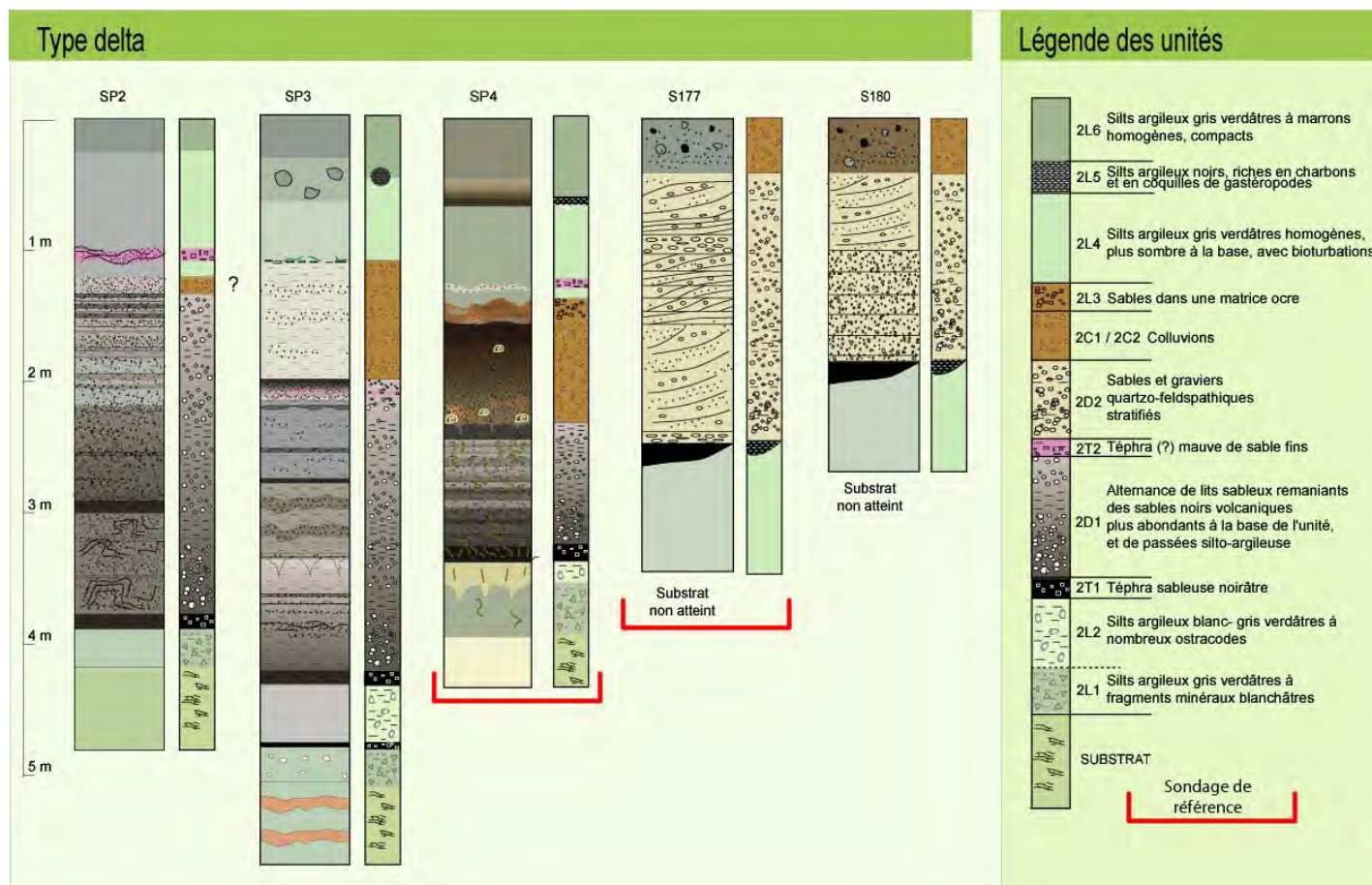


Fig. 6.14 : logs descriptifs simplifiés des sondages réalisés dans les sédiments de la « zone de deltas » du Marais de Sarliève (la description détaillée de l'ensemble des forages se trouve en ANNEXE 6) ; les différentes unités sédimentaires sont indiquées dans des logs standardisés à droite de chaque log descriptif.

SP4

Le log décrit sur la Fig. 6.15 correspond à une partie limitée du sondage profond SP4 réalisé par les archéologues de l'INRAP (précisé Fig. 6.16). Environ 4 mètres de sédiments ont été traversés avant d'atteindre le substratum marneux. Les sédiments de SP4 présentent des faciès variés, distribués en dix unités : 2L1, 2L2, 2T1, 2D1, 2C1, 2P, 2L3, 2L4, 2L5 et 2L6 de bas en haut du remplissage, avec L pour les unités silto-argileuses à sableuse d'origine lacustre, T pour téphra, D pour delta, C pour colluvial, P pour paléosol. A la partie inférieure se trouvent des sédiments carbonatés riches en fragments carbonatés et en ostracodes (**2L1** et **2L2**), coiffés par une couche épaisse de téphra noir qui correspondrait à une retombée directe non remaniée (Vernet et Raynal, 2002). Le téphra est suivi par des lits sableux sombres à silto-argileux deltaïques (**2D1**), des colluvions brunes silto-sableuses (**2C1**) dont la partie supérieure plus argileuse présente des indices de pédogenèse (**2P**). La partie supérieure du remplissage est constituée d'une mince couche de sables (**2L3**) surmontée de sédiments silto-argileux verdâtres (**2L4**), d'une couche noire (**2L5**), et de silts argileux grisâtres fins (**2L6**). L'unité 2L4 comporte dans le cas de SP2 et SP4 un fin lit cendreuse mauve pale (**2T2**) qui correspondrait au «Téphra de Sarliève» (Vernet et Raynal, 2002 ; Miallier et al., 2004).

Log dans SP4

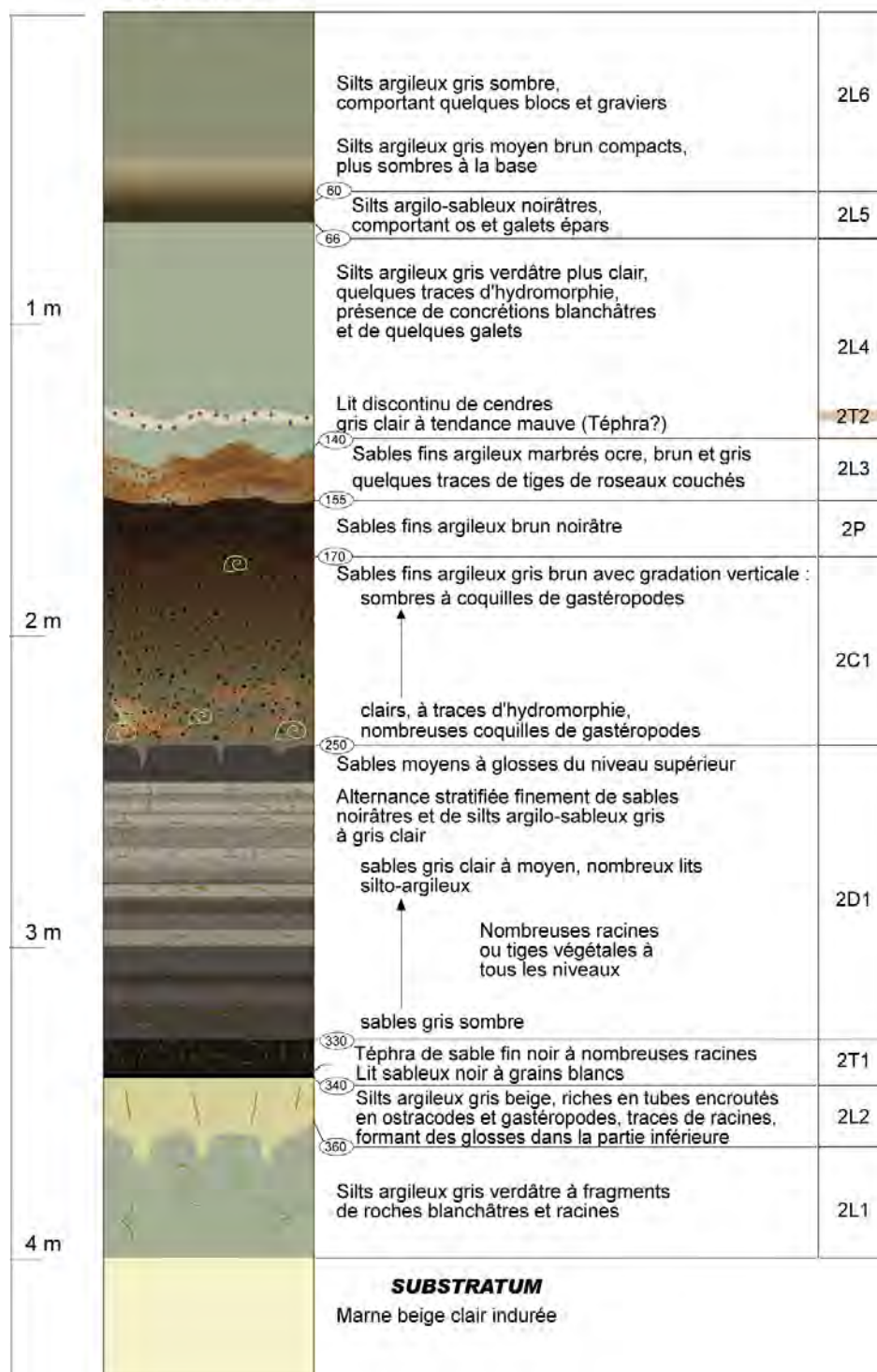


Fig. 6.15 : log lithologique de référence au sein du sondage profond SP4, situé en « zone de delta » dans le Marais de Sarliève (localisation du log, Fig6.16).

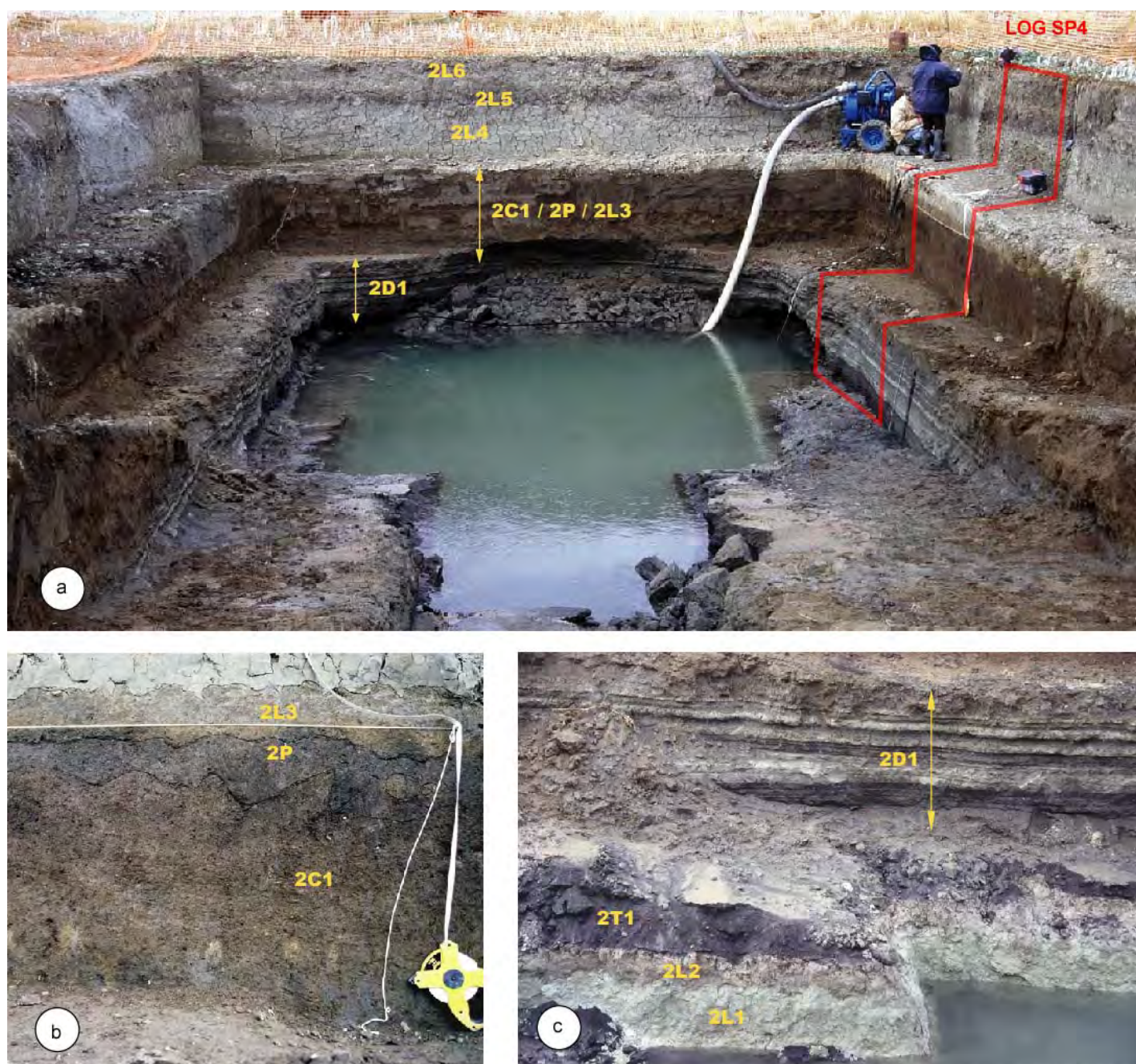


Fig. 6.16 : sondage profond SP4 réalisé par l'INRAP ; a) vue de l'ensemble du sondage profond ; b) photo de détail des unités 2C1, 2P et 2L3 ; c) photo de détail des unités 2L1, 2L2, 2T1 et 2D1.

S177

Le log décrit Fig. 6.17 correspond à une partie limitée du sondage S177 réalisé par les archéologues de l'INRAP. Le sondage a traversé plus de 3 mètres de sédiments mais le substrat n'a pas été atteint. Quatre unités ont été déterminées, de bas en haut : des silts-argileux **2L4** et la couche noire **2L5**, qui présentent les mêmes traits caractéristiques que dans SP4 ; une formation sableuse stratifiée à caractère deltaïque, constituée de grains clairs (quartz, feldspaths) **2D2**, ravinant l'unité 2L5, et enfin **2C2**, unité sableuse à graveleuse grisâtre à caractère colluvial.

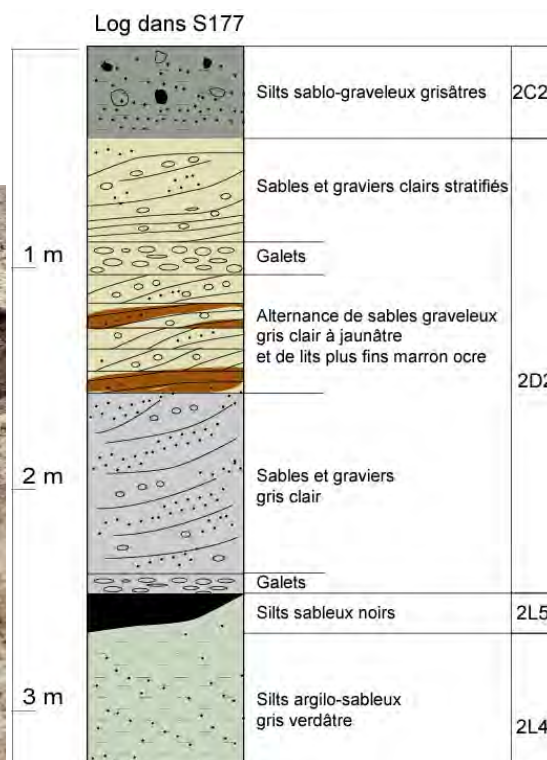


Fig. 6.17 : photo du sondage S177, réalisé par l'INRAP, et lithologie d'un log de référence.

Principales caractéristiques des unités de sédiments de zones de deltas

Sur la base de l'ensemble des observations effectuées dans la « zone de deltas » 13 unités ont été individualisées ; leurs principales caractéristiques sont décrites ci-dessous.

2L1, unité pluridécimétrique, est constituée de sédiments silto-argileux verdâtres à grains blanchâtres.

2L2, unité pluridécimétrique, comporte des sédiments silto-argileux beiges silto-argileux ; elle est riche en coquilles de gastéropodes et en ostracodes.

2T1, est une unité de téphras sableux noirs, d'épaisseur décimétrique rencontrée à la fois au niveau des bordures est (SP2 et SP3) et ouest (SP4). Cette unité de scories volcaniques a été identifiée par Vernet comme correspondant à la retombée de téphra trachyandésitique (CF1) (Vernet et Raynal, 2002).

2D1, unité sableuse stratifiée métrique (SP4) à plurimétrique (SP2 et SP3), à gradation verticale de couleur et texture : elle est sombre et plus sableuse à la base (riche en scories sombres), à plus clair et plus riche en lits silto-argileux au sommet. On y observe un litage avec des alternances de lits sableux et de lits plus fins, caractéristique d'un delta progradant.

2C1 est une unité de colluvions sableuses pluridécimétriques brunes, riches en gastéropodes.

2P est une unité de sables plus indurés et sombres. Elle a été interprétée comme correspondant à un ancien sol, développé aux dépens des colluvions sous-jacentes.

2L3 est une unité de sables ocre.

2L4, unité métrique de silts argileux plus ou moins sableux, gris verdâtres, assez compacts, est rencontrée sur l'ensemble de la zone de deltas. Cette unité comporte à sa base un lit cendreuse fin, gris mauve (**2T2** rencontré dans SP2 et SP4) d'origine téphrique et qualifié de « Téphra de Sarliève ». Un lit constitué d'un matériau comparable a également été observé dans SARL21. Précisons par ailleurs que cette unité 2L4 présente les mêmes caractéristiques que 1L4 des bassins distaux.

2L5 est une unité pluridécimétrique de silts noirâtres plus ou moins sableux et argileux. Cette unité rappelle la couche noire (1L5) des bassins distaux. Elle est ravinée par les dépôts du delta sableux 2D2 rencontré en bordure est.

2L6, est une unité pluridécimétrique de silts argileux plus ou moins sableux gris relativement sombre. Cette couche rappelle l'unité 1L6 des bassins distaux.

2D2 est un épais delta composé de sables et galets gris beige clair. A l'opposé de 2T1 et 2D1, cette unité semble dépourvue de scories sombres, mais contient essentiellement des éléments quarzo-feldspathiques, avec quelques éléments basaltiques.

2C2 est une couche de colluvions silto-sablo-graveleuses grises à brunes. Elle recouvre 2D2 en bordure est de la zone de delta.

6.2.3. Sédiments des bordures et exutoire

Vingt-et-un forages ont été réalisés au niveau des bordures et de l'exutoire du marais. Les logs des sédiments rencontrés sont décrits en ANNEXE 7 et 8 et sont regroupés Fig. 6.18 et 6.19. Ces dépôts présentent des faciès variés qu'il est impossible de schématiser par un forage de référence. En conséquence, il est difficile d'établir une stratigraphie type des sédiments de bordure et d'exutoire, et d'établir les relations chronostratigraphiques entre les forages.

Ces forages permettent avant tout de préciser les limites d'extension maximale du plan d'eau aux différentes périodes de fonctionnement du lac. La reconnaissance des faciès lacustres a été prouvée par la présence d'ostracodes ou de gyrogonites. De plus, la lithologie des sédiments situés à proximité de l'exutoire permet de recueillir des informations sur le fonctionnement de cette zone clé de l'hydrologie lacustre, notamment sur l'origine du barrage.

Les sédiments des bordures

Les logs des forages effectués en bordure du marais (Fig. 6.18) montrent que le substrat a généralement été atteint sous une épaisseur de sédiments de 2 mètres au maximum.

A la partie inférieure des sédiments se trouvent généralement des matériaux d'origine terrestre : des **colluvions sablo-graveleuses** (est : SARL 3, 5, 6 ; Ouest : S25/28, S33), des **coulées boueuses beiges carbonatées** (est : SARL 4, SARL7 ; sud : SARL33), un **cailloutis de base** (sud : SARL18, SARL19 ; ouest : SARL11 et SARL28). Les colluvions et coulées boueuses peuvent constituer parfois l'essentiel des sédiments : c'est le cas de SARL3, SARL4, SARL5 et SARL6 à l'est et de S25, S33 et SARL11 à l'ouest. En revanche, les forages S116, SARL16, SARL20 et SARL30 en sont dépourvus.

Des sédiments relativement fins, présentant des indices d'une mise en place en contexte **lacustre**, ont été rencontrés dans les forages SARL7, SARL20 et SARL30 de la bordure est, ainsi que dans tous les forages de la bordure sud et dans S25/28 et S116 de la bordure ouest. Le faciès de ces sédiments est identique à celui des unités 1L4 / 2L4 et 1L6 / 2L6 des zones de bassin / delta. Dans les forages SARL15, SARL16 (sud) et S25/28 et S116 où une couche noire (1L5 / 2L5) est bien visible, il est possible de distinguer 1L4 / 2L4 de 1L6 / 2L6 (distinction précisée sur la figure 6.18).

Précisons que le substrat n'a pas été atteint dans S116 où seuls des sédiments fins lacustres ont été observés : la bordure du paléolac doit probablement être relativement éloignée de ce point. Cependant, le sondage n'a pas été assez profond pour préciser si le remplissage est de type « bassin » ou « delta ».

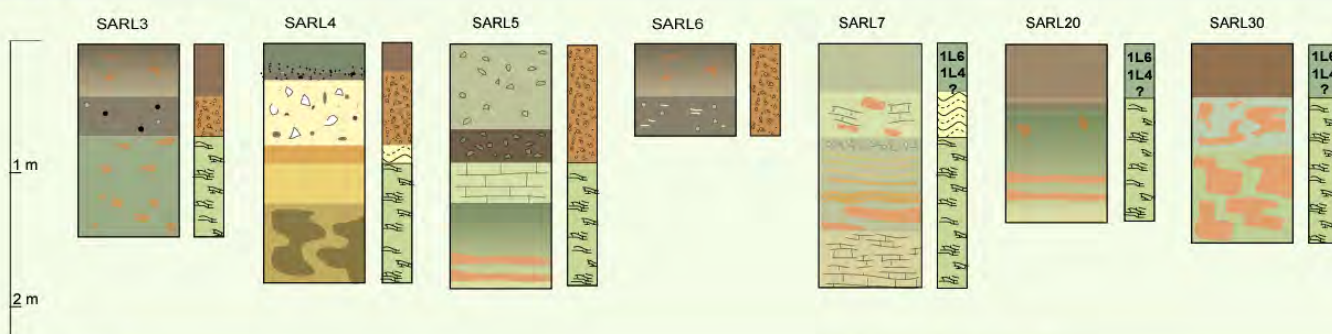
Les sédiments à l'exutoire

Dans les forages carottés réalisés au niveau de l'exutoire, le substrat a été atteint entre 1 et 2 m de profondeur, sous des sédiments aux faciès contrastés (Fig. 6.19). Le détail de la nature des sédiments est précisé ANNEXE 8.

A la partie inférieure des forages proches de l'exutoire, se trouvent des **passées et colluvions sableuses**, ou **des coulées boueuses d'épaisseurs inégales**. De tels matériaux constituent l'intégralité des sédiments de AUB, situé au delà de l'exutoire.

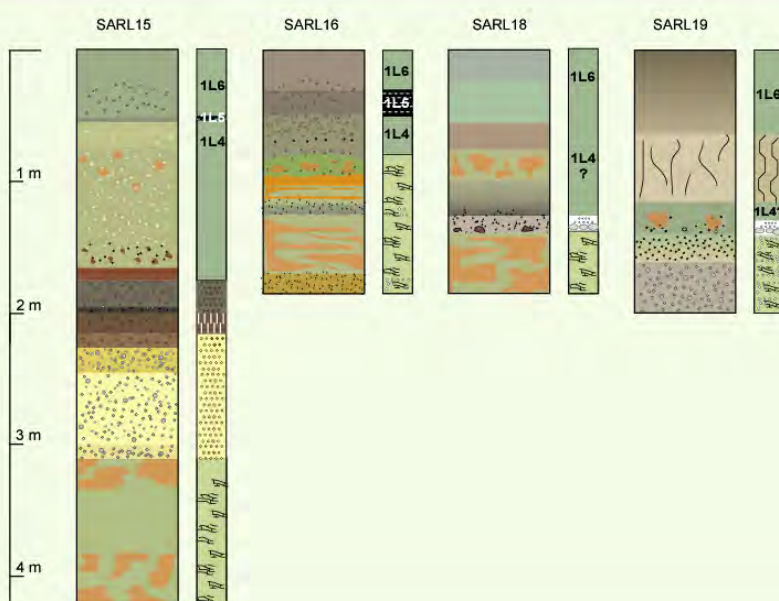
Dans les forages effectués à l'intérieur de l'extension lacustre, ces matériaux terrestres assez grossiers sont recouverts par des sédiments plus fins silto-argileux carbonatés de type (1L4 / 2L4 et 1L6 / 2L6 ?) apparemment déposés en contexte **lacustre**.

Bordure est



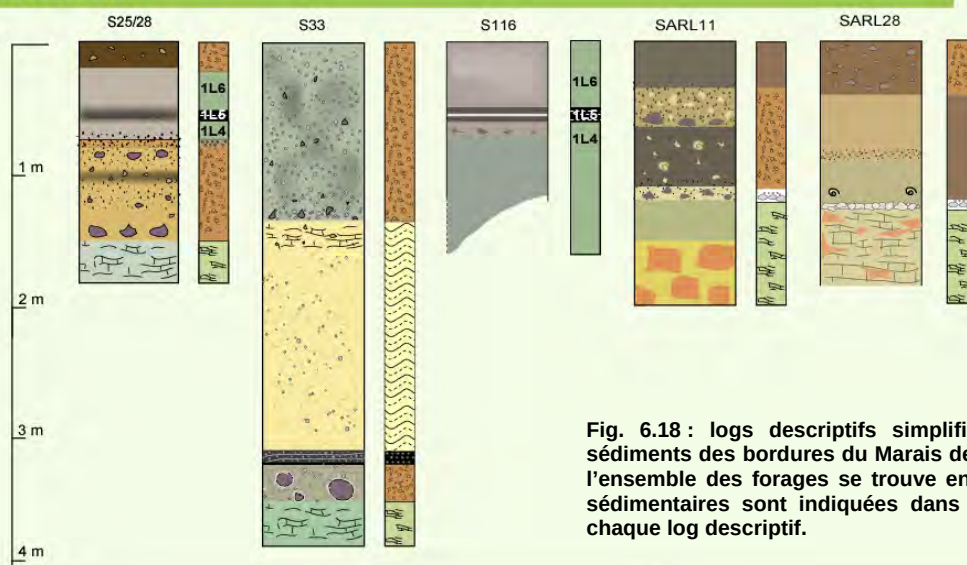
Bordure sud

Légende des unités



- Silts argileux gris verdâtres à marrons homogènes, compacts : LACUSTRE (équivalent 1L4 / 2L4 et 1L6 / 2L6 ?)
- Silts argileux noirs, riches en charbons (équivalent 1L5 / 2L5)
- Silts argileux gris sans indice d'origine lacustre
- Paléosol
- Colluvions sablo-graveleuses
- Colluvions beiges carbonatées (coulées boueuses)
- Sables
- Cailloutis à galets
- Vase noirâtre type Gytja

Bordure ouest



SUBSTRAT

- marno-calcaire parfois sableux

Fig. 6.18 : logs descriptifs simplifiés des forages réalisés dans les sédiments des bordures du Marais de Sarliève (la description détaillée de l'ensemble des forages se trouve en ANNEXE 7) ; les différentes unités sédimentaires sont indiquées dans des logs standardisés à droite de chaque log descriptif.

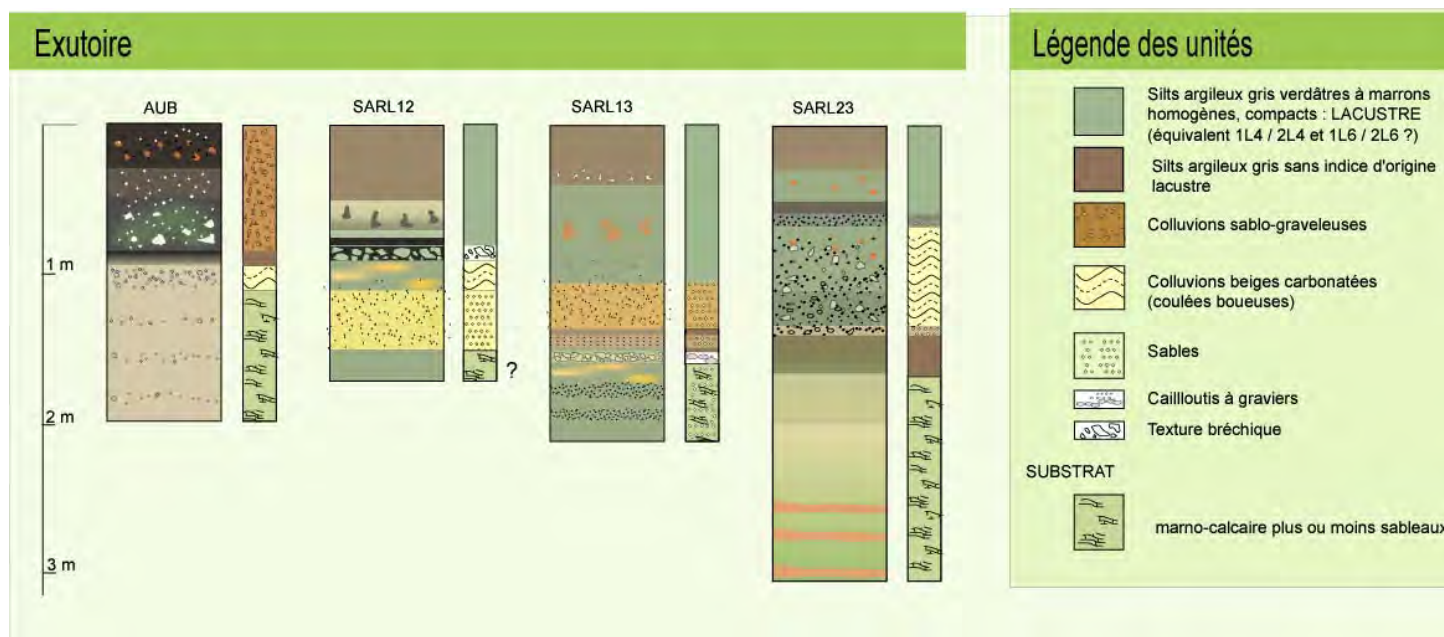


Fig. 6.19 : logs descriptifs simplifiés des forages réalisés dans les sédiments proches de l'exutoire du Marais de Sarliève (la description détaillée de l'ensemble des forages se trouve en ANNEXE 8) ; les différentes unités sédimentaires sont indiquées dans des logs standardisés à droite de chaque log descriptif.

Les descriptions précédentes ont mis en évidence dans les dépôts lacustres, deux principaux types de remplissage dont la lithologie est très contrastée, et pour lesquels on retrouve la même succession d'unités sédimentaires :

- les sédiments des zones de bassin distal, comportant systématiquement six unités de sédiments fins ;
- les sédiments des zones de deltas, constitués de 10 à 13 unités silto-argileuses et sableuses, parmi lesquelles deux unités deltaïques d'âges différents.

Pour établir les corrélations entre les différentes unités sédimentaires et comprendre leur mise en place, il est indispensable de préciser leurs relations chronostratigraphiques. Pour cela, différents types de repères chronologiques ont été utilisés : datations ^{14}C , contenu pollinique des sédiments, retombée(s) de téphra d'âge connu, et repères archéologiques. La synthèse de ces données chronologiques détaillées dans le paragraphe suivant, permettra d'établir les corrélations chronostratigraphiques.

6.3. Chronologie de mise en place des unités sédimentaires

6.3.1. Datations ^{14}C

29 datations ^{14}C ont été obtenues sur divers matériaux, prélevés au sein des différentes unités sédimentaires discriminées dans les dépôts distaux et dans les dépôts de zone de delta. Les datations ont porté sur des sédiments riches en matière organique et, lorsque c'était possible, sur des éléments organiques isolés : graines, morceaux de charbon ou de bois. Les analyses ont été effectuées au Centre de Datation par le Radiocarbone (Université de Lyon 1). La conversion des dates radiocarbone BP en années réelles a été faite au moyen de la courbe de calibration (INTCAL 98) de Stuiver *et al.*, (1998). Les âges des différents échantillons datés sont regroupés dans le tableau 6.1 et sur la figure 6.20. Les résultats seront exprimés en âges BP dans la suite du développement, les âges calibrés ne seront utilisés que pour les calculs de bilans sédimentaires.

Tab. 6.1 : datations ^{14}C obtenues sur les sédiments du Marais de Sarliève ; C, Charbon dans sédiment ; MO, Matière Organique diffuse dans les sédiments ; G, Graine.

N° d'échantillon	Unité	Nature de l'échantillon	Code labo Lyon	Age ans ^{14}C BP	Age ans Cal BP
SARL1 233-235 cm	1L3	MO	LYON-1235(OXA)	6050 +/- 50	7138 à 6754
SARL1 410-428 cm	1L3	MO	LY-9812	6720 +/- 55	7670 à 7484
SARL2 40-45 cm	1L5	MO	LY-9813	1935 +/- 35	1869 à 1999
SARL2 333-336 cm	1L3	MO	LYON-1236(OXA)	6945 +/- 65	7934 à 7666
SARL2B 120 cm	1L4	MO	Lyon-1985(GrA-21830)	4930 +/- 70	3937 à 3542
SARL2B 205 cm	1L3	MO	Lyon-1984(GrA-21829)	6480 +/- 70	5606 à 5317
SARL2B 231 cm	1L3	MO	Lyon-1983(GrA-21827)	5770 +/- 70	4778 à 4458
SARL2B 260 cm	1L3	MO	Lyon-1982(GrA-22023)	6390 +/- 50	5474 à 5298
SARL2B 384 cm	1L2	G	Lyon-1981(GrA-21826)	6890 +/- 80	5975 à 5637
SARL14 470,75 cm	1L3/1L2	G	Lyon-2433(GrA)	6640 +/- 70	7613 à 7426
SARL14 474-475 cm	1L2	G	Lyon-2434(GrA)	7180 +/- 50	8145 à 7874
SARL14 506-510 cm	1L2	G	Lyon-2435(GrA)	8450 +/- 70	9544 à 9301
SARL17 213-215 cm	1L3	MO	Lyon-2436(GrA)	7060 +/- 50	7964 à 7760
SARL17 299-300 cm	1L3	G	Lyon-2437(GrA)	6200 +/- 50	7249 à 6949
SARL17 308-309 cm	1L3	MO + G	Lyon-2438(GrA)	7420 +/- 50	6401 à 6114
SARL17 314-315 cm	1L3	G	Lyon-2439(GrA)	6330 +/- 50	8351 à 7102
SP1 60-65 cm	1L5	C	LY-11357	1885 +/- 30	1882 à 1730
SP1 65-70 cm	1L5	C	LY-11358	2030 +/- 30	2044 à 1899
SP1 274-276 cm	1L3	C	LY-11359	5740 +/- 40	6412 à 6357
SP1 298-300 cm	1L3	C	LY-11360	6055 +/- 35	6997 à 6762
SP1 320 cm	1L3	C	LY-11361	6045 +/- 40	6998 à 6757
SP4 65-69 cm	2L5	C	Lyon-2002(GrA-22118)	1940 +/- 60	1728 à 1999
SP4 79-88 cm	2L4	MO	(B. Prat, <i>comm. pers.</i>)	3940 +/- 35	4505 à 4296
SP4 99-104 cm	2L4	MO	(B. Prat, <i>comm. pers.</i>)	4850 +/- 35	5648 à 5490
SP4138-144 cm	2L4	MO	(B. Prat, <i>comm. pers.</i>)	4840 +/- 45	5859 à 6440
SP4 235-250 cm	2C1/2D2	C	LY-11362	9985 +/- 65	11698 à 11229
S28 82-85 cm	1L5	C	LY-11363	1465 +/- 35	1411 à 1295
S177 260-270 cm	1L5	C	LY-11364	2310 +/- 35	2353 à 2212

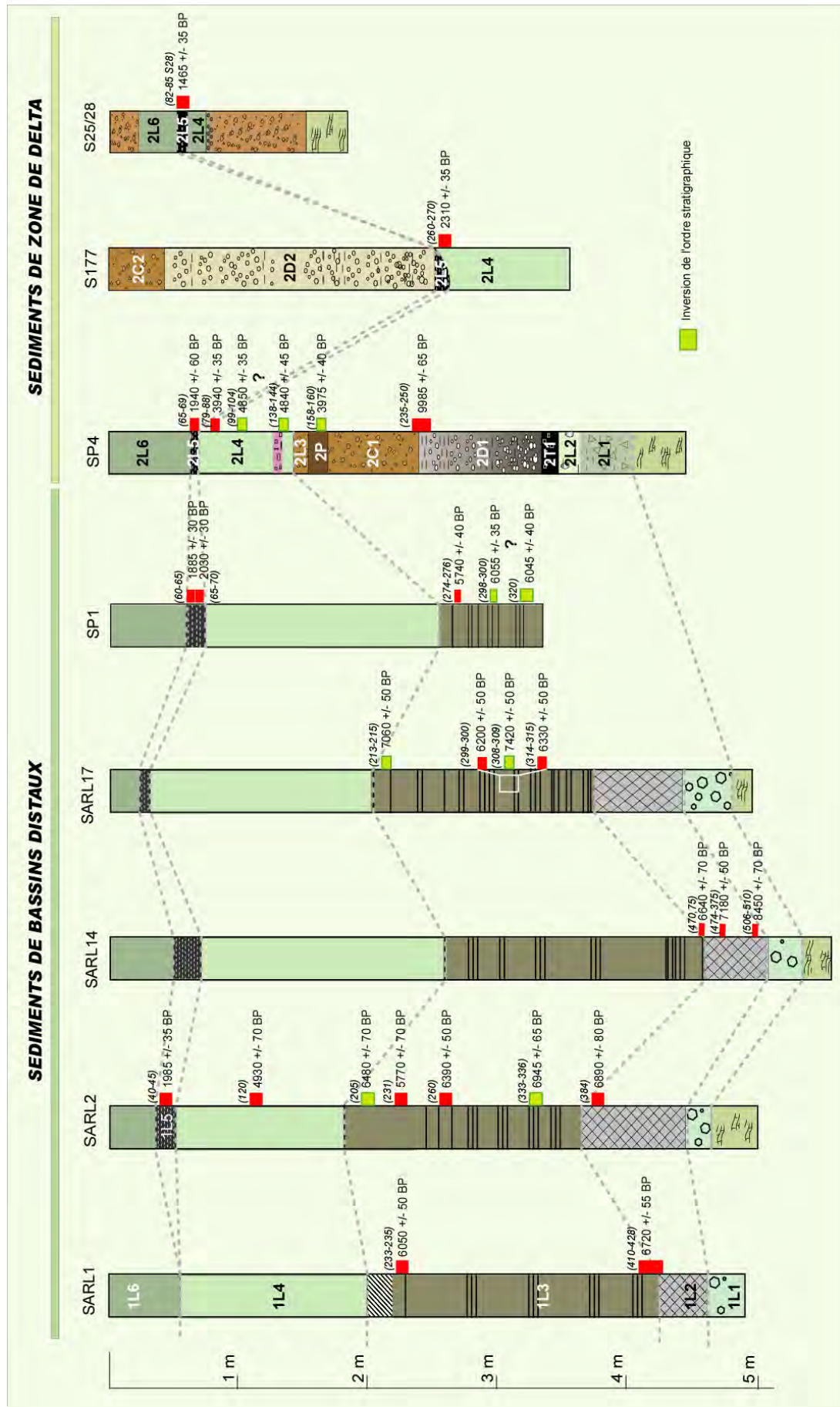


Fig. 6.20 : âges ^{14}C des sédiments du Marais de Sarliève.

a. Unités inférieures des dépôts de bassins distaux : 1L1, 1L2, 1L3.

Dans **1L1**, la matière organique est trop peu abondante pour obtenir une datation ^{14}C .

Dans **1L2**, 5 datations ^{14}C ont été acquises sur des niveaux répartis de la base au sommet de l'unité (apparition de la première lamine de l'unité 1L3). Les âges obtenus sur graines dans SARL14 sont **8450 +/- 70 BP** à 506-510 cm de profondeur, **7180 +/- 50 BP** à 474-475 cm et **6640 +/- 70 ans BP** à 470,75 cm (Fig. 6.20). Les datations supplémentaires effectuées à proximité de la limite supérieure de 1L2 dans SARL1 et SARL2 ont fourni les âges respectifs de 6720 BP +/- 55 ans et 6890 BP +/- 80 ans, cohérents avec ceux de SARL14. Ainsi, il semble que **l'intervalle de mise en place de 1L2 8450 +/- 70 BP – 6640 +/- 70 BP** puisse être retenu (Fig. 6.21). L'âge de la limite supérieure est donc celui de la base de 1L3.

Dans **1L3**, 10 datations ont été effectuées jusqu'au sommet de l'unité laminée. Les âges mesurés au sein de l'unité (base exclue) sont compris entre **6945 +/- 80 BP** dans SARL2 333-336 cm et **5740 +/- 40 BP** dans SP1 275-276 cm, l'essentiel des âges étant compris entre 6400 et 6000 BP (Fig. 6.20). L'âge à **6945 +/- 80 BP** est plus vieux que la limite supérieure de 1L2. De surcroît, les âges obtenus ne respectent pas toujours la chronologie relative dans l'unité 1L3 de SARL1, SARL2 et SARL17, ce qui impose de considérer ces datations avec grande précaution. Néanmoins, considérant l'âge le plus récent obtenu, au sommet de 1L3, l'intervalle de mise en place de cette unité s'étendrait de **6640 +/- 70 BP** à **5740 +/- 40 BP** (Fig. 6.21).

b. Unités inférieures des dépôts de zone de delta : 2L1 / 2L2, 2T1, 2D1, 2C1, 2P, et 2L3.

Les unités situées à une position stratigraphique inférieure à 2C1 n'ont pu faire l'objet de datation ^{14}C faute de matériel organique disponible. Une datation effectuée à la **transition 2D1/2C1** (SP4 235-250 cm) donne un âge maximum au delta de **9985 +/- 65 BP** (Fig. 6.20). Le paléosol 2P au sommet des colluvions 2C1 (SP4 158-160 cm), donne un âge de 3975 +/- 40 BP, plus récent que les âges mesurés dans l'unité sus-jacente (4840 +/- 45 et 4850 +/- 35 BP respectivement aux cotes 138-144 cm et 99-104 cm), apportant une nouvelle inversion « âge-profondeur » (Fig. 6.20).

c. Unités supérieures des dépôts de bassin (1L4, 1L5, 1L6) et de zones de delta (2L4, 2L5, 2L6, 2D2)

Les faciès et positions stratigraphiques des unités de bassins et deltas 1L4 et 2L4, 1L5 et 2L5, 1L6 et 2L6 sont comparables, c'est la raison pour laquelle elles sont traitées ensemble.

Dans **1L4 et 2L4**, 4 datations ^{14}C ont été effectuées. Les âges obtenus sont compris entre **4930 +/- 70 BP** dans SARL2 à 120 cm et **3940 +/- 35 BP** dans SP4 à 79-88 cm. Deux des trois datations effectuées dans l'unité 2L4 sur SP4 donnent sensiblement le même âge (4840 +/- 45 BP et 4850 +/- 35 BP) bien qu'elles concernent des niveaux différents (respectivement 138-144 cm et 99-104 cm de profondeur), ce qui présente une nouvelle incohérence (Fig. 6.20). L'âge de la limite supérieure de ces unités est donné par les datations des l'unités sus-jacentes (la couche noire) 1L5 et 2L5 qui possèdent le même faciès (Fig. 6.21 et 6.22).

Dans ces unités **1L5** et **2L5**, 6 datations ^{14}C ont été effectuées (Fig. 6.20). Les âges sont compris entre **2310 +/- 35 BP** sur S177 à 260-270 cm et **1465 +/- 35 BP** sur S25/28 à 82-85 cm, mais la majorité des dates est proche de 1900 / 2000 BP, âge moyen retenu pour 1L5 / 2L5, qui semblent synchrones (Fig. 6.21 et 6.22). Ce calage permet par ailleurs de préciser l'intervalle proposé pour 1L4 / 2L4 sous jacentes : **5740 +/- 40 à environ 1900 BP** (Fig. 6.21).

Les unités supérieures **1L6** et **2L6** sont comprises entre 1900 / 2000 BP et la date d'assèchement de Marais au XVII^e siècle, connue par les écrits historiques (Fournier, 1996).

L'unité **2D2** (delta sableux oriental), s'est mise en place après la couche noire (2L5, environ 1900 / 2000 BP) qu'elle ravine.

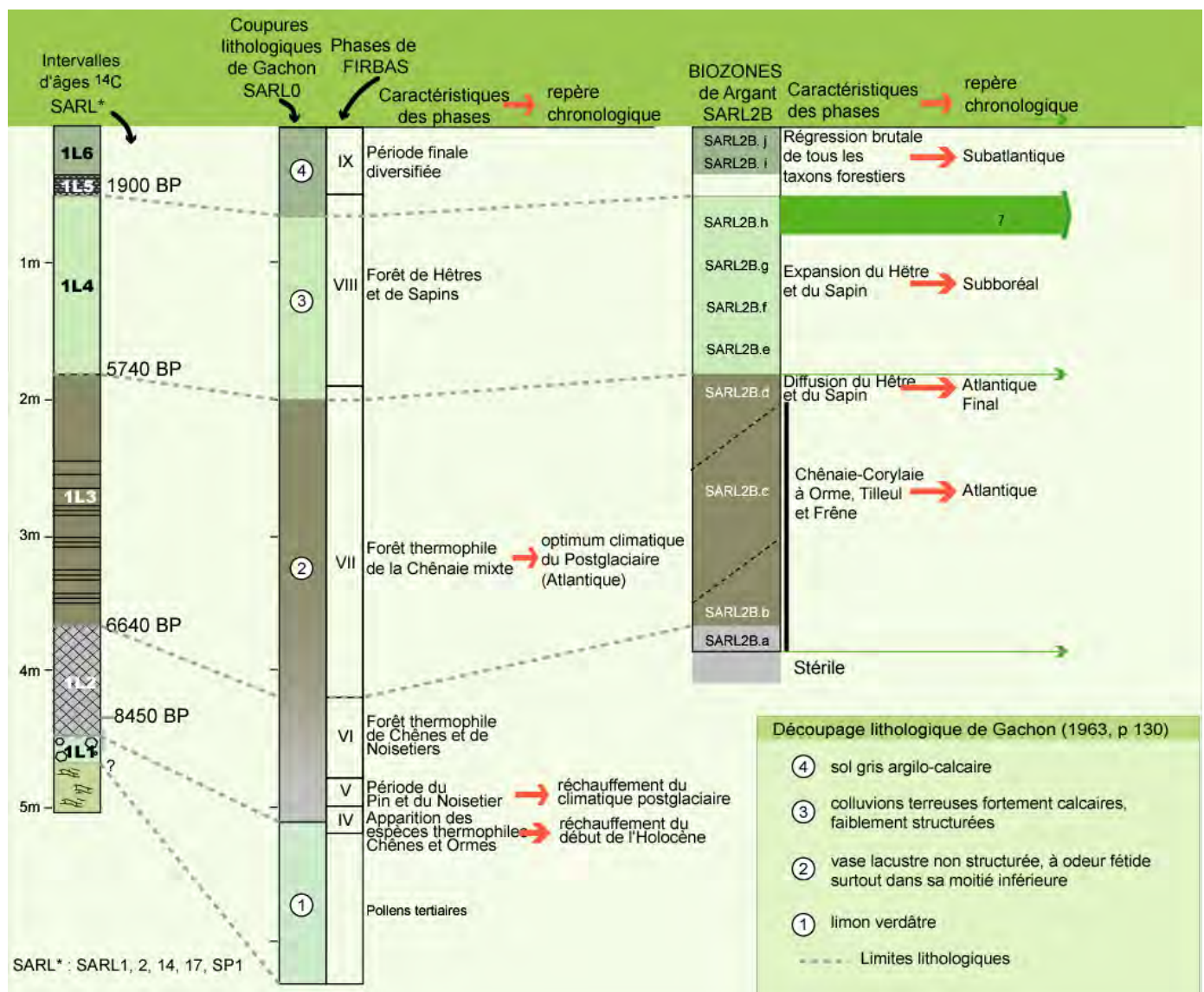


Fig. 6.21 : corrélations entre les âges ^{14}C et les repères chronologiques donnés par la palynologie dans les sédiments de bassins distaux (d'après Argant *et al.*, soumis et Gachon, 1963).

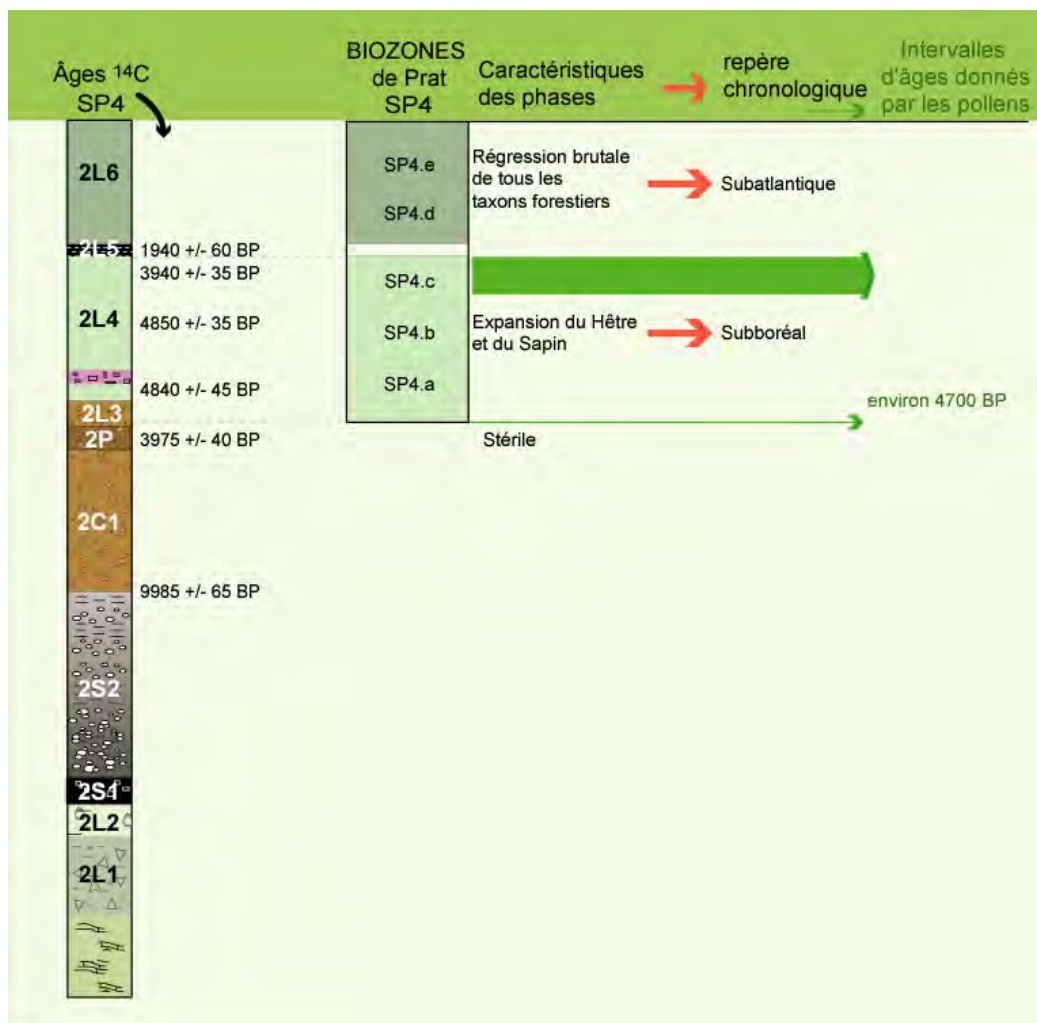


Fig. 6.22 : corrélations entre les âges ^{14}C et les repères chronologiques donnés par la palynologie dans les sédiments de zone de deltas (d'après Argant *et al.*, soumis) ; les âges ^{14}C montrent des inversions de l'ordre stratigraphique.

6.3.2. Contenu pollinique

Les nombreuses analyses polliniques réalisées pour la plupart dans des tourbières et lacs du Massif Central « montagnard », ont permis de caler des biozones d'assemblages polliniques au cours de l'Holocène (de Beaulieu *et al.*, 1982 ; 1984 ; 1985 ; 1988 ; Guenet et Reille, 1988 ; Pons *et al.*, 1989 ; Reille, 1990). Le contenu pollinique des sédiments du Marais de Sarliève, comparé aux données régionales, permet de préciser la période de mise en place des sédiments. L'analyse pollinique des sédiments de bassin a été réalisée par Gachon (1963) au centre du bassin sud (SARL0), et par Argant *et al.* (soumis) au centre du bassin nord (SARL2B, forage réalisé à quelques mètres de SARL2), et sur les sédiments de type delta (SP4).

Précisons que le présent paragraphe concerne seulement la chronologie de mise en place des dépôts. Les aspects paléoenvironnementaux seront abordés dans le chapitre 8.

Gachon (1963) a identifié 6 phases de Firbas¹ (Firbas, 1952 *in* Gachon, *ibid.*) dans les 6,3 m de sédiments lacustres qu'il a rencontrés dans 4 unités sédimentaires (Fig. 6.21). Il a observé que l'unité de base, qualifiée de « limon verdâtre de base », et correspondant probablement à l'unité 1L1 des bassins distaux, contient essentiellement des pollens tertiaires provenant de marnes stampiennes. Il précise ensuite que des pollens du Quaternaire récent ont été distingués avec certitude dans « l'échantillon qui marque la transition du limon à la vase et qui correspond à la **phase IV** de Firbas, caractérisée par l'apparition des espèces thermophiles : Chênes et Ormes » (Gachon, *ibid.*, p 130). Les indications de Gachon sur la texture des sédiments laissent penser que cet échantillon pourrait correspondre à la transition 1L1/1L2 des bassins distaux, subcontemporaine du réchauffement du **début de l'Holocène**. La **phase V** « période du Pin et du Noisetier » est accompagnée d'un changement de faciès sédimentaire, qui pourrait correspondre à celui de l'unité 1L2 ; cette phase coïncide avec un « réchauffement climatique postglaciaire ». Aucune information ne permet de préciser la nature de l'unité sédimentaire correspondant à la **phase VI** de Firbas « Forêt thermophile de Chênes et de Noisetiers », qui se situe probablement au sommet de 1L2 ou à la base de 1L3. La **phase VII** « Forêt thermophile de la Chênaie-mixte » semble correspondre à l'unité 1L3. Elle est, d'après l'auteur, « contemporaine de l'**optimum climatique du Postglaciaire** », et est par ailleurs marquée par les « premiers stigmates de l'Homme agriculteur et éleveur » : il semble ainsi, d'après ces considérations, que 1L3 serait *pro parte* synchrone de l'**Atlantique**. Les **phases VIII** « Forêt de Hêtres et de Sapins » et **IX** « Période finale diversifiée » qui couvrent très probablement les unités 1L4 à 1L6 n'offrent pas d'éléments de calage chronologique précis.

Argant *et al.* (soumis) ont divisé le diagramme de SARL2B (zone de bassin) en 10 zones polliniques : **SARL2B.a** à **SARL2B.j**, de la plus ancienne à la plus récente (Fig. 6.21). Le diagramme pollinique de SP4 (zone de delta) a été divisé en 5 zones : **SP4.a** à **SP4.e** (Fig. 6.22). D'après Argant *et al.* (*ibid.*), la partie inférieure des sédiments de bassin (unités 1L1 et 1L2), est stérile en pollens récents, alors que Gachon (1963) a trouvé des pollens récents dès l'unité 1L2. Par ailleurs, la comparaison des proportions des taxons de *Pinus*, *Corylus* et des *Chenopodiaceae* à la partie inférieure des deux diagrammes (SARL2B et SARL0), laisse penser que le diagramme pollinique de Argant (SARL2B) débute au cours de la **phase VI** de Firbas définie par Gachon. Ainsi, dans SARL2B, la partie inférieure du diagramme pollinique, biozone **SARL2B.a**, coïnciderait avec la fin de 1L2. Les biozones **SARL2B.b** et **SARL2B.c**, coïncideraient avec l'unité 1L3 (et la fin de la **phase VI** ainsi qu'une partie de la **phase VII** de Gachon) (Fig. 6.21). Le contenu pollinique de ces biozones (**SARL2B.a**, **b** et **c**) indique un riche milieu forestier (chênaie-corylaie à orme, tilleul et frêne) typique de l'**Atlantique**. Le milieu se modifie progressivement, avec d'abord le développement du hêtre puis du sapin à partir de leurs zones refuges, puis leur diffusion à l'**Atlantique final** (**SARL2B.d**, sommet de l'unité 1L3).

Dans SARL2B, les biozones, **SARL2B.e**, **SARL2B.f**, **SARL2B.g** et **SARL2B.h** se trouvent au sein de l'unité 1L4, et correspondent aux biozones **SP4.a** à **SP4.c** établies dans l'unité 2L4 de SP4 (aucun équivalent de SARL2B.g n'a été retrouvé dans SP4). Elles sont marquées par l'expansion du *Fagus* et de

¹ L'auteur a utilisé une nomenclature dérivée de celle établie par Firbas (1952) pour les Vosges et le Sud-Ouest de l'Allemagne.

celle plus limitée d'*Abies*, éléments caractéristiques du **Subboréal** dans le Massif Central. Toutefois la position de la zone pollinique **SARL2B.h** n'est pas évidente : fin du Subboréal ou début du Subatlantique. Par ailleurs, les sédiments des unités sous-jacentes à 2L4 dans la zone de delta se sont avérés dépourvus de pollens récents, ce qui ne permet pas la comparaison avec les zones de bassin.

Enfin, la régression brutale de tous les taxons forestiers dans les dépôts distaux et de delta (biozones **SARL2B.i** dans 1L6 et **SP4.d** dans 2L6), puis leur quasi-disparition laissant place à un milieu très ouvert livré aux cultures (**SARL2B.j** et **SP4.e**) marquent le **Subatlantique**.

Comme il peut être observé sur la figure 6.21, les découpages et repères chronologiques fondés sur les équivalences lithologiques possibles entre SARL0 et SARL2B, et induits par les assemblages polliniques de Gachon (1963) et Argant *et al.* (soumis) sont cohérents.

Les âges de la couche noire (unités 1L5 et 2L5) à environ 1900 / 2000 BP de même que ceux de l'unité profonde 1L2 sont compatibles avec ces limites. Il existe cependant un désaccord entre les données de la palynologie et les âges ^{14}C de 1L4. La plupart des âges ^{14}C obtenus dans 1L3 sont dans l'ensemble plus anciens d'environ 1000 ans relativement aux limites classiques des biozones dans le Massif Central (voir paragraphe 1.3.1.c). Dans le détail, il semble que les datations effectuées sur des éléments organiques pris isolément s'intègrent correctement dans la biostratigraphie palynologique (charbon de la Couche Noire, graines de 1L2 et 1L3). Il apparaît que ce sont les âges mesurés sur de la matière organique diffuse dans les sédiments qui présentent les plus grands décalages.

Ces décalages pourraient être imputés d'après Argant *et al.* (*ibid.*) à l'influence du CO_2 d'origine volcanique, comme le proposent Pons *et al.*, (1988) pour des sites du Massif Central où le même problème se pose. Ils pourraient aussi résulter de la présence dans les sédiments de résidus carbonatés d'incendies plus anciens que les sédiments et de microfossiles non polliniques. Ces hypothèses peuvent être envisagées ici, mais il faut aussi considérer que tous les sites de référence palynologique classiques se situent entre 975 et 1400 m d'altitude, alors que le Marais de Sarliève n'est qu'à 345 m, et le point le plus haut de son bassin versant à 740 m. Cette situation a pu jouer un rôle dans la dynamique végétale et décaler l'apparition de certains taxons dans le temps.

Malgré cela, les données polliniques constituent l'outil disponible le plus sûr pour caler chronologiquement les unités de sédiments dépourvus d'éléments organiques susceptibles de fournir des âges ^{14}C fiables.

6.3.3. Téphras

Les sédiments du Marais de Sarliève ont révélé la présence de deux téphras :

- **un téphra noir** trouvé à la base des sondages profonds SP2, 3 et 4 (Fig. 6.14 et 6.16, 2T1), c'est le **téphra CF1** (Vernet et Raynal, 2000 ; 2002 ; Miallier *et al.*, 2004 et Vernet, soumis) ;
- **un téphra gris mauve**, formant un lit épais de 1 à 2 cm, rencontré dans SARL21 (Fig. 6.12), dans SP2 et SP4 (Fig. 6.14, 2T2), et qualifié de « **Téphra de Sarliève** » (Vernet et Raynal, 2002 ; Miallier *et al.*, 2004).

a. Téphra CF1

Le téphra CF1 est très net dans la partie basale des sédiments de « zone de deltas ». Il s'agit, d'après Vernet qui l'a finement étudié, d'un niveau de cendres volcaniques grossières de couleur noir-bleuté dont l'observation en lame mince de grand format a confirmé qu'il « est bien en place et non en position remaniée » (Vernet, soumis). L'auteur ajoute que son microfaciès, son cortège de minéraux denses et sa géochimie (magma trachyandésitique basaltique) sont compatibles avec le complexe téphrique CF1 (plus précisément CF1a). Ce téphra, présent dans toute la Grande Limagne, est un marqueur chronostratigraphique essentiel pour les séquences tardiglaciaires de Limagne (Vernet et Raynal, 2000). Il a été daté à environ **12000 BP** (ou 13700 +/- 400 ans) par datation ^{14}C de paléosols sous-jacents et de fragments organiques au sein du téphra.

b. Téphra de Sarliève

Un lit de cendres volcaniques, rose pastel à gris mauve selon l'œil de l'observateur, a été rencontré dans les sondages SP2, SP4 et SARL21. Le faciès, la composition chimique et minéralogique du téphra de Sarliève sont voisins de ceux du téphra CF5 d'âge Boréal et rapporté au cratère Kilian ou au Puy de Vasset (Vernet *et al.*, 1996 ; Vernet & Raynal, 2000) auquel il a été initialement assimilé. Cependant, des analyses plus poussées ont permis de différencier le « téphra de Sarliève de CF5 » : Miallier *et al.* (2004) ont montré l'originalité du téphra de Sarliève qui se distingue de tous les autres trachytes des volcans connus de la chaîne des Puys. Ce téphra a été daté par thermoluminescence à 16000 ans +/- 4000 2 σ , âge à rejeter puisque plus ancien que celui de CF1 sous jacent. Ainsi à ce jour, ni l'âge ni l'origine du téphra de Sarliève ne sont connus.

Par ailleurs, si l'on se réfère aux conclusions de la palynologie quant aux repères chronologiques, le téphra de Sarliève, qui se situe dans 1L4 / 2L4, daterait plutôt du début du Subboréal, soit un âge plus récent que l'éruption volcanique la plus jeune connue dans la chaîne des Puys, celle du Pavin datée à 5800 à 5900 ans BP (Juvigné et Gilot, 1986).

6.3.4. Repères archéologiques

L'analyse des relations sédiments - sites et indices de site archéologique apporte quelques précisions chronologiques. Ainsi Trément *et al.* (soumis) indiquent qu'un établissement datant de La Tène moyenne a été trouvé dans le bassin nord du marais, impliquant que le plan d'eau y était résorbé. Toutefois, d'après les auteurs, le plan d'eau n'a été totalement résorbé qu'à La Tène finale ou même l'Epoque Augustéenne. A ce moment, s'est mis en place un parcellaire borné identifié au milieu de la cuvette nord. Dès le I^{er} siècle de notre ère, plusieurs établissements ont été implantés dans la moitié est de la cuvette septentrionale, tandis que des nécropoles à incinération étaient installées dans les points bas de l'ensemble du marais. Ces sites ont précédé la mise en place de la couche noire (1L5 / 2L5) qui scelle le comblement de fossés de drainage du Haut Empire. Ainsi, suite à une phase d'assèchement de la dépression, le dépôt de la couche noire traduit une remise en eau du Marais, postérieure au II^e siècle vraisemblablement, qui s'accompagne d'un retrait définitif de l'habitat du fond de la cuvette.

Enfin, concernant le delta sableux (2D2) postérieur à la couche noire, Vernet (soumis) signale « un cône récent dont la mise en place est postérieure au IV^e siècle de notre ère et antérieure à la période médiévale (X^e siècle) ».

6.4. Corrélations chronostratigraphiques

Nous avons adopté, en accord avec les palynologues, le **découpage** déduit des **biozones polliniques**, complété par les **datations ¹⁴C** effectuées sur des **éléments organiques pris isolément** dont les âges sont cohérents avec le découpage palynologique, et avons rejeté les dates obtenues sur matière organique diffuse dans les sédiments, généralement incohérents, notamment avec la stratigraphie relative. Cette synthèse chronologique s'appuie en outre sur les informations livrées par les **découvertes archéologiques** : mise en évidence d'un assèchement du marais qui se traduit par un **hiatus** dans le remplissage sédimentaire, **de La Tène moyenne au II^e siècle AD**, et mise en place d'un delta sableux (2D2) entre le IV^e et le X^e siècle de notre ère. Cette synthèse prend également en compte le repère que constitue **le téphra CF1** à environ 12000 BP, téphra par ailleurs jamais rencontré dans les sédiments de type bassins distaux, et dont l'absence sera discutée par la suite. Ces éléments de calage chronologique sont regroupés et synthétisés Fig. 6.23.

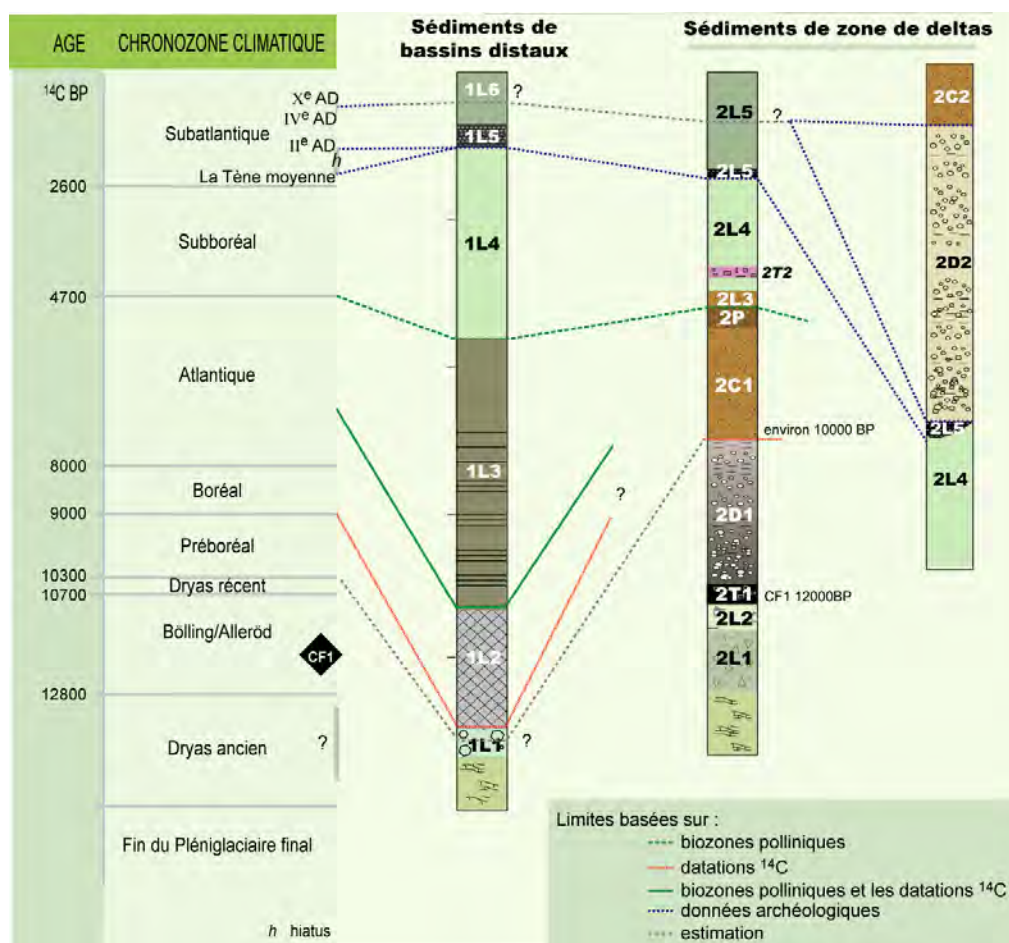


Fig. 6.23 : synthèse chronologique de mise en place des sédiments de bassins distaux et de zones de deltas.

L'identification des faciès des unités sédimentaires, complétée par les repères chronologiques permet d'établir les limites chronostratigraphiques du remplissage, étape indispensable à la compréhension du **fonctionnement du géosystème**. Des corrélations réalisées le long d'une coupe transversale EW dans le bassin sud et le long d'une coupe longitudinale NS sont proposées Fig. 6.24.

L'âge des sédiments les plus anciens et donc du **début du fonctionnement du lac** en tant que tel est un peu antérieur à 12000 BP (âge de la retombée du téphra CF1), et difficile à préciser davantage. Les faciès des unités anciennes sont nettement différents entre les bassins et les zones de delta, alors que les faciès des unités plus récentes sont similaires, ce qui constitue deux phases distinctes dans l'évolution sédimentaire du bassin.

6.4.1. Première phase : du Tardiglaciaire au Subboréal

a. Dans les bassins

L'unité **1L1** a commencé à se mettre en place au cours du Tardiglaciaire (avant 12000 BP), jusqu'à une période proche du Boréal (avant 8450 BP). L'intervalle de cette mise en place inclurait donc peut être une partie du Dryas ancien, le Bölling/Alleröd, puis le Dryas récent et le Préboréal, couvrant ainsi plus de 3000 ans (3720 ans calibrés). Cette unité couvre les fonds des cuvettes nord et sud (Fig. 6.24).

La mise en place de l'unité **1L2** semble relativement synchrone du Boréal, et s'est prolongée au cours de l'Atlantique ancien. La formation de 1L2 a duré environ 2400 ans (2500 ans calibrés). A l'instar de 1L1, cette unité semble présente dans les fonds des cuvettes N et S (Fig. 6.24).

Les premières lames, caractéristiques de l'unité **1L3**, apparaissent à l'Atlantique ancien / moyen et leur dépôt se poursuit jusqu'au Subboréal (Fig. 6.24), s'échelonnant sur une durée proche de 2000 ans (plus de 2100 calibrés). L'extension spatiale des laminites est légèrement plus vaste que celle des unités précédentes : elles sont présentes dans SARL22 qui ne comprend ni l'unité 1L1 ni 1L2.

b. Dans les zones de deltas

Les premiers sédiments déposés sont ceux des unités **2L1** et **2L2**. Leur formation débute au Tardiglaciaire et est coiffée par la retombée de téphra **CF1** (unité **2T1** à environ 12000 BP) (Fig. 6.24).

La formation du delta **2D1** qui fait suite à la retombée du téphra CF1, se produit entre 12000 BP et la mise en place de l'unité colluviale sus-jacente à environ 10000 BP (Fig. 6.24). En revanche, sa mise en place a été probablement beaucoup plus rapide que ne le suggère l'intervalle proposé. Un delta sableux de ce genre peut s'élaborer très rapidement.

La période de mise en place des colluvions **2C1** et des unités **2P** et **2L3** est difficile à préciser : elle commence avec l'Holocène (date à environ 10000 BP à la base de 2C1) et peut se poursuivre jusqu'au Subboréal sans autre précision. Le dépôt des colluvions a probablement été relativement rapide (quelques décennies à quelques siècles) au début de l'Holocène. En outre, la pédogenèse, vraisemblablement débutée dès le Préboréal, stimulée par le réchauffement climatique marqué à cette période. Suivant cette hypothèse, on peut estimer que 2C1 s'est mise en place en moins d'un millénaire.

L'extension latérale de ces unités semble assez réduite et limitée aux zones de delta.

Les sédiments de la base du remplissage des bassins distaux sont fort différents des formations d'âge équivalent des zones de deltas. Les relations chronostratigraphiques entre les unités sédimentaires des parties inférieures des dépôts de bassins distaux et de deltas apparemment déposés au cours d'un même intervalle de temps n'apparaissent pas clairement. En particulier, l'unité 1L1 se serait mise en place dans un intervalle de temps qui inclut la retombée de CF1 manifestement absente des bassins nord et sud.

6.4.2. Deuxième phase : du début du Subboréal au XVII^e siècle

A partir du Subboréal, nonobstant les forts contrastes lithologiques précédents, des sédiments équivalents (**1L4** et **2L4**) se sont mis en place uniformément dans l'ensemble du marais, jusqu'à son émergence à La Tène moyenne. Le dépôt de cette unité a duré environ 3000 ans calibrés. Cette phase d'émergence a duré de La Tène moyenne au II^e siècle après JC. La couche noire (**1L5** et **2L5**) également trouvée sur la quasi totalité de la surface du Marais, accompagne sa remise en eau après le II^e siècle AD. La sédimentation s'est poursuivie jusqu'au XVII^e siècle AD (**1L6** et **2L6**). Elle a été perturbée au niveau de la bordure est, par la formation d'un delta sableux (2D2) entre les IV^e et X^e siècle AD. La mise en place de la couche noire et des sédiments de 1L6 et 2L6 a couvert un intervalle d'environ 1400 ans calibrés. L'unité 2D2 a, quant à elle, pu se mettre en place au cours d'un seul événement bref.

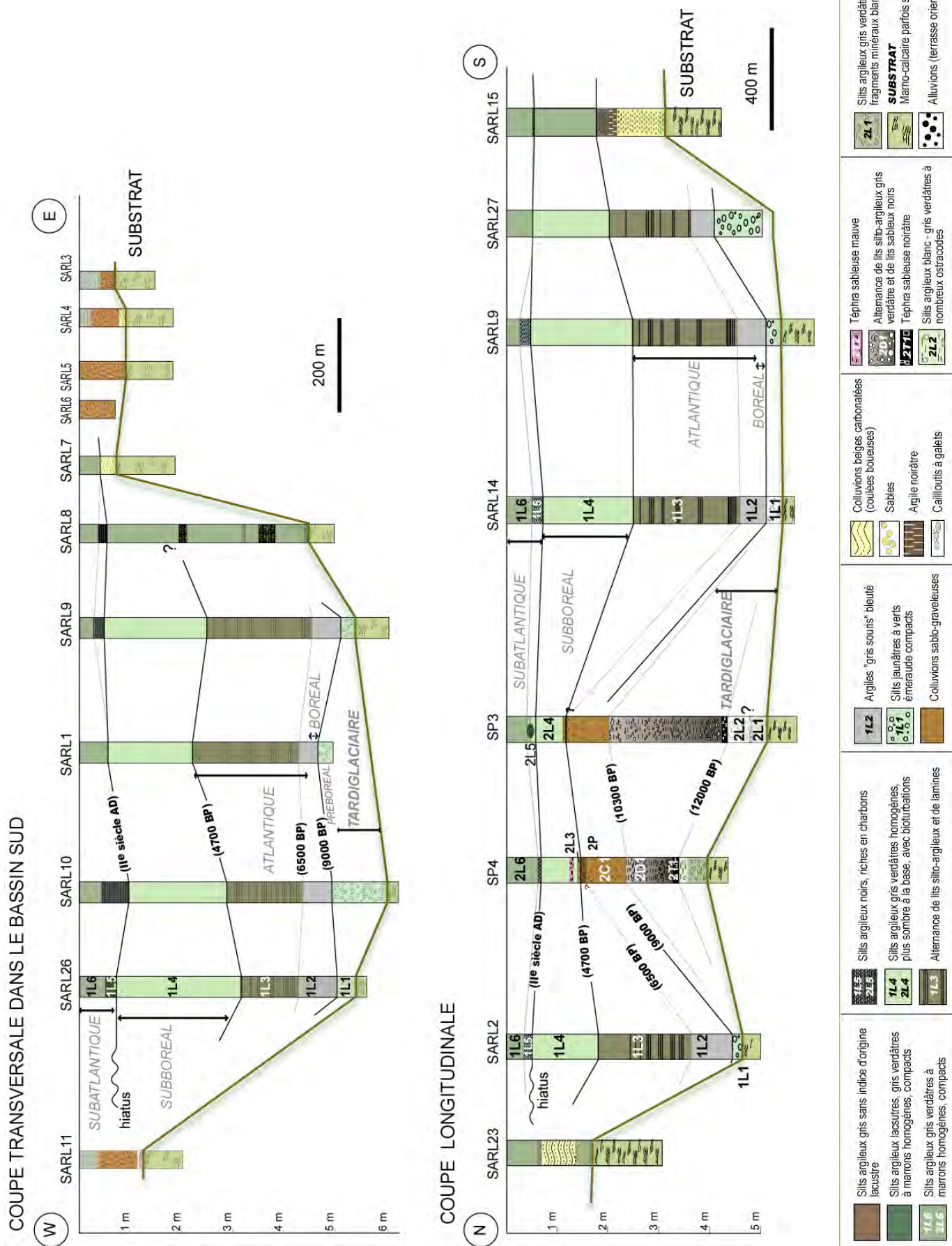


Fig. 6.24 corrélations chronostratigraphiques entre unités sédimentaires selon un transect est-ouest dans le bassin sud, et un transect nord-sud dans l'ensemble du Marais de Sarliève ; traits de coupe Fig. 6.1.

RESUME DU CHAPITRE 6

Pour connaître la lithologie des dépôts du Marais de Sarliève et établir leur chronologie de mise en place, nous avons réalisé **30 forages carottés non destructifs** répartis sur **les deux bassins nord et sud**, au niveau des bordures et de la zone d'exutoire de l'ancien lac. Ils complètent les informations fournies par les **sondages archéologiques (INRAP)** creusés dans les dépôts de la **zone de deltas** qui « sépare » les deux bassins (zone de construction de la Grande Halle). L'étude de la distribution latérale et verticale des différentes unités lithologiques de ces dépôts a permis d'établir la succession stratigraphique de ces unités. Après cela, nous avons cherché, grâce à différents types de repères chronologiques (datations ^{14}C , contenu pollinique, téphra, archéologie), à établir la chronologie de mise en place des unités sédimentaires.

Les **ZONES DE BASSINS DISTAUX**, situées dans les bassins nord et sud du Marais, présentent une succession stratigraphique type comportant six unités sédimentaires, décrites ci-après, de bas en haut.

1L1, unité pluridécimétrique de silts compacts verts à jaune, est la première mise en place dans les bassins, du Dryas ancien (?) jusqu'au Préboréal (durée de dépôt d'environ 3700 ans cal.).

1L2, unité pluridécimétrique d'argiles gris bleuté nauséabondes (H_2S), s'est déposée de la fin du Préboréal jusqu'à l'Atlantique inférieur : moyen (durée de dépôt d'environ 2500 ans cal.).

1L3, unité de 1 à 2 mètres d'épaisseur, aux faciès très contrastés, présente une alternance lits de silts argileux plus ou moins sombres et de lamines et faisceaux de lamines et macules blanchâtres (carbonatées) souvent associées à de la matière organique (lamines ocres, végétaux, graines). Cette unité est plus épaisse et comporte plus de lamines dans la zone la plus centrale du bassin sud. D'autre part les lamines sont plus abondantes et sont groupées en faisceaux à la partie inférieure de cette unité, tandis qu'elles sont moins nombreuses et isolées à sa partie supérieure. En revanche, même si certains faisceaux de lamines se retrouvent d'un forage à l'autre, il n'a pas été possible d'établir des corrélations strictes entre les lamines des forages étudiés. Ces laminites se seraient mises en place au cours de l'Atlantique jusqu'au Subboréal (durée de dépôt d'environ 2100 ans cal.).

1L4, unité métrique à plurimétrique de silts argileux verdâtres homogènes, se serait mise en place au Subboréal jusqu'au début du Subatlantique à environ 300 BC (durée de dépôt d'environ 3000 ans cal.).

1L5, couche noire de silts argileux riches en charbons s'est mise en place après une émergence au II^e siècle AD.

1L6, silts argileux pluridécimétriques, s'est mise en place jusqu'à l'assèchement du Marais au XVII^e siècle.

Les **ZONES DE DELTA** situées entre les bassins nord et sud comportent, dans leurs dépôts, treize unités lithologiques.

2L1 et **2L2**, unités pluridécimétriques carbonatées beiges à verdâtres, se sont mises en place avant 12000 BP.

2T1, unité décimétrique de sables noirs, correspondent à une retombée directe du téphra trachyandésitique **CF1** de Vernet et Raynal (2000) déposé à 12000 BP. Elle n'a pas été observée dans les bassins distaux.

2D1 est une unité sableuse plurimétrique qui correspond à un delta sableux. Elle comporte une alternance de lits sableux sombres à composante téphrique, et de lits plus clairs plus carbonatés, de plus en plus nombreux vers le sommet. Sa mise en place a eu lieu entre 12000 BP et 10000 BP, mais selon une durée plus courte que suggérée par l'intervalle.

2C1 est une unité sableuse colluviale décimétrique à métrique. Elle s'est mise en place sur une durée inférieure à un millénaire, après 10000 BP.

2P est une unité de sables indurés et sombres correspondant à un paléosol, formé dès le début de l'Holocène et au cours de l'Atlantique.

2L3 est une unité sableuse décimétrique de sables ocre, mis en place à la fin de l'Atlantique ou au début du Subboréal. Nous n'avons pas de repère pour estimer sa durée de mise en place qui a dû être très brève.

Les unités **2L4**, **2L5** et **2L6**, disposées au-dessus des sédiments deltaïques, présentent des lithologies et positions chronostratigraphiques identiques aux unités distales 1L4, 1L5 et 1L6, décrites précédemment.

2T2, très fin lit de cendres mauves, correspondrait à une retombée du téphra de Sarliève (Miallier *et al.*, 2004) dont l'âge et l'origine sont inconnus à ce jour.

2D2, unité sableuse trouvée uniquement dans la partie est de la zone de delta, correspond à un delta sableux constitué de matériaux clairs composé de quartz, feldspaths, granite et un peu de basalte. Il s'est mis en place entre le VI^e et le X^e siècle AD. Il est recouvert de colluvions récentes 2C2.

Au niveau des **BASSINS PROXIMAUX, de BORDURE et de L'EXUTOIRE**, de telles successions systématiques d'unités sédimentaires n'ont pu être observées. Les dépôts de ces différentes zones présentent des caractéristiques précisées ci-après.

Dans les *bassins proximaux*, des dépôts relativement épais ont été rencontrés (4 à 4,5 m). Leur partie supérieure est composée de sédiments fins silto-argileux (équivalents de 1L4, 1L5 et 1L6). Ces dépôts comportent en outre des sables noirs (qui rappellent l'unité 2D1). Un des forages de cette zone a montré une telle unité sableuse, et plus haut stratigraphiquement des laminites (1L3). Cette succession est en accord avec la chronologie établie.

Les sédiments de *bordure* ont, avant tout, permis de préciser l'extension maximale lacustre (unité 1L6 / 2L6). D'autre part, ils comportent généralement des sédiments d'origine terrestre : colluvions, coulées boueuses.

Enfin, les dépôts de *l'exutoire* comportent tous des colluvions ou coulées boueuses à leur base. Les forages situés à l'amont de l'exutoire comportent, en outre, des sédiments fins, silto-argileux apparemment d'origine lacustre.

Les sédiments de ces zones, par manque de repères stratigraphiques et chronologiques, sont difficiles à dater.

La composition des différentes unités sédimentaires des dépôts de bassins distaux et de deltas ont fait l'objet d'analyses (géochimie, minéralogie, d'observations au MEB, d'analyses des isotopes stables de l'oxygène et du carbone des carbonates, mesures de la granularité et composition de la matière organique). Les résultats sont présentés dans le chapitre suivant.

Chapitre 7. Composition des sédiments lacustres

La connaissance de la nature des sédiments piégés dans la cuvette, comparée à celle des roches et sols du bassin versant, permettra de préciser l'origine des matériaux sédimentés [détritiques et précipités (endogènes ou authigènes)]. Il sera alors possible de reconstituer l'évolution de l'environnement de dépôt, d'après la nature et l'importance des apports (solides et dissous) depuis les versants.

Comme pour les roches et sols du bassin versant, la **composition** chimique et minéralogique des sédiments lacustres a été analysée (roches totales et minéraux argileux). Ces analyses ont essentiellement porté sur les sédiments de bassins distaux (SARL2, SARL9, SARL10, SARL14 et SARL17), mais aussi et de façon moins systématique sur des sédiments de zone proximale et de zone de delta (SP4). En outre, des échantillons ont fait l'objet **d'observations au MEB**, et d'analyses des **isotopes stables de l'oxygène et du carbone** des carbonates. Ces analyses ont été complétées par des mesures de la **granularité**. La composition de la **matière organique**, analysée sur des dépôts distaux et de delta est présentée dans le présent chapitre. Les méthodes utilisées sont précisées dans le paragraphe 5.2.

Pour analyse, nous avons échantillonné les forages de références SARL2 et SARL17 de la base au sommet du remplissage selon des pas différents, basés sur la variété des faciès ; c'est pourquoi l'échantillonnage est davantage serré dans l'unité laminée 1L3. Dans celle-ci, nous avons prélevé des échantillons de silts-argileux, de lamines isolées, et de faisceaux de lamines. Du fait de leur très faible épaisseur, les analyses n'ont pu être effectuées à l'échelle de la lamine, mais sur des échantillons incluant des lamines ou groupes de lamines. Ainsi, les résultats n'offrent qu'une image moyennée de la composition des lamines « diluées » dans les silts argileux qui les contiennent.

7.1. Géochimie des sédiments du Marais de Sarliève

La **composition géochimique en éléments majeurs** des différentes unités sédimentaires a été déterminée sur les sédiments de bassins distaux des forages SARL2, SARL10 et SARL17 (description Fig. 6.3 à 6.5). Ces analyses ont également porté sur l'unité 2L2 (SP4), le téphra 2T1 des zones de delta (description Fig. 6.15), ainsi que sur les passées de sables fins noirs rencontrés à la base de SARL21 (équivalent 2D1 ?) et de vase noirâtre située à la base de SARL22, situés en position proximale (description Fig. 6.12 et 13). La composition géochimique des sédiments de SARL2 a été obtenue par sonde EDS (TiO₂ et MnO n'ont pu être mesurés). Celle des autres forages a été obtenue par ICP-AES. Les teneurs en majeurs (CaO, MgO, SiO₂, Al₂O₃, Na₂O, K₂O, Fe₂O₃, TiO₂ et MnO)¹ des échantillons sont présentées en ANNEXE 9.

¹ Les teneurs ont été ramenées à 100 % après déduction de la perte au feu ; le soufre n'est pas quantifié par ICP-AES.

7.1.1. Composition moyenne des sédiments lacustres

Afin d'avoir une image de la variabilité de la nature des sédiments lacustres, les compositions de l'ensemble des sédiments analysés ont été placées dans un diagramme triangulaire « SiO_2 - $[\text{CaO}+\text{MgO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}]$ - $[\text{Al}_2\text{O}_3+\text{Fe}_2\text{O}_3]$ » (Fig. 7.1 a). A titre de comparaison, les compositions moyennes estimées des sols et roches du bassin versant ont été placées dans le diagramme, ainsi que la composition du téphra 2T1 [i.e. CF1 de Vernet et Raynal (2000)] dans SP3 390-400 et SP4 342-344], des passées de sables et vase noire (respectivement SARL21 390-400 et SARL22 372-395, équivalent 2D1 ?), ainsi que celle d'un échantillon de 2L2 (silts argileux de SP4 recouverts par 2T1).

Les compositions des sédiments lacustres (à l'exception de 3 échantillons de l'unité 1L3) et les compositions moyennes estimées des sols et roches du bassin versant s'alignent le long d'une droite qui souligne un mélange, en proportions peu variables SiO_2 - $[\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3]$, plus ou moins dilué par les alcalino-terreux (essentiellement CaO et MgO). Les sédiments sont dans l'ensemble relativement riches en CaO et MgO, ce qui laisse présumer la **nature fortement carbonatée des sédiments lacustres**. De façon plus détaillée, nous pouvons observer que tous les sédiments de 1L2 (Fig. 7.1 b), les lamines de 1L3 (Fig. 7.1 c) et les sédiments de 1L4, 1L5 et 1L6 (Fig. 7.1 d) sont enrichis en alcalino-terreux relativement aux compositions moyennes des sols et roches. Une partie des sédiments de 1L3 (silts argileux non laminés) présente une composition proche de celle des roches et sols du bassin versant. Enfin, les échantillons de téphra, de sables et vases noirs, et certains échantillons de l'unité 1L1 (Fig. 7.1 b, échantillons issus de SARL17) sont enrichis en SiO_2 , Al_2O_3 et Fe_2O_3 .

Les caractéristiques géochimiques des différentes unités seront discutées de façon plus détaillée par unité. Mais déjà, nous pouvons analyser l'évolution de la géochimie des sédiments lacustres des deux forages de références les plus complets, SARL2 et SARL17, situés dans les bassins nord et sud. Des données complémentaires, relatives à la géochimie des sédiments de base du remplissage (base de SARL14) y sont également précisées. Les résultats sont présentés dans les Fig. 7.2, 7.3 et 7.4.

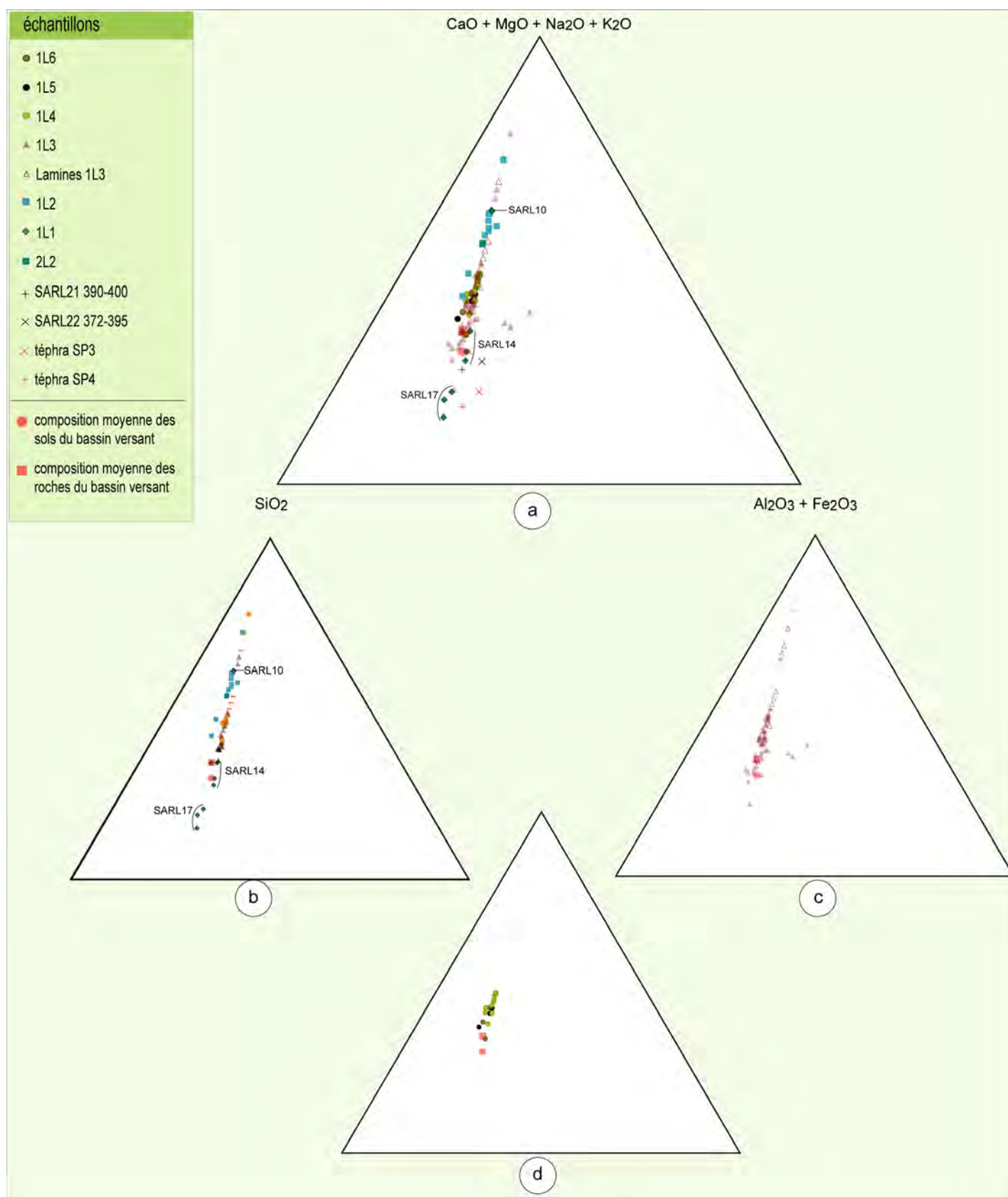


Fig. 7.1 : composition chimique des sédiments lacustres, téphra, et moyennes des sols et roches du bassin versant dans un diagramme triangulaire SiO_2 - $[\text{CaO} + \text{MgO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}]$ - $[\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3]$; a) composition de l'ensemble des sédiments analysés ; b) composition des unités de base, 1L1 et 1L2 ; c) composition des laminites 1L3 ; d) composition des sédiments sommitaux, 1L4 à 1L6 ; les diagrammes b, c et d ont les mêmes pôles de composition que a.

7.1.2. Evolution de la géochimie des sédiments de bassins distaux

a. Forages SARL2 et SARL17

✖ **CaO**, dans SARL2 (13 % à 34 %, Fig. 7.2), est plus abondant dans les unités 1L2 et 1L4, où sa proportion varie très peu. Les proportions les moins élevées s'observent dans l'unité laminée 1L3 (principalement dans les intervalles interlamines). Dans SARL17, CaO (5 % à 49 %, Fig. 7.3) est le moins abondant dans 1L1, et présente également les proportions les plus élevées dans 1L2, et dans certains des groupes de lamines et lits de 1L3. Les teneurs sont très homogènes (proches de 35 %) dans les unités 1L4 à 1L6. L'unité laminée de SARL17 est dans l'ensemble plus riche en CaO que celle de SARL2.

✖ **MgO** (7 % à 27 % dans SARL2 et 4 % à 27 % dans SARL17). Dans les deux forages, la proportion de MgO augmente nettement dans l'unité 1L2 où les valeurs sont dans l'ensemble les plus élevées, puis a tendance à diminuer après le maximum du sommet de 1L2. A partir du tiers supérieur de 1L3, la proportion de MgO est plus stable et légèrement inférieure à 10 % dans les deux forages. On observe par ailleurs des « pics » de MgO au niveau des groupes de lamines, qui sont de moins en moins intenses à mesure que l'on progresse vers le haut de l'unité.

Comme nous pourrions l'observer à travers l'étude de la minéralogie des sédiments, les variations d'abondance de CaO et MgO sont liées à celles des carbonates. **Les teneurs singulièrement élevées en MgO des sédiments des unités 1L2, comparables à celles de CaO, laissent présager la présence de carbonates fortement magnésiens.**

✖ **SiO₂** est l'oxyde le plus abondant (29 % à 53 % dans SARL2 et 16 % à 60 % dans SARL17). Il est cependant moins abondant dans 1L2 très riche en CaO et MgO, et est relativement variable dans 1L3, avec des valeurs plus élevées dans les silts argileux interlamines. Dans SARL17, SiO₂ est le plus abondant dans 1L1. Dans l'ensemble du forage SARL17, son abondance évolue à l'inverse de celles de CaO et MgO : [CaO+MgO] vs SiO₂ sont reliés par un coefficient de corrélation r^2 de 0,998.

✖ **Al₂O₃** (9 % à 27 % dans SARL2 et 4 % à 19 % dans SARL17) présente, comme SiO₂, les plus faibles proportions dans les échantillons de 1L2. Par ailleurs dans SARL17, Al₂O₃ varie comme SiO₂ (r^2 de 0,98).

✖ **Na₂O** est globalement plus abondant dans SARL2 (1,1 % à 5 %) que dans SARL17 (0 % à 1,7 %). Dans SARL2, il est plus abondant dans les unités inférieures, surtout dans les laminites de 1L3 où d'importantes variations sont observées. Il semble que les plus fortes valeurs de Na₂O coïncident avec les lamines riches en MgO. Dans SARL17 les variations de Na₂O sont sensiblement différentes de celles observées dans SARL2, avec 1L1 et 1L2 aux teneurs assez constantes (entre 1,1 % et 1,4 %). Au dessus, une diminution progressive est apparente de la base au sommet de 1L3 où Na₂O est absent. Les proportions augmentent sensiblement au sommet de 1L4 et dans 1L6.

✖ **K₂O** (1,4 % à 4,3 % dans SARL2 et 0,9 % à 4,5 % dans SARL17) est présent en proportions relativement variables de la base des carottes à la moitié inférieure des unités laminées. Au dessus, les teneurs varient peu. On observe par ailleurs une augmentation plus ou moins progressive de la proportion de K₂O du sommet de 1L2 au milieu de 1L3. Dans SARL17, K₂O varie comme SiO₂ (r² de 0,88) et Al₂O₃ (r² de 0,91).

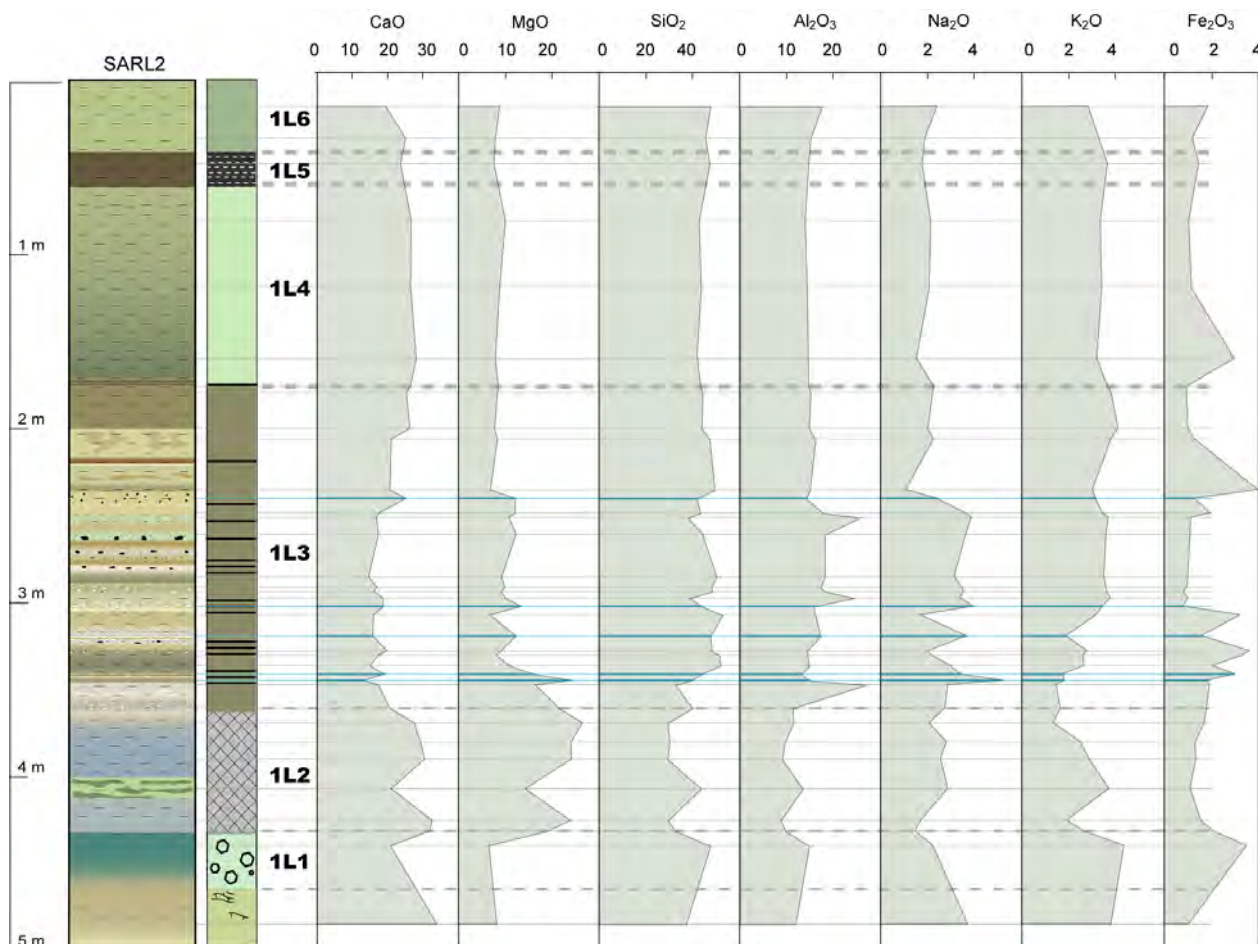
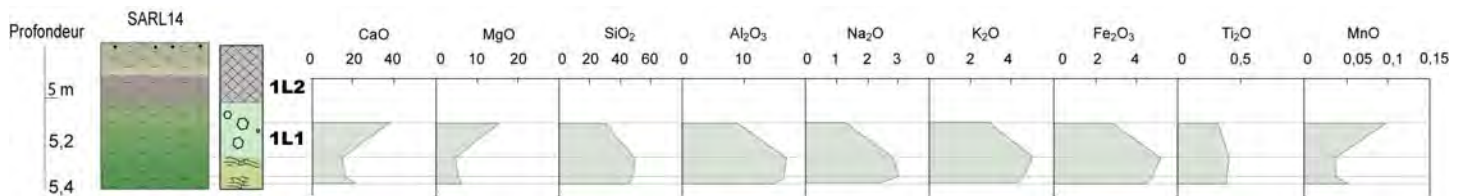
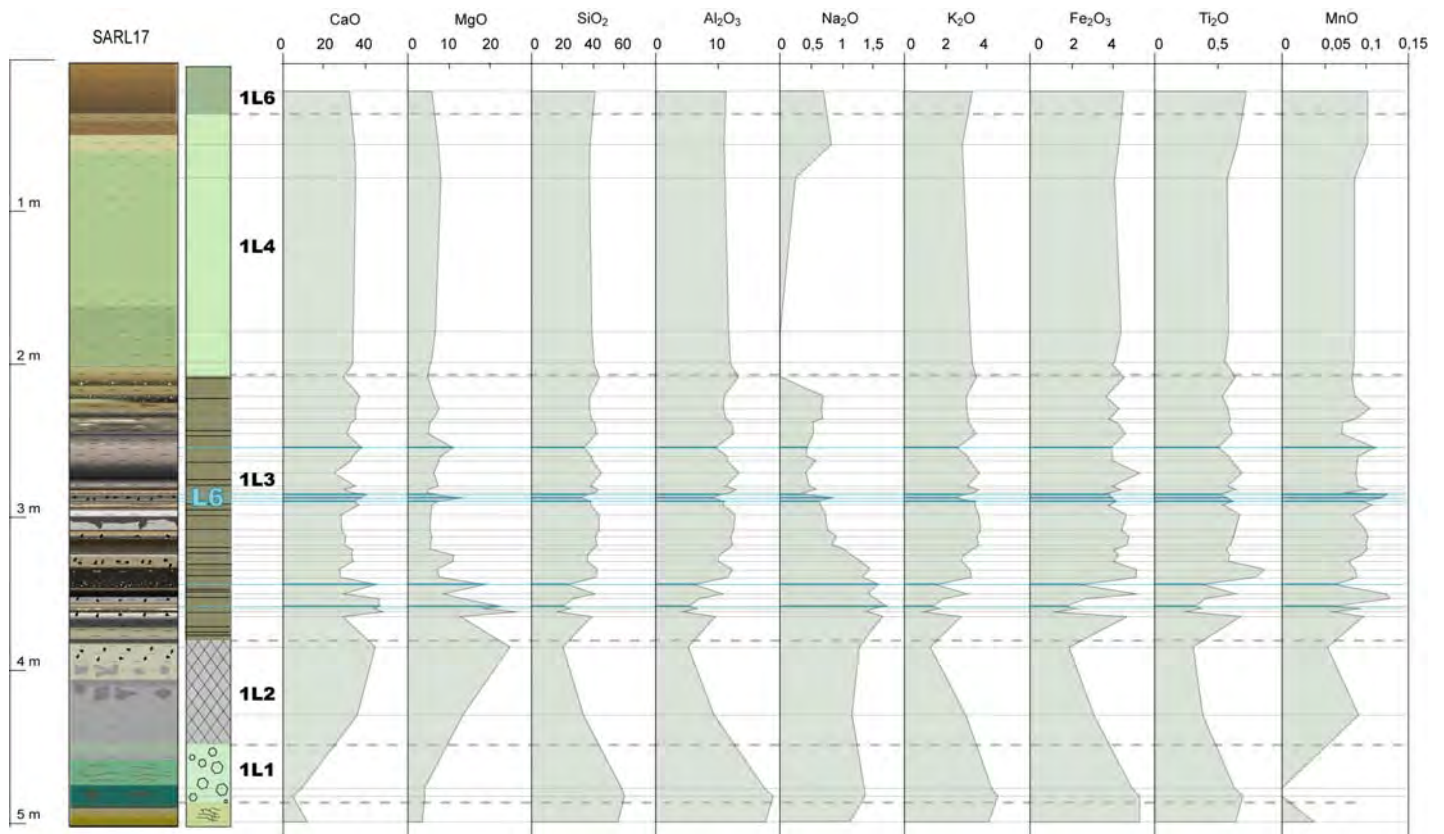


Fig. 7.2 : composition en pourcentage d'oxydes des sédiments lacustres de SARL2 ; les traits bleus plus épais signalent la présence de lamines carbonatées dans l'échantillon.

✖ **Fe₂O₃** est dans l'ensemble un peu moins abondant dans SARL2 (0,8 % à 4 %) que dans SARL17 (1,2 % à 5 %). Dans SARL2, il présente des teneurs inférieures à 2 % dans la plupart des échantillons. Des pics aux valeurs supérieures à 3 % apparaissent toutefois dans 1L1 et dans 1L3, entre les groupes de lamines. Dans SARL17, Fe₂O₃ est également présent en plus forte proportion dans 1L1, et diminue considérablement dans 1L2. Des variations importantes marquent la base de 1L3. Dans les sédiments sus-jacents, les teneurs sont voisines de 4,5 %, et sont très homogènes dans 1L4 et 1L6.

✖ **TiO₂** (0,2 % à 0,9 % dans SARL17) présente des variations plutôt parallèles à celles de Fe₂O₃.

✖ **MnO** (0 % à 0,13 % dans SARL17) est peu abondant voire absent à la base de la carotte, et ses teneurs sont plus élevées de 1L2 à 1L6. L'unité laminée montre des variations marquées avec des « pics » qui, pour l'essentiel, semblent coïncider avec ceux de Fe₂O₃, Al₂O₃ et SiO₂. Les teneurs varient peu de 1L4 à 1L6.



D'une façon générale, SiO_2 , Al_2O_3 , K_2O , Fe_2O_3 et TiO_2 semblent évoluer de façon parallèle, et sont anticorrélés avec les abondances de CaO et MgO . Les premiers traduisent l'**abondance des silicates dans les sédiments lacustres**, dont la nature est précisée ultérieurement.

Par ailleurs dans SARL17, Na_2O a un comportement un peu particulier, avec des variations d'abondance difficilement corrélables aux autres oxydes. Il présente une nette tendance à la diminution en progressant vers le sommet du remplissage.

b. Unité 1L1 du forage SARL14

Comme nous l'avons vu dans la partie précédente, l'unité 1L1, à la base du remplissage, soulève un certain nombre d'interrogations. Elle se serait mise en place en plus de 3700 ans calibrés au cours d'une période qui inclut la mise en place de la retombée de téphra observée dans les zones de delta, et absente dans les bassins distaux (Fig. 6.23 et 6.24).

Ainsi, pour rechercher dans cette unité tout indice qui nous permettrait d'expliquer cette absence, des analyses chimiques de l'unité 1L1 de SARL14 sont venues compléter celles de SARL2 et 17.

Les mêmes tendances d'évolution de la composition s'observent du toit du substrat au sommet de 1L1, dans SARL14 et SARL17 : $\text{CaO} < 20 \%$ et $\text{MgO} < 10 \%$; SiO_2 proche de 50 % et Al_2O_3 proche de 20 % ; Na_2O atteint une teneur supérieure à celles mesurées dans SARL17, K_2O est voisin de 5 % ; Fe_2O_3 est également voisin de 5 %, $\text{TiO}_2 < 0,5 \%$ et $\text{MnO} < 0,05 \%$. Par ailleurs, dans les deux forages, CaO , MgO et MnO augmentent et SiO_2 , Al_2O_3 , Na_2O , K_2O , Fe_2O_3 et TiO_2 diminuent de la base au sommet de 1L1.

7.1.3. Caractéristiques géochimiques des unités sédimentaires

a. Sédiments de bassins distaux

Afin de préciser les traits caractéristiques de la **géochimie des unités sédimentaires des dépôts de bassins distaux**, les compositions de chacune d'entre elles dans les forages SARL2, SARL10, SARL17 et des sédiments de la base de SARL14, ont été regroupées dans des graphiques « oxyde de l'élément considéré versus SiO_2 » (Fig. 7.5). Ces graphes apportent des informations complémentaires à celles fournies par le diagramme ternaire de la Fig. 7.1. Ils comportent aussi les compositions moyennes estimées des sols et roches du bassin versant, ainsi que la composition du téphra 2T1 (CF1 de Vernet et Raynal, 2000), des passées de sables et vase noire (respectivement SARL21 390-400 et SARL22 372-395), ainsi que celle d'un échantillon de 2L2 (silts argileux clairs, situés sous 2T1, dans la zone de deltas).

Globalement, sur l'ensemble des échantillons, les graphiques « oxyde versus SiO_2 » de la Fig. 7.5 confirment que les teneurs en Al_2O_3 , Fe_2O_3 (échantillons de SARL2 exceptés), et K_2O sont liées aux teneurs en SiO_2 : les coefficients de corrélation r^2 dans SARL17 sont respectivement de 0,96, 0,78 et, 0,88. A l'inverse, une relation négative existe entre CaO et SiO_2 ($r^2 = 0,89$). Cependant, les relations éléments / SiO_2 trouvées dans l'ensemble des échantillons existent aussi pour SARL2 mais montrent un décalage dans les valeurs obtenues : CaO et surtout Fe_2O_3 semblent décalés vers des valeurs plus faibles, tandis que Na_2O et MgO présentent un décalage vers des valeurs plus élevées que l'ensemble des autres échantillons. Il se pourrait que les données chimiques sur SARL2 acquises par EDS surestiment Na_2O et MgO . Une grande prudence doit donc être observée dans l'utilisation des données de SARL2.

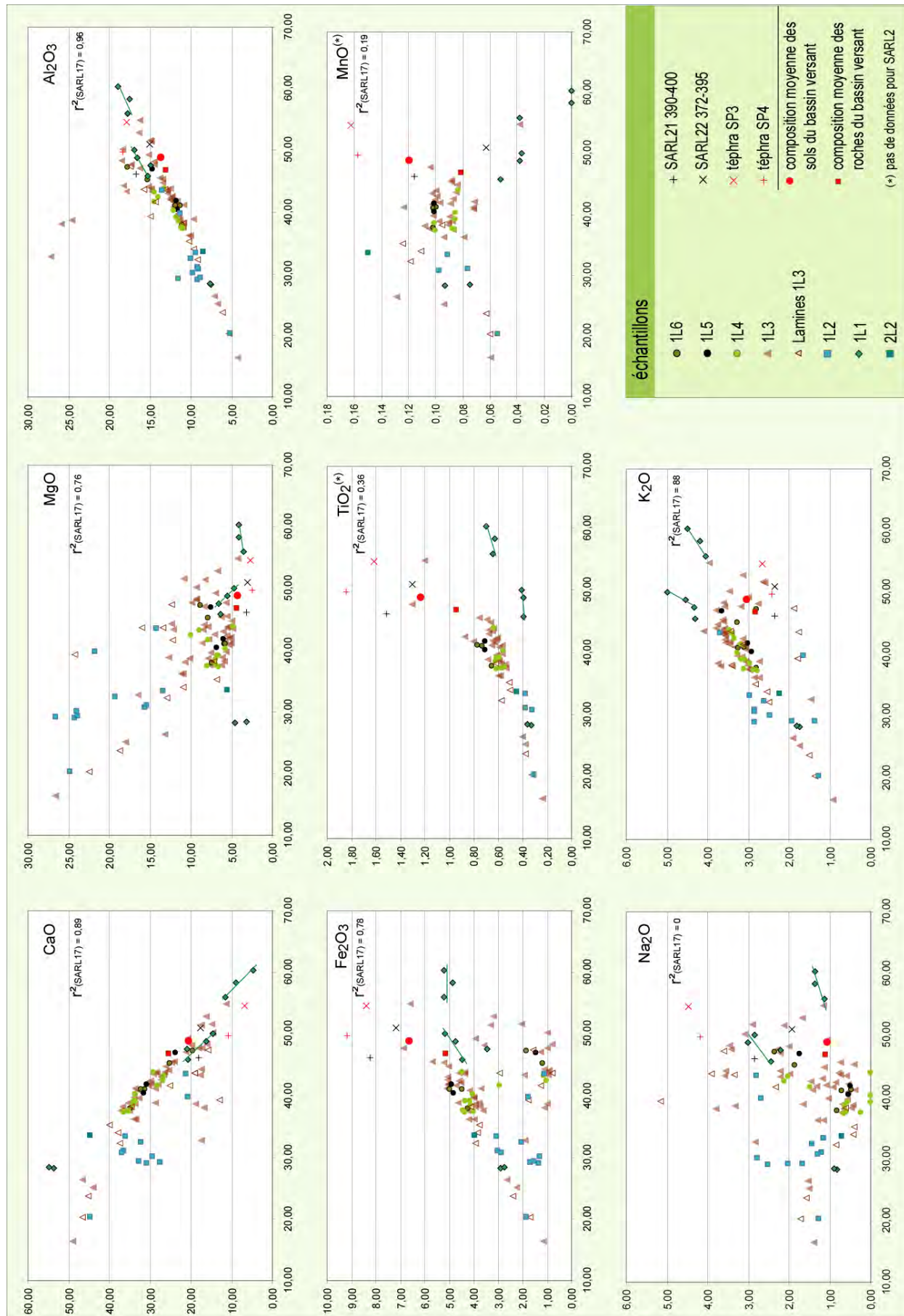


Fig. 7.5 : relations entre les teneurs en majeurs (% d'oxydes en ordonnée) et la teneur en SiO₂ (en abscisse) des échantillons du Marais de Sarliève.

✕ **L'unité 1L1.** Les échantillons de cette unité sont parmi **les plus silicatés** des échantillons analysés, et sont par ailleurs plus riches en silicates que la moyenne des roches et sols du bassin versant (Fig. 7.1). A l'opposé, ils sont **appauvris en alcalino-terreux** (échantillons de SARL10 exceptés. Les sédiments sont surtout appauvris en CaO et MgO, tandis que, relativement au SiO₂, ils sont riches en K₂O (Fig. 7.5). Ils comportent, par ailleurs, une forte proportion en Al₂O₃, Fe₂O₃. Cependant, en regard de la quantité de SiO₂, la proportion de Fe₂O₃ des échantillons de SARL14 est plutôt modeste. Enfin les sédiments de 1L1 sont nettement appauvris en TiO₂ relativement aux autres échantillons. Les échantillons de 1L1 provenant respectivement de SARL14 et SARL17 s'alignent dans de nombreux cas le long de deux droites distinctes. En revanche, la composition des sédiments de base de SARL10 (signalés dans le diagramme ternaire Fig. 7.1) apparaît tout à fait différente de celle des autres unités. Il semble difficile d'attribuer ces sédiments à la même unité lithologique 1L1 que les autres forages. On peut envisager que le pas d'échantillonnage appliqué à la base de SARL10 n'ait pas permis de prélever les sédiments de 1L1 : les échantillons prélevés seraient plutôt des altérites du substrat.

✕ **L'unité 1L2.** Les échantillons de 1L2 sont, dans l'ensemble, tous riches en CaO et MgO au détriment des silicates d'alumine (Fig. 7.1). Ils présentent les teneurs en MgO les plus élevées des sédiments lacustres (à l'exception de quelques échantillons de 1L3 également très riches en MgO, Fig. 7.5), proportions bien plus élevées que les moyennes estimées des sols et roches du bassin versant. Cet enrichissement en CaO et MgO traduit probablement un enrichissement en **carbonates magnésiens**.

✕ **L'unité 1L3.** Les échantillons de l'unité laminée offrent un domaine de composition étendu, compris entre un pôle très riche en CaO et MgO et un pôle silicaté (Fig. 7.1). Dans l'ensemble, l'unité 1L3 comporte des sédiments moins riches en SiO₂ et Al₂O₃ que les roches et sols du bassin versant. Certains échantillons (dont la majorité des lamines) sont par ailleurs nettement enrichis en MgO, leur composition se rapprochant de celle des sédiments de 1L2 (Fig. 7.5).

En outre, plusieurs échantillons, dont une majorité à lamines, comportent des teneurs en Na₂O relativement élevées et une proportion en Fe₂O₃ plus réduite que les autres. De telles différences dans la composition des sédiments nécessitent de s'intéresser plus en détail à la composition géochimique par type de faciès : silts argileux à macules, à lamines, silts argileux homogènes clairs ou sombre. La composition des sédiments silto-argileux interlamines se regroupe par faciès dans le diagramme ternaire (Fig. 7.6) : les silts argileux sombres sont les plus riches en aluminosilicates, et à composition proche de celle des roches et sols du bassin versant ; les silts argileux plus clairs et les sédiments comportant des macules sont plus riches en CaO et MgO. Les sédiments comportant des lamines sont en général les plus riches en CaO et MgO.

✕ **Les unités 1L4, 1L5 et 1L6.** Les sédiments de ces trois dernières unités présentent une variabilité de composition relativement réduite : ils sont situés en position intermédiaire entre les pôles CaO et SiO₂, avec toutefois un léger enrichissement en CaO par rapport aux sols et roches du bassin versant (Fig. 7.1). Les compositions géochimiques des sédiments de ces trois dernières unités sont tout à fait similaires.

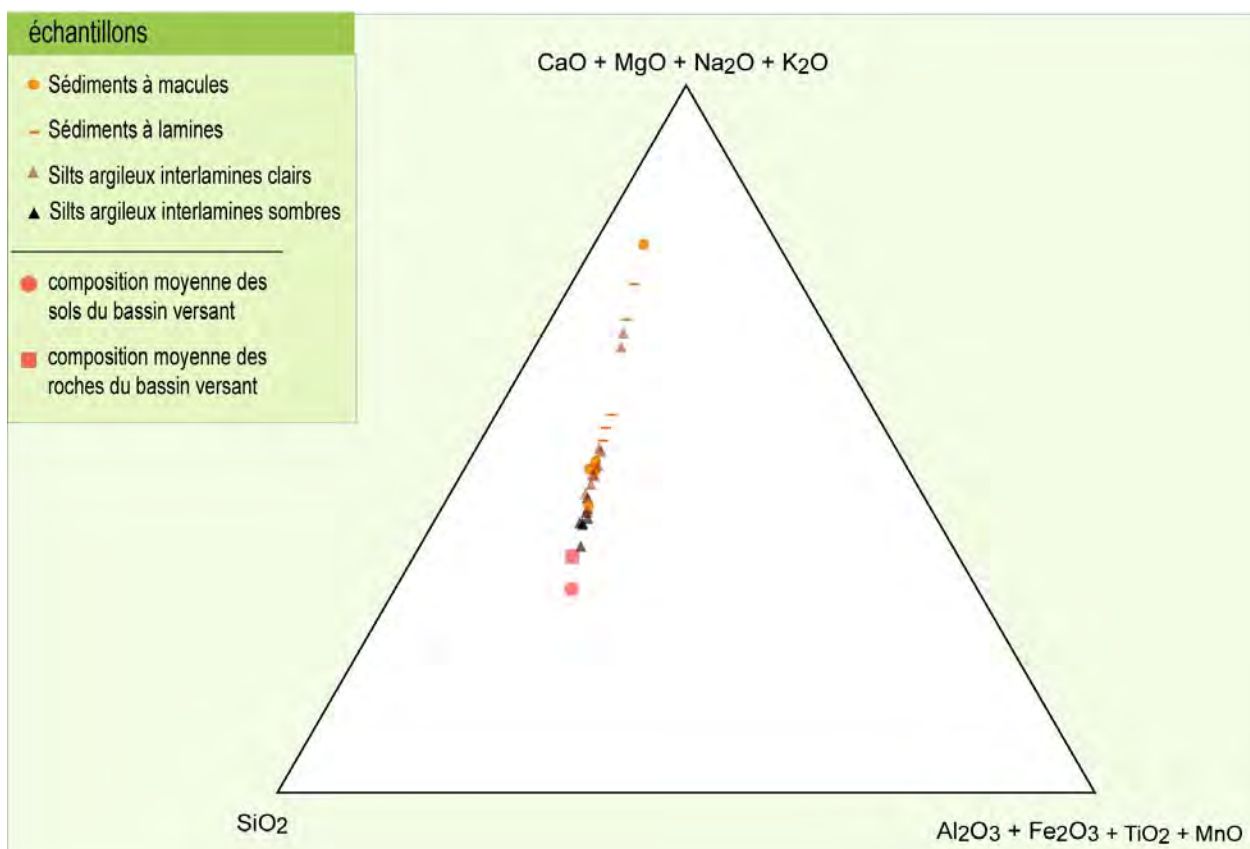


Fig. 7.6 : composition par types de faciès des sédiments de l'unité 1L3 de SARL17 dans un diagramme triangulaire SiO_2 - $[\text{CaO} + \text{MgO} + \text{Na}_2\text{O} + \text{K}_2\text{O}]$ - $[\text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3]$.

b. Autres sédiments (zones deltas et bassins distaux)

La composition de **2L2** (unité lacustre à la partie inférieure des zones de delta) est proche de celle des échantillons de 1L2 par certains aspects : 2L2 est riche en alcalino-terreux (Fig. 7.1) ; elle se différencie néanmoins de ces derniers par une teneur en CaO élevée, et un appauvrissement en MgO. 2L2 comporte par ailleurs une proportion de Na₂O assez faible, et de Fe₂O₃ légèrement plus élevée que les échantillons de 1L2, relativement au SiO₂.

Les compositions des unités de sables et vases noires rencontrées en partie inférieure des sédiments proximaux (SARL21 390-400 et SARL22 372-395) sont similaires, plutôt riches en aluminosilicates et Fe₂O₃, et pauvres en alcalino-terreux. Ces compositions sont très proches de celles du téphra 2T1 (CF1), le plus riche en Fe₂O₃ et TiO₂ (relativement au SiO₂). **Ces sédiments dérivent donc probablement du téphra. Cela confirme que ces unités de sables à argiles noires à la base des dépôts de bassins proximaux sont équivalents de 2D1.**

Au découpage lithologique des différentes unités sédimentaires, correspondent des compositions géochimiques contrastées. On peut dès à présent dire que le remplissage lacustre a nettement évolué depuis la Tardiglaciaire. L'étude de la minéralogie des sédiments permettra de préciser les données de la géochimie.

7.2. Minéralogie des sédiments lacustres

L'étude de la minéralogie des sédiments a été réalisée par **calcimétrie, DRX sur roches totales et sur fractions < 2 µm**, selon les mêmes méthodes que celles décrites paragraphe 5.2. Cette étude a porté sur les sédiments de bassins distaux, de façon systématique sur les forages dont la composition géochimique a été analysée (SARL2, SARL10 et SARL17), et de façon plus limitée sur les sédiments de deltas. Des analyses complémentaires ont porté sur les unités offrant un intérêt particulier (unité 1L1 et 1L2 de SARL14 par exemple), et des analyses ponctuelles sont venues compléter les données systématiques.

7.2.1. Sédiments de bassins distaux

Comme nous l'avons vu précédemment, les unités lithologiques présentent des caractéristiques géochimiques différentes. Ainsi, après une rapide description de l'évolution minéralogique d'ensemble du remplissage des bassins distaux, les unités sédimentaires seront traitées séparément de façon plus détaillée (**les unités sommitales 1L4 à 1L5**, à faible variabilité de composition géochimique ont été regroupées).

Les nature et abondance de carbonates et minéraux insolubles (essentiellement les silicates), ainsi que les proportions des différents minéraux argileux des sédiments de SARL2 et de SARL17 sont présentés Fig. 7.7 et 7.8.

Les sédiments lacustres de SARL2 et SARL17 comportent une **abondante phase carbonatée** (30 à 71 % et 1 à 73 % du total des sédiments respectivement), constituée de **calcite**, de **calcite magnésienne** (HMC-High Mg-Calcite), de **dolomite** et d'**aragonite**. Dans les deux forages, la calcite domine le cortège carbonaté, exception faite de l'unité 1L2 et de la base des unités 1L3 où la dolomite est prépondérante. La calcite constitue 0 à 58 %, et la dolomite 0 à 68 % des sédiments dans SARL2 et SARL17. Les **HMC** et **aragonite** sont plus sporadiques et en proportions réduites : l'HMC varie de 0 à 12 % et 0 à 4 % et l'aragonite de 0 à 4 % et 0 à 9 % des sédiments totaux.

Les **silicates** constituent le reste des matériaux : **quartz** et **feldspaths** dominent le cortège des silicates non argileux, et des **zéolites** (analcime et clinoptilolite) apparaissent, généralement en faibles proportions, de façon irrégulière. Le quartz constitue 12 à 37 % et 7 à 57 % des sédiments, les feldspaths 5 à 32 % et 0 à 33 %, et les zéolites constituent dans SARL2 jusqu'à 34 % et dans SARL17 jusqu'à 22 % des matériaux. Les ordres de grandeur des principaux silicates sont relativement conformes dans les deux forages.

Les **minéraux argileux** constituent entre 6 et 25 % des sédiments de SARL2, et 0 à 32 % dans SARL17. Les argiles se composent essentiellement de smectites et d'illite, la kaolinite étant minoritaire. La distribution des argiles à la base des forages est néanmoins sensiblement différente, comme nous le verrons par la suite.

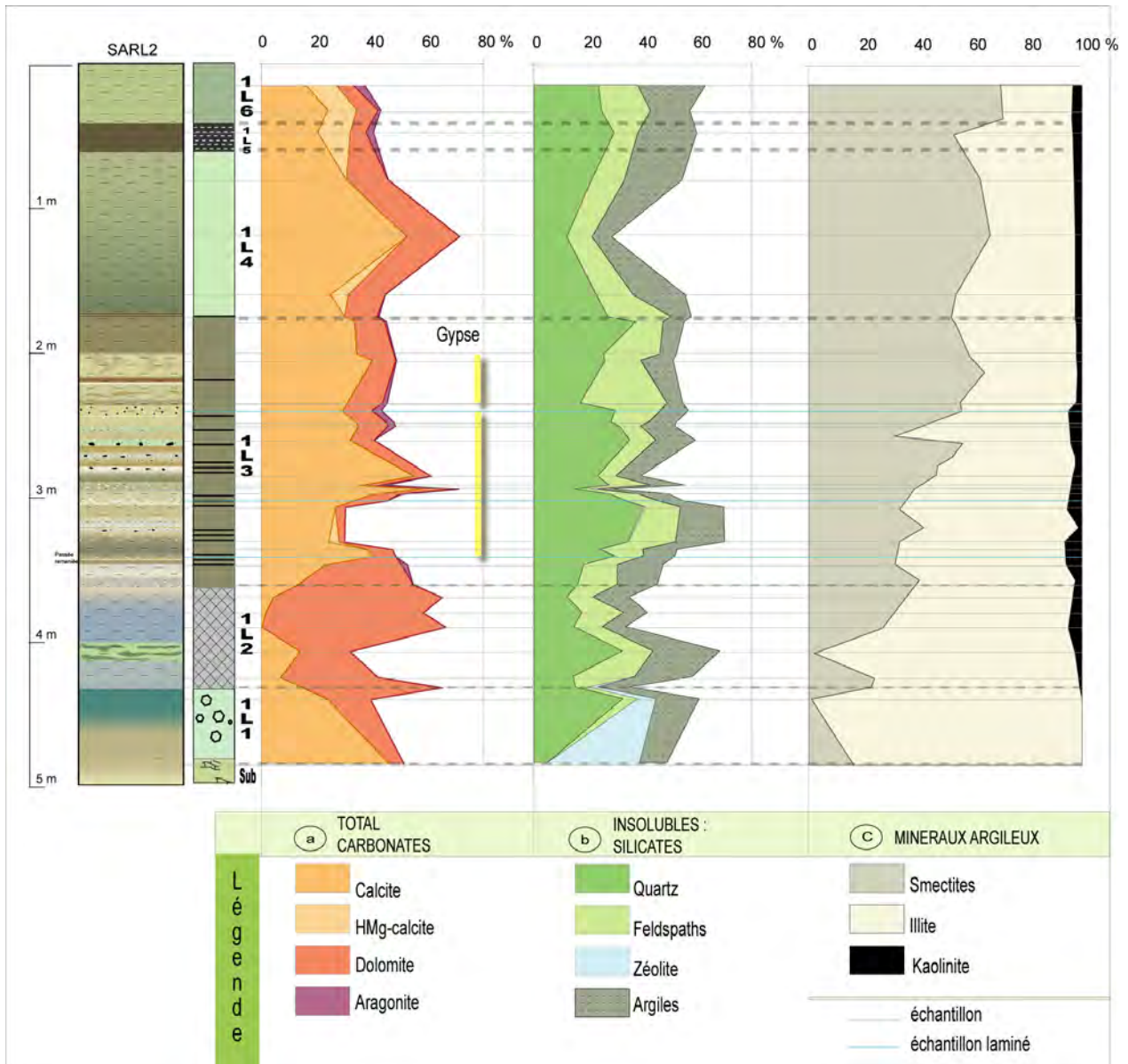


Fig. 7.7 : composition minéralogique des sédiments de SARL2 ; a) abondance en % de la roche totale, des carbonates (calcite, HMC, dolomite et aragonite), la présence de gypse est indiquée ; b) abondance en % de la roche totale des différentes phases silicatées (quartz, feldspaths, analcime, argiles) ; c) abondance des différents minéraux argileux, en % de la phase argileuse.

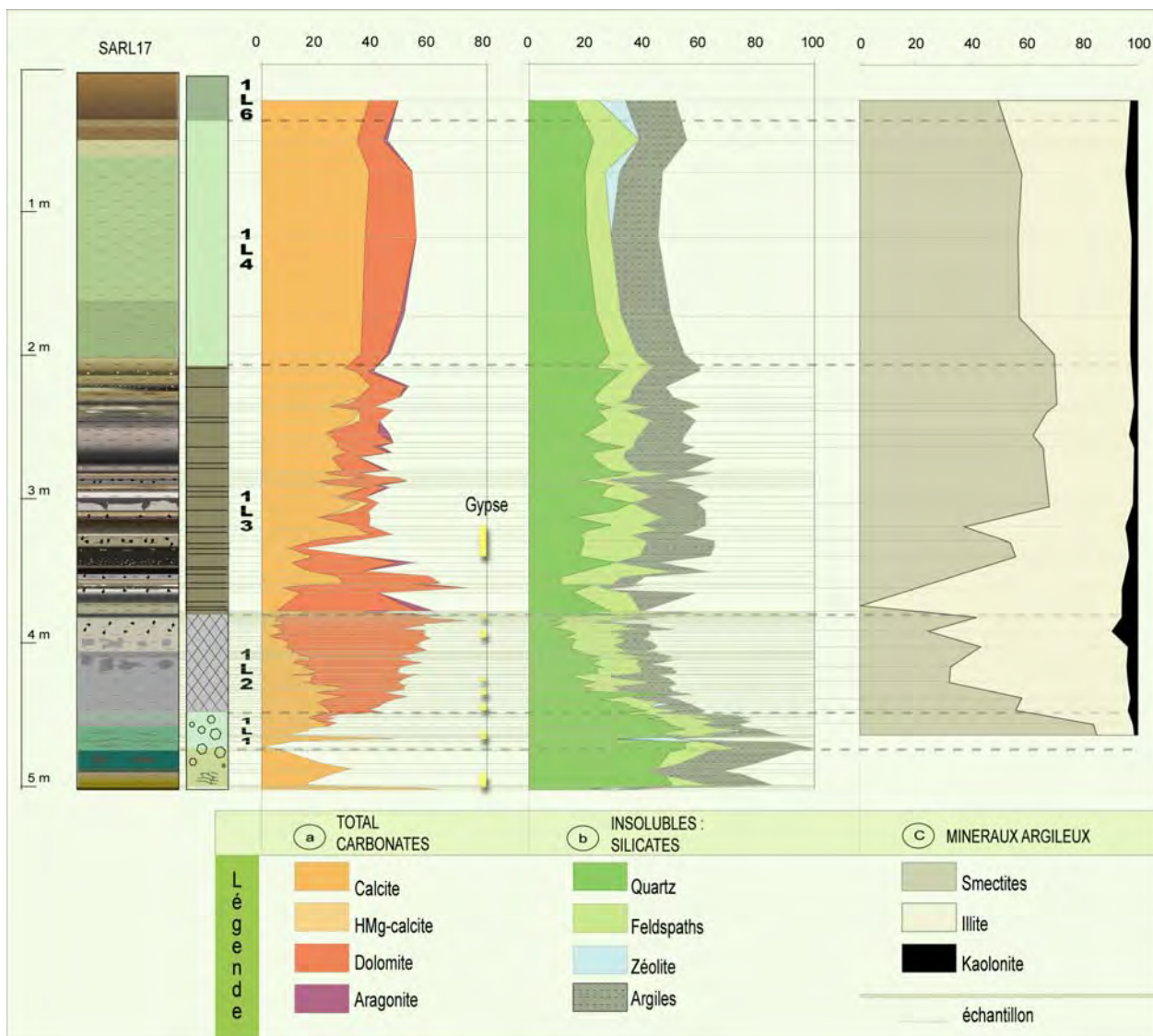


Fig. 7.8 : composition minéralogique des sédiments de SARL17 ; a) abondance en % de la roche totale, des carbonates (calcite, HMC, dolomite et aragonite) ; la présence de gypse est indiquée ; b) abondance en % de la roche totale des différentes phases silicatées (quartz, feldspaths, analcime, argiles) ; c) abondance des différents minéraux argileux, en % de la phase argileuse.

a. Unités de base 1L1 et 1L2 : nature des « premiers sédiments lacustres »

Afin de préciser la nature et les conditions de mise en place des premiers sédiments lacustres (1L1), outre les analyses effectuées sur SARL2 et SARL17, des analyses complémentaires par DRX sur roche totale ont été effectuées sur les sédiments des niveaux inférieurs des forages SARL9 et SARL14 (voir Fig. 7.9). Cependant, les analyses minéralogiques effectuées sur SARL9 et SARL14 n'ont pas été systématiquement accompagnées de calcimétrie, c'est pourquoi, pour pouvoir les comparer entre elles, toutes les compositions minéralogiques présentées Fig. 7.9 sont exprimées en pourcentage de la totalité des minéraux identifiés semi-quantitativement à partir des diagrammes des DRX (cf. paragraphe 5.2.2).

✕ L'UNITÉ 1L1

Des difficultés ont été rencontrées pour individualiser la première unité sédimentaire, mal différenciée du substratum oligocène altéré. Malgré cette incertitude, la géochimie a montré une certaine richesse de ces sédiments de base en SiO_2 , Al_2O_3 , Fe_2O_3 , Na_2O et K_2O , et une faible proportion en TiO_2 (relativement à la quantité de SiO_2).

Les carbonates : calcite et dolomite

La quantité de carbonates est relativement élevée (40 à plus de 55 % du sédiment) dans l'unité 1L1 de SARL2 (Fig. 7.7), alors qu'elle est dans l'ensemble faible (< 23 %) à quasi nulle à la base de SARL17 (Fig. 7.8). Il est possible que le pas d'échantillonnage trop lâche dans SARL2 n'ait pas permis l'observation de la diminution de proportion des carbonates, bien marquée dans SARL17. Par ailleurs, la **dolomite** (16 %), qui accompagne la **calcite** plus abondante (24 %) dans l'unité 1L1 de SARL2, est absente de la base de SARL17, où la phase carbonatée est exclusivement calcitique.

Si l'on compare la composition minéralogique de l'unité 1L1 de SARL2, SARL9, SARL14 et SARL17 (Fig. 7.9), on observe que la calcite est le carbonate toujours dominant de l'unité, la dolomite étant minoritaire ou absente. Enfin, la proportion de dolomite tend à augmenter au passage à l'unité sus-jacente.

Les silicates : quartz, feldspaths, zéolites et minéraux argileux

Si la nature des espèces silicatées présentes dans l'unité 1L1 est quasi identique dans différents sondages, les proportions de ces minéraux sont sensiblement différentes dans SARL2 et SARL17, comme le montrent les Fig. 7.7 et 7.8. Néanmoins, la comparaison minéralogique de 1L1 sur l'ensemble des forages (Fig. 7.9) met en évidence un certain nombre de caractères communs.

Les **silicates non argileux** comportent dans tous les cas du **quartz**, relativement abondant ; le quartz est d'ailleurs nettement plus abondant dans SARL17 que dans SARL2 où il constitue près de la moitié des silicates. Les **feldspaths** apparaissent en quantité plus modeste (6 % dans SARL2 mais jusqu'à 20 % dans SARL17), et globalement croissante jusqu'au sommet de l'unité. Nous pouvons, par ailleurs, remarquer que l'unité 1L1 de SARL14 est dépourvue de feldspaths, n'apparaissant que dans l'unité supérieure 1L2.

La présence de **zéolites** (**analcime** dans SARL2 et SARL14, et **clinoptilolite** dans SARL9 et SARL17) **caractérise nettement cette unité** : abondante, notamment dans SARL14 dépourvu de feldspaths, l'analcime est également présente dans SARL2 en proportion plus élevée à la base qu'au sommet des unités 1L1. La nature des **minéraux argileux** est la même dans SARL2 et SARL17, cependant les proportions des trois minéraux, **smectites**, **illite** et **kaolinite**, sont nettement différentes (Fig. 7.7 et 7.8) : les smectites qui sont les plus abondantes dans SARL17¹ sont quasi absentes de SARL2 très riche en illite.

¹ Les abondances relatives des minéraux argileux sont identiques dans l'unité 1L1 du forage SARL10

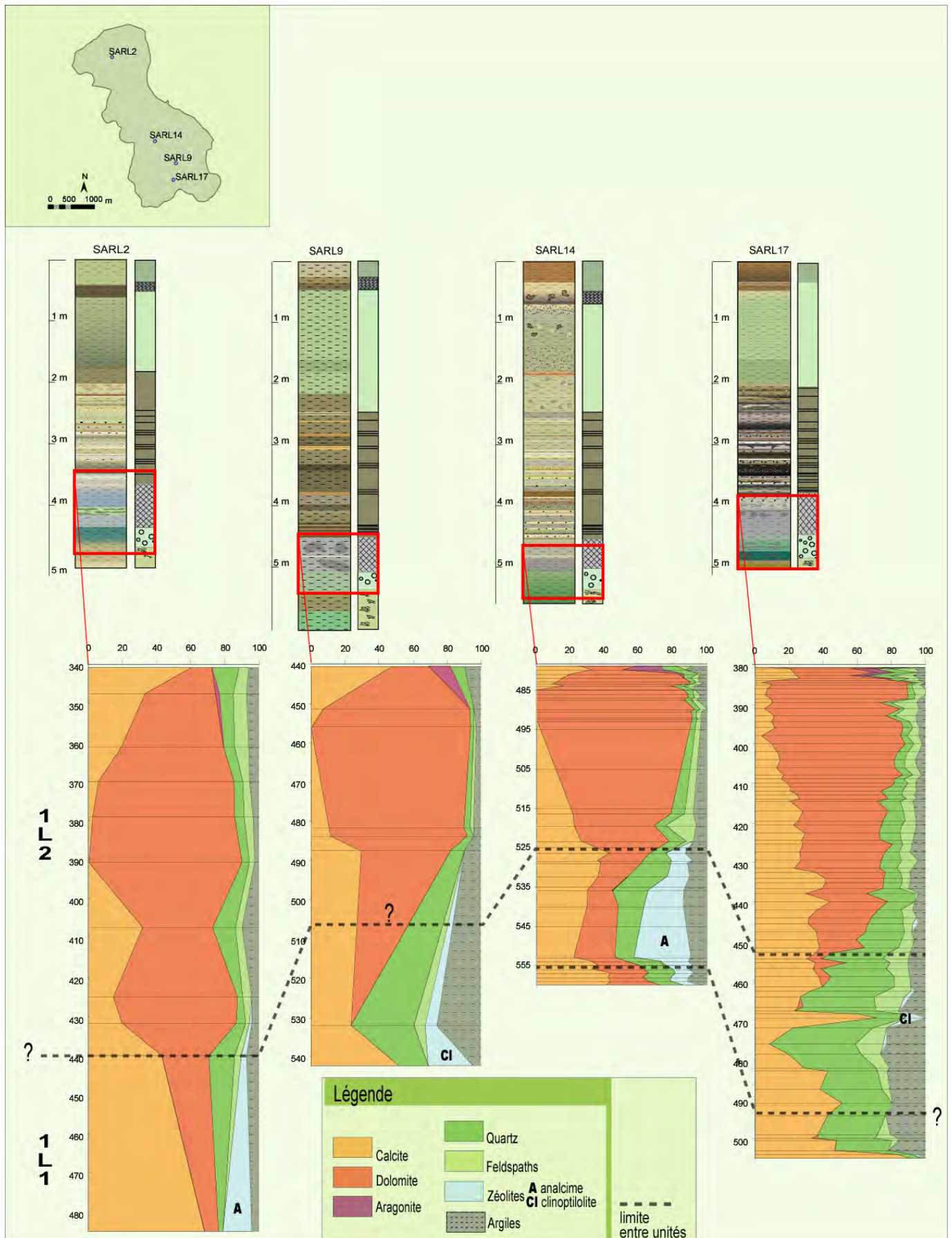


Fig. 7.9 : composition minéralogique des unités 1L1 et 1L2 de SARL2, SARL9, SARL14 et SARL17 (les résultats sont exprimés en pourcentages des minéraux identifiés et semi-quantifiés par DRX).

Autres minéraux

Du **gypse** a ponctuellement été distingué par DRX dans l'unité 1L1 de SARL17 (Fig. 7.8).

Certaines roches et sols du bassin versant comportent des zéolites notamment de l'analcime, mais pas dans des proportions si élevées. Dès lors, comment interpréter la présence de cette analcime à la base du remplissage lacustre ? S'agit-il d'analcime détritique ? Est-elle le résultat d'une concentration liée à l'altération de l'encaissant oligocène ? N'existe-t-il pas un lien avec le téphra non détecté dans cette unité pourtant mise en place au cours du Tardiglaciaire, et dans ce cas, l'analcime de 1L1 pourrait-elle avoir une origine authigène ? Ces questions seront discutées plus loin.

✕ L'UNITE 1L2

Cette unité, au faciès très caractéristique, gris bleuté, à texture très fine, est particulièrement riche en CaO et en MgO (Fig. 7.6). Les sédiments de cette unité présentent dans les différents forages des compositions minéralogiques similaires (Fig. 7.7, 7.8 et 7.9), se singularisant des autres unités par une forte abondance de carbonates, constitués essentiellement de **dolomite**.

Les carbonates : calcite, dolomite et aragonite

La quantité de carbonates est comprise entre 32 % et 65 % dans l'unité 1L2 de SARL2, et entre 42 % à la base et 72 % au sommet de l'unité 1L2 dans SARL17 : dans les deux cas, on observe une augmentation de la quantité de carbonates de la base au sommet, accompagnée de celle de la **dolomite** et d'une diminution parallèle de la quantité de **calcite** (Fig. 7.7 et 7.8). La même évolution minéralogique s'observe nettement à la partie inférieure des quatre forages présentés Fig. 7.9. Dans SARL2 (Fig. 7.7), la calcite constitue 15 % des sédiments à la base de l'unité, puis diminue pour être quasi absente au milieu de l'unité, alors que la dolomite est la plus abondante (elle constitue généralement près de 60 % du sédiment total). Dans SARL17 (Fig. 7.8), où le pas d'échantillonnage est très fin, la diminution régulière de la calcite (20 % à 5 %) s'accompagne de l'augmentation tout aussi régulière de la dolomite (17 % à 68 % à proximité du sommet). Ces évolutions des proportions calcite / dolomite s'observent également dans SARL9 et SARL14, dans lesquels la dolomite devient l'unique carbonate à proximité du sommet de l'unité, peu avant l'apparition d'aragonite. En effet, l'**aragonite**, présente en faible quantité (inférieure à 2 % dans SARL2 et jusqu'à 8 % dans SARL17), se trouve de façon systématique au sommet de l'unité, à la transition avec l'unité sus-jacente (voir Fig. 7.9).

L'étude des spectres de diffraction de la dolomite a révélé la nature désordonnée de ses cristaux par ailleurs non stœchiométriques (Bréhéret *et al.*, soumis). Des estimations du pourcentage molaire de MgCO_3 dans la dolomite de l'unité 1L2 de SARL17 ont été effectuées (Fig. 7.10) à l'aide d'un standard de silicium. Les valeurs, comprises entre 46 et 49 % mole, témoignent de la nature légèrement calcique de la dolomite. En outre, comme nous pouvons l'observer sur la Fig. 7.10, une corrélation positive paraît s'établir entre la teneur en dolomite (croissante en progressant vers le haut de l'unité) et sa proportion de MgCO_3 .

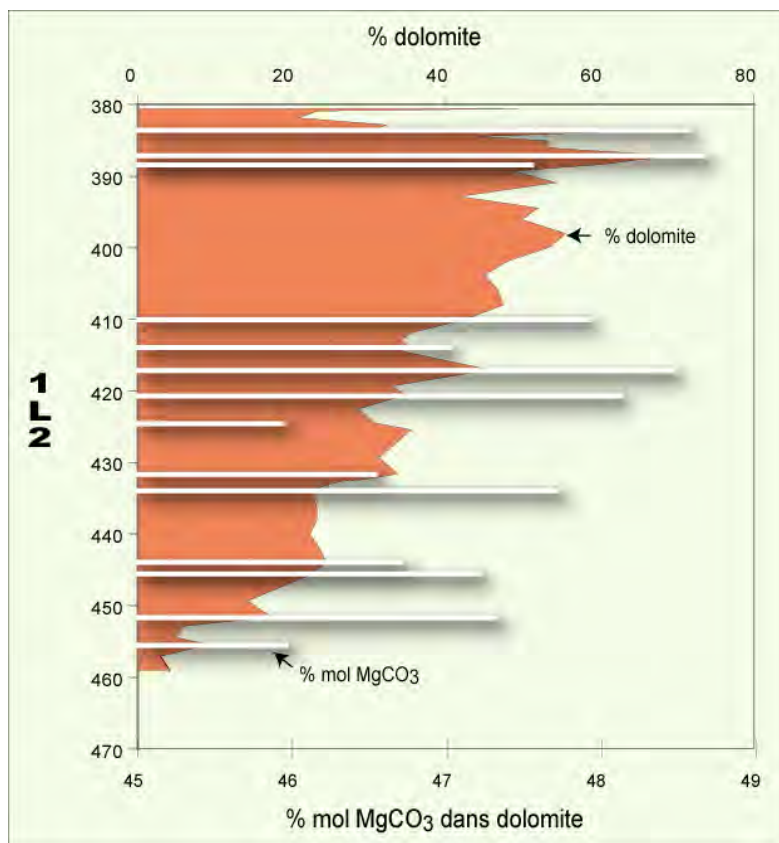


Fig. 7.10 : teneur en dolomite (% de la roche totale, en rouge) et % mol de MgCO₃ (histogramme) dans l'unité 1L2 de SARL17.

Les silicates : quartz, feldspaths et minéraux argileux

Les silicates les plus fréquemment rencontrés dans les unités 1L2 de SARL2, SARL9, SARL14 et SARL17 sont le quartz, les feldspaths et les minéraux argileux.

Le **quartz** est le plus abondant des silicates non argileux (Fig. 7.7 et 7.8) : 12 % à 18 % , avec un pic à 32,5 % dans SARL2 ; 7 % à 44 % dans SARL17. Par ailleurs, on observe une diminution de l'abondance en quartz, très nette et régulière anticorrélée à l'augmentation de la proportion des carbonates de bas en haut de l'unité de SARL17. Les **feldspaths**, 5 % à 23 % des sédiments de 1L2 dans SARL2 et 0 à 30 % dans SARL17, sont présents dans les deux forages avec des ordres de grandeurs comparables. Ils sont également présents en proportions assez proches dans SARL14, et en teneur plus réduite dans SARL9 (voir Fig. 7.9). Enfin, des traces de **clinoptilolite** ont été observées dans SARL17.

L'abondance des **minéraux argileux** (9 % à 25 % des sédiments dans SARL2 et 0 à 20 % dans SARL17, Fig. 7.8) est du même ordre de grandeur dans les deux forages. Dans 1L2 de SARL9 et SARL14 la phase argileuse présente des proportions relatives voisines. Cependant, les abondances relatives des espèces minérales (**smectites**, **illite** et **kaolinite**) sont différentes dans SARL2 et SARL17. Si l'illite domine globalement dans 1L2, elle décroît très nettement de la base au sommet dans 1L2 de SARL17, et croît à l'inverse dans SARL2.

Autres minéraux

Du **gypse** a été distingué ponctuellement et / ou en faible proportion par DRX dans l'unité 1L2 de SARL17 (Fig. 7.8). Par ailleurs, des minéraux en moindre proportion ont été observés au MEB seulement, parmi lesquels des sulfures de fer, de la célestite et de l'augite. Ces observations seront détaillées dans la partie suivante.

L'unité 1L2 est caractérisée par une très grande richesse en dolomite. Une telle abondance de dolomite dans des sédiments lacustres récents est tout à fait singulière dans le contexte géoclimatique du secteur, et soulève des interrogations quant à son origine et aux conditions de mise en place de ce minéral : il est en effet bien difficile d'imaginer une telle concentration uniquement par un l'héritage détritique depuis le bassin versant. Cependant, la dolomite se forme rarement dans les environnements holocènes, malgré sa stabilité thermodynamique et son abondance dans les roches anciennes : c'est ce que de nombreux auteurs ont appelé « *the dolomite problem* » (Last, 1990a ; Vasconcelos et MacKenzie, 1999 ; Warren, 2000 ; Deelman, 2003). Cet aspect sera discuté dans le chapitre suivant.

b. Laminites de l'unité 1L3

L'unité 1L3 est caractérisée par une variété de faciès (décrits paragraphe 6.2.1.a.2.1.) : des lamines blanchâtres carbonatées variées aux passées silto-argileuses brun noir. La composition géochimique des échantillons analysés dans les laminites de SARL17 a également dévoilé une certaine variabilité entre un pôle alumino-silicaté, plus marqué dans les sédiments sombres interlamines, et un pôle calci-magnésien duquel peuvent s'approcher les sédiments interlamines clairs, ainsi que ceux comportant macules et lamines.

Les analyses effectuées sur les laminites de SARL17 ont été réalisées selon un pas d'échantillonnage plus serré que sur SARL2. De plus, étant donné la grande hétérogénéité des faciès de cette unité, l'échantillonnage pratiqué à une échelle décimétrique ne pouvait pas rendre compte de la variabilité des associations minérales. C'est pourquoi une séquence laminée (**L6** de SARL17, voir description paragraphe 6.2.1.a.2.1.) a fait l'objet d'analyses beaucoup plus resserrées, à l'échelle des lamines ou macules (Bréhéret *et al.*, soumis). Les résultats sont présentés Fig. 7.11 (calcite et HMC ont été regroupées).

Les carbonates : calcite, dolomite et aragonite

Les carbonates constituent entre 30 et 71 % des sédiments des laminites de SARL2 et 14 à 73 % dans SARL17 (Fig. 7.7 et 7.8). Dans les deux forages, la quantité de carbonate fluctue autour d'une teneur médiane de 40 %. Les différents carbonates rencontrés sont la calcite, (rarement) accompagnée de HMC (difficile à distinguer de la calcite par DRX), de dolomite et d'aragonite.

La **calcite** constitue entre 23 et 58 % des sédiments laminés de SARL2, et entre 8 et 39 % des laminites de SARL17. De faibles quantités de HMC sont rencontrées sporadiquement, en proportion toujours inférieure à 4 %. La **dolomite**, plus abondante à la partie inférieure des unités laminées de SARL2 et

SARL17, constitue respectivement entre 2 et 28 % et 4 à 38 % des sédiments, avec un pic à 66 %. Mises à part les valeurs extrêmes au niveau des lamines, la quantité de dolomite oscille généralement autour de 10 % dans SARL2, et de 10 à 20 % dans SARL17 au niveau des intervalles homogènes, valeurs nettement moins élevées que dans l'unité sous-jacente. L'**aragonite**, bien que présente en quantité très modeste (< 4 % dans SARL2 et < 6 % dans SARL17), est régulièrement rencontrée à différents niveaux de l'unité, et est souvent liée à la présence de lamines et macules, comme le montre la Fig. 7.11 a. D'autre part, comme nous avons pu le remarquer Fig. 7.9, l'aragonite est systématiquement présente à la transition 1L2 / 1L3, et associée à un lit très riche en MO, de teinte kaki.

L'observation plus détaillée de la distribution des carbonates dans les sédiments silto-argileux et les faisceaux de lamines (Fig. 7.11 c) permet d'observer des tendances très nettes qui différencient les silts argileux homogènes, des faisceaux de lamines qu'ils encadrent.

Les silts argileux homogènes situés à la base et au sommet de l'intervalle étudié comportent une majorité de calcite, accompagnée de la dolomite en moindre proportion, selon un rapport de 4/1 à 5/1.

Le faisceau de lamines (L6 de SARL17) présente les caractéristiques suivantes.

A la base, le niveau de silts sombres comportant des macules blanchâtres (1, Fig. 7.11 c), est caractérisé par une augmentation de la proportion de dolomite qui constitue alors 30 à 50 % des carbonates, et qui s'accompagne de l'apparition d'aragonite. Il est donc probable que les **macules** soient pour l'essentiel **de nature dolomitique**.

Les **fines lamines beiges** (2, Fig. 7.11 c), accompagnées de graines de *Ruppia cf. Maritima*, montrent une augmentation de la **dolomite** qui atteint 60 à 80 % des carbonates. Cette proportion se maintient au niveau des silts beiges à **macules**, tandis que l'aragonite est toujours présente, mais en très faible proportion. Les fines lamines et macules sont là encore probablement dolomitiques.

Après le « maximum » de dolomite (3, Fig. 7.11 c), et à mesure que s'espacent les lamines en coïncidence avec l'abondance des **macules blanches**, la proportion de dolomite s'effondre pour rejoindre des teneurs proches des 10 à 20 %. Cette diminution de dolomite s'accompagne d'une augmentation de la proportion **d'aragonite** : cette dernière dépasse les 50 % au sommet du faisceau qui comporte par ailleurs **des lamines organiques mal discernables**. La nature des lamines et macules est ici dominée par l'aragonite.

La composition des lamines et macules carbonatées évolue donc au cours du remplissage, et une certaine logique semble s'esquisser dans la distribution des carbonates de bas en haut d'une séquence laminée. L'échelle des analyses réalisées au niveau des autres lamines, groupes de lamines et macules n'est pas suffisante pour observer précisément l'évolution du cortège carbonaté, toutefois, des caractères semblent communs à la majorité des lamines et macules. Leur présence est associée à une augmentation de la quantité de carbonates¹, parfois à celle de la dolomite, et il apparaît que les lamines et macules sont souvent accompagnées d'aragonite.

¹ La quantité de carbonates des lamines est toutefois sous-estimée car les lamines très fines, ne peuvent être analysées individuellement, elles sont donc « diluées » par les silts argileux encaissants.

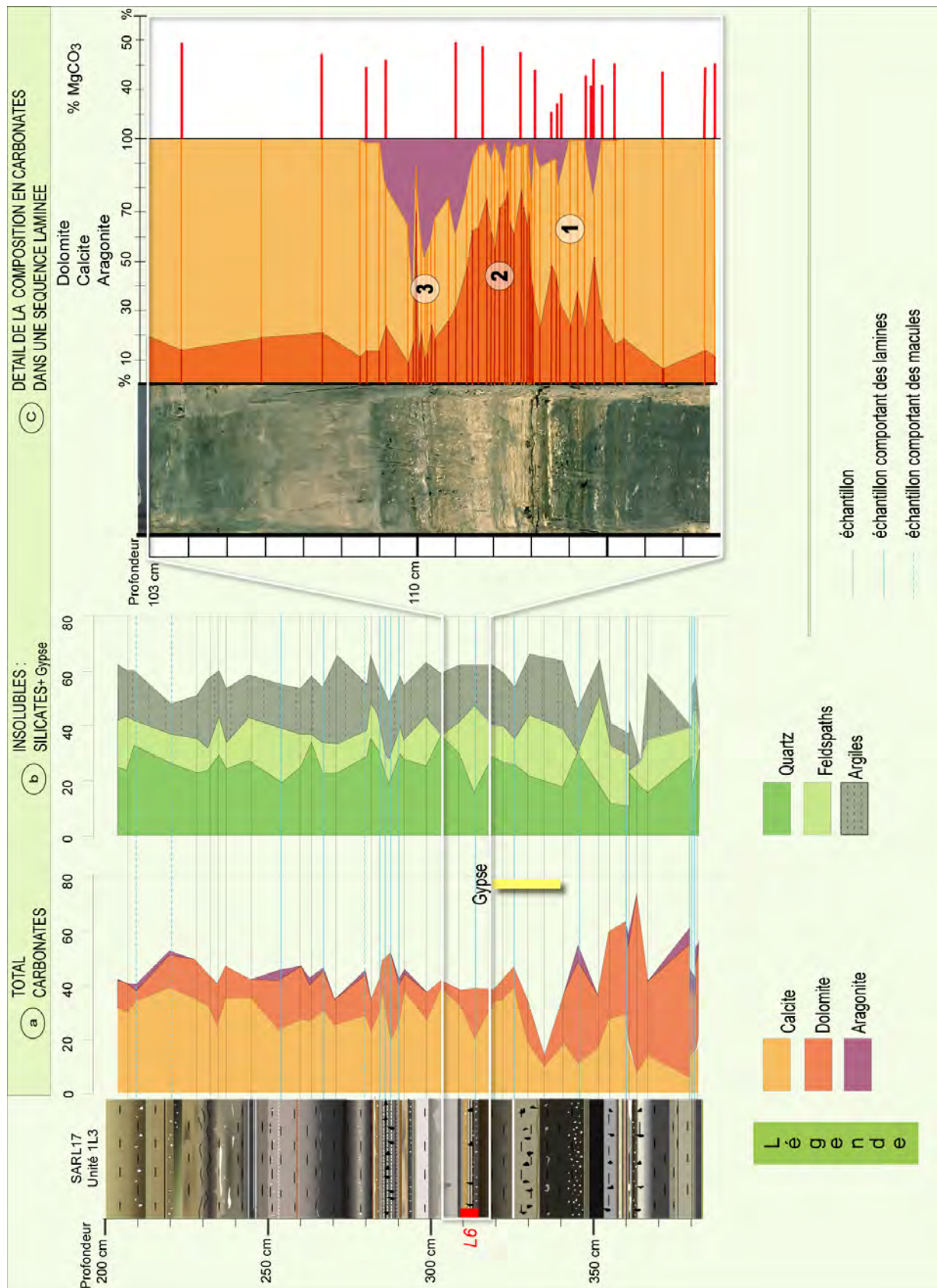


Fig. 7.11 : zoom sur la minéralogie de l'unité laminée 1L3 de SARL17 ; a) abondance des carbonates en pourcentage de la roche totale (calcite + HMg calcite, dolomite et aragonite) ; b) abondance des différentes phases silicatées en pourcentage de la roche totale (quartz, feldspaths, argiles) ; c) détail de l'abondance des carbonates (dolomite, calcite + HMg calcite, aragonite) en pourcentage des minéraux à partir des DRX et % de MgCO_3 dans la dolomite du faisceau de lamines L6 et les silts sous et sus-jacents. D'après Bréhéret *et al.* (soumis).

Le % de MgCO_3 de la dolomite est compris entre 37 et 50 (Fig. 7.11 c). Les valeurs les plus faibles sont enregistrées dans le faisceau dolomitique (1) qui précède la passée de silts et lamines beiges (2) où ce carbonate est le plus abondant, et les valeurs les plus élevées s'observent dans la « zone » de forte augmentation de l'aragonite (3), alors que s'effondrent les teneurs de dolomite.

Les silicates : quartz, feldspaths et minéraux argileux

Les phases silicatées sont de même nature que celles présentes dans l'unité 1L2 sous-jacente (Fig. 7.11 b).

Le **quartz** est dans l'ensemble plus abondant que dans 1L2, et constitue entre 15 % et 37 % des sédiments de l'unité à lamines 1L3 dans SARL2 et 9 à 36 % dans SARL17. Dans la même unité 1L3, les feldspaths forment entre 5 et 32 % des sédiments dans SARL2 et 0 à 33 % des sédiments de SARL17. Les **minéraux argileux** représentent 6 à 17 % des sédiments dans SARL2, et 0 à 32 % dans SARL17 (Fig. 7.7 et 7.8). Les abondances des différents minéraux argileux présentent des similitudes. L'**illite** qui domine le cortège argileux de la partie inférieure de l'unité 1L3 de SARL2 et SARL17 diminue au profit des **smectites** qui deviennent majoritaires au sommet de l'unité. Là encore, la **kaolinite** reste anecdotique.

Autres minéraux ?

Du gypse est présent dans l'unité 1L3 de SARL17, notamment dans des silts argileux clairs (entre 320 et 340 cm) comportant une épaisse lamine blanche (Fig. 7.8 et 7.11). D'autres minéraux ont été observés au MEB uniquement (voir paragraphe 7.3.2.).

c. Unités sommitales 1L4 à 1L6

La description macroscopique et la composition géochimique indiquent une certaine homogénéité dans ces trois dernières unités qui ont donc été regroupées.

Les carbonates : calcite, dolomite et aragonite

Les carbonates constituent entre 37 et 71 % des sédiments de SARL2 et 40 à 55 % dans SARL17 (Fig. 7.7 a et 7.8 a). Ils comportent : calcite (dont la HMC à la partie inférieure de 1L4, et dans 1L5 et 1L6 de SARL2), dolomite et aragonite.

La **calcite** constitue 27 à 52 % des sédiments dans SARL2 et 30 à 38 % dans SARL17. Dans l'ensemble, valeurs extrêmes écartées, les sédiments des trois unités sommitales des deux forages sont constitués de 30 à 40 % de calcite. La **dolomite** forme 6 à 19 % des sédiments dans SARL2 et 4 à 18 % dans SARL17. L'**aragonite** est présente dans les deux forages, dans les parties inférieures et supérieures de 1L4, et dans 1L5 et 1L6, en faibles proportions toutefois (< à 4 %).

Les silicates : quartz, feldspaths et minéraux argileux

Le **quartz** constitue 12 à 26 % des sédiments de SARL2 et 16 à 33 % des sédiments de SARL17, et les **feldspaths** composent 9 à 18 % et 8 à 20 % des sédiments dans SARL2 et SARL17 respectivement (Fig. 7.7 b et 7.8 b).

Les **minéraux argileux** représentent 7 à 24 % des sédiments dans SARL2 et 15 à 18 % dans SARL17. Dans les deux forages, les minéraux argileux comportent une légère majorité de **smectites**, toutefois sensiblement moins abondantes dans la couche noire 1L5 de SARL2 et dans l'unité 1L6 de SARL17. La kaolinite reste anecdotique.

7.2.2. Sédiments de la zone de deltas

Les sédiments de zone de deltas ont également fait l'objet d'analyses minéralogiques par calcimétrie et DRX, lorsque la nature des matériaux a rendu possibles ces analyses. En effet, la minéralogie moyenne des sables ne peut être correctement obtenue par DRX. Ainsi, la nature et abondance des carbonates et silicates, ainsi que les proportions des différents minéraux argileux ont été déterminés seulement sur les sédiments à composante silto-argileuse de SP4. L'unité 2T1 et les lits sableux de l'unité 2D1 n'apparaissent donc pas dans les résultats présentés Fig. 7.12. Des analyses minéralogiques (Tab. 7.1) de la fraction sableuse de plusieurs échantillons à composante sableuse dominante, issus de plusieurs sondages dans la zone de delta (SP3, SP4 et S177) ont été réalisées en complément par I. Gay-Ovejero (Université de Tours). La granularité des sédiments est précisée paragraphe 7.5.

a. Evolution de la minéralogie du remplissage de zone de deltas (SP4)

Les sédiments de SP4 comportent jusqu'à 52 % de **carbonates** (voir Fig. 7.12 a). Les sédiments les plus carbonatés appartiennent aux unités de la partie inférieure du remplissage (2L1 et 2L2) et aux unités de la partie supérieure (en particulier 2L4). Les unités les plus pauvres en carbonates sont naturellement les téphra (2T1 et 2T2) et les autres passées sableuses. Par ailleurs on peut observer, après le téphra 2T1, une augmentation progressive de la composante carbonatée au sein des interlits silteux dans l'unité de sables et silts stratifiés 2D1. Ensuite, au sommet de 2D1 et dans 2C1, la proportion de carbonates se stabilise aux alentours de 20 %. Les carbonates rencontrés sont la **calcite**, la **dolomite** et l'**aragonite**. La **calcite** domine le cortège carbonaté : elle constitue jusqu'à 49 % des sédiments et est la plus abondante dans 2L2. Même en faible proportion, la **dolomite** est toujours présente. Sa proportion est la plus abondante vers le sommet de 2L4 où elle représente 17 % des sédiments. L'**aragonite** est présente dans les deux unités supérieures du remplissage (2L5 et 2L6) où elle constitue jusqu'à 5 % des sédiments.

Les **silicates** constituent de 48 à 100 % des sédiments dans 2T1 où le détail du contenu minéralogique n'a pu être déterminé par DRX (Fig. 7.12 b). Dans les sédiments analysés, les principaux silicates identifiés sont le quartz, les feldspaths et les minéraux argileux. L'abondance du **quartz** est

relativement homogène dans le remplissage (12 à 28 %). Les **feldspaths** forment entre 8 et 67 % des sédiments ; ils sont particulièrement abondants dans les unités 2D1, 2C1, 2P et 2L3.

Les **minéraux argileux** constituent 12 à 30 % des sédiments. Les **smectites** dominent le cortège dans l'ensemble du remplissage, et sont les plus abondantes dans 2P. L'**illite** représente 9 à 45 % des minéraux argileux, et la **kaolinite** est inférieure à 9 %.

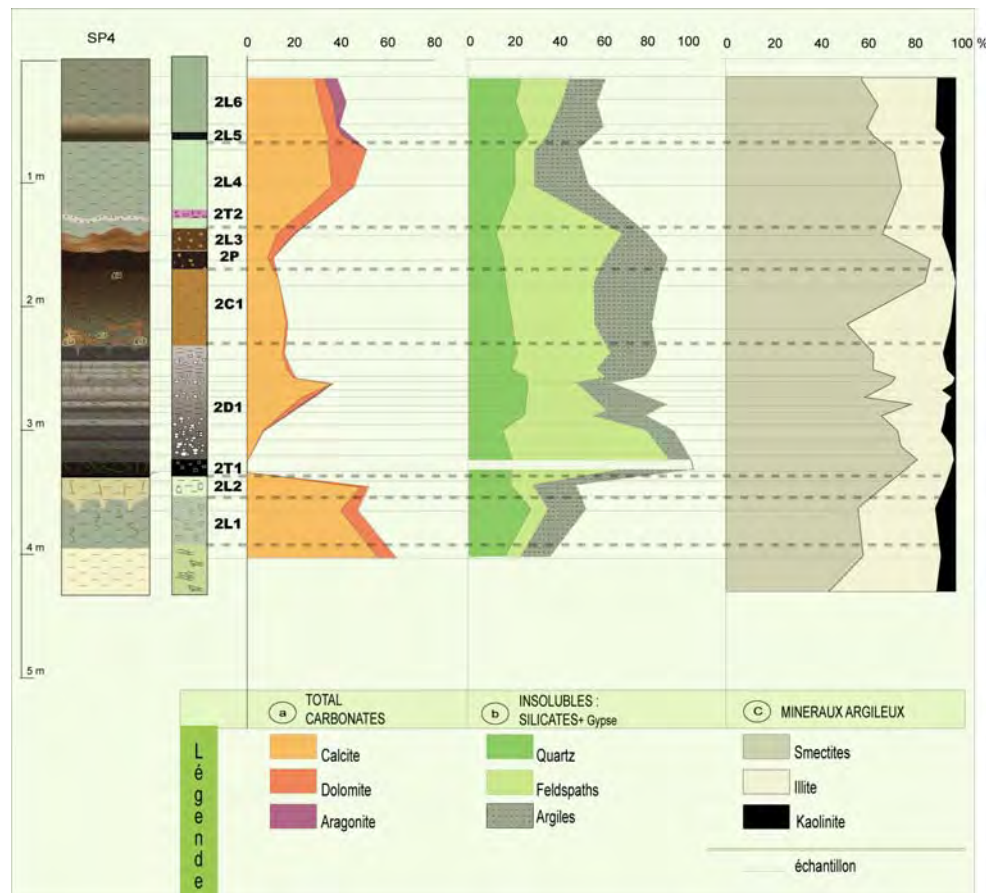


Fig. 7.12 : composition minéralogique des sédiments de SP4 ; a) abondance en % de la roche totale, des carbonates (calcite,, dolomite et aragonite) ; b) abondance en % de la roche totale des différentes phases silicatées (quartz, feldspaths, argiles) ; c) abondance des différents minéraux argileux, en % de la phase argileuse.

b. Analyse minéralogique de la fraction sableuse (unités 2T1, 2D1, 2L3 et 2D2)

L'analyse minéralogique de la fraction sableuse a concerné :

- l'unité de téphra **2T1** de SP3 et SP4, sur des échantillons situés respectivement à 390-400 cm et 330-340 cm ;
- l'unité **2D1** (delta mis en place au Tardiglaciaire), sur un échantillon situé à 274-277 cm dans SP4 ;
- l'unité **2L3** sur un échantillon situé à 140-150 cm dans SP4 ;
- l'unité **2D2** (delta historique situé au niveau de la bordure orientale du marais), sur des échantillons prélevés à 230-240 cm et à 140-150 cm.

Pour réaliser cette analyse, la fraction sableuse de chaque échantillon a été séparée en 3 sous-fractions : SG (2-0,5 mm), SM (0,5-0,2 mm) et SF (0,2-0,05 mm). Après inclusion de l'aliquote de chacune de ces fractions dans l'araldite, une lame mince (30 µm d'épaisseur) a été confectionnée. La détermination et le comptage des catégories de grains ont été effectués en microscopie à polarisation. La méthode de comptage (400 points par lame) est celle du comptage par point (méthode de Dickinson, 1970). Les résultats de comptage sont présentés dans le tableau 7.1.

✖ L'UNITE 2T1 (téphra CF1 dans SP3 et SP4)

La fraction sableuse des deux échantillons est dominée par des **scories sombres** et des **scories claires**, toutefois nettement moins abondantes. Les trois sous-fractions sableuses comportent en outre du **basalte** sombre sans bulle, et on trouve des traces de **clinopyroxène** vert dans les deux échantillons. Quelques éléments diffèrent entre les échantillons 2T1 de SP4 et de SP3. On trouve dans SP4 des grains de pâte basaltique sombre à plagioclases et des grains de hornblende brune, absents de SP3. Par ailleurs, l'unité 2T1 de SP3 contient des fragments de roches sédimentaires (essentiellement des grains de SG dolomitique), absents dans 2T1 de SP4.

✖ L'UNITE 2D1 (delta tardiglaciaire dans SP4)

L'échantillon analysé, issu d'un lit sableux intercalé entre les lits silteux plus carbonatés, comporte essentiellement des **scories sombres** et **claires** et des grains **basaltiques**. Ce contenu minéral est similaire à celui observé dans 2T1. Cependant, l'échantillon de 2D1 comporte en plus des **grains quartzeux**, des **feldspaths** (plagioclases et orthose surtout), des fragments granitiques, de gneiss, et des fragments abondants de **carbonates** (en particuliers des grains dolomitiques qui constituent 30 % des SG). On peut enfin remarquer la présence d'**olivine** et de **tourmaline**.

✖ L'UNITE 2L3 (sables recouvrant le paléosol 2P dans SP4)

Les sédiments comportent, à l'instar de l'unité précédente, des **scories sombres** et **claires**, des grains **basaltiques**, des fragments **granitiques** et **gneissiques**, des grains de **quartz**, de **feldspaths**, des **clinopyroxènes** verts, des **amphiboles** brunes, et des amphiboles vert bleuté absentes de 2T1 et 2D1. On observe en outre des fragments de **carbonates** (en proportions sensiblement plus réduite que dans 2D1) et des fragments de **bioclastes**.

✖ L'UNITE 2D2 (delta historique dans S177)

Alors que les fractions sableuses des unités précédentes présentent une dominante minéralogique commune (les scories), celles des sédiments de 2D2 sont nettement dominées par des **fragments de granite**. Les sables comportent également des grains de **gneiss**, de **quartz**, de **feldspaths** (surtout l'**orthose** dans 140-150 cm, quasi absente de 230-240 cm). Les grains basaltiques, en proportion assez modeste, sont essentiellement constitués de basaltes très peu vitreux. Les deux échantillons comprennent par ailleurs une grande diversité de « minéraux lourds » dont l'olivine. Précisons enfin que les micas blancs, relativement abondants dans 230-240 cm sont absents de 140-150 cm.

		SP3						SP4						S177					
Catégories		300-400 (tephra)						274-277						140-150					
		SG	SM	SF	SG	SM	SF	SG	SM	SF	SG	SM	SF	SG	SM	SF	SG	SM	SF
grains quartz	Q. monocristallin (ext. droite)	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
	Q. monocrist. (ext. anduleuse)	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
	Q. polycristallin < g	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
	Q. poly < R. méamorphiques	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Feldspath s.l.	quartzite	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
	plagioclases	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
	microcline	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
	orthose	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
	biotite chloritisée	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
	micas blancs	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
	clinopyroxène vert	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
	amphibole vert-bleuté	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
	hornblende brunes	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
	cordiérite	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
	staurolite	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
	olivine	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
	tourmaline	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
	opaques	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
FR Sédimentaires	grenats	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
	sphène	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
	dithène	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
	épidote	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
	calcaire micritique	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
	calcaire dolomitique	8,9	1,2	1,5	0,0	0,0	0,0	28,3	6,1	3,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
	calcaire + F. vdc.	4,5	1,7	0,0	0,0	0,0	0,0	3,4	4,0	0,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
	calc. à stromatolite	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
	calcites	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
	bioclastes (gastéro)	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Bioclastes	bioclastes siliceux	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
	autre	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
	FR granitiques	1,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
	grès	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
	grain de sillimanites	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
	Sources claires/T andésitiques	9,7	17,4	21,1	0,0	0,0	0,0	31,2	17,9	11,9	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
	Sources sombres	62,1	61,2	53,3	0,0	0,0	0,0	12,4	53,3	56,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
	pâte plic à text. fluidale	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
	li sombre sans bulles	10,9	16,4	19,4	0,0	0,0	0,0	10,7	6,8	6,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
	li sans verre	2,0	0,5	0,5	0,0	0,0	0,0	2,5	1,4	3,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
Grains Basaltiques s.l.	gabro	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
	pâte sombre + plagio	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,7	0,0	2,2	6,5	1,5	3,1	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
	Total	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0	100,0

Tab. 7.1 : analyse minéralogique de la fraction sableuse (50µm - 2mm) de sédiments de la zone de deltas ; résultats, exprimés en %, des comptages par points réalisés sur les sous fractions SG (2-0,5 mm), SM (0,5-0,2 mm) et SF(0,2-0,05 mm). Données I. Gay-Oveyjero.

Résumé : compositions chimiques et minéralogiques des sédiments du Marais de Sarliève

Composition géochimique et minéralogique des sédiments de bassins distaux

Les sédiments de l'unité 1L1 (mise en place du Tardiglaciaire au Boréal) sont les plus riches en silicates : quartz, feldspaths, généralement peu abondants ou absents, zéolites -analcime et clinoptilolite- et minéraux argileux. La principale caractéristique de cette unité de base est présence quasi systématique de zéolites qui peut atteindre une proportion élevée (SARL14).

Les sédiments de 1L2 (Boréal à Atlantique inférieur / moyen) sont riches en CaO et MgO. L'unité est composée de carbonates, en quantité croissante de la base au sommet de l'unité (32 à 73 % de carbonates), comprenant de la calcite et surtout de la dolomite non stœchiométrique, dont l'abondance et le % mole MgCO_3 sont corrélés positivement à celles du total des carbonates. La principale caractéristique de cette unité est sa très grande richesse en dolomite, ce qui explique la proportion considérable de MgO des sédiments. La quantité de dolomite est croissante de la base au sommet de l'unité, où elle devient l'unique phase carbonatée, dans plusieurs forages. La dolomite est bien présente dans les roches et sols du bassin versant, mais en proportions généralement beaucoup plus faible.

Les sédiments de 1L3 (Atlantique moyen / ancien au Subboréal) sont caractérisés par une grande hétérogénéité chimique qui reflète celle des faciès sédimentaires : silts argileux interlamines sombres à composition proche de celles des roches et sols du bassin versant ; silts argileux plus clairs, et/ou à macules, et sédiments laminés montrant un enrichissement en CaO et MgO. Les carbonates, calcite, dolomite, aragonite, constituent une composante importante des sédiments. Ils présentent de fortes variations d'abondances (de 30 à 71 % du sédiment total, et jusqu'à 100 % dans les lamines et macules carbonatées), mais fluctuent autour d'une valeur médiane d'environ 40 %.

Les variations d'abondance des silicates (quartz, feldspaths, smectites, et illite) sont anticorrélées à celles des carbonates. L'étude détaillée d'une séquence laminée (**L6** de SARL17) et des silts argileux qui l'encadrent a montré une évolution dans la nature et la distribution des carbonates à l'échelle des lamines et à l'échelle de l'unité laminée :

- la phase carbonatée des silts argileux est constituée d'une majorité de calcite et de dolomite (selon un rapport 4/1), accompagnée de quartz, feldspaths et minéraux argileux ;
- les faisceaux de lamines (et macules) montrent, de bas en haut de la séquence, une zone d'enrichissement en dolomite, d'abord sous forme de macules puis sous forme de lamines beiges associées à des graines de *Ruppia* cf. *Maritima*, suivie d'une zone d'enrichissement en aragonite, qui termine la séquence laminée. Par ailleurs, il a été observé à l'échelle de l'unité laminée, que l'aragonite est souvent associée à la présence de lamines et macules, qui peuvent être associées à la présence de résidus organiques.

Les sédiments de 1L4 à 1L6 (Subboréal au XVII^e siècle), montrent, à l'opposé de l'unité laminée, des compositions très homogènes. Elles présentent une composition minéralogique relativement peu variable, avec une quantité de carbonates élevée (40 à 50 % et plus du sédiment total), dominés par la calcite (30 à 40 %), accompagnée de dolomite (généralement comprise entre 10 et 20 %) et parfois d'aragonite. La même homogénéité s'observe dans les silicates des unités 1L4 à 1L6 : le quartz constitue environ 20 % des sédiments totaux, il est plus abondant que les feldspaths qui composent environ 10 % des sédiments. Les minéraux argileux constituent entre 10 et 20 % des sédiments avec une majorité de smectites. Enfin, la partie supérieure de l'unité 1L4 et l'unité 1L6 de SARL17 contiennent une petite quantité d'analcime. Cette relative homogénéité qui fait suite à une unité caractérisée par de forts contrastes, traduit sans doute de fortes modifications des processus érosifs et/ou des conditions de dépôt.

Composition géochimique et minéralogique des sédiments de delta

L'unité 2L2 présente une teneur en CaO élevée, en raison de sa richesse en carbonates (entre 40 à 50 % du total des sédiments) dominés par la calcite (30 à 40 %), accompagnée par la dolomite (5 à 15 %). Les silicates sont constitués de quartz (10 à 20 %), feldspaths (5 à 15 %) et minéraux argileux (15 à 20 %), nettement dominés par les smectites.

Dans les unités à forte teneur en sable (2T1, 2D1, 2L3, 2D2), l'étude minéralogique des sables a montré des similitudes entre la composition des téphras à scories dominantes (2T1) et celle des sables de delta (unité 2D1) de SP4. Par ailleurs les analyses géochimiques des unités de sables et vases noires observés à la base des bassins proximaux ont confirmé que ces sédiments dérivent du téphra CF1. Les sables de 2D1 et 2L3 comportent en outre une part de grains carbonatés (surtout dolomitiques) plus ou moins importante qui semble traduire un mélange entre les minéraux issus du téphra et les matériaux issus du bassin versant. Les sables du delta historique (2D2) présentent une composition fort différente avec une dominance de fragments granitiques, provenant d'une source différente, probablement du remaniement des dépôts de la terrasse alluviale qui borde le marais.

Les unités 2L4 à 2L6 présentent les mêmes caractéristiques que 1L4 à 1L6 décrites précédemment.

7.3. Observation au MEB des minéraux des sédiments de bassins distaux

L'évolution du **remplissage lacustre depuis le Tardiglaciaire**, esquissée par les contrastes de composition géochimique entre les unités sédimentaires est précisée au travers des variations de composition minéralogique. Chacune des unités possède des caractéristiques différentes, et certaines présentent des compositions tout à fait singulières. C'est en particulier le cas de l'**analcime** abondante dans l'unité 1L1, et de la **dolomite** abondante et parfois **exclusive** dans l'unité 1L2, mais également des **variations de la composition des carbonates** au sein des séquences laminées dans 1L3.

Toutefois, tous les minéraux qui composent les sédiments du remplissage lacustre ont sans surprise aussi été observés dans les roches et sols du bassin versant¹ (voir chapitre 5). Cependant, même si les matériaux du remplissage lacustre sont de même nature que ceux qui composent le bassin versant, la **détermination de leur origine** (apport par **détritisme** ou par **voie dissoute** puis **endogenèse** ou **authigenèse** dans le lac) n'est pas immédiate. En effet, la connaissance seule de la nature des matériaux ne suffit pas à préciser cette origine. Par exemple, il n'est pas possible de savoir *a priori* si la calcite du remplissage sédimentaire, abondante dans les roches et sols du bassin versant, s'est formée au sein du lac, ou si elle est issue du détritisme. Nous pouvons à ce propos, nous référer à Jones et Bowser (1978, p 180) « *Such imposition of order on nature inevitably leads to cases where distinction of origin is almost impossible (as for example, a carbonate-precipitating lake in a limestone terrain)* ». La distinction de l'origine des sédiments qui constituent le remplissage sédimentaire est donc une entreprise bien délicate... L'analyse microélectronique des habitus des minéraux développée ci-après devrait permettre d'apporter des éléments indispensables à cette réflexion sur l'origine des matériaux, en particulier sur des minéraux très abondants comme l'analcime dans l'unité 1L1, la dolomite dans l'unité 1L2, et les variations de nature des carbonates dans les lamines et macules de 1L3.

Des observations ont été réalisées au MEB sur plusieurs échantillons de chacune des unités lithologiques. La nature chimique des grains observés a été systématiquement contrôlée par EDS en mode ponctuel (méthode paragraphe 5.2.).

Les faciès des principaux minéraux ont été examinés au MEB dans plusieurs échantillons issus des différentes unités sédimentaires de bassin distaux afin d'en distinguer les cristaux automorphes des cristaux usés / cassés et aux habitus indifférenciés. Bien entendu, ce *distinguo* suggère **deux origines possibles**, que nous cherchons à mettre en évidence : **formation par endogenèse / authigenèse ou apports par remaniement**.

7.3.1. Les habitus des carbonates

Comme l'ont montré les analyses précédentes (DRX et calcimétrie), les carbonates constituent une part importante des sédiments lacustres ; ils peuvent même constituer la quasi totalité des sédiments (comme la dolomite dans l'unité 1L2) ou être concentrés dans des lamines et macules (unité 1L3). Les différents carbonates rencontrés (calcite, aragonite et dolomite), lorsqu'ils sont formés *in situ*, peuvent témoigner de conditions de genèse particulières (Müller *et al.*, 1972). Ainsi, leur caractérisation la plus précise possible permettra, en plus de préciser les origines (détritisme / formation *in situ*), d'avoir des informations sur l'évolution des conditions paléoenvironnementales du Marais de Sarliève.

¹ En revanche, certaines phases détectées dans les roches et sols du bassin versant n'ont pas été retrouvées dans les sédiments lacustres : c'est le cas de l'augite. Mis à part l'hypothèse d'apports très restreints de ce minéral, l'augite, dont l'altérabilité est par ailleurs très élevée, possède un pic de diffraction principal qui se situe entre ceux de la calcite et de la dolomite. Ces deux carbonates, généralement abondants dans les sédiments lacustres, ont pu masquer la présence de l'augite dans les diffractogrammes.

a. La calcite

La calcite présente une grande diversité de faciès qui appartiennent à 3 principales catégories.

✱ La première concerne les **bioclastes** (Fig. 7.13 a et b). Ils proviennent essentiellement des valves d'ostracodes holocènes (où la calcite est légèrement magnésienne) mais peuvent également, en moindre proportion, provenir du remaniement des marnes oligocènes à *Cypris* présentes dans le bassin versant. **Dans le premier cas, la calcite s'est formée *in situ*, à partir d'éléments dissous issus de l'érosion chimique des versants.** Dans le deuxième cas, **les fragments sont issus de l'érosion mécanique.** Toutefois la calcite bioclastique est nettement minoritaire dans le remplissage sédimentaire, par rapport aux autres formes de calcite.

✱ La seconde catégorie regroupe les différents types de faciès « non automorphes » de calcite. Les faciès observés sont nombreux et concernent des cristaux d'aspect usés / cassés, mais surtout des agrégats polycristallins et autres cristaux ou fragments indifférenciés, de tailles variées (Fig. 7.13 c à f). **De tels objets montrant des signes d'usure suggèrent un héritage du bassin versant, lié à l'érosion mécanique des formations marno-calcaires.**

On trouve également des particules minuscules mêlées aux feuillets argileux, très difficiles à caractériser. Les observations au MEB des roches et sols du bassins ont, elles aussi, révélé la présence de divers habitus de calcite, souvent rencontrée en grains très petits mêlés à une matrice silicatée très fine.

Les deux premières catégories de calcite ont été rencontrées dans toutes les unités (sauf au sommet de l'unité 1L2 dolomitique). Dans de nombreux cas, les bioclastes remaniés depuis les versants semblent couverts d'un nourrissage de cristaux de calcite (Fig. 7.13 b).

✱ Les habitus regroupés dans la troisième catégorie présentent la caractéristique d'être nettement **automorphes**. Ces derniers présentent une large variété d'habitus, décrits par Bréhéret *et al.* (soumis). Ils sont souvent de petite taille, de l'échelle du micromètre ou plus petits. Leur composition minérale est variée : on trouve des cristaux de calcite faiblement magnésienne LMC (Low Magnesian Calcite) mais aussi de la calcite riche en Mg, HMC (High Magnesian Calcite) qu'il est parfois difficile de distinguer, en particulier lorsque les cristaux sont de très petite taille, et alors mêlés aux argiles. Bréhéret *et al.* (*op. cit.*) ont néanmoins observé dans les sédiments lacustres **une gradation complète entre la LMC et la HMC**. On peut d'autre part préciser qu'il n'est guère possible de distinguer une HMC d'une dolomite fortement calcique.

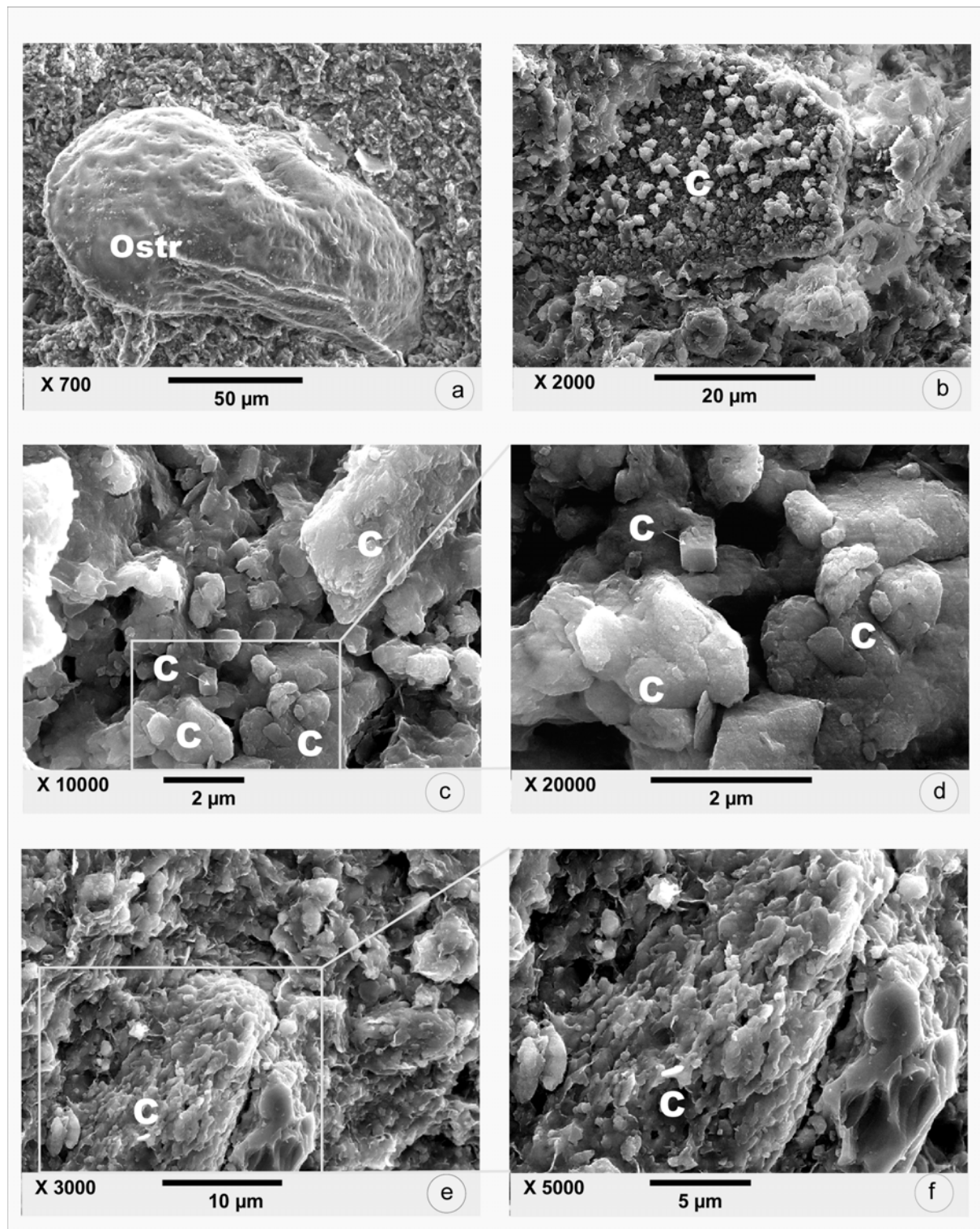


Fig. 7.13 : différents habitus de la calcite observée au MEB dans les sédiments du Marais de Sarliève (C : cristaux de calcite) ; a) valve d'ostracode (Ostr), calcite bioclastique légèrement magnésienne (SARL17 170-180 cm, 1L4) ; b) bioclaste ? recouvert de calcite secondaire (SARL14 552 cm, 1L1) ; c) différents faciès de calcite usée et agrégats polycristallins arrondis (SARL17 170-180 cm, 1L4) ; d) grandissement du cliché c ; e) fragment de calcite (polycristalline ?) présentant des marques de dissolution (SARL17 70-80 cm, 1L4) ; f) agrandissement du cliché e.

Les formes observées sont très diverses, leur recensement exhaustif serait fastidieux. Les habitus rencontrés le plus fréquemment sont décrits ci-après.

On trouve des formes oblongues irrégulières à surfaces granulaires qui rappellent celle de choux fleur (Fig. 7.14 a et b). On trouve également des cristaux assez gros et massifs (supérieurs ou égaux à 2 μm), à gradins d'accrétion (Fig. 7.14 c et d). Les principaux habitus de calcite automorphe sont rencontrés sous forme de minuscules cristaux. Certains nanocristaux peuvent être englués dans une matrice argileuse plus ou moins riche en MO. Des cristaux de quelques dizaines à centaines de nanomètres forment des agglomérats (Fig. 7.15 a et b). Dans certains cas, les agglomérats de minuscules cristaux semblent nourrir la surface de cristaux plus grands, peut-être détritiques, leur donnant un aspect granuleux (eux mêmes automorphes ou pas Fig. 7.15 c et d). Les cristaux sont souvent euhédriques, de quelques dizaines à quelques centaines de nanomètres (Fig. 7.16 a à d), formant des objets plus ou moins coalescents (Fig. 7.16 e à h). Les cristaux sont parfois regroupés en petites sphères < 10 μm (Fig. 7.17 a et b).

Le caractère automorphe de ces cristaux de calcite suggère que leur formation a eu lieu *in situ*, par endogénèse ou authigénèse à partir d'éléments dissous, issus de l'érosion chimique sur les versants du bassin.

Les **cristaux de calcite automorphes** ont été observés dans les unités 1L2 à 1L6. La calcite y est souvent présente en minuscules cristaux mêlés aux feuillets d'argiles qu'il n'a pas été possible de discerner au MEB, dans la majorité des cas. La partie inférieure de 1L2 comporte surtout de la calcite relativement riche en Mg, sous forme d'agglomérats de cristaux euhédriques (parfois particulièrement difficiles voire impossibles à distinguer de la dolomite calcique). Par ailleurs, la calcite est absente de la partie supérieure de 1L2 dans différents forages comme l'ont montré les DRX.

Les sédiments des différentes unités comportent dans l'ensemble un mélange d'objets apparemment cassés/usés et de cristaux automorphes formés *in situ*.

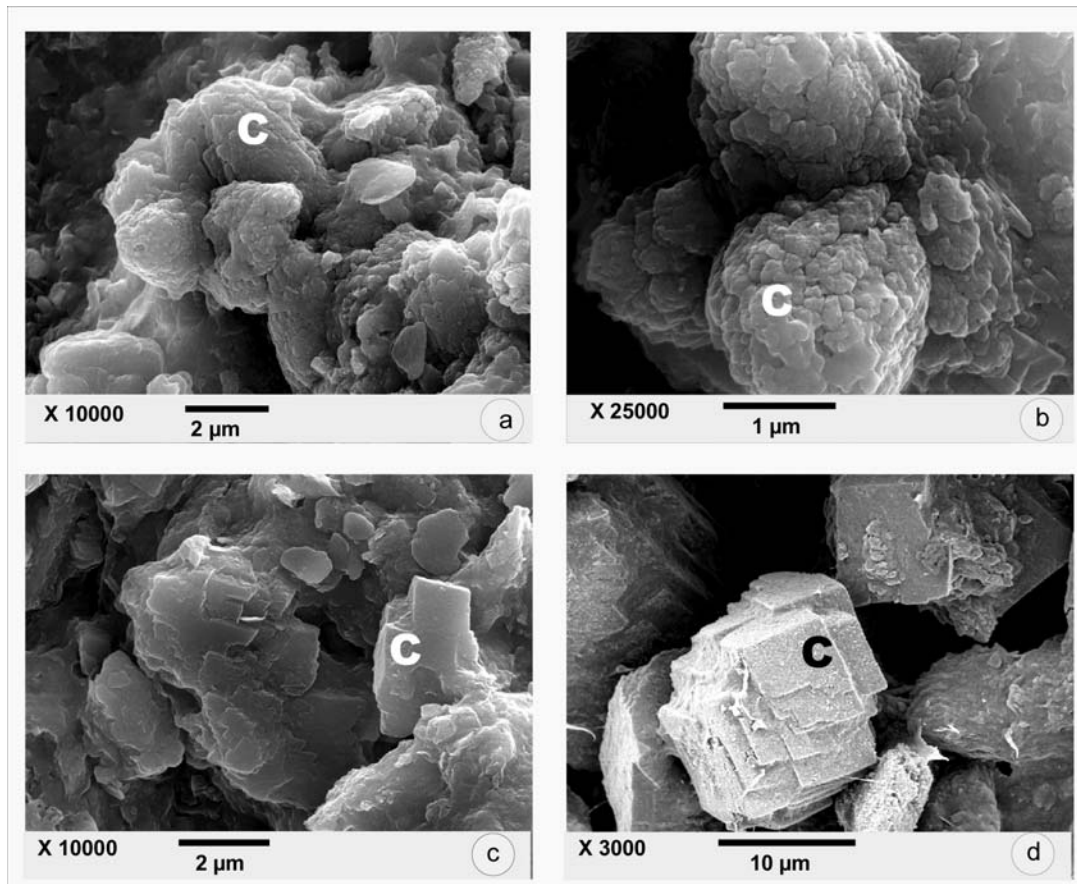


Fig. 7.14: différents habits de la calcite automorphe observée au MEB dans les sédiments du Marais de Sarliève ; a) calcite en objets allongés, surfaces granulaires (SARL17 303-313 cm, 1L3) ; b) calcite en structure « choux fleur » (SARL17 303-313 cm, 1L3) ; c) cristaux de calcite massifs, à gradins d'accrétion (SARL17 285,5 cm, 1L3) ; d) cristal de calcite à gradins d'accrétion (SP1 277 cm, 1L3).

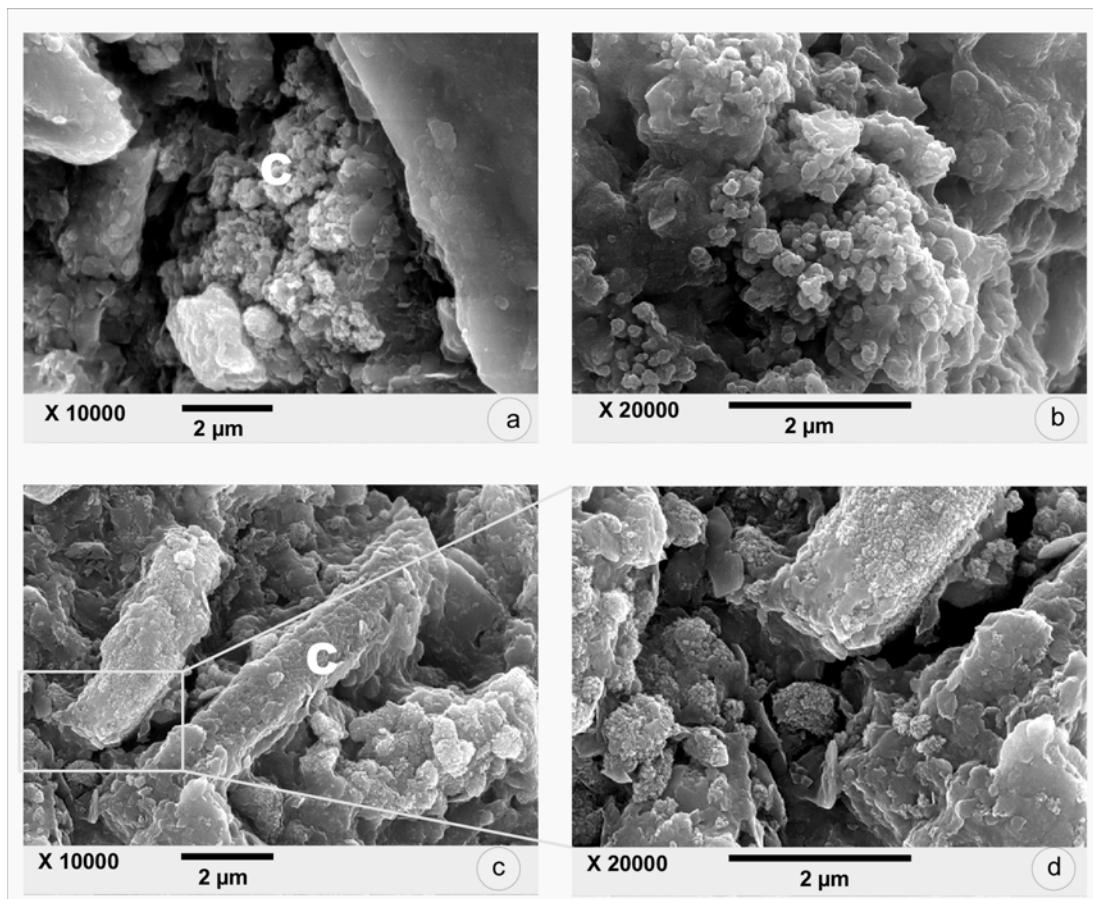


Fig. 7.15 : différents habits de la calcite automorphe observés au MEB dans les sédiments du Marais de Sarliève ; a) agglomérat de cristaux de calcite de quelques centaines de nm (SARL17 353 cm, 1L3) ; b) amas de nanocristaux de calcite engluées dans une matrice argileuse et organique (SARL17 285,5 cm, 1L3) ; c) cristaux allongés de carbonates, tapissés de nanocristaux de calcite (SARL17 207-210 cm, limite 1L3/1L4) ; d) agrandissement du cliché précédent, certains cristaux s'agglomèrent en petits amas.

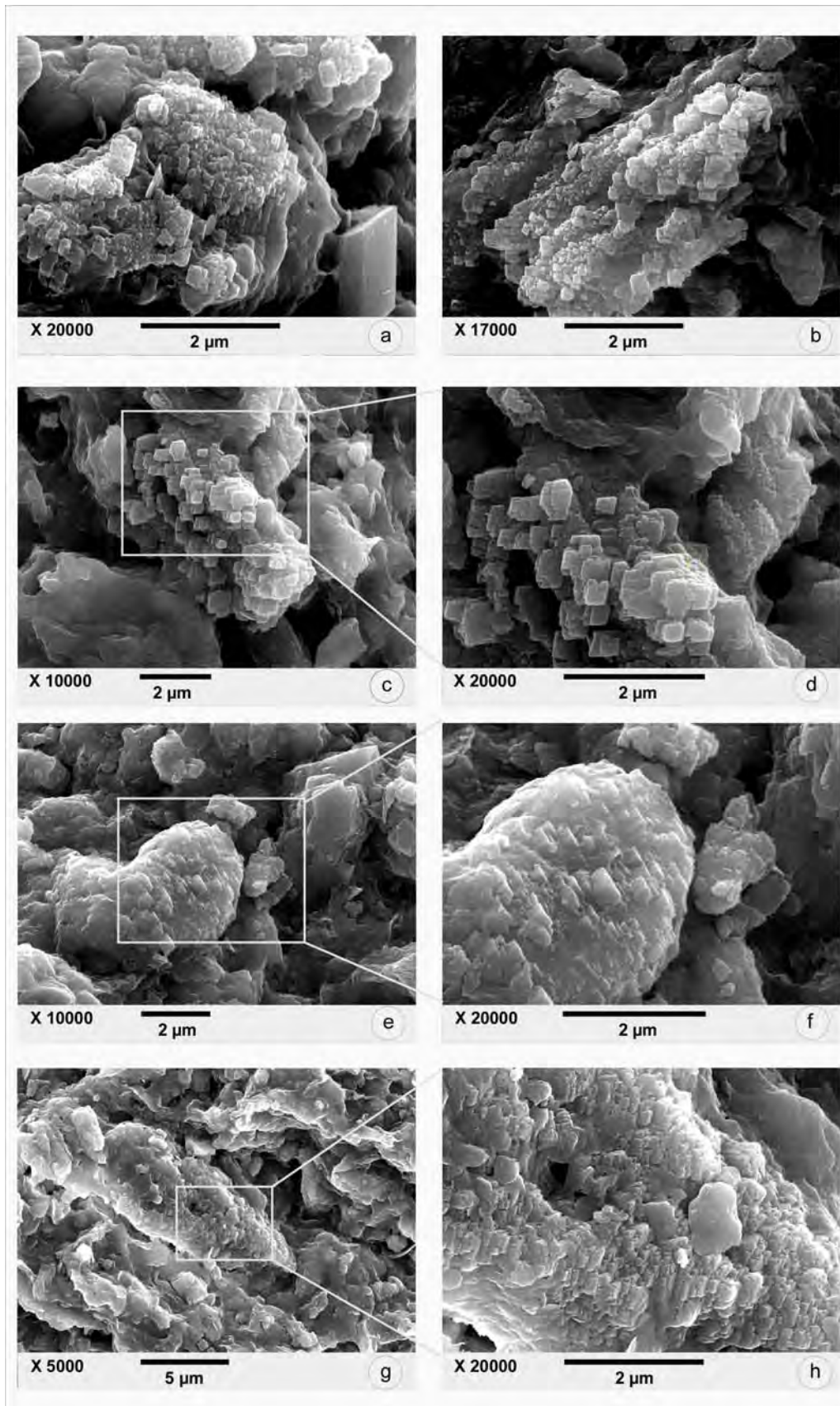


Fig. 7.16 : cristaux euhédriques de calcite (bioclaste recristallisé ?) observés au MEB dans les sédiments du Marais de Sarliève ; a) agglomérat de cristaux de calcite euhédriques (SARL17 281 cm, 1L3) ; b) agglomérat de cristaux de calcite euhédriques (SARL17 353 cm, 1L3) ; c) autre exemple de cristaux de calcite euhédriques (SARL17 281 cm, 1L3) ; d) agrandissement du cliché c ; e) calcite magnésienne à 14 % de MgO, présentant des cristaux euhédriques coalescents (SARL17 445 cm, 1L2) ; f) agrandissement du cliché e ; g) autre exemple de calcite magnésienne constituée de cristaux euhédriques (SARL17 170-180 cm, 1L4) ; h) agrandissement du cliché g.

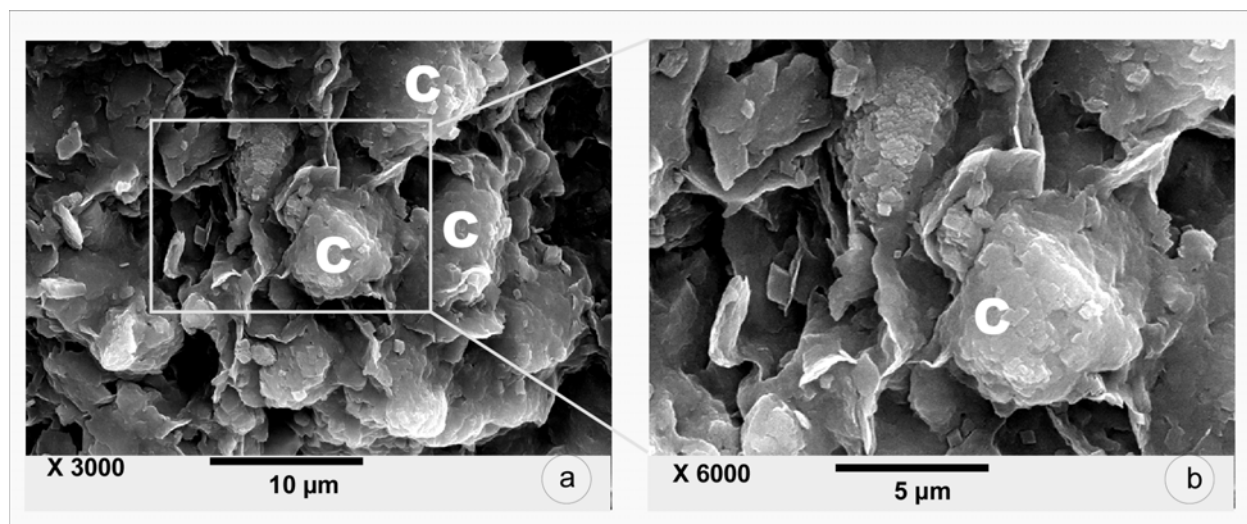


Fig. 7.17 : habitus de la calcite automorphe observée au MEB dans les sédiments du Marais de Sarliève (C : calcite) ; a) petites sphérules de nanocristaux de calcite au sein d'une matrice argileuse (SARL17 70-80 cm, 1L4) ; b) agrandissement du cliché b).

b. La dolomite

La dolomite a été observée selon deux principaux habitus : en gros **rhomboèdres** de la taille des silts présentant des cassures, et sous forme de **plus petits cristaux automorphes**, présentant différents types d'organisation (Bréhéret *et al.* soumis).

✱ Les rhomboèdres de dolomite ont généralement une taille comprise entre 10 et 50 µm (taille des silts) plus ou moins usés ou cassés et, dans certains cas recouverts de cristaux secondaires (Fig. 7.18 a à d). Nous avons montré la **fréquence de tels rhomboèdres de dolomite dans les marno-calcaires oligocènes du bassin versant et dans les sols développés à leurs dépens (voir paragraphe 5.5.1, Fig. 5.12), c'est pourquoi il nous paraît logique d'attribuer des objets à l'érosion mécanique des versants.**

Ces rhomboèdres ont été observés dans toutes les unités du marais, de la base au sommet du remplissage lacustre. Dans la plupart des cas, ils sont éparpillés dans une matrice plus fine, silto-argileuse, mais dans certains cas, ils constituent l'essentiel de lamines détritiques (Fig. 7.18 a).

✱ Des **petits cristaux automorphes** de dolomite constituent le second habitus. Dans l'ensemble, ils sont très petits (souvent compris entre 20 à 150 nm, mais parfois plus), isolés mais plus souvent agglomérés ; ils peuvent également être massifs. Les faciès rencontrés sont décrits ci-après.

Des **microsphères** (1), souvent plus ou moins allongées, de taille comprise entre 0,5 et 1,5 µm, sont de loin les plus fréquentes (Fig. 7.19 a, b et c). Elles présentent généralement une surface granuleuse, résultat de l'assemblage très intime de petits rhomboèdres, mais possèdent d'autres fois un aspect plus régulier, avec des surfaces plus lisses. Cet aspect semble être lié à la présence d'un film organique très fin qui entoure les microsphères. Lorsque un tel film a disparu, les faces des petits cristaux sont visibles, et on observe souvent des microsphères possédant des gradins d'accrétion, indiquant un stade plus avancé de cristallisation.

Des **nanosphères** (2) dolomitiques ont aussi été rencontrés (Fig. 7.19 d), souvent en association avec de la matière organique. Leur taille est modeste : environ 300 nm, et même plus petite.

Moins abondants, des **cristaux isolés** (3) ont également été observés. Leur taille est comparable à celle des cristaux qui composent les micro et nanosphères (20 à 150 nm).

Le dernier type de faciès mis en évidence dans les sédiments lacustres résulte de l'**assemblage massif** (4) de petits cristaux de dolomite rhomboédriques (généralement inférieurs à 500 nm) (Fig. 7.19 e et f). L'enchevêtrement de ces cristaux est à l'origine de formes complexes dotées de très nets gradins d'accrétion. **Cette organisation serait le résultat de la coalescence de microsphères recristallisées.**

L'aspect automorphe de ces petits cristaux de dolomite indique qu'ils ne sont manifestement pas détritiques, mais bien formés *in situ*, au cours de l'Holocène (endogenèse ou diagenèse précoce, aspect discuté chapitre 9), ce qui renvoie au « *dolomite problem* » évoqué précédemment.

Les trois premiers faciès de **dolomite automorphe** décrits sont communément présents dans de **petites macules** dispersées dans la matrice silto-argileuse et dans de **fines lamines généralement regroupées en faisceaux** (unité 1L3). Le **faciès massif** (4) est, quant à lui, caractéristique de l'unité **dolomitique 1L2**. Ce minéral est assez fréquemment associé à de la matière organique, et il semble qu'il y ait une bonne corrélation entre les lamines organiques et les lamines dolomitiques, ce qui avait été observé à l'échelle macroscopique.

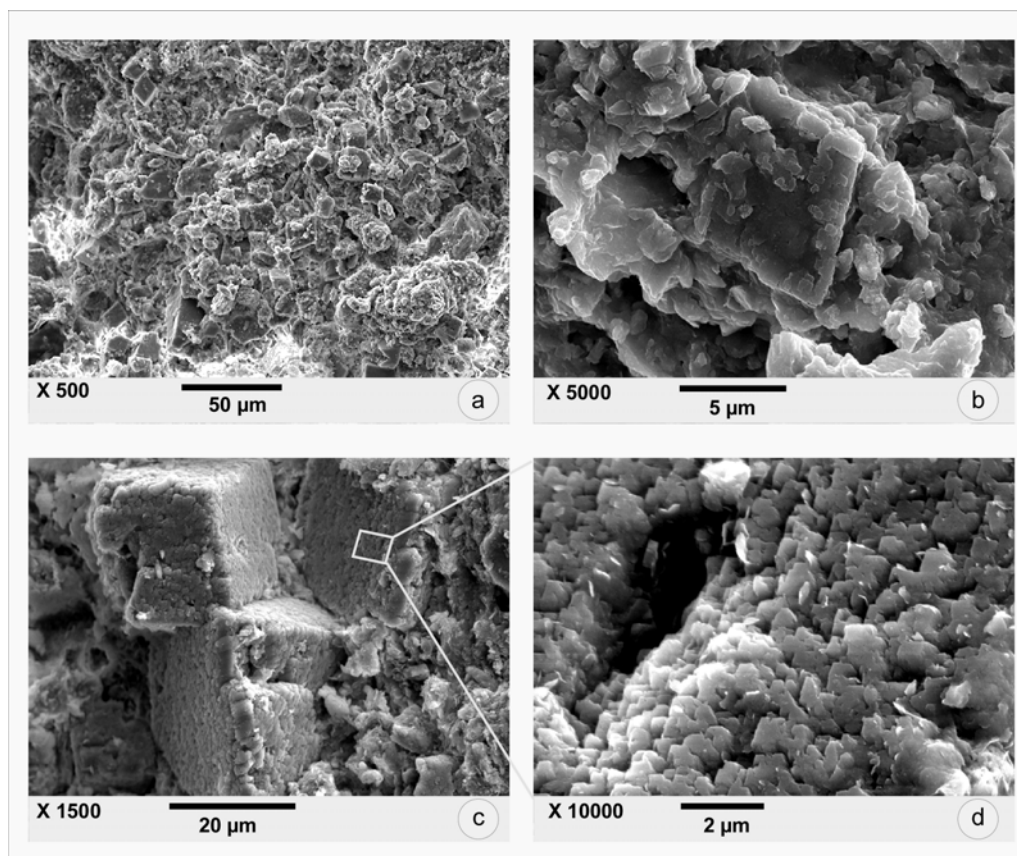


Fig. 7.18 : rhomboédres de dolomite observés au MEB dans les sédiments du Marais de Sarliève ; a) nombreux rhomboédres de dolomite dans une lamine détritique (SARL17 253-260 cm, 1L3) ; b) exemple d'un rhomboédre de dolomite isolé dans une matrice argileuse et calcitique, SARL17 170-180 cm, 1L4 ; c) autre exemple de rhomboédres de dolomite (SARL14, 552 cm, 1L1) ; d) agrandissement du cliché c), surface partiellement dissoute (?) d'un rhomboédre de dolomite présentant des petits cristaux secondaires.

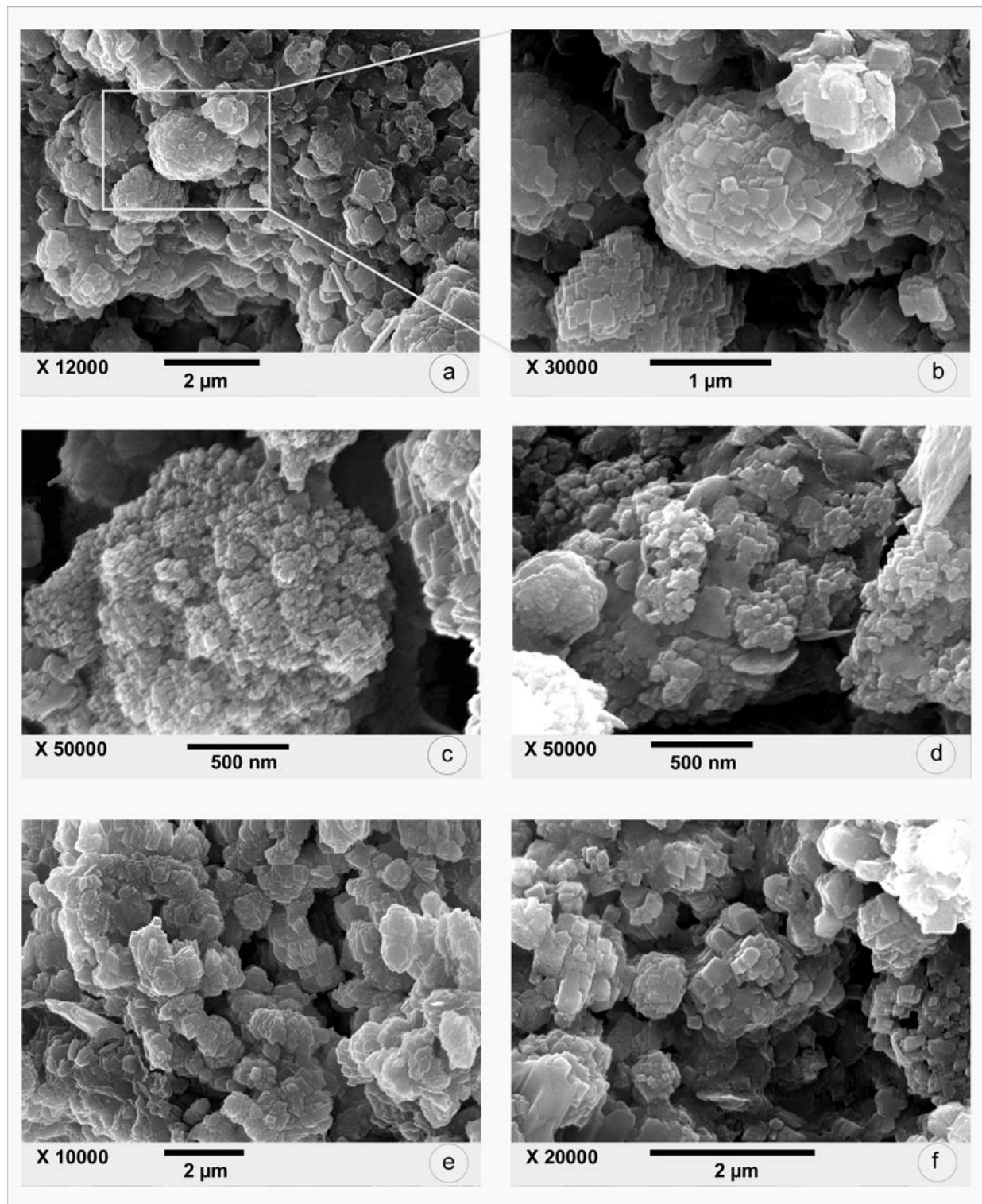


Fig. 7.19 : petits cristaux automorphes de dolomite observés au MEB dans les sédiments du Marais de Sarliève ; a) microsphères composées de nanocristaux (SARL14, 480-482 cm, 1L2) ; b) agrandissement du cliché précédent, zoom sur une microsphère (SARL14, 480-482 cm, 1L2) ; c) autre exemple de microsphère de dolomite constituée de minuscules cristaux (SARL10, 405-422 cm, 1L3) ; d) nanosphère de dolomite (SARL17, 303-313, 1L3) ; e) assemblage massif de cristaux de dolomite automorphe micrométrique (SARL9, 444 cm, 1L2) ; f) autre exemple d'assemblage massif de cristaux de dolomite automorphe micrométrique (SARL14, 480-482 cm, 1L2).

c. L'aragonite

Trois structures ont été observées dans le remplissage (Bréhéret *et al.* soumis) .

✱ Le premier type constitue les **squelettes** d'organismes, principalement des **macroorganismes**, et surtout des gastéropodes, abondants dans certains niveaux (couche noire 1L5 / 2L5). Les gastéropodes peuvent être terrestres ou aquatiques.

✱ L'aragonite a plus fréquemment été observée sous la forme d'assemblages de cristaux automorphes de taille micrométrique (2 et 7 μm) et de forme **aciculaire à ellipsoïdale (habitus 1)**. Dans cet habitus, deux principaux types peuvent être différenciés : le type « **rice grain** » (Fig. 7.20 a et b) et le type « **needle** » (Fig. 7.20 c et d). Ces assemblages ont été trouvés dans des macules, ou parfois dans des lamines discontinues (plus exactement constituées de plusieurs macules sublitées).

Ces petits cristaux d'aragonite (métastables aux conditions de température et pression normales Deer *et al.*, 1966) ne peuvent provenir d'apports détritiques, ce minéral n'ayant pas été détecté dans les formations du bassin versant. Ces cristaux aciculaires à ellipsoïdaux formés *in situ*, sont donc liés aux apports par érosion chimique.

Le type « **rice grain** » est clairement polycristallin, constitué d'un assemblage de très petits cristaux plus ou moins allongés selon l'axe principal de l'ellipsoïde. La taille moyenne de ces grains est de 3 à 6 μm . L'aspect « **rice grain** » est le résultat de couches additionnelles de petits cristaux de quelques dizaines de nm (Fig. 7.20 a et b).

Le type « **needle** » est plus fréquent. D'aspect plus idiomorphique, ces cristaux sont formés d'un plus petit nombre de cristaux accolés, plutôt allongés selon l'axe long de l'assemblage, et présentent de larges faces visibles. La taille de ces assemblages est comparable à celle des types « **rice grain** » (Fig. 7.20 c et d).

Il a fréquemment été observé des assemblages d'aragonite qui ne peuvent être attribués sans équivoque à l'un ou l'autre des deux types décrits précédemment. Les observations amènent à penser qu'il existe - si ce n'est un continuum - au moins un lien entre les structures « **needle** » et « **rice grain** » de l'aragonite. Par ailleurs certains de ces assemblages brisés ont permis d'observer un vide de 0,7 à 0,9 μm , qui pourrait correspondre au moule d'un microorganisme disparu.

✱ Le dernier habitus observé (**habitus 2**) correspond à des **microsphères coalescentes** plus ou moins allongées qui ressemblent à des petites bulles. Elles sont composées de cristallites arrondis très petits (environ 20 à 50 nm) ; ces nanocristaux sont plus ou moins arrangés en lignes, avec une disposition radiaire depuis une lumière centrale (Fig. 7.20 e et f). Cet habitus résulte d'une formation *in situ* dont les processus seront discutés dans le chapitre 9.

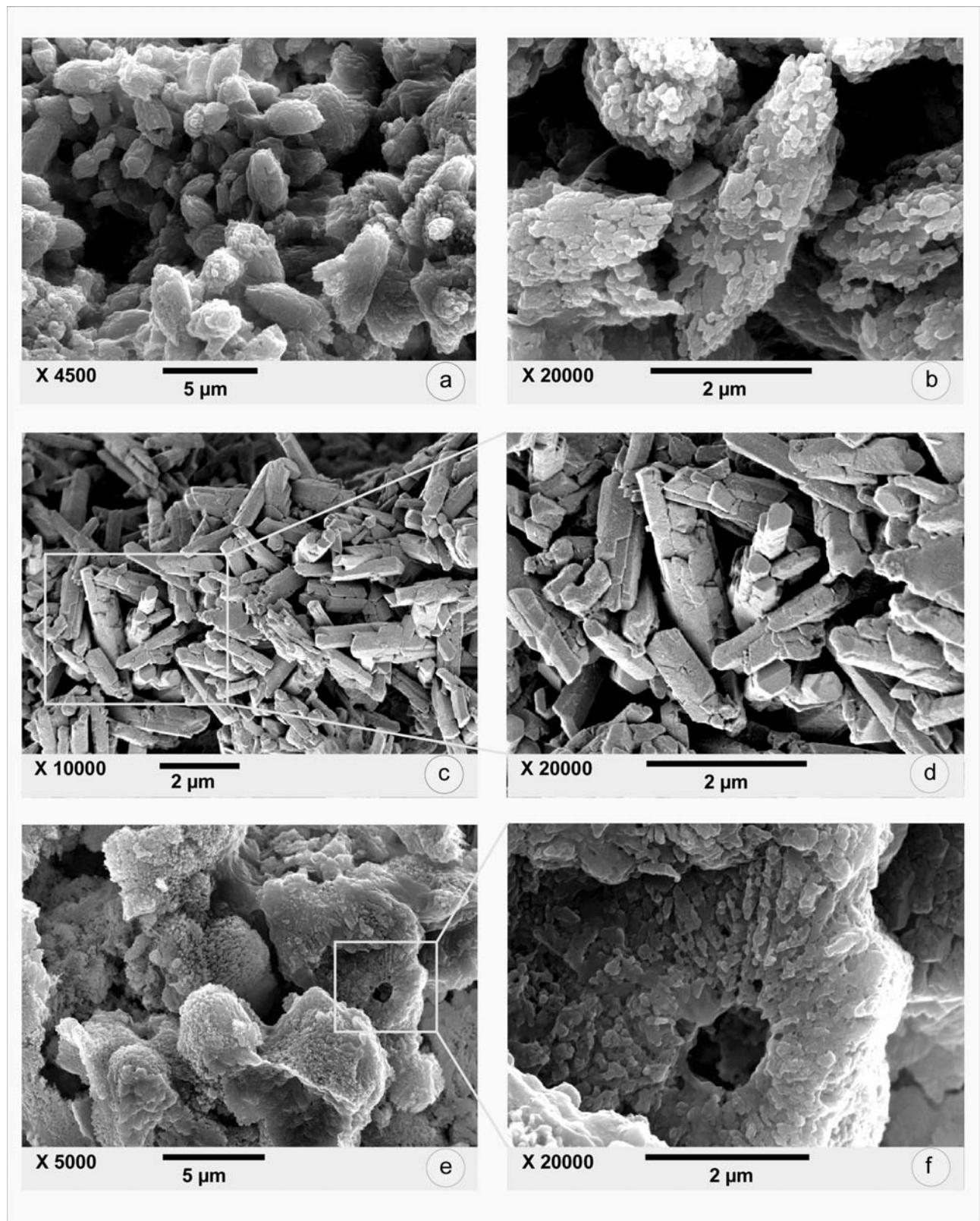


Fig. 7.20 : petits cristaux automorphes d'aragonite observés au MEB dans les sédiments du Marais de Sarliève ; a) assemblage de très petits cristaux d'aragonite d'habitus de type « rice grain » (SARL17, 303-313 cm, 1L3) ; b) autre exemple d'aragonite de type « rice grain » ayant subi une dissolution partielle (SARL17, 303-313 cm, 1L3) ; c) aiguilles d'aragonite, type « needles » (SARL10, 395 cm, 1L3) ; d) « needles », agrandissement du cliché précédent (SARL10, 395 cm, 1L3) ; e) microsphères coalescentes d'aragonite, composées de très petits cristallites (SARL17, 313-323 cm, 1L3) ; f) agrandissement du cliché précédent, zoom sur une des sphères d'aragonite, dont une lumière centrale est visible (SARL17, 313-323 cm, 1L3).

7.3.2. Les habitus des silicates et autres minéraux

Le quartz

Le quartz est présent dans toutes les unités, en quantité relativement importante comme l'ont montré les analyses par DRX. Malgré cela, les « rencontres microélectroniques » avec ce minéral dans les sédiments lacustres sont restées assez limitées. Lorsqu'il a été identifié, c'est sous forme de fragment cassé et usé, de la taille des silts, entre 2 et 20 µm en général (Fig. 7.21 a à d). Il est probable que le quartz est présent sous forme de microcristaux difficiles à détecter au sein de la matrice argilo-carbonatée. Par ailleurs, il est possible que la « subjectivité de l'œil » lors des observations puisse être à l'origine d'une sous-représentation du quartz... **Les « gros » fragments observés, étant donné leur habitus, sont assurément issus de l'érosion mécanique sur les versants.**

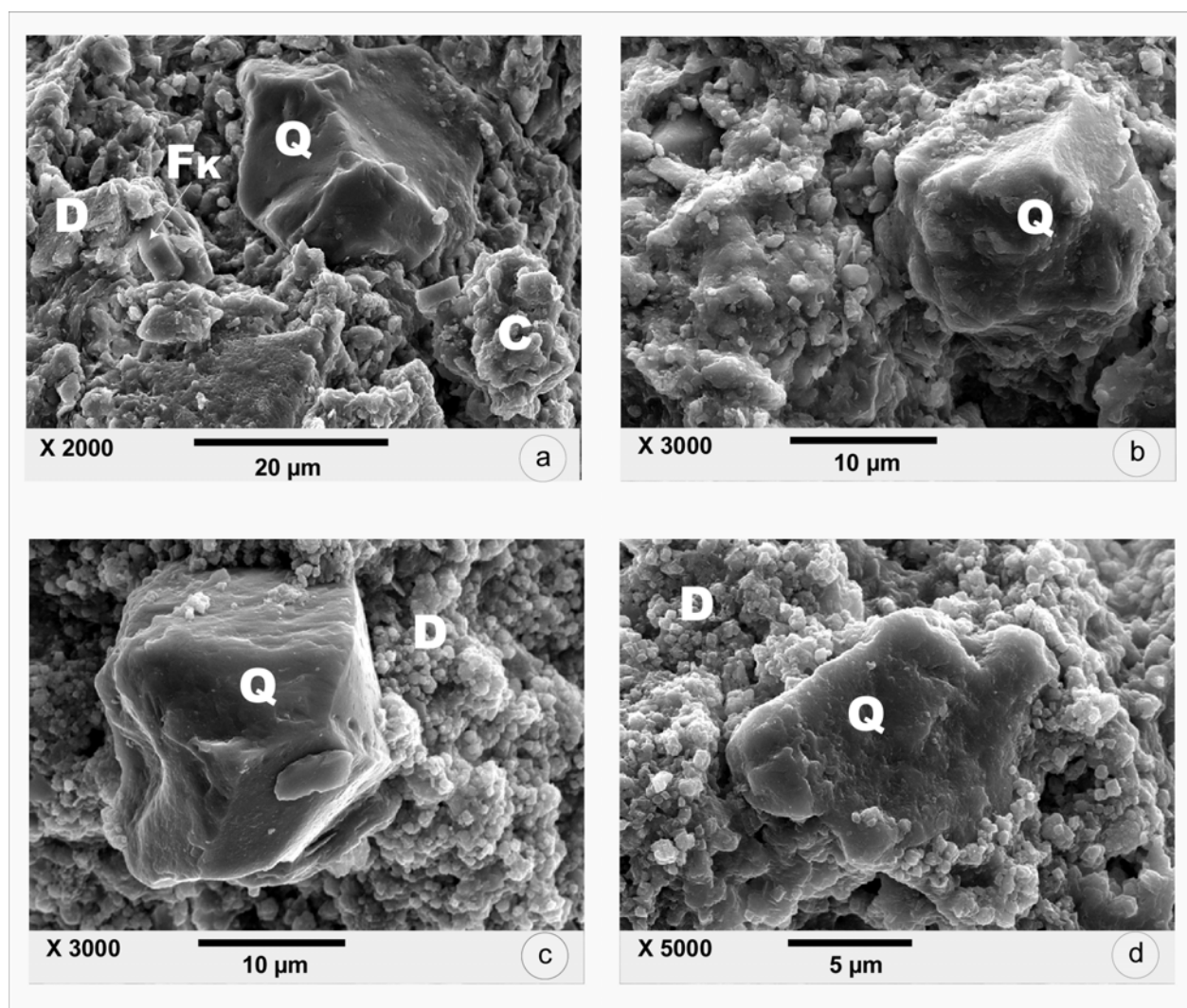


Fig. 7.21 : différents habitus de quartz rencontrés dans les sédiments de bassins distaux du Marais de Sarliève (Q, quartz ; Fk, feldspath potassique ; C, calcite ; D, dolomite) ; a) grain de quartz cassé, dans une matrice silto-argileuse, (SARL17, 200-203 cm, base de 1L4) ; b) grain de quartz usé, dans une matrice silto-argileuse, (SARL17, 260 cm, sommet de 1L3) ; c) grain de quartz usé, dans une matrice dolomitique, (SARL14, 491 cm, 1L2) ; d) grain de quartz cassé, dans une matrice dolomitique (SARL17, 491 cm, 1L2).

Les feldspaths

Les feldspaths ont été rencontrés dans toutes les unités du remplissage, à l'exception de l'unité 1L1 très pauvre, voire dépourvue de feldspaths (cas de SARL14). Différents types de feldspaths ont été identifiés : des feldspaths plagioclases et des feldspaths potassiques plus ou moins sodiques.

✖ Les **plagioclases** observés au MEB présentent des compositions et aspects divers. Des **plagioclases calciques** (anorthite ?), rarement rencontrés, se présentent en cristaux cassés d'environ 10 μm (Fig. 7.22 a). Des **plagioclases sodiques** (albite ?), en cristaux cassés, de la taille des silts (2 à 20 μm) ont également été rencontrés (Fig. 7.22 b). Des **plagioclases calcisodiques**, un peu plus abondants (andésine ?) ont été observés selon deux habitus : en cristaux usés et cassés (de 5 à 10 μm environ) (Fig. 7.22 c et d) et en cristaux **automorphes** peu ou pas usés de 2 à 20 μm (Fig. 7.22 e à h).

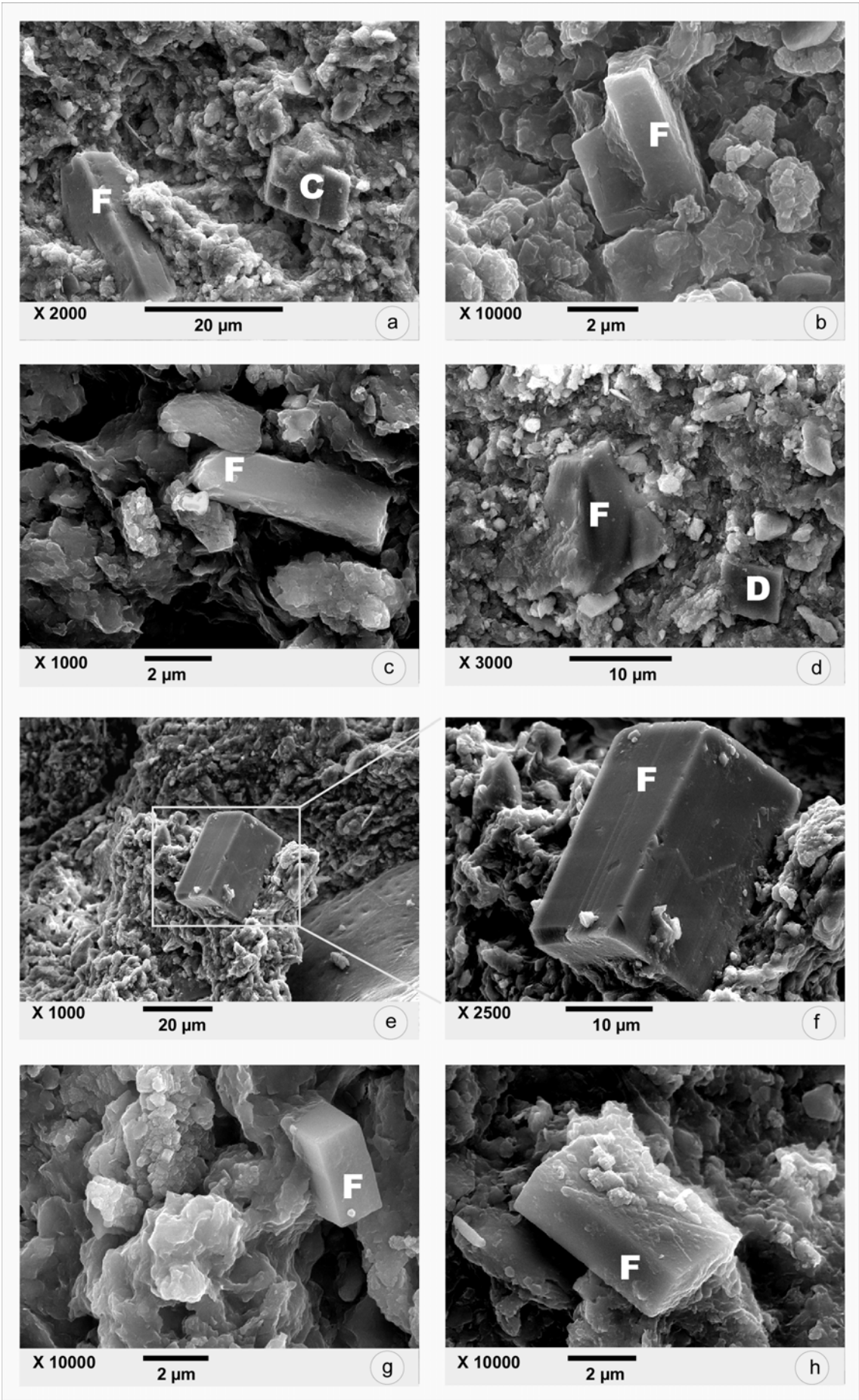
✖ Des **feldspaths potassiques** d'aspects divers, plus ou moins enrichis en Na, comportant parfois une faible proportion de Ca, ont été observés dans les sédiments, généralement sous deux aspects : en éléments cassés / usés (Fig. 7.23 a et b), et en cristaux automorphes (Fig. 7.23 c à h). Des **orthoses automorphes** et en fragments **cassés / usés** indéterminés (2 à plus de 10 μm) ont été rencontrées. Les cristaux **automorphes** d'orthose présentent plusieurs habitus : nets polyèdres tricliniques (Fig. 7.23 c à e), parfois légèrement usés, et minéraux comportant diverses facettes anguleuses (Fig. 7.23 f). Des orthoses riches en Na, contenant parfois un peu de Ca ont également été observés : cassés / usés (environ 10 à 20 μm , Fig. 7.23 g) ou **automorphes** (< 5 μm , Fig. 7.23 h).

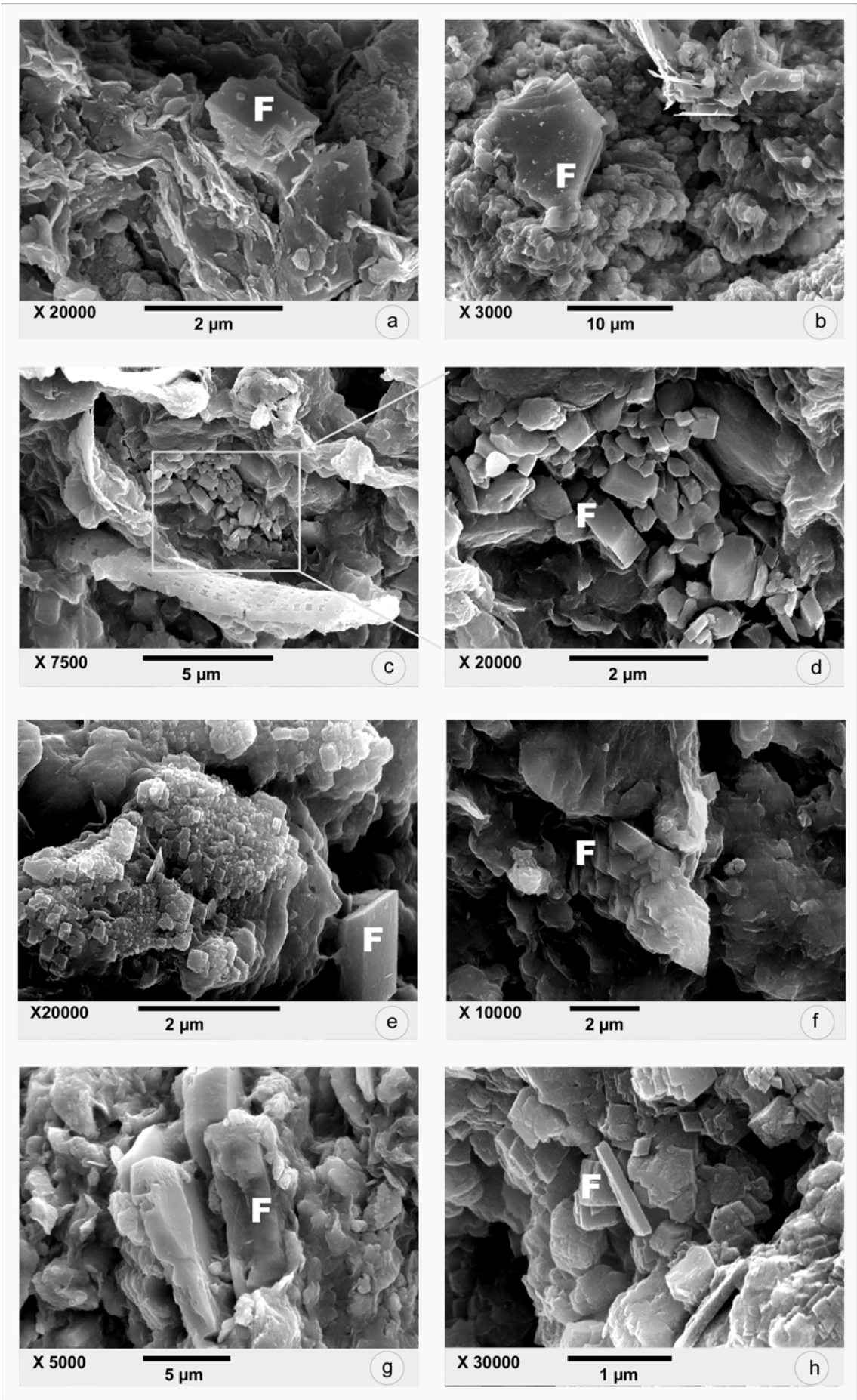
L'aspect automorphe et la petite taille (inférieure ou proche de 2 μm) de certains feldspaths laisse penser à une **origine authigène** de ces minéraux (en particulier Fig. 7.22 g et Fig. 7.23 c, d, e, h). **Certains feldspaths auraient ils pu se former par diagenèse précoce dans les sédiments, comme c'est le cas des feldspaths potassiques des sédiments éocènes du lac Gosiute (Surdam et Parker, 1972) ?** Sur ce point, il est difficile de statuer, d'autant plus que des feldspaths authigènes automorphes ont été trouvés dans l'Oligocène du bassin versant.

Les unités 1L3 (interlamines) et 1L4 à 1L6 comportent des assemblages des différents types de feldspaths décrits précédemment. Cependant, dans l'unité dolomitique 1L2, ce sont quasi exclusivement des feldspaths potassiques (là encore sous différents aspects) qui ont été observés.

Fig. 7.22 : différents habitus de feldspaths alcalins observés au MEB dans les sédiments du Marais de Sarliève (F, feldspaths ; C, calcite, D ; dolomite) ; a) plagioclase calcique cassé dans une matrice argilo-carbonatée (SARL17, 253 cm, 1L3) ; b) plagioclase sodique cassé dans une matrice dolomitique (SARL9, 444 cm, 1L2) ; c) plagioclase sodi-calcique cassé dans une matrice argilo-carbonatée (SARL17, 281 cm, 1L3) ; d) plagioclase sodi-calcique très usé dans une matrice argilo-carbonatée (SARL17, 353 cm, 1L3) ; e) plagioclase sodi-calcique automorphe dans matrice silto-argileuse carbonatée (SARL17, 200 cm, base de 1L4) ; f) agrandissement du plagioclase du cliché précédent (SARL17, 200 cm, base de 1L4) ; g) plagioclase sodi-calcique automorphe (SARL17, 281 cm, 1L3) ; h) plagioclase sodi-calcique automorphe (SARL17, 353 cm, 1L3).

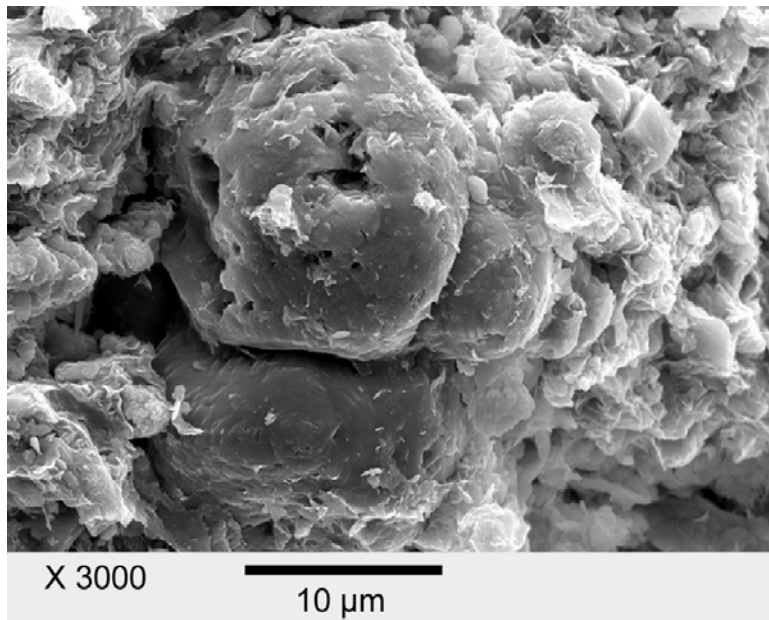
Fig. 7.23 : différents habitus de plagioclases observés au MEB dans les sédiments du Marais de Sarliève (F, feldspaths) ; a) feldspath potassique cassé dans une matrice argilo-carbonatée (SP1, 254-264 cm, 1L3) ; b) feldspath potassique cassé dans une matrice argilo-carbonatée (SARL17, 353 cm, 1L3) ; c) feldspaths potassiques automorphes logés dans une valve de diatomée (SARL10, 395-405 cm, 1L3) ; d) agrandissement du cliché précédent (SARL10, 395-405 cm, 1L3) ; e) feldspath potassique automorphe dans une matrice calcitique (SARL17, 281 cm, 1L3) ; f) feldspath potassique à facettes anguleuses (SARL17, 281 cm, 1L3) ; g) feldspath potassique sodique cassé dans une matrice argilo-carbonatée (SARL17, 285 cm, 1L3) ; h) feldspath potassique sodique automorphe dans une matrice dolomitique (SARL14, 491 cm, 1L2).





L'analcime

L'analcime a été rencontrée dans toutes les unités sédimentaires, à l'exception des lamines carbonatées. Elle y est présente de façon très disparate, en faible proportion (généralement trop peu abondante pour avoir pu être détectée par DRX), sous forme de cristaux usés, émoussés, et généralement



compris entre 10 et 20 µm, dont on peut généralement reconnaître l'habitus (Fig. 7.24). Par ailleurs, on peut penser que certains fragments, lorsqu'ils sont très usés, sans habitus reconnaissable, ont pu être confondus avec des feldspaths sodiques. **Les analcimes aux faciès usés proviennent sans équivoque de remaniements des formations marno-calcaires oligocènes sur les versants.**

Fig. 7.24 : exemple de cristaux d'analcime usés observé au MEB dans une lamine détritique des sédiments du Marais de Sarliève (SP1, 276 cm, 1L3).

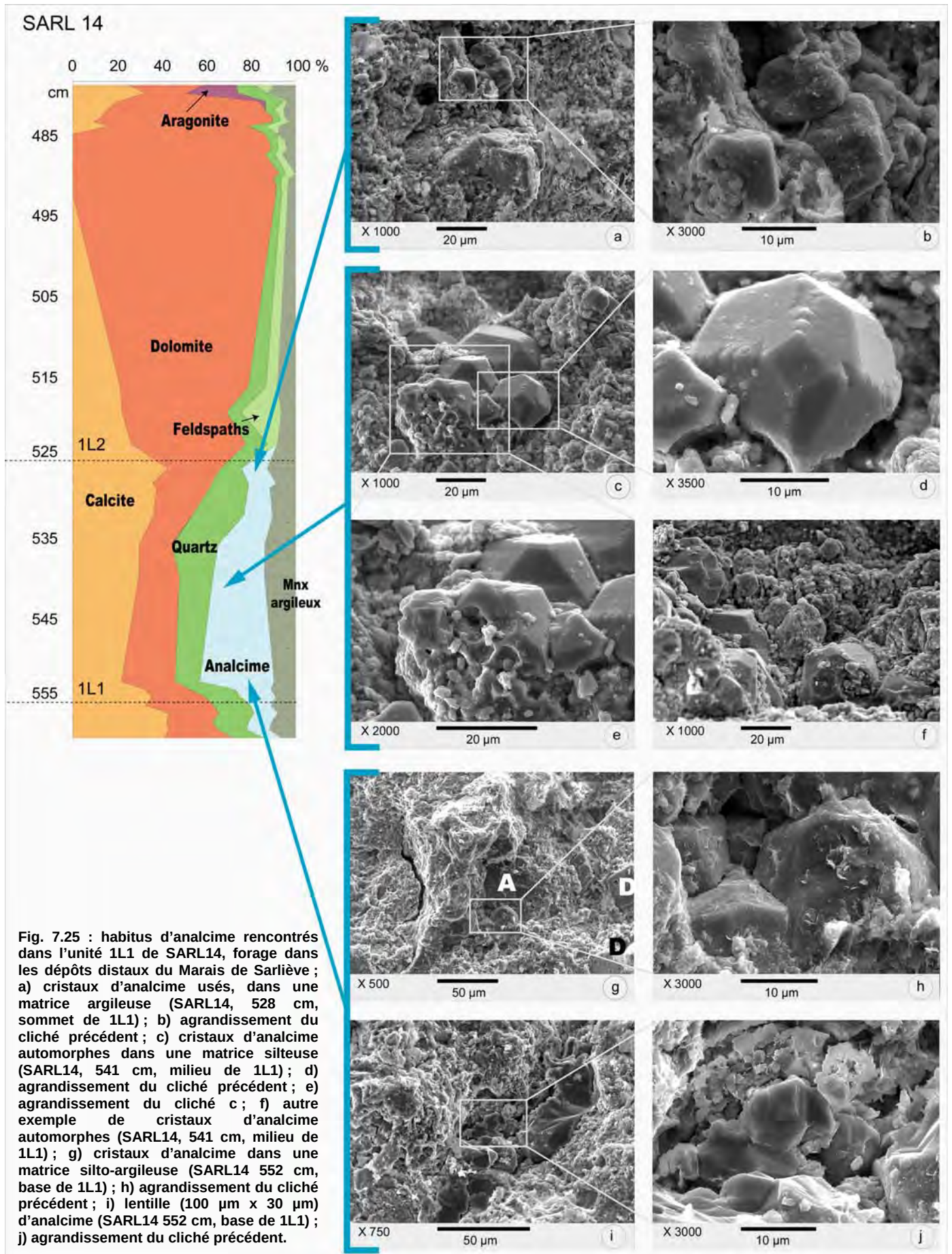
Cependant, l'analcime présente un intérêt tout particulier dans les sédiments de l'**unité 1L1** où elle constitue une composante importante. Elle est notamment très abondante dans l'unité 1L1 de SARL14. Les habitus s'avèrent légèrement différents lorsque l'on progresse de la base au sommet de 1L1, comme nous pouvons le voir sur la Fig. 7.25 a à j.

A la base de l'unité (échantillon SARL14 552 cm, Fig. 7.25 g, h, i et j), dans la zone où l'analcime est présente en plus forte proportion, celle-ci semble remplir des cavités. Cela est particulièrement bien visible sur la Fig. 7.25 j, où l'analcime semble avoir rempli une lentille de plus de 100 µm de long sur 30 à 40 µm de large.

Au milieu de l'unité 1L1 (échantillon SARL14 541 cm, Fig. 7.25 a à f), l'analcime a pu être observée en groupes de cristaux de la taille des silts, possédant de très beaux habitus **automorphes**. Ils semblent s'être développés sur des particules de l'encaissant.

Ces caractéristiques semblent bien attester une origine authigène de ces analcimes dans 1L1.

A la partie supérieure de l'unité 1L1, l'analcime est rencontrée en groupes de cristaux, toujours de la taille des silts, mais sont beaucoup plus usés, émoussés, laissant entrevoir la possibilité d'une origine détritique depuis les versants, ou d'un remaniement sur place des sédiments déjà déposés.



Il semble qu'il existe une gradation de faciès dans la distribution de l'analcime dans l'unité 1L1. Il est envisageable que cela traduise une évolution de l'origine et / ou des conditions de mise en place de l'analcime (aspects développés ultérieurement).

L'authigenèse d'analcime dans des sédiments récents de lacs salins à apports volcaniques, a été mise en évidence dans divers sites à la surface du globe. Toutefois, l'interprétation de l'origine de l'analcime est délicate à établir, d'autant plus que les roches de bassin versant comportent également ce minéral sous différents faciès.

Les observations au MEB ont permis d'observer des minéraux qui n'étaient toutefois pas suffisamment abondants pour être détectés par DRX. Bien que présents en très faible quantité dans les sédiments lacustres (donc non considérés pour le bilan de matière), leur présence est susceptible d'apporter des informations sur les paléoenvironnements.

Les sulfures de fer

Des sulfures de fer ont été rencontrés dans les unités 1L1 à 1L3. Ils se présentent généralement sous la forme de framboïdes disséminés dans la matrice silto-argileuse plus ou moins carbonatée (Fig. 7.26 a et b). Des sulfures de fer possédant des habitus différents ont également été observés. Des sphères de quelques micromètres à microsphères apparemment « coalescentes » (Fig. 7.26 c et d) et des microsphères d'apparence feuilletée (4 à 5 μm de diamètre) (Fig. 7.26 e et f) ont notamment été observées.

Dans tous les cas, les framboïdes de pyrite, (particulièrement communs dans les shales anoxiques), se sont formées *in situ*, au cours de la diagenèse précoce par réduction des sulfates.

Le gypse

Du gypse a été rencontré dans les unités 1L1 à 1L3, dans la grande majorité des cas sous forme d'une pellicule englobant tous les minéraux de l'encaissant. De rares cristaux automorphes ont été rencontrés dans les sédiments (Fig. 7.27 a et b).

La célestite

La célestite (sulfate de strontium) a été rencontrée uniquement dans l'unité dolomitique 1L2. Les cristaux présentent une forme **de baguette plus ou moins allongée** (Fig. 7.28 a et b) ou **aplatie** (Fig. 7.28 c et d), de 2 à 10 μm de section sur 10 à 20 μm de long, d'aspect automorphe, qui suggère une **formation *in situ***, d'autant plus que ce minéral n'a pas été observé dans les roches et sols du bassin versant. La célestite ne peut être liée au détritisme. Par ailleurs, nous verrons dans le chapitre 9 que la compréhension des mécanismes de sa formation apportera des éléments relatifs aux paléoenvironnements.

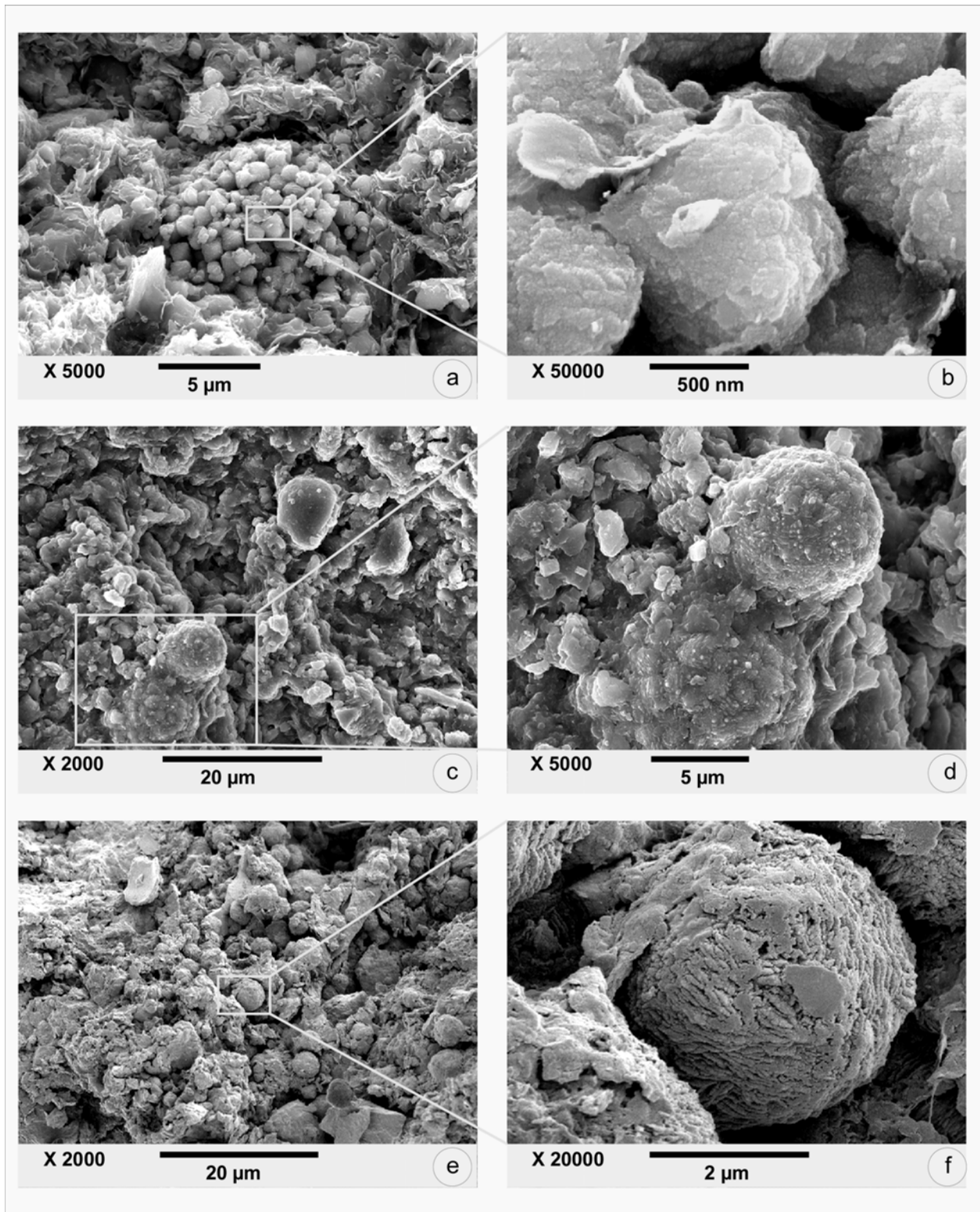


Fig. 7.26 : différents habitus de pyrite observés au MEB dans les sédiments du Marais de Sarliève ; a) framboïde formé par l'assemblage de microsphères de pyrite non coalescentes (SP1, 276 cm, 1L3) ; b) agrandissement sur une microsphère du cliché précédent ; c) exemples de framboïdes de pyrite avec des microsphères plus coalescentes (SARL17, 445 cm, 1L2) ; d) agrandissement du cliché précédent ; e) microsphères pyriteuses « feuilletées » (SP1, 277 cm, 1L3) ; f) agrandissement du cliché précédent.

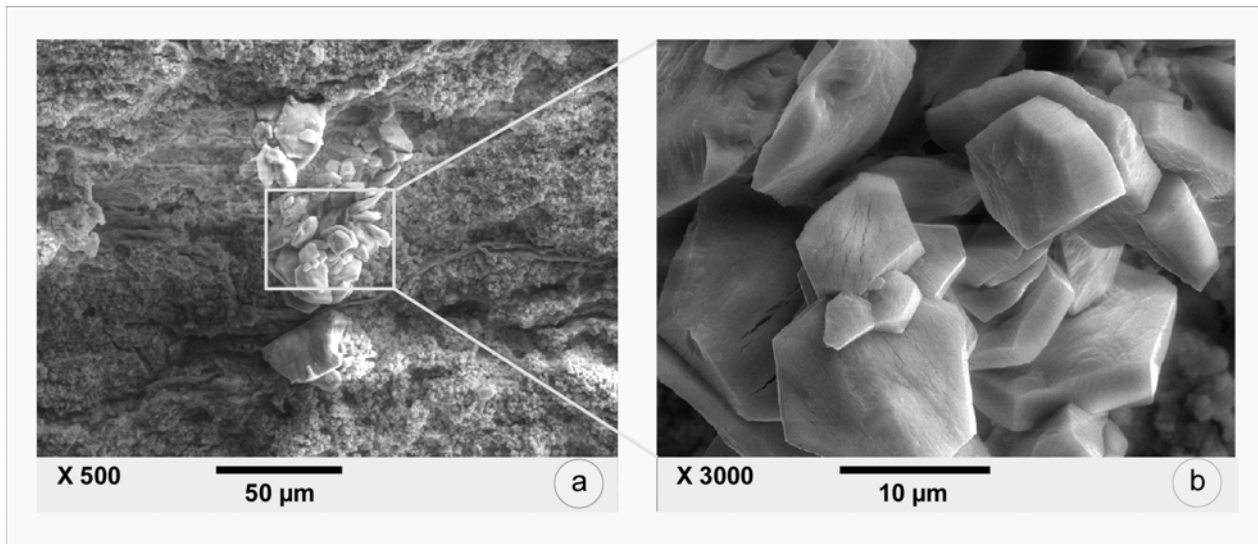


Fig. 7.27 : cristaux automorphes de gypse observés au MEB dans les sédiments du Marais de Sarliève ; a) cristaux de gypse agglomérés (SARL9, 444 cm, 1L2) ; b) agrandissement du cliché précédent.

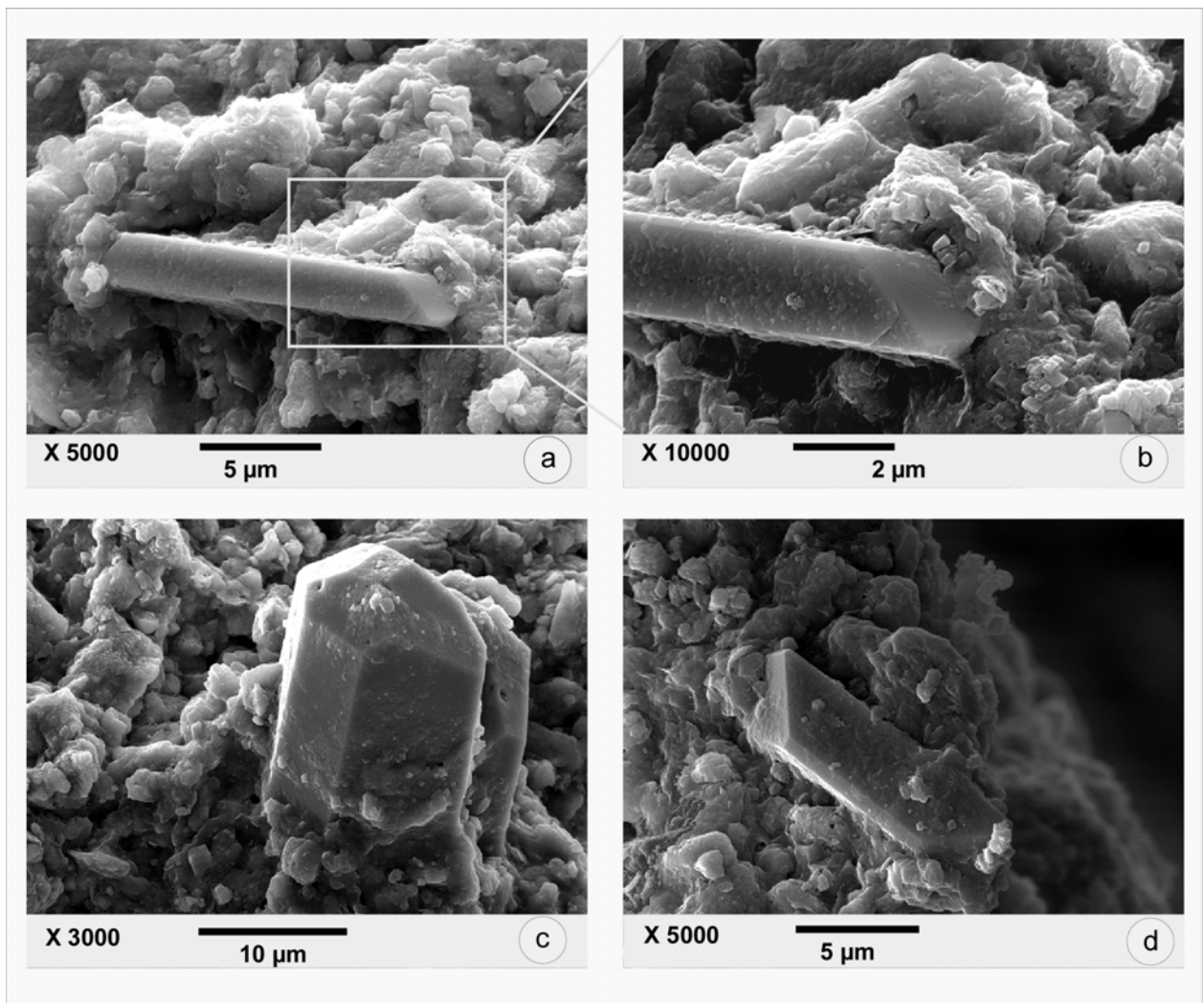


Fig. 7.28 : habitus de célestite automorphe observés à 445 cm de profondeur dans l'unité 1L2 de SARL17, forage dans les dépôts distaux du Marais de Sarliève ; a) célestite en baguette dans une matrice de dolomite automorphe massive ; b) agrandissement du cliché précédent ; c) cristal de célestite aplati dans une matrice de dolomite automorphe massive ; d) autre exemple de cristal de célestite.

Résumé : Habitus des minéraux du Marais de Sarliève

La **CALCITE** a été rencontrée sous 3 principaux faciès :

sous forme de bioclastes (ostracodes surtout, holocènes et oligocènes) généralement peu abondants dans les sédiments ;

- 1) en cristaux ou agrégats polycristallins indifférenciés, montrant des signes d'usure et des cassures, ces cristaux semblent avoir une origine détritique ;
- 2) en cristaux automorphes (souvent d'échelle micrométrique et moins), plus ou moins magnésiens présentant divers faciès, leur formation s'est produite *in situ* ;

En général les sédiments comportent à la fois de la calcite détritique et automorphe, dispersées dans une matrice argileuse. Mais parfois la calcite automorphe se trouve concentrée dans des macules.

La **DOLOMITE** a été observée selon deux principaux habitus :

- 1) en rhomboèdres de la taille des silts, rencontrés dans toutes les unités sédimentaires, souvent cassés et recouverts de précipitations secondaires, ces cristaux sont issus du détritisme ;
- 2) en petits cristaux automorphes, de différents faciès (surtout en microsphères et nanosphères, dans des macules et lamines de 1L3, et en assemblages massifs dans 1L2), de tels cristaux se sont formés *in situ*.

L'**ARAGONITE** a été rencontrée sous 3 principaux faciès :

- 1) sous forme de squelettes de macroorganismes, dont l'abondance est en général très faible dans l'ensemble des sédiments ;
- 2) en petits faisceaux de cristaux automorphes, de forme aciculaire à ellipsoïdale (« *rice grain* » et « *needle* »), ces cristaux sont formés *in situ* ;
- 3) en microsphères coalescentes, constituées de nanocristaux en disposition radiaire, ces cristaux résultent d'une formation *in situ*.

L'aragonite est généralement peu abondante dans les sédiments, mais elle peut constituer des macules et lamines dans l'unité 1L3.

Le **QUARTZ** a été observé sous forme de fragments de la taille des silts, cassés et usés. Le quartz possédant cet habitus aurait une origine détritique. Il est probable que des cristaux de quartz de quelques μm ou moins, se trouvent inclus dans la matrice argileuse.

Les **FELDSPATHS** de compositions et habitus différents ont été observés :

- 1) des feldspaths plagioclases, plus ou moins calciques et / ou sodiques ont été rencontrés sous habitus cassés et usés ; par ailleurs, des plagioclases calci-sodiques tout à fait automorphes ont également été rencontrés ;
- 2) des feldspaths potassiques (contenant parfois une faible quantité de calcium et de sodium) ont été rencontrés. Certains individus observés présentent des cassures et marques d'usure ; d'autres présentent un habitus automorphe.

Ainsi, si les cristaux de feldspaths cassés et usés semblent provenir du détritisme, le caractère automorphe de certains d'entre eux laisse envisager une formation *in situ*, résultat d'une diagenèse précoce dans les sédiments.

L'ANALCIME a été rencontrée sous deux principaux faciès : en fragments de cristaux usés (taille des silts), cassés, rencontrés dans l'ensemble des sédiments de bassins distaux, manifestement d'origine détritique, et en cristaux automorphes (taille des silts) dont une formation *in situ* par authigenèse n'est pas à exclure.

Des **SULFURES** de fer ont été rencontrés de 1L1 à 1L3, sous forme de framboïdes d'aspect plus ou moins coalescents. Ils se sont formés par diagenèse précoce *in situ*.

Le **GYPSE** a été rencontré dans les unités 1L1 à 1L3, le plus souvent sous forme d'une couche recouvrant les minéraux encaissants.

Des cristaux de **CELESTITE** nettement automorphes ont été rencontrés dans 1L2 uniquement. Ils se sont formés *in situ*.

Dans le but de préciser l'origine et les conditions de formation des carbonates, minéraux abondants dans les sédiments du Marais de Sarliève, les isotopes stables de l'oxygène et du carbone des carbonates ont été analysés sur quelques échantillons des sédiments de bassins distaux de compositions en carbonates variées (calcite, dolomite, aragonite en diverses proportions). La même analyse a porté sur divers types de roches et sols du bassin versant, afin d'en comparer la composition à celle des sédiments lacustres holocènes.

7.4. $\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$ des carbonates

La méthode utilisée est précisée paragraphe 5.2.4. Les résultats sont présentés Fig. 7.29.

Les échantillons de sédiments lacustres analysés peuvent être regroupés dans différentes catégories. L'une concerne les échantillons à carbonates dispersés dans la matrice silto-argileuse, donc sans macules ni lamines, comportant une grande majorité de calcite (LMC surtout), comme c'est le cas des sédiments des unités 1L4 à 1L6, et de passées de silts-argileux interlamines. Une seconde catégorie regroupe les échantillons comportant lamines et macules, dolomitiques et aragonitiques. Ces deux groupes sont clairement distingués dans la Fig. 7.29. Par ailleurs un échantillon représente la dolomite massive de 1L2, et un échantillon prélevé à la base des sédiments lacustres, à la limite de l'unité 1L1.

Plusieurs tendances apparaissent nettement. Les sols et roches du bassin versant sont tous caractérisés par des $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ négatifs (à l'exception d'un échantillon de roche dont le $\delta^{13}\text{C}$ est légèrement positif). Les échantillons du groupe à calcite dominante dispersée ont un $\delta^{13}\text{C}$ légèrement négatif entre -2 et $-3,5$ ‰ et un $\delta^{18}\text{O}$ entre -2 et 0 ‰. Les échantillons des lamines 1L3 et de 1L2 présentent également un $\delta^{13}\text{C}$ légèrement négatif mais possèdent en revanche un $\delta^{18}\text{O}$ positif entre $0,9$ et $4,1$ ‰. On peut par ailleurs remarquer que l'échantillon 1L2, le plus riche en dolomite calcique est nettement enrichi en $\delta^{18}\text{O}$. Un fort contraste s'observe entre ces deux types d'individus, essentiellement lié à une différence de $\delta^{18}\text{O}$, considérablement plus élevé dans les échantillons à dolomite et aragonite

Les conditions de formation de dolomite et aragonite endo / authigène à Sarliève seront ultérieurement comparées à celles des Coorong d'Australie et de la playa Salada Mediana en Espagne (chapitre 9) c'est pour cela que les compositions en isotopes stables $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ de leurs sédiments sont reportées Fig. 7.29.

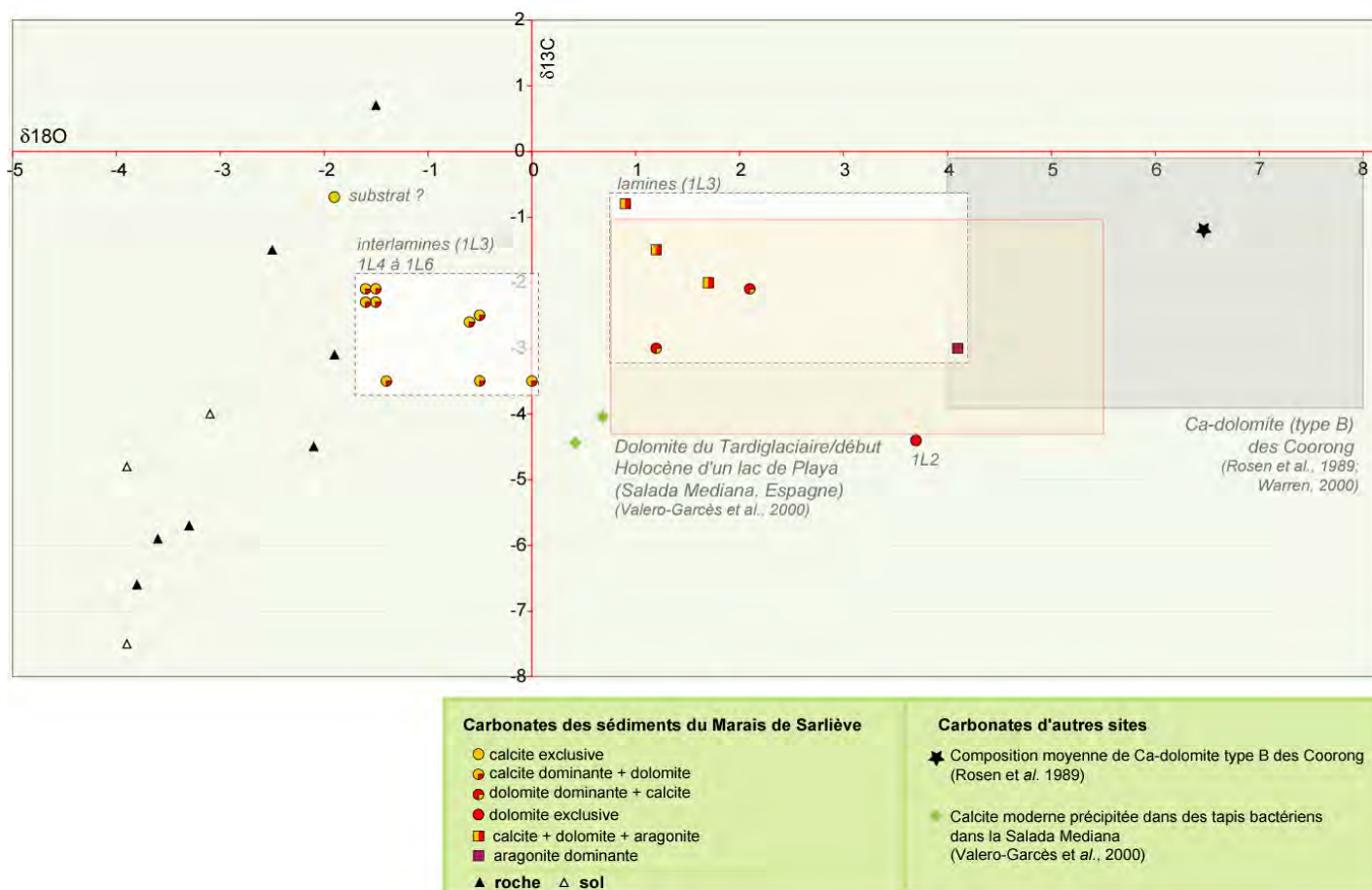


Fig. 7.29 : composition isotopique ($\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$) des carbonates des sédiments holocènes du Marais de Sarliève et des roches et sols du bassin versant ; domaines de composition de dolomite de type B des Coorong d'Australie, et de calcite moderne et dolomite du Quaternaire récent de la playa Salada Mediana en Espagne.

Résumé : Isotopes stables du C et O

Les sédiments calcitiques (1L4 à 1L6) ont un $\delta^{13}\text{C}$ compris entre -2 et $-3,5$ ‰ et un $\delta^{18}\text{O}$ entre -2 et 0 ‰ alors que les sédiments enrichis en dolomite (1L2 et lamines de 1L3) ont un $\delta^{13}\text{C}$ légèrement négatif et un $\delta^{18}\text{O}$ positif entre $0,9$ et $4,1$ ‰.

Les compositions isotopiques diffèrent selon la nature du carbonate le plus abondant de l'échantillon, ce qui suggère des modes de formation et des origines différentes pour chaque type de carbonate, comme nous le verrons dans le chapitre 9.

L'analyse de la composition des sédiments du Marais de Sarliève a, en outre, été complétée par l'étude de leur granularité. Les analyses ont essentiellement porté sur des sédiments bruts, mais également sur des sédiments décarbonatés, afin de se faire une idée de la taille respective des grains des carbonates et des silicates.

7.5. Granularité des sédiments

La granularité des sédiments du Marais de Sarliève a été étudiée sur SARL2 et SARL17 pour les sédiments de bassins distaux, et sur SP4 pour les sédiments de deltas (méthode paragraphe 5.6). La Fig. 7.30 montre :

- la distribution des particules par classes de taille des sédiments de bassins distaux et de deltas (Graviers, Gr > Sables Grossiers, SG > Sables Moyens, SM > Sables fins, SF > Silts Grossiers, SiG > Silts Fins, SiF > Argiles, A) ;
- la répartition des fines < 50 μm pour les sédiments totaux et sur les sédiments décarbonatés de SARL17.

7.5.1. Distribution des particules par classes de taille

Les sédiments de bassins distaux (1L1 à 1L6) sont silto-argileux, avec une nette dominance des silts fins (55 à 69 %, Fig. 7.30 a). Les argiles constituent entre 14 et 38 % des matériaux et les silts grossiers entre 6 et 31 %. Des différences ténues s'observent entre les unités : 1L2 est la plus riche en argiles, au détriment des silts grossiers surtout ; l'unité 1L3 présente une variabilité plus élevée avec, en particulier, des sédiments montrant un enrichissement en silts grossiers. Ces sédiments sont beaucoup plus fins que les sols actuels.

Les sédiments de **deltas** présentent pour partie les mêmes caractéristiques que ceux des bassins. En effet les unités 2L1, 2L2, 2L4 à 2L6 sont des **silts argileux** à **silts fins** (54 à 63 % de SiF ; 15 à 25 % d'A ; 13 à 27,5 % de SiG). En revanche les sédiments 2T1, 2D1, 2C, 2P et 2L3 comportent une **importante phase sableuse** qui constitue l'essentiel des grains dans 2T1 (84,4 % de sables et graviers) et dans certains échantillons de 2D1 (dans l'ensemble entre 60 et 80 % de sables et graviers) (Fig. 7.30 b). Toutefois, les interlits silto-argileux de 2D1 comportent parfois très peu de sables et graviers (< 8 %). Dans 2C, 2P et 2L3, la distribution des classes de particules est intermédiaire entre celle du delta 2D1 et celles des unités sus-jacentes 2L4 à 2L6. Leur granularité est proche des marnes oligocènes.

7.5.2. Distribution des particules fines

L'analyse de la distribution des particules fines (SARL2 et SARL17 Fig. 7.30 a ; SP4 Fig. 7.30 b) met en évidence des différences entre les sédiments bruts et les sédiments décarbonatés. Tout d'abord, il apparaît très nettement que les sédiments décarbonatés, assimilables au résidu silicaté, comportent tous une proportion d'argiles plus faible que les sédiments équivalents bruts. Il est donc probable qu'une grande proportion des carbonates corresponde à des particules inférieures à 2 μm . De plus, dans les sédiments bruts (SARL2, SARL17 et SP4), un mode principal apparaît dans la **fraction argileuse**. Il est de **1 μm** dans la grande majorité des sédiments et de **0,7 μm** dans les sédiments dolomitiques de 1L2 (par ailleurs les plus riches en argiles, au sens granulométrique). Un mode secondaire apparaît dans la classe des **silts à 3 μm** . Dans les silicates (Fig. 7.30 a), un mode principal modérément marqué apparaît dans la classe des silts ; sa valeur diffère légèrement selon les sédiments. En particulier, il augmente de bas en haut de 1L2, passant **de 6 à plus de 10 μm** . Dans les autres sédiments, ce mode est proche de **5 μm** . Ces éléments tendent à confirmer que les carbonates (calcite et dolomite, constituant essentiel de 1L2) se trouvent dans les sédiments en grande partie sous forme de particules très fines (< 2 μm) et forment aussi probablement des individus compris entre 3 et 5 μm .

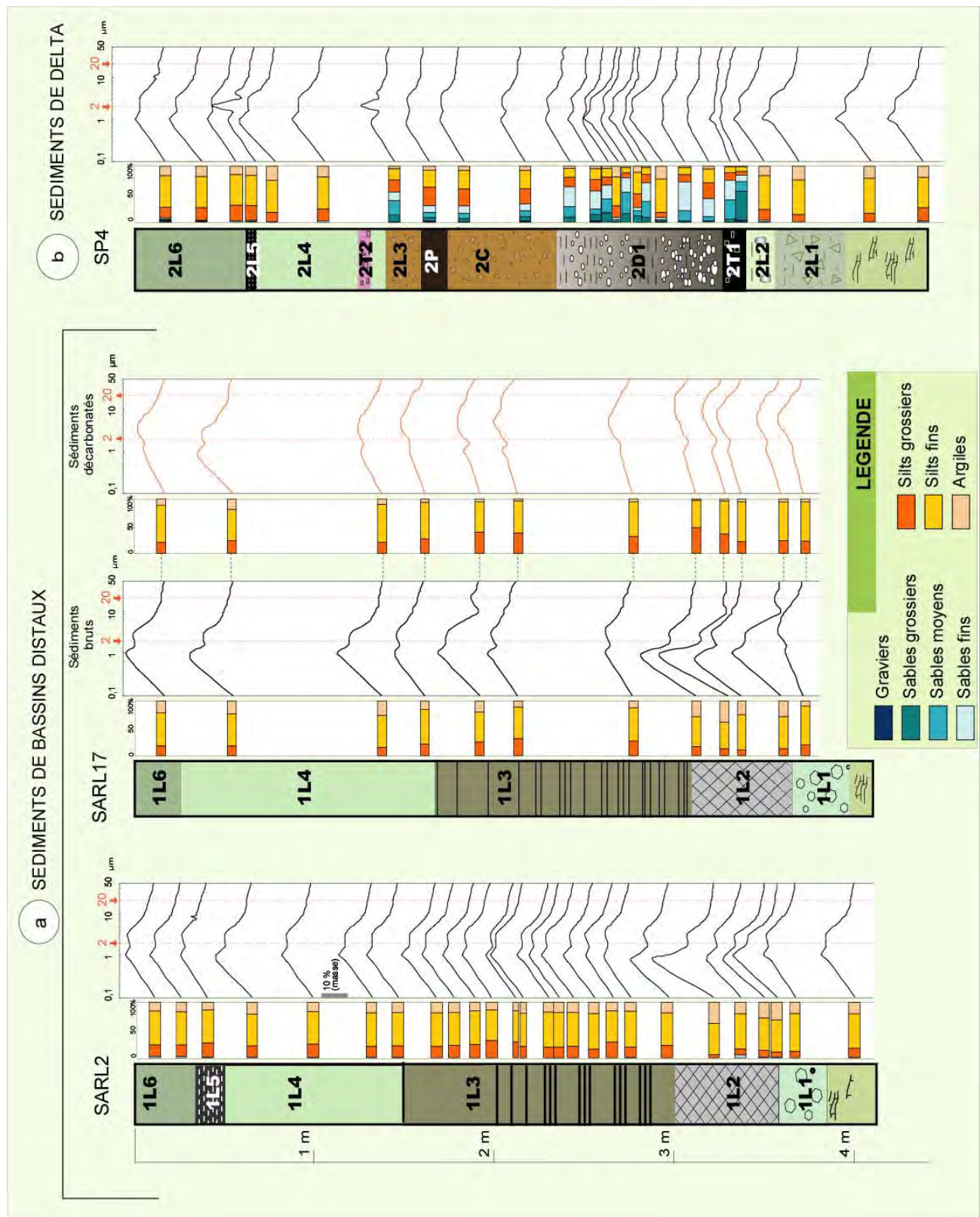


Fig. 7.30 : granularité des sédiments du Marais de Sarliève ; a) distribution des classes (Gr, SG, SM, SF, SiG, SiF et A) et des particules fines (< 50 µm, SiG, SiF et A) dans les sédiments de la zone de bassin distal, SARL2 et SARL17 (sédiments bruts et sédiments décarbonatés) ; b) distribution des classes (Gr, SG, SM, SF, SiG, SiF et A) et des particules fines (< 50 µm, SiG, SiF et A) dans les sédiments de la zone de delta SP4.

Résumé : Granularité des sédiments

La majorité des dépôts du Marais de Sarliève est constituée de sédiments très fins, silto-argileux, comportant plusieurs modes visibles : un mode principal dans la fraction des argiles à 1 μm et parfois 0,7 μm ; un mode secondaire dans la classe des silts à 3 μm . En revanche les sédiments profonds des zones de deltas (2T1, 2D1, 2C1, 2P et 2L3) sont nettement plus grossiers. D'autre part, après décarbonatation les sédiments distaux contiennent moins d'argiles que les mêmes sédiments bruts. Cela suggère qu'une partie des carbonates est constituée de grains inférieurs à 2 μm .

La composition de la matière organique peut renseigner sur l'origine des matériaux stockés dans la dépression lacustre. Pour cela, des analyses de la matière organique contenue dans les sédiments distaux et de delta ont été réalisées, et les résultats comparés à ceux obtenus sur divers types de roches et de sols du bassin versant dont le contenu organique a également été analysé.

7.6. Composition de la matière organique des sédiments

Si l'essentiel des matériaux piégés dans les sédiments lacustres est constitué de matière minérale, les dépôts comportent également **une composante organique**. Les roches sédimentaires sont susceptibles de contenir des proportions plus ou moins fortes et souvent considérables de matière organique (MO). Par ailleurs, les sols comportent, d'une part, une composante organique héritée du substrat, et d'autre part une composante issue de la végétation récente : MO terrestre plus ou moins dégradée, voire brûlée (charbons). Ces deux compartiments (roches et sols) sont susceptibles d'alimenter les flux de MO détritiques par érosion mécanique. Cette MO terrestre peut alors être intégrée aux sédiments lacustres et se mélanger à la matière organique aquatique produite au sein du lac (Tyson, 1995 ; Buillit *et al.*, 1997 ; Di-Giovanni *et al.*, 1997 ; 1999).

L'analyse de la MO contenue dans les sédiments lacustres et dans les roches et sols du bassin versant permet de préciser l'origine de la MO piégée dans les sédiments lacustres, et ainsi de préciser les variations des apports allochtones depuis les versants et donc, les variations de l'intensité d'érosion des sols (Noël, 2001 ; Noël *et al.*, 2001).

La **nature de la matière organique contenue dans les sédiments du marais** a été précisée selon deux approches complémentaires :

- (1) la **caractérisation géochimique** globale de la matière organique des différents compartiments du bassin versant et des sédiments lacustres ;
- (2) l'étude de la **nature des apports allochtones** de matière organique dans les sédiments lacustres tardiglaciaires et holocènes par l'analyse **du faciès des particules organiques** des différents compartiments du bassin versant.

Pour **caractériser la matière organique** des sédiments, nous avons procédé à des analyses géochimiques par Pyrolyse Rock Eval 6, à l'ISTO de l'université d'Orléans (voir paragraphe 5.2.6.). La pyrolyse RE6 caractérise la matière organique (MO) des matériaux par 3 paramètres : la **teneur en Carbone Organique Total** (COT en %), la **Température maximale de pyrolyse** (Tmax, température à laquelle se libère la quantité maximale d'hydrocarbures, HC en °C) et l'**Index d'Hydrogène** (IH, degré d'hydrogénation de la MO, en mg hydrocarbures.g⁻¹ COT). Le Tmax dépend du degré d'évolution diagénétique de la MO dans les sédiments anciens. La valeur du IH est liée à la richesse de la MO en hydrogène et indique ainsi la qualité de la matière organique, qui dépend de son origine et de son évolution (Espitalié *et al.*, 1985). Trois principaux types de matière organique sont classiquement distingués en contexte lacustre: le type III « terrestre » pour IH < 150 mg HC.g⁻¹ COT, le type II « lacustro-terrestre » pour 150 < IH < 500-600 mg HC.g⁻¹ COT et le type I « lacustre » pour IH > 600-700 mg HC.g⁻¹ COT.

Pour préciser la **nature des particules issues des apports depuis le bassin versant**, nous avons procédé à l'analyse optique de la MO (méthode dite des **palynofaciès**, précisée en ANNEXE 10) des différents compartiments du géosystème (roches, sols, sédiments lacustres). En effet, l'analyse des particules de matière organique de ces différents compartiments permet de définir des **marqueurs optiques organiques** pour chacun d'entre eux (Di-Giovanni *et al.*, 2000).

Nous avons donc cherché les **marqueurs optiques des roches et des sols** du bassin versant, et des **marqueurs d'incendies** qui ont pu se produire sur les versants, et constituer des indices de défrichages. L'analyse optique entreprise a également concerné la MO lacustre, mais celle ci n'est pas prise en compte dans le développement qui suit, **volontairement limité aux apports allochtones à la cuvette lacustre**.

Les échantillons suivants ont été analysés :

- échantillons des roches et sols du bassin versant, 1R2, 3R2, 4R1, 4R2, 4R3*, 5R3*, 6R*, 7R*, 9R3, 10R7, 5R1, 5R2 et 8R1*, répartis selon 3 unités de roches (UR1, UR2 et UR3) et 5S, 9S1, 9S2*, 9S3*, 4S, 6S, 45S et 8S répartis dans 3 unités de sols (US1, US2 et US3) (* échantillon ayant fait l'objet d'analyse géochimique seule) (voir tableaux 5.1 et 5.2) ;
- échantillons de sédiments lacustres (l'ensemble des sédiments de SARL10, SP1 et SP4 et la couche noire de SARL8, SARL14, S25, S28, S115, S116, S177).

7.6.1. Géochimie de la MO des différents compartiments du bassin versant

Les valeurs des Tmax, IH et COT sont présentées dans les figures 7.31 et 7.32.

a. Roches et sols du bassin versant

Les **COT** des roches sont faibles : 0,05 % à 0,79 %. Les **IH** sont très variables : 185 mg HC.g⁻¹ COT à 620 mg HC.g⁻¹ COT. Les **Tmax** des échantillons de **roches** sont variables également : de 206°C à 491°C.

Les **COT** des sols sont compris entre 0,13 % et 2,57 %. Ils sont globalement plus élevés que dans les roches. Les **IH** des sols sont très variables : 177 mg HC.g⁻¹ COT à 896 mg HC.g⁻¹ COT. Leurs **Tmax** varient de 341°C à 469°C. Les valeurs, moins variables que dans les roches, sont pour la plupart comprises entre 400 et 469 °C. Les sols et roches s'individualisent dans des domaines différents dans le diagramme IH vs COT (Fig. 7.31).

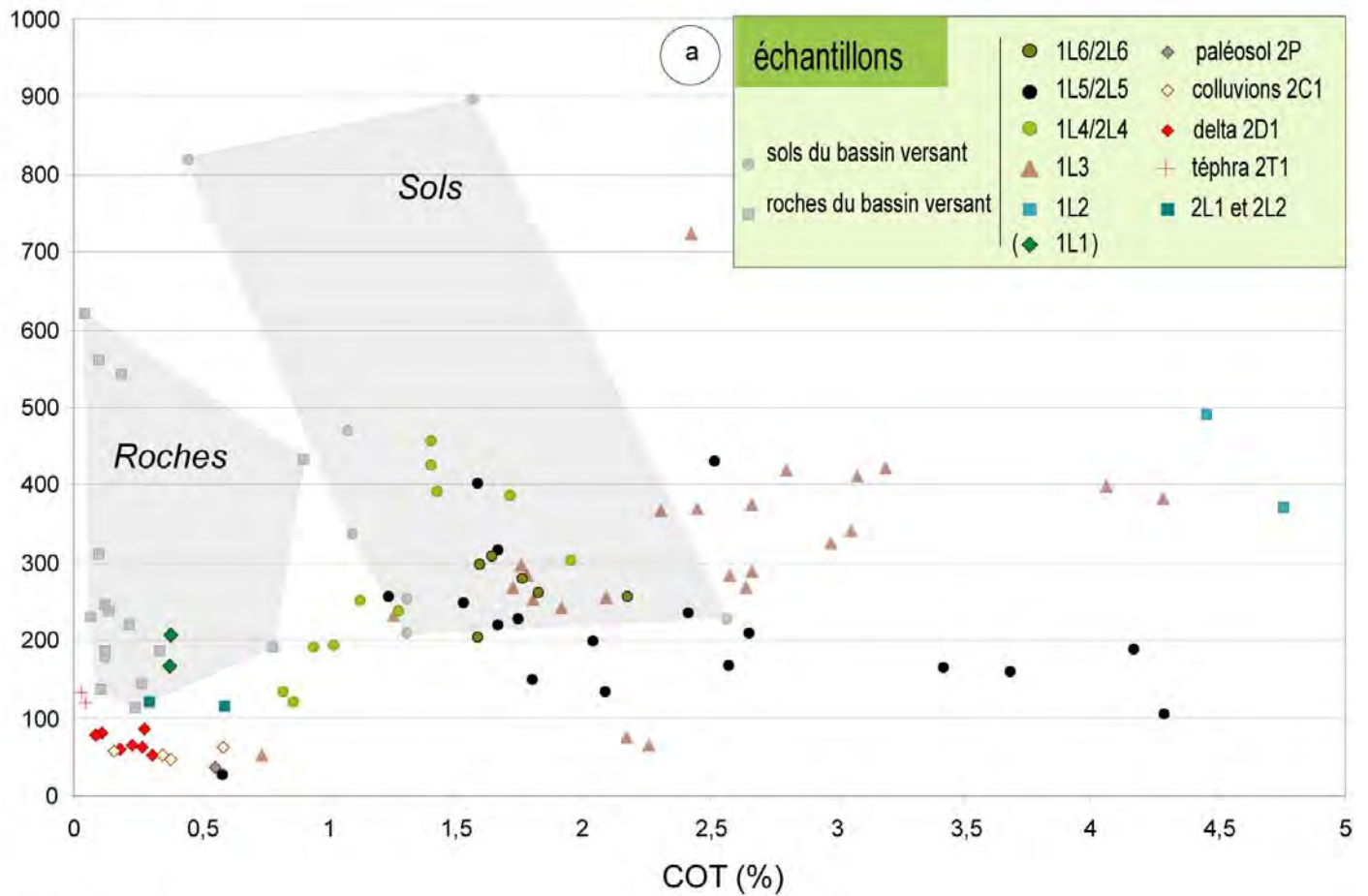
b. Sédiments du Marais de Sarliève

Les teneurs en **COT des sédiments du Marais de Sarliève** varient de moins de 0,1 % (2T1 et 2D1 à composante téphrique) à 4,76 % (1L2 dolomitique) (Fig. 7.31 a). Les sédiments des bassins distaux (Fig. 7.31 b) sont, dans l'ensemble, plus riches en C organique que ceux de la zone de delta (Fig. 7.31 c), toutes unités confondues. **Il apparaît d'ailleurs que les caractères géochimiques de la MO des sédiments de zone de delta sont proches de ceux des roches** (Fig. 7.31), **tandis qu'une partie des sédiments des zones distales se rapprochent de ceux des sols**. Enfin, les échantillons des laminites (1L3) et de la couche noire (1L5) sont pour la plupart plus riches en C organique que les sédiments de 1L4 et 1L6.

Les **IH** des sédiments sont compris entre 25 mg HC.g⁻¹ COT (échantillon de couche noire 1L5) et 725 mg HC.g⁻¹ COT (échantillon à lamines ocre de 1L3). Un groupe aux IH faibles (< 100 mg HC.g⁻¹ COT) correspondant aux échantillons à composante téphrique 2T1 et 2D1, se détache du reste des échantillons (Fig. 7.31 et 7.32). Toutefois, étant donné la très faible abondance de C organique de ces échantillons, ces données doivent être considérées avec une grande précaution, car peu significatives.

Les **Tmax** des échantillons sont compris entre 265°C (échantillons de téphra 2T1) et 451°C (échantillon de la couche noire 1L5) (Fig. 7.32). Toutefois, deux groupes se distinguent : un groupe, constitué d'une minorité d'individus appartenant tous à SP4 (sédiments de 2C1 et 2D1) aux Tmax compris entre 345 et 370°C, et un groupe aux Tmax oscillant autour de 435°C. Contrairement aux valeurs obtenues dans les roches et sols, les Tmax des sédiments lacustres (sédiments de bassins distaux) sont assez homogènes.

IH
(mg HC/ g COT)



IH
(mg HC/ g COT)

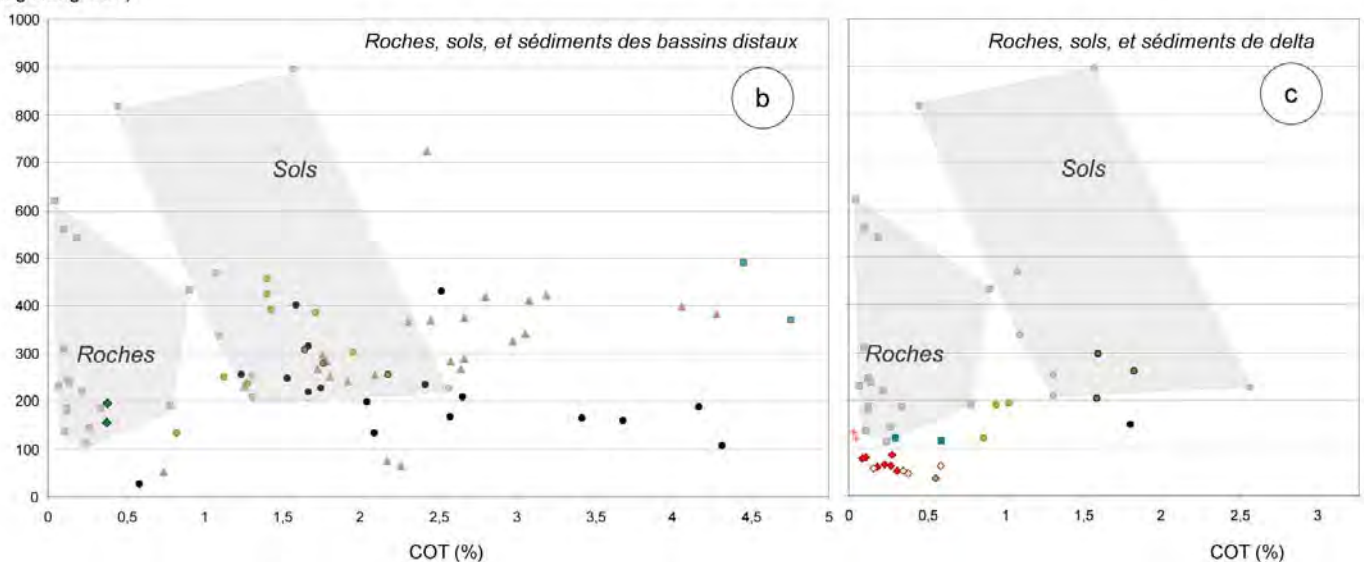


Fig. 7.31 : relations IH vs COT dans les roches, sols et sédiments lacustres du Marais de Sarliève. a) pour l'ensemble des échantillons ; b) dans les roches, sols et sédiments lacustres de bassins distaux ; c) dans les roches, sols et sédiments de zone de delta. Les échantillons de 1L1 (de SARL10) sont indiqués entre parenthèses car les données minéralogiques suggèrent qu'il s'agit d'altérites.

IH
(mg HC/ g COT)

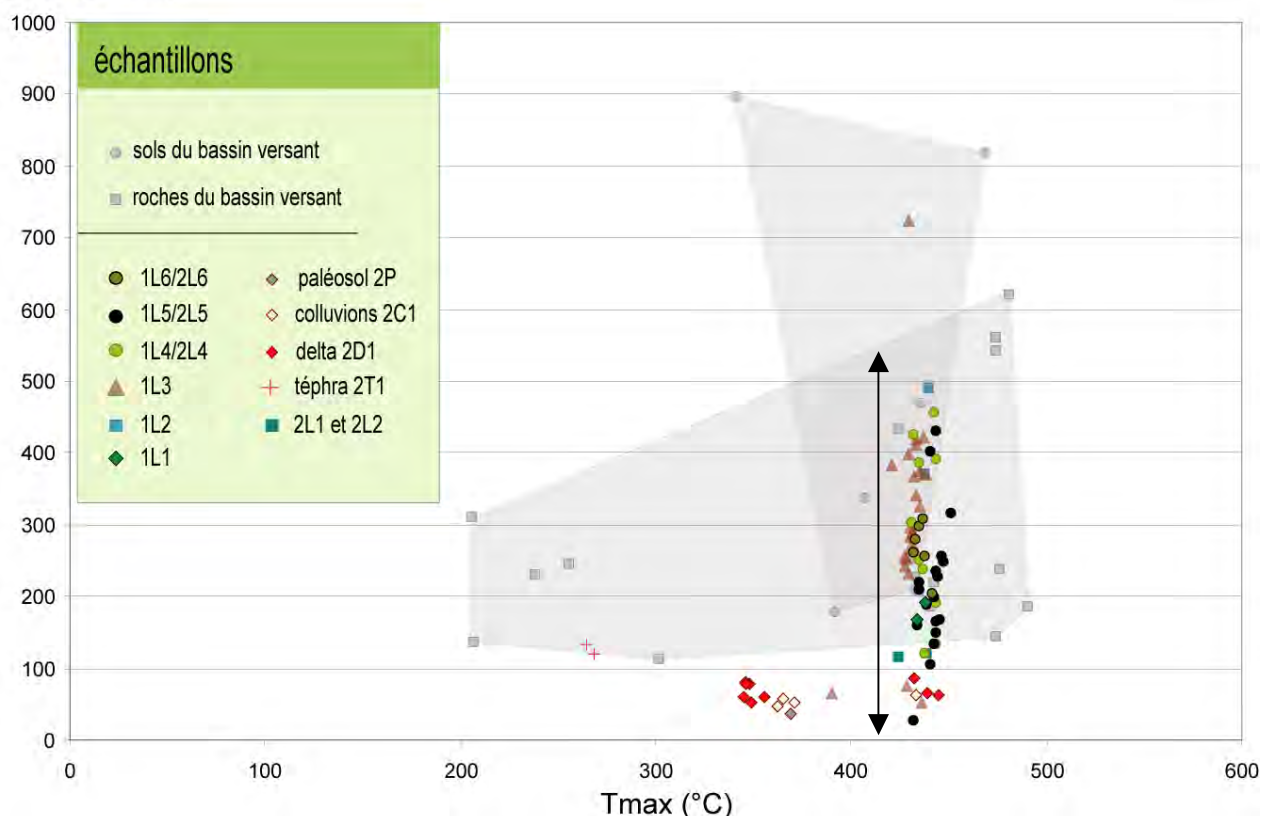


Fig. 7.32 : relations IH vs Tmax dans les roches, sols et sédiments lacustres du Marais de Sarliève.

Après avoir envisagé les caractères géochimiques de la MO des différents compartiments (roches, sols et sédiments lacustres), nous allons préciser quels sont les marqueurs optiques de chacun de ces compartiments, déterminés grâce à la méthode dite des palynofaciès, en nous focalisant sur les particules de MO « allochtones » : **marqueurs des roches, des sols et d'incendies.**

7.6.2. Marqueurs organiques des différents compartiments

La description précise des classes de particules observées ainsi que les méthodes et résultats de comptages sont précisées en ANNEXE 10. La démarche a consisté à établir des marqueurs organiques des différentes roches et sols, et sur la couche noire de SARL10 pour identifier les marqueurs d'incendies. Par ailleurs les sondages SP1 et SP4 ont été étudiés par Labaume (2001) et Martaud (2002) qui ont établis des classes de particules différentes. Il a fallu établir des équivalences entre la classification établie dans le présent travail et celle de Labaume (2001) et Martaud (2002). Les résultats quantifiés obtenus ne sont donc pas exactement comparables entre eux, mais ils permettent de suivre les variations relatives des apports depuis chaque compartiment au sein de chaque forage.

a. Marqueurs des roches

D'après les résultats des comptages (ANNEXE 10), les petits ligno-cellulosiques opaques trapus (LCOtr), les petits pseudo pyrofusinites (Pseudo-p), ainsi que les débris gélifiés (DG) peuvent être considérés comme des marqueurs du compartiment roches (Fig. 7.33 a).

b. Marqueurs des sols

Les ligno-cellulosiques translucides (LCT), ligno-cellulosiques dégradés (LCD), les fragments de cuticule (Cut), de mycélium (Myc) et les particules de matière organique amorphe granuleuse (MOAg), particules toutes absentes dans les roches, sont caractéristiques des sols, et peuvent être considérées comme des marqueurs du compartiment sol (Fig. 7.33 b).

c. Marqueurs d'incendies

La MO de la couche noire (1L5 / 2L5) se démarque du reste du remplissage lacustre par la présence de grandes pyrofusinites (Pyro-g), de grands ligno-cellulosiques opaques allongés (LCOal-g) et par l'abondance de ligno-cellulosiques bruns transparents (LC-transp), qui ont été considérés comme marqueurs d'incendies (Fig. 7.33 c).

Remarque : afin de pouvoir utiliser ces marqueurs pour les forages SP1 et SP4, il a fallu retrouver les particules de MO équivalentes dans les classifications établies pour chacun des deux forages. Concernant les marqueurs de roches, les DG n'ont pas été retrouvés dans la classification établie pour SP4. Pour les marqueurs de sols, les Cut et Myc ne figurent pas dans les données de comptages de SP4. Enfin, les Pyrofusinites n'apparaissent pas dans la classification de SP1 (les grands Pseudo pyrofusinites ont été utilisés à la place), et les LC-transp n'apparaissent ni dans la classification de SP1 ni dans celle de SP4.

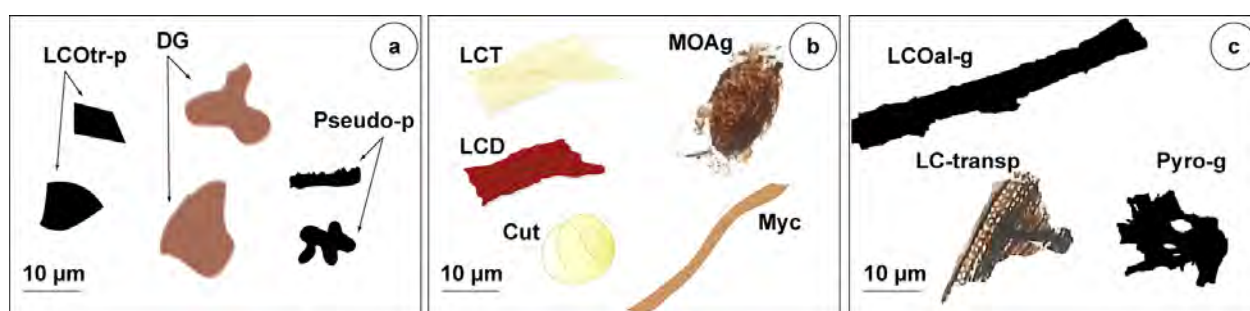


Fig. 7.33 : assemblages des particules de matière organique, marqueurs optiques des différents compartiments ; a) roches du bassin versant, (LCOtr-p) petits ligno-cellulosiques opaques trapus, (Pseudo-p) petits pseudo pyrofusinites, (DG) débris gélifiés ; b) sols du bassin versant, (LCT) ligno-cellulosiques translucides, (LCD) ligno-cellulosiques dégradés, (Cut) fragments de cuticule, (Myc) mycélium et (MOAg) particules de matière organique amorphe granuleuse ; c) incendies, (Pyro-g) grandes pyrofusinites, (LCOal-g) grands ligno-cellulosiques opaques allongés et (LC-transp) ligno-cellulosiques bruns transparents.

7.6.3. Evolution de la MO dans les sédiments lacustres

a. Unités inférieures des dépôts de delta (2L1, 2L2, 2T1, 2D1, 2C1, 2P et 2L3)

COT et IH montrent de légères variations autour de valeurs qui restent faibles dans la partie inférieure de la séquence jusqu'à 2L3 incluse (Fig. 7.34 a). Les unités 2L1 et 2L2 présentent toutefois des valeurs d'IH légèrement plus élevées que les sédiments qui les coiffent. Comme nous l'avons observé auparavant, les Tmax sont dans l'ensemble moins élevés dans les sédiments sableux (2T1, 2D1, 2C1 et 2P) que dans les silts argileux qui les encadrent. Les valeurs de Tmax sont par ailleurs peu variables dans les silts argileux des parties inférieures et supérieures du remplissage de delta (SP4, Fig. 7.34 a). Les palynofaciès révèlent quant à eux une contribution importante du **compartiment roches**. Cependant, celui-ci apparaît moins abondant dans les unités **2L2** et **2D1** où l'on observe en contrepartie une proportion de **marqueurs de sols** très importante. Enfin, les marqueurs **d'incendies**, également présents dans l'ensemble de la séquence, sont particulièrement abondants au sommet de l'unité 2D1 (Fig. 7.34 b).

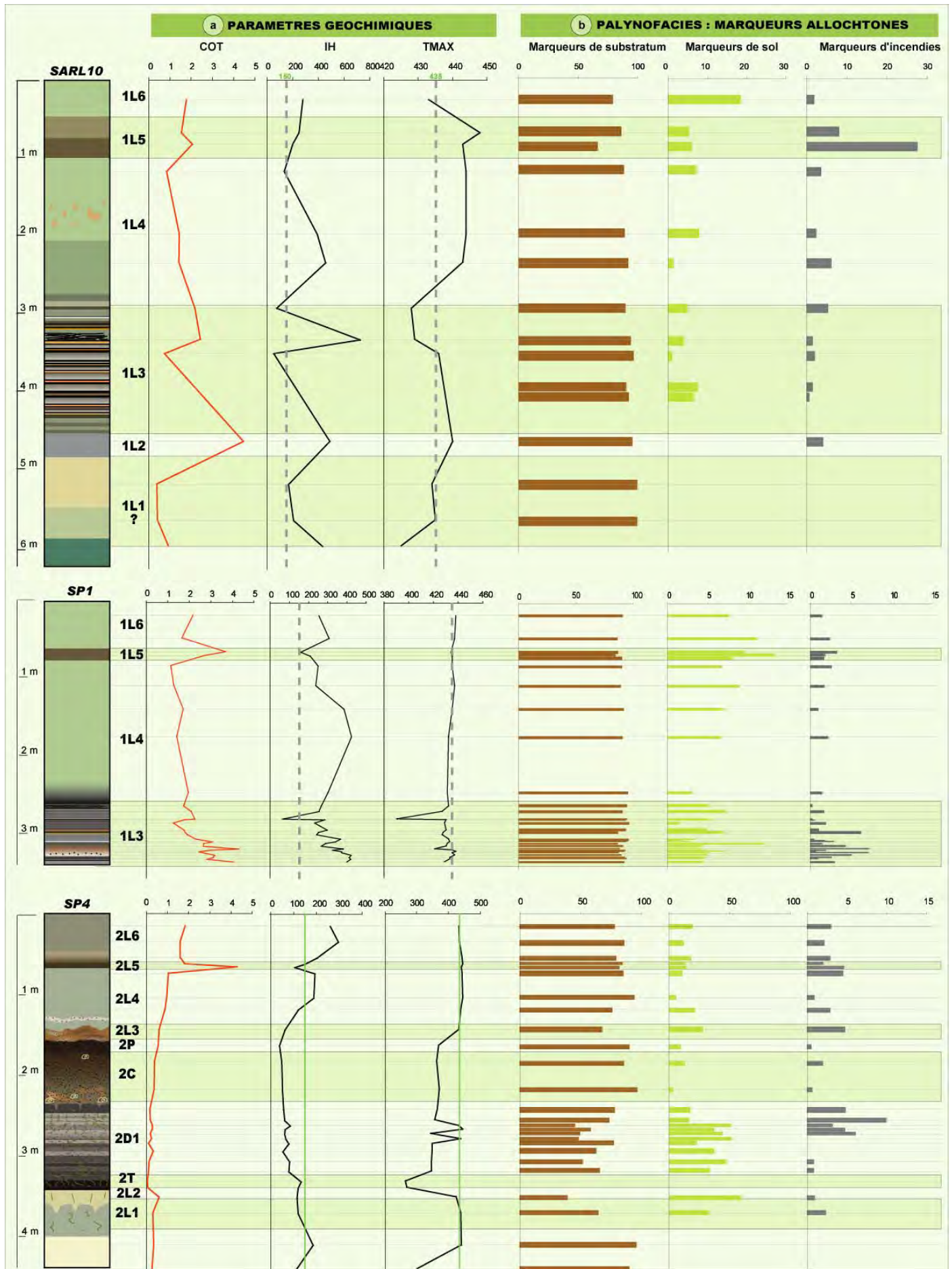
b. Dépôts de bassins distaux et unités supérieures des dépôts de deltas (1L1, 1L2, 1L3, 1L4 / 2L4, 1L5 / 2L5 et 1L 6/ 2L6)

Le COT est abondant 1L2 (le pas d'échantillonnage est ici trop lâche pour permettre d'appréhender l'évolution détaillée des paramètres). Le COT est élevé dans 1L3 (SP1, partie inférieure de l'unité laminée), et semble globalement diminuer vers le sommet de l'unité. Les valeurs sont moins variables de 1L4 / 2L4 à 1L6 / 2L6 avec un pic plus ou moins marqué au niveau de la couche noire 1L5 / 2L5. Les IH semblent globalement suivre les mêmes tendances évolutives que le COT dans la partie inférieure des sédiments lacustres (1L1 à 1L3), avec des valeurs également élevées dans 1L2. Néanmoins, au niveau de la couche noire 1L5 / 2L5, les courbes de COT et IH marquent des pics anticorrélés (Fig. 7.34 a).

A partir de 1L4, les tendances de IH sont différentes de celles de COT : les IH sont plus élevés au milieu de 1L4, et montrent une nette diminution au niveau de la couche noire 1L5 / 2L5. A l'exception des laminites où les valeurs de Tmax peuvent être nettement inférieures à 435°C, les valeurs de Tmax sont relativement homogènes dans l'ensemble des sédiments (autour des 435-445 °C) (Fig. 7.34 a).

Dans les palynofaciès, les marqueurs de **roches** dominent l'ensemble des particules de MO allochtones dans toute la séquence. Les marqueurs de **sols** sont présents dans tous les sédiments dès les laminites, avec une proportion plus élevée dans 1L6 de SARL10, dans la couche noire 1L5 / 2L5, et dans un échantillon issu des lamines de SP1. Les marqueurs **d'incendies** sont présents dans l'ensemble des sédiments holocènes. Ils sont présents en proportion plus marquée dans la couche noire et dans certains lits des laminites (Fig. 7.34 b).

Fig. 7.34 : variations de la nature de la matière organique dans les sédiments du Marais de Sarliève (SARL10, SP1, SP4) ; a) paramètres géochimiques (COT en % ; IH en mg HC g⁻¹ COT ; Tmax en °C) ; b) palynofaciès, variations relatives des marqueurs optiques de roches, sols et incendies.



Résumé : Composition de la matière organique

Les données de la MO confirment que les échantillons à la base de SARL10, ont été prélevés dans une altérite de l'Oligocène et pas dans 1L1 comme nous l'avons pensé initialement. Les sédiments de l'unité 1L2, et certaines lamines de l'unité 1L3 sont les plus riches en MO. Dans les laminites, on peut observer des échantillons aux Tmax faibles (MO plus fraîche) et IH faibles (MO terrestre), et dans d'autres cas, des IH assez élevés (MO aquatique ?). Toutefois d'une façon générale, l'essentiel des sédiments lacustres présente une valeur de Tmax assez élevée, proche de 435 °C, qui semble suggérer la présence d'une MO plutôt mature héritée du bassin versant. Les apports de MO allochtone particulière sont largement dominés par les marqueurs de roches. Les marqueurs de sols sont présents de la base au sommet des dépôts lacustres, suggérant une pédogenèse dès le Tardiglaciaire. Certains sédiments sont plus riches en marqueurs de sols : les unités 2L1, 2L2 et 2D1 des deltas, certains lits (ou lamines) dans 1L3 et la couche noire 1L5. Les marqueurs d'incendies se rencontrent également dans les dépôts depuis le Tardiglaciaire. Ils sont les plus abondants au sommet de l'unité 2D1. Dans les dépôts distaux, les marqueurs d'incendies sont bien représentés dans les laminites (SP1) et dans la couche noire (SARL10 et SP4).

RESUME DU CHAPITRE 7

La connaissance de la composition des sédiments du Marais de Sarliève est indispensable pour : (1) préciser l'origine des sédiments - production solide ou dissoute à partir des roches et sols du bassin versant - ; (2) préciser les conditions de dépôt ; (3) élaborer un scénario de l'évolution du fonctionnement sédimentaire du Marais depuis le Tardiglaciaire.

Des **résumés partiels** par type d'analyses sont proposés tout le long de ce chapitre :

- composition minéralogique et géochimique des sédiments, (p 172-173) ;
- habitus des minéraux du remplissage observés au MEB, (p 194-195) ;
- composition en isotopes stables du carbone et de l'oxygène (p 196) ;
- granularité des sédiments (p 199) ;
- composition de la matière organique (p 207).

Les figures 8.35 et 8.36 synthétisent l'ensemble de ces données dans des tableaux synoptiques pour les dépôts distaux et les dépôts de deltas (2D2 exclu) respectivement.

Pour ne pas répéter les conclusions partielles, seuls les principaux caractères de chaque unité sédimentaire sont rappelés ci-après.

Sédiments de bassins proximaux

Les unités sableuses noires à la base des dépôts de bassins proximaux sont bien hérités du téphra CF1.

Sédiments de bassins distaux

1L1, sont des silts argileux très enrichis en silice qui **comportent des zéolites**. De l'**analcime automorphe** a été observée au MEB.

1L2, est l'unité la plus argileuse (sens granulométrique), elle est très riche en CaO, MgO, Na₂O et est constituée de la **dolomite calcique automorphe micrométrique**, enrichie en ¹⁸O. Elle est par ailleurs riche en MO (aquatique et terrestre).

1L3, est une unité aux faciès et compositions variés. Les caractéristiques des silts argileux interlamines sont similaires de celles des unités sédimentaires sus-jacentes (cf. 1L4 / 2L4 à 1L6 / 2L6). Les faisceaux de lamines ont montré une évolution de la nature des carbonates, avec de bas en haut du faisceau : de la dolomite calcique automorphe (cf. 1L2) suivie d'aragonite automorphe (« *rice grain* ou *needle* ») qui précède des silts interlamines.

1L4, **1L5** et **1L6** possèdent des caractéristiques communes : elles sont silto-argileuses, assez riches en CaO et MgO. Les minéraux qu'elles comportent semblent pour l'essentiel détritiques, à l'exception de la calcite en grains micrométriques mélangés aux argiles formant un fond marneux. La différence essentielle entre ces unités est liée à la matière organique, plus abondante et riche en particules issues de brûlis dans 1L5, la « couche noire ».

Sédiments de zone de deltas

2L1 / 2L2 sont des silts argileux riches en carbonates, surtout constitués de minéraux cassés / usés, apparemment issus du BV.

2T1, retombée directe de CF1, précède un delta sableux **2D1**, constitué de lits en alternance (1) sombres, comportant des matériaux remaniés du téphra, enrichis en SiO₂, Na₂O et Fe₂O₃, TiO₂ et MnO (2) des lits plus clairs comportant de la calcite, un peu de dolomite, mais surtout riches en quartz et feldspaths.

2C1 / 2P, colluvions et paléosol sableux, comportent un peu de calcite, très peu de dolomite, toutes deux moins abondantes que les silicates parmi lesquels les feldspaths, très abondants.

2L3 sableuse comporte un mélange de grains basaltiques, granitiques et carbonatés (riche en grains de dolomite).

2L4, **2L5** et **2L6** présentent les mêmes caractéristiques que 1L4, 1L5 et 1L6.

2D2, delta sableux comporte essentiellement des grains granitiques.

*La composition des sédiments va nous permettre de **déterminer l'origine des sédiments** stockés dans la dépression lacustre : origine détritique ou dissoute puis précipitation in situ, étape indispensable au calcul du bilan de matière. Toutefois, les contraintes environnementales (hydrologie, chimie des eaux) du milieu de dépôt conditionnent les possibilités d'endogenèse / authigenèse des minéraux dans la cuvette lacustre. La connaissance des paléoenvironnements du bassin sédimentaire présentés dans le chapitre ci-après, fournira des indications nécessaires à une meilleure compréhension des processus de sédimentation.*

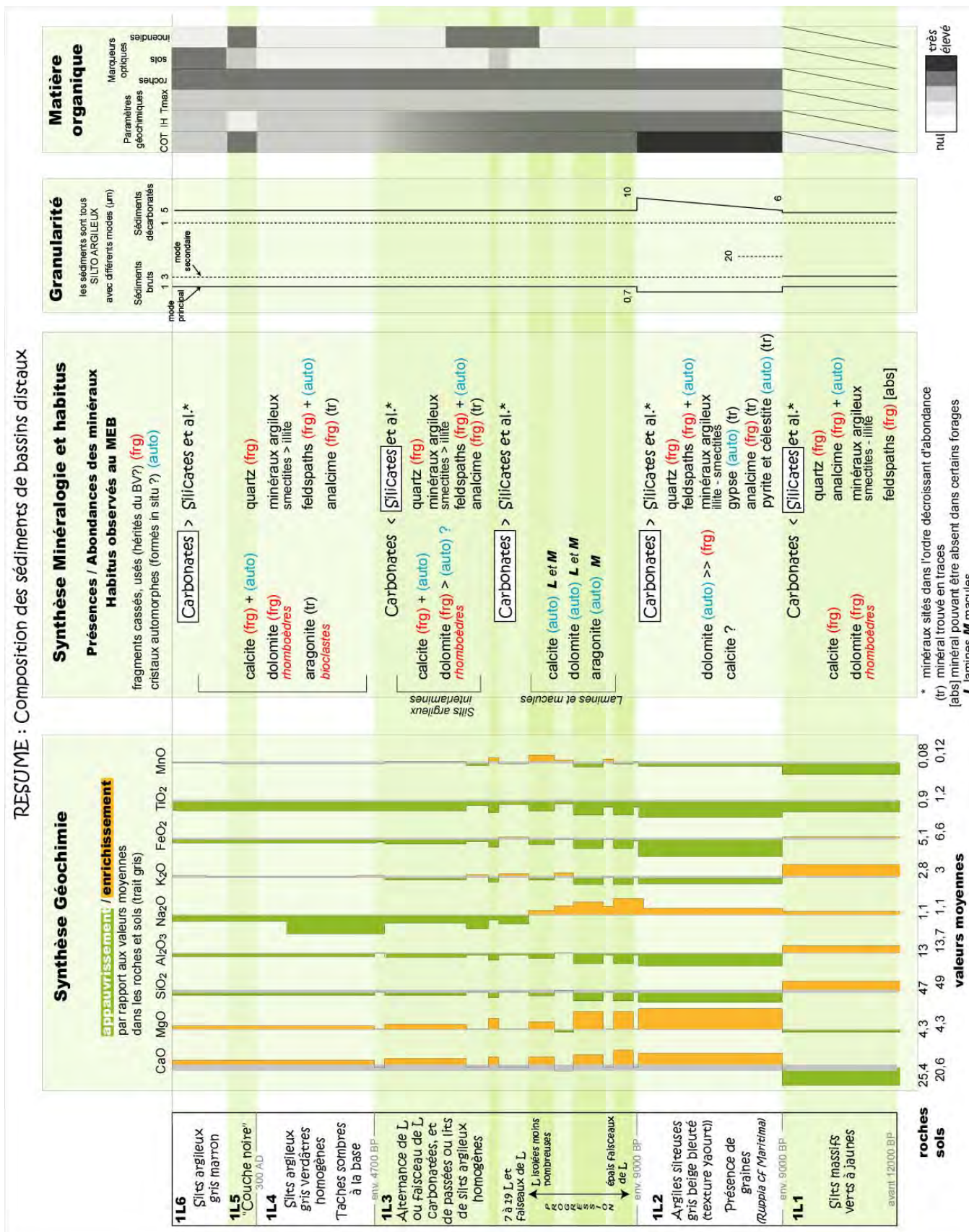


Fig. 7.35 : figure synoptique résumant les principales caractéristiques pétrographiques des sédiments de zones distales du Marais de Sarliève.

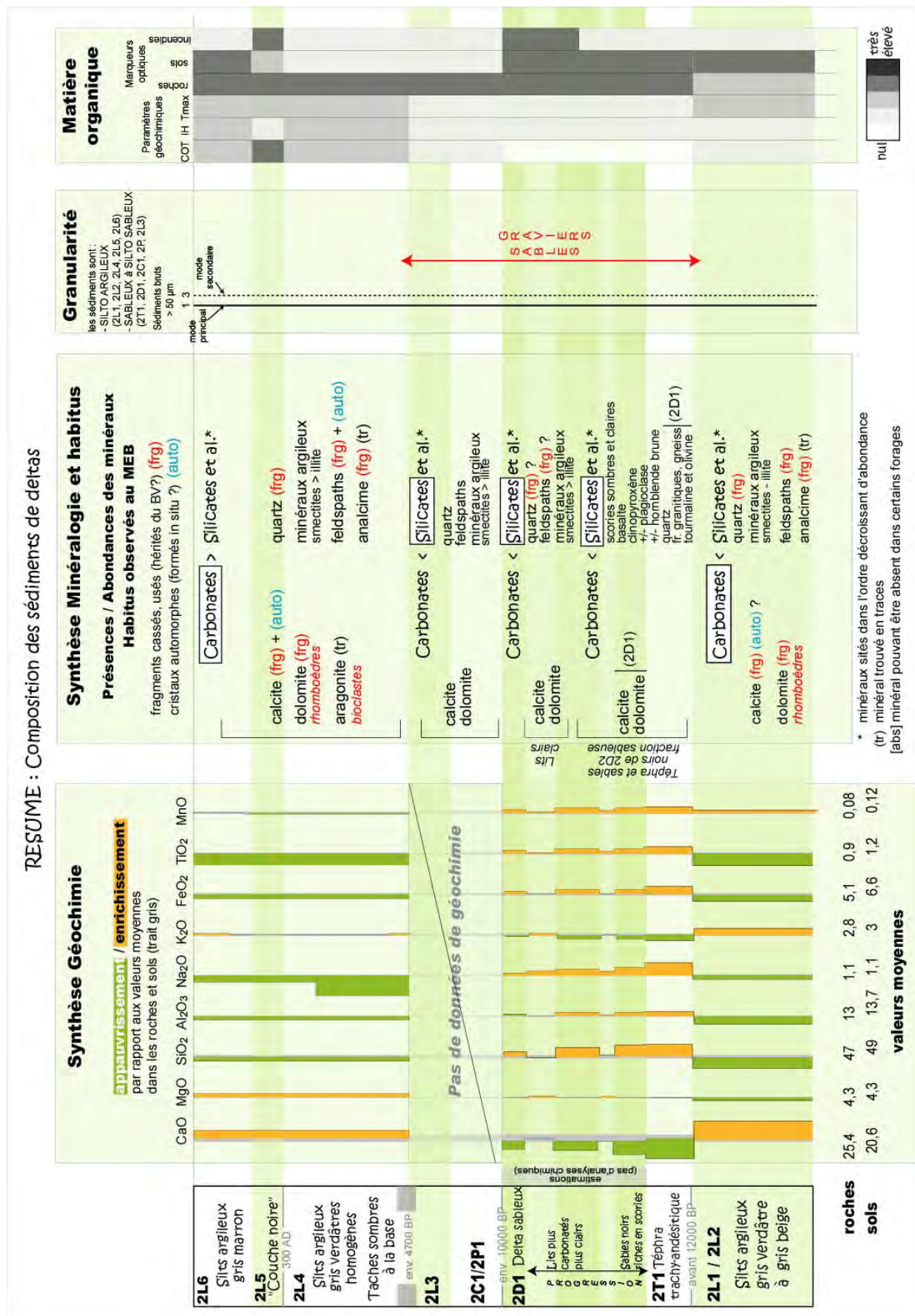


Fig. 7.36 : figure synoptique résumant les principales caractéristiques pétrographiques des zones de delta du Marais de Sarliève.

Chapitre 8. Bioindicateurs des environnements de dépôt dans le Marais de Sarliève

Différents bioindicateurs paléoenvironnementaux ont été étudiés : populations diatomiques (A. Fleury, SARL2) et cortège pollinique (J. Argant et B. Prat, SARL2B et SP4 respectivement). L'analyse des pollens a été accompagnée de celle de microfossiles non polliniques (J.A. Lopez-Saez, SARL2B). Des comptages à valeur indicative ont été également réalisés sur quelques unités sédimentaires suffisamment riches en ostracodes (M. Chassaing) d'une part (unités 2L1 et 2L2 de SP4) et en malacofaune (N. Limondin-Lozouet) d'autre part (unités 2L2, 2C1, 1L5/2L5, 2D1 de SARL22).

8.1. Analyse des populations diatomiques et variations du confinement

Les diatomées sont connues pour être des indicateurs des environnements actuels et passés, malgré le problème que pose la représentativité de la microflore du sédiment par rapport à la paléoflore réelle, cette dernière pouvant subir des dégradations physiques et / ou chimiques (Gasse, 1975 *in* Fleury, 2001). Une étude des diatomées a été réalisée sur le forage SARL2 par Fleury en 2001.

La préparation des échantillons et les méthodes de comptage sont décrites dans Fleury (2001, p 16 et 17), qui a identifié les diatomées à l'échelle de l'espèce ou du genre en utilisant la systématique de (Krammer et Lange-Bertalot, 1986; 1988; 1991).

Neuf genres de diatomées ont été identifiés et comptés (*Cyclotella*, *Cocconeis*, *Anomoeoneis sphaerophora*, *Navicula cuspidata*, *Amphora*, *Epithemia*, *Nitzschia*, *Surirella*, *Campylodiscus clypeus* (Fig. 8.1). Phytolites et kystes de chrysophycées ont également été diagnostiqués et comptabilisés, mais laissés en nomenclature ouverte. Les résultats de comptages, exprimés en **nombre d'unités** (diatomées, phytolites et kystes) **par gramme de sédiment sec** (gss) sont présentés Fig. 8.2.

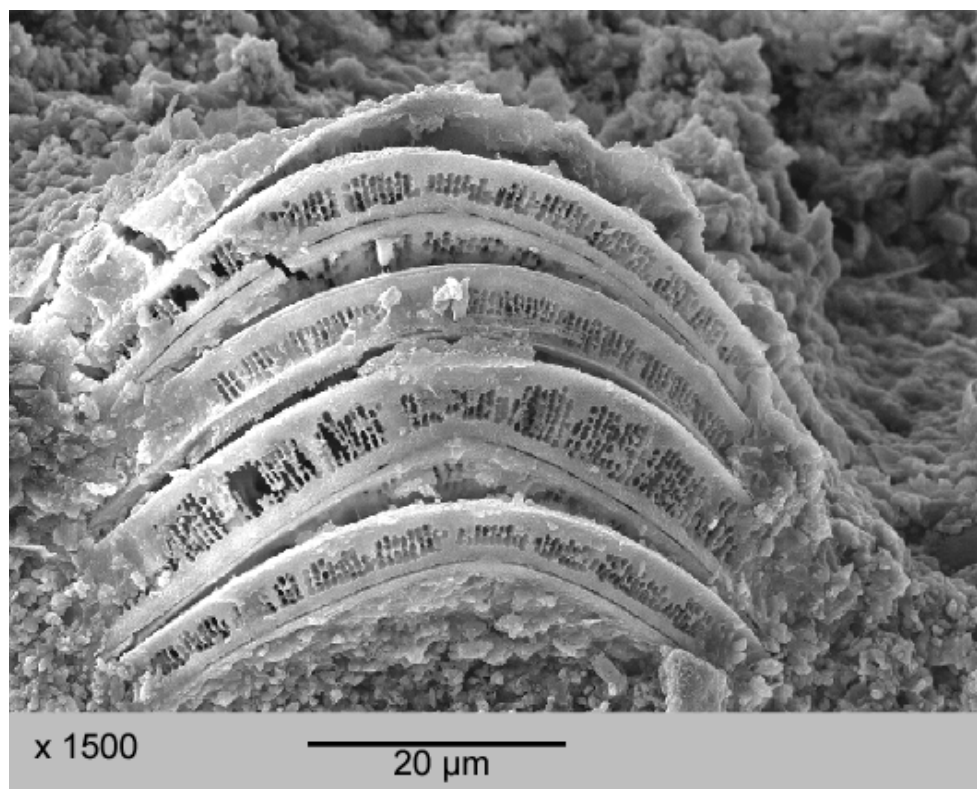


Fig. 8.1 : empilement de diatomées de l'espèce *Campylodiscus clypeus* observé à 395 cm dans l'unité 1L3 de SARL10.

Cette étude a permis de mettre en évidence que la flore diatomique des sédiments de bassin du Marais de Sarliève est largement dominée par l'espèce *Campylodiscus clypeus* (Fig. 8.1), présente essentiellement sous forme de fragments. Cette espèce est omniprésente et domine dans presque tous les échantillons. *Campylodiscus clypeus*, **qui se développe dans des environnements saumâtres à salés** (Germain, 1981 *in* Fleury, 2001), peut être considéré ici comme un marqueur environnemental. Précisons que ses frustules robustes résistant mieux à la dissolution que ceux de la plupart des autres espèces, laisse supposer une altération des assemblages par dissolution différentielle.

8.1.1. Distribution des diatomées et autres éléments siliceux dans SARL2

Les sédiments de SARL2 présentent une abondance variable de diatomées, avec dans l'ensemble une grande pauvreté (Fig. 8.2). Les diatomées sont très peu nombreuses dans l'unité 1L1 où seulement quelques rares fragments de *Campylodiscus clypeus*, phytolithes et kystes ont été rencontrés. L'abondance des diatomées est la plus importante dans la partie inférieure de la carotte (unités 1L2 et partie inférieure de 1L3), où elle est surtout liée à la teneur en *Campylodiscus clypeus*. Dans la partie supérieure, les diatomées sont assez peu abondantes sauf dans la couche noire (unité 1L5). La teneur en phytolithes est très variable mais demeure faible dans l'ensemble. Les kystes de chrysophycées présentent également une abondance variable, généralement faible, à l'exception d'un échantillon de silts argileux de 1L3 et de la couche noire. Des valves hypersiliciifiées se distribuent dans l'ensemble de la carotte mais sont plus abondantes dans certains échantillons à lamines carbonatées de la partie inférieure de l'unité laminée 1L3.

Seuls quelques échantillons ne sont pas dominés par *Campylodiscus clypeus*, parmi lesquels la couche noire qui offre par ailleurs la plus grande diversité de tout le profil et renferme 8 genres de diatomées (*Surirella* étant absente). La diversité est également assez élevée dans l'intervalle 300 et 420 cm, ce qui correspond à l'unité 1L2 et la partie inférieure de 1L3.

8.1.2. Evolution des assemblages et paléoenvironnements

L'étude plus détaillée des assemblages peut apporter des éléments sur les variations de l'épaisseur et de la chimie des eaux, en particulier l'abondance de *Campylodiscus clypeus* peut souligner les conditions de plus ou moins grande salinité des eaux.

A partir des abondances et assemblages des 9 genres et espèces de diatomées et valves hypersiliciifiées, des phytolites et kystes, les archives sédimentaires ont été subdivisées en six zones principales (Z1 à Z6), dont les limites coïncident avec le découpage lithologique (Fig. 8.2).

Les assemblages de diatomées des différentes zones (calées chronologiquement et stratigraphiquement) et les interprétations paléoenvironnementales sont décrits dans le Tab. 8.1.

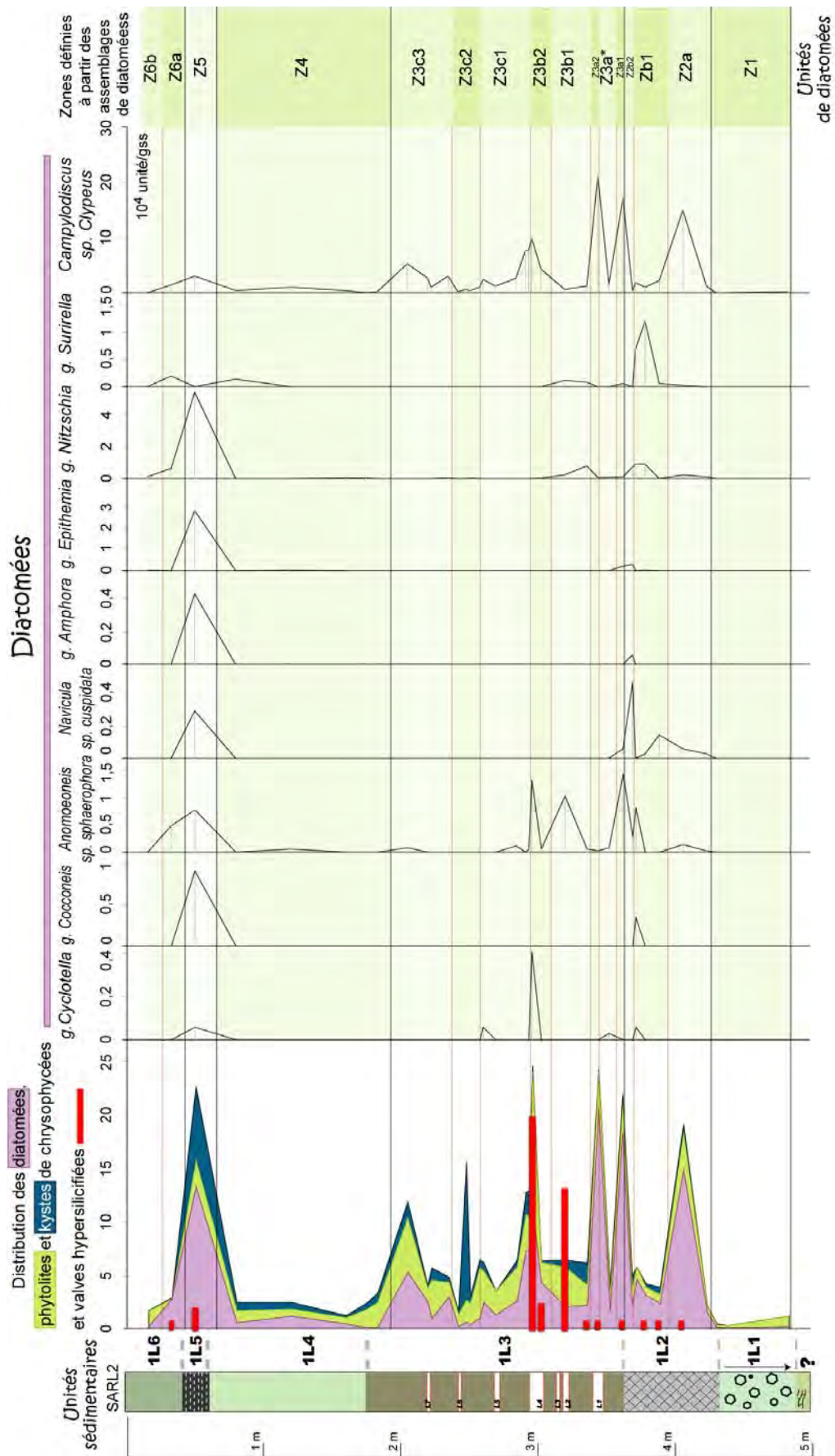


Fig. 8.2 : distribution des diatomées (9 genres et espèces précisés dans le texte), phytolites et kystes de chrysophycées dans les sédiments de SARL2 (Fleury, 2001) ; les différentes unités basées sur les assemblages sont précisées.

Tab 8.1 : différentes zones d'assemblages des diatomées dans SARL2, description et interprétations paléoenvironnementales des assemblages

Zone et cote (cm)	Unité lithologique	Période	Assemblages	Interprétation des zones
Z6	1L6	? à XVII ^e AD	grande pauvreté en diatomées, tant du point de vue qualitatif que quantitatif, absence de kystes	
Z6b, 25 cm à la surface			quantité de diatomées encore plus réduite et <i>Campylodiscus clypeus</i> disparaît, laissant place à <i>Nitzschia</i> et <i>Epithemia</i>	diminution de la salinité
Z6a, 40 à 25			<i>Campylodiscus clypeus</i> dominant, accompagné de <i>Nitzschia</i>	légère augmentation de la salinité
Z5, 65 à 40	1L5	II ^e AD à ?	plus grandes abondances et maximum de diversité des genres de diatomées (seule <i>Surirella</i> est absente), <i>Nitzschia</i> domine, puis <i>Campylodiscus clypeus</i> et <i>Epithemia</i> qui sont présents en proportions égales, présence de valves hypersilicifiées	milieu alcalin, oligotrophe avec peu de sels dissous étant donné la dominance d'espèces oligohalobes*
Z4, 194 à 65	1L4	Subboréal à La Tène moyenne)	- sommet de l'unité marqué par une forte augmentation de <i>Surirella</i>, qui accompagne <i>Campylodiscus clypeus</i> - disparition de <i>Nitzschia</i> au profit de <i>Anomoeoneis</i> et <i>Epithemia</i> (très peu abondants par rapport à <i>Campylodiscus clypeus</i>) - augmentation de <i>Campylodiscus clypeus</i> - à la partie inférieure : extrême pauvreté en diatomées, phytolites et kystes, <i>Campylodiscus clypeus</i> disparaît pour laisser place à <i>Nitzschia</i>	- retour à des conditions plus salines - légère diminution du pH - adaptation de l'espèce ou augmentation de la salinité - changement brutal de salinité
Z3c3, 239 à 194	1L3	Atlantique à Subboréal	augmentation de la quantité de diatomées (<i>Campylodiscus clypeus</i>) et de phytolites	légère augmentation de la salinité
Z3c2, 260 à 239			nombre de diatomées extrêmement faible, pic élevé de kystes	diminution de la salinité ?
Z3c1, 297 à 260			diminution du nombre de diatomées, apparition de <i>Cyclotella</i> au sommet	augmentation de niveau d'eau
Z3b2, 312 à 297			l'abondance de diatomées augmente, <i>Campylodiscus clypeus</i> est prédominant, le nombre de valves de diatomées hypersilicifiées de même que la quantité de phytolites sont maximaux à 297 cm.	augmentation de la salinité
Z3b1, 341 à 312			nette diminution de la quantité totale de diatomées, valves hypersilicifiées abondantes, <i>Campylodiscus clypeus</i> diminue, d'abord au profit de <i>Nitzschia</i> , puis de <i>Anomoeoneis</i> ; diversité assez élevée et augmentation de l'abondance de kyste à la base	diminution de la salinité ? (1) dissolution de diatomées (2) reprécipitation de silice sur des valves ?
Z3a2, 347 à 341			maximum de l'abondance des <i>Campylodiscus clypeus</i>	augmentation de la salinité
Z3a*, 360 à 347			forte diminution du total des diatomées, conséquence de celle de <i>Campylodiscus clypeus</i>	diminution de la salinité par augmentation de l'épaisseur de la tranche d'eau
Z3a1, 366 à 360			retour marqué des <i>Campylodiscus clypeus</i> accompagnés du genre <i>Anomoeoneis</i>	augmentation de la salinité
Z2b2, 373 à 366	1L2	Boréal à début de l'Atlantique	nombre de diatomées encore plus réduit, <i>Nitzschia</i> et <i>Navicula</i> prédominent le peuplement, prédominance des espèces périphytes, littorales et augmentation des phytolites	léger abaissement du niveau du lac lac peu profond avec un environnement de pH neutre à alcalin et des eaux relativement douces
Z2b1, 399 à 373			diminution de la quantité des <i>Campylodiscus</i> , <i>clypeus</i> au profit de <i>Surirella</i> et <i>Nitzschia</i> puis de <i>Surirella</i> et <i>Nitzschia</i> associées à <i>Anomoeoneis</i>	diminution en sels dissous du milieu, condition plus propice aux espèces oligohalobes ¹
Z2a, 430 à 399			zone riche en <i>Campylodiscus clypeus</i> , peuplement dominé par des espèces littorales, oligotrophes ¹ , mésotrophes ¹ et euryhalobes ¹ et alcaliphiles ¹	lac peu profond, salinité et alcalinité élevées
Z1, 490 à 430	1L1	Début de l'Holocène à Préboréal/Boréal	abondance extrêmement faible des diatomées (rares fragments de <i>Campylodiscus clypeus</i>) et autres objets siliceux	

1

alcaliphile : s'applique aux espèces qui apparaissent à un pH d'environ 7, mais avec un développement optimal à un pH plus élevé, aimant une certaine basicité.

euryhalobe : se dit d'une espèce sans exigence stricte vis à vis de la teneur en sels dissous.

oligohalobes: se dit d'une espèce vivant dans une eau où la teneur en sels dissous est comprise entre 0,5 et 5 ‰.

Les informations paléoenvironnementales ont été reportées dans un schéma récapitulatif (Fig. 8.3). Dans l'ensemble **les assemblages sont caractéristiques d'un milieu aquatique peu profond, plus ou moins saumâtre à salé, et de pH neutre à alcalin** (Fleury, 2001).

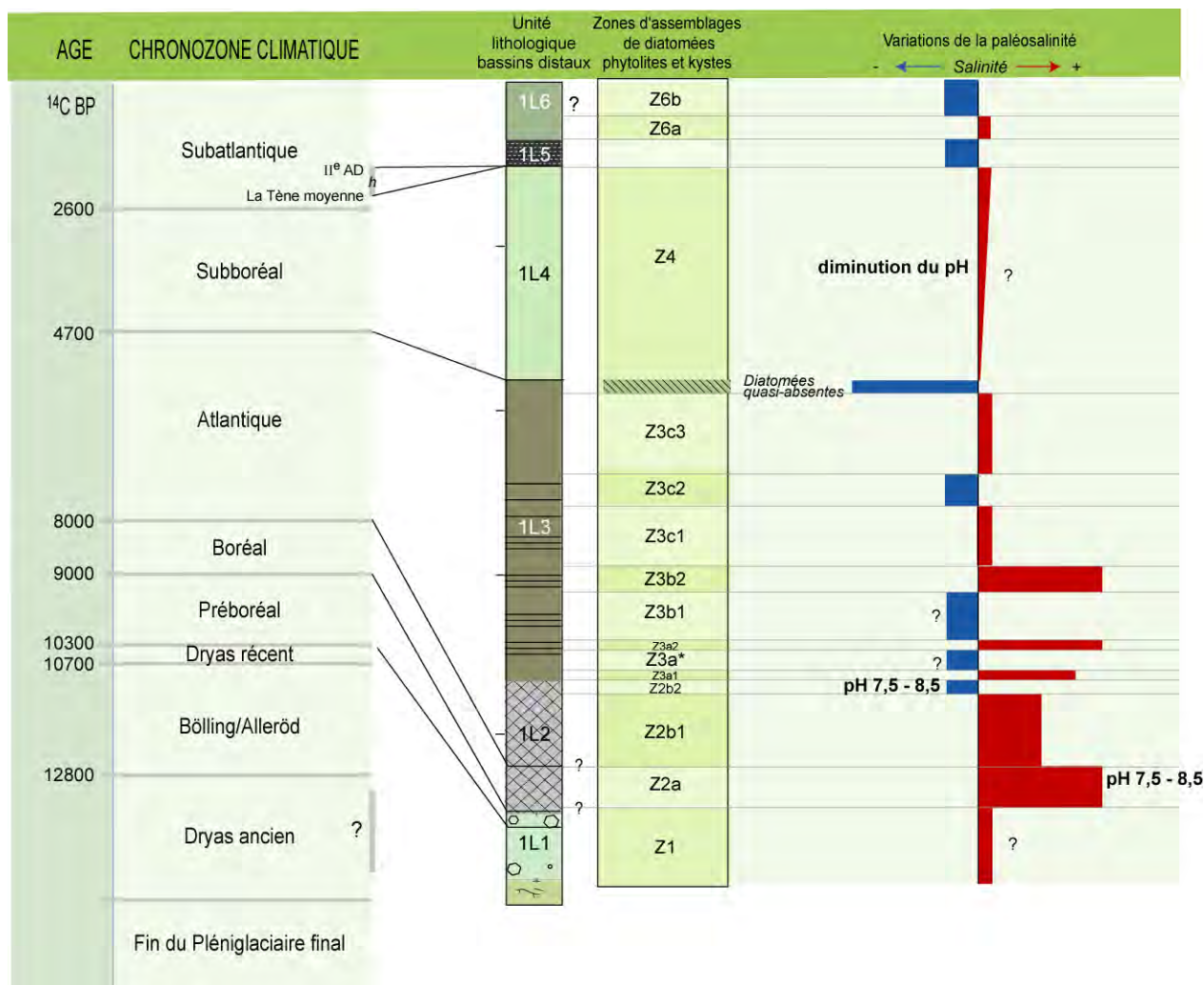


Fig. 8.3 : corrélations entre faciès sédimentaires calés chronologiquement et interprétation paléoenvironnementale des assemblages de diatomées, phytolites et kystes dans SARL2.

Les sédiments pauvres en diatomées sont marqués par des **augmentations ponctuelles de l'abondance de valves hypersilicifiées**. Même si l'abondance de tels éléments hypersilicifiés paraît sans relation avec la quantité de diatomées, il se pourrait que les diatomées des sédiments du marais aient été partiellement dissoutes. Une redistribution de la silice en aurait résulté permettant en contrepartie le nourrissage de frustules dans certains bancs. Dans un tel contexte, les interprétations des assemblages sont présentées à titre indicatif seulement. Compte tenu de ces réserves, les assemblages renseignent sur l'évolution de l'environnement de dépôt, en particulier de la salinité comme l'illustre la Fig. 8.3. L'unité sédimentaire **1L1** (Z1) est très pauvre en diatomées : seuls de rares fragments de *Campylodiscus clypeus* ont été observés, suggérant des alcalinité et salinité plutôt élevées. L'unité dolomitique **1L2** (Z2) est marquée par des assemblages diatomiques de conditions de salinité élevée, avec un pH compris entre 7,5

et 8,5. La salinité diminue au sommet de **1L2**. L'unité **1L3** (Z3) est marquée par de fortes variations dans les assemblages, suggérant des variations de la salinité des eaux, dont l'intensité est difficile à estimer. Il semble toutefois, au regard des conditions durables de forte salinité qui marquent le début de l'histoire du remplissage, qu'un déconfinement s'initie au cours du dépôt de cette unité laminée **1L3**. Par ailleurs la partie centrale de l'unité est particulièrement riche en valves hypersilicifiées. Les assemblages de **1L4** (Z4) suggèrent une légère salinité, dont il est difficile de préciser le niveau étant donné l'extrême pauvreté des populations. Le riche assemblage de **1L5** (Z5) traduit un milieu alcalin, oligotrophe et de salinité plus réduite. La dernière unité, **1L6**, (Z6) illustre un retour à une salinité légèrement plus élevée, qui diminue ensuite.

Nous allons voir dans ce qui suit, dans quelle mesure les ostracodes et les gastéropodes permettent de préciser les conditions paléoenvironnementales.

8.2. Données sur les ostracodes

Les sédiments du Marais de Sarliève sont dans l'ensemble relativement pauvres en ostracodes. Des comptages ont été effectués par Chassaing (2004) sur les unités 2L1 et 2L2 des dépôts de delta, dont la population est nettement plus riche.

Tab. 8.2 : résultats de comptage des espèces d'ostracodes rencontrées dans les unités sédimentaires 2L1 et 2L2 (SP4) du Marais de Sarliève, d'après Chassaing (2004).

Espèce	2L1 (370-380 cm, SP4)	2L2 (350-360 cm, SP4)
	Tardiglaciaire avant 12000 BP	Tardiglaciaire avant 12000 BP
<i>L. inopinotina</i>		56
<i>L. inopinotina</i> Juv.	199	
<i>I. bradyi</i>	5	2
<i>Pseudocandona</i> sp.	2	30
« Cypris » Oligocène	2	1
<i>H. incongruens</i>	2	27
<i>C. vidua</i> juv.		11
<i>C. vidua</i> mâle		34
<i>H. Salina</i> juv	6	31
Total	210	192

Sept espèces ont été reconnues dans ces deux unités : *Limnocythere inopinata*, *Iliocypris bradyi*, *Pseudocandona* sp., des « Cypris » de l'Oligocène, *Heterocypris incongruens*, *Cyclocypris vidua* et *Heterocypris salina* (Tab. 8.2).

L'unité **2L1** (370-380 cm, SP4) est monospécifique, et comporte essentiellement des valves juvéniles très bien calibrées de *Limnocythere inopinata*. D'après Chassaing (2004) cette abondance et ce calibrage pourrait s'expliquer par tri granulométrique lors d'un transport. L'hypothèse d'un transport est renforcée par la présence de *Iliocypris bradyi*, espèce nageuse fréquemment rencontrée dans des environnements

fluviales qui présentent un courant plus ou moins important (Delorme, 1969 ; Mischke *et al.*, 2002 *in* Chassaing, *ibid*). D'autre part les individus juvéniles de *Limnocythere inopinata* sont tous à morphotype lisse. Cela témoignerait d'après (Carbonel *et al.*, 1983 *in* Chassaing, *ibid*) de **conditions préévaporitiques**.

En revanche, l'unité **2L2** (350-360 cm, SP4) est hétérogène et ne comporte pas d'espèce franchement dominante. Ces assemblages indiquent un changement des conditions environnementales. La faune plus riche serait liée à une minéralisation plus importante des eaux. La présence en grand nombre de *Limnocythere inopinata* à morphotype lisse montre des **conditions préévaporitiques**. La présence de cette espèce indique une **alcalinité assez élevée**. De plus l'association de *Heterocypris salina* et de *Heterocypris incongruens* indique une **salinité importante**. En outre *Heterocypris incongruens* possède une bonne résistance à la dessiccation (Meish, 2000 *in* Chassaing, 2004). Enfin, *Cyclocypris vidua* témoigne d'un **milieu eutrophe à végétation très riche**.

Les conditions préévaporitiques déjà suggérées au cours de la mise en place de l'unité 2L1 se prolongent avec 2L2. Le milieu serait alors plus calme et confiné, avec une végétation riche.

8.3. Données malacologiques

Les sédiments du Marais de Sarliève sont pour la plupart dépourvus de gastéropodes. Seuls quelques échantillons (les plus riches) ont pu faire l'objet d'une détermination de la malacofaune. Les prélèvements n'ayant suivi aucun protocole, cette détermination possède une valeur indicative seulement. Ces déterminations et comptages ont été effectués par N Limondin-Lozouet (UMR CNRS 8591, Meudon). Les résultats, présentés par groupes écologiques, figurent dans le tableau 8.3.

Unité **2L2** (350-360 cm, SP4). Les assemblages sont pauvres, relativement équilibrés entre taxons aquatiques et terrestres. Les terrestres présents sont tous liés à des biotopes plutôt humides, en revanche l'échantillon ne permet pas de préciser si le marais est exondé ou pas.

Unité **2D1** (395-400 cm, SARL22 en zone proximale). L'assemblage très pauvre et peu diversifié, comporte deux espèces terrestres de milieu ouvert.

Unité **2C1** (215-225 cm, SP4). Les assemblages sont exclusivement terrestres, dépourvus d'espèces palustres, et suggèrent un milieu ouvert à couverture végétale herbeuse humide, mais avec des zones plus exposées. Plus haut dans **2C1** (180-190 cm, SP4), la malacofaune est exclusivement terrestre, de milieu ouvert, avec juxtaposition de zones relativement denses en végétation au sol, et d'aires plus dénudées (diversité des taxons steppiques) donc plus sèches.

Unité **1L5 / 2L5** (70 cm, SP1). Dans la couche noire, les espèces aquatiques sont dominantes, et attestent une phase de marais en eau sans ambiguïté. Elles indiquent un plan d'eau calme avec peu ou pas de courant et riche en plantes.

Tab. 8.3 : résultats des comptages de malacofaune, classés par groupes écologiques (GE) sur quelques échantillons du Marais de Sarliève, détermination et comptage par N. Limondin-Lozouet.

Groupes écologiques	Espèce	2L2 (350-360 cm, SP4)	2D1 (395-400 cm, SARL22)	2C1 (215-225 cm, SP4)	2C1 (180-190 cm, SP4)	1L5 / 2L5 (70 cm, SP1)
		Tardiglaciaire avant 12000 BP	12000 à 10000 BP	après 10000 BP		après II ^e siècle AD
4 espèces « steppiques » milieux ouverts et secs	<i>Cochlicopa lubricella</i>				1	
	<i>Truncatellina cylindrica</i>		1		3	
	<i>Jaminia quadridens</i>				3	
	<i>Chondrula tridens</i>			3	3	
	<i>Zebrina detrita</i>			5	6	
	<i>Helicella itala</i>				4	
	<i>Candidula intersecta</i>			2	4	
5 espèces de biotopes ouverts	<i>Pupilla muscorum</i>			4	6	
	<i>Vallonia pulchella</i>	6	3	17	12	
	<i>Vallonia costata</i>		6	4	79	
7 taxons mésophiles	<i>Trichia hispida</i>	1				
9 espèces de zones marécageuses	<i>Oxymola elegans</i>	1				2
	<i>Euconulus fulvus</i>	1				
Total des espèces TERRESTRES		9	10	35	121	2
10 espèces aquatiques	<i>Galba truncatula</i>					2
	<i>Stagnicola palustris</i>	1				
	<i>Radix ovata</i>	2				10
	<i>Valvata cristata</i>					4
	<i>Planorbis planorbis</i>					29
	<i>Gyraulus albus</i>					20
	<i>Armiger crista</i>	2				46
Total des espèces AQUATIQUES		5				112

8.4. Histoire de la végétation (pollens et microfossiles non polliniques)

Le Marais de Sarliève est l'un des rares sites de la Limagne qui présente des sédiments pollinifères à partir desquels il est possible de tracer l'histoire paléobotanique la plus complète et la plus représentative de la région. Gachon (1963) a fait une analyse pollinique sur une carotte prélevée dans le bassin sud (sur SARL0). Argant *et al.* (soumis) ont complété les données de Gachon par l'analyse pollinique des sédiments du bassin nord (sur la carotte SARL2B, forage « voisin » de SARL2) et des sédiments de zone de deltas (sur SP4). Les diagrammes polliniques de Gachon (1963), Argant *et al.* (soumis) sont présentés figures 8.4, 8.5, et 8.6.

Les sédiments du marais se sont également révélés riches en microfossiles non polliniques (MFNP), analysés sur SARL2B par Lopez Saez (*in* Argant *et al.* soumis), selon les mêmes découpages. Pour ces raisons, les résultats des MFNP sont présentés avec ceux de l'analyse pollinique. Ces microfossiles correspondent le plus souvent à des spores d'algues, de champignons, de mousse, cyanobactéries, ou des kystes d'origines variées, mais aussi de colonies de *Botryococcus* et *Pediastrum* (Lopez Saez *et al.*, 1998). L'écologie de certains d'entre eux est connue et peut apporter des indications sur le niveau trophique du milieu lacustre, les tendances d'humidité ou de sécheresse, l'occurrence d'incendies, la bathymétrie, et les impacts anthropiques...Le diagramme des MFNP de Lopez Saez est présenté sur la Fig. 8.7.

Comme souligné dans la partie consacrée à la chronostratigraphie des unités sédimentaires (paragraphe 6.3.2.), les diagrammes de Gachon et d'Argant ont pu être respectivement divisés en sept phases (IIV à IX) et en 10 biozones (SARL2B. a à j). Leurs relations sont établies sur la figure 6.21. Le diagramme de Gachon couvre une plus longue période, les phases IV et V ne semblant pas avoir d'équivalent chez Argant *et al.* (soumis). La zonation établie pour les MFNP est identique à celle d'Argant dans SARL2B. Enfin des corrélations de biozones existent entre la partie supérieure de SARL2B et celle de SP4 (SP4. a à e). En revanche, la partie inférieure des sédiments de delta (2L1 à 2L3) est soit stérile ou alors ne comprend que des pollens tertiaires (Argant *et al.*, soumis).

Les données paléoenvironnementales tirées des pollens et des MFNP sont présentées dans le Tab. 8.4. Ces données ont été établies à partir de plusieurs forages (SARL0, SARL2 et SP4), c'est pourquoi la cote exacte des sédiments analysés n'est pas précisée, seuls leur appartenance et positionnement dans les différentes unités sont indiqués.

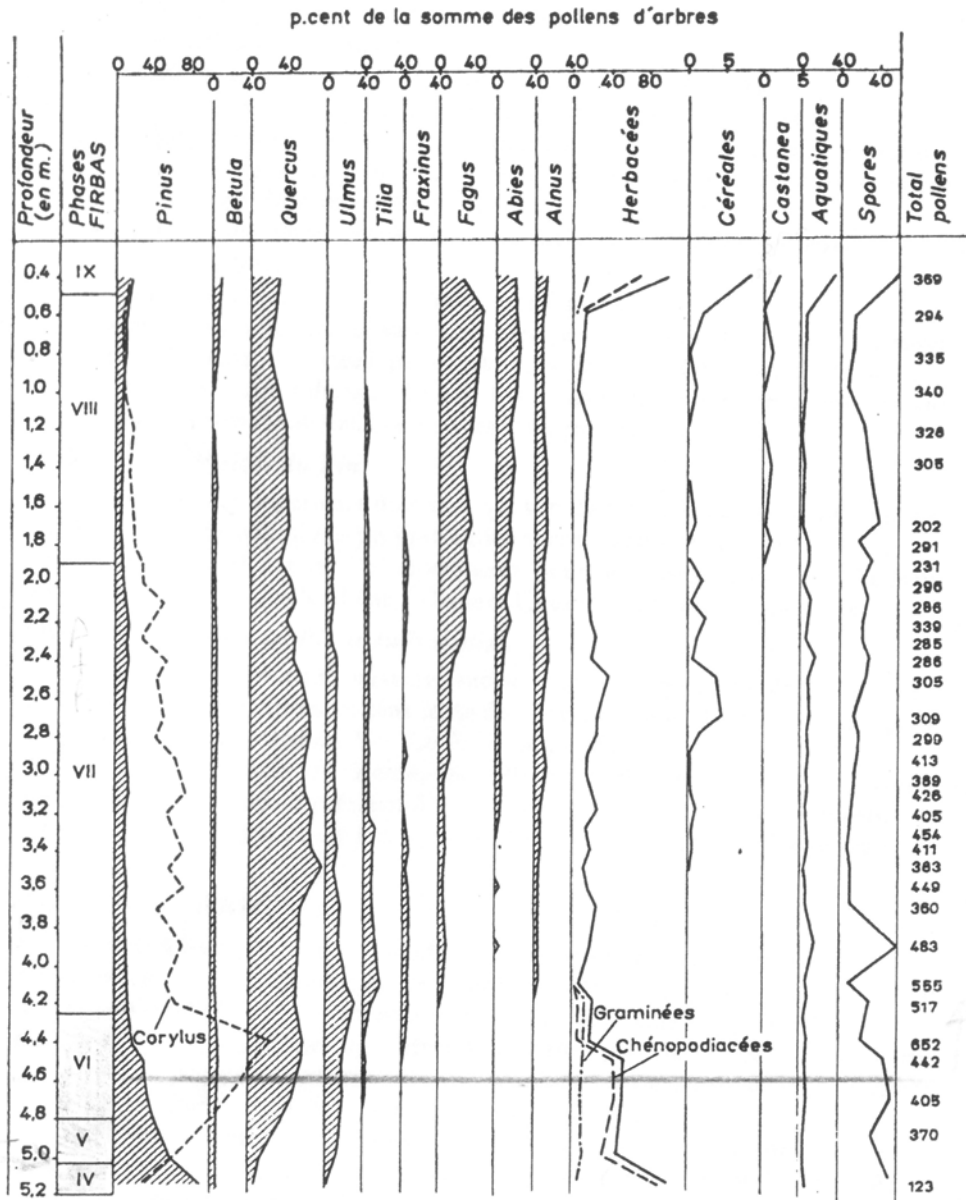


Fig. 8.4 : diagramme pollinique de la carotte SARL0, bassin sud du Marais de Sarliève (Gachon, 1963) ; positionnement de la carotte Fig. 6.1.

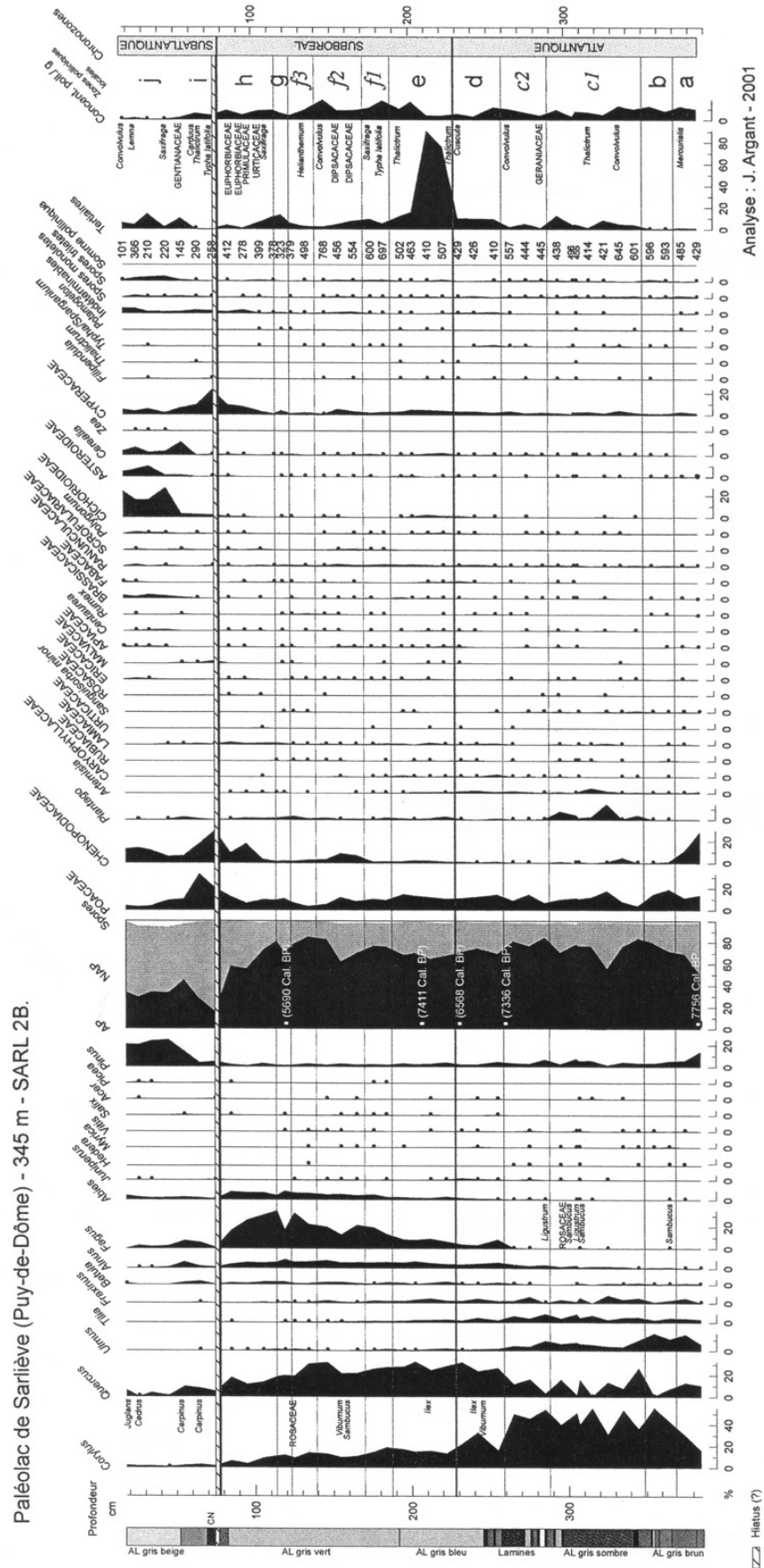


Fig. 8.5 : diagramme pollinique de la carotte SARL2B (analyse J. Argant), bassin nord du Marais de Sarliève (Argant et al., soumis) ; positionnement de la carotte Fig. 6.1.

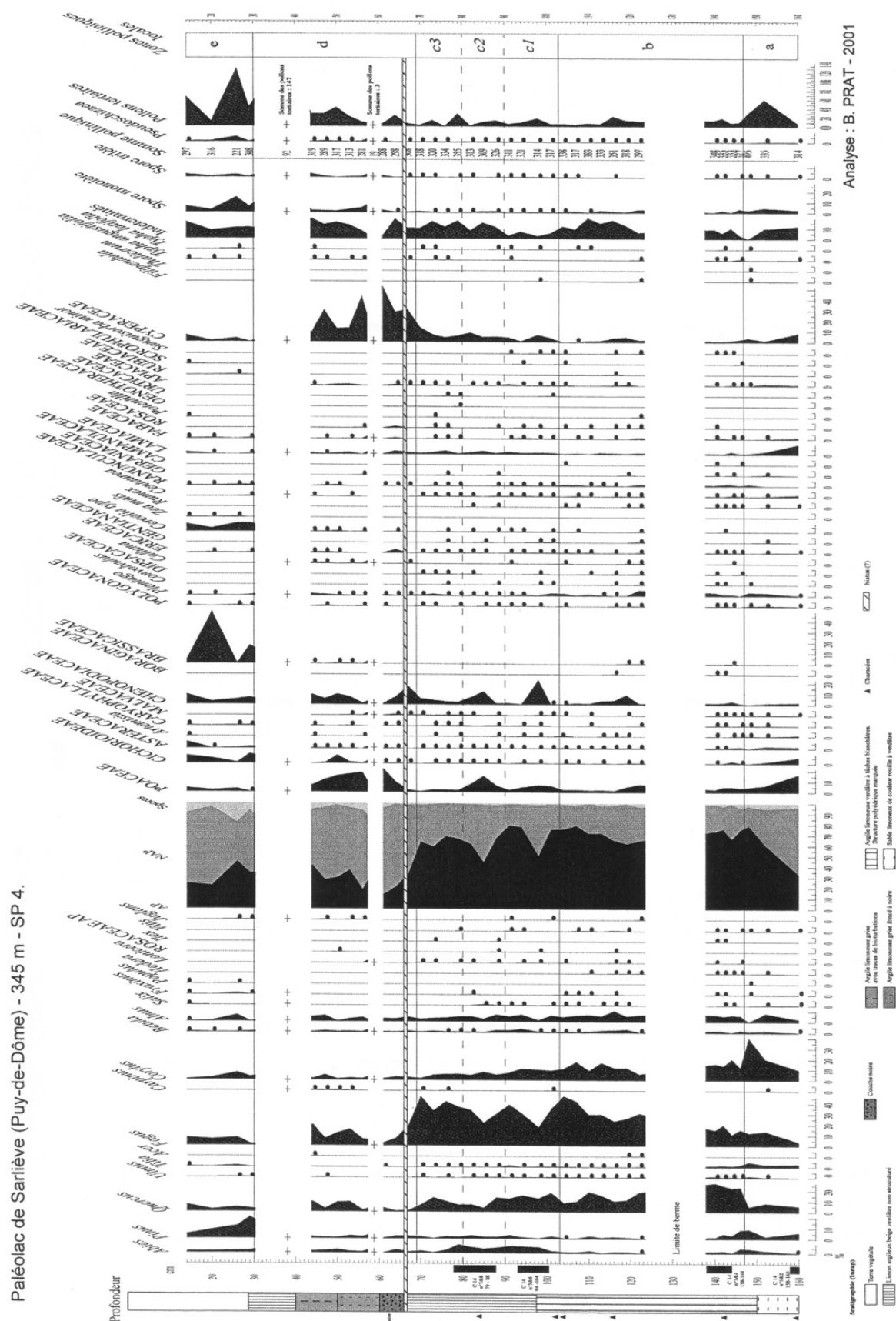


Fig. 8.6 : diagramme pollinique du sondage profond SP4 (analyse B. Prat), zone de delta du Marais de Sarliève (Argant *et al.*, soumis) ; positionnement de la carotte Fig. 6.1.

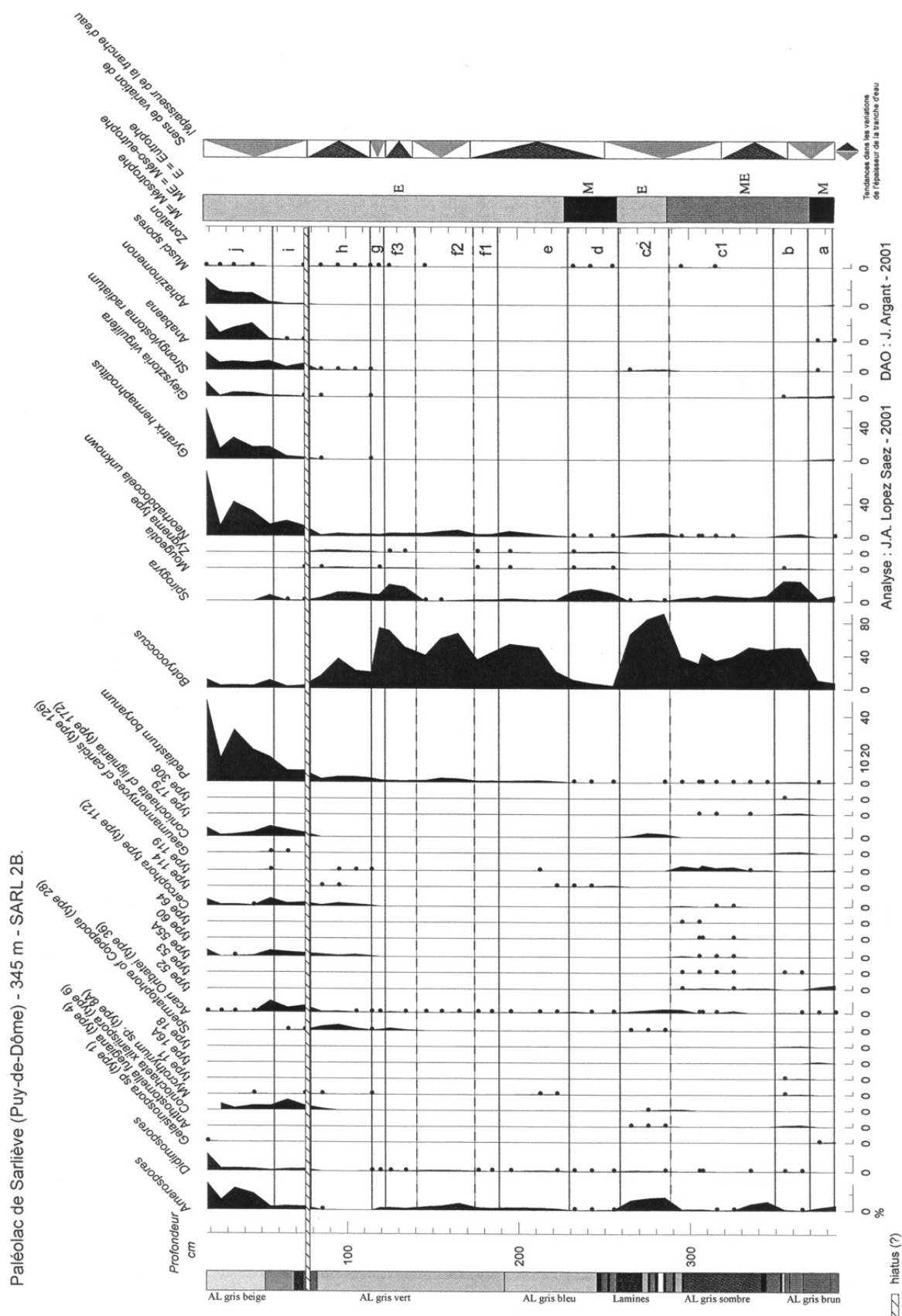


Fig. 8.7 : diagramme des microfossiles non-polliniques de la carotte SARL2B (analyse J Lopez-Saez), bassin nord du Marais de Sarliève (Argant et al., soumis) ; positionnement de la carotte Fig. 6.1.

Tab. 8.4 : assemblages polliniques, et interprétations des assemblages polliniques et des microfossiles non polliniques (MFNP). Travaux réalisés sur SARL2B (pollens et MFNP) et SP4 (pollens) par J. Argant, JA. Lopez Saëz et B. Prat.

Phase/Biozone	Unité lithologique	Période	Assemblages polliniques	Interprétation des assemblages et indications fournies par les MFNP (indiquées en italique)
Biozone SARL2B.j et SP4.e	partie supérieure de 1L6/2L6	Subatlantique	taux de PA relativement faible, mais plus élevé que dans la biozone précédente : développement de <i>Pinus</i> , diminution des poacées, Chénopodiacées et Cypéracées, développement des céréales, <i>Brassicaceae</i> et les <i>Asteroidae</i> et <i>Cichorioideae</i> (rudérales) et des fougères	les pâturages laissent en partie place aux cultures <i>eutrophisation maximale des eaux et réduction des activités pastorales</i>
Biozone SARL2B.i et SP4.d	partie inférieure de 1L6/2L6	milieu du Subatlantique	PA considérablement réduits, quasi disparition de la forêt, développement des étendues herbeuses : Poacées, Chénopodiacées et Cypéracées	substrat humide <i>chute de niveau du lac et eutrophisation des eaux ; poursuite des activités pastorales ; utilisation du feu</i>
Biozone SARL2B.h et SP4.c	1L4/2L4	fin du Subboréal/début du Subatlantique	diminution de l'abondance des PA, de façon très forte au sommet de la biozone, diminution de <i>Corylus</i> , <i>Quercus</i> , <i>Betula</i> , <i>Alnus</i> , <i>Fagus</i> et <i>Abies</i> , la chute très fortement marquée chez <i>Fagus</i> , augmentation des Poacées et Chénopodiacées, céréales discrètes, mais toujours présentes, augmentation des Cypéracées	extension des pâturages et / ou de l'importance des troupeaux, développement des prairies humides à la faveur du déboisement des rives <i>pastoralisme plus intensif</i>
Biozone SARL2B.g	1L4/2L4	Subboréal	chute de <i>Fagus</i> et de <i>Quercus</i> accompagnées d'un pic marqué de pollens tertiaires	
Biozone SARL2B.f et SP4.b	1L4/2L4	Subboréal	<i>Fagus</i> et <i>Abies</i> augmentent, <i>Corylus</i> continue de diminuer, céréales toujours présentes, <i>Juglans</i> fait son apparition ; tendance à l'augmentation de la proportion de pollens d'arbres, avec une diminution passagère marquée, liée à celle de <i>Fagus</i> dans la sous-biozone f2. Cette dernière est accompagnée d'une augmentation des Chénopodiacées et celle des Cypéracées	cultures toujours attestées <i>l'eutrophication des eaux du lac s'accroît, la phase f2 correspond à des conditions plus rigoureuses et plus sèches avant une remontée des eaux en f3</i>
Biozone SARL2B.e et SP4.a	partie inférieure de 1L4/2L4	début du Subboréal	proportion de PA légèrement plus faible que dans l'unité précédente, les taux de pollens de <i>Quercus</i> et <i>Corylus</i> sont stables alors que ce dernier est considérablement réduit par rapport à la biozone d, pic intense de pollens tertiaires coïncidant avec l'augmentation de pollens de céréales et de rudérales	activité agricole bien marquée <i>lac eutrophe</i>
Biozone SARL2B.d	partie supérieure de 1L3	partie supérieure de l'Atlantique	proportion de PA relativement stable (autour de 70 %), légèrement moins élevée que dans la biozone c2, relative augmentation de <i>Quercus</i> accompagnée d'une diminution de <i>Corylus</i> , disparition d' <i>Ulmus</i> et apparition de <i>Fagus</i> , et <i>Abies</i>	amorce d'un climat plus frais et plus humide <i>conditions un peu plus humide dans le marais, avec montée du niveau du lac, milieu à tendance mésotrophe</i>
<u>sous-zone c2</u>			augmentation des taux de pollens arboréens, en parallèle de la proportion de <i>Corylus</i> , réduction des pollens de <i>Plantago</i> et d' <i>Artemisia</i> , deux adventices	<i>relative sécheresse et occurrences d'incendies (à caractère régional)</i> <i>les eaux du lac sont plus eutrophes qu'auparavant</i>
<u>sous-zone c1</u>	milieu de 1L3	milieu de l'Atlantique	apparition des plantes adventices : synchronisme entre les pics très bien marqués de <i>Plantago</i> et les chutes de <i>Corylus</i> , les plus fortes diminutions du total des PA et les pics de pollens tertiaires	messicoles et rudérales suggèrent une extension des cultures et le développement des pâturages <i>dégradation de la forêt, à écologie coprophile, ce qui confirme une augmentation des populations animales autour du lac</i>
Biozone SARL2B.c			zone marquée par cinq inflexions affectant en anticoincidence « <i>Quercus</i> et <i>Fraxinus</i> », taxons de la Chênaie mixte d'une part et <i>Corylus</i> et <i>Tilia</i> d'autre part ; aux « pics » de plus forte proportion de <i>Quercus</i> , correspondent des chutes de <i>Corylus</i> , généralement accompagnées d'une diminution du total des pollens arboréens (PA), et une recrudescence des pollens tertiaires ; pollens de céréales présents dans les deux cas	recul des taxons de la Chênaie mixte expliquée par Argant et al., (soumis) comme résultat d'une intervention humaine
Biozone SARL2B.b	transition entre 1L2/1L3	partie inférieure de l'Atlantique	progression de <i>Corylus</i> qui atteint une densité maximale alors que <i>Quercus</i> disparaît momentanément, maintient des autres composantes de la Chênaie mixte (<i>Ulmus</i> , <i>Tilia</i> , <i>Fraxinus</i>), disparition des chénopodiacées ; apparition des premiers grains de pollens de céréales	premier impact des humains défricheurs : pour cultiver les céréales, les humains auraient défriché les <i>Quercus</i> (Argant et al., soumis) <i>eau stagnante à tendance méso-eutrophe</i>
Biozone SARL2B.a	partie supérieure de l'unité 1L2	fin du Boréal à début de l'Atlantique	50 à 69 % de pollens d'arbres, principaux arbres rencontrés : <i>Corylus</i> , <i>Quercus</i> et <i>Ulmus</i> , chénopodiacées toujours abondantes	paysage assez largement ouvert. <i>milieu lacustre à tendance mésotrophe, soumis à des phases de relative sécheresse</i>
Phase V	1L2	début du Boréal	poussée brutale du <i>Corylus</i> , <i>Betula</i> est rare, remplacement rapide de <i>Pinus</i> par <i>Quercus</i> et <i>Ulmus</i> ; recul sensible des herbacées, dont les ¾ de Chénopodiacées	réchauffement climatique postglaciaire
Phase IV	transition 1L1 à 1L2	début de l'Holocène à Préboréal/Boréal	<i>Pinus</i> , plus abondant que <i>Corylus</i> , dominant la somme des pollens d'arbres, apparition des espèces thermophiles (<i>Quercus</i> et <i>Ulmus</i>), très grande richesse en Chénopodiacées	
Phase IIV	1L1	Tardiglaciaire	« limon de base » de Gachon contenant essentiellement des pollens tertiaires, toutefois présence « avec certitude des pollens du Quaternaire récent »	

La synthèse des données paléoenvironnementales a été réalisée dans Trément *et al.* (soumis) à partir des données de Argant *et al.* (soumis). Un schéma récapitulatif, permettant de visualiser l'évolution des principaux types de peuplements végétaux est présenté Fig. 8.8. Les pollens ont été regroupés en plusieurs catégories.

Cultures : *Cerealia*, *Zea*, *Juglans*, *Brassicaceae* ;

Messicoles et Rudérales : *Artemisia*, *Plantago*, *Rumex*, *Centaurea*, *Chenopodiaceae*, *Asteraceae*, *Cichorioideae*, *Malvaceae*, *Boraginaceae*, *Caryophyllaceae*, *Apiaceae* ;

Poacées ;

Cypéracées ;

Taxons forestiers : *Abies*, *Quercus*, *Ulmus*, *Tilia*, *Acer*, *Fagus*, *Carpinus* ;

Arbres héliophiles : *Pinus*, *Juniperus*, *Corylus*, *Betula*, *Alnus*, *Salix*, *Fraxinus*, *Sambucus*.

Les **pollens tertiaires** sont également représentés.

Les indications paléoenvironnementales issues des assemblages des MFNP sont également représentées sur cette figure (indices de déforestation, d'incendie, de présence de coprophiles et d'eutrophisation).

Le début de la mise en place de l'unité **1L2** à partir du Boréal est marqué par un lac aux eaux à tendance mésotrophe (Fig. 8.8), alors que le marais était soumis à des phases de relative sécheresse. Le dépôt de **1L2** s'est poursuivi au début de l'Atlantique dans des eaux stagnantes à tendance méso-eutrophe.

L'unité atlantique **1L3** est affectée par des variations du niveau trophique : la partie inférieure de **1L3** (la plus riche en faisceaux de lamines dolomitiques) était en contexte méso-eutrophe, puis les eaux sont devenues eutrophes, accompagnées par une diminution de la tranche d'eau, enfin la partie supérieure de l'unité s'est déposée avec un niveau d'eau plus élevé à tendance mésotrophe.

A partir de l'unité **1L4**, dès le Subboréal, les MFNP suggèrent une succession de courtes phases d'augmentation / diminution de la tranche d'eau devenue plus eutrophe.

L'unité **1L5** s'est mise en place alors que les Cypéracées sont très abondantes, tandis que les MFNP suggèrent une chute du niveau du lac ; celle-ci s'est poursuivie au cours du dépôt de la dernière unité **1L6**, épisode marqué par une eutrophisation maximale des eaux.

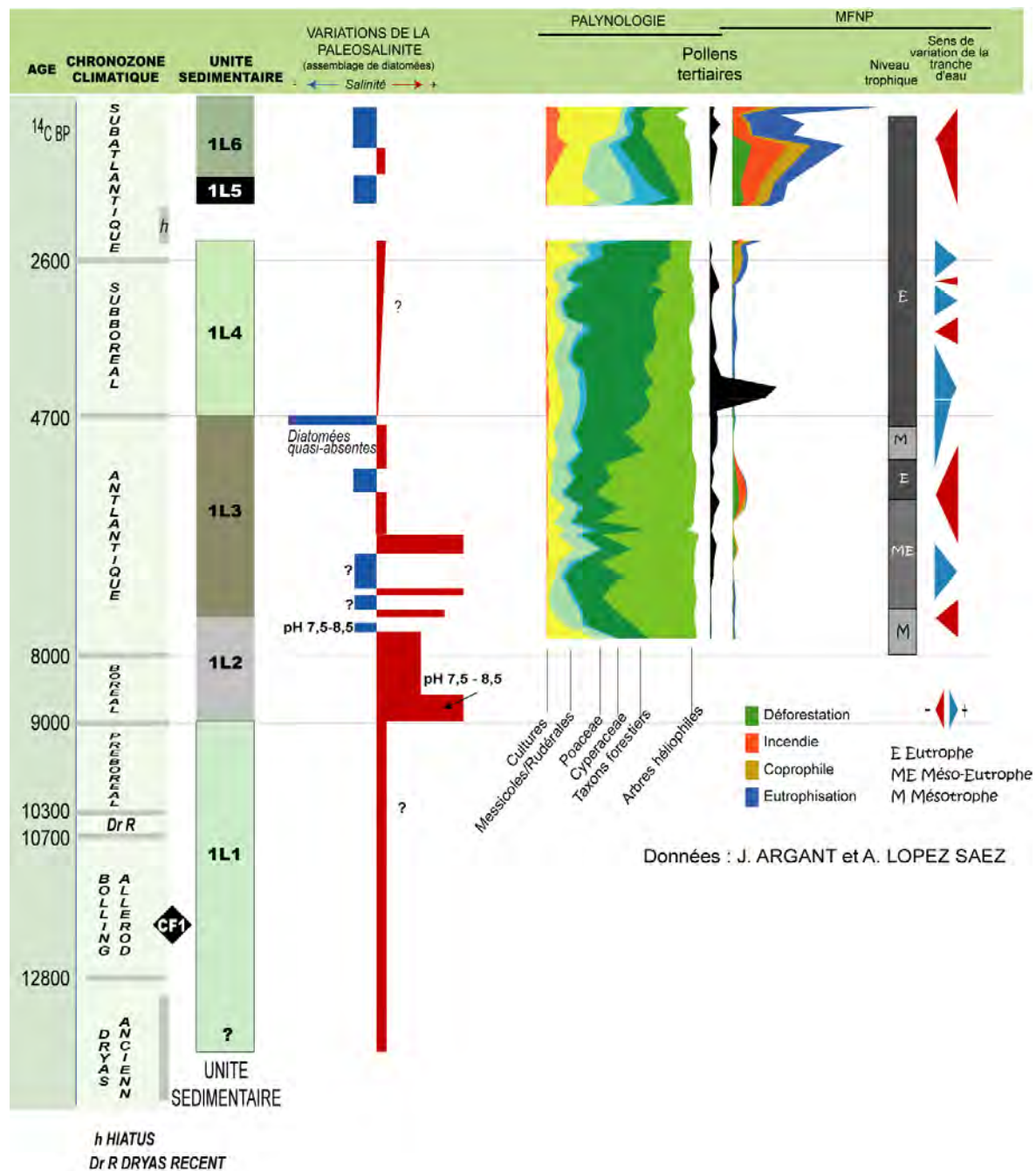


Fig. 8.8 : corrélations entre faciès sédimentaires calés chronologiquement, évolution des indices de confinements (issus des assemblages diatomiques), des peuplements végétaux (issus des pollens), et des paléoenvironnements (issus des MFNP), dans les bassins distaux du Marais de Sarliève (modifié d'après Trément *et al.*, soumis)

RESUME DU CHAPITRE 8

Le début de l'histoire du lac commence au **Tardiglaciaire** avant 12000 BP. Dans les zones de deltas, les ostracodes suggèrent des **conditions préévaporitiques**. Les malacofaunes regroupent quant à elles, des espèces aquatiques et terrestres, ces dernières indiquant un milieu plutôt humide. Après la mise en place de l'unité téphrique 2T1 à 12000 BP, les sédiments en partie hérités du téphra se sont déposés au niveau des zones de deltas, mais aussi au niveau des parties proximales des bassins qui correspondaient alors à des zones de rivage. Les colluvions 2C1, qui contiennent uniquement des pollens tertiaires, se sont mises en place au début de l'Holocène alors que le milieu était plutôt ouvert avec une couverture végétale herbeuse humide, mais aussi des aires plus dénudées et plus sèches. Dans les bassins, l'environnement de dépôt du **Tardiglaciaire au début de l'Holocène semble marqué par des conditions à tendance saumâtre** (présence de *Campylodiscus clypeus*). Ces conditions de **salinité élevée** sont plus nettes dans l'unité 1L2 (**Boréal et début de l'Atlantique**), mise en place dans des eaux mésotrophes affectées par des **phases d'assèchement**. L'unité 1L3 (**Atlantique**) est marquée par **de fortes variations de la salinité et du niveau trophique** (eaux méso-eutrophes, eutrophes avec une diminution de la tranche d'eau, puis mésotrophes). Les corrélations exactes entre données des diatomées et des pollens ne peuvent être établies très finement puisque les analyses de ces microfossiles n'ont pas été faites sur le même forage (SARL2 et SARL2B distants de quelques m). A **partir du Subboréal**, dans l'unité 1L4, comme le suggère l'homogénéité des faciès sédimentaires (mais aussi la géochimie et la minéralogie), les assemblages diatomiques, très pauvres au demeurant, ne montrent que peu de variations. Ils suggèrent toutefois la **poursuite du déconfinement initié dans 1L3**. Les MFNP semblent suggérer des variations d'épaisseur de la tranche d'eau, dès lors eutrophe jusqu'à l'assèchement du marais. La couche noire 1L5 s'est déposée dans un milieu alcalin, eutrophe et de salinité plus réduite. Ensuite 1L6 est marquée par de légères fluctuations de la salinité. Les MFNP indiquent pour ces dernières unités un niveau d'eau toujours peu élevé.

Les conditions du milieu de dépôt déterminent naturellement la précipitation des minéraux dans un géosystème lacustre. Ainsi, la connaissance du contexte environnemental contemporain de la mise en place des sédiments facilite la compréhension des processus d'authigenèse / endogenèse, et par là la discrimination des minéraux formés in situ de ceux issus du détritisme. Cette distinction constitue l'objet de la discussion proposée dans le chapitre suivant.

Chapitre 9. Origine des sédiments du Marais de Sarliève

L'estimation des variations de la Production sédimentaire (P) solide et dissoute est un des principaux objectifs du présent travail. Pour cela, nous cherchons à distinguer les matériaux issus du détritisme (stock solide) des matériaux formés *in situ*, par endogenèse ou authigenèse (stock précipité). Précisons par ailleurs que le pôle dissous ne peut être négligé étant donné la nature carbonatée du bassin versant, et la propension des carbonates à être dissous (cf. paragraphe 1.2.1.).

L'objectif de ce chapitre est de **préciser l'origine des sédiments (allochtones ou autochtones)**, et les processus de leur formation : la connaissance de ces processus, en particulier ceux à l'origine des carbonates qui généralement dominent dans les sédiments, permettra par ailleurs de préciser le contexte hydrochimique du lac au moment de leur genèse. Le second objectif est **d'étendre les observations effectuées ponctuellement à l'échelle des unités sédimentaires**. La détermination de l'origine des sédiments, confrontée aux données des paléoenvironnements du milieu de dépôt, permettra de proposer une synthèse (chapitre 10) visant à reconstituer l'histoire sédimentaire du Marais de Sarliève, depuis le début de son fonctionnement.

La discussion débute sur l'origine des minéraux carbonatés (calcite, dolomite, et aragonite), la seconde partie est consacrée à l'origine des silicates (zéolites, quartz, feldspaths, minéraux argileux) et autres minéraux (gypse, sulfures de fer et célestite). Pour chacun de ces minéraux, une synthèse bibliographique relative aux possibilités d'authigenèse et aux environnements de dépôt associés est présentée. Suit une discussion sur les possibilités d'authigenèse du minéral concerné dans le cas précis du Marais de Sarliève. Enfin, l'origine des sédiments dans l'ensemble des dépôts du marais est proposée.

9.1. Carbonates

Les minéraux carbonatés constituent une composante importante des sédiments anciens à récents de très nombreux lacs répartis sur l'ensemble des continents. D'une façon générale, calcite, dolomite et aragonite sont les carbonates les plus fréquemment observés dans les sédiments (lacs d'eaux douces à salées). Toutefois, si dans les environnements lacustres modernes, la calcite est très courante, l'aragonite et la dolomite sont moins communes. D'après Jones et Bowser (1978) les carbonates des sédiments lacustres peuvent provenir des trois sources différentes déjà évoquées précédemment : les carbonates **allochtones** (détritiques), pouvant constituer une part importante des sédiments lacustres, en particulier lorsque le bassin versant est composé de roches carbonatées (Kelts et Hsü, 1978), les carbonates **endogènes**, formés par précipitation directe, de façon inorganique ou organique, et enfin, les carbonates **authigènes**, formés après dépôt au cours de la diagenèse dans les sédiments. Distinguer les carbonates détritiques des carbonates autochtones est un problème souvent difficile à résoudre, en particulier lorsque le bassin versant est

carbonaté, comme l'ont par ailleurs bien précisé Kelts et Hsü (1978). Précisons que cette remarque ne s'applique pas seulement aux carbonates comme nous le verrons par la suite.

9.1.1. Calcite

Dans les sédiments du Marais de Sarliève, la **calcite** (Low Magnesian Calcite, LMC, et plus rarement High Magnesian Calcite, HMC) est présente dans toutes les unités (à l'exception du sommet de l'unité 1L2 dans certains forages). Une partie de cette calcite, en grains d'aspect usé, ou de faciès indéterminé, laisse penser à une origine **détritique**, résultat de l'érosion mécanique des versants où de la calcite aux faciès variés a été observée. Par ailleurs, des cristaux de calcite automorphes **apparemment formés *in situ*** (endogénèse ou authigénèse), ont également été observés dans l'ensemble des sédiments (à l'exception de 1L1), généralement en cristaux dispersés très petits, mais aussi concentrés dans des lamines et macules de 1L3.

a. Endogénèse et authigénèse : éléments issus de la littérature

D'un point de vue thermodynamique, la précipitation des carbonates requiert une source suffisante de Ca dissous et de C inorganique. La précipitation des carbonates de calcium est influencée par des paramètres inorganiques (pH, alcalinité, total des carbonates inorganiques dissous, température et P_{CO_2}). La présence de nucléi est importante, et la solubilité de la calcite augmente de façon non linéaire avec l'augmentation de la force ionique. Toutefois, de nombreux travaux ont montré que les processus strictement physico-chimiques ne sont pas les seuls à être à l'origine de la formation de carbonates de calcium, et que les interactions avec les activités biologiques peuvent être considérables. Dans un lac, l'activité photosynthétique des macrophytes et microphytes contrôle le bilan total du CO_2 ; ainsi la photosynthèse des organismes entraîne une diminution considérable de P_{CO_2} qui a pour conséquence la précipitation de carbonate de calcium (Mégard, 1968 ; Otsuki et Wetzel, 1974). Les *blooms* saisonniers de microphytes pélagiques peuvent suffisamment appauvrir l'eau des lacs en CO_2 pour entraîner la formation de quantité considérable de calcite.

Pour ce qui concerne l'incorporation de MgO dans la calcite, on peut se référer aux travaux de Müller *et al.* (1972). Par l'étude de 25 lacs d'hydrochimie et de salinité différentes, considérés sous différents climats, les auteurs ont défini les conditions de formation et de diagenèse des carbonates magnésiens. Les auteurs ont établi une relation entre Mg/Ca dans les eaux et la nature de la phase carbonatée précipitée, récapitulée dans le tableau 9.1, et ils précisent également que dans la plupart des lacs étudiés, Mg/Ca suit l'augmentation des salinités.

Tab. 9.1 : relation Mg/Ca des eaux lacustres et nature du carbonate inorganique précipité (d'après Müller *et al.*, 1972)

Mg/Ca	Carbonate inorganique précipité (primaire)
< 2	Calcite
2-12	HMC, aragonite
> 12 et plus	Aragonite

Müller et Wagner (1978) pour le lac Balaton (Hongrie), ainsi que Last (1982) pour le lac Manitoba (Canada), deux grands lacs relativement peu profonds, estiment que le taux d'incorporation de Mg dans la HMC est déterminé par le rapport Mg/Ca des eaux. Enfin, Müller et Wagner (1978) considèrent que la formation de minéraux carbonatés par diagenèse (dolomite, huntite et magnésite) n'a lieu que dans les environnements dont le Mg/Ca est élevé et où le carbonate précipité primaire est la HMC.

D'autre part les études récentes établissent que les bactéries et cyanobactéries jouent un rôle considérable dans la précipitation de carbonates. Talbot et Kelts (1986) ont démontré la possibilité de formation diagénétique de LMC et HMC, qu'ils ont mises en évidence dans les sédiments du lac Bosumtwi au Ghana. La formation de ces carbonates serait liée à une méthanogenèse bactérienne dans des sédiments anoxiques. D'autre part, on peut citer les travaux de Folk (Folk, 1993 ; Folk, 1999 ; Folk et Chafetz, 2000) qui estime que des carbonates nanométriques euhédriques qu'il a observés dans de nombreux environnements (marins et continentaux) correspondraient à des cellules calcifiées de nanobactéries. Valero-Garcés *et al.* (2000) rapportent la formation de calcite (LMC et HMC) dans des tapis de cyanobactéries recouvrant parfois presque complètement le fond d'un lac de playa, la Salada Mediana (Espagne). Ces auteurs précisent que la formation de calcite, dans des environnements riches en sulfates, peut également être liée à l'activité des bactéries sulfato-réductrices. Une étude plus récente réalisée par Dupraz *et al.* (2004) dans le lac hypersalé et alcalin de l'île Eleuthera aux Bahamas a par ailleurs montré que la précipitation de calcite HMC peut être essentiellement liée aux activités microbiennes.

Il a donc été mis en évidence depuis plus de 20 ans que la calcite, plus ou moins magnésienne, peut précipiter dans l'eau des lacs en conséquence de facteurs inorganiques, et / ou organiques (micro-macrophytes, algues, bactéries...) souvent en forte interaction, et qu'elle peut également se former par diagenèse.

Compte tenu de la diversité des environnements et des conditions de formation de calcite dans les environnements lacustres, la distinction de l'origine des cristaux de calcite reste délicate. Les habitus de la calcite peuvent-ils aider à distinguer ses modes de formation, sachant que la calcite, quelle que soit son origine, présente des morphologies extrêmement variées ? Je m'appuierai sur quelques exemples précis pour illustrer cette diversité et la difficulté à utiliser l'habitus de ce minéral pour préciser (1) son origine et (2) les conditions de sa formation.

L'étude du lac de Zurich offre une bonne illustration de la diversité des habitus de la calcite (Kelts et Hsü, 1978). Des échantillons de matière en suspension ont été prélevés dans le lac au cours d'une année, de février à septembre, afin d'y observer l'habitus des carbonates précipités dans la colonne d'eau. Les auteurs précisent que la production annuelle de calcite commence en mai, rapidement après un *bloom* diatomique. D'une façon générale, les cristaux de LMC sont communément « subhédriques » et présentent des faces polygonales ou rhombiques. Les auteurs ont pu observer une évolution des habitus de la calcite au cours des saisons. Au début de l'été, la calcite se présente sous forme de nombreux grands cristaux subhédriques (taille des silts), de forme rhombique ou polyédrique à structure poreuse imparfaite ; ils montrent une surface irrégulière « *layer cake* » ou « *sloppy brickwork* » (Kelts et Hsü, *ibid* ; Fig. 15 p 315). En plein été, des agrégats poreux de petits cristaux (< 2 µm) de calcite prédominent (Kelts et Hsü, *ibid* ;

Fig.16 p 315). Ensuite, les cristaux deviennent minuscules (0,5 à 1 μm) et forment des agrégats de plusieurs dizaines de micromètres, constituant une véritable micrite une fois sédimentés. Par ailleurs, des cristaux de calcite produits sur des macrophytes proches de la ligne de rivage ont également été observés. Ils ont révélé des cristaux aux faces cristallines peu développées, de toute petite taille < 1 μm , habitus interprété comme typique d'une précipitation de « microenvironnements » des plantes où l'augmentation soudaine de la sursaturation en calcite est possible au cours de la photosynthèse. Pour expliquer l'évolution de ces habitus, les auteurs font appel au modèle de Folk (1974), qui avance la possibilité d'un contrôle de la morphologie de la calcite par sa vitesse de cristallisation et la composition chimique de l'eau. Le magnésium peut jouer le rôle d'inhibiteur de surface, gênant la croissance des faces cristallines : les grands cristaux de calcite pourraient être le résultat d'une croissance dans des eaux peu riches en Mg. D'après le modèle de Folk (1974) la cristallisation rapide favorise la croissance de cristaux micritiques (2-4 μm ou plus petits). Les lacs de faible salinité et au rapport Mg/Ca faible pourront produire des cristaux polyédriques, rhomboédriques ou hexagonaux à base pinacoïdale, et les eaux riches en Mg favoriseraient la précipitation de cristaux de calcite magnésienne plus prismatiques.

Les travaux expérimentaux de Meldrum et Hyde (2001) ont porté sur l'étude de l'influence de l'incorporation de Mg sur la morphologie de la calcite précipitée. Pour cela, les auteurs ont étudié les carbonates de calcium plus ou moins magnésiens formés aux conditions de pressions et températures ambiantes et à pH 7, dans des solutions comportant différentes teneurs de Mg et / ou d'additifs organiques (acides malique et citrique). Même si, bien entendu, les contraintes expérimentales sont extrêmement simplifiées en regard des conditions naturelles, ces résultats sont significatifs. La quantité de MgCO_3 dans la calcite augmente avec la teneur en MgO dans la solution initiale, mais il n'existe pas de relation forte entre la morphologie de la calcite et sa teneur en MgCO_3 . Cependant, la combinaison des deux additifs dans les solutions initiales induit, lors d'une augmentation de la teneur de l'un des deux (MgO ou additifs organiques), le passage depuis des monocristaux de calcite contenant jusqu'à 10 % de MgCO_3 à celle d'agrégats polycristallins contenant jusqu'à 22 % de MgCO_3 (forme d'altères, de sphères). Enfin, il est intéressant de noter que des monocristaux précipités peuvent posséder des faces irrégulières, mal définies et arrondies [cf. Fig. 1a et c p 548 et 3a p 551 de Meldrum et Hyde (2001)].

Les relations franches entre « morphologie » - origine des carbonates de calcium plus ou moins magnésiens et conditions hydrochimiques du milieu aqueux sont bien difficiles à établir. Comme nous avons pu le voir grâce à ces quelques exemples, la calcite endogène (formée dans la plupart des cas par des interactions processus physiques / biologiques) peut former de gros cristaux individuels (taille des silts) subhédriques à euhédriques, à surface parfois irrégulière, et / ou aux faces et arrêtes arrondies, de même qu'elle peut se trouver sous forme d'agrégats constitués de minuscules cristaux (0,5 μm à 2 μm). Ces cristaux peuvent posséder des faces peu développées.

Quelques éléments peuvent néanmoins être soulignés. Ainsi, il semble exister une relation entre le rapport Mg/Ca des eaux et le taux de MgCO_3 dans la calcite ; de même il apparaît que la teneur en Mg des eaux peut avoir une incidence sur l'agrégation (et la taille ?) des cristaux, avec un rôle soupçonné des composés organiques dissous. Cependant, la forme des cristaux ne semble pas clairement liée au rapport Mg/Ca.

b. Quelles possibilités d'endogenèse – authigenèse de calcite à Sarliève ?

A Sarliève, la calcite (LMC et HMC) qui peut constituer une part importante des sédiments lacustres (Fig. 9.1), forme jusqu'à 45 % des sols et 94 % des roches du bassin versant (pour certains bancs carbonatés de l'Oligocène). Je rappelle que la HMC, mise en évidence par DRX dans quelques échantillons des sédiments lacustres, a été observée au MEB dans toutes les unités sédimentaires, avec semble-t-il une gradation complète entre LMC et HMC.

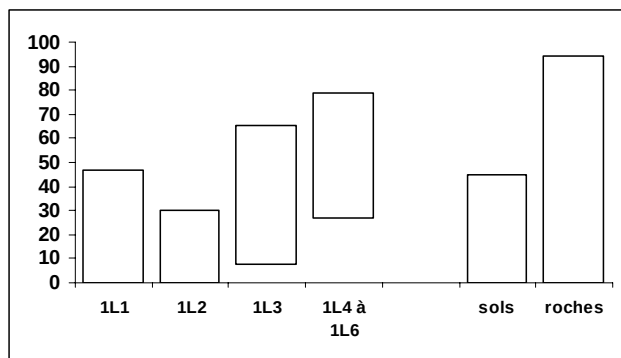


Fig. 9.1 : gamme de variation de quantité totale de calcite (LMC + HMC) dans les unités sédimentaires des dépôts lacustres de bassins distaux comparées aux roches et sols du bassin versant.

Il ne fait aucun doute qu'une partie de la calcite a précipité dans le lac (en particulier les cristaux automorphes euhédriques tapissant la surface d'autres minéraux...). Néanmoins, les formations marno-calcaires prédominent dans le bassin versant, et sont susceptibles de produire de la calcite détritique en grande proportion. Les sédiments du marais, illustrant la grande diversité d'habitats communément évoquée dans la littérature, comportent de la calcite LMC à HMC sous forme de cristaux isolés, plus ou moins euhédriques, aussi bien qu'en agglomérats de nano- et microcristaux, plus ou moins euhédriques également. Etant donné la diversité de faciès adoptés par ce minéral, et la difficulté d'en inférer l'origine, je n'envisagerai que les principaux habitats observés, à savoir les cristaux et agglomérats nano-microscopiques. La majorité de ces cristaux paraît cependant dispersée dans une matrice argileuse, gênant leur observation fine, ce qui rend difficile l'interprétation de leur origine... Je rappellerai simplement que, d'après les données de la littérature, les cristaux microscopiques de calcite peuvent précipiter directement dans la masse d'eau, dans le proche (micro)environnement de macrophytes benthiques, ou être liés aux activités microbiennes (probablement dans des sédiments, ou au contact eau/sédiment, ou en relation avec des tapis microbiens). Quelques cas peuvent être envisagés.

Les nanocristaux agglomérés en sphères nanosphériques à microsphériques (Fig. 7.15 a et b) présentent des habitats assez proches des morphologies de calcification de nanobactéries de Folk (1999). Il en est de même pour certains nanocristaux qui semblent, dans certains cas, couvrir secondairement d'autres cristaux (Fig. 7.15 c et d).

Les agglomérats de cristaux de calcite (parmi lesquels de la HMC contenant jusqu'à 14 % de MgCO_3 , voir Fig. 7.16 a à h) euhédriques aux faces mieux développées, sont probablement endogènes, précipités dans des eaux ou à l'interface eau / sédiment, au rapport Mg/Ca sans doute assez élevé (mais <12), en particulier à la base de 1L2 où de telles morphologies sont abondantes. Les formes oblongues et en particulier les faciès en « choux fleurs » (Fig. 7.14 a et b) rappellent la morphologie de la calcite précipitée

expérimentalement (Fig. 3 f dans Meldrum et Hyde, 2001) dans une solution de départ riche en Mg et en additif organique. Dans ces derniers cas, une implication bactérienne ne peut être exclue. Enfin, les sphérules de cristaux compris entre 0,5 à 1 μm (Fig. 7.17 b et c), qui semblent logés entre des feuillets argileux, laissent penser à une origine diagénétique.

Une dernière remarque concerne les faciès « non automorphes » (Fig. 7.13 c à f) apparemment usés, ou complètement indifférenciés. Ces habitus que l'on pourrait interpréter comme issus du détritisme peuvent malgré leur aspect usé et cassé, s'être formés *in situ*. Les exemples fournis par la littérature ont en effet montré que des cristaux à la surface irrégulière, rugueuse, aux faces mal définies, arrondies peuvent être endogènes.

c. Origine de la calcite dans l'ensemble des unités sédimentaires

La diversité des habitus de la calcite et la difficulté à les interpréter, rendent plus que délicate la détermination précise de leur origine.

On peut néanmoins envisager que les microcristaux de calcite intégrés aux « fond marneux » des interlamines de 1L3 et des unités 1L4 / 2L4 à 1L6 / 2L6 sont pour partie endogènes, bioinduits (probablement en relation avec l'activité photosynthétique de la biomasse), et pour partie hérités : les matériaux détritiques sont logiquement attendus dans un tel contexte géologique. La présence d'agglomérats de cristaux de HMC abondants (comme à la base de l'unité 1L2) semble suggérer des eaux riches en Mg. La concentration de micrites dans certaines lamines discontinues ou macules correspond à des épisodes particuliers de production carbonatée liée à des pics d'activité biologique (algale, bactérienne ?). Les cristaux nanométriques laissent penser à une induction bactérienne des cristaux.

La présence de calcite détritique est plus que probable dans l'ensemble des dépôts du marais. En particulier dans les sédiments de delta, zone de stockage privilégiée des apports détritiques (au moins de la fin du Tardiglaciaire au début de l'Holocène), on peut penser que la calcite, très abondante dans 2L1 et 2L2 est pour partie détritique et pour partie précipitée ; et elle est certainement détritique dans 2D1 à 2L3 où elle représente une faible proportion des sédiments.

9.1.2. La dolomite

La **dolomite** a été observée dans les dépôts lacustres sous deux habitus différents. Des rhomboèdres à traces d'usure, incontestablement **remaniés** depuis les marno-calcaires du bassin versant, sont éparpillés dans l'ensemble des sédiments. Des nano- et microcristaux de dolomite calcique **formés *in situ***, composent massivement l'unité 1L2, et sont distribués de façon plus discontinue dans des macules et lamines de l'unité 1L3.

a. Endogenèse et authigenèse : éléments issus de la littérature(cf. Bréhéret *et al.*, soumis)

Comme le soulignent de nombreux auteurs, la dolomite, abondante dans les enregistrements géologiques anciens, est nettement moins fréquente dans les environnements sédimentaires modernes, et les mécanismes de sa formation sont assez mal compris et restent incertains (Last, 1990 ; Warren, 2000 ; Deelman, 2003...). Toutefois, le nombre d'occurrences de dolomite récente rapporté, n'a cessé d'augmenter au cours de ces dix dernières années (Last, 1990a; Warren, 2000). De nombreux cas de dolomite lacustre récente se répartissent sur tous les continents (voir le chapitre 4 de Deelman, 2003, p 86 à 164). Les résultats d'analyses et d'observations au MEB obtenus à Sarliève ont été comparés à ceux de la littérature pour essayer de préciser l'origine des différents habitus de dolomite calcique, en s'interrogeant particulièrement sur les liens existant avec les activités microbiennes.

Comme l'ont montré Last (1990) et Warren (2000), presque toutes les occurrences de dolomite non détritique continentale moderne proviennent de lacs salés et hypersalins (95 %). Les cas de dolomite moderne les mieux connus sont ceux des lagons brésiliens de Lagoa Vermelha, Brejo de Espinho (Vasconcelos et McKenzie, 1997) et des lacs des Coorong au sud de l'Australie (von der Borsch, 1976 ; Rosen *et al.*, 1988). Globalement, ils correspondent à des environnements de lagune, de domaines margino-littoraux très peu profonds, voire subaériens, sous climat aride à semi aride. Etant donné ces caractéristiques, les eaux sont hypersalines ou schizohalines et les conditions préévaporitiques à évaporitiques. D'autres occurrences modernes sont connues, tels que les très nombreux lacs salés à hypersalins des Grandes Plaines du Nord de l'Amérique, principalement dans le Saskatchewan (ouest du Canada) où le climat est semi aride avec de très forts contrastes saisonniers de températures (Last et Vance, 1997). De la « protodolomite » y est rapportée comme le principal composant minéral bioinduit dans des tapis microbiens vivant à la surface des sédiments lacustres, sous des épaisseurs d'eau inférieures à 4 m (Last et Vance, 1997), où l'on trouve également de l'aragonite. La plupart des millions de lacs du nord des Grandes Plaines sont des playas ou des lacs éphémères (Last et Vance, 1997). Le lac Chappice, l'un d'entre eux, est relativement caractéristique : c'est un lac petit (< 2 km²), peu profond (< 1 m) aux eaux hypersalées (145-165 g.L⁻¹). Des sédiments laminés y sont préservés, déposés sous des eaux stratifiées, et des carbonates magnésiens variés (aragonite, LMC, HMC, dolomite calcique, dolomite, hydromagnésite et pseudohydromagnésite) dominent la séquence de sédiments. D'un autre côté, le lac Freefight, le plus profond (environ 25 m de profondeur) lac salé permanent (100-200 g.L⁻¹) du Canada et des Grandes Plaines, comporte de la dolomite calcique récente à l'interface eau / sédiments et dans des lamines, aux côtés d'autres carbonates magnésiens. La dolomite calcique est interprétée comme étant d'origine endogène, consécutive à la sulfato-réduction (Last, 1993 et Vasconcelos et McKenzie, 1997).

L'origine de la dolomite dans ces environnements récents est discutée, mais de nombreux travaux entrepris ces dernières années mettent en avant une forte implication microbienne dans sa formation (Vasconcelos *et al.*, 1995 ; Vasconcelos et McKenzie, 1997 ; Wright, 1999). C'est notamment le cas pour la Lagoa de Vermelha, où Vasconcelos et McKenzie (1997) décrivent la présence de dolomite calcique, accompagnée de calcite (LMC et HMC). L'étude de l'évolution de la dolomite calcique dans une séquence de sédiments à partir d'une passée de 10 cm de boue noire anoxique (*black sludge* : mélange de MO, coquilles de mollusques, ostracodes, foraminifères et frustules de diatomées) à l'interface eau / sédiments,

apporte des éléments intéressants. En effet, dans cette « *black sludge* » les auteurs ont mis en évidence la présence d'une dolomite calcique non stœchiométrique présente sous forme d'agrégats de quelques micromètres aux faces mal cristallisées. Cette présence fait dire aux auteurs qu'une précipitation primaire de dolomite calcique a lieu au sein même de la « *black sludge* ». A 10 cm de profondeur dans les sédiments, la dolomite calcique rencontrée est peu ordonnée, contient 39 à 42 % mole de MgCO_3 , alors que quelques centimètres plus en profondeur, elle en comporte 48 % mole, et se présente sous forme de concrétions lithifiées ($> 10 \mu\text{m}$) montrant des faces cristallines mieux définies et une surface à texture granuleuse. L'observation plus fine de ces agglomérats montre qu'ils sont formés de la coalescence de corps d'une taille proche de $0,1 \mu\text{m}$, elliptiques et sphériques, rappelant les corps lithifiés de bactéries de (Folk, 1993). A 70 cm de profondeur, les cristaux de dolomite calcique observés sont de la taille des silts, d'aspect euhédrique, avec des faces apparemment lisses, mais qui dans le détail, comportent une accumulation de couches d'agrégats sphériques, d'aspect bactériomorphe.

Les bactéries sulfato-réductrices semblent nécessaires pour dépasser les problèmes cinétiques qui entourent la précipitation de la dolomite dans les environnements récents. Ainsi, les bactéries sulfato-réductrices modifient leur microenvironnement qui devient favorable à la précipitation de dolomite calcique (processus confirmé par Van Lith *et al.*, 2003) tout en fournissant une surface sur laquelle des nanocristaux de dolomite peuvent se nucléer. Les bactéries ont besoin de SO_4^{2-} pour leur métabolisme et les précipités de dolomite nécessitent un excès de Mg avec l'augmentation de l'alcalinité. Après cette nucléation en conditions sulfato-réductrices, la dolomite calcique subit une diagenèse qui conduit à un meilleur ordonnancement cristallin là encore probablement lié aux activités de bactéries sulfato-réductrices. Ces travaux mettent en relief l'importance d'apports de Mg pour la précipitation de dolomite. Ils ont également mis l'accent – tout comme le souligne Wright (1999) pour ce qui concerne les Coorong d'Australie, où de la dolomite aux habitus similaires a été observée - sur l'importance des apports d'ions SO_4^{2-} . Cela a été confirmé par des cultures expérimentales en laboratoire utilisant des souches de bactéries sulfato-réductrices. Toutefois, des données géochimiques récentes relativisent cette interprétation. Ainsi Moreira *et al.* (2004) estiment que les facteurs clés qui peuvent expliquer la formation de dolomite sont un flux continu de Mg, et un degré modéré de réduction des sulfates.

b. Quelles possibilités d'endogenèse – authigenèse de dolomite à Sarliève ?

Le premier type d'habitus correspond aux rhomboèdres de taille comprise entre 10 et $50 \mu\text{m}$ (Fig. 7.18 a à d). Comme déjà souligné, des rhomboèdres identiques ont été observés au MEB (Fig. 5.12) dans les roches et sols du bassin versant qui comportent jusqu'à 13 % et 55 % respectivement de dolomite (Fig. 9.2). Il ne fait nul doute que ces gros rhomboèdres sont remaniés depuis les formations marno-calcaires oligocènes, produits de l'érosion mécanique.

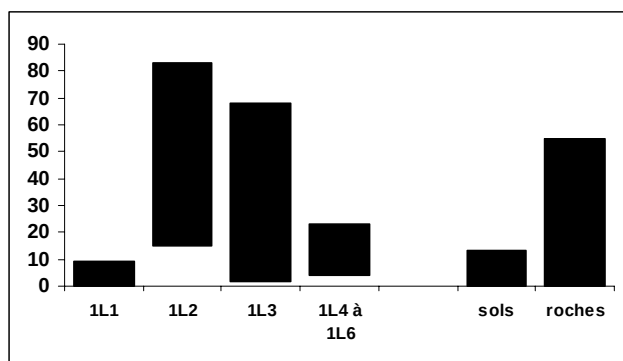


Fig. 9.2 : valeurs extrêmes des quantités totales de dolomite dans les unités sédimentaires lacustres de bassins distaux, comparées à celles des roches et sols du bassin versant.

En revanche, les habitus de dolomite calcique tels que les nanocristaux et microcristaux le plus souvent agglomérés en nanosphères et microsphères, évoquent plutôt une origine endogène liée à une médiation bactérienne. Comparant les morphologies de la dolomite calcique des dépôts de bassin du marais de Sarliève avec les descriptions de la littérature, Bréhéret *et al.* (soumis) proposent que les microsphères correspondent probablement à des bactéries « momifiées » et les agglomérats de nano-microsphères à des micro-colonies de bactéries. Les nanosphères et les cristaux isolés ont pu précipiter dans les substances polymériques extracellulaires EPS comme sous-produit d'une activité microbienne.

La dolomite calcique des lamines de l'unité 1L3 correspondrait à la fossilisation de communautés microbiennes benthiques ; la précipitation serait induite par la dégradation microbienne des EPS dans un milieu enrichi en Mg et Ca (d'après les modèles de Visscher *et al.*, 2000 et Dupraz *et al.*, 2004). Un rapport Mg/Ca élevé avait déjà été proposé par Müller *et al.* (1972) pour la formation de dolomite, interprétée dans son modèle comme secondaire, résultat de la diagenèse. Cette précipitation dans la dépression de Sarliève a pu survenir pendant des épisodes de bas niveau des eaux alors devenues salines, voire hypersalines, au rapport Mg/Ca élevé et en teneurs importantes en ions sulfates issus du gypse de l'Oligocène. Un contexte de cuvette aux eaux salées marqué par des phases d'assèchement a par ailleurs été mis en évidence par les bioindicateurs (diatomées dont *C. clypeus*) dans l'unité à dolomite massive 1L2. Ceci pourrait être le résultat d'un fort confinement qui se développerait en coïncidence avec des conditions semi-arides. Les lacs des Coorong ou la Lagoa Vermelha sont de possibles analogues actuels d'un tel environnement. En outre, certains composants de la flore retrouvés de manière caractéristique dans les Coorong, en particulier les graines de *Ruppia* cf. *Maritima*, et les colonies de *Botryococcus* (observés au MEB, et par Saez Lopez Fig. 8.7), sont également présents dans les sédiments du marais de Sarliève. La formation des lamines à dolomite dans 1L3 pourrait alors résulter d'une alternance de conditions de plus ou moins fort confinement, comme le suggère par ailleurs l'évolution des assemblages de diatomées dans cette unité, probablement liées à des fluctuations du niveau lacustre. La couche massive de dolomite de l'unité 1L2 pourrait être le résultat de conditions d'aridité et de bas niveau d'eau persistants. On peut envisager qu'une diagenèse un peu plus poussée ait affecté les sédiments puisque les microcristaux plus euhédriques présentent des faces mieux développées.

En outre, la composition des isotopes stables du carbone et de l'oxygène des sédiments à dolomite de 1L2 et 1L3 (paragraphe 7.4., Fig. 7.29) est relativement proche de celle de la dolomite endogène (de type B) des Coorong d'Australie (Rosen *et al.*, 1988 in Warren, 2000), déposée en contexte évaporitique. Elle est

d'autre part similaire à la dolomite du Tardiglaciaire/ début de l'Holocène du lac de playa Salada Mediana, situé dans le bassin de l'Ebre en Espagne (Valero-Garcés *et al.*, 2000). Actuellement la Salada Mediana est un lac salé éphémère. Les valeurs de $\delta^{18}\text{O}$ sont contrôlées par plusieurs facteurs, résumés par Valero-Garcés (2000) : de façon simplifiée, des valeurs positives sont généralement retrouvées dans des environnements évaporitiques où s'accumule l'oxygène plus lourd. Les auteurs estiment par ailleurs qu'à la Salada Mediana, les diminutions importantes du $\delta^{18}\text{O}$ au cours de la mise en place des sédiments représentent des apports croissants d'eaux isotopiquement plus légères qui seraient liées à des augmentations du niveau d'eau du lac. D'après les auteurs, les valeurs de $\delta^{13}\text{C}$ des carbonates dans la Salada Mediana (entre -4,3 et -1,1 ‰, valeurs proches dans les carbonates du Marais de Sarliève) sont relativement fortes comparées aux valeurs de carbonates précipités dans des lacs d'eau douce. Plusieurs hypothèses sont avancées parmi lesquelles la dominance de tapis bactériens comme principaux producteurs de MO, conjuguée aux effets de l'évaporation. La photosynthèse extrait préférentiellement le ^{12}C du microenvironnement et des carbonates isotopiquement plus lourds que les autres précipitent. Ces données isotopiques confirment que la dolomite de 1L2 et des macules et lamines de l'unité 1L3 se sont mises en place en conditions d'évaporation assez marquée, et en relation avec une activité photosynthétique (algale, microbienne ?). En comparaison, la calcite des silts argileux interlaminaires de 1L3 et des unités 1L4 à 1L6 se serait formée au cours d'épisodes (plus ou moins durables) de déconfinement, probablement liés à des apports d'eau plus douce.

c. Origines de la dolomite dans l'ensemble des unités sédimentaires

Deux origines ont été distinguées : dolomite endogène et dolomite détritique. La dolomite (toutes origines confondues) est présente sur l'ensemble du remplissage sédimentaire de SARL17 (Fig. 9.3), en proportions fluctuant généralement entre 10 et 20 %. En revanche les valeurs sont nettement plus élevées dans l'unité 1L2 et dans les passées à lamines et macules dolomitiques de 1L3. Ces fluctuations sont nettement similaires à celles du MgO et de CaO (Fig. 9.3). Les pics de dolomite se traduisent généralement par une augmentation du rapport MgO/CaO, et sont, dans 1L2 et 1L3, liés à la présence de dolomite calcique endogène (des lamines riches en dolomite détritique ont été observées, mais elles ne peuvent être à l'origine de ces fortes augmentations). Toutes les lamines et faisceaux de lamines analysés (signalés par un rectangle orange sur la Fig. 9.3) montrent un enrichissement en dolomite calcique endogène.

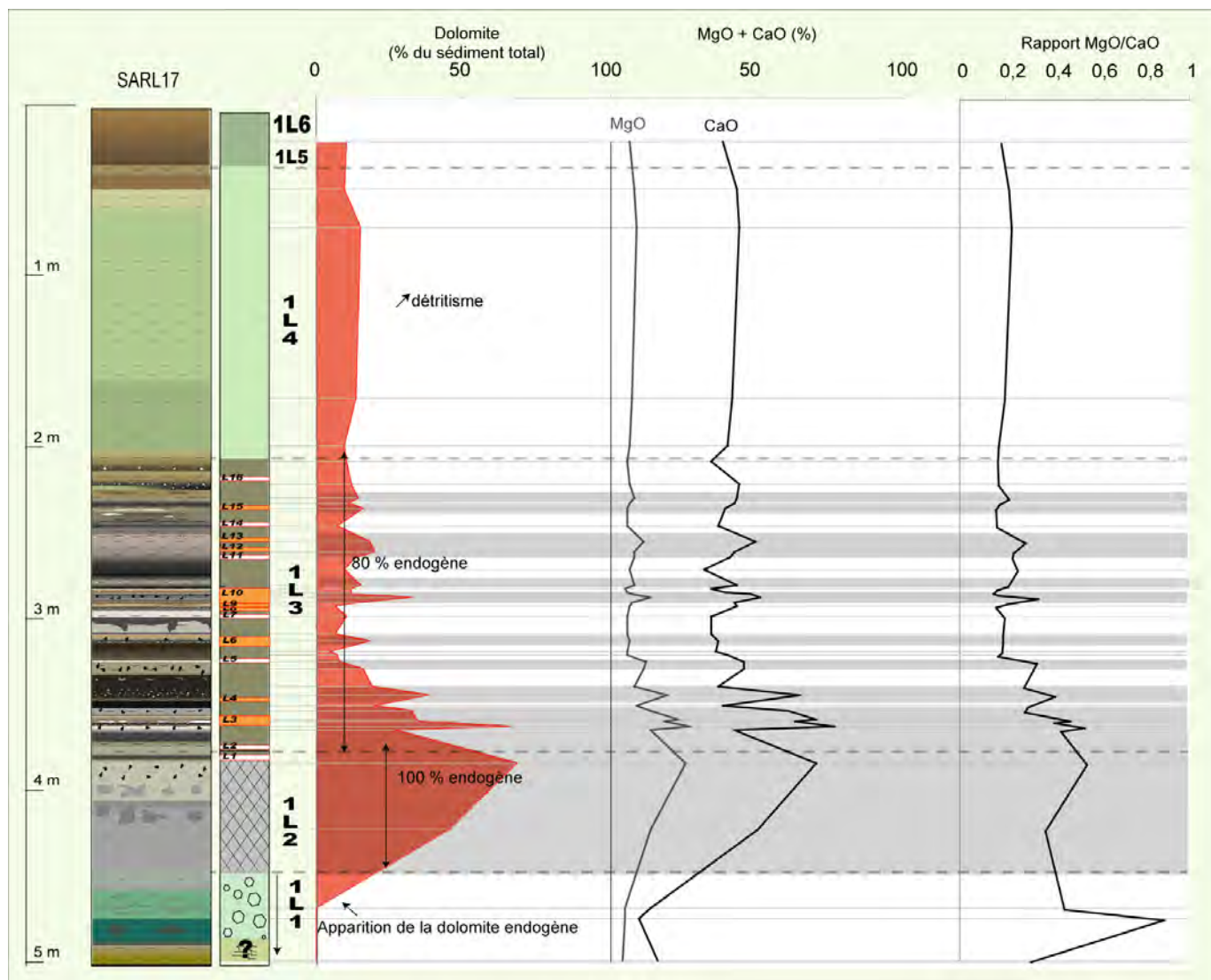


Fig. 9.3 : teneur en dolomite, en CaO et MgO (% du total des sédiments) et rapport MgO/CaO dans les sédiments de SARL17. Les zones grises marquent la présence de dolomite endogène (seuls les sédiments ayant fait l'objet à la fois de DRX, calcimétrie et analyse des majeurs sont reportés dans la figure).

La dolomite est présente dans l'unité **1L1** des forages SARL2 et SARL14, où, d'après des observations au MEB, elle se trouve sous forme de **rhomboèdres**. La dolomite endogène apparaît dans l'unité 1L1 comme on peut le voir à la base de SARL17 sur la Fig. 9.3.

Dans l'unité **1L2**, les teneurs en dolomite, MgO et CaO, comme le rapport MgO/CaO, atteignent les valeurs les plus élevées des sédiments. Les observations au MEB ont systématiquement montré la présence de dolomite endogène (plus ou moins diagénisée) qui paraît quasi exclusive.

Dans les **silts argileux des interlamines de 1L3**, la quantité de dolomite est généralement inférieure à 20 %. L'origine de la dolomite de ces passées est **détritique**. Dans le **cas des faisceaux de lamines et macules dolomitiques de 1L3**, les teneurs sont « moyennées », illustrant le **mélange** entre silts argileux comportant de la dolomite détritique et les lamines à dolomite endogène. Les analyses effectuées à une très fine échelle sur une séquence « silts argileux / lamines » (faisceau de lamines **L6** et silts sous et sus-jacents, Fig. 7.11) ont montré que la dolomite des lamines peut constituer plus de 70 % des carbonates. Dans les silts argileux qui encadrent les lamines, la dolomite, considérée comme exclusivement détritique,

constitue au maximum 20 % des carbonates. Si l'on mélange, en proportions équivalentes, des sédiments qui comportent 20 % de dolomite 100 % détritique avec des sédiments comportant 70 % de dolomite 100 % endogène, il résulte que le mélange obtenu comportera un stock de 2/9^e de dolomite détritique et 7/9^e de dolomite endogène. On peut ainsi estimer, dans le cas **des faisceaux de lamines** qu'environ **80 % de la dolomite est endogène**.

Dans l'**unité 1L4**, la quantité de dolomite est globalement plus élevée que dans les silts argileux interlamines à dolomite détritique de 1L3. Les observations au MEB n'ont pas permis de discerner de dolomite à habitus typiquement endogène. Il est probable que la dolomite des unités supérieures du remplissage sédimentaire, **1L4 à 1L6**, soit, comme pour les interlamines de 1L3, uniquement détritique.

Les conclusions sur l'origine de la dolomite dans l'ensemble des sédiments de bassins distaux sont présentées Fig. 9.4. La chronologie de mise en place des sédiments y est également précisée.

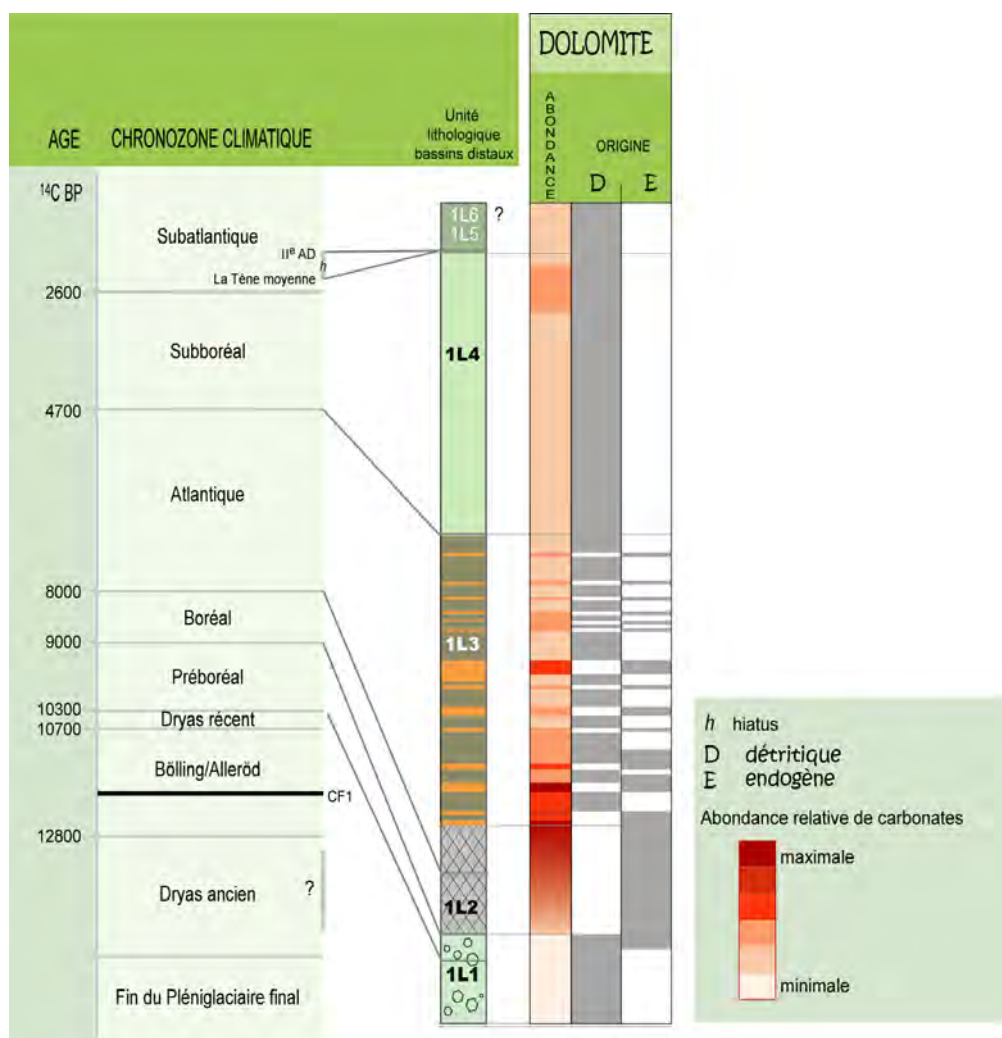


Fig. 9.4 : chronologie de mise en place des unités sédimentaires et schéma récapitulatif des variations d'abondance et des différentes origines de la dolomite dans SARL17.

Dans les sédiments **de zones de delta**, la dolomite constitue généralement moins de 15 % des sédiments. Dans les sédiments de base très riches en calcite (2L1 et 2L2), la dolomite constitue environ 10 % des sédiments. L'observation au MEB d'un échantillon de 2L2 n'a montré que de la dolomite **détritique** sous forme de « gros » rhomboèdres usés. Les unités sédimentaires suivantes présentent des faciès manifestement d'origine détritique (delta sableux, colluvions, passée sableuse) : dans de telles unités, la dolomite est très vraisemblablement d'**origine détritique**, les conditions particulières permettant sa formation n'étant pas réunies. Par ailleurs les unités 2L4 à 2L6, en tous points comparables aux unités 1L4 à 1L6, contiennent probablement (à l'instar de ces unités de bassins) de la dolomite **d'origine détritique**.

Synthèse sur l'origine de la dolomite dans les sédiments du Marais de Sarliève

Les sédiments du Marais de Sarliève comportent de la dolomite de deux origines : de la dolomite détritique en gros rhomboèdres plus ou moins usés, issue de l'érosion mécanique, et de la dolomite endogène formée dans le fond du lac, à l'interface eau/sédiments. La **dolomite détritique** constitue l'essentiel des sédiments de 1L1, des silts argileux interlamines de 1L3, des sédiments de 1L4 à 1L6 et des sédiments de zone de delta. Les plus fortes concentrations de dolomite sont liées à la présence de dolomite endogène (à l'exception de quelques lamines de dolomite détritique) dans des lamines et macules de l'unité 1L3. Par approximation, la dolomite endogène y constitue 80 % de la dolomite. La dolomite calcique endogène est massive dans l'unité 1L2 où elle constitue l'intégralité de la dolomite.

D'après les habitus de la **dolomite endogène**, qui forme des **cristaux nano- à micrométriques**, à faible ordonnancement, et étant donné les problèmes cinétiques que pose la précipitation de la dolomite dans les environnements naturels actuels, la **médiation microbienne** semble être nécessaire à cette formation. Par comparaison avec d'éventuels équivalents actuels (Lagoa Vermelha et Coorong), des conditions particulières sont requises pour permettre cette précipitation : **un rapport Mg/Ca élevé et un apport de SO_4^{2-} dans une faible tranche d'eaux salines** (ce que confirment les bioindicateurs paléoenvironnementaux) liée à une **certaine aridité de climat et des conditions évaporitiques associées à des phases d'assèchement** (confirmées par les MFNP et les isotopes stables de l'oxygène).

Par ailleurs, certains végétaux comme *Ruppia* cf. *Maritima*, typiquement trouvés en association avec de la dolomite endogène sont retrouvés dans les sédiments de Sarliève. Alors que la dolomite massive de l'unité 1L2 serait le résultat d'une installation durable des conditions particulières évoquées précédemment, propices à une telle endogenèse, les macules et lamines correspondraient à des épisodes de courte durée. Il résulte de ces observations que la présence de dolomite authigène apporte de précieuses informations sur la paléohydrochimie et la paléohydrologie du lac.

9.1.3. L'aragonite

L'**aragonite** est issue pour la majeure partie d'une **formation *in situ***, les éventuels apports détritiques (coquilles de gastéropodes) étant très limités. L'aragonite formée *in situ* présente deux principaux habitus : des fuseaux de quelques micromètres de cristaux euhédriques à subhédriques en (« *rice grains* » et « *needles* », Fig. 7.20 a à d), et des « bulles » coalescentes faites de minuscules cristaux arrondis de quelques dizaines de nanomètres (Fig. 7.20 e et f).

a. Endogénèse et authigénèse : éléments issus de la littérature

(cf. Bréhéret et al. soumis)

Les occurrences lacustres d'aragonite sont variées dans les environnements modernes et récents, marins ou continentaux, comme l'ont souligné (Müller et al., 1972) et bien d'autres. Müller et al. (1972) ont mis en évidence de l'aragonite en suspension précipitée dans des environnements lacustres (probablement essentiellement bioinduite, dérivée du plancton), dans plusieurs lacs d'Anatolie en Turquie (Van Gölü par exemple). Les rapports Mg/Ca de tels lacs sont élevés à très élevés, de 5 à 180. D'après Müller et al. (1972) l'aragonite précipite dans les eaux de surface au cours de *whitings*, essentiellement en conséquence du mélange de corps d'eaux différents, bien que cela puisse aussi résulter de concentration par évaporation. Le lac Van (Van Gölü), décrit comme le plus grand lac alcalin du monde (Degens et al., 1984 in Bréhéret et al., soumis), possède un rapport Mg/Ca de 30. Les rivières du bassin versant sont uniquement approvisionnées par de l'eau du sous-sol riche en Ca au cours de la saison hivernale froide. De l'aragonite quasi pure précipite lorsque les eaux atteignent le lac, formant ensuite une lamine blanche d'aragonite.

Van Stempvoort et al. (1993), Last et al. (2002) et Last et Vance (2002) et, rapportent la précipitation d'aragonite respectivement dans le lac Redberry, le lac Oro et le lac Waldsea tous trois situés dans le Saskatchewan (Canada). Celle-ci se produit dans des eaux de surface (mixolimnion) de lacs méromictiques, aux eaux salines à hypersalines, alcalines, avec un rapport Mg/Ca élevé à très élevé pouvant dépasser 100 (Müller et al. 1972).

Certaines occurrences d'aragonite (Krumbein, 1974 ; Billy et al., 1976 ; Kazmierczak et al., 1996 ; in Bréhéret et al., soumis) ont montré des habitus similaires à ceux observés à Sarliève, en « *rice grains* » et « *needles* », caractérisés par la présence d'une lumière centrale, qui pourraient correspondre à des fantômes d'algues planctoniques unicellulaires ou de bactéries. Le mécanisme de formation du minéral, particulièrement étudié sur des cellules de cyanobactéries *Synechococcus*, impliquerait sa précipitation sur la cellule comme conséquence de la photosynthèse (Thompson et al., 1997 ; Douglas et Beveridge, 1998 ; Thompson, 2000 in Bréhéret et al., soumis). Au cours de ce processus, un microenvironnement spécifique se développe autour des cellules, avec un pH élevé dû à une alcalinisation photosynthétique (HCO_3^- est utilisé dans les cellules et OH^- relâché dans le microenvironnement) ; une concentration de Ca^{2+} plutôt élevée permet alors la précipitation de carbonate. Des études, menées par Schultze-Lam et al. (1992) ont révélé que les cristaux de carbonates peuvent se nucléer sur la couche-S des cellules de cyanobactéries. Thompson et al. (1997) et Thompson (2000) ont établi que le phénomène de *whiting* qui a lieu chaque année dans le Green Lake de Fayetteville (New York, USA), est la conséquence de floraison

phytoplanctonique de *Synechococcus* dont les cellules servent de site de nucléation pour la croissance de la calcite.

b. Quelles possibilités d'endogenèse – authigenèse d'aragonite à Sarliève ?

Bréhéret *et al.* (soumis) interprètent la présence des fuseaux d'aragonite qui forment des macules et parfois des lamines, comme des restes de retombées sur le fond, de cristaux formés au cours d'évènements de *whitings*. Ces fuseaux d'aragonite euhédriques à subhédriques micrométriques, comportant une lumière centrale de diamètre moyen proche de 0,8 μm correspondraient au moule externe d'algues ou bactéries encapsulées, résultats de *blooms* épisodiques de ces organismes (peut être proches de *Synechococcus*). Ces épisodes de *blooms* coïncideraient avec un léger adoucissement des saumures associé à des remontées du niveau lacustre. Les formes variées des fuseaux d'aragonite (les « *rice grains* » et les « *needles* ») pourraient représenter différents stades de croissance des cristaux, conséquence de la durée du processus ou du degré de saturation eu égard à l'aragonite.

Le second habitus d'aragonite, moins fréquent, composé de bulles coalescentes de quelques dizaines de micromètres composés de nanocristaux en disposition radiaire, aurait une origine différente (Bréhéret *et al.*, *ibid*). D'après l'habitus, les auteurs estiment que la formation des cristaux est d'origine benthique ; ils proposent une précipitation au sein de biofilms, partant des surfaces de microalgues ou bactéries dont la MO aurait disparu ; la précipitation aurait été induite dans la matrice organique.

c. Origine de l'aragonite dans l'ensemble des unités sédimentaires

L'aragonite a été mise en évidence, toujours en proportion modeste, dans les sédiments laminés de 1L3 (macules et lamines discontinues), et dans les silts argileux homogènes 1L4 à 1L6 des sédiments de bassins et 2L4 à 2L6 dans les sédiments de deltas. Les deux types d'aragonite le plus fréquemment observés sont d'une part l'aragonite des coquilles de gastéropodes, et d'autre part les « *needles* et *rice grains* » interprétés comme résultats d'épisodes de *whitings*. Des gastéropodes ont été observés surtout dans la partie supérieure des sédiments du marais (1L5 / 2L5 à 1L6 / 2L6) en particulier dans la couche noire (1L5). De même l'aragonite des sédiments 1L4 / 2L4 à 1L6 / 2L6 de bassins/deltas est probablement liée aux coquilles, car les observations au MEB n'ont pas révélé d'aragonite endogène/authigène.

Dans l'unité 1L3, comme illustré pour SARL17 sur la Fig. 9.5, les pics d'aragonite sont tous assez étroitement liés aux pics de dolomite endogène. L'analyse à fine échelle d'une séquence « silts argileux – lamines carbonatées », dont les résultats sont présentés (Fig. 7.11), permet de préciser cette relation dans un faisceau carbonaté : la dolomite endogène précède la formation d'aragonite trouvée dans des macules et lamines discontinues, et apparemment associée à de la matière organique. Il paraît vraisemblable que les pics d'aragonite de l'unité 1L3 ont pour l'essentiel une origine endogène, marquant des épisodes de *whitings* qui succèdent aux phases d'induction microbienne de dolomite calcique.

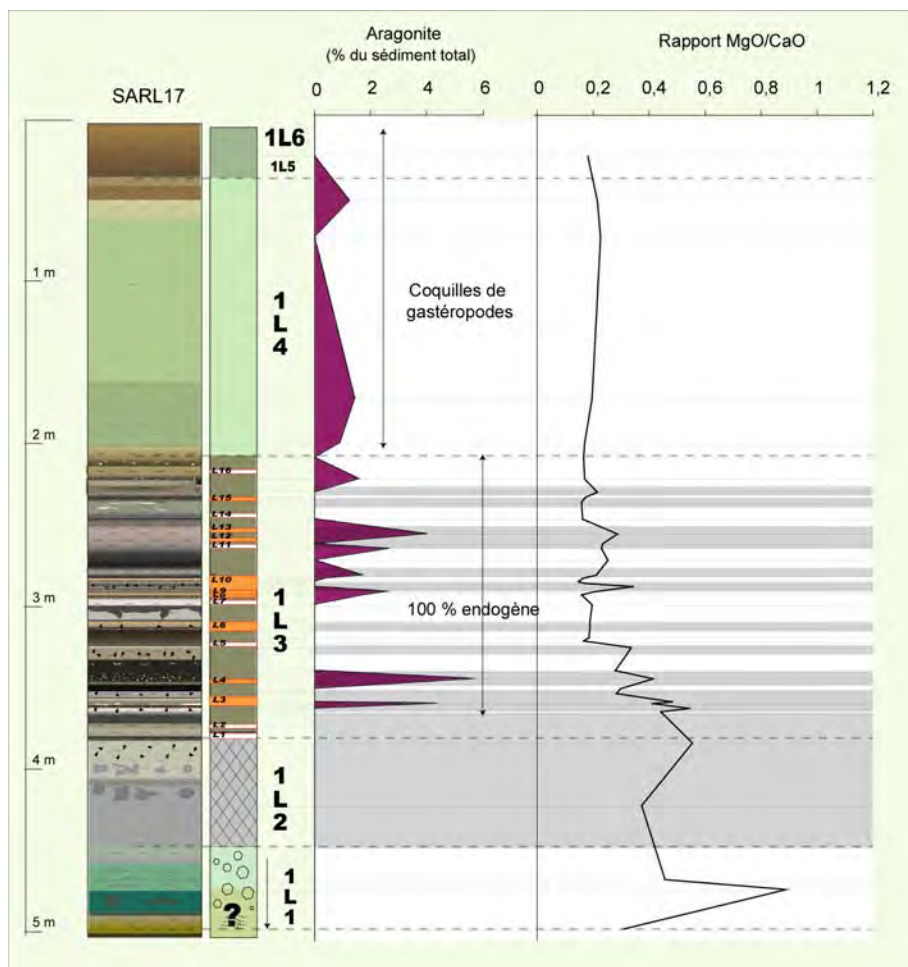


Fig. 9.5 : teneurs en aragonite (% du total des sédiments) et rapport CaO/MgO dans les sédiments de SARL17. Les zones grises marquent la présence de dolomite endogène (seuls les sédiments ayant fait l'objet à la fois de DRX, calcimétrie et analyse des majeurs sont reportés dans la figure).

Synthèse sur l'origine de l'aragonite dans les sédiments du Marais de Sarliève

L'aragonite est rencontrée de façon épisodique dans les sédiments du Marais de Sarliève, toujours en proportion modeste. **L'aragonite** a deux origines principales, les coquilles de gastéropodes et les cristaux aciculaires formés *in situ par endogenèse*. L'aragonite des sédiments de delta et de la partie supérieure des sédiments de bassins semble être issue des coquilles de gastéropodes. En revanche, les pics d'aragonite des laminites 1L3, liés à la présence de macules qui forment parfois des lamines, succédant à la dolomite calcique dans les faisceaux de lamines, paraissent pour l'essentiel endogènes. Ces habitus « *rice grains* et *needles* » les plus fréquemment rencontrés, résultent d'une **minéralisation bioinduite autour d'algues ou cyanobactéries**, au cours d'épisodes de **whittings**. Ces épisodes résulteraient d'**apports d'eaux plus douces dans des eaux saumâtres**. D'une façon générale, des conditions particulières sont requises : eaux salines à hypersalines, alcalines, avec un rapport Mg/Ca élevé à très élevé. Les autres faciès, plus rares, sont plutôt liés aux activités microbiennes du benthos. Quoi qu'il en soit, la présence des lamines d'aragonite semble être un indicateur d'apports d'eaux plus douces dans les eaux salées du bassin de sédimentation.

9.2. Silicates et autres minéraux non carbonatés

Même si l'analcime est loin d'être le minéral le plus abondant, sa présence, lorsqu'elle est authigène peut révéler des conditions particulières du milieu, qu'il est utile de préciser avant de s'intéresser aux possibles origines de minéraux plus ubiquistes tels que le quartz, les feldspaths et les minéraux argileux. Pour cette raison il m'a semblé opportun de commencer cette partie par l'analcime.

9.2.1. Les zéolites

Des zéolites, surtout l'analcime, ont été observés au MEB sous forme de fragments usés, en faible proportion (souvent trop faible pour être détectable aux DRX) dans l'ensemble des sédiments. En revanche, de l'analcime automorphe a été observée, concentrée dans l'unité 1L1 des bassins nord et sud, dans les forages SARL2 et SARL14. Les clastes plus ou moins usés d'analcime (Fig. 7.24) sont probablement issus de l'érosion mécanique des roches et sols des versants. En effet, ce minéral a été rencontré dans le substratum oligocène, parfois en grande quantité, mais de façon non systématique (Fig. 5.14). Les sols des différentes unités pédologiques contiennent également de l'analcime, mais en proportions généralement bien moins importantes que dans certains bancs marneux oligocènes. En outre, Macaire *et al.* (1977) ont montré que les zéolites (notamment la clinoptilolite) peuvent résister au remaniement détritique, retrouvées dans des alluvions fluviales.

Concernant les cristaux automorphes, plusieurs origines peuvent être évoquées : un apport particulière avec un court transport depuis les versants ; une concentration de l'analcime du substratum *in situ* (au fond du lac), liée à l'altération des marno-calcaires oligocènes ; une formation par authigenèse.

Saisissant l'intérêt que peut revêtir cette dernière possibilité, nous nous sommes particulièrement intéressés aux conditions d'authigenèse de ce minéral dans des environnements lacustres récents.

a. Authigenèse de zéolites : éléments issus de la littérature

L'analcime authigène a été décrite pour la première fois dans des sédiments lacustres par Ross (1928) *in* English (2001) en Arizona. Depuis, l'analcime authigène a été décrite (surtout dans les années 70 à 80) dans des sédiments lacustres anciens et actuels en Amérique du Nord, en Afrique de l'Est et en Europe (Teruggi, 1964 ; Hay, 1966 ; Sheppard et Gude, 1968 ; Surdam et Parker, 1972 ; Surdam et Eugster, 1976)...

D'après Eugster et Hardie (1978) les zéolites constituent les produits authigéniques les mieux connus des lacs salés, et l'analcime est un constituant commun dans les dépôts de lacs salés alcalins (Surdam et Parker, 1972 ; Surdam et Eugster, 1976 ; Surdam et Sheppard, 1978).

Dans de rares cas, l'analcime peut se former dans des sédiments non volcanoclastiques, à partir de feldspaths et de sédiments détritiques riches en argiles, dans des environnements aux eaux salées comme le lac Lewis, un grand lac salé situé au cœur de l'Australie aride (English, 2001). Toutefois, dans la grande majorité des cas, la formation de zéolites authigènes est perçue comme le résultat de réactions entre des **verres trachytiques ou pyroclastes** et des **eaux saumâtres à salées et / ou alcalines**. C'est par exemple le cas des lacs **Magadi** (Kenya), **Tecopa** (Amérique du Nord, Californie) **Albert** (Mobutu Sese Seko) et

Manyara (Tanzanie), dont les aires de drainage sont riches en matériaux volcaniques (Sheppard et Gude, 1968 ; 1969 ; 1973 ; Surdam et Eugster, 1976 ; Eugster et Hardie, 1978 ; Singer et Stoffers, 1980).

L'analcime se forme en environnement de plus grande salinité que les autres zéolites. Son occurrence, et celle d'autres zéolites, a été interprétée par Stoffers et Singer (1979) comme un indicateur de diminution drastique de niveau lacustre, associée à un « assèchement » du climat.

Sheppard et Gude (1969) estiment que **l'analcime** peut se former **directement** à partir de verres volcaniques, mais cette hypothèse reste isolée. Généralement, les auteurs font appel à un précurseur pour expliquer sa formation. Eugster et Jones (1968) et Surdam et Eugster (1976) ont montré que dans les dépôts sédimentaires du lac Magadi (Kenya), **l'analcime** s'est formée par réaction entre un **précurseur** zéolitique ou un gel alumino-silicaté sodique hydraté et les eaux saumâtres alcalines. La présence de saumures alcalines peut altérer les **verres volcaniques en gels de silicates Na-Al**, dont certains ont une composition proche de celle de l'analcime. D'après Hay (1970), la cristallisation de tels gels peut conduire à la formation de lits monominéraux d'analcime.

Alors que Mariner et Surdam (1970) ont démontré que les zéolites se forment probablement à partir d'un **gel précurseur** plutôt que directement à partir du verre, pour Surdam et Eugster (1976) l'érierite (zéolite alcaline) peut se former directement à partir de verres trachytiques simplement par l'addition d'eau. Le type de zéolite alcaline formée dépend de la nature du verre et de la composition de la saumure. Si l'altération se produit en présence d'eaux comportant des alcalino-terreux, de la clinoptilolite se forme. Dans les sédiments du lac Manyara, où aucun gel minéral n'a pu être observé, Singer et Stoffers (1980) estiment que des **zéolites alcalines** (chabazite et érierite) formées par altération de verres volcaniques dans des solutions alcalines, se sont transformées, avec une augmentation de la salinité et de l'alcalinité, **en analcime** (relâchant par ailleurs des quantités non négligeables de K dissous). Par ailleurs, dans les lacs Albert et Manyara, la présence de ces zéolites serait associée à des réactions de transformation diagénétique smectites → illite (Singer et Stoffers, 1980), comme nous le verrons dans le paragraphe consacré aux minéraux argileux (paragraphe 9.2.3.).

Enfin Sheppard et Gude (1968 ; 1969 ; 1973) ont montré qu'il existe une zonation de la minéralogie à l'intérieur de couches de tufs, zonation qui reflète des gradients latéraux de salinité, comme cela a été observé dans le **lac Tecopa** : les zones périphériques du remplissage sont caractérisées par la présence de verres non altérés ; elles encerclent une zone à zéolites alcalines, suivie par l'analcime, et dans la partie la plus centrale du lac, par des feldspaths potassiques. On observe ainsi, en progressant des bordures au centre du lac, la séquence paragénétique **verres non altérés ➡ zéolite alcaline ➡ analcime ➡ feldspath potassique**.

D'après les données de la littérature l'analcime est courante dans les sédiments des lacs salés et / ou alcalins et, dans la plupart des cas, elle résulte de réactions entre verres volcaniques/sédiments pyroclastiques et eaux salées/alcalines. Le point sur lequel les avis divergent est celui de la présence ou non d'un précurseur menant à la formation d'analcime (gel Al Na ou zéolite alcaline).

b. Quelle possibilité d'authigenèse de zéolites à Sarliève ?

Concernant la concentration élevée d'analcite dans l'unité 1L1 des sédiments du Marais de Sarliève, deux éléments rappellent les conditions d'authigenèse d'analcite décrites dans la littérature :

- des conditions de **fort confinement**, avec un faible niveau **d'eaux saumâtres alcalines** à certaines époques dans le bassin sédimentaire (conditions mises en évidence par les bioindicateurs et la présence de dolomite authigène) ;
- l'occurrence de **téphra trachyandésitique** (2T1) datant de 12000 BP, en place dans les zones de delta, et absent des zones de bassins distaux où l'on trouve en revanche de la clinoptilolite ou de l'analcite, en position chronostratigraphique équivalente.

Il paraît tout à fait probable que l'analcite de l'unité 1L1 résulte des processus décrits précédemment : la retombée du téphra 2T1 se serait déposée à 12000 BP dans l'ensemble de la dépression lacustre. Dans les zones de bassins distaux, dans une très faible tranche d'eau saumâtre et alcaline (conditions de confinement par ailleurs maintenues jusqu'à l'Atlantique comme le démontre la formation de dolomite des unités 1L2 et 1L3), le téphra trachyandésitique se serait dissous, entraînant par voie de conséquence l'authigenèse d'analcite.

Trois arguments viennent par ailleurs étayer cette hypothèse.

(1) La **zonation dans la distribution des verres volcaniques ➡ zéolite alcaline ➡ analcite** décrite par Sheppard et Gude (1968 ; 1969 ; 1973) dans le lac Tecopa est retrouvée dans les sédiments du Marais de Sarliève (Fig. 9.6). En effet, on peut constater à l'intérieur du remplissage lacustre de Sarliève, une zonation similaire à celle décrite dans le lac Tecopa : les sédiments des zones de delta et des bassins proximaux comportent un niveau de téphra CF1 (unité 2T1) et des cendres/sables noirs remaniés depuis ce téphra. En position stratigraphique similaire, à la base de la série lacustre, en progressant vers la partie centrale des bassins distaux, les unités 1L1 comportent de la **clinoptilolite**, et en position la plus centrale, de **l'analcite** ;

(2) Hay (1970) précise que la cristallisation des gels de silicate Na-Al résultant de l'altération des verres volcaniques peut conduire à la formation de **lits d'analcite monominéralogiques**. Un parallèle peut être établi avec l'observation d'analcite remplissant des **cavités lenticulaires** à la base de l'unité 1L1 dans SARL14 (paragraphe 7.3.2. Fig. 7.25 i et j) ;

(3) La présence **d'analcite** dans 1L1 de SARL2 et SARL14 s'accompagne d'une **proportion élevée d'illite**. Or, comme nous le verrons par la suite, Singer et Stoffers (1980) concluent de l'étude des sédiments des lacs Albert et Manyara, que l'illitisation diagénétique des smectites est un processus parallèle de la formation d'analcite.

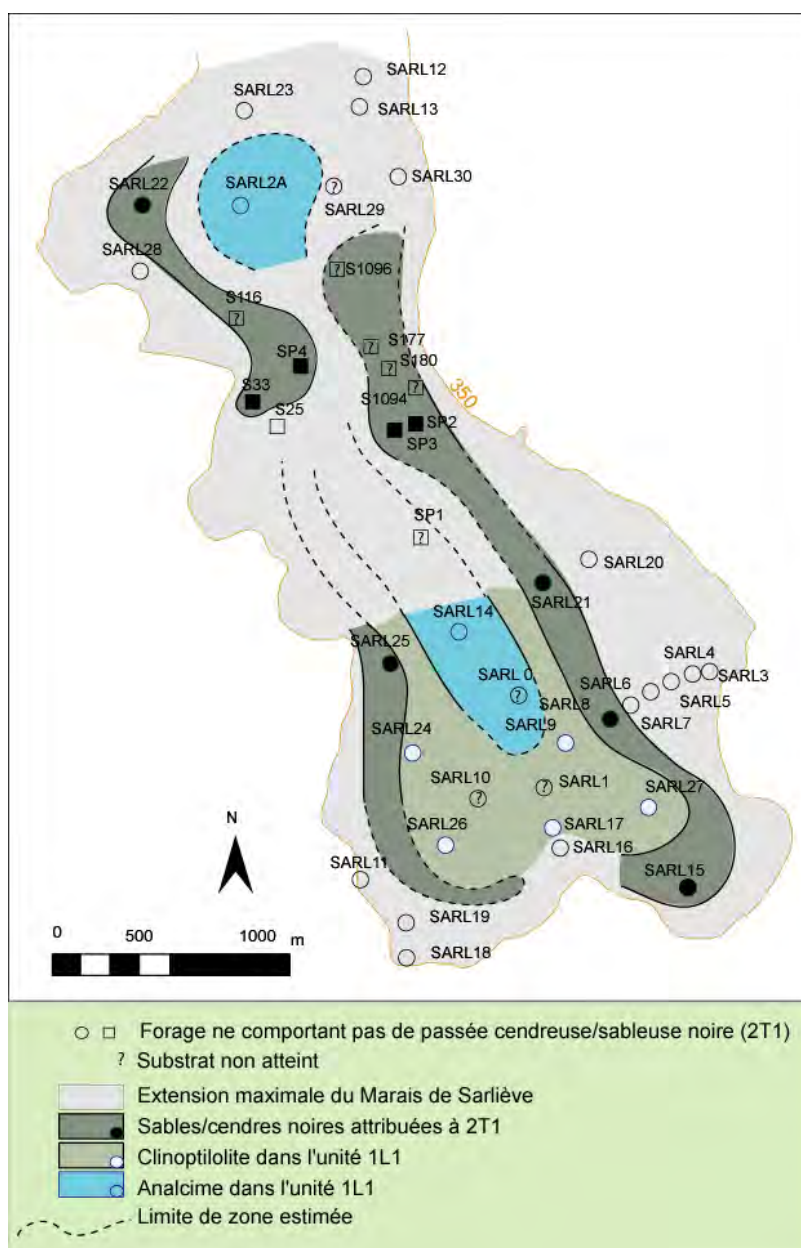


Fig. 9.6 : zonation des sédiments à composante téphrique ou à minéraux issus de l'altération du téphra (unité 1L1 à clinoptilolite et unité 1L1 à analcime).

c. Origine des zéolites dans l'ensemble des unités sédimentaires

Plusieurs éléments développés précédemment convergent nettement vers l'hypothèse d'une **origine authigène** de l'**analcime** (et clinoptilolite) de l'unité de base 1L1 des sédiments de bassins distaux. On ne peut expliquer une telle abondance de ce minéral par des apports détritiques seuls et / ou par une reconcentration par altération du substratum.

Toutefois, dans les autres unités sédimentaires des dépôts de bassin et de delta, où l'analcime peut être rencontrée ponctuellement en proportion réduite, et sans relation avec un faciès sédimentaire particulier, l'origine détritique est plus probable.

Synthèse sur l'origine de l'analcime dans les sédiments du Marais de Sarliève

Pour répondre à la question suivante : « comment interpréter la présence d'analcime à la base du remplissage ? » il semble se confirmer que l'analcime (de même que la clinoptilolite) concentrée dans l'unité 1L1 est essentiellement authigène. Une telle formation n'a pu être possible que grâce à la **concordance de conditions chimiques particulières des eaux (salinité, alcalinité) et d'apport de matériaux volcaniques** : le téphra trachyandésitique CF1 de l'unité 2T1 trouvée dans les dépôts de delta. L'analcime dispersée dans les sédiments est, quant à elle, probablement d'origine détritique.

9.2.2. Quartz et feldspaths

Le **quartz** est présent dans toute la série sédimentaire du marais. Il a été observé uniquement sous forme de fragments de cristaux de la taille des silts, d'habitus indéterminé montrant des traces d'usures, et / ou cassures. Il paraît tout à fait probable que ces fragments (Fig. 7.21) proviennent de l'érosion mécanique des versants. Cependant, le quartz a rarement été rencontré lors des observations en microscopie électronique par rapport aux abondances mesurées par calcimétrie et DRX. Il semble donc possible que les cristaux de quartz soient en partie minuscules (centaines de nanomètres à quelques micromètres ?) et ainsi masqués par la matrice silto-argileuse.

Les feldspaths présentent deux types d'habitus : cristaux usés et cassés (Fig. 7.22 a à d ; Fig. 7.23 a et b) et cristaux automorphes (Fig. 7.22 e à h ; Fig. 7.23 c à h), qui semblent avoir deux origines distinctes : une origine détritique dans le premier cas, et une possible origine authigène dans le second. Toutefois une telle origine authigène est difficile à démontrer, d'autant plus que les sédiments marno-calcaires du bassin versant contiennent également des feldspaths automorphes (Fig. 5.13).

a. Endogenèse et authigenèse : éléments issus de la littérature

Des occurrences de silicates authigènes (souvent quartz, feldspaths et zéolites) ont été relevées notamment par Hay (1966 ; 1970), Sheppard et Gude (1969 ; 1973), Surdam et Eugster (1976), Arbey (1979).

D'après Sheppard et Gude (1969), le **quartz authigène** qu'ils observent dans les dépôts lacustres miocènes à bancs de tufs de la Barstow Formation (Californie), est un constituant commun des tufs altérés. Il est souvent associé à de l'analcime et à des feldspaths potassiques. Il en est de même dans les dépôts lacustres tufacés pliocènes des lacs salés des Big Sandy Formations (Arizona) (Sheppard et Gude, 1973). Du quartz authigène a été mis en évidence dans des sédiments plus récents (pléistocènes à holocènes) du lac Magadi (Kenya) où des verres volcaniques issus du bassin versant sont altérés dans des saumures alcalines (Surdam et Eugster, 1976), ce qui n'est pas sans rappeler les conditions d'authigenèse des zéolites. En outre, le quartz se trouve en assemblage avec une ou plusieurs zéolite(s) authigène(s) dans des sédiments par ailleurs dépourvus de feldspaths authigènes (plagioclases ou alcalins). Il semble, d'après ces exemples, que la formation de quartz par authigenèse dans les environnements aquatiques continentaux

soit favorisée dans les lacs saumâtres à salés lorsqu'il y a des apports de verres volcaniques. Arbey (1979) précise que des quartz actuels, automorphes et syngénétiques, ont été signalés par Giresse et Weil (1970) et Baltzer et Le Ribault (1971) dans des milieux lagunaires et deltaïques. Il précise d'autre part que ces cristaux de quartz sont bipyramidés.

D'après Hay (1966) le **feldspath potassique authigène** peut se former dans les sédiments sous des conditions environnementales de lithologie et d'âge variés. Ainsi, des feldspaths authigènes ont été observés dans des sédiments de lacs salés, plus ou moins anciens, comme dans les sédiments de la Green River formation (Eocène) (Surdam et Parker, 1972) ou dans le plus récent lac Tecopa (Pléistocène récent) (Sheppard et Gude, 1968). Dans ces cas là, l'authigenèse de feldspaths potassiques a lieu dans un contexte particulier de mise en contact de verres volcaniques et d'eaux salées. Ils sont le produit final d'une séquence paragenétique précisée dans le paragraphe précédent.

b. Quelles possibilités d'authigenèse de quartz et feldspaths à Sarliève ?

A Sarliève, l'éventualité d'une authigenèse d'une partie du quartz ne peut être complètement exclue. La question se pose en particulier pour l'unité 1L1, très riche en silicates et notamment en quartz, où l'on trouve par ailleurs des zéolites (clinoptilolite dans SARL17 ; analcime et pas de feldspaths dans SARL14). Ce dernier assemblage rappelle franchement celui décrit dans les sédiments pléistocènes et holocènes du lac Magadi.

Quant aux feldspaths automorphes observés dans les sédiments du marais, ils sont de composition variée (potassique à sodique), minoritaires, et semblent distribués dans l'ensemble des sédiments, sans relation particulière avec les faciès sédimentaires. On peut toutefois souligner leur absence de l'unité 1L1 à analcime de SARL14. Les arguments manquent pour préciser l'origine des feldspaths automorphes, mais les caractères de certains d'entre eux (feldspaths potassiques nettement automorphes, micrométriques et concentrés entre un frustule de diatomées et un lit organique, Fig. 9.7 a et b), suggèrent très fortement une origine diagénétique dans les sédiments laminés mis en place au cours de l'Atlantique.

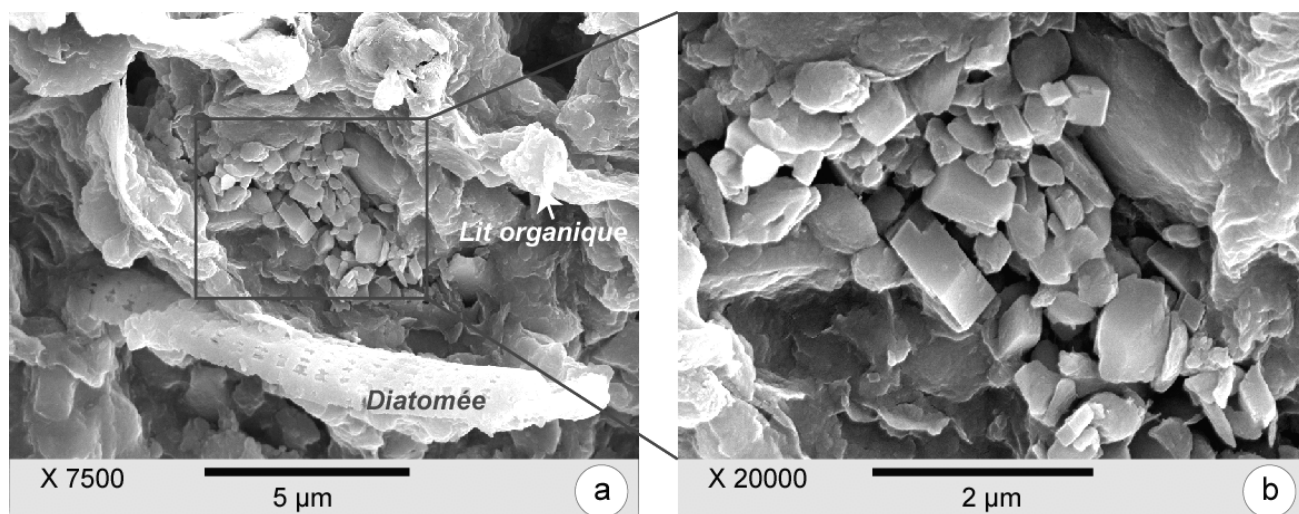


Fig. 9.7 : photographie MEB de cristaux automorphes de feldspaths potassiques dans un échantillon de l'unité laminée 1L3 de SARL10 (395-405 cm). a) les cristaux de feldspaths semblent « enserrés » entre un frustule de diatomée qui jouxte un lit organique qui est suivi d'une lamine carbonatée ; b) agrandissement sur les feldspaths.

c. Synthèse : origine(s) du quartz dans les unités sédimentaires du Marais de Sarliève

c.1. Origine du quartz dans l'unité 1L1

Dans cette unité, la présence de zéolites authigènes suggère des conditions particulières de salinité et alcalinité et des apports de matériaux volcaniques (le téphra trachyandésitique, unité 2T1), conditions qui, d'après la littérature, tendent à favoriser l'authigenèse de quartz.

La quantité de quartz dans les sédiments de SARL17 est présentée Fig. 9.8, avec en parallèle les teneurs en SiO_2 et en TiO_2 des sédiments. Le TiO_2 , généralement considéré comme élément immobile car peu soluble, ne peut en théorie être apporté aux sédiments lacustres que sous forme de particules silicatées ou d'oxydes. En conséquence, cet élément peut permettre d'apprécier l'intensité des apports détritiques non carbonatés. Par ailleurs, il est possible de réaliser un bilan géochimique isoélément (Harrison, 1933 ; Leneuf, 1959), considérant la teneur en TiO_2 invariante, ce qui permet d'estimer les enrichissements / appauvrissements relatifs des autres éléments dans les sédiments lacustres, par rapport aux sols et roches du bassin versant. On peut penser que les éléments enrichis dans les sédiments lacustres sont liés à des apports dissous ultérieurement précipités dans le bassin de sédimentation.

Ainsi, pour calculer l'enrichissement en SiO_2 des sédiments lacustres par rapport aux matériaux du bassin versant, j'ai calculé le pourcentage de SiO_2 « théorique » pour chaque échantillon de sédiment lacustre (sédiments de SARL17 et de l'unité 1L1 de SARL14) en le rapportant à une valeur de référence constante de TiO_2 (iso- TiO_2) : d'une part la teneur en TiO_2 du compartiment roches¹ ($\text{SiO}_2 = 46,7 \%$ et $\text{TiO}_2 = 0,7 \%$) et d'autre part celle du compartiment sols ($\text{SiO}_2 = 49 \%$ et $\text{TiO}_2 = 1,2 \%$). Selon la méthode Leneuf (1959) la soustraction du pourcentage de SiO_2 « théorique » au pourcentage de SiO_2 réel dans les sédiments lacustres permet de calculer l'enrichissement/appauvrissement en SiO_2 (%) des sédiments par rapport aux roches et sols. Ces résultats sont présentés Fig. 9.8 pour l'ensemble des sédiments de SARL17 et Fig. 9.9 pour les sédiments de l'unité 1L1 de SARL14.

La figure 9.8 montre que le quartz est de loin le minéral le plus abondant dans l'unité 1L1, et que l'abondance de SiO_2 dans l'ensemble des sédiments est corrélée avec celle du quartz ($r^2 = 0,65$). Cependant, la corrélation est très bonne dans les unités 1L1 et 1L2 ($r^2 = 0,9$). On peut penser que dans ces sédiments, le SiO_2 se trouve surtout dans le quartz. Par ailleurs dans SARL14, où l'analcime authigène est abondante dans l'unité 1L1, une partie du SiO_2 entre dans la composition de ce minéral. Enfin, le bilan géochimique iso- TiO_2 , montre que l'ensemble des sédiments lacustres est nettement enrichi en SiO_2 par rapport au bassin versant, surtout relativement aux sols, eux mêmes appauvris en SiO_2 par rapport aux roches. Ceci souligne le fait qu'une partie des silicates a été dissoute entre les compartiments roches et sols. Toutefois, cet appauvrissement en SiO_2 des sols par rapport aux roches a pu être surestimé en raison d'une contamination en TiO_2 résiduel de retombées de téphras sur les versants.

¹ composition géochimique moyenne des roches et sols du bassin versant calculée dans le paragraphe 5.3.3.

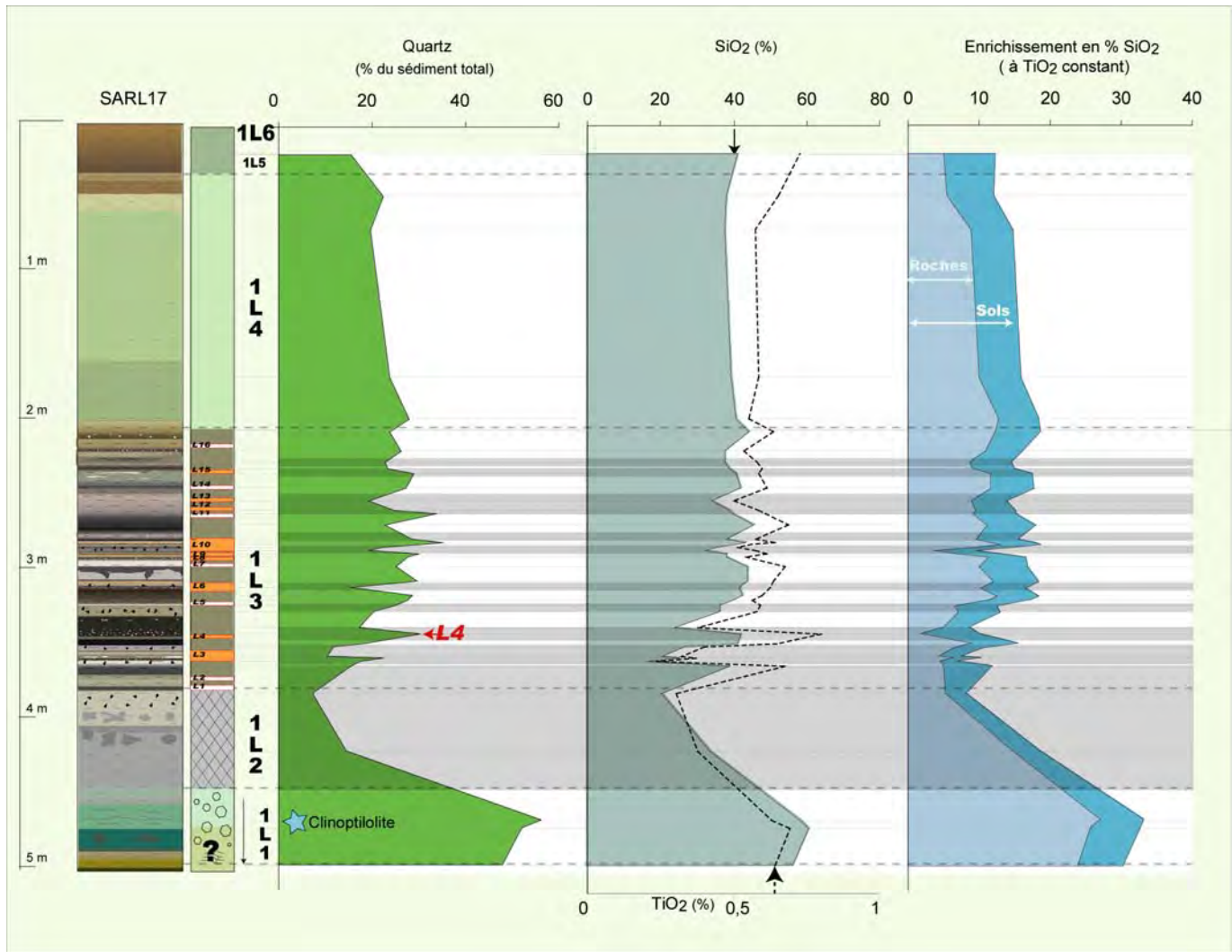


Fig. 9.8 : teneurs en quartz, en SiO_2 et TiO_2 (% du total des sédiments), et enrichissement en SiO_2 dans les sédiments lacustres de SARL17 relativement aux roches et sols du bassin versant, à TiO_2 constant. Les zones grises marquent la présence de dolomite endogène (seuls les sédiments ayant fait l'objet à la fois de DRX, calcimétrie et analyse des majeurs sont reportés dans la figure).

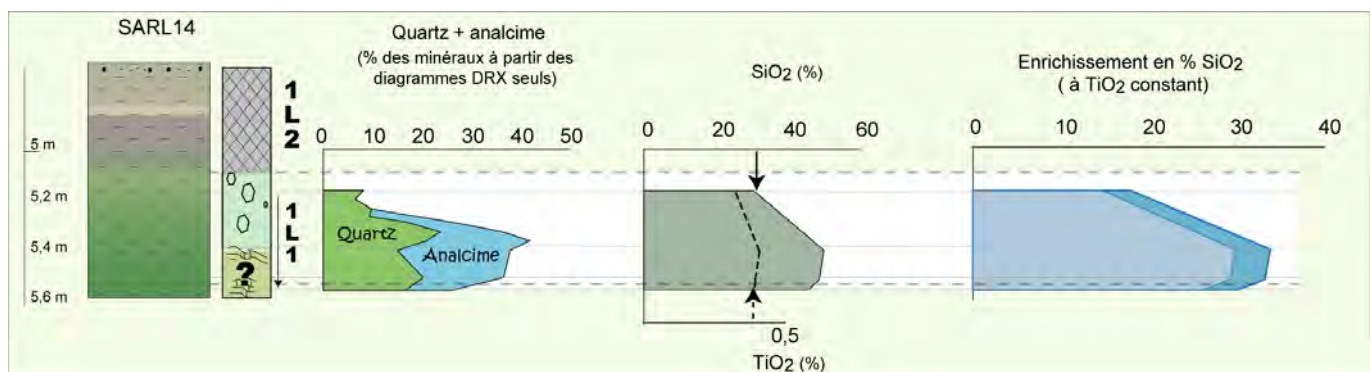


Fig. 9.9 : teneurs en quartz, en SiO_2 et TiO_2 (% du total des sédiments), et enrichissement en SiO_2 dans les sédiments lacustres dans SARL14 (unité 1L1) relativement aux roches et sols du bassin versant, à TiO_2 constant.

Quelle que soit la référence (roches ou sols), on constate que l'enrichissement en SiO_2 iso- TiO_2 , bien que maximal dans 1L1, est présent dans toutes les unités sédimentaires (1L2 à 1L6). Il n'y a cependant pas d'augmentation nette de la teneur en quartz, feldspaths ou analcime qui pourraient laisser penser à une authigenèse dans ces unités. L'enrichissement en SiO_2 pourrait s'expliquer par la néoformation partielle d'argiles 2/1 (smectites, illites), aspect discuté dans le paragraphe 9.2.3. b et c, et par la présence de silice biogène (diatomées).

Il ressort de ces calculs que **l'unité 1L1 de SARL17 et de SARL14, est nettement plus enrichie en SiO_2 que le reste des sédiments par rapport au bassin versant**. En plus d'une similitude très forte dans l'évolution des paramètres présentés Fig. 9.8 et 9.9, il est intéressant de constater que dans l'unité 1L1 des deux forages, on observe une valeur d'enrichissement maximale de SiO_2 identique (33 à 34 %). Cet enrichissement maximum correspond aux sédiments les plus riches en zéolites.

Deux hypothèses peuvent être avancées pour expliquer un tel enrichissement en SiO_2 dans 1L1 : (1) une augmentation de la quantité de SiO_2 liée à une dissolution préférentielle, sur place, des carbonates du substrat Oligocène, **1L1 ► résidu d'altération du substrat sous les sédiments lacustres** ; (2) des apports de silice dissoute depuis les versants en liaison avec la dissolution des verres volcaniques et une authigenèse de quartz, **1L1 ► sédiment à forte composante de précipitation chimique siliceuse**.

c.1.1. Altération in situ des marno-calcaires du réceptacle lacustre : hypothèse résiduelle

La dépression lacustre est creusée dans des formations marno-calcaires de l'Oligocène : ces matériaux sont susceptibles d'avoir été altérés par les eaux accumulées au fond de la dépression. Les sédiments de l'Oligocène, comme l'ont révélé les analyses minéralogique et chimique de l'intervalle stratigraphique échantillonné, présentent des faciès et compositions très contrastés : des bancs carbonatés aux lits argileux. Ainsi, selon la nature des sédiments oligocènes de la cuvette, il peut être envisagé que l'altération *in situ* soit à l'origine de la teneur en SiO_2 dans l'unité 1L1. J'ai calculé les enrichissements / appauvrissements en SiO_2 relativement à TiO_2 pour l'échantillon le plus riche en SiO_2 de l'unité 1L1 dans SARL17 ($\text{SiO}_2 = 60,3\%$ et $\text{TiO}_2 = 0,7\%$). J'ai ensuite estimé la teneur en SiO_2 d'une altérite théorique ayant $0,7\%$ de TiO_2 (teneur dans 1L1) formée à partir des différents types de roches de l'unité UR1 (roches marno-calcaires). Les valeurs calculées se trouvent dans le tableau 9.2. Dans cette hypothèse, la teneur en SiO_2 des altérites théoriques, relativement à celle du TiO_2 dans 1L1 (considéré comme altérite) devrait être un peu inférieure à celles rencontrées dans les faciès oligocènes, roches mères potentielles de cette altérite. En effet nous avons observé à l'échelle du bassin versant, que les sols sont appauvris en SiO_2 relativement au TiO_2 par rapport aux roches desquelles ils dérivent. La comparaison des valeurs théoriques de SiO_2 (iso- TiO_2 à $0,7\%$) des altérites théoriques avec celle de 1L1 ($\text{SiO}_2 = 60,3\%$) montre que dans la majorité des cas, les teneurs en SiO_2 iso- TiO_2 des altérites théoriques sont inférieures à la quantité de SiO_2 de 1L1. **Des apports de SiO_2 sont donc nécessaires dans la plupart des cas pour expliquer les teneurs élevées trouvées dans 1L1.**

Tab. 9.2 : comparaison de la teneur en SiO₂ dans l'unité 1L1 (60,3 %) avec celles calculées pour des altérites théoriques de roches oligocènes (nature de ces échantillons précisée dans le paragraphe 5.1.1. a).

(1) en % de la roche totale

(2) SiO₂ en % pour une teneur en TiO₂ = 0,7 % (teneur de l'unité 1L1, altérite théorique)

Echantillon de roche	SiO ₂ % (1)	TiO ₂ % (1)	SiO ₂ Iso-TiO ₂ % (2)	SiO ₂ Iso-TiO ₂ - SiO ₂ 1L1 %
1R1	57,7	0,6	67,3	7,0
1R2	43,2	0,7	43,2	-17,1
1R3	50,7	0,6	59,2	- 1,1
1R4	50,9	0,6	59,4	- 0,9
1R5	53,1	0,5	74,3	14,0
2R1	46,5	0,6	54,3	- 6,1
2R2	31	0,4	54,3	- 6,1
2R3	50,8	0,6	59,3	- 1,0
3R2	56	2,3	17,0	- 43,3
3R1	35,3	1,1	22,5	- 37,8
4R1	22,2	0,1	155,4	95,1
4R2	46,1	0,3	107,6	47,3
6R	41,2	1,2	24,0	- 36,3
7R	18,6	0,5	26,0	- 34,3
3R3	33,4	0,4	58,5	- 1,9
4R3	38,6	0,6	45,0	- 15,3
9R3	50,9	0,6	59,4	- 0,9
11R1	45,3	0,6	52,9	- 7,5
11R2	18,3	0,2	64,1	3,8
12R1	50,2	1,4	25,1	- 35,2
12R2	48,1	0,9	37,4	- 22,9

c.1.2. Apport de silice dissoute et authigenèse de quartz : hypothèse sédimentaire

Le fort enrichissement en SiO₂ pourrait être lié à des apports de silice dissoute depuis le bassin versant et sur le fond du lac, silice qui proviendrait surtout de l'altération du téphra 2T1, en plus de celle issue de l'altération des roches en général. Cette retombée volcanique, trouvée en place dans les sédiments de delta, s'est certainement déposée dans le fond de la cuvette et a de la même façon probablement recouvert les versants où il n'en reste actuellement pas d'indice visible. Ce téphra, très altérable aux conditions de surface en raison de l'abondante phase vitreuse, a pu s'altérer assez rapidement **dans le lac mais aussi sur les versants**, produisant une grande quantité de silice dissoute qui a alimenté le fond de la cuvette lacustre. Le lac était alors probablement en eau de façon intermittente, avec des eaux probablement saumâtres à salées. Dans de telles conditions, il paraît tout à fait possible que cet apport de silice ait pu entraîner une authigenèse de quartz, comme observé dans des contextes similaires (Sheppard et Gude, 1969 ; 1973). Cette seconde hypothèse est en accord avec la disparition du téphra dans la cuvette et sur les versants. D'autre part les enrichissements en SiO₂, relativement à TiO₂, identiques dans l'unité 1L1 de SARL17 et SARL14, sont plus en accord avec le fait d'apports homogénéisés depuis les versants, plutôt que par l'altération sur place du substrat, variable d'un point à l'autre, et dont le résultat aurait été sans doute plus hétérogène. De surcroît, l'hypothèse d'apports de silice en relation avec la dissolution de téphra est en accord avec la présence de zéolites authigènes, dont la formation a également été interprétée comme liée à l'altération du téphra dans des eaux salées et alcalines. Cependant, les observations au MEB n'ont pas

permis d'observer d'habitats nettement néoformés. Toutefois Arbey (1979, p 316) dans une revue des « formes de la silice des formations évaporitiques et associées » décrit des silicifications sous forme de microquartz ou quartz microcristallins qui se formeraient « à partir de solutions impures sursaturées en silice dissoute ».

Nonobstant le manque d'observation d'habitats nettement néoformés du quartz, il semble que le très fort enrichissement de ce minéral dans 1L1 soit lié à des apports de silice dissoute allochtone (altération du téphra 2T1) qui, dans les conditions environnementales particulières ayant prévalu au début de l'histoire du lac, seraient entrés dans la composition de quartz authigène.

c.2. Origine du quartz dans les autres unités sédimentaires

Dans l'unité 1L2, l'abondance de quartz décroît très nettement relativement à 1L1 pour atteindre une valeur minimale à la transition avec l'unité 1L3. L'enrichissement en SiO_2 y est plus modeste. Les rares cristaux de quartz observés sont de la taille des silts, cassés et usés. Là encore, il n'est pas à exclure qu'une partie de ces minéraux soit authigène : le quartz susceptible de cristalliser en conditions évaporitiques peut prendre des habitats très divers, difficiles à repérer lors des observations au MEB. Cependant, dans 1L2 (comme dans les unités sus-jacentes), les conditions propices à l'authigénèse réunies dans 1L1, ne semblent pas être toutes présentes : mise à part la présence de diatomées aux frustules constitués de silice biogène, il n'y a pas, dans les assemblages minéraux, d'indices d'apports de silice dissoute. Les apports auraient dès lors été relayés par des cations alcalins et d'ions sulfate. Le quartz présent dans l'unité 1L2 est plus vraisemblablement d'origine détritique.

Dans l'unité 1L3, les teneurs en quartz sont variables. Les fortes abondances sont généralement trouvées dans les silts argileux sombres, situés de part et d'autre des faisceaux à lamines dolomitiques. Ces niveaux interlamines enrichis en quartz, mais à teneurs toujours plus faibles que dans 1L1, semblent liées au **détritisme** plus marqué. D'autre part, il peut arriver que des séquences à lamines ou macules dolomitiques soient également riches en quartz (comme pour le groupe de lamines **L4**, Fig. 9.8). Dans ces dépôts qui traduisent des conditions de confinement, la possibilité d'authigénèse de quartz doit être soulignée (relation avec les valves de diatomées hypersilicifiées ?). Par simplification, il sera considéré dans les calculs de bilan, que l'intégralité du quartz de 1L3 est d'origine détritique. La même origine est imputable au quartz des **unités 1L4 à 1L6**, qui contiennent d'autres minéraux détritiques (dolomite en particulier) et sont en revanche dépourvus d'indices minéralogiques de conditions évaporitiques.

Dans les sédiments de la **zone de deltas**, le quartz constitue près de 20 % des sédiments à tous les niveaux. Dans 2L2, dolomite, analcime et autres minéraux identifiés sont détritiques : il en est sans doute de même pour le quartz. Le quartz des sédiments à composante sableuse peut être attribué à l'érosion mécanique. Les unités 2L4 à 2L6, similaires aux unités 1L4 à 1L6, contiennent également du quartz **d'origine détritique**.

d. Origine des feldspaths dans les différentes unités sédimentaires

A l'instar du quartz, l'authigénèse de feldspaths est possible dans des sédiments lacustres sous différentes conditions environnementales. En revanche, contrairement au quartz, des cristaux de feldspaths automorphes, alcalins et plagioclases, non usés, ont pu être observés dans différentes unités sédimentaires. On sait en outre que le substrat oligocène comporte des cristaux de feldspaths automorphes et que de petits cristaux peuvent être transportés et déposés sans être usés... De plus, il n'a pas été possible de déterminer précisément par DRX, la nature des feldspaths à l'échelle du remplissage sédimentaire. L'authigénèse de feldspaths ne peut être démontrée.

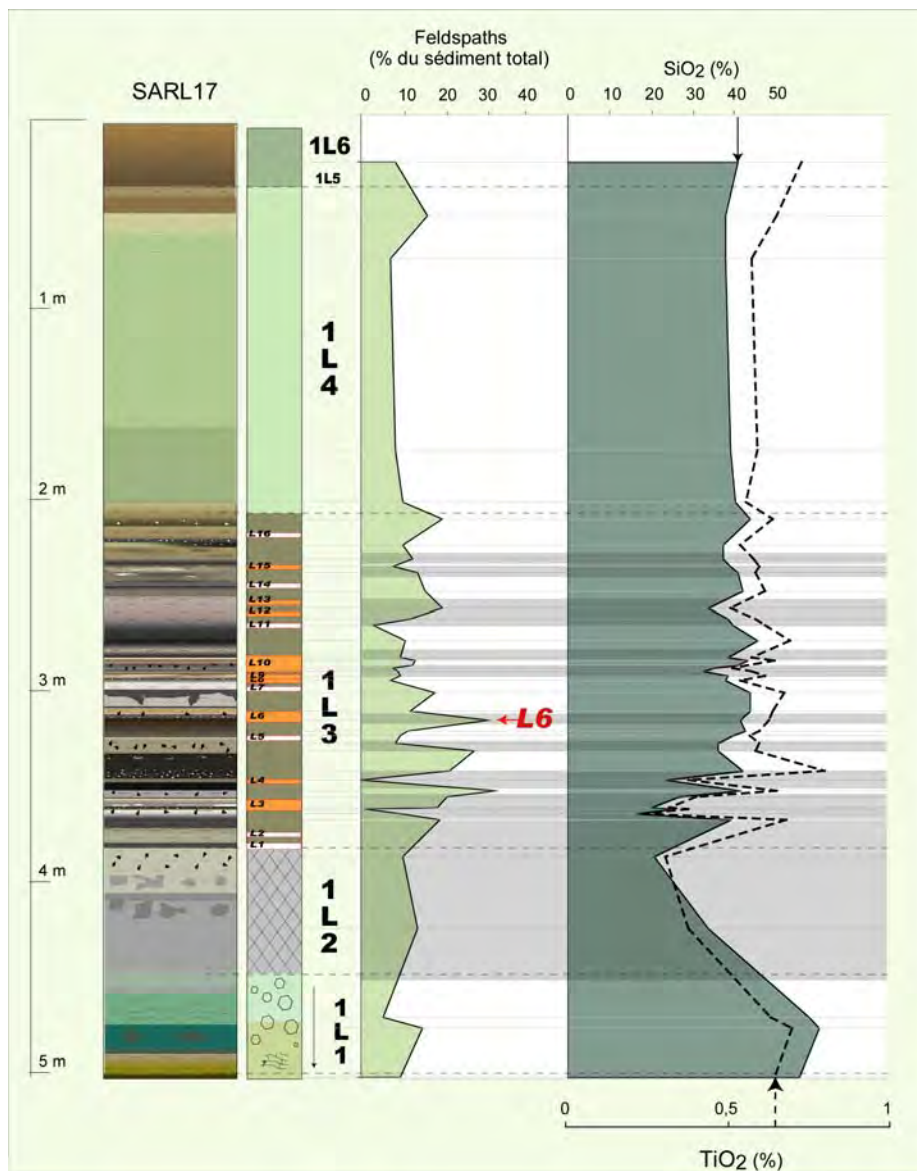


Fig. 9.10 : teneur en feldspaths, en SiO₂ et TiO₂ (% du total des sédiments) dans SARL17. Les zones grises marquent la présence de dolomite endogène (seuls les sédiments ayant fait l'objet à la fois de DRX, calcimétrie et analyse des majeurs sont reportés dans la figure).

Cependant, les assemblages de silicates authigènes comportant quartz, feldspath et zéolite sont fréquents dans les sédiments de lacs salés où des tufs volcaniques ont été altérés (Sheppard et Gude, 1968 ; Surdam et Parker, 1972), et on peut envisager qu'une partie des feldspaths de l'unité 1L1 est authigène. Il faut noter par ailleurs que dans l'unité 1L1 de SARL2 et SARL9, les feldspaths sont quasi absents et qu'ils font complètement défaut dans SARL14.

L'abondance de feldspaths est précisée dans le forage SARL17 Fig. 9.10, en parallèle à la proportion de SiO₂ et de TiO₂. Les teneurs sont les plus régulières aux alentours de 10 à 15 %, dans les unités **1L1**, **1L2** et **1L4 à 1L6**. Elles sont plus variables dans l'unité laminée 1L3. Dans cette unité, la plupart des « pics » de feldspaths semblent associés aux faciès silto-argileux interlamines, qui montrent en parallèle des augmentations de TiO₂. Toutefois, les feldspaths peuvent aussi être abondants dans des faisceaux de lamines (comme c'est le cas pour **L6**, Fig. 9.10).

Ainsi, il se pourrait qu'une faible part des feldspaths (alcalins ?¹), disséminés dans les unités sédimentaires de bassins 1L2 à 1L6, soit authigène, mais **l'essentiel est probablement issu du détritisme**.

Comme pour le quartz, et d'après des arguments comparables (faciès clairement détritique des unités sédimentaires), les feldspaths particulièrement abondants dans les unités sableuses **2D1 à 2L3** sont attribués au détritisme dans les sédiments de delta.

Synthèse sur l'origine du quartz et des feldspaths dans les sédiments du Marais de Sarliève

Quartz et feldspaths authigènes peuvent se former dans des environnements continentaux aquatiques divers. Les assemblages de silicates authigènes comportant quartz, feldspath (souvent potassique) et zéolite sont fréquents dans les sédiments de lacs salés où des altérations de tufs volcaniques ont eu lieu. Ainsi à Sarliève, il apparaît qu'au moins **une partie du quartz**, très abondant dans l'unité 1L1, peut être le produit d'une **authigénèse**, et comme les zéolites, serait lié à la **dissolution du téphra, dans la cuvette aux eaux salées, mais aussi sur les versants**. Le quartz trouvé dans les autres unités des sédiments de bassins, et dans les sédiments de delta est vraisemblablement **détritique**.

Une petite partie des **feldspaths**, impossible à quantifier précisément pourrait être **authigène**, mais il semble que **l'essentiel** soit lié au **détritisme**. Par approximation il sera considéré dans la quantification ultérieure que les feldspaths des sédiments sont uniquement détritiques.

9.2.3. Les minéraux argileux

La question de l'origine se pose également pour les argiles. D'après Millot (1964) les argiles ont trois origines principales dans les sédiments : **héritées**, **transformées** ou **néoformées**. **Les argiles détritiques** sont apportées aux sédiments depuis deux principales sources : les roches et les sols. Par ailleurs, les minéraux argileux dérivés des roches passent par les sols avec des modifications, faibles à fortes, par les processus pédologiques. **L'authigénèse** peut correspondre à une précipitation directe depuis une solution

¹ la littérature relative aux authigénèses de silicates en contexte lacustre (datant des années 60 à 80) fait remarquer que les plagioclases authigènes les plus récents ont été observés dans l'Eocène (Hay, 1966).

(néoformation), par réaction ou maturation de matériaux amorphes, ou par transformation de précurseurs minéraux (transformation aggradative ou dégradative).

Toutefois, selon différents auteurs parmi lesquels Jones et Bowser (1978), Chamley (1989), et Hillier (1995) la plupart des minéraux argileux des sédiments lacustres, probablement plus de 90 % d'après Hillier (*ibid*), sont détritiques. D'après Chamley (1989), la plupart des argiles récentes de lacs d'eau douce dérivent simplement des apports détritiques : leur nature est liée aux sources géologiques, aux conditions d'altération des roches et aux effets de dispersion par transport. D'après l'auteur « les solutions ioniques sont habituellement trop diluées et les apports détritiques trop élevés pour permettre une cristallisation perceptible, en particulier pour des minéraux silicatés complexes comme les argiles ».

Par ailleurs, en raison des nombreuses sources et processus de formation possibles des minéraux argileux, la distinction, dans les sédiments lacustres, entre les apports détritiques et authigènes est très problématique, en particulier pour les smectites comme le précise Singer (1984).

a. Authigenèse des minéraux argileux : éléments issus de la littérature

La **diagenèse de minéraux argileux 2/1** peut, dans certaines circonstances, avoir lieu dans des sédiments lacustres (Hay, 1966 ; Tank, 1969 ; Surdam et Parker, 1972 ; Hillier, 1995) : les **authigenèses de smectites** sont essentiellement limitées à des lacs salés alcalins et liées à la chimie particulière des eaux de tels milieux. La formation de smectites authigènes a par exemple été mise en évidence dans la Green River Formation (stevensite) par Tettenhorst et Moore (1978) *in* Hillier (1995), et dans les lac Chad et Malawi par Lemoalle et Dupont (1973) et par Müller et Förstner (1973) *in* Hillier (1995). De plus, c'est dans le cas particulier des lacs alcalins situés dans des **zones volcaniques** que les smectites, minéraux argileux les plus fréquemment observés, sont souvent interprétés comme formés *in situ* (Chamley, 1989). Jones et Bowser (1978) précisent que les **smectites** sont dérivées de la dévitrification des verres volcaniques. De la même façon, dans les altérites et sols, des études d'altération de matériaux vitreux volcaniques réalisées sous différents contextes climatiques ont montré une authigenèse de smectites (Tercinier et Quantin, 1968 ; Macaire *et al.*, 1988). Toutefois, l'origine précise des smectites est difficile à estimer parce que l'altération subaérienne et subaquatique des matériaux volcaniques, particulièrement instables en conditions de surface, conduisent à des matériaux argileux similaires. De plus, les apports détritiques incluant des smectites, servent probablement de nucleus ou de support pour la formation d'argiles authigènes (Jones, 1986). Néanmoins, d'après Hillier (1995), la formation de smectites par des processus de transformation et d'authigenèse dans les environnements continentaux s'effectuent essentiellement **dans les sols**.

Les smectites résultant d'altération subaérienne peuvent être instables dans des environnements alcalins où elles se déposent ensuite. Ainsi, l'exemple du lac Abert dans l'Orégon, a montré que les smectites sont détritiques et remaniées des roches volcaniques altérées : ces minéraux ne sont pas stables dans le lac alcalin et sont alors partiellement transformés en **illite** et en minéraux de type stevensite (Jones et Weir, 1983). Là encore, l'auteur précise que ces changements *in situ* sont faibles et qu'en général, les argiles sédimentaires sont dominées par des apports détritiques de matériaux volcaniques altérés. De la même façon, des réactions de transformations diagénétiques **smectite → illite** ont été décrites par Singer et Stoffers (1980) dans le lac Albert (Mobutu Sese Seko), et dans le lac Manyara (cités précédemment pour leurs zéolites authigènes). Dans ces cas les sédiments lacustres se sont déposés dans des saumures

alcalines qui étaient en contact avec des verres volcaniques. Il apparaît par ailleurs que les présences de zéolites et d'illite seraient liées.

Considérons l'exemple du lac Albert (Mobutu Sese Seko). Il comporte des sédiments déposés de 28000 BP à l'actuel, qui ont enregistré la succession de séquences minéralogiques suivantes (voir Fig. 9.11) :

S (I,K) →	interstratifiés I-S (S, I, K) →	I (interstratifiés I-S, K) →	interstratifiés I-S (S, I, K) →	S (I,K)
UNITE 1	UNITE 2	UNITE 3	UNITE 4	UNITE 5
() : abondances mineures, S = smectite, I = illite, K = kaolinite				

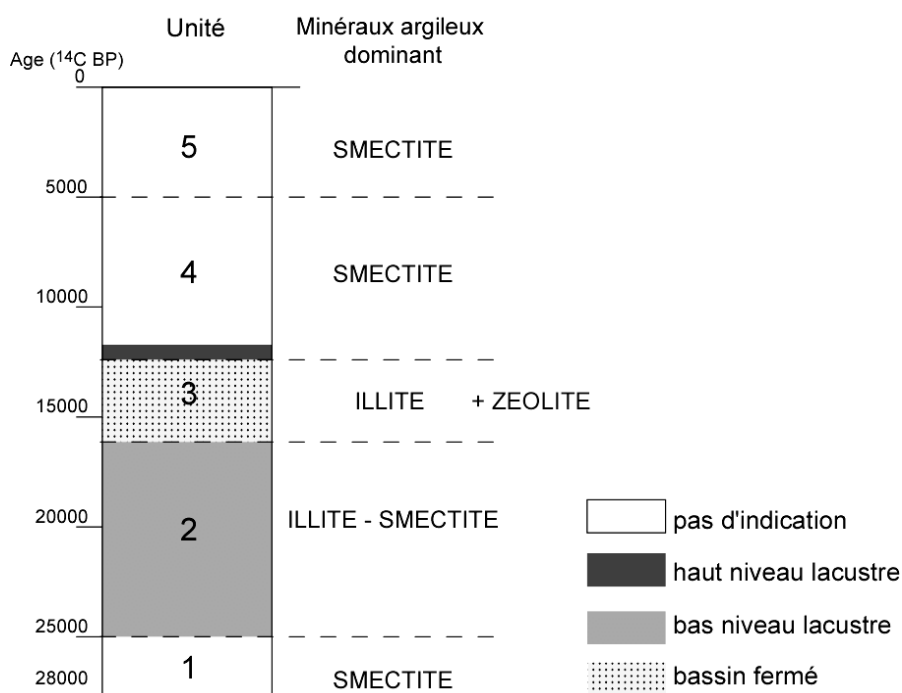


Fig. 9.11 : nature des minéraux argileux sédimentaires et évolution environnementale du lac Albert (Mobutu Sese Seko) depuis 28000 ans (d'après Stoffers et Singer, 1979).

Dans l'unité 3 (16000 à 12500 BP), l'illite, le minéral argileux dominant, est considérée comme le **résultat de la transformation de smectites dans un bassin fermé soumis à des conditions salines et alcalines au cours d'une phase de très bas niveau due à un climat sec**. Les smectites seraient illitisées par l'incorporation de potassium libéré au cours de l'évolution de zéolites K-Na en zéolites Na selon le schéma présenté Fig. 9.12.

Cette hypothèse est toutefois réfutée par Srodon et Eberl (1984, p 523) qui estiment plutôt que l'enrichissement en illite dans les sédiments du lac Albert, serait le résultat d'un changement des apports détritiques.

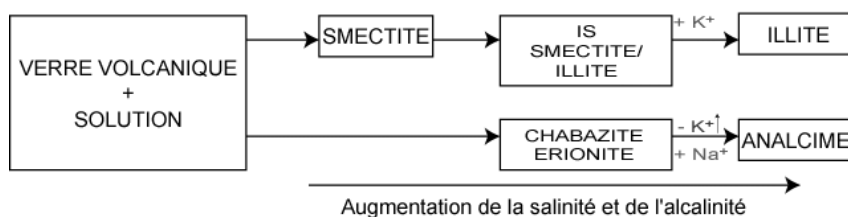


Fig. 9.12 : représentation schématique des processus conduisant à l'illitisation diagénétique de smectites et la formation d'analcime à partir de verre volcanique avec l'accroissement de la salinité et l'alcalinité dans des eaux lacustres

Srodon et Eberl (1984) indiquent par ailleurs que les smectites peuvent être transformées en illite, dans des conditions de surface par des mécanismes liés à des cycles d'humidification et d'assèchement au cours du transport des matériaux des versants aux lacs (p 523).

b. Quelles possibilités d'authigenèse de minéraux argileux à Sarliève ?

Dans le Marais de Sarliève, les **smectites** sont les minéraux argileux les plus abondants dans les unités supérieures des sédiments de bassins distaux, et dans tous les sédiments de zone de deltas : si leur origine détritique est probable, il est difficile d'en estimer la source précise car (1) des smectites sont présentes dans toutes les roches (de toutes UR) et sols du bassin versant, dans des proportions variables dans les roches et sols ; et (2) les analyses effectuées sur les argiles ne permettent pas de préciser la composition des smectites des différents compartiments roches, sols et sédiments lacustres.

Par ailleurs, l'authigenèse de smectites dans les sédiments lacustres requiert les conditions particulières, conditions réunies à Sarliève au moins de façon temporaire : verres volcaniques + eaux salées alcalines. Dès lors, dans de telles conditions, on est conduit à s'interroger sur la possibilité d'une authigenèse de smectites.

La même question se pose pour, l'**illite**, phase argileuse nettement dominante de l'unité 1L1 de SARL2 et SARL14, et de l'unité 1L2. L'unité 1L1 a connu la présence simultanée de verres volcaniques et d'eaux saumâtres alcalines... conditions requises pour les réactions de transformations diagénétiques smectites → illite, telles que décrites dans le lac Albert.

Dans ce cas, même si analcime et illite sont présentes dans les roches et sols en proportions variables et qu'elles pourraient de fait être issues du détritisme, plusieurs arguments viennent étayer avec force la possibilité d'authigenèse d'illite :

- (1) **l'association illite-analcime** se trouve surtout dans les parties centrales des bassins nord et sud ;
- (2) des **indices de confinement** du milieu lacustre ;
- (3) **l'absence** déjà évoquée dans les bassins distaux (et les sols), **du téphra trachyandésitique**, déposé il y a environ 12000 ans, âge couvert par l'unité 1L1.

Ces éléments conduisent à proposer que les processus d'illitisation des smectites et d'authigenèse d'analcime décrits par Singer et Stoffers (1980) dans l'unité 3 (16000 à 12500 BP) des sédiments du lac Albert (Fig. 9.11 et 9.12), ont pu se développer dans le Marais de Sarliève et expliquer les associations minérales caractéristiques de l'unité 1L1. Dans cette unité 1L1 il semble que seule la « première étape » des processus (voir Fig. 9.11) menant à la formation de smectites, et à la formation de zéolite K-Na (la clinoptilolite) ait eu lieu dans les zones périphériques des bassins distaux. Ceci s'explique probablement par des conditions de salinité et d'alcalinité moins poussée. D'après ce scénario, au moins une partie des smectites de l'unité 1L1 à clinoptilolite serait d'origine authigène. Enfin, la grande abondance de l'illite dans l'unité 1L2, minéral argileux majoritaire, voire exclusif dans certains échantillons dolomitiques, semble résulter de processus d'illitisation. Il est en revanche difficile d'invoquer pour l'unité 1L2 les mêmes processus d'illitisation que pour l'unité sous jacente 1L1. Le mécanisme de transformation de smectites en illite décrit par Srodon et Eberl (1984) paraît plus probable, le confinement accompagné de phases d'inondations alternant avec des phases de dessiccations étant favorables à la genèse d'illite.

Enfin, nous avons pu constater dans le paragraphe 9.2.2.c que les unités 1L3 à 1L6 sont enrichies en SiO₂ qui ne semble pas entrer dans la composition de quartz, feldspaths ou zéolites authigènes. L'authigenèse d'argiles 2/1 (smectites, illite) pourrait expliquer au moins en partie cet enrichissement en SiO₂ des sédiments, et cela même si les conditions « optimales » de néoformations de minéraux argileux évoquées dans la littérature ne sont pas réunies. Toutefois, la nature et l'abondance des minéraux argileux néoformés sont impossibles à préciser.

c. Origine des minéraux argileux dans l'ensemble des unités sédimentaires

La figure 9.13 récapitule les différentes origines possibles des principaux minéraux argileux (smectites et illite) par unité sédimentaire.

Synthèse sur l'origine des minéraux argileux dans les sédiments du Marais de Sarliève

L'intégralité des **minéraux argileux** des unités de la **partie inférieure** des dépôts de deltas est probablement d'origine **détritique**. Les minéraux argileux des sédiments de **bassins** semblent avoir des **origines multiples et variables au cours du remplissage**, résumées dans la figure 9.13. En particulier, une **origine authigène** difficilement quantifiable est probable pour une partie des **smectites et illites des sédiments de bassins**. L'authigenèse d'une partie de ces minéraux est plus facile à mettre en évidence dans les sédiments de 1L1 et 1L2, en raison d'associations minérales caractéristiques, évoquant des **conditions particulières favorables aux néoformations et transformations** de ces minéraux. Enfin, les authigenèses des smectites et illites dans 1L1 et 1L2 sont en accord avec le scénario déjà évoqué du début de l'histoire du lac : **fort confinement**, probablement lié à un déficit hydrique, à l'origine des fortes salinité et alcalinité des eaux, en partie contemporain de la mise en place d'un **téphra** trachyandésitique sur les versants et dans le lac.

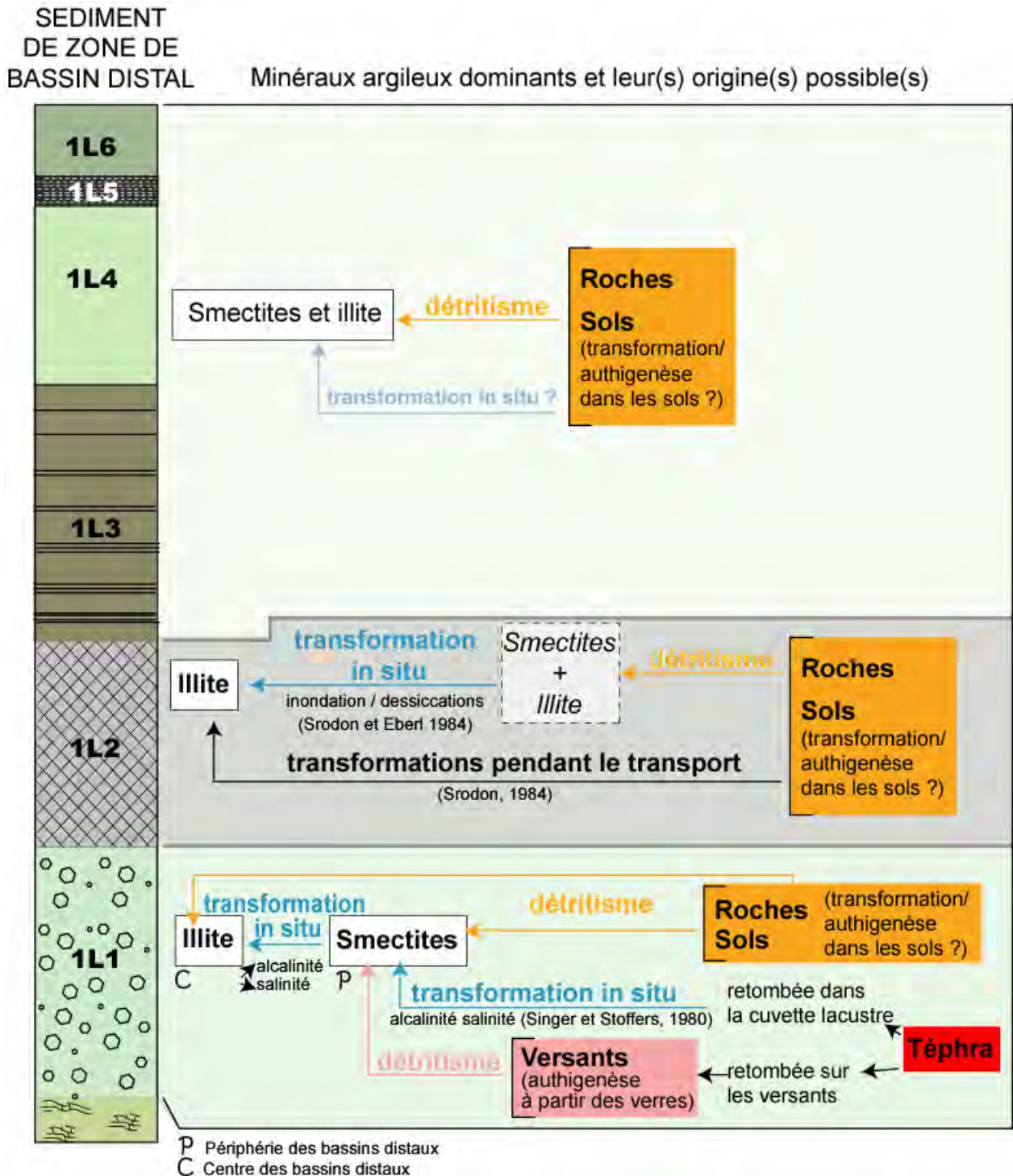


Fig. 9.13 : schéma récapitulatif des différentes origines (et processus associés) des principaux minéraux argileux par unité sédimentaire dans les sédiments des zones de bassins distales du Marais de Sarliève.

9.2.4. Le gypse

Le gypse est le minéral sulfaté le plus commun. On le rencontre essentiellement dans des dépôts de calcaires, shales, marnes et argiles, lié à des conditions évaporitiques. D'après Gomis-Yagües *et al.* (2000), les seules conditions requises pour la précipitation de ce minéral sont que les activités des ions sulfate et calcium soient suffisamment élevées pour que le produit de solubilité du gypse soit atteint. Le gypse, observé de façon ponctuelle et en faibles proportions dans les sédiments du Marais de Sarliève, n'aura que peu d'influence sur le bilan de matière évalué par la suite. Toutefois il n'est pas inutile de préciser les contextes de formation de ce minéral. Ainsi, les formations sédimentaires comportant du gypse (en cristaux isolés de différents habitus, en macules, lamines, en faciès massifs, travertineux et concrétionnés...) sont pléthoriques et concernent des environnements marins, continentaux et margino-littoraux (lagunes, lacs salés et sebkhas). Pour ne citer que quelques exemples limités aux environnements récents, on peut signaler que du gypse a été rapporté dans les lacs salés des grandes plaines canadiennes, comme les lacs Ceylon et Waldsea (Last, 1990b ; Last et Vance, 1997 ; Last *et al.*, 2002) ; dans les lagunes holocènes du Negro Francisco et de Miscanti situées sur l'Altiplano au nord du Chili (Valero-Garcés *et al.*, 1999) ; dans le lac Hayward, petit lac côtier hypersalé en Australie (Coshell et Rosen, 1994) et le lac Greenly, playa continentale du sud de l'Australie (Dutkiewicz et von der Borch, 1994) ; dans les playas de Pito, Jabonera, Gallocanta et Sancho Gomez en Espagne centrale (Schütt, 1998 ; 2000).

L'exemple du lac Medecine, petit lac salé des grandes plaines du Nord américain, permet d'envisager différents processus possibles de formation *in situ* du gypse dans des sédiments modernes (Valero-Garcés et Kelts, 1995). Ces sédiments holocènes comportent du gypse d'habitus variés associés à des faciès sédimentaires différents : ils comportent entre autres du gypse dans des lamines microcristallines et du gypse en cristaux dispersés dans une matrice vaseuse. Dans le premier cas, les lamines entièrement composées de cristaux de gypse prismatiques, euhédriques, aciculaires et lenticulaires sont interprétées comme le résultat d'une précipitation directe dans la colonne d'eau, ou à une interface eau / saumure. Les auteurs précisent que l'absence d'une matrice vaseuse, des grains fins de gypse à habitus euhédrique prismatique sont des critères de précipitation *in situ* à partir de saumures saturées en sulfates. Les cristaux isolés, d'habitus displasif de plus grande taille, trouvés dans des matrices vaseuses, sont quant à eux caractéristiques d'une croissance cristalline à l'intérieur du sédiment à partir des saumures interstitielles ou de saumures pérennes au fond du lac.

Le gypse peut en outre être bioinduit, lié à l'activité des cyanobactéries comme c'est le cas dans le Green Lake de Fayetteville (Thompson *et al.*, 1997).

Le gypse rencontré de façon ponctuelle dans les sédiments du Marais de Sarliève, n'a pas été observé en lamines monominérales et microcristallines, mais plutôt en amas de cristaux ou en éléments au faciès indifférencié en recouvrement secondaire. Ceci semble donc signifier que les cristaux de gypse des sédiments du Marais de Sarliève sont le résultat **d'une diagenèse dans les sédiments**. Toutefois, il est aussi probable qu'une partie du gypse rencontré dans les sédiments se soit formée après le prélèvement des carottes de sédiments, lors du séchage des sédiments à l'étuve...

9.2.5. La célestite

La célestite a été observée uniquement dans l'unité dolomitique 1L2 (dans SARL2 et SARL14). Malgré sa très faible abondance, sa présence peut être révélatrice de conditions particulières du milieu de dépôt. La célestite a généralement été décrite dans des formations bien antérieures aux 15000 dernières années. Elle a été mise en évidence dans des sédiments du Paléozoïque inférieur (Olaussen, 1981) jusqu'aux environnements récents (Skinner, 1963 et Bathurst, 1975 *in* Olaussen, 1981), mais le plus souvent dans des sédiments tertiaires (Milton, 1971 ; Martina *et al.*, 1984 ; Kezaob et Bowlerb, 1986 ; Orti *et al.*, 2003 ; Palmer *et al.*, 2004 ; Gündogan *et al.*, 2005).

Trois principaux environnements de formation de célestite sont évoqués :

- (1) dans des **aquifères d'eau saumâtre à salée** (Longman et Mench, 1978 et Martina *et al.*, 1984) ;
- (2) dans des **environnements marins et lagunaires** (Skinner, 1963 ; Olaussen, 1981 ; Taberner *et al.*, 2002 ; Palmer *et al.*, 2004) ;
- (3) dans des **environnements continentaux**, lacs salés et sebkas souvent associé au gypse, et en conditions évaporitiques (Milton, 1971 ; Kezaob et Bowlerb, 1986 ; Magee, 1991 ; Orti *et al.*, 2003 ; Gündogan *et al.*, 2005) ; par ailleurs Kinsman et Patterson (1973) et Bathurst (1975) *in* Olaussen (1981) rapportent la formation de célestite dans des sebkas et lacs salés éphémères récents.

Si les auteurs cités interprètent différemment les processus de formation de la célestite, il apparaît, que ce minéral se trouve rarement associé à des minéraux autres que des évaporites (fréquente association au gypse). La présence de célestite indiquerait ainsi des **environnements de dépôts évaporitiques**. Selon Olaussen (1981), il existe de nombreux exemples de formation de célestite dans les environnements sédimentaires, souvent interprétée comme le résultat de **processus de diagenèse précoce**. L'auteur interprète les cristaux de célestite dans une dolomicrite comme le résultat de la **transformation de boue aragonitique en dolomicrite** : la dolomitisation de boue aragonitique au cours de la diagenèse précoce entraînerait le lâché de Sr en excès, dans un environnement évaporitique enrichi en Mg et en sulfates. Le Sr qui ne peut être contenu dans le réseau de la dolomite réagit alors avec des saumures pour former de la célestite. Par ailleurs Evans et Shearmann (1964) et Longman et Mench (1978) rapportent la présence de cristaux de célestite « flottant » dans une dolomicrite. Ceci n'est pas sans rappeler les assemblages minéraux observés dans l'unité dolomitique 1L2 à Sarliève, car ces deux phases minérales ont pu coprécipiter.

Enfin, les travaux expérimentaux de Schultze-Lam et Beveridge (1994) mettent un bémol à l'origine purement évaporitique du minéral, puisque les auteurs font appel à une médiation bactérienne pour expliquer la formation de célestite : des cyanobactéries du genre *Synechococcus* seraient à l'origine de la formation de la célestite, la couche-S servirait de support au minéral.

A Sarliève, où les cristaux de célestite sont automorphes et supérieurs à la taille des silts, une médiation bactérienne telle que décrite ci-dessus semble être à écarter, suggérant plutôt une précipitation chimique liée aux conditions évaporitiques, en accord avec les conclusions précédentes.

9.2.6. Les framboïdes de pyrite

Comme le gypse, la pyrite n'a été observée que très ponctuellement au MEB. D'après Wilkin *et al.* (1996) et Wilkin et Barnes (1997), la pyrite est un minéral ubiquiste dans les **sédiments anoxiques modernes** et est préservée dans les roches sédimentaires anciennes. La pyrite peut se trouver en framboïde ou en cristal euhédrique. Les cristaux euhédriques et les framboïdes sont les formes dominantes de pyrite dans les sédiments modernes de différents environnements anoxiques, tels que les argiles marines, lacustres et les sédiments de marais salants. Différents processus sont évoqués pour la formation de pyrite framboïde et euhédrique : des processus biologiques (fossilisation de colonies de bactéries) aux processus inorganiques basés sur des synthèses en laboratoire. Même si les mécanismes de formation sont nombreux et leurs relations avec les types texturaux pas toujours claires, il est acquis que ceux-ci se forment au cours d'une **diagenèse en contexte anoxique**, en conséquence de la réduction des sulfates, à proximité de l'interface eau / sédiment, généralement à quelques centimètres de profondeur, parfois au dessus du toit des sédiments.

RESUME DU CHAPITRE 9

Dans ce chapitre nous avons cherché à préciser l'origine des minéraux carbonatés (calcite, dolomite, et aragonite), des silicates (zéolites, quartz, feldspaths, minéraux argileux) et autres minéraux (gypse, sulfures de fer et célestite) rencontrés dans les sédiments de Sarliève.

La diversité des habitus de la **calcite** et la difficulté à les interpréter, rendent plus que délicate la détermination précise de leur origine. Les dépôts contiennent des minéraux détritiques et formés *in situ*, sous des conditions et en proportions sans doute variable au cours de la mise en place des sédiments. Toutefois, une partie des microcristaux de calcite intégrés aux « fond marneux » des interlamines et des unités 1L4 / 2L4 à 1L6 / 2L6 semble endogène, bioinduite par la photosynthèse. La calcite de certaines lamines discontinues ou macules serait subséquente de *blooms* algaire ou bactérien. Les bactéries ont sans doute fortement contribué à la formation de calcite (en particulier les nanocristaux).

La **dolomite** des sédiments du Marais de Sarliève à deux origines.

- 1) les rhomboèdres détritiques issus des formations marno-calcaires du BV, que l'on retrouve dans tous les dépôts du Marais.
- 2) la dolomite endogène formée à l'interface eau / sédiments. Les fortes proportions de dolomite de 1L2 et 1L3 (lamines et macules) s'expliquent par la présence de dolomite endogène. Par approximation, 80 % de la dolomite des faisceaux de lamines, et la totalité de la dolomite de 1L2 sont endogènes. Elle se serait formée par médiation microbienne dans des conditions particulières : rapport Mg/Ca élevé et un apport de SO_4^{2-} dans une faible tranche d'eaux salines, conditions temporaires dans le cas des lamines, et plus pérennes pour 1L2.

L'**aragonite** rencontrée dans les dépôts de delta et les unités supérieures 1L4 à 1L6 est détritique (coquilles de gastéropodes). L'aragonite endogène des macules et lamines 1L3 en « *rice grains* et *needles* » serait en revanche le résultat d'une minéralisation bioinduite autour d'algues ou cyanobactéries, au cours d'épisodes de *whittings*. Ces épisodes résulteraient d'apports d'eaux plus douces dans des eaux salines à hypersalines, alcalines, avec un rapport Mg/Ca élevé à très élevé.

L'**analcime** dispersée dans les sédiments est détritique. En revanche, l'analcime (et la clinoptilolite), particulièrement abondante à la base du remplissage est essentiellement authigène. Elle résulte de la réaction entre des eaux au chimisme particulier, fortement salines et alcalines et des matériaux volcaniques : le téphra trachyandésitique de l'unité 2T1 (CF1 de Vernet et Raynal, 2000).

L'authigenèse de **quartz** et **feldspaths** intervient dans les environnements lacustres, en particulier dans les lacs salés où des apports de verres volcaniques se produisent. Les assemblages fréquemment observés : quartz et feldspaths potassiques authigènes sont, comme l'analcime, liés à l'altération des verres volcaniques dans ces environnements particuliers. Même s'il ne peut être exclu qu'une petite partie (impossible à quantifier) du quartz et des feldspaths peut être authigène, il semble que l'essentiel de ces minéraux sont détritiques dans les sédiments de Sarliève. Toutefois, il apparaît plus nettement qu'au moins une partie du quartz, très abondant dans l'unité 1L1, peut être le produit d'une authigenèse et, comme les zéolites, serait liée à la dissolution du téphra, dans la cuvette aux eaux salées, mais aussi sur les versants.

Les **minéraux argileux** sont de nature variée dans les sédiments du Marais de Sarliève, et sont probablement avant tout issus du détritisme. Toutefois, l'authigenèse d'argiles 2 /1 est envisageable, et expliquerait en partie l'enrichissement en SiO₂ des sédiments (par rapport aux roches et sols). Dans les unités 1L1 et 1L2, l'authigenèse d'une partie de ces minéraux est plus facile à mettre en évidence en raison des conditions particulières favorables aux néoformations et transformations de ces minéraux.

La **célestite** souvent associée au gypse traduit des environnements fortement évaporitiques. Sa présence dans l'unité 1L2 confirme les conditions de fort confinement déjà mises en évidence par de nombreux autres indices.

La connaissance des paléoenvironnements (chapitre 8) et la détermination de l'origine des sédiments (chapitre 9) permettent d'envisager la reconstitution de l'histoire sédimentaire du Marais de Sarliève depuis le Tardiglaciaire, dont le scénario constitue l'objet objet du chapitre suivant.

Chapitre 10. Histoire sédimentaire du Marais de Sarliève depuis le Tardiglaciaire

Cette partie a pour objet de reconstituer l'histoire sédimentaire du Marais de Sarliève en précisant **l'évolution des apports (détritiques ou dissous)** (voir schéma récapitulatif Fig. 10.1). Cette reconstruction s'appuie sur les données de « composition des sédiments » résumées Fig. 7.35 et 7.36, les données paléoenvironnementales et sur la discussion développée dans le chapitre précédent, concernant l'origine des sédiments.

L'histoire sédimentaire sera abordée par unité lithologique de deltas puis de bassins ; les relations entre zones de deltas et de bassin seront discutées ensuite.

10.1. Origine des matériaux et évolution des apports dans les deltas

Ces matériaux sont représentés par les forages SP3 et SP4 sur la Fig. 10.1.

10.1.1. Unités 2L1 et 2L2

Ces unités se sont mises en place au cours du Tardiglaciaire, avant 12000 BP. Les sédiments silto-argileux sont très riches en carbonates, calcite essentiellement, à l'origine de leur grande richesse en CaO. Les assemblages minéraux, de même que les habitus au MEB ne permettent pas d'invoquer une origine autre que le détritisme. Toutefois, la précipitation d'une partie de la calcite est probable. Les sédiments sont très pauvres en matière organique. Les particules de MO semblent essentiellement provenir des roches, mais des marqueurs de sols ont également été observés. Par ailleurs, dans 2L2, l'observation à la loupe binoculaire des éléments supérieurs à 50 µm a révélé la présence de tubes carbonatés ressemblant à des petites tiges « encroutées ». Ces éléments font penser à une sédimentation de type travertineux alimentée par des eaux bicarbonatées-calciques. La malacofaune de 2L2 est constituée d'espèces aquatiques et terrestres de milieu humide, tandis que les ostracodes présents suggèrent l'installation de conditions préévaporitiques (voir paragraphes 8.2. et 8.3.). Ces éléments donnent l'impression d'une zone située à proximité du rivage, avec une tranche d'eau de faible épaisseur et variable en fonction des apports, chargés en ions calcium et en éléments détritiques.

10.1.2. Unité 2T1

Cette unité correspond à la retombée directe non remaniée, vers 12000 BP, du téphra CF1 (Vernet et Raynal, 2000), produit par le Puy de la Nugère. Il va de soi que ces matériaux **sont allochtones au bassin versant**. Ce téphra se serait mis en place dans une faible tranche d'eau, dans les conditions qui régnaient au cours du dépôt de 2L1 / 2L2.

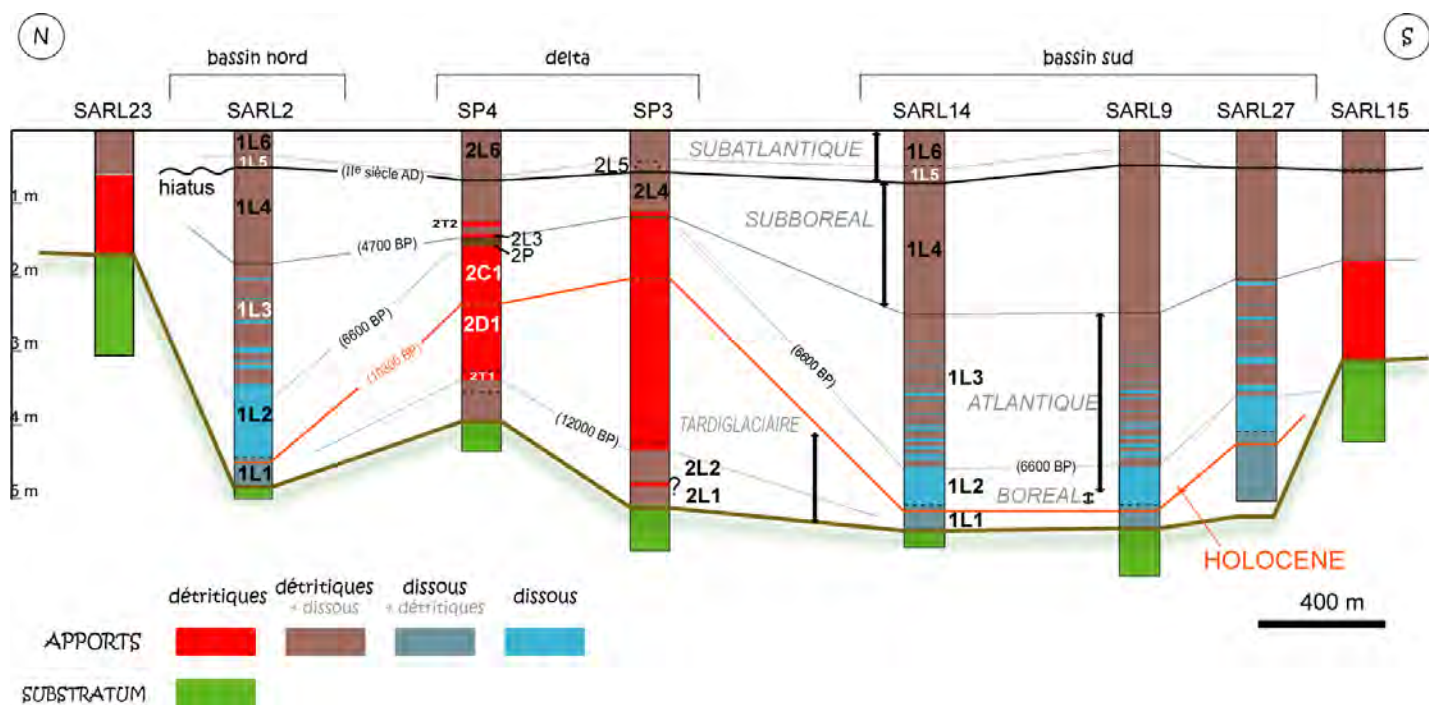


Fig. 10.1 : variation de l'abondance relative des apports détritiques et des apports dissous dans les sédiments du Marais de Sarliève ; les zones de deltas sont représentées par les sondages profonds SP3 et SP4, les zones de bassins distaux par SARL2 au nord et SARL14, SARL9 et SARL27 au sud. Les bordures du Marais sont représentées par SARL23 et SARL15

10.1.3. Unité 2D1

Les sédiments de l'unité 2D1 se sont mis en place entre 12000 et 10000 BP environ. L'unité correspond à des sédiments de delta en éventail progradant (Einsele, 1992), et est composée d'une alternance de lits stratifiés de sables plus ou moins silteux et de silts plus ou moins sableux et argileux. La fraction sableuse est composée d'un mélange de grains de matériaux scoriacés, provenant du remaniement du téphra CF1 retombé sur les versants, et de quartz, feldspaths et carbonates abondants, provenant de l'érosion mécanique des matériaux du bassin versant. Les apports détritiques semblent exclusifs dans cette unité (Fig. 10.1). De plus, la matière organique y est très peu abondante et les IH faibles indiqueraient la présence d'une MO terrestre, ce qui confirme les apports détritiques depuis les versants. Cette MO allochtone comporte une part relativement importante de marqueurs de sols et d'incendies.

La géométrie de l'unité deltaïque et les associations minérales indiquent des apports détritiques majoritairement silicatés, en partie constitués des matériaux volcaniques allochtones au BV, et en partie d'apports depuis la terrasse alluviale au niveau de la bordure est du marais. Cette mise en place implique une compétence relativement élevée des eaux de ruissellement, probablement liée à la chenalisation des eaux issues de zones à forte concentration des flux sur les versants. Ces eaux devaient s'écouler depuis le relief de Gergovie sur le versant ouest, et les Puits de Bane et d'Anzelle sur le versant est. Enfin, l'épaisseur d'eau devait être supérieure à 2 m (épaisseur maximale observée du delta), dans un bassin lacustre probablement ouvert.

La dynamique sédimentaire semble avoir été affectée par la retombée du téphra. Outre la plus grande disponibilité d'un matériel non cohérent, facilement érodable, il semble que les conditions hydriques aient été modifiées : augmentation de la taille du matériel érodable sur les versants, avec peut être accroissement de la compétence des eaux de ruissellement et un niveau d'eau relativement élevé dans la cuvette. De telles conditions sont à l'opposé du contexte préévaporitique qui prévalait auparavant. On peut envisager là des effets possibles du recouvrement des versants par le téphra : asphyxie de la végétation rase (type steppique) qui devait commencer à prospérer depuis la fin du maximum glaciaire, entraînant une diminution de la protection de la surface du sol et peut être une diminution de l'évapotranspiration. Ces effets, et l'édification subséquente d'un delta progradant, peuvent toutefois avoir été très rapides : un delta sableux peut se former au cours d'un événement catastrophique très bref et la végétation a pu repousser en quelques années au dessus de la couche pluricentimétrique du téphra, lui même gommé très vite par l'érosion mécanique et chimique.

D'autre part, le delta s'est mis en place à la fin du Tardiglaciaire (entre 10000 et 12000 BP). C'est une période de réchauffement climatique interrompu par l'épisode froid du Dryas récent (10700 à 10300 BP dans le Massif Central) qui précède l'Holocène. L'élaboration de ce delta pourrait donc traduire une évolution climatique à la fin du Tardiglaciaire. Mais pour en juger, il faudrait pouvoir mieux préciser le moment de sa mise en place au sein de l'intervalle 12000 à 10000 BP, ce qui ne peut être fait avec les données actuelles.

10.1.4. Unité 2C1 et paléosol 2P

L'unité 2C1 et le sol qui la coiffe se sont mis en place après 10300 BP et avant 4700 BP (Fig. 10.1). D'origine colluviale, ces matériaux silto-sableux sont constitués d'une majorité (env. 80 %) de minéraux silicatés, parmi lesquels une grande quantité de feldspaths. L'accumulation en contexte émergé de ces sédiments est confirmée par la présence exclusive de pollens tertiaires et d'une malacofaune terrestre (voir paragraphe 8.3.). La matière organique est très peu abondante et comporte essentiellement des marqueurs de roches. Ces matériaux sont donc exclusivement détritiques. La malacofaune suggère un milieu ouvert à couverture végétale herbeuse humide, avec cependant des aires plus dénudées et plus sèches (variations spatiales ou temporelles ?). La partie supérieure de cette unité est « affectée » par un paléosol, aux caractéristiques minéralogiques voisines de celles des colluvions, si ce n'est un enrichissement en smectites.

La nature colluviale de l'unité 2C1 indique une émergence des zones de delta (au moins) à partir de 10300 BP. De plus la présence du paléosol montre (1) que cette émergence s'est prolongée durablement au cours de l'Atlantique, (2) que les processus de versants (au moins le colluvionnement) initialement actifs au début de l'Holocène (ou au Dryas récent ?) ont ensuite été plus réduits, probablement en raison d'une meilleure protection des sols par le développement de la végétation (surtout au cours de l'Atlantique).

La longue émergence de la zone de delta est sans doute due au fait que son toit a atteint le niveau d'eau en raison de son accrétion, comme c'est classique en bordure de lac. Il est également envisageable que le niveau d'eau a diminué dans la cuvette à partir de 10000 BP, en lien possible avec une modification du climat et/ou de la végétation durant la première partie de l'Holocène.

10.1.5. Unité 2L3

Cette unité décimétrique est constituée de sables silteux, mis en place au début du Subboréal (Fig. 10.1). La fraction sableuse contient quelques scories, avec en plus des grains carbonatés, et des grains basaltiques, granitiques, gneissiques ne pouvant provenir que de la terrasse alluviale qui borde le marais. La quantité de MO est légèrement plus élevée que dans les unités sous-jacentes. On peut signaler par ailleurs une plus grande abondance des marqueurs de sols et d'incendies. Ces sédiments grossiers sont le produit du détritisme et semblent, pour partie, provenir du remaniement de la terrasse alluviale.

Les assemblages minéraux indiquent des apports détritiques, silicoclastiques, dont la mise en place implique une remise en eau de la zone deltaïque jusqu'alors émergée, probablement initiée par un événement catastrophique.

Après cet épisode, des sédiments extrêmement homogènes se sont mis en place sur l'ensemble de la surface du marais (toutes zones confondues) : 2L4 à 2L6 dans les deltas, équivalant aux unités 1L4 à 1L6 dans les bassins. Les analyses de ces unités ayant surtout été réalisées sur les carottes issues des bassins, l'histoire de leur mise en place est présentée dans le paragraphe consacré aux bassins.

10.1.6. Unité 2T2

Un deuxième téphra mis en place au cours du dépôt de 2L4 / 1L4 est à signaler. Il s'agit du « téphra de Sarliève » (Miallier *et al.*, 2004), petit lit de cendre rose observé dans SP2 (zone de delta) et SARL21 (bassin proximal), dont l'origine est à ce jour inconnue. Observé dans des sédiments mis en place à partir du Subboréal, ce téphra aurait été émis au cours d'une éruption plus récente que celle du lac Pavin (Juvigné et Gilot, 1986), donc la plus récente de la Chaîne des Puys et jusqu'à présent jamais mise en évidence.

10.1.7. Unité 2D2

L'unité de sédiments sableux 2D2 a été observée dans des fosses au niveau de la bordure est du marais. Il s'agit d'un delta sableux à litage oblique, formé entre les IV^e et X^e siècle AD, d'après les données archéologiques (Vernet, soumis). Sa fraction sableuse comporte essentiellement des fragments de granite, gneiss, quartz, feldspaths, un peu de basalte, des minéraux lourds (dont l'olivine), assemblages traduisant un apport depuis la terrasse alluviale de la bordure est.

Cette unité d'extension limitée indique des apports détritiques massifs depuis la terrasse alluviale. Ces apports ont probablement eu lieu au cours d'un épisode catastrophique (crue) pendant la période historique. Ce delta indique que le niveau d'eau est monté de plusieurs mètres au cours de sa mise en place. De tels épisodes catastrophiques sont mentionnés dans les récits historiques (Fournier, 1996).

10.2. Origine des matériaux et évolution des apports dans les bassins

Ces matériaux sont représentés par les forages SARL2, SARL14, SARL9 et SARL27 sur la figure. 10.1.

10.2.1. Unité 1L1

Les sédiments de l'unité 1L1, silto-argileux, très riches en silicates se sont mis en place au Tardiglaciaire avant la fin du Préboréal. Le quartz est très abondant, accompagné de zéolites (analcime et clinoptilolite) et minéraux argileux (smectites et illite), parfois de feldspaths. Le quartz, nettement enrichi dans cette unité, semble être en grande partie d'origine authigène, comme pour tout ou partie des zéolites, et une partie des argiles (cependant, les argiles seraient plutôt transformées que néoformées). L'authigenèse de ces minéraux serait liée à une augmentation des apports de silice dissoute. Gypse et pyrite formés *in situ* ont également été observés.

Les apports dissous, silice et certains cations alcalins (Na^+), proviendraient surtout de la dissolution du téphra (unité 2T1) dans le fond de la cuvette et sur les versants. La présence de zéolites authigènes subséquentes à l'altération de CF1, indique que cette unité 1L1 se serait mise en place une fois le téphra déposé.

Une certaine **salinité** que suggère la présence (toutefois rare) de fragments de *Campylodiscus clypeus*, **et une alcalinité élevée** des eaux sont probablement le résultat d'un confinement. Celui ci pourrait être lié à l'augmentation des températures et une sécheresse plus marquée temporairement depuis le début du Tardiglaciaire. Rappelons que ce secteur est plus aride que la moyenne régionale, comme en atteste la distribution actuelle des précipitations (Fig. 3.3). Le lac de Sarliève, au début de son existence, du Tardiglaciaire au Préboréal / Boréal, ressemblait sans doute plutôt à une grande flaque temporaire. Des phases d'assèchement répétées sont probablement à l'origine de la mauvaise préservation des pollens de cet âge alors que seuls les pollens tertiaires, qui ont résisté à une diagenèse plus intense, se retrouvent dans ces sédiments.

On ne peut toutefois pas exclure, au cours de cette longue période de réchauffement, la possibilité **d'apports détritiques** depuis des versants (probablement couverts par une végétation éparse au moins au début du Tardiglaciaire). Cependant, les apports détritiques par ruissellement au fond de la cuvette semblent bien avoir été assez réduits (aucun équivalent distal de 2L1 / 2L2 n'a par ailleurs été observé), et auraient plutôt été limités à des zones de concentration des écoulements à l'aval desquels se sont mis en place des dépôts plus nettement détritiques comme c'est le cas des zones de delta.

10.2.2. Unité 1L2

Les sédiments de l'unité 1L2 se sont mis en place au cours du Boréal et du début de l'Atlantique. Ils sont plus fins que ceux de l'unité précédente : la phase argileuse (au sens granulométrique) plus abondante correspond aux nano- et microsphères de dolomite authigène qui constitue l'essentiel des sédiments. Cette

dolomite calcique authigène est accompagnée d'un peu de calcite d'origine non déterminée (la calcite magnésienne à la base de l'unité étant probablement endogène), d'un peu de dolomite détritique, et d'une très faible proportion de minéraux silicatés. Il est possible qu'une partie de ces minéraux silicatés soit authigène, comme le quartz et les feldspaths, l'illite étant plus vraisemblablement le résultat de la transformation de smectites (*in situ* et / ou pendant le transport). D'autres minéraux authigènes secondaires ont été observés : gypse, célestite et pyrite. Les carbonates de 1L2 sont caractérisés par un $\delta^{18}\text{O}$ positif, traduisant des conditions évaporitiques également suggérées par la présence de célestite, et les bioindicateurs d'eaux salées (Fig. 8.8). Enfin, l'unité est relativement riche en MO lacustre et terrestre assez mature.

Les paragenèses minérales indiquent des apports dissous riches en cations alcalins (Ca^{2+} , Mg^{2+} , Na^+) et en ions sulfates (SO_4^{2-}), dans des eaux salées (hypersalines à schizoalines) et alcalines, avec un pH entre 8 et 10, un rapport Mg/Ca élevé. L'épaisseur de la tranche d'eau était faible. Les eaux étaient marquées par des conditions préévaporitiques à évaporitiques dans un bassin lacustre probablement endoréique, vraisemblablement marqué par des phases d'assèchements.

Les apports dissous riches en cations alcalins et ions sulfates proviennent de la **dissolution des marno-calcaires oligocènes**, très riches en carbonates et contenant des bancs riches en dolomite et en gypse. Il est intéressant de signaler l'existence de nombreuses sources salées bien connues dans la région. Elles seraient alimentées par des bancs de gypse de l'Oligocène moyen, affecté d'un réseau de failles. C'est le cas de la source des *Saladis* située non loin du bassin versant (à Vic-le-Comte). On y trouve une végétation typiquement halophile, et l'on peut par ailleurs y observer de petits édifices stromatolitiques.

Au Boréal, le lac de Sarliève était propice au développement d'une flore typique des environnements aquatiques salés comme la *Ruppia cf. Maritima*, dont de nombreuses graines ont été observées dans les sédiments dolomitiques. Là encore le **net confinement** peut être expliqué par la localisation du Marais de Sarliève dans un secteur marqué par une forte aridité, renforcée au Boréal, optimum thermique, accompagné par une forte sécheresse.

Les apports détritiques sont assez réduits, les apports par ruissellement ayant été probablement faibles.

10.2.3. Unité 1L3

Les sédiments de l'unité 1L3 se sont mis en place au cours de l'Atlantique (environ 6600 à 4700 BP). Ils présentent une succession de faciès variés : silts argileux assez homogènes relativement sombres et faisceaux de lamines et macules carbonatées. D'une façon générale, les faisceaux de lamines sont plus riches en carbonates, en CaO, MgO (et Na_2O) en relation avec la présence de dolomite authigène. Dans le détail, comme le montre la figure 10.2, l'enrichissement en dolomite authigène précède un fort enrichissement en aragonite aciculaire endogène. Les interlamines sont plus riches en silicates (quartz et / ou feldspaths et / ou minéraux argileux) et leur composition géochimique est plus proche de la composition moyenne des roches et sols du bassin versant. Ces matériaux sont pour l'essentiel détritiques, des authi /

endogènes minérales n'ayant pu être clairement mises en évidence. La calcite est présente dans les faciès (a) comme (b) (Fig. 10.2), mais son origine n'a pu être précisée. Les isotopes stables du carbone et de l'oxygène des échantillons lacustres soulignent et confirment cette différence entre les silts argileux interlaminaux (a) aux $\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$ négatifs (valeurs qui se rapprochent de celles obtenues dans les sols et roches) et les sédiments des faisceaux à dolomite authigène (b) dont le $\delta^{18}\text{O}$ est positif comme c'est le cas de 1L2. Les laminites sont relativement riches en MO, et des particules allochtones issues de roches, de sols et d'incendies y ont été observées. Les bioindicateurs montrent que l'unité est affectée de variations de la salinité (soulignées par les diatomées), et des variations du niveau trophique et du sens de la tranche d'eau (marquées par les MFNP) (Fig. 8.8).

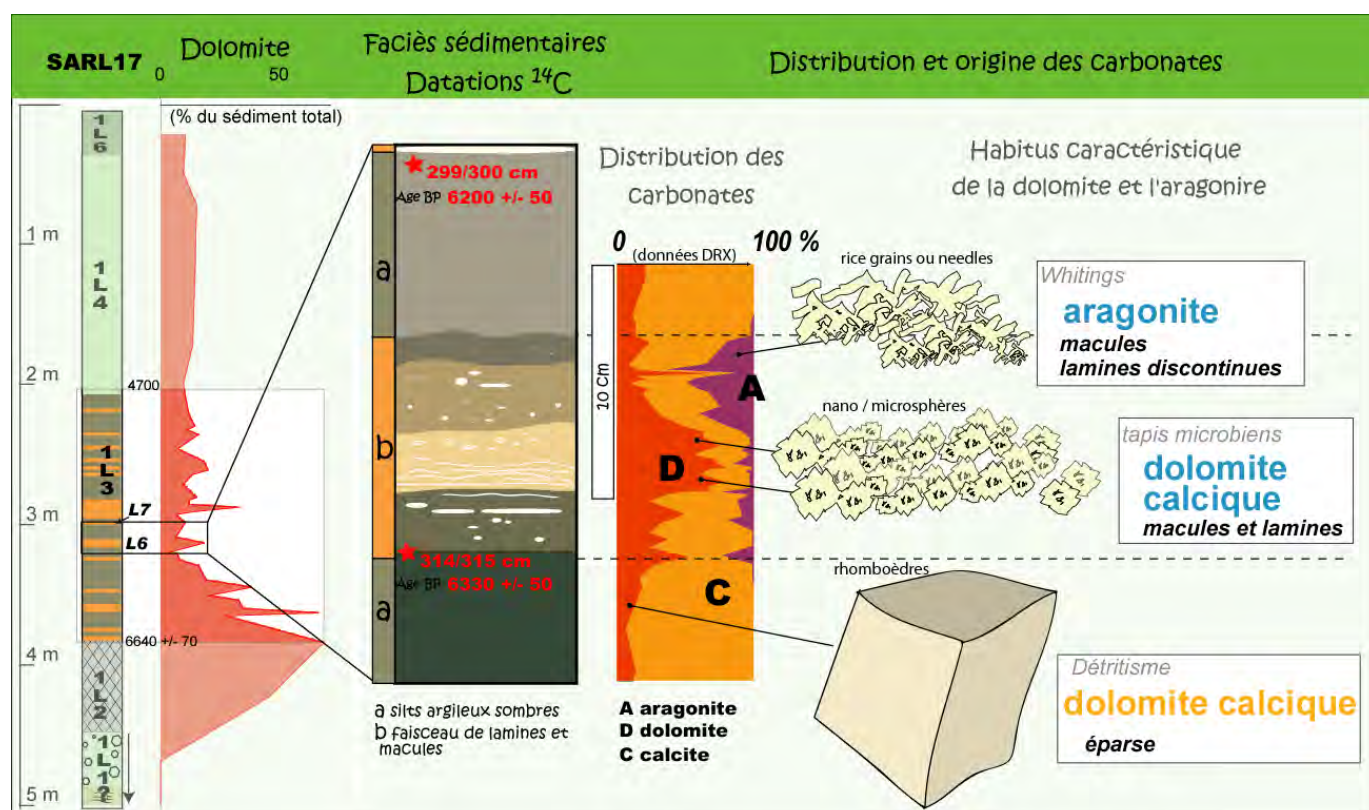


Fig. 10.2 : faciès sédimentaires, durée de mise en place des sédiments, et origine de la dolomite et de l'aragonite dans une séquence interlaminaire / faisceau de lamines (faisceau L4) / interlaminaire dans l'unité 1L3 de SARL17

Les paragenèses minérales des sédiments de type (b) indiquent :

- dans un premier temps (épisode d'authigénèse dolomitique) des conditions préévaporitiques dans un bassin endoréique, identiques à celles mises en évidence pour 1L2 (paragraphe 10.2.2. b) ; toutefois, à la différence de 1L2, de tels épisodes ont été nettement plus limités dans le temps, et s'expriment sous forme de lamines ;
- dans un second temps (épisode d'endogénèse aragonitique), (1) un apport d'eau fraîche riche en Ca dans les eaux lacustres salées, alcalines, au rapport Mg/Ca très élevé, qui entraîne (2) une augmentation du niveau d'eau et (3) des conditions propices à des floraisons phytoplanctoniques, qui entraînent une bioinduction d'aragonite (*whiting*).

Les assemblages minéraux des sédiments interlamines de type (a) indiquent des apports détritiques fins carbonatés et siliceux, la présence d'eau douce à saumâtre qui accompagnent le déconfinement du milieu, avec augmentation possible de l'épaisseur de la tranche d'eau (dont le toit n'atteint cependant pas la cote de la zone de delta qui demeure émergé), et une ouverture possible du système.

Le scénario de l'évolution des apports et des conditions de sédimentation pour l'unité 1L3 semble se répéter plusieurs fois au cours de l'Atlantique (voir Fig. 10.2). Au préalable, le fort confinement qui marque le dépôt de 1L2 semble se terminer par un épisode de submersion de la cuvette en conséquence d'un apport d'eau douce. Cet apport est à l'origine de la précipitation massive d'aragonite au cours d'un épisode de *whiting* qui affecte les bassins nord et sud du marais à environ 6640 +/- 70 BP. Les eaux qui étaient fortement salées deviennent saumâtres. Ce déconfinement de 1L2 à 1L3 semble s'être répété ensuite à l'échelle des faisceaux de lamines dans les séquences de type (b)/(a) que l'on peut voir sur la figure 10.2. Comme précisé sur cette figure, la durée de mise en place d'une séquence (b)/(a) serait comprise entre 30 et 230 ans (âges non calibrés). Les âges calibrés donnent une durée comprise entre 0 et 460 ans, et de 200 ans lorsque l'on considère les dates les plus probables. Si l'on divise la durée de mise en place des laminites par le nombre de lamines et faisceaux de lamines carbonatées (dolomitiques) enregistrés dans les sédiments (pris dans SARL14, où le plus grand nombre de lamines et faisceau ont été recensés), on obtient une durée moyenne de 150 ans pour la mise en place de ces séquences (b)/(a).

Par ailleurs, malgré la répétition de phases plus ou moins arides, les sédiments de 1L3 suggèrent, à l'échelle de l'ensemble de l'unité, une évolution vers des conditions globalement moins confinées, comme en témoignent l'espacement et l'amincissement progressif des faisceaux de lamines dolomitiques vers le haut de l'unité.

10.2.4. Unité 1L4 / 2L4

Les sédiments silto-argileux de cette unité se sont mis en place à partir du Subboréal jusqu'à La Tène moyenne (III-IV^e siècle BC, données de l'archéologie). Les sédiments, très homogènes, sont riches en carbonates, calcite surtout, dont l'origine n'a pas pu être déterminée avec certitude ; ils contiennent également de la dolomite détritique. Une faible quantité d'aragonite provenant des coquilles de gastéropodes a été trouvée à la base et au sommet de l'unité. Les silicates comportent quartz, feldspaths, minéraux argileux (dominés par les smectites), et parfois un peu d'analcime. L'essentiel de ces silicates semble être le produit du détritisme. Les sédiments sont riches en CaO et en SiO₂. Ils sont globalement plus riches en CaO et MgO que la moyenne des roches et sols du BV. Les $\delta^{18}\text{O}$ et $\delta^{13}\text{C}$ des carbonates sont proches de ceux mesurés dans les silts argileux interlamines de 1L3, et se rapprochent de ceux des roches et sols du BV. La quantité de matière organique est faible, mais plus élevée que dans les sédiments purement détritiques de la partie inférieure des sédiments de delta. Les IH et Tmax suggèrent la présence d'une matière organique lacustro-terrestre plutôt mature. La MO particulière allochtone est représentée par des marqueurs du compartiment roches, largement plus abondants que ceux de sols et incendies.

Les assemblages minéraux indiquent donc des apports silicatés détritiques, la question de l'origine de la calcite, abondante dans l'unité, n'étant pas résolue. Le déconfinement est avéré, alors que les eaux du lac sont plutôt douces à saumâtres (mais non franchement salées). La tranche d'eau dès lors plus élevée est suffisamment épaisse pour submerger à la fois les zones de bassins et de deltas jusqu'alors émergées.

Le déconfinement est également attesté par les assemblages diatomiques, néanmoins extrêmement pauvres. Les MFNP indiquent un milieu eutrophe, et des variations de la tranche d'eau (augmentations/diminutions), que ne reflète pas la lithologie très homogène.

10.2.5. Unité 1L5 / 2L5

Cette unité, appelée « couche noire », est constituée de silts-argileux sombres mis en place après le II^e siècle AD (Trément *et al.* soumis). Le dépôt de cette unité fait suite à un assèchement qui a affecté la cuvette pendant plus de cinq siècles, et qui est prouvée uniquement par les données archéologiques. Les caractéristiques minéralogiques et géochimiques sont quasiment identiques à celles de l'unité précédente, si ce n'est une teneur en carbonate légèrement plus faible.

La différence essentielle est liée à la MO. Sa teneur est considérablement plus élevée, et son IH plus faible que dans l'unité sous-jacente, ce qui suggère la présence de MO terrestre. L'étude des particules de MO a clairement mis en évidence la grande quantité de marqueurs d'incendies, les pyrofusinites. Enfin, il faut signaler que cette couche noire est très riche en gastéropodes aquatiques qui témoignent d'une phase de mise en eau, avec des espèces indiquant un plan d'eau peu profond (marais), calme et riche en plantes (voir le paragraphe 8.3). Cette unité serait donc contemporaine d'une **remise en eau du marais** (peut être temporaire ou épisodique), contemporaine de **brûlis de grande ampleur sur les versants** (la couche noire décimétrique est trouvée sur l'ensemble de la surface du marais). Par ailleurs les bioindicateurs suggèrent que cette couche noire s'est mise en place dans un milieu alcalin, oligotrophe et de salinité plus réduite. Les Cypéracées y sont abondantes alors que les MFNP indiquent un niveau d'eau décroissant. Un point reste à expliquer : il est tout à fait surprenant que la résorption du plan d'eau durant les quelques siècles qui précèdent le dépôt de la couche noire ne soit pas perceptible au niveau des faciès sédimentaires, d'autant plus qu'il est difficile d'imaginer cette cuvette complètement asséchée, dépourvue de petites flaques résiduelles, pendant près de cinq siècles.

10.2.6. Unité 1L6 / 2L6

Cette unité de silts argileux s'est mise en place après le dépôt de la couche noire (post II^e siècle) jusqu'à l'assèchement artificiel au XVII^e siècle. Sa composition géochimique, minéralogique et organique est similaire à celle de l'unité 1L4 / 2L4. Les bioindicateurs indiquent de légères fluctuations du confinement avec des eaux eutrophes et un niveau d'eau tendant à diminuer. Les conclusions sur l'origine des matériaux et les indications relatives aux paléoenvironnements sont donc les mêmes que celles précisées pour l'unité

1L4 / 2L4. L'intervalle couvert par cette unité inclut la formation du delta sableux 2D2. Ceci indique que de fortes augmentations du niveau du plan d'eau ont dû se produire.

10.3. Relations « zones de delta » - « zones de bassins distaux »

Un scénario en deux épisodes ressort de cette synthèse.

(1) Depuis le début du piégeage des sédiments jusqu'à la fin de l'Atlantique, on peut constater des contrastes très forts dans la nature et les modalités de mise en place des sédiments entre les zones de delta et les zones de bassin (voir Fig. 10.1). Les eaux de ruissellement, probablement chenalisées, ont apporté les matériaux rencontrés au niveau des deltas. Ces eaux, par ailleurs riches en Ca, ont permis la précipitation biochimique de calcite au niveau de ces zones proximales, formant les unités 2L1 et 2L2. Il n'a par ailleurs pas été trouvé d'équivalent à ces unités dans les bassins distaux (où les conditions devaient être défavorables à la précipitation de CaCO_3 ?). Après la retombée du téphra CF1, des apports exclusivement détritiques sont stockés au niveau des deltas (unité 2D1), alors que les fonds des bassins lacustres ont été essentiellement alimentés par de la matière dissoute riche en SiO_2 et Na_2O (1L1). De la même façon, alors que se déposaient des colluvions (2C1) sur le delta émergé, indiquant une certaine instabilité sur les versants, les bassins étaient le siège d'une sédimentation bioinduite carbonatée dominante, pauvre en apports détritiques (1L2). Ensuite, alors que les apports détritiques ont cessé sur les zones de deltas émergées, alors soumises à la pédogenèse, les bassins ont reçu des apports détritiques de plus en plus fréquents, interrompant la sédimentation biogène (unité 1L3).

(2) A l'inverse, au cours des périodes Subboréal et Subatlantique les apports ont été très homogènes et présents sur l'ensemble du marais, sans zone de stockage préférentielle du détritique. Au cours de cette phase de sédimentation, par ailleurs marquée par un déconfinement et une élévation du niveau de l'eau, les sédiments sont devenus d'une grande homogénéité aussi bien pour la dynamique de mise en place, que pour la nature des apports. Ceci pourrait s'expliquer par la dominance des apports fins en suspension plus aptes à diffuser dans l'ensemble de la masse d'eau. La bioturbation a pu également homogénéiser les sédiments après leur dépôt.

RESUME DU CHAPITRE 10

L'origine détritique / endogène et authigène des sédiments du Marais de Sarliève a été recherchée, en premier lieu en vue d'établir le bilan de matière qui nécessite de distinguer les stocks précipités des stocks solides. Il a ainsi pu être mis en évidence, au cours de la **première phase de l'histoire du marais (Tardiglaciaire à fin de l'Atlantique)**, un **contraste marqué** entre les **zones de deltas**, dont les sédiments sont quasi exclusivement d'origine **détritique**, et les zones de **bassins distaux**, dont les sédiments comportent une part considérable de **minéraux formés *in situ* à partir d'apports dissous**. Au cours de la **seconde phase qui débute au Subboréal**, le contraste entre les deux zones disparaît, des sédiments de même nature, traduisant des **apports homogènes**, détritiques et dissous, se sont alors déposés sur l'ensemble de la surface du marais.

Cette analyse sédimentologique a permis en outre de préciser certains paramètres paléoenvironnementaux : chimie des eaux et variations du niveau d'eau.

Ainsi, le **début de l'histoire du lac** (jusqu'à l'Atlantique) est marqué par un **très fort confinement**, associé à la présence d'une faible tranche **d'eau, saumâtre à salée et alcaline**. Au cours de **l'Atlantique**, marqué par des **variations du niveau d'eau**, un **déconfinement** s'est instauré puis s'est amplifié pour être total à partir du Subboréal. Des variations du niveau d'eau ont également marqué des épisodes plus récents de l'histoire du lac.

*Les paramètres à l'origine des fluctuations de niveau lacustre et des apports solides / dissous seront discutés par la suite, lorsque les processus érosifs sur les versants auront été précisés, en particulier grâce à la quantification des **productions de matière solide et dissoute en $t.m^{-2}.an^{-1}$** (objet de la partie IV).*

PARTIE IV

Production sédimentaire et paléoenvironnements tardiglaciaire et holocène

L'étude des sédiments lacustres a révélé que les apports solides / dissous depuis les versants ont varié depuis le Tardiglaciaire dans le bassin de Sarliève. Différents paramètres peuvent en être à l'origine : essentiellement les variations climatiques, l'évolution du couvert végétal et, depuis l'Atlantique, les activités humaines. La distinction et l'estimation des impacts respectifs de ces facteurs sur le fonctionnement des géosystèmes et en particulier sur **l'érosion**, est l'objet de nombreux questionnements.

Des données quantifiées de **l'érosion passée**, et leur confrontation à l'évolution des paléoenvironnements sur les versants (climat, couvert végétal, occupation du bassin par les humains et leurs interactions) rendront possible une meilleure compréhension des processus érosifs. Ces données permettront de préciser les mécanismes à l'origine des variations de l'érosion (solide et dissoute), et d'en inférer les facteurs influents, facteurs par ailleurs susceptibles d'avoir conditionné l'hydrologie de la cuvette lacustre.

La quantification de l'érosion, ou production sédimentaire (P) passée implique l'établissement d'un bilan de matière. Pour cela, il est nécessaire de connaître la **géométrie de la dépression lacustre** (chapitre 11) pour **quantifier les stocks de sédiments** dans chaque unité (chapitre 12). Dès lors, à partir des stocks, de la durée de leur dépôt et leur surface de production, une **production sédimentaire** peut être calculée. Toutefois, le système lacustre s'est probablement ouvert au cours de son comblement (en particulier après le Subboréal), alors un flux de matière (à estimer) peut s'être échappé en aval, c'est pourquoi l'estimation proposée mène à une **production minimale**. Pour être plus précis il convient de préciser la valeur de la **production sédimentaire solide** et de la **production dissoute** à l'origine de chaque unité sédimentaire. Comme il est très difficile de quantifier précisément l'origine des sédiments stockés dans chaque unité, une méthode basée sur la comparaison des compositions chimiques des sédiments avec celle des matériaux des versants, susceptibles d'avoir alimenté le détritisme au cours du remplissage, a été développée (chapitre 13). Une fois les valeurs de production solide et dissoute estimées pour les intervalles chronologiques représentés par chaque unité sédimentaire, les relations entre ces valeurs et les conditions paléoenvironnementales qui ont régné sur les versants seront analysées (chapitre 14 et 15).

Chapitre 11. Géométrie du remplissage et morphologie de la cuvette lacustre

Afin d'établir la morphologie de la cuvette lacustre, plusieurs types de données disponibles ont été utilisées. Les données de forages carottés et les sondages d'archéologie préventive fournissent tous les éléments nécessaires à la quantification des sédiments : lithostratigraphie, épaisseur et cotes des unités sédimentaires. Ainsi, les 30 forages carottés et les 10 sondages (Fig. 11.1) décrits dans la partie précédente ont permis de distinguer différentes unités sédimentaires et leurs relations chronostratigraphiques dans les bassins distaux et les zones de deltas. Toutefois les forages carottés n'ont pu être effectués sur la zone de construction de la Grande Halle d'Auvergne, inaccessible pendant l'étude. D'autre part, les sondages archéologiques de l'INRAP ont surtout concerné les « bordures » de la zone d'emprise de la Grande Halle, plus propices aux découvertes archéologiques.

Ainsi, afin de compléter l'information pour les surfaces dépourvues de forages ou sondage, des données **géotechniques** et **géophysiques** ont été utilisées. Des mesures de pénétrométrie statique ont été effectuées par l'entreprise Fondasol-Auvergne chargée de l'étude des sols et fondations faites au cœur de la zone d'implantation de la Grande Halle. D'autre part, des mesures géophysiques (méthode électromagnétique) ont été effectuées par Florent Hinschberger (Hinschberger *et al.*, *in prep*) dans la plupart des zones accessibles des bassins nord et sud du marais.

11.1. Géométrie du remplissage lacustre

11.1.1. Coupes dans les sédiments

a. Données des forages et sondages

Les forages SARL3 à SARL11 du bassin sud (trait de coupe précisé Fig. 11.1) sont suffisamment nombreux pour établir une **coupe transversale dans le bassin sud** (Fig. 11.2 a), le long de laquelle des mesures topographiques ont été effectuées par F. Trément.

La surface du Marais (bassin distal) se trouve à une cote d'environ 344 m +/- 0,25 m. Les forages de bordures qui comportent des colluvions plus ou moins sableuses se trouvent à des cotes plus élevées, entre 345 et 350 m. La topographie de la zone de delta a également été mesurée au niveau des sondages profonds par l'INRAP et de tests de pénétrométrie par Fondasol, permettant d'établir une **coupe longitudinale nord-sud**, traversant bassins et zone de deltas (Fig. 11.2 b, trait de coupe Fig. 11.1). Toutefois, les altitudes des forages SARL23, 2, 14, 27 et 15 (du nord au sud) n'ont pas été mesurées, et sont déduites de celles obtenues sur le transect sud (forages dans les bassins à environ 344 m, forages de bordure à composante colluviale entre 345 et 350 m).

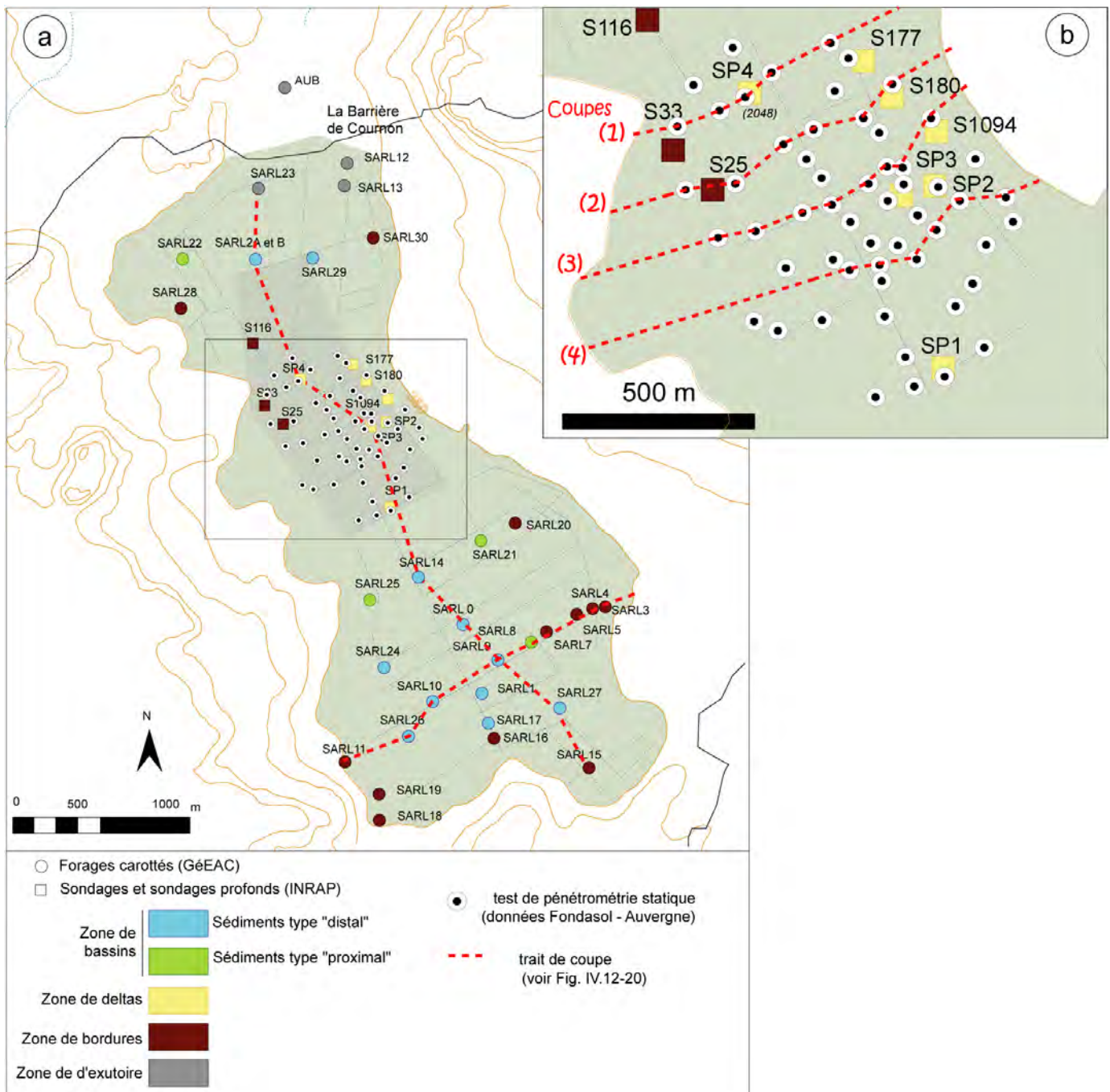


Fig. 11.1 : localisation des forages, sondages, tests de pénétration statique ; (a) dans le marais de Sarliève ; (b) détail de la localisation des tests de pénétration statique dans la zone de deltas.

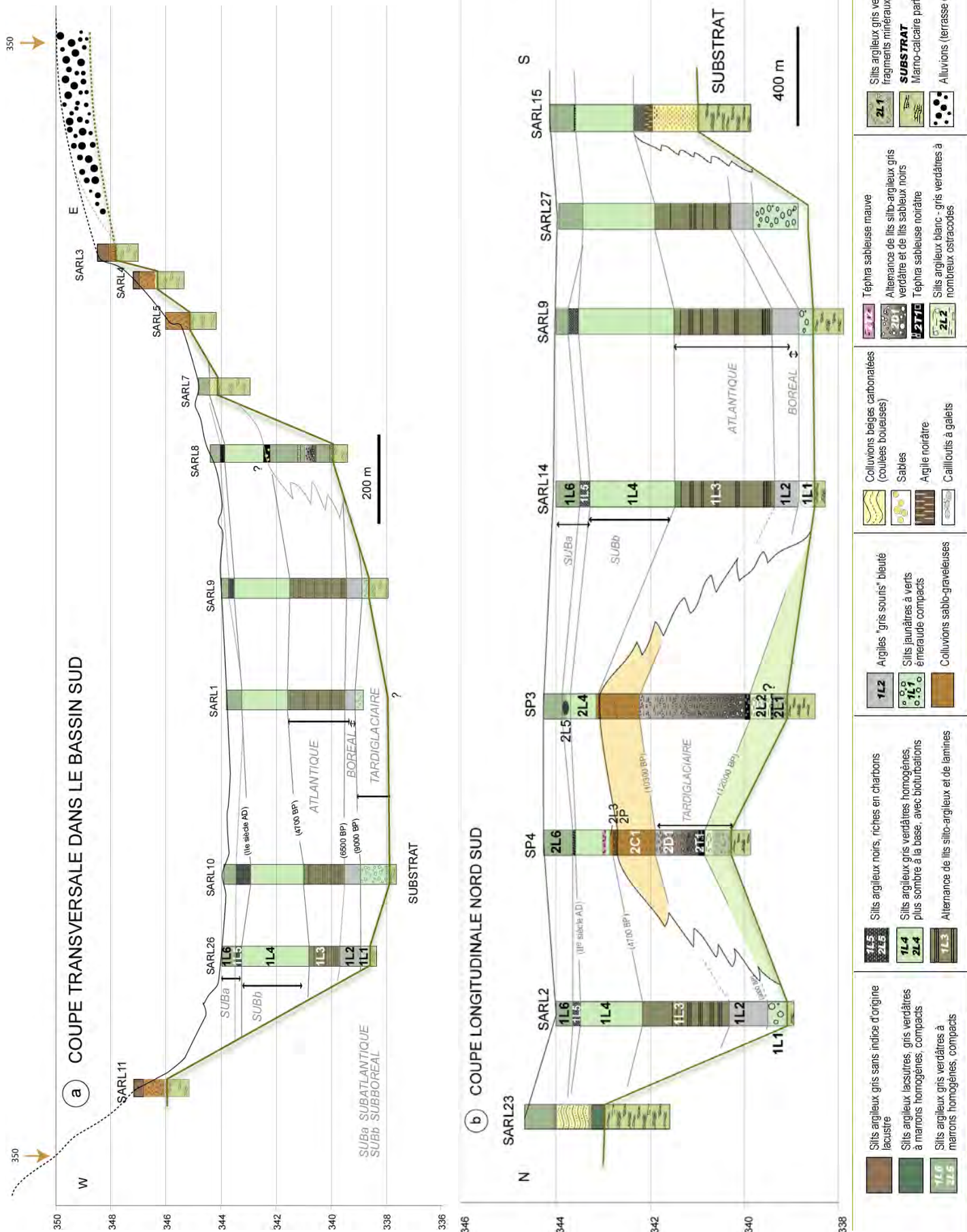


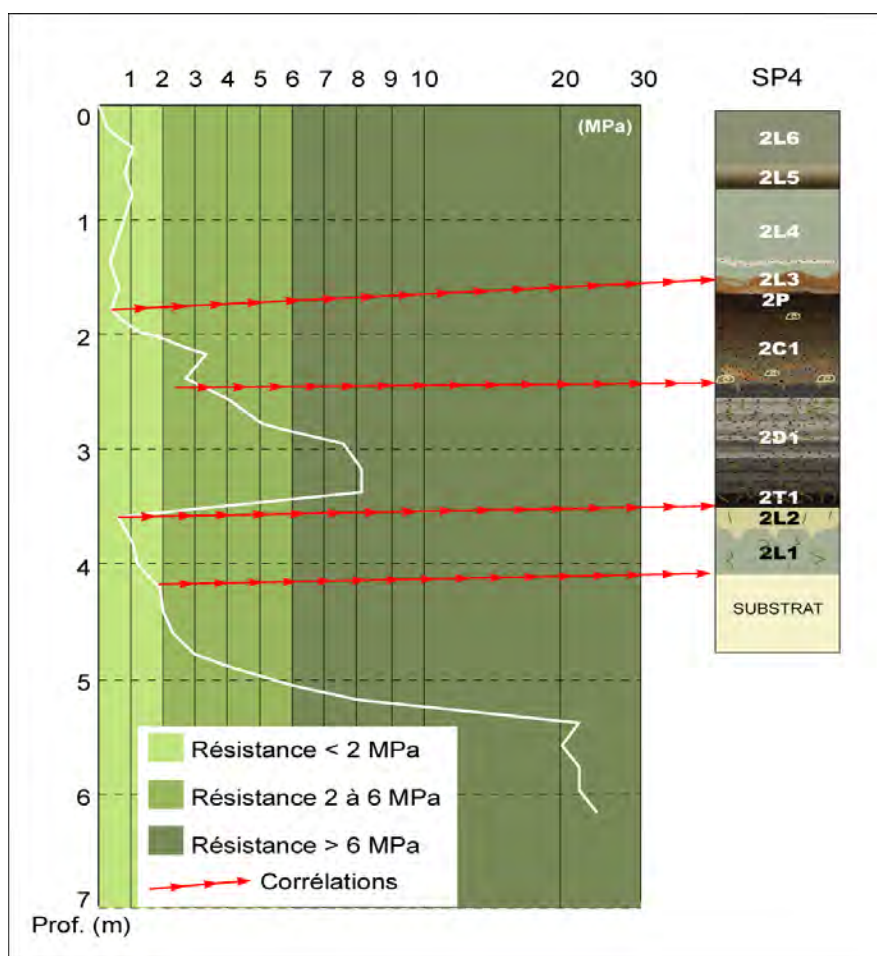
Fig. 11.2 : coupes dans le marais de Sarliève ; relations géométriques entre les unités sédimentaires dans le Marais de Sarliève. a) coupe transversale le bassin sud, b) coupe longitudinale.

b. Apports de la pénétrométrie statique

Les données acquises par forages et sondages ont pu être complétées dans la zone de deltas par l'exploitation de **62 tests de pénétrométrie statique** géoréférencés en X, Y, Z (Fig. 11.1 b). Ils ont été réalisés par l'agence Fondasol-Auvergne en février 1999, avec un pénétromètre de 100KN, dans le cadre d'une étude réalisée pour le département du Puy-de-Dôme et le Conseil Régional d'Auvergne pour la construction de la Grande Halle d'Auvergne.

L'essai pénétrométrique consiste à enfoncer dans un sol un train de tiges, muni à son extrémité d'un cône ou d'une trousse coupante, en mesurant la plus ou moins grande résistance offerte par le sol à cet effort (Antoine et Fabre, 1980).

Les résultats de ces tests ont été confrontés aux données de terrains (les sondages profonds de l'INRAP). De très bonnes corrélations ont pu être établies entre la résistance des sédiments à la pénétration et la lithologie observée sur le terrain, comme l'illustre la Fig. 11.3. Dans cet exemple (**SP4** confronté à l'essai **2048**, voir Fig. 11.1), il apparaît nettement que les passées à composante sableuse (dépôts de delta et colluvions sableux) sont marquées par une forte augmentation de la résistance à l'enfoncement. Ainsi, les valeurs usuelles de la résistance de pointe à l'essai de pénétration données pour différentes lithologies par



Antoine et Fabre (1980), peuvent être utilisées pour interpoler des coupes géologiques à fort contraste lithologique (silts argileux / sables) comme c'est le cas dans la **zone de deltas** (Fig. 11.4). Trois classes de valeurs de résistance (R) ont été établies pour le remplissage lacustre de Sarliève, :

- × **R < 2 MPa**, interprétées comme étant dues à des argiles ou silts argileux « mous » ;
- × **R = 2 à 6 MPa** : silts argileux relativement compacts, silts sableux ou sables silteux ;
- × **R > à 6 MPa** : silts argileux très compacts, calcaires durs, ou sables propres à graviers propres.

Fig. 11.3 : corrélations établies entre une courbe de résistance des sédiments à la pénétration statique en MPa (test 2048) et la lithologie du sondage SP4 (localisation Fig. 11.1).

Les données de pénétrométrie statique ont surtout permis de mettre en évidence la **présence de corps sableux** et de positionner la **limite sédiments lacustres / substrat** dans la zone de deltas. Toutefois, la précision des observations effectuées sur les forages (Fig. 11.2) ne peut être atteinte par cette méthode géotechnique. Si la discrimination des unités sédimentaires ne pose pas trop de problème dans la partie centrale de la zone de deltas aux faciès contrastés, elle est nettement moins aisée au niveau des bordures, où la résistance des corps sableux « récents » (en particulier 2D1), du substrat compact oligocène et des sables de la terrasse en bordure du marais peuvent facilement se confondre. La Fig. 11.4 présente quatre coupes transversales dans la zone de deltas, les plus précises possibles avec les données actuellement disponibles.

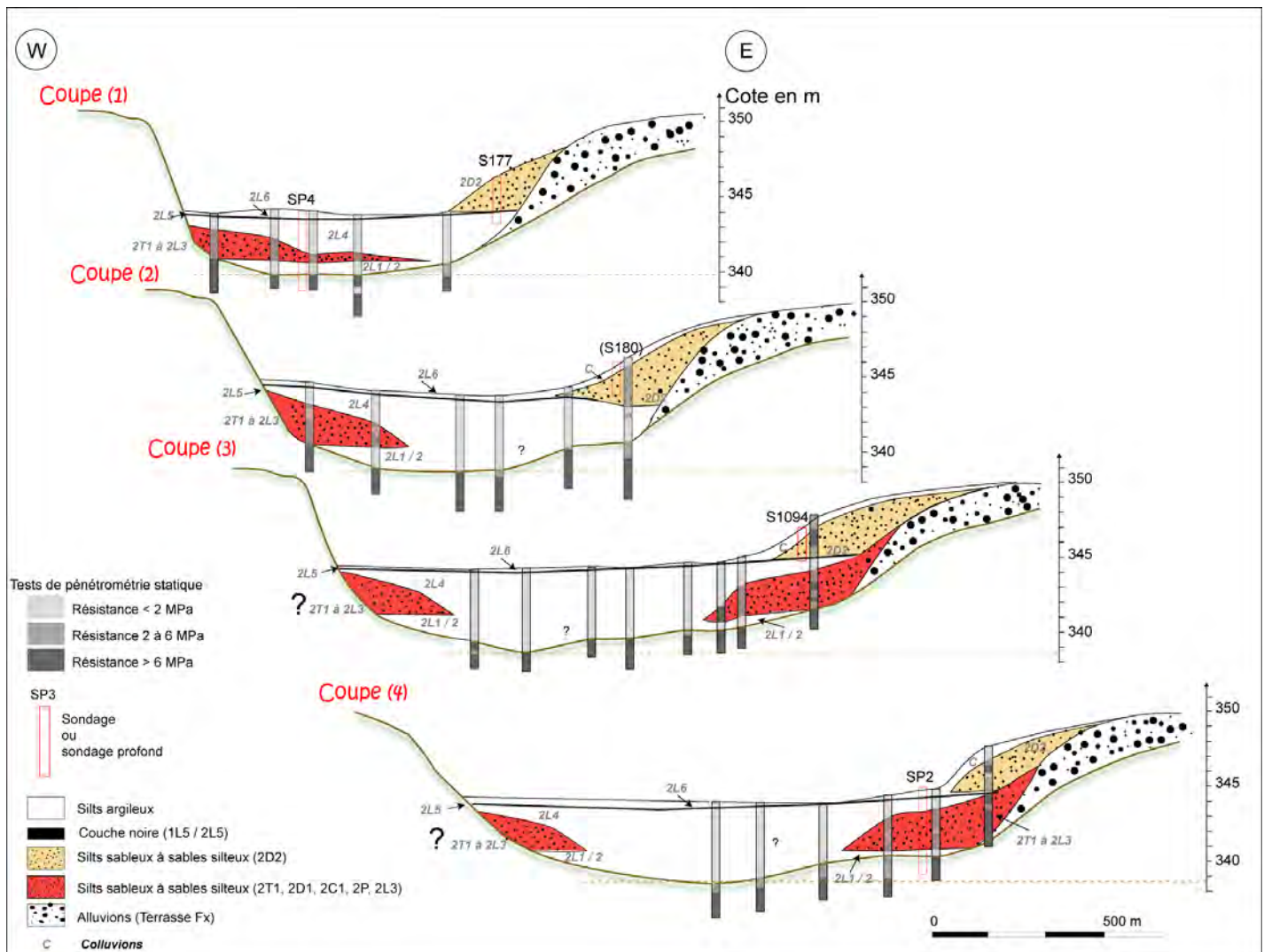


Fig. 11.4 : coupes W-E basées sur les données de pénétrométrie statique complétées par des sondages profonds (traits de coupe, voir Fig. 11.1 b)

c. Synthèse à l'échelle du remplissage

Les coupes transversales W-E dans le bassin sud et dans la zone de deltas et la coupe longitudinale N-S (Fig. 11.2 et 11.4) montrent que, du nord au sud de la cuvette, le fond de la dépression lacustre (mur des sédiments) est situé à une cote proche de **339 m** dans le bassin nord (Fig. 11.2 b), passe à **340 m** dans la zone de delta (coupe 1, Fig. 11.4) puis à environ **338,5 m** (coupe 2 à 4, Fig. 11.4). Le fond de la dépression se situe à environ **338 m** dans le bassin sud (Fig. 11.2 a). Dans la partie centrale du marais, le toit du remplissage sédimentaire holocène se situe à environ **344 m** (Fig. 11.2 et 11.4). L'épaisseur maximale des sédiments postglaciaires (deltas sableux 2D2 exclus) est d'environ 6 m.

c.1. Bassins nord et sud

Le fond de la cuvette du bassin nord (en considérant que SARL2 se situe dans la partie la plus centrale du bassin) se situe à une cote légèrement plus élevée que celle du bassin sud (Fig. 11.2 b). L'épaisseur des sédiments s'en trouve légèrement plus réduite.

Le bassin sud montre une cuvette plus encaissée. Les limites entre les unités **1L1**, **1L2** et **1L3** y sont relativement planes aux cotes respectives proches de **339 m** et **339,5 m** (Fig. 11.2 a). Les laminites sont plus épaisses à l'est (toit proche 341,5 m) qu'à l'ouest (toit inférieur à 341 m) (Fig. 11.2 a). Les mêmes limites sont plus élevées de 0,5 à 1 m dans le bassin nord.

Le toit de **1L4 / 2L4** se situe, sur l'ensemble du Marais, aux alentours de **343,5 m**, cote de la base de **1L5 / 2L5** suivie de **1L6 / 2L6**.

c.2. Zone de deltas

Les coupes effectuées sur la base des données de la pénétrométrie statique ont permis d'observer la présence de deux corps résistants qui semblent correspondre aux deltas **2D1** (qui n'a pu être différencié des colluvions sableuses **2C1**, du paléosol **2P** et de la passée sableuse et **2L3**) et **2D2** (Fig. 11.4). Le delta **2D1** du début de l'Holocène est trouvé au niveau des bordures est et ouest du Marais, tandis que **2D2**, delta historique, n'a pu être mis en évidence qu'au niveau de la bordure est. Le delta **2D1** recouvre dans tous les cas des sédiments fins (**2L1** et **2L2**), à environ **341 m +/- 0,5 m**. La cote de son toit ne peut être estimée à partir de ces coupes, puisque la pénétrométrie ne permet pas la distinction des différents corps sableux 2D1 de 2C1, 2P et 2L3. La partie supérieure du corps sableux atteint au minimum **344 m** (incluant jusqu'à 1 mètre de colluvions d'après les observations de terrains et quelques décimètres des unités 2P et 2L3). Le delta **2D2** est généralement compris entre **344 / 345 m** et au moins **348 m** d'altitude. Par ailleurs, il est intéressant de noter que, d'après les données de pénétrométrie, les deltas des bordures est et ouest encadrent une zone de sédiments fins, dépourvue de corps sableux. Cependant, cette zone n'a fait l'objet d'aucun forage de vérification pour en préciser la lithologie (zone inaccessible).

11.1.2. Extension latérale des unités

L'extension latérale des unités a pu être estimée à partir des forages et sondages, complétés par des données géotechniques dans la zone de deltas. Dans la zone de bassin, les forages ne sont pas suffisamment serrés pour permettre une extrapolation précise de l'extension des unités. Des mesures géophysiques ont été effectuées sur l'ensemble des surfaces accessibles de la zone d'étude, afin de compléter les informations. Ces aspects sont développés dans Hinschberger *et al.* (*in prep*). 50 km de profils électromagnétiques ont été effectués dans des conditions climatiques (donc d'humidité au sol) similaires, au moyen d'un conductivimètre EM 31 avec un pas de mesure tous les 7 m (Fig. 11.5).

a. Apports de la géophysique

La figure 11.5 montre la distribution des valeurs de conductivité électrique du sous-sol dans les bassins nord et sud. La profondeur d'investigation est voisine de 6 m. La conductivité électrique (inverse de la résistivité) dépend à la fois de la nature et de l'épaisseur des sédiments, mais aussi de la présence d'eau plus ou moins minéralisée. La carte montre des variations importantes de conductivité, allant de 50 mS/m (millisiemens par mètre) sur les bordures du marais (en rouge - orange) jusqu'à 245 mS/m en son centre (en bleu foncé).

Si l'on compare le profil de conductivité avec la coupe transversale du bassin sud (Fig. 11.6), on voit qu'il existe une relation entre l'épaisseur du remplissage et la conductivité. A l'est, où les sédiments lacustres sont absents et le substratum situé à faible profondeur, la conductivité est voisine de 100 mS/m, mais montre de fortes variations traduisant des hétérogénéités dans le substrat marneux ou dans les colluvions. Entre SARL7 (substrat à 1 m) et SARL9 (substrat à 5,5 m), la conductivité augmente fortement mais irrégulièrement ; la présence d'une « marche d'escalier » entre SARL8 et SARL9 (Fig. 11.6) suggère que l'approfondissement de la dépression est ici assez brutal, comme le montre la coupe géologique.

La zone de haute conductivité présentant un fort gradient (tiretés rouges sur les Fig. 11.5 et 11.6), est retrouvée dans l'ensemble du bassin sud : surface de teinte bleue à bleu-foncé sur la carte Fig. 11.5 ; elle correspond à la zone de profondeur maximale du remplissage, où sont présentes les unités 1L1 à 1L3 mises en place dans des conditions de confinement élevées. Cette forte conductivité dans les bassins pourrait être liée à la présence d'eau chargée en cations, et / ou à la nature des sédiments (Hinschberger *et al.*, *in prep*). Dans cette partie du marais, la limite est du bassin conducteur est très rectiligne, ce qui suggère le caractère abrupt du rebord à ce niveau.

A l'ouest du drain principal («Grande rase»), la conductivité est moins élevée, alors que l'épaisseur de sédiments reste très importante (Fig. 11.5 et 11.6). Ainsi on ne mesure que 125 mS/m au niveau de SARL10, où le substrat est situé vers 6 m de profondeur. Cette baisse est probablement due à l'arrivée par le sud (Grande rase) et par l'ouest d'eaux moins chargées en ions. La même remarque peut être faite pour le bassin nord, où les conductivités sont plus faibles (au maximum 150 mS/m). On peut remarquer que cette baisse de la conductivité se superpose à des sédiments où les unités 1L2 et 1L3 très riches en Ca^{2+} et Mg^{2+} , donc très conductrices, sont moins épaisses. Toutefois, de manière générale, les mesures de conductivité dans les zones humides sont fortement influencées par la présence de nappes d'eau d'origines différentes (contamination latérale par des eaux de surface moins minéralisées ?).

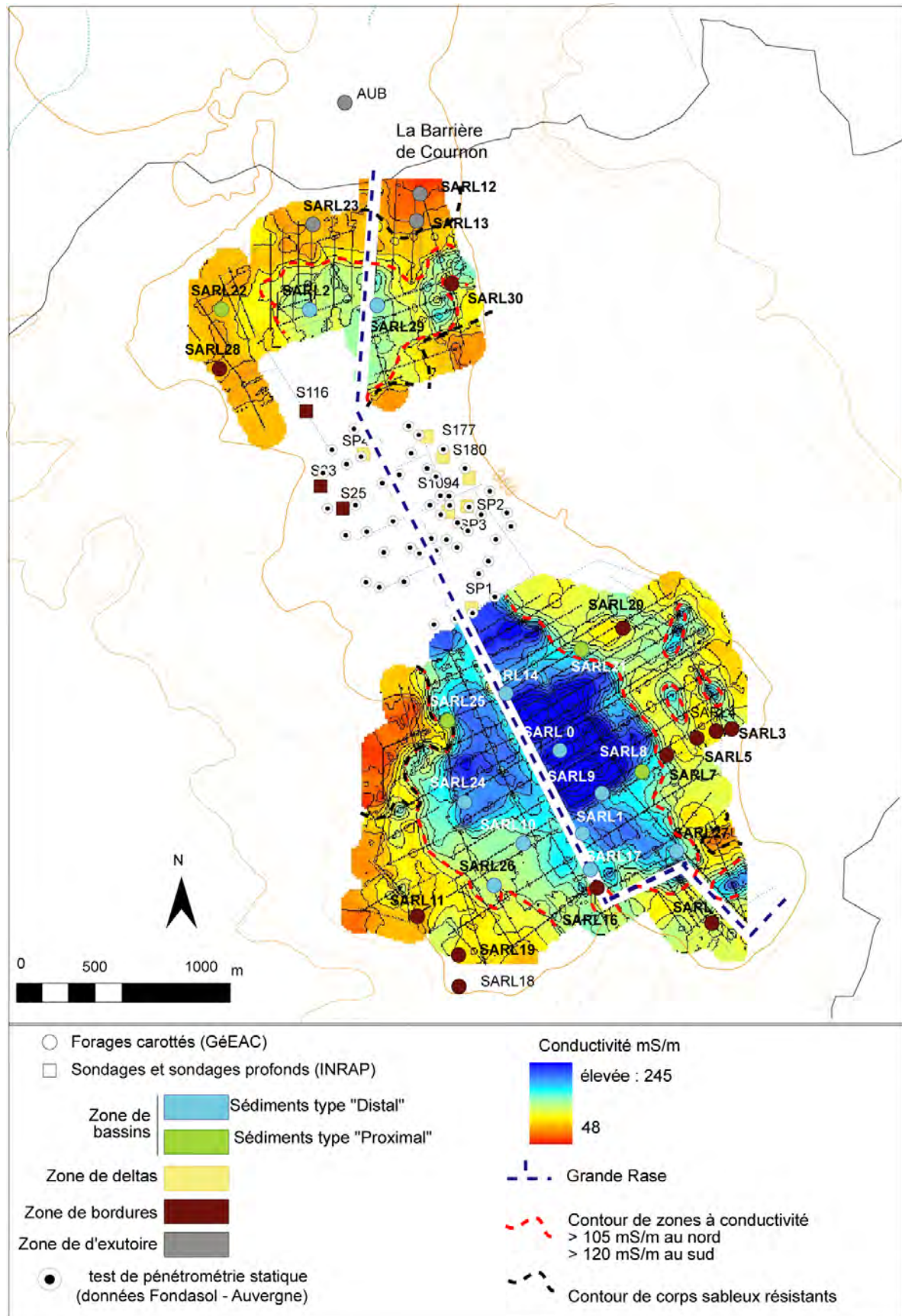


Fig. 11.5 : carte des conductivités (EM31) dans les bassins nord et sud du Marais de Sarliève (données F. Hinschberger).

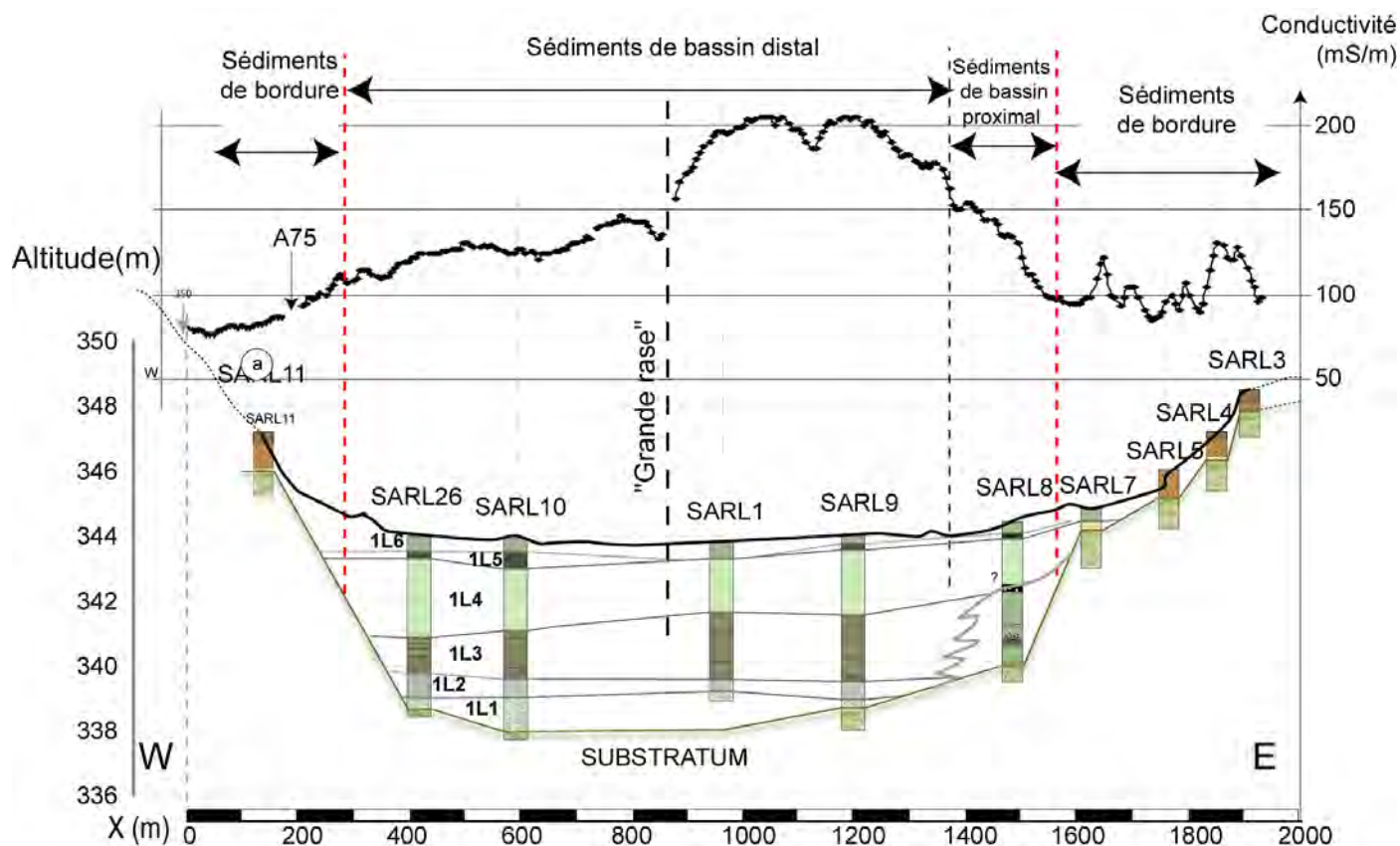


Fig. 11.6 : profil de conductivité à travers le Marais de Sarliève, comparé à la coupe lithologique transversale dans le bassin sud (légende lithologie des forages voir Fig. 11.2). Modifié d'après Hinschberger et al. (in prep).

Il semble donc que, même s'il existe des différences de conductivité, les sédiments de bassins distaux (comportant 1L1, 1L2 et 1L3) présentent les conductivités les plus élevées. D'autre part leur extension peut être délimitée par une zone de fort gradient de conductivités (tirets rouges sur la Fig. 11.5). Cette limite semble correspondre approximativement à la ligne des 120 mS/m au sud et 100 à 110 mS/m au nord du Marais.

La carte de conductivité met aussi en évidence des anomalies dues à la nature du remplissage sédimentaire. Ainsi, au niveau du forage SARL25 situé au nord-ouest du bassin sud (Fig. 11.5), l'épaisseur de sédiment atteint 4,75 m alors que la conductivité n'est que de 100 mS/m. Ce secteur correspond en fait à un lobe sableux qui s'exprime sur la carte par une zone plus résistante, permettant de cartographier ses contours. Il en est de même pour la partie sud-est du bassin nord, où des fouilles archéologiques en cours ont confirmé la présence d'un delta sableux (2D2). La zone de l'exutoire est également très résistante, probablement en raison d'une remontée du substrat et / ou de la présence de colluvions et coulées boueuses, matériaux observés sur les forages décrits paragraphe 6.2.3.

b. Synthèse des données de forages, géotechnique et géophysique

La corrélation de l'ensemble des données (forages, sondages, géotechnique et géophysique) permet d'estimer l'extension spatiale des unités, présentée dans la Figure 11.7.

Dans la **zone de deltas**, les unités fines **2L1 / 2L2** ont été observées dans les sondages (SP2 à 4), et les essais de pénétrométrie ont confirmé la présence d'une couche de sédiments fins sous les corps sableux, comme l'illustrent les coupes de la Fig. 11.4. Il est donc probable que l'extension de ces sédiments fins soit au moins égale à celle de 2D1 qui les recouvrent. En revanche il est impossible de savoir si ces unités fines s'étendent au delà des extensions deltaïques, dans la zone à sédiments fins entre les deltas (Fig. 11.7). L'extension des deltas et des sédiments sableux qui s'y superposent (**2T1 à 2L3**), a pu être aisément délimitée à partir des forages et de la géotechnique (Fig. 11.4 et Fig. 11.7). La géotechnique et / ou la géophysique (zones électriquement résistantes, Fig. 11.5) ont aussi permis de préciser l'extension de 2D2 et celle de petits lobes sableux.

Dans **les bassins nord et sud**, comme nous l'avons vu, la géophysique a permis de localiser des zones conductrices. Elles correspondent aux bassins distaux à remplissage sédimentaire épais. Les forages SARL30 au nord-est et SARL7 au sud-est font exception à cette règle : peu épais, ils se situent néanmoins en zone conductrice. A l'inverse, SARL22 est situé dans une zone résistante malgré la présence de sédiments lacustres épais : il contient une unité laminée, mais comporte à sa partie inférieure une passée sableuse, probablement à l'origine de la résistance mesurée.

Ces zones conductrices, contraintes par les données de forages, correspondent à l'extension des unités **1L1 à 1L3** (Fig. 11.7). Cette délimitation est approximative puisque, dans le détail, ces trois unités ont une extension légèrement différente comme le montrent les coupes de la Fig. 11.2). Il en résulte que l'extension de l'unité 1L3 est légèrement plus grande que celle de 1L2 (Fig. 11.7), elle même plus grande que celle de 1L1. D'autre part, d'après les cotes minimales et maximales d'extension de 1L1 et 1L2 (voir paragraphe 11.1.1. c), il est possible que ces unités soient présentes entre les deltas sableux (Fig. 11.7).

Les bassins proximaux comportent à leur partie inférieure une passée de sables noirs hérités du téphra CF1 (dans SARL8, SARL21, SARL22, SARL15), équivalant lithostratigraphique de 2D1. L'extension possible de cette unité au niveau des bassins proximaux est précisée Fig. 11.7.

Les unités **1L4 / 2L4 à 1L6 / 2L6** (maximum d'extension lacustre Fig 11.7) ont été délimitées essentiellement sur la base des observations de terrains. Ces sédiments sont présents dans les zones de deltas, au-dessus des corps sableux, comme le montrent les essais géotechniques (Fig. 11.4).

Enfin, les forages de bordure et d'exutoire, et la géophysique ont permis de positionner des zones de **colluvions** et de **coulées boueuses** représentées sur la Fig. 11.5. et 11.7.

L'estimation des cotes et extensions latérales des différentes unités lithologiques permettent de préciser la géométrie du bassin avant remplissage.

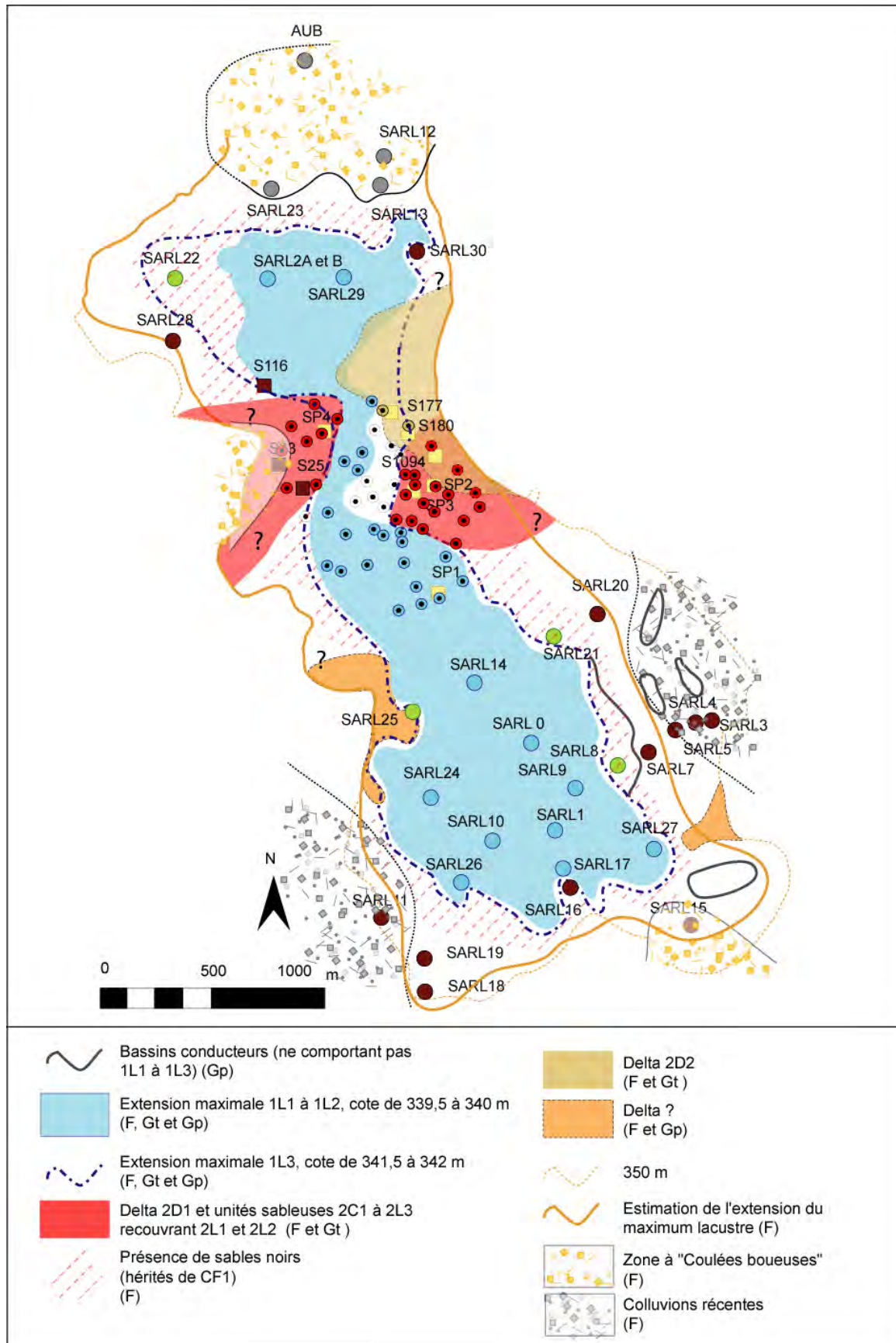


Fig. 11.7 : extension des unités sédimentaires dans le Marais de Sarliève déduite des forages (F), de la prospection géotechnique (Gt), de la prospection géophysique (Gp).

11.2. Orographie de la cuvette lacustre

La géométrie de la cuvette a été extrapolée au moyen d'un SIG (Arcview 8.2) par krigeage réalisé sur l'ensemble du bassin versant. Les points d'entrée disponibles sont les lignes de niveau de la carte topographique, les données de forages (SARL0 à SARL30) et sondages archéologiques (S et SP1 à 4), et les données de pénétrométrie statique. L'extension des unités apporte également des informations sur la cote du fond de la dépression. Ainsi, la limite de l'extension maximale de 1L3 (Fig. 11.7) correspond, à l'intersection entre le toit de 1L3 et le relief de la cuvette : au niveau de cette ligne, la cote de la paléocuvette se situe à environ 341,5-342 m (cote du toit des laminites). Cette donnée a été utilisée pour réaliser le MNT de la cuvette. Les données disponibles pour extrapoler le MNT de la paléocuvette sont peu nombreuses dans les bassins et manquent de précision : l'altitude n'a pas été mesurée au niveau de tous les forages carottés. Elle a été estimée pour certains d'entre eux : le toit du remplissage a été pris à 344 m dans les bassins, et à 345 m au niveau des zones proximales. Le MNT obtenu (Fig. 11.8) servira de base au calcul du volume des unités sédimentaires.

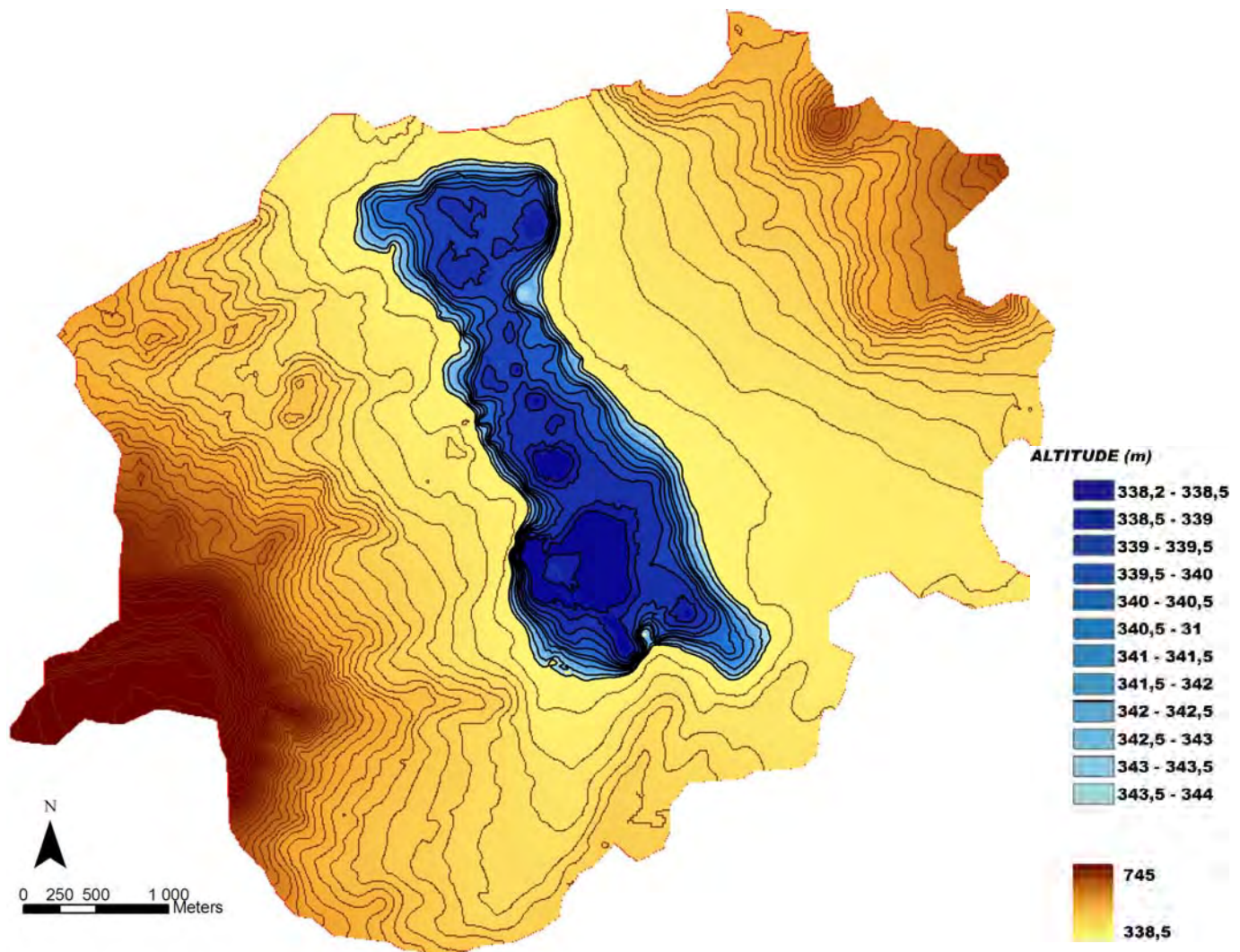


Fig. 11.8 : orographie du bassin versant et de la dépression lacustre avant remplissage sédimentaire, d'après le MNT.

Sur le MNT de la paléocuvette, on observe les deux bassins plus profonds nord et sud, ce dernier étant largement plus grand. Les deux bassins sont séparés par une zone plus étroite et un peu moins profonde, où se trouvent les deltas 2D1 et 2D2. Les deux cuvettes semblent fermées au sud et au nord par un haut fond. Toutefois la morphologie de la cuvette est probablement biaisée, en particulier au niveau de l'exutoire, en raison d'un manque de forages dans cette zone (grande distance entre SARL23 et SARL13). Par ailleurs des colluvions électriquement résistantes (Fig. 11.5) ont pu masquer la présence de sédiments silto-argileux plus fins, plus en profondeur.

11.3. Evolution du niveau de l'eau

La connaissance de la géométrie des sédiments et de la morphologie de la cuvette permet de préciser l'évolution de la cote minimale du plan d'eau dans le marais au cours du dépôt des unités sédimentaires.

Au cours du dépôt de chaque unité, la cote absolue du niveau d'eau a naturellement dépassé celle des sédiments : la cote de la base d'une unité sédimentaire représente la cote absolue minimale du niveau d'eau au début de la mise en place de l'unité ; la cote du toit d'une unité sédimentaire représente la cote absolue minimale du niveau d'eau à la fin de la mise en place de l'unité. A partir de ce principe, un tracé de l'évolution de la cote minimale du niveau d'eau à différentes périodes est présenté sur les Fig. 11.9 et 11.10. Pour cette estimation il a été nécessaire de prendre en compte la morphologie des corps sédimentaires déposés par progradation c'est-à-dire les deltas. Ceux ci correspondent à des épisodes de haut niveau, après le dépôt desquels la cote du niveau d'eau a pu redescendre.

Deux événements (mises en place des deltas 2D1 et 2D2) indiquent des cotes minimales temporairement plus élevées : 2D1, dont le toit a atteint au moins la cote 343 m et 2D2, dont le toit a atteint au moins la cote 348 m.

La cote maximale du plan d'eau est régulée par le niveau de l'exutoire. Pour plusieurs raisons, ce niveau est délicat à préciser : (1) exutoire « fossile » non perceptible à ce jour, (2) probablement modifié à plusieurs reprises au cours du temps par les sociétés humaines (au moins au cours de la période historique), (3) absence de données topographiques précises au niveau de l'exutoire actuel. Les seules données disponibles sont les trois forages SARL12, SARL13 et SARL23, effectués en amont de l'exutoire et AUB situé en aval. Les trois premiers ont révélé des sédiments récents peu profonds (environ 1,5 m), comprenant des colluvions et des coulées boueuses. Le quatrième suggère la présence d'un « seuil » formé par l'Oligocène et des apports détritiques colluviaux. La coupe proposée Fig. 11.2 b montre au niveau de SARL23, forage le plus proche de l'exutoire, un seuil dans le substratum aux alentours de la cote invariante 343 m (en considérant que le toit des sédiments au niveau de ce forage est inférieur à 345 m, cote maximum des sédiments lacustres dans les bassins, Fig. 11.2 a). On observe à ce niveau une coulée boueuse qui indique la possibilité de rehaussement(s) de la cote de l'exutoire par le jeu d'apports de matériaux depuis les versants. Cependant les variations de la cote du substrat (343 m) en lien avec des mouvements néotectoniques n'est pas à exclure (cf. paragraphe suivant).

Il semble plus probable que la cote de l'exutoire ait été initialement proche de 343 m (Fig. 11.9 a et b). Elle aurait ensuite été plus élevée, supérieure à 344 m (Fig. 11.9 c), cote du toit de la coulée boueuse dans SARL23. D'après les relations stratigraphiques entre les unités, il est envisageable que ce rehaussement de l'exutoire ait eu lieu avant le dépôt de l'unité 1L4 / 2L4 (Fig. 11.2 a ; Fig. 11.9 c). Ce barrage aurait pu entraîner l'augmentation du niveau d'eau, submergeant alors les zones de deltas jusqu'alors émergées. Les sables de l'unité 2L3 situés à la base de 2L4 au niveau des deltas pourraient constituer un équivalent de cette coulée boueuse et marquer un épisode catastrophique.

Etant donné ces considérations, nous pouvons tenter de retracer l'évolution du niveau d'eau selon le scénario suivant.

Au cours du **Dryas ancien** (?) jusqu'à environ 12000 BP, étant donné la cote probable de l'exutoire à cette époque l'épaisseur de la tranche d'eau a été au maximum de 5 m au début de l'histoire du lac (Fig. 11.9 a-1), et au minimum de 2 m juste avant la retombée du téphra CF1 (Fig. 11.9 a-2). Probablement peu de temps après, l'épaisseur de la tranche d'eau a augmenté fortement, sans doute pendant quelques siècles au maximum, pour dépasser 343 m et ainsi atteindre l'exutoire : le lac aurait été temporairement ouvert (Fig. 11.9 a-3). Ainsi, l'épaisseur maximale de la tranche d'eau au moment de l'élaboration du delta aurait été proche de 5 m. Du **Bölling** (après la retombée du téphra) au début de **l'Atlantique**, l'épaisseur maximale de la tranche d'eau a diminué de 5 m à 3,5 m (Fig. 11.9 a-3 et b-4). Toutefois, les indicateurs paléoenvironnementaux et minéraux indiquent que cette période s'est accompagnée d'un confinement élevé, avec des conditions préévaporitiques à évaporitiques et des phases d'assèchement. Ces éléments suggèrent que, à l'exception de la période de mise en place du delta 2D1, l'épaisseur de la tranche d'eau dans le lac a dû être nettement inférieure aux épaisseurs maximales énoncées.

Au cours de **l'Atlantique récent**, l'épaisseur maximale possible de la tranche d'eau a diminué de 3,5 m à 1,5 m (Fig. 11.9 b-4 et b-5), tandis que la distribution des minéraux authigènes (macules et lamines de dolomite) indiquent une poursuite du déconfinement au cours de l'Atlantique, qui pourrait aller de pair avec une augmentation de l'épaisseur de la tranche d'eau. Les épisodes de formation des faisceaux de lamines traduisant des conditions endoréiques, l'épaisseur de la tranche d'eau était inférieure à 3 m au moment de leur mise en place.

Dès le **Subboréal**, conséquence probable du rehaussement de l'exutoire jusqu'à environ 344 m (Fig. 11.9 c), la cote du plan d'eau qui jusqu'alors n'atteignait pas les zones de deltas émergées (aux environs de 343 m), a dépassé cette cote. L'épaisseur maximale de la tranche d'eau a diminué de 3 m à 1 m au Subatlantique (Fig. 11.9 c-6 et c-7). Les sédiments déposés dès le Subboréal étant dépourvus d'indices de conditions confinées, nous sommes conduits à admettre que la tranche d'eau effective a été plutôt proche de l'épaisseur maximale possible. Le niveau du lac ayant pu atteindre celui de l'exutoire, le système aurait alors été ouvert, au moins de façon temporaire.

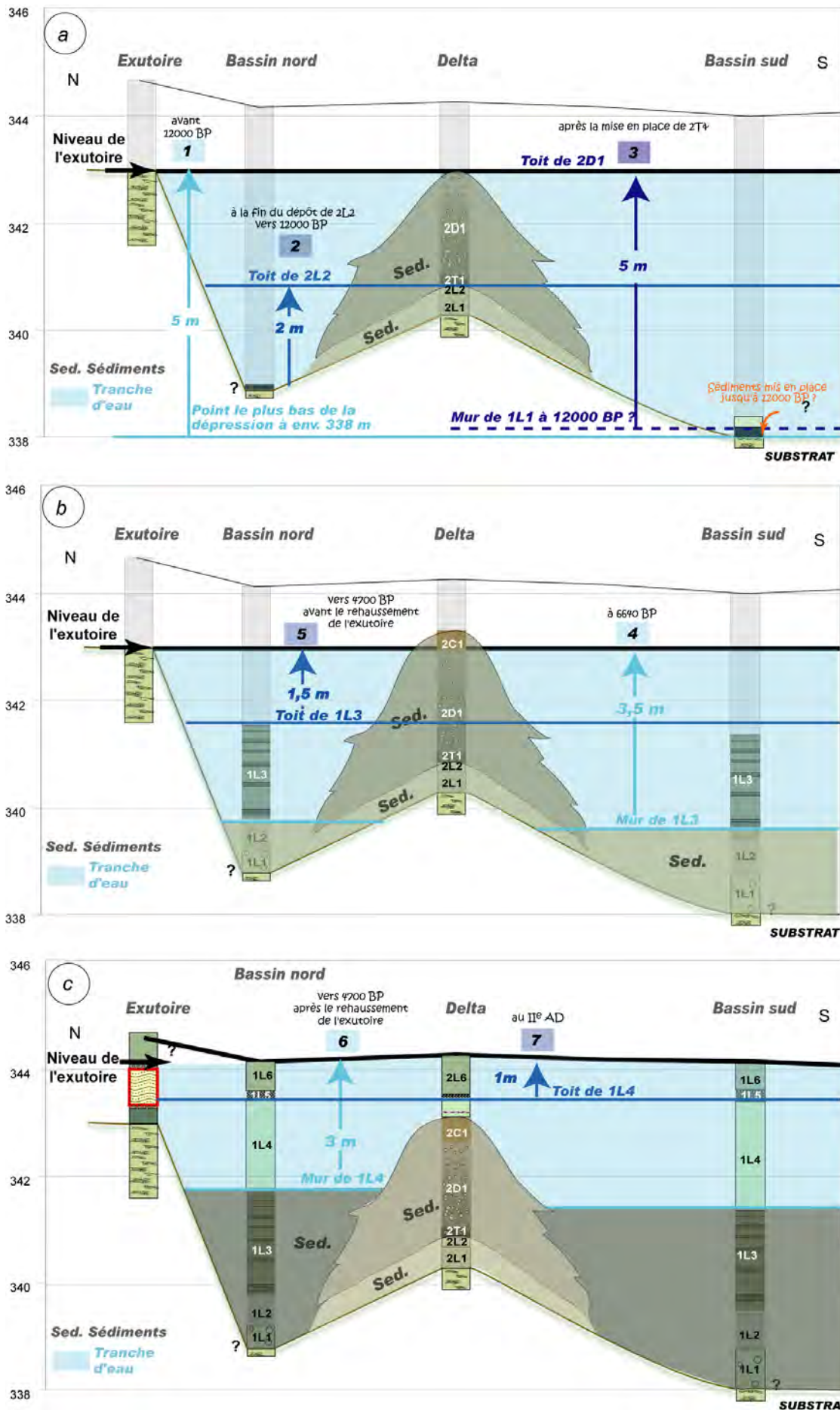


Fig. 11.9 : coupe schématique montrant les épaisseurs maximales et minimales de la tranche d'eau reconstituées à partir de la géométrie des sédiments et de la morphologie de la cuvette. Sont représentés l'exutoire, les bassins nord et sud et la zone de delta ; a) depuis la mise en eau à l'élaboration du delta 2D1 ; b) du début à la fin de la mise en place des 1L3, avant le rehaussement de l'exutoire par la mise en place d'une coulée boueuse ; c) de la mise en place de 1L4 / 2L4, après le rehaussement de l'exutoire au II^e siècle AD.

A la Tène moyenne, au cours du **Subatlantique**, le système est marqué par une phase d'assèchement : le toit des sédiments atteignait alors environ 343,5 m (Fig. 11.9 c). Au moment de la remise en eau vers le II^e siècle après JC, l'épaisseur de la tranche d'eau a généralement été de 1 m au maximum (Fig. 11.9 c-7), avec au moins un épisode d'augmentation drastique du niveau de l'eau dont la cote a dépassé **348 m** (mise en place de 2D2). Pour cette dernière période, les sociétés humaines peuvent avoir joué un rôle considérable sur l'exutoire et en conséquence sur l'épaisseur de la tranche d'eau. Cela est toutefois impossible à mettre en évidence à partir des seules données issues de la géologie (ceci d'autant plus que l'unité 1L6 / 2L6 correspond au moins pour partie à la couche de labour complètement remaniée).

L'évolution des différents paramètres décrits précédemment : cote du toit des sédiments, niveau de l'exutoire, niveau d'eau, épaisseur maximum de la tranche d'eau depuis le Tardiglaciaire, sont résumés dans la Fig. 11.10.

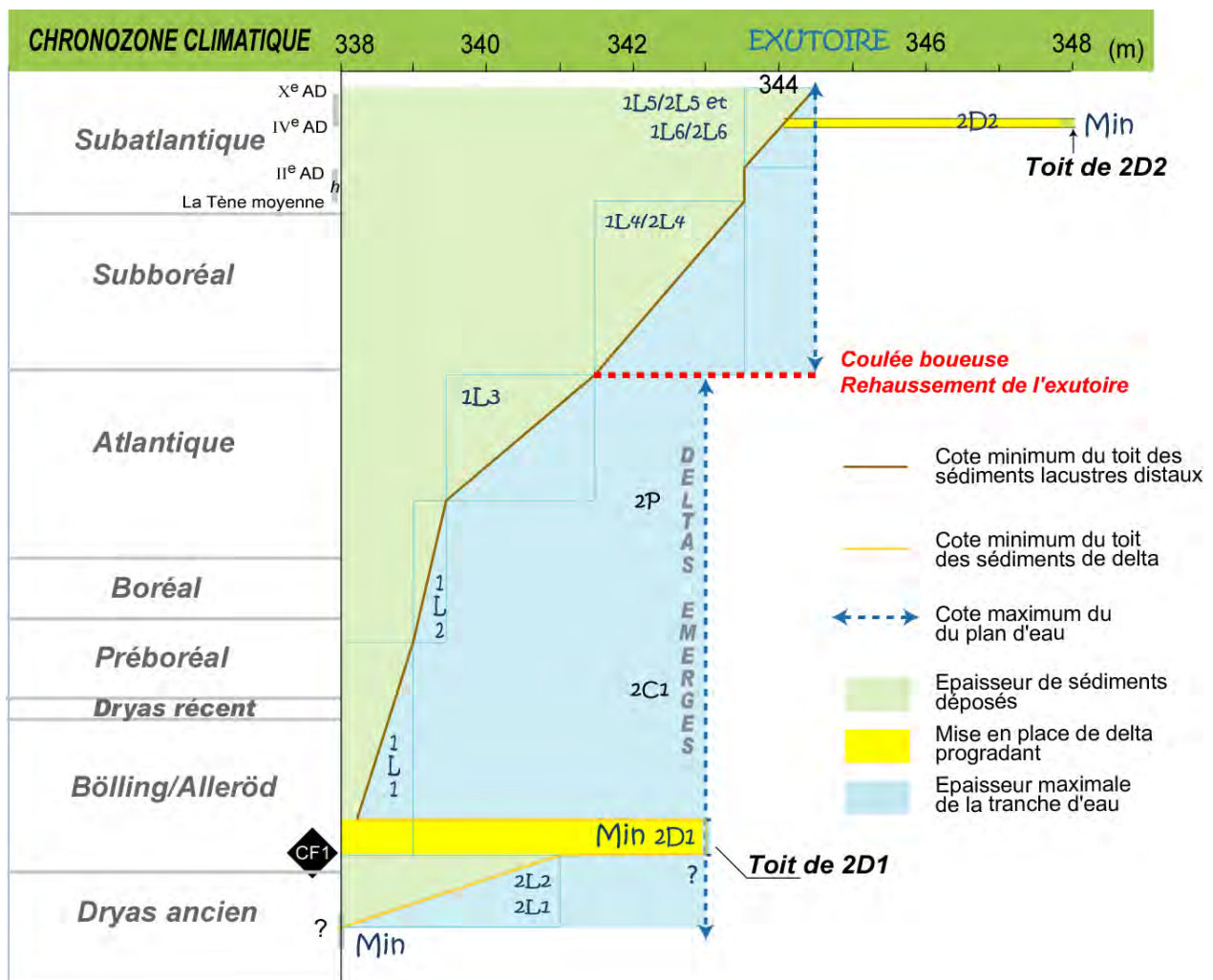


Fig. 11.10 : variation des cotes minimale et maximale du plan d'eau à partir de la géométrie des sédiments et de la morphologie de la cuvette.

11.4. Genèse et évolution de la morphologie de la cuvette

Compte tenu de la morphologie de la dépression lacustre – limites est et ouest très abruptes – avec un seuil marqué au sud et à l'exutoire du marais, il est difficile d'invoquer l'érosion linéaire de type fluvatile pour expliquer l'origine de la dépression, au moins pour les parties distales des bassins nord et surtout sud plus profondes. Une telle morphologie en cuvette fermée suggère plutôt la dissolution karstique ou la subsidence tectonique.

L'hypothèse de la dissolution karstique n'est guère envisageable dans la mesure où le substrat oligocène paraît trop marneux pour permettre la genèse de dépressions de type doline ou poljé, d'ailleurs inconnues dans la région.

L'hypothèse de subsidence tectonique, évoquée par Ballut (2000) paraît plus envisageable, ceci pour plusieurs raisons. La Limagne correspond à un fossé subsident affecté par un réseau de failles depuis le Tertiaire. Ces failles sont visibles non loin du Marais de Sarliève, dans une carrière ouverte (carrière du Grand Gandaillat) où l'on peut observer un jeu de failles normales parfois conjuguées, encadrant des petits grabens.

D'autre part, d'après Carbon (1992) in Ballut (2000) le Marais de Sarliève serait bordé à l'est par une ancienne faille qui le sépare du Plateau de Cournon. Il est envisageable que le volcanisme actif récent (Chaîne des Puys) ait pu faire rejouer d'anciens accidents. Enfin, des données récentes du CEA citées dans Ballut (*ibid*) (mesures des altitudes le long des voies ferrées du Massif Central en 1884 - 1900 et 1964 - 1985) ont révélé une anomalie négative de 21 cm au niveau de la bordure est du marais, valeur cependant égale à l'incertitude de la mesure !

L'abaissement des bassins distaux plus profonds (en particulier le bassin sud un peu plus profond) pourrait donc trouver son origine dans la subsidence. Un affaissement à polarité sud-est est par ailleurs évoqué pour l'ensemble de la Limagne par Westaway (2004).

D'après la coupe NS dans le marais (Fig. 11.2 b), les unités 1L1 et 1L2 sont situées à des cotes légèrement plus basses dans le bassin sud, alors que la couche noire 1L5 / 2L5 postérieure, s'aligne à la même cote dans l'ensemble du Marais. Cette compensation ne pourrait-elle pas s'expliquer par une phase de subsidence plus active après 6600 BP ? Une telle hypothèse n'est par ailleurs pas incompatible avec un rehaussement de l'exutoire par la mise en place d'une coulée boueuse vers 4700 BP. Quoi qu'il en soit, les données disponibles sont insuffisantes et pas assez précises pour aller au delà de l'hypothèse.

Si tel était le cas, le scénario d'évolution de l'épaisseur de la tranche d'eau proposé dans le paragraphe précédent serait à moduler en tenant compte du facteur néotectonique et de l'affaissement progressif de la dépression au cours du Tardiglaciaire et de l'Holocène.

RESUME DU CHAPITRE 11

Les informations fournies par les **forages et sondages** (présentés chapitre 6) ont été complétées par des données **géotechniques**, par **pénétrométrie** statique (sur la zone de delta, entreprise Fondasol Auvergne) et géophysiques, par méthode électromagnétique (au niveau des bassins N et S, F. Hinsberger). L'ensemble de ces données a permis de préciser la **géométrie du remplissage** : cotes et extension des unités latérale. Ceci a permis d'appréhender la **morphologie de la dépression** avant son remplissage et d'extrapoler son MNT. Ce dernier restitue bien les bassins distaux plus profonds, surtout au sud, séparés par une zone plus étroite et globalement moins profonde, la zone de deltas.

A partir de ces éléments géométriques, un **scénario d'évolution de l'épaisseur de la tranche d'eau** a été proposé. Il fait intervenir un **rehaussement du niveau de l'exutoire vers 4700 BP**, par la mise en place de coulées boueuses. Toutefois la forme de la cuvette lacustre incite également à poser l'**hypothèse d'une origine tectonique** de cette dépression, ce qui serait compatible avec différents indices de subsidence et d'affaissement vers le sud-est reconnus dans la région.

Chapitre 12. Quantification des volumes de sédiments stockés

L'ordre de grandeur du volume de sédiments de chaque unité sédimentaire peut être quantifié au moyen du SIG, à condition de connaître l'extension et la forme des surfaces inférieures et supérieures de ces unités : le volume de sédiments correspond à la différence de cote entre les deux surfaces, contraintes à l'extension spatiale de l'unité. D'autre part, comme déjà précisé, les unités de deltas 2L1, 2L2, 2T1, 2D1 et 2L3 ont, à l'évidence, des extensions limitées, et présentent des passages de faciès progressifs avec les unités de bassin. Il est donc nécessaire d'établir séparément les volumes des corps progradants (unités de delta) d'extension latérale limitée, et ceux des unités de décantation (aggradation) dont la géométrie est dictée par le remplissage lacustre, unités étendues sur l'ensemble du marais.

12.1. Dans les deltas

12.1.1. Unités 2L1 / 2L2.

Les unités 2L1 et 2L2 se situent sous le delta 2D1, et se retrouvent probablement dans les zones de bassin proximal (voir forages SARL21, 22 et SARL8, voir paragraphe 6.2.1. b, Fig. 6.12). Le volume de sédiments 2L1 / 2L2 coiffés par 2D1 est limité par la surface basale de la cuvette lacustre et celle de base du delta (Fig. 12.1 a). Ce volume est contraint à l'aire **Ad** délimitée par l'extension du delta 2D1 et l'intersection « topographie de la cuvette - base du delta » (Fig. 12.1 a et b). Le volume calculé des deltas ouest et est à partir du SIG, est égal à $V_{2L1-2}D = 135904 \text{ m}^3$.

Au niveau des bassins proximaux (Fig. 11.7) le volume des unités 2L1/2L2 a été considéré comme correspondant aux sédiments situés à une cote inférieure à 341 m : $V_{2L1-2}P = 390500 \text{ m}^3$.

$$\text{Volume total de sédiments 2L1 / 2L2} \blacktriangleright V_{2L1-2} (V_{2L1-2}D + V_{2L1-2}P) = 526404 \text{ m}^3$$

12.1.2. Unités 2T1, 2D1, 2P et 2L3.

Les unités 2T1, 2D1, 2P et 2L3 ont été regroupées parce que la quantification de leur volume est basée sur les données de pénétrométrie qui ne permettent pas de les différencier. Leur volume correspond à l'épaisseur de sédiments compris entre les surfaces S1 et S2 (Fig. 12.1 a et c). La surface S2 a été extrapolée à partir des données de pénétrométrie. La surface S1 a été extrapolée des cotes de la base du delta, des cotes à l'intersection de la base du delta et de la topographie de la cuvette (en moyenne à 341 m, Fig. 11.4 et Fig. 12.1) et des cotes à l'intersection du sommet du corps sableux et de la topographie de la cuvette. L'estimation de l'épaisseur de sédiments entre les surfaces S1 et S2 est présentée Fig. 12.2. Le volume total des sédiments 2T1 à 2L3, V_{2DT} est égal à 309630 m^3 .

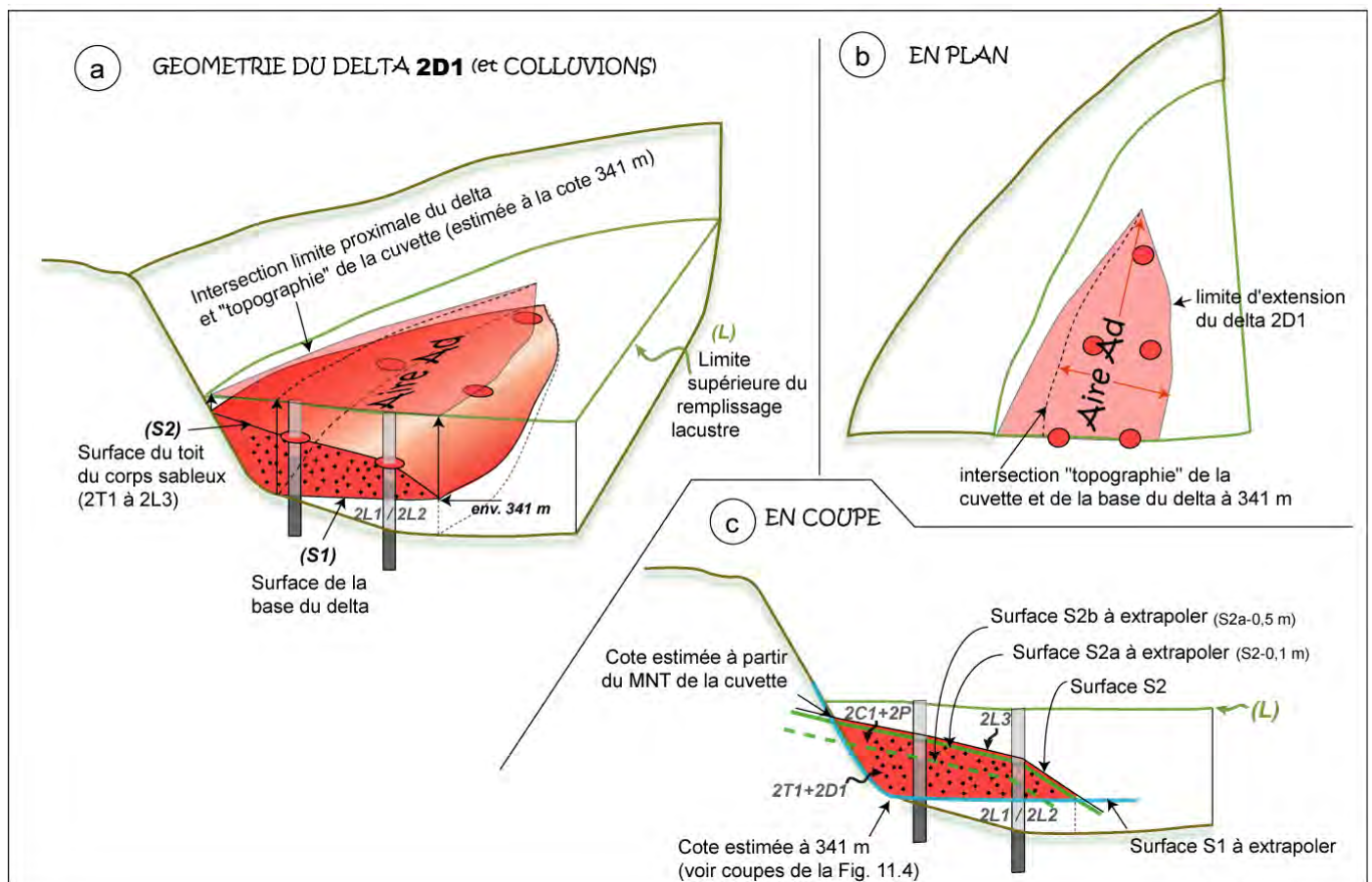


Fig. 12.1 : éléments de détermination du volume des sédiments dans la zone de deltas. a) géométrie d'un corps sableux comprenant les unités 2T1, 2D1, 2C1, 2P et 2L3 ; b) vue en plan du corps sableux ; c) vue en coupe du corps sableux.

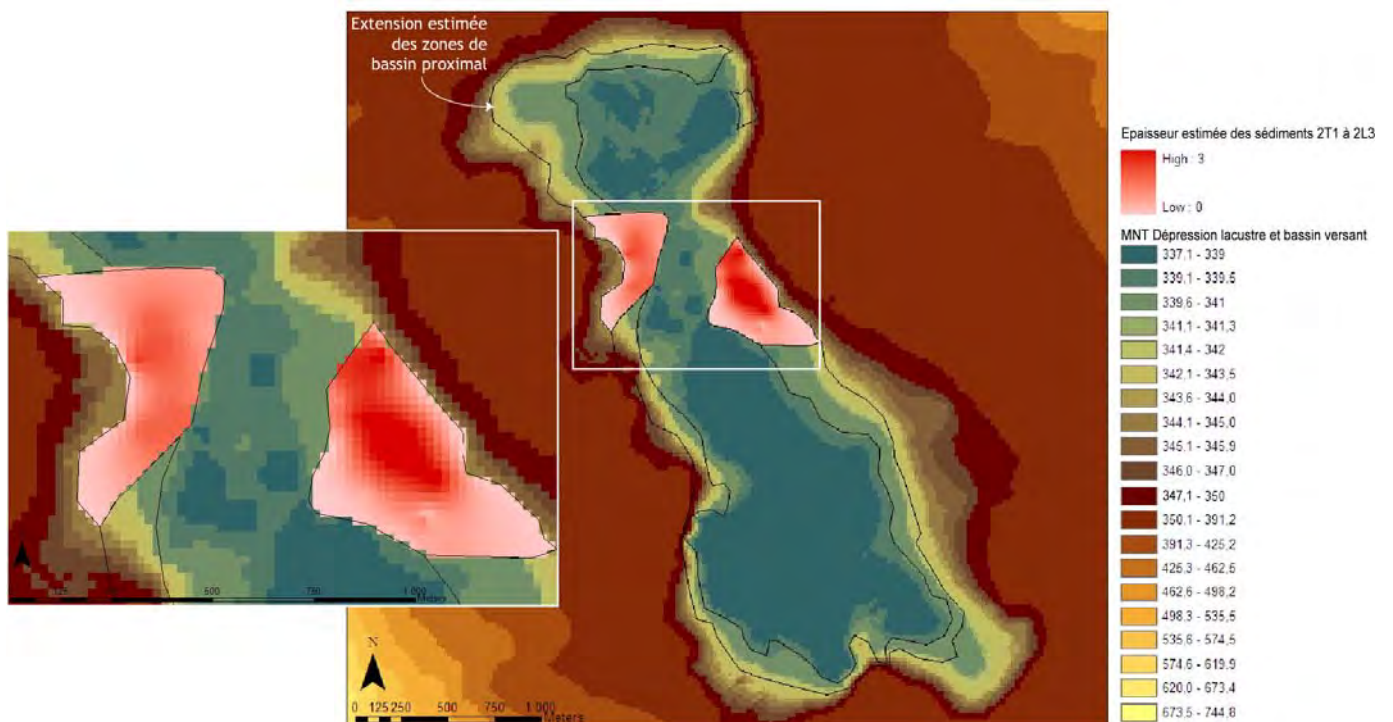


Fig. 12.2 : quantification du volume de sédiments des unités sédimentaires 2T1 à 2L3, calculé entre les surfaces S1 et S2 (voir Fig. 12.1 extrapolées sur SIG) dans le Marais de Sarlièvre. Le volume de sédiments se calcule en additionnant l'épaisseur des sédiments pour toute la surface des deltas (ensemble des pixels ; la taille d'un pixel étant de 20 m x 20 m sur le MNT).

Les sondages profonds ont permis d'observer une couche de colluvions (2C1) au sommet pédogénisé (2P) épaisses d'environ 1 m dans SP3 et SP4 (plus réduites dans SP2). Elles sont coiffées d'une passée décimétrique de sables de 2L3. Ainsi, pour préciser les volumes respectifs de 2D1, de 2C1 + 2P, et de 2L3, j'ai considéré que les 0,1 m supérieurs des corps sableux appartiennent à 2L3, et les 0,5 m suivants correspondent aux colluvions 2C1. Ceci permet d'extrapoler de S2, les surfaces S2a, limitée par une cote égale à S2 moins 0,1 m, et S2b à cote limite égale à S2a moins 0,5 m (Fig. 12.1).

Le volume de 2D1 (différence entre S1 et S2b), $V_{2D1D} = 182130 \text{ m}^3$ (cette valeur inclut le volume de 2T1).

Le volume de 2C1 (différence entre S2a et S1 auquel a été retranché V_{2D1}), $V_{2C1} = 102010 \text{ m}^3$ (cette valeur inclut le volume de 2P).

Le volume de 2L3 ($V_{2DT} - V_{2D1} - V_{2C1}$), $V_{2L3} = 25490 \text{ m}^3$.

Les passées de sables et vases noirs à la partie inférieure des sédiments de bassins proximaux équivalants 2T1 + 2D1 ont été quantifiés. Pour cela, j'ai estimé (à partir des épaisseurs de ces dépôts dans les forages SARL8, 21, 22 et 25) que ces sédiments constituent en moyenne une couche épaisse de 0,6 m (entre les cotes 341 et 341,6 m), soit un volume V_{2D1P} de **493740 m³**.

Volume total de sédiments 2T1 et 2D1 ► $V_{2D1}(V_{2D1D} + V_{2D1P}) = 675870 \text{ m}^3$.

Volume total de sédiments 2C1 et 2P ► $V_{2C1} = 102010 \text{ m}^3$.

Volume total de sédiments 2L3 ► $V_{2L3} = 25490 \text{ m}^3$.

12.1.3. Unité 2D2

Le volume de 2D2 est difficile à estimer en raison de la mauvaise connaissance des cotes de sa surface basale. Le volume de sédiments a été approximé en prenant la moitié du volume compris entre le plan situé à environ 344 m (base de 2D2) et la surface topographique actuelle, contraint à la surface d'extension de 2D2 (Fig. 11.7). Le volume de 2D2, V_{2D2} est égal à **515600 m³**.

Volume de sédiments 2D2 ► $V_{2D2} = 515600 \text{ m}^3$.

12.2. Dans les bassins

12.2.1. Unité 1L1

L'unité 1L1, dont la limite supérieure est relativement plane, est présente dans les bassins nord et sud, et peut-être même entre les deux corps sableux dans la partie centrale plus profonde (Fig. 12.3 a). Son volume, quantifié par SIG à partir du MNT, correspond aux sédiments déposés à une cote inférieure à 339 m dans la cuvette. Le volume V_{1L1} est égal à **862500 m³**.

12.2.2. Unité 1L2

L'unité 1L2 (Fig. 12.3 b) possède une épaisseur relativement homogène sur l'ensemble du marais (environ 0,5 m). Le volume des sédiments de cette unité, mesuré par SIG à partir du MNT de la cuvette, correspond au volume de sédiments compris entre les cotes 339 m et 339,5 m. Le volume V_{1L2} est égal à **937500 m³**.

12.2.3. Unité 1L3

L'unité 1L3 possède également une épaisseur relativement régulière comprise entre 1,5 et 2 m : la valeur moyenne de 1,75 m a été retenue pour estimer le volume de cette unité (Fig. 12.3 c), calculé par SIG entre les surfaces à 339,5 m et 341,25 m. Le volume V_{1L3} est égal à **4610440 m³**.

12.3. Dans l'ensemble du Marais

12.3.1. Unité 1L4 / 2L4

Le toit de l'unité 1L4 / 2L4 peut être assimilé à un plan situé à la cote 343,5 m, tandis que la base de cette unité se situe à une cote qui diffère sensiblement des bassins aux deltas. Il a donc fallu extrapoler au moyen du SIG la surface inférieure de 1L4 / 2L4. Pour cela, les données d'entrée ont été la cote estimée à 341,25 m pour le toit de 1L3 dans les bassins, et les cotes de la surface S2 des corps sableux (Fig. 12.1 c). La différence entre cette surface inférieure et la surface à 343,5 m donne le volume de l'unité 1L4 / 2L4 (Fig. 12.3 d). Ce volume $V_{1/2L4}$ est égal à **8560000 m³**.

12.3.2. Unités 1L5 / 2L5 et 1L6 / 2L6

Le volume de sédiments des deux dernières unités (Fig. 12.3 e) a pu être quantifié à partir de la différence entre la surface topographique actuelle du marais (entre 344 et 345, delta 2D2 exclu) et le toit de 1L4/2L4 situé à environ 343,5 m. Le volume $V_{1/2L5/6}$ est égal à **4082600 m³**.

Volume total de sédiments 1L1 ► $V_{1L1} = 862500 \text{ m}^3$.
Volume total de sédiments 1L2 ► $V_{1L2} = 937500 \text{ m}^3$.
Volume total de sédiments 1L3 ► $V_{1L3} = 4610440 \text{ m}^3$.
Volume total de sédiments 1L4 / 2L4 ► $V_{1/2L4} = 8560000 \text{ m}^3$.
Volume total de sédiments 1L5 / 2L5 et 1L6 / 2L6 ► $V_{1/2L5/6} = 4082600 \text{ m}^3$.

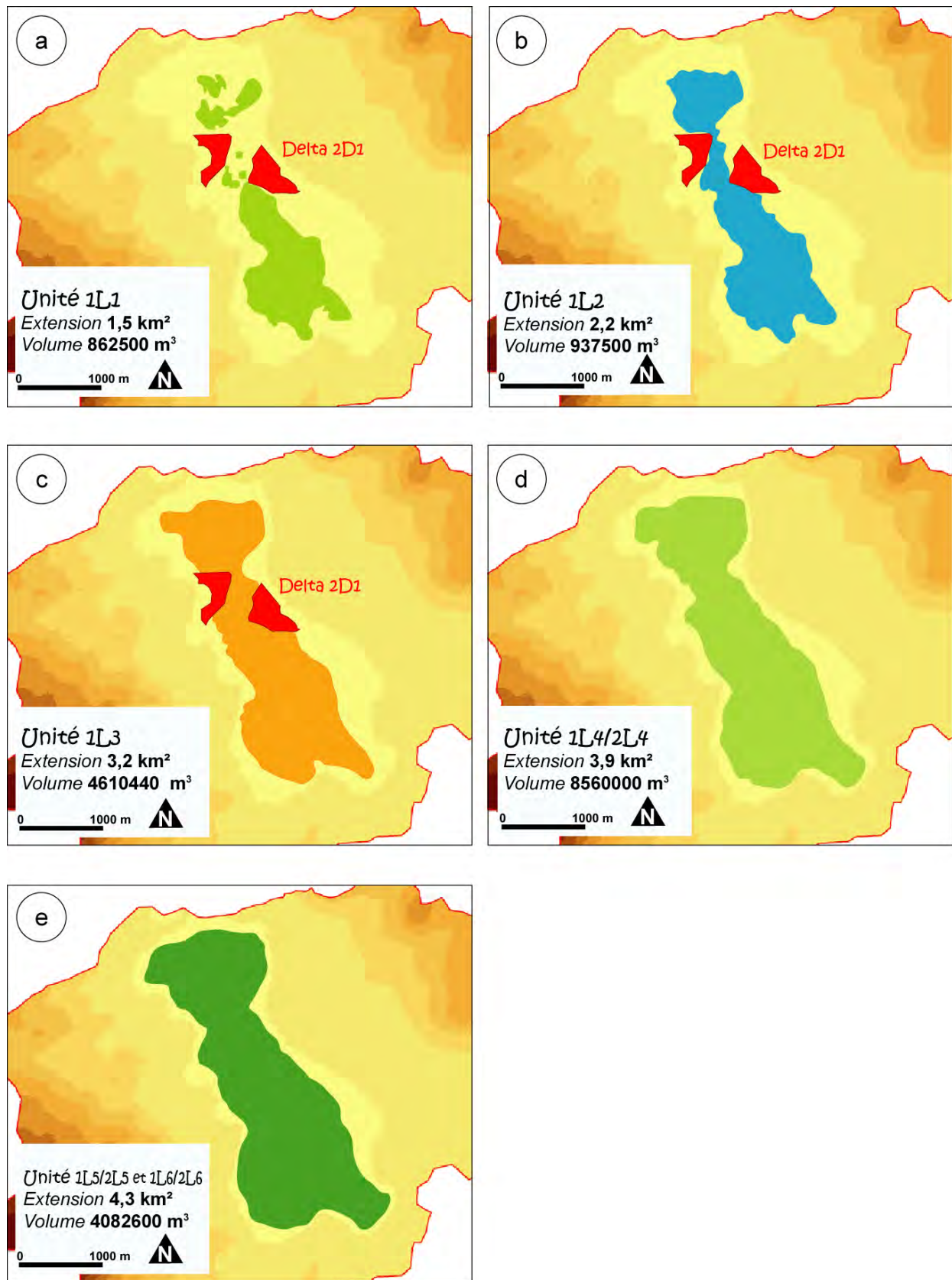


Fig. 12.3 : extension spatiale des unités sédimentaires 1L1 à 1L6/2L6 dans le Marais de Sarliève. La méthode d'extrapolation adoptée pour la quantification du volume de chaque unité sédimentaire est détaillée dans le texte. On notera que les unités 1L4 / 2L4 à 1L6 / 2L6 recouvrent les corps sableux (dont 2D1 et 2C1). Le delta 2D2 n'est pas représenté ; a) unité 1L1 ; b) unité 1L2 ; c) unité 1L3 ; d) unité 1L4 / 2L4 ; e) unité 1L5 / 2L5 et 1L6 / 2L6.

RESUME DU CHAPITRE 12

A partir du MNT de la cuvette lacustre et des dimensions des dépôts (corps sableux progradants, et sédiments de décantation de bassins), les volumes des différentes unités sédimentaires du Marais de Sarliève ont été quantifiés au moyen d'un SIG.

Les résultats obtenus sont récapitulés dans le tableau 12.1.

Tab. 12.1 volumes des unités sédimentaires du Marais de Sarliève, (1) unités de deltas ; (2) unités de bassins ; (3) unités rencontrées sur l'ensemble du marais

	unité sédimentaire	volume total par unité sédimentaire 10^6 m^3
(3)	1L5/2L5 à 1L6/2L6.	$V_{1/2L5/6}$ 4,08
	1L4/2L4	$V_{1/2L4}$ 8,56
(2)	1L3	V_{1L3} 4,6
	1L2	V_{1L2} 0,94
	1L1	V_{1L1} 0,86
(1)	2D2	V_{2D2} 0,52
	2L3	V_{2L3} 0,025
	2C1	V_{2C1} 0,102
	2D1 + 2T1	V_{2D1} 0,68
	2L1/2L2	V_{2L1-2} 0,53

Chapitre 13. Quantification de la production sédimentaire

A partir des volumes de sédiments, nous pourrions dans un premier temps estimer les productions sédimentaires totales ($P = \text{production solide} + \text{production dissoute}$) à l'origine des stocks de sédiments.

Dans un second temps, cette estimation sera affinée en précisant les productions sédimentaires **solide et dissoute** à partir des phases détritiques et précipitées des sédiments. Une attention particulière sera portée à la quantification de la production allochtone au BV, qui correspond à l'érosion (mécanique et chimique) de la retombée du téphra 2T1.

13.1. Masses de sédiments stockés

La masse des stocks de sédiments s'obtient en multipliant pour chaque unité, son volume par la masse volumique des sédiments. Des mesures de la masse volumique apparente ont été réalisées sur quelques échantillons de chaque unité sédimentaire des zones de bassins. Les mêmes mesures n'ont en revanche pas pu être faites sur les sédiments des unités 2L1 à 2L3 de deltas.

Pour mesurer la densité apparente à sec, des échantillons de sédiments ont été prélevés dans des boîtes rigides de volume connu. Les échantillons séchés à l'étuve à 40°C ont été pesés. La masse à sec divisée par le volume humide *in situ* fournit une masse volumique apparente à sec du sédiment. Les valeurs mesurées et calculées sont indiquées dans le tableau 13.1.

Etant donné leurs compositions assez voisines (sédiments silto-argileux homogènes, riches en carbonates), la masse volumique des sédiments 2L1 et 2L2 a été considérée égale à celle de 1L4 / 2L4. La masse volumique des unités sableuses a été fixée à $1,5 \text{ g.cm}^{-3}$ (valeur mesurée dans des sables plus ou moins graveleux, Macaire *et al.* 2005).

Tab. 13.1 : volumes, masses volumiques apparentes et masse totale de sédiments des diverses unités (1) de delta ; (2) de bassins ; (3) rencontrées sur l'ensemble du Marais.

	unité sédimentaire	volume total par unité sédimentaire 10^6 m^3	masse volumique apparente t.m^{-3}	masse totale par unité sédimentaire 10^6 t
(3)	1L5 / 2L5 à 1L6 / 2L6	4,08	2	8,17
	1L4 / 2L4	8,56	1,75	14,98
(2)	1L3	4,6	0,75	3,46
	1L2	0,94	1	0,94
	1L1	0,86	0,95	0,8
	2D2	0,52	1,5	0,52
(1)	2L3	0,025	1,5	0,04
	2C1	0,102	1,5	0,15
	2D1*	0,68	1,5	1,01
	2L1 / 2L2	0,53	1,75	0,92

* 2C1 inclut également 2T1 et 2P

13.2. Production sédimentaire totale

Rappelons que la Production sédimentaire totale, P , telle qu'elle a été définie dans le chapitre 2, d'après Campy et Macaire (2003) est égale à :

$$P = P_s + P_d + P_{als} + P_{ald} = [F_s + F_d + F_{als} + F_{ald}] + [S_s + S_p + S_{als} + S_{alp} + S_{oau}]$$

Avec :

P = production ; F = flux ; S = stock ;

s = solide ; d = dissous ; p = précipité ; al = allochtone (au bassin versant) ; oau = organique autochtone

La **production sédimentaire**, P , est simple à calculer une fois que l'on connaît, pour chaque unité, la **masse totale**, la **durée** de mise en place et la **surface de production**. Les masses totales ont été calculées dans le paragraphe précédent, les durées de mise en place ont été discutées dans le paragraphe 6.4. Précisons que les durées ont été exprimées en **âges calibrés**. Les surfaces de production ont été déterminées à l'aide du SIG. Elles correspondent à la surface totale du bassin versant (28,8 km²) moins la surface d'extension maximale de chaque unité. Dans le cas des unités 2L1 / 2L2, 2D1, 2C1 et 2D2, la surface de production retenue est la superficie des versants situés en amont de la cote maximale de chacune de ces unités. La production sédimentaire totale (P en t.m⁻².an⁻¹), à l'origine de chaque unité, a été calculée en divisant la masse totale de sédiments par la durée rapportée à la surface de production (Tab. 13.2).

Le stock organique des sédiments lacustres (issu du BV et autochtone) est relativement réduit, ce qui permet de les négliger dans le bilan de matière.

Tab. 13.2 : masse totale de sédiments, durée de mise en place, surface de production et production sédimentaire correspondant aux unités sédimentaires dans (1) les deltas ; (2) les bassins ; (3) l'ensemble du Marais

	unité sédimentaire	masse <i>t</i>	durée <i>années calibrées</i>	surface de production <i>km²</i>	Production <i>t. km⁻².an⁻¹</i>
(3)	1L5/2L5 à 1L6/2L6	8,17	1400	24,5	238
	1L4/2L4	14,98	3000	24,9	201
(2)	1L3	3,46	2200	25,6	61
	1L2	0,94	2700	26,6	13
	1L1	0,8	3500	27,3	8
(1)	2D2	0,52	400	23,8	55
	2L3	0,04	3000 ?	24,9	0,5
	2C1	0,15	1000 ?	24,9	6
	2D1	1,01	2200	24,9	19
	2L1/2L2	0,92	1300	25,8	28

Rappelons que la production estimée correspond à un **minimum de production** dans la mesure où des matériaux produits ou mobilisés par l'érosion (plutôt mécanique dans ce cas) sur les versants peuvent ne pas atteindre le piège lacustre et être stockés de façon transitoire sur les versants (colluvions) : c'est ce que les anglo-saxons appellent le « *sediment delivery ratio* » (Walling, 1983). Dans ce registre, Vanoni, (1975) cité dans Owens (1990) estime que pour des bassins supérieurs à 1 km² la quantité de matériel

particulaire qui arrive en aval serait souvent inférieure à 25 % de la quantité érodée. Pourtant Macaire *et al.* (2002), qui ont étudié les stocks de matière holocène et leur répartition dans un petit bassin à substrat cénomanien et turonien (Bassin du Négron, 162 km²), ont estimé que si la plus grande partie de la matière est stockée dans le bassin, 75 % de ces matériaux sont stockés dans les thalwegs et fonds de vallées. On remarque de la même façon que les colluvions holocènes paraissent relativement peu abondants sur les versants du Marais de Sarliève. D'autre part, les matériaux dissous produits par les versants qui arrivent dans la masse d'eau du lac ne sont pas systématiquement « piégés » via la minéralisation *in situ*. Celle-ci engage vraisemblablement une partie seulement des éléments dissous, portion difficile à quantifier. Enfin, le milieu a pu être ouvert, même momentanément (voir paragraphe 11.3), entraînant la possibilité d'une évacuation de la matière (surtout dissoute et plus partiellement solide). Einsele et Hinderer (1998) précisent que, dans les systèmes ouverts, une grande partie des apports dissous transitent par les lacs et que **seuls 8 à 18 %** des apports dissous y sont piégés par la précipitation bioinduite, biochimique ou chimique. Brune (1953) a établi une relation positive entre l'efficacité du piégeage sédimentaire lacustre et le taux de résidence des eaux (fonction du débit d'entrée et de la capacité du réservoir). Naturellement d'autres paramètres interviennent sur la capacité de piégeage des sédiments, tels que la taille des particules, la forme de la cuvette... En particulier, Brune (*ibid*), signale que les bassins peu profonds (type bassin de décantation, comme le Hadley Creek New Desilting Basin dans l'Illinois, profond de moins de 1,2 m) retiennent mieux les particules parce que celles ci atteignent plus rapidement le fond de la cuvette.

L'alimentation en eau du Marais de Sarliève, dépourvu de tributaire marqué et pérenne, se fait par le ruissellement sur les versants. Ainsi il est vraisemblable que les eaux du marais ont toujours eu tendance à être relativement peu profondes et plutôt stagnantes. Aussi, Bellaigue en 1726, *in* Trément *et al.* (soumis) signalait que le Marais de Sarliève n'était formé que des eaux pluviales, et qu'il s'asséchait en grande partie lors de périodes chaudes. Les conditions de confinement élevé du début de l'histoire du lac suggèrent d'ailleurs un système endoréique à faible renouvellement des eaux. Toutefois, le géosystème a connu des événements particuliers : des inondations catastrophiques ont été signalées au cours de la période historique, pendant lesquelles le système a pu être ouvert temporairement en aval, au moment de fortes productions sédimentaires. Il semble donc que le Marais de Sarliève a pu constituer un piège à particules efficace, au moins jusqu'au du Subboréal.

La figure 13.1 montre qu'au cours d'une **première phase de fonctionnement du géosystème**, du **Tardiglaciaire au premier tiers de l'Atlantique**, la valeur de P totale a été relativement faible. Le delta 2D1 s'est mis en place peu après 12000 BP et avant 10000 BP, date à partir de laquelle se sont déposées les colluvions. Cette durée (2200 ans calibrés) correspond à un intervalle maximal, or la mise en place du delta a vraisemblablement été plus brève comme évoqué dans le chapitre 6 : ainsi la production à l'origine de 2D1 est probablement supérieure aux **19 t.km⁻².an⁻¹** calculés sur la durée de 2200 ans.

P est très homogène au Tardiglaciaire, de **27 à 28 t.km⁻².an⁻¹** du Dryas ancien (?) au Dryas récent. Le début de l'Holocène est marqué par une P faible, de **14 t.km⁻².an⁻¹** à très faible avec **8 t.km⁻².an⁻¹** au cours du Préboréal (la plus faible P de l'histoire du lac). P atteint ensuite **13 t.km⁻².an⁻¹** au Boréal et au début de l'Atlantique.

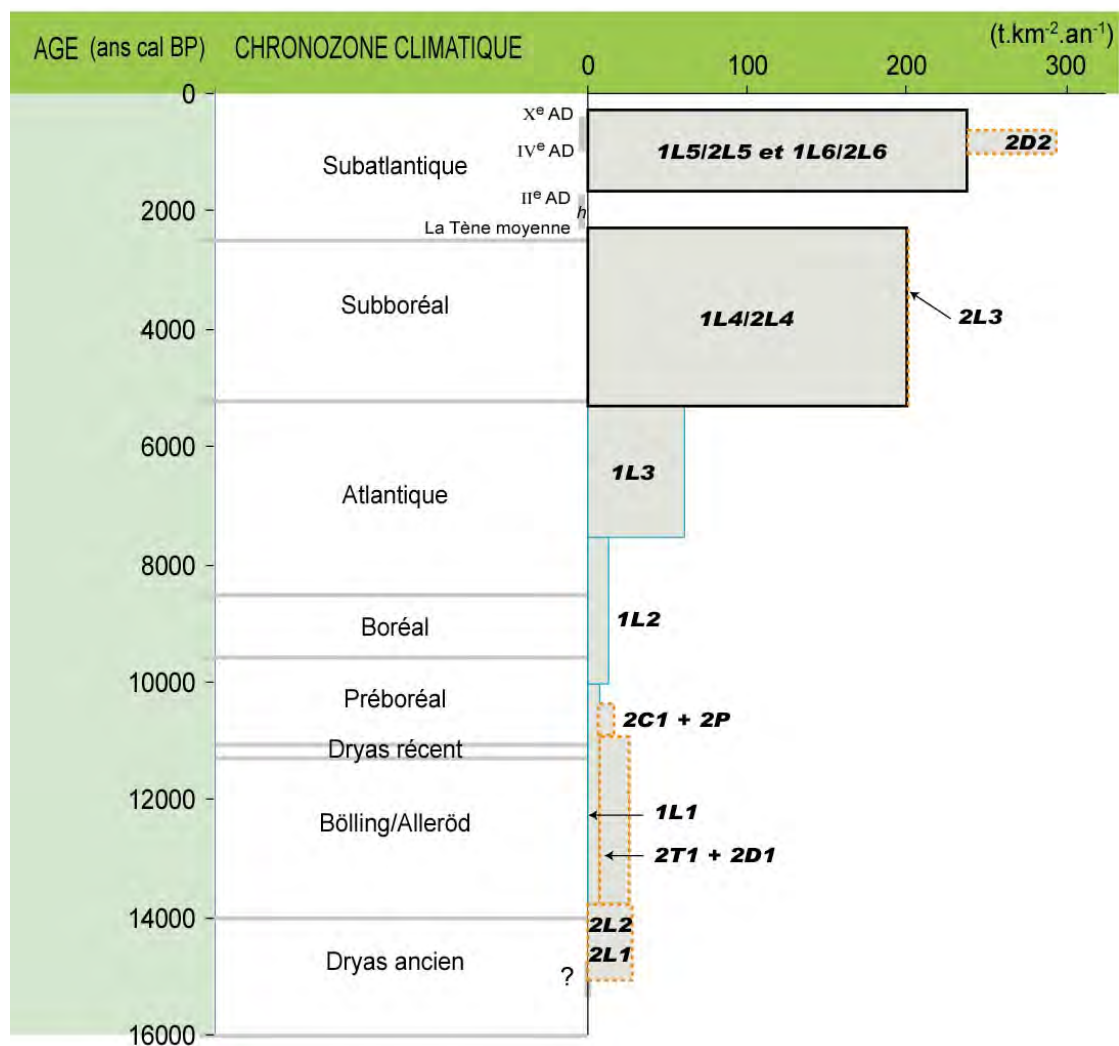


Fig. 13.1 : variation de la production sédimentaire totale (P) depuis le Tardiglaciaire dans le bassin versant du Marais de Sarliève. Les unités de sédiments de bassins sont représentées par un rectangle au contour bleu ; les sédiments de delta par un contour en pointillés orangés et les unités couvrant l'ensemble du marais par un contour noir plus épais.

La deuxième phase du fonctionnement du géosystème s'initie à l'Atlantique moyen. Cette période est marquée par une première forte augmentation de P, qui est multipliée par 4,7 et atteint $61 t.km^{-2}.an^{-1}$. L'augmentation se poursuit au cours du Subboréal : P a triplé pour atteindre $201 t.km^{-2}.an^{-1}$. Enfin, les unités mises en place après la phase d'émersion traduisent encore une augmentation de P, moins marquée ($\times 1,2$), avec $238 t.km^{-2}.an^{-1}$. Notons cependant l'occurrence d'au moins un épisode d'augmentation sensible de P traduite par le delta 2D2 : en considérant une mise en place maximale de 400 ans calibrés fournie par les repères chronologiques, la valeur P équivalente pour ce court évènement a atteint $293 t.km^{-2}.an^{-1}$.

13.3. Production sédimentaire solide et production sédimentaire dissoute

Un des principaux objectifs de ce travail a été de préciser les variations respectives des productions sédimentaires solide et dissoute, rarement différenciées dans les travaux d'estimation de l'érosion en raison des difficultés de mise en œuvre.

Cette démarche se base sur la connaissance de **l'origine des minéraux** constituant les stocks de sédiments, largement discutée dans le chapitre 9. Comme nous l'avons vu, la détermination de la formation *in situ* ou de l'héritage détritique des minéraux des sédiments lacustres n'est parfois pas aisée. Il est indispensable de pallier ces difficultés et d'arriver à distinguer et quantifier l'origine des minéraux formant les sédiments, pour quantifier les parts respectives de Ss et Sp, et ainsi calculer Ps et Pd. En outre, la connaissance complète du bilan de matière implique la prise en compte de la production allochtone Pal (ie. production à partir de matériaux allochtones au bassin versant) et donc des stocks allochtones Sal : la question se pose notamment pour les sédiments hérités du **téphra CF1 (unité 2T1)**, **allochtone** au bassin versant, qui a pu alimenter temporairement une production solide stockée dans 2D1 (Sals) et une production dissoute ultérieurement précipitée dans 1L1 (Salp).

Par ailleurs, nous avons pu constater que **l'ambiance géochimique du géosystème, essentiellement carbonatée, a été brutalement modifiée** au cours du Tardiglaciaire par l'apport de matériaux volcaniques à 12000 BP. Avant cette retombée du téphra, et après sa disparition par érosion, la nature des matériaux produits par l'érosion des versants (chimique et mécanique) reflétait la dominance des formations marno-calcaires. En réponse à la retombée pyroclastique, les apports (solides et dissous) ont été temporairement enrichis en silice. Un tel contraste nécessite d'envisager séparément ces deux contextes pour estimer la production dissoute allochtone.

13.3.1. Unités 2D1, 2C1 et 2D2

Certaines unités sédimentaires sont essentiellement constituées de matériaux issus du détritisme : il s'agit des sédiments à composante sableuse silicatée abondante tels que 2T1+2D1, 2C1+2P, 2L3, 2D2. **Pour ces unités, il sera admis que la production correspondante est uniquement solide.**

2D1. Cette unité comporte dans sa fraction sableuse des minéraux hérités du téphra, mêlé à des minéraux manifestement issus de l'érosion des versants marno-calcaires. Toutefois la part relative de ces matériaux évolue de bas en haut de l'unité, comme le montre (1) l'alternance de passées gris noir de sables (riches en silicates hérités du téphra et quasiment dépourvus de carbonates) et de passées plus claires (plus riches en carbonates) et (2) la progression de la base au sommet vers des teintes de plus en plus claires, ce qui souligne un appauvrissement progressif en matériaux hérités du téphra CF1, au profit des carbonates issus du bassin versant.

La proportion de sédiments riches en téphra remanié (sédiments sombres) a été estimée par méthode graphique à partir de photos des unités 2T1 + 2D1 de SP3 et SP4 (Fig. 13.2). Sur les photos, un seuillage a été effectué au moyen du logiciel Photoshop 7, séparant les tons clairs des tons foncés. A l'issue de cela, on obtient une image « binaire » composée de zones noires correspondant aux sédiments sombres riches en téphra, et de zones blanches au niveau des passées claires plus carbonatées. Le logiciel fournit, pour l'image en noir et blanc, le pourcentage de pixels de chacune des deux teintes (Fig. 13.2). Dans les sondages SP3 et SP4, **60 % et 55 %** des sédiments de l'unité 2D2 sont sombres et comportent du téphra remanié depuis les versants.

La composition minéralogique des sables d'une passée de sédiments sombres de SP4, 272-277 cm, (composition Tab 7.1) est très proche de celle du téphra d'origine. Pour estimer la quantité de grains hérités du téphra dans cet échantillon, j'ai calculé à partir des données minéralogiques et granulométriques, les proportions de grains carbonatés (n'appartenant manifestement pas au téphra), et de **grains scoriacés**. Ces derniers constituent 80 % de l'échantillon. Ainsi, il a été estimé que dans 2T1 + 2D1 de SP3 et SP4, $60 \times 80 \%$ soit **48 %**, et $55 \times 80 \%$ soit **44 % des matériaux sont hérités du téphra** (la valeur médiane, 46 % sera utilisée pour la quantification de Pals).

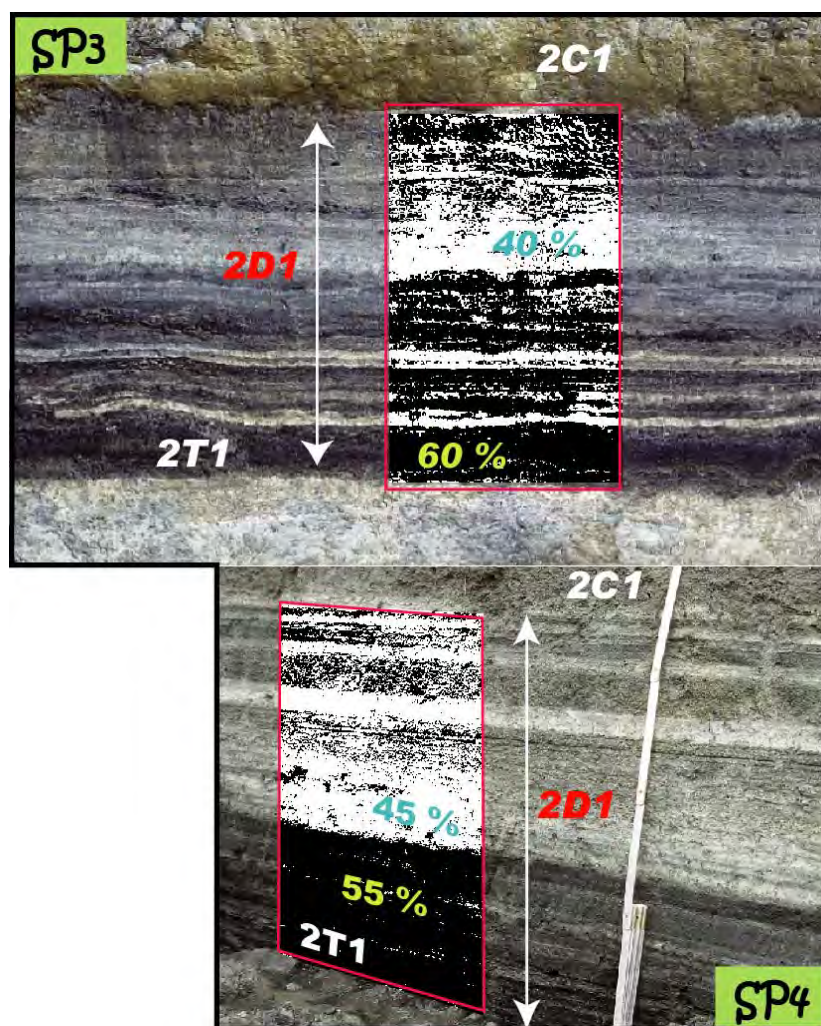


Fig. 13.2 : méthode graphique de quantification par seuillage de la proportion des sédiments sombres riches en téphra de l'unité 2D1 de SP3 et SP4, dans les dépôts de delta du Marais de Sarliève.

La **production allochtone solide** (téphrique) à l'origine de cette unité est de $9 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$ ($19 \times 46\%$), et la **production solide** (matériaux du bassin) est de $10 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$, pour la valeur totale de $19 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$.

Notons que d'après cette estimation, le volume de téphra (de masse volumique prise à $1,5 \text{ g.cm}^{-3}$) stocké dans la cuvette serait l'équivalent d'une retombée, moyennée sur l'ensemble du bassin versant d'une épaisseur de **11,5 mm** (sans tenir compte de la matière dissoute).

2C1. Cette unité colluviale correspond à des apports solides issus de l'érosion des versants, incluant probablement une composante résiduelle allochtone de téphra non quantifiable car faible. **2P** n'a pu être quantifié séparément et est donc traité avec 2C1. La **production solide** à l'origine des colluvions est de $6 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$.

2L3. Cette unité sableuse identifiée seulement dans les zones de deltas, est issue de l'érosion mécanique des versants. La **production solide** à l'origine de cette passée sableuse est de $0,5 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$.

2D2. Cette unité est dépourvue de matériaux allochtones : elle est constituée d'un stock solide essentiellement hérité des sables de la terrasse alluviale qui borde le marais à l'est. La **production solide** qui l'a nourrie est de $55 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$.

13.3.2. Unité 1L1

La minéralogie et la géochimie des sédiments de l'unité 1L1 témoignent d'apports dissous dominés par la silice issus du téphra CF1 (Vernet et Raynal, 2000), qui aurait été stockée sous forme de silicates authigènes (quartz, minéraux argileux et zéolites) dans les sédiments du lac.

Cette unité 1L1 s'est mise en place de la fin du Tardiglaciaire à partir de 12000 BP au moment de la retombée du téphra, jusqu'au début de l'Holocène, alors que les sols étaient vraisemblablement encore peu développés. La composition géochimique moyenne des roches affleurant dans le bassin versant (*Xmbv*) peut alors fournir une image de la composition qu'auraient eu les sédiments issus de l'érosion mécanique au cours de cette période, si la lithologie du bassin versant n'avait pas été modifiée par l'arrivée du téphra. Ainsi, la comparaison de *Xmbv* avec celle de l'unité 1L1 permet de préciser la modification des apports liée à 2T1. Quartz, argiles et zéolites étant les principaux minéraux authigènes dans 1L1, les enrichissements en SiO_2 et Al_2O_3 ¹, éléments les plus abondants dans ces minéraux, ont été déterminés (Tab. 13.3). Ces enrichissements ont été calculés par rapport à *Xmbv*, à TiO_2 constant (principe de calcul précisé dans le paragraphe 9.2.2.c.1). Ils correspondent à SiO_2 et Al_2O_3 allochtones, issus de la dissolution du téphra et piégés sous forme de silicates authigènes. Ils représentent **Pald de 1L1**.

Ces estimations montrent que les apports allochtones hérités de la dissolution du téphra représentent environ $3 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$. Cette méthode permet uniquement de distinguer au sein de P, la production allochtone au BV, des apports issus de l'érosion du BV : Ps et Pd n'ont pu être distingués.

¹ Al_2O_3 est mobile en milieu basique, pour des pH supérieurs à 8, voir diagramme de solubilité de l'alumine (Michard, 1989).

Par ailleurs, d'après cette estimation, l'épaisseur dissoute moyenne de téphra (pour une masse volumique égale à $1,5 \text{ g.cm}^{-3}$) sur toute la surface du bassin versant serait de 7mm, valeur à ajouter aux 11,5 mm estimés à partir de la Pals, soit au total **18,5 mm** de téphra.

Tab.13.3 : estimation de l'enrichissement en SiO_2 et Al_2O_3 des sédiments de 1L1 dans les forages SARL17 et SARL14, et détermination de la production sédimentaire allochtone dissoute ($\text{Pal} = \text{Pal SiO}_2 + \text{Pal Al}_2\text{O}_3$).

	Prof (cm)	Age (année cal BP)	PS totale ($\text{t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$)	SiO_2		Al_2O_3		$(\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3)$
				% SiO_2 enrichi	Pal ($\text{t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$)	% Al_2O_3 enrichi	Pal ($\text{t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$)	Pal ($\text{t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$)
SARL17	493	10200	8	26,9	2,15	8,8	0,71	2,9
	520	↑	8	25,7	2,05	9,4	0,75	2,8
	525	13700	8	23,9	1,91	8,9	0,71	2,6
SARL14	540	10200	8	29,7	2,37	11,4	0,91	3,3
	551	↑	8	23,9	2,34	11,1	0,89	3,2
	557	13700	8	26,3	2,10	9,8	0,79	2,9

13.3.3. Unités 1L2, 1L3, 1L4 / 2L4, et 1L5 / 2L5 à 1L6 / 2L6

Dans le cas des unités 1L2 à 1L6 / 2L6, la nature détritique ou précipitée des sédiments déposés est conditionnée par la nature des roches et sols du bassin versant.

Nous avons vu (chapitre 9) que dans ces unités, la majorité des minéraux formés *in situ* sont carbonatés (carbonates de calcium plus ou moins magnésiens). La néoformation ou la transformation pourraient être à l'origine de minéraux argileux 2/1. Néanmoins en raison de l'incertitude quant à l'origine de ces minéraux et de leur faible proportion en regard des carbonates endo/authigènes, nous avons choisi de nous baser uniquement sur **l'enrichissement en carbonates** pour estimer la proportion du stock sédimentaire précipité (Sp et par là Pd). Bien entendu d'autres minéraux incontestablement endo / authigènes ont aussi été observés (sulfates, sulfures) mais leur quantité très réduite permet de les négliger aussi.

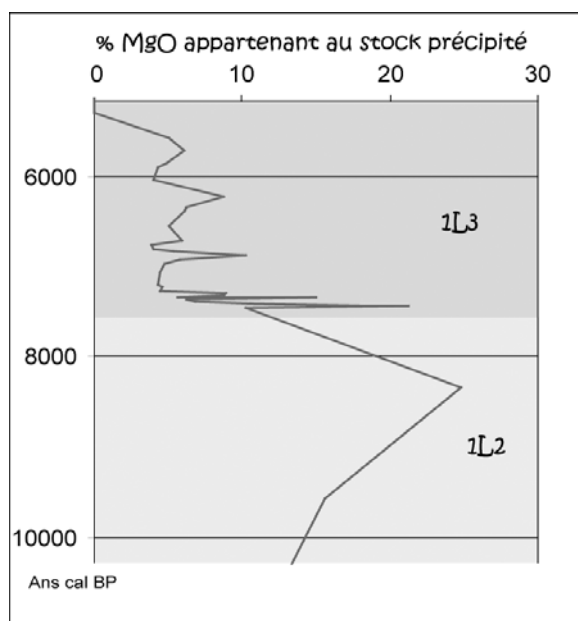
L'estimation séparée des productions solide et dissoute a été calculée à partir du forage SARL17, dont les sédiments ont fait l'objet des analyses les plus complètes et parce qu'il est représentatif de l'ensemble des sédiments du marais (on retrouve des compositions assez similaires dans SARL2, dans le bassin nord).

Au sein de chaque unité, les échantillons ont été positionnés chronostratigraphiquement (en âges calibrés) en supposant le taux de sédimentation constant au sein de l'unité.

a. Enrichissement des sédiments lacustres en CaO et MgO

a.1. MgO

Le calcul de la quantité de MgO appartenant aux stocks précipités est simple. L'estimation est basée



sur les conclusions du paragraphe 9.1.2.c. L'essentiel du MgO (en % dans les sédiments lacustres) est dans la dolomite (détritique et authigène). L'intégralité du MgO de l'unité 1L2 appartient au stock précipité. Dans les faisceaux de lamines de l'unité 1L3, 80 % du MgO appartient au stock précipité (au moins 80 % de la dolomite est endogène). Les interlamines pouvant également comporter des macules de dolomite endogène, la même estimation sera appliquée à ces niveaux. Enfin, dans les autres unités où la dolomite est uniquement détritique, le MgO est attribué au stock solide. Les résultats sont présentés Fig. 13.3 et regroupées Tab. 13.3.

Fig. 13.3 : proportion de MgO appartenant au stock précipité (MgO appartenant à la dolomite endogène) dans les unités 1L2 et 1L3 des sédiments du Marais de Sarliève (SARL17). Dans les unités sous et sus-jacentes, la dolomite étant détritique, le MgO appartient au stock solide.

La proportion de MgO appartenant au stock précipité est croissante depuis la base de 1L2, jusqu'à un maximum à environ 25 % peu avant 8000 ans cal. BP, qui coïncide avec le maximum de dolomite formée *in situ*. Ensuite cette proportion tend à diminuer puis, dans 1L3, atteint une valeur de 5 % avec des pics marqués (entre 5 et 10 %), plus ou moins intenses, au niveau des faisceaux de lamines.

a.2. CaO

L'estimation de la quantité de CaO précipité dans les carbonates authi / endogènes est délicate car aucune conclusion précise n'a été dégagée concernant la calcite formée *in situ*. Une autre méthode d'estimation a dû être envisagée.

Le principe suivant a été adopté : les sédiments lacustres des unités 1L2 à 1L6 sont constitués d'un mélange de **particules issues de l'érosion mécanique des versants** : dans ce cas la teneur en carbonates de calcium (plus ou moins magnésiens) des sédiments lacustres est la même que celle des matériaux érodés mécaniquement sur les versants producteurs. Donc **l'enrichissement en carbonates des sédiments lacustres, par rapport à la composition moyenne du bassin versant, peut être considéré comme appartenant au stock précipité**. Il est donc nécessaire de préciser la teneur en CaO des roches et sols des versants soumis à l'érosion.

Les sédiments des unités 1L2 à 1L6 / 2L6 s'étant mis en place depuis le début de l'Holocène jusqu'à l'actuel, il faut prendre en compte que la nature de la partie érodable à la surface des versants a évolué au

cours du temps : (1) les sols étaient encore peu développés au début de l'Holocène, (2) les sols ont ensuite été les plus épais au cours de l'Atlantique, car encore non soumis à l'érosion mécanique ultérieure, (3) les sols actuels sont modifiés par les activités humaines intenses, en particulier par l'érosion anthropique après déforestation, par les remaniements des labours... En conséquence, il peut être envisagé que la **composition moyenne** des matériaux érodés (Fig. 13.4 a) (1) était proche de celle des roches du bassin versant au début de l'Holocène et (3) proche de celle des sols actuels à l'Holocène récent. En revanche, la composition des sols de l'Atlantique (2) ne peut être estimée à partir des données actuelles. Nous poserons l'hypothèse que les sédiments interlamines **les moins carbonatés dans 1L3** peuvent fournir l'image la plus proche de la composition des sols les plus matures à **cette époque** (Atlantique) (cercle rouge sur la figure 13.4).

Pour estimer l'enrichissement en CaO (**CaO préc**), précipité dans les sédiments lacustres, nous avons calculé le rapport rL suivant (Fig. 13.4 a) :

$$rL = \frac{\text{CaO dét} + \text{CaO préc}}{(\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3)}$$

Les éléments SiO₂, Al₂O₃ et Fe₂O₃ sont considérés comme appartenant pour l'essentiel au stock solide, issu de l'érosion mécanique, tandis que CaO appartient à la fois au stock solide et au stock précipité (respectivement **CaO dét** et **CaO préc**), puisque les carbonates peuvent être détritiques et formés *in situ*.

Le même rapport (rV) a été calculé pour les matériaux des versants susceptibles d'avoir alimenté Ps et donc le stock solide lacustre (composition moyenne des versants).

$$rV = \frac{\text{CaO dét}}{(\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3)}$$

La valeur du rapport (rV), liée au développement de la pédogenèse, a varié entre celle de la **composition moyenne des roches** du bassin versant **Xmbv3**, celle de la **composition du sédiment le moins carbonaté pendant l'Atlantique Xmbv2**, jusqu'à celle de la **composition moyenne des sols actuels Xmbv1**, tels qu'illustré Fig. 13.4 a.

La différence entre le rapport dans les sédiments lacustres et celui des roches et sols du bassin versant permet de calculer **CaO précipité** pour chaque unité :

$$rL - rV = \frac{\text{CaO dét} + \text{CaO préc}}{(\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3)} - \frac{\text{CaO dét}}{(\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3)} = \frac{\text{CaO préc}}{(\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3)}$$

soit, **CaO préc = (rL - rV) x (SiO₂ + Al₂O₃ + Fe₂O₃)**

Les résultats sont présentés sur la Fig. 13.4 et en ANNEXE 11.

Pour les zones de deltas, le même principe a été appliqué aux unités **2L1 et 2L2** : le rapport (rV) a été calculé à partir de la composition moyenne des roches du bassin versant, cette unité s'étant mise en place au

cours du Tardiglaciaire. Dans 2L1 / 2L2, la proportion de CaO précipité est relativement élevée (28 % de CaO précipité, voir ANNEXE 11).

Comme MgO, CaO précipité croît depuis la base de 1L2, pour atteindre un maximum à 35 %, avant de diminuer fortement dans la partie supérieure de 1L2 (Fig. 13.4 b). L'unité 1L3 présente les plus faibles proportions rencontrées dans l'ensemble du remplissage sédimentaire (entre 0 et 7 % de CaO précipité dans les interlamines), entrecoupées par plusieurs pics de CaO précipité au niveau des lamines (jusqu'à 40 % dans la première lamine). Enfin, la proportion tend à augmenter et à s'homogénéiser à partir de 1L4 (entre 12 et 17 %).

La **somme de CaO + MgO précipité en % du total de sédiments** (Fig. 13.4 b) rapportée à la production totale (P) donne la quantité totale de la production sédimentaire dissoute piégée dans les sédiments sous forme de carbonates (Sp). Connaissant la Pd, la valeur de Ps peut être déduite de la production sédimentaire totale P.

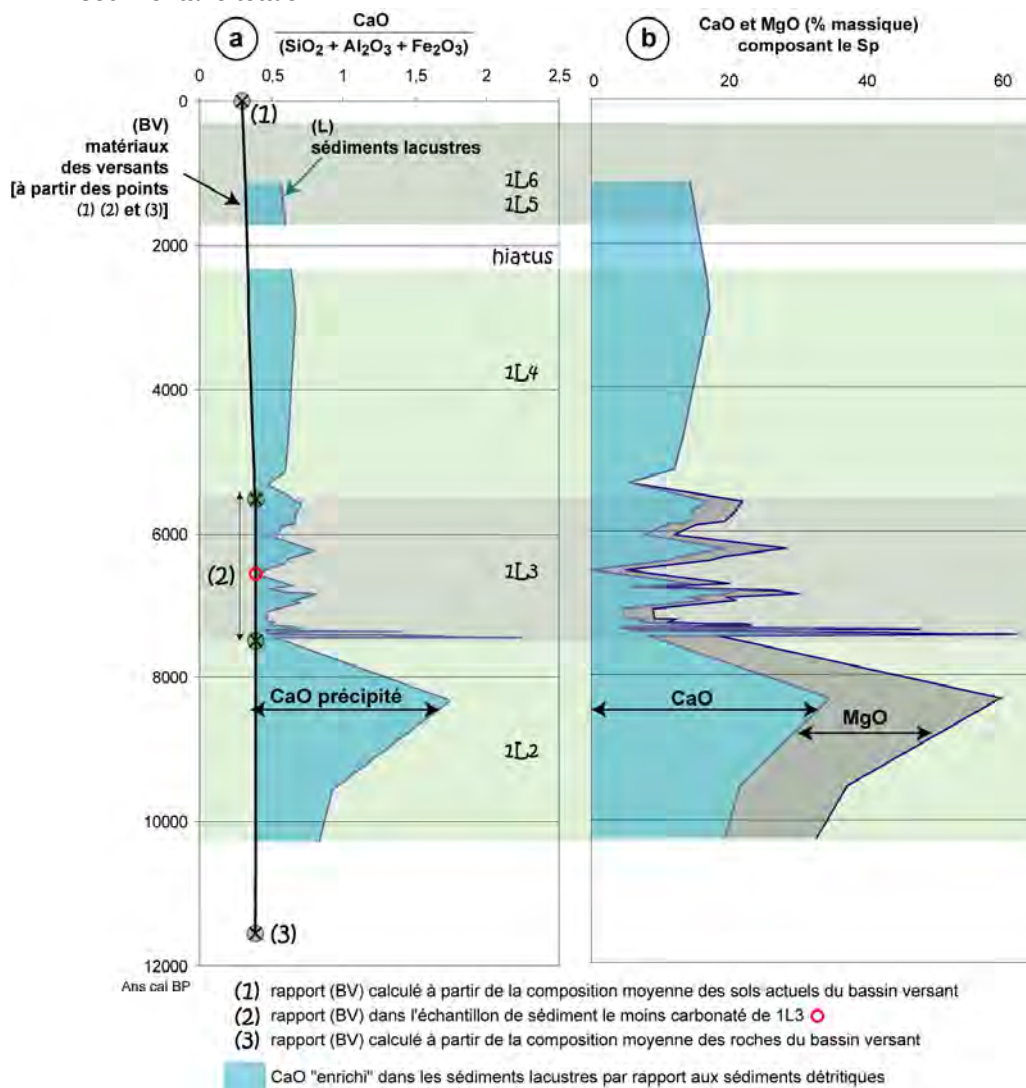


Fig. 13.4 : estimation de la quantité de CaO appartenant au stock précipité (Sp) dans les sédiments lacustres (forage SARL17) du bassin de Sarliève. a) comparaison du rapport $\text{CaO}/(\text{SiO}_2 + \text{Al}_2\text{O}_3 + \text{Fe}_2\text{O}_3)$ dans les sédiments lacustres et dans les matériaux soumis à l'érosion mécanique des versants ; la différence permet de calculer la quantité de CaO précipitée dans les sédiments lacustres (Sp) ; b) variations du % massique de CaO et MgO composant l'essentiel du stock précipités dans les sédiments du Marais de Sarliève.

La figure 13.5 présente la synthèse des estimations des productions sédimentaires solides et dissoutes, la production allochtone solide et dissoute étant discriminée. La position des lamines observées dans 1L3 de SARL17 est précisée parce que toutes n'ont pas fait l'objet d'analyses, et ne sont donc pas intégrées dans les estimations Ps/Pd.

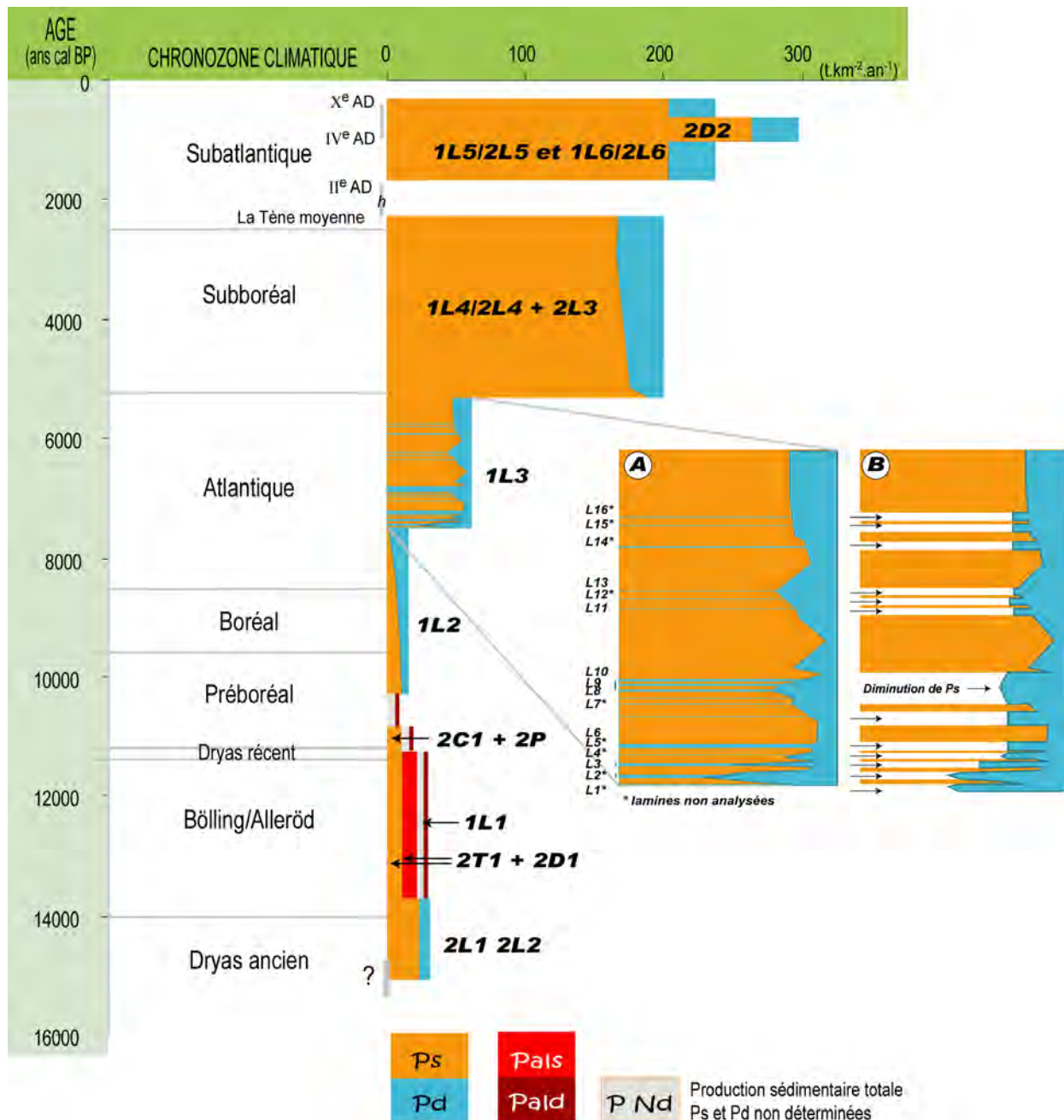


Fig. 13.5 : synthèse de la variation de la production sédimentaire sur les versants du Marais de Sarliève depuis le Tardiglaciaire. Les productions sédimentaires solide, dissoute et allochtone solide et dissoute sont précisées. Ps, production sédimentaire solide, Pd, production sédimentaire dissoute, Pals, production sédimentaire allochtone solide, Pald, production sédimentaire allochtone dissoute. A) Ps et Pd estimées dans 1L3 à partir de P invariante dans les laminites avec; B) variations probables (valeurs à titre indicatif) de Ps et Pd en considérant que P a varié au cours de la mise en place des laminites.

Les estimations de Ps et Pd sont à prendre avec précaution puisque, par simplification, on attribue une valeur de production sédimentaire totale invariante par unité sédimentaire. Ceci n'a probablement pas toujours été le cas, et ne l'a certainement pas été au cours de la mise en place des sédiments de 1L3 Fig. 13.5 A. Dans le cas des silts argileux interlaminaires, comme pour les lamines et faisceaux, une P moyenne de 61 t.km⁻².an⁻¹ est attribuée. Or, il paraît plus réaliste que P à l'origine des faisceaux de lamines et lamines dolomitiques soit plus réduite et similaire à celle estimée pour 1L2, puisque la formation des lamines traduisent les mêmes conditions environnementales, mais sur une plus courte durée. Un schéma est

proposé pour illustrer cette différence probable de valeurs de production correspondant d'une part à la mise en place des interlamines, et d'autre part à celle des lamines et faisceaux de lamines (Fig. 13.5 B).

13.3.4. Variation des productions sédimentaires solide et dissoute depuis le Tardiglaciaire

La **production solide Ps** constitue l'essentiel de P à la fin du Tardiglaciaire, et de l'Atlantique moyen à la période historique. Elle est comprise entre **5 t.km⁻¹.an⁻¹** (au sommet de 1L2) et **204 t.km⁻¹.an⁻¹** (dans 1L6 / 2L6), à **259 t.km⁻².an⁻¹** si l'on inclut l'épisode de mise en place de 2D2.

La **production dissoute Pd** est quasi nulle au Bölling/Alleröd et atteint un maximum de **38 t.km⁻¹.an⁻¹** dans 1L3, au niveau du faisceau de lamines **L2**.

Evolution de la production solide

Au **Tardiglaciaire**, Ps est comprise entre **10 t.km⁻¹.an⁻¹** et **20 t.km⁻¹.an⁻¹**, puis diminue au début de l'Holocène : **inférieure à 8 t.km⁻¹.an⁻¹** au cours du **Préboréal**, et **jusqu'à 5 t.km⁻¹.an⁻¹** à l'**Atlantique inférieur**). Dès l'**Atlantique moyen**, elle oscille entre **40 et 60 t.km⁻¹.an⁻¹**, et augmente encore plus fortement au passage au **Subboréal**, où Ps atteint alors **170 à 190 t.km⁻¹.an⁻¹**. Le **Subatlantique** enfin, est accompagné par un accroissement plus modéré de Ps qui atteint **204 t.km⁻¹.an⁻¹** (259 t.km⁻¹.an⁻¹ avec 2D2).

Evolution de la production dissoute

Au **Tardiglaciaire**, Pd est relativement faible, inférieure ou proche de **8 t.km⁻¹.an⁻¹**. Elle est inférieure à **5 t.km⁻¹.an⁻¹** au début du **Préboréal**. Pd augmente au cours du **Boréal** (**5 à 8 t.km⁻¹.an⁻¹**) et au début de l'Atlantique où elle atteint **38 t.km⁻¹.an⁻¹**. Bien que modeste, elle constitue à partir du **Boréal** et jusqu'à l'Atlantique moyen, une part relativement importante de la production sédimentaire totale. Elle est variable au cours de l'Atlantique moyen à supérieur, où elle présente plusieurs pics au niveau des faisceaux de lamines (**entre 10 et 20 t.km⁻¹.an⁻¹**). Pd augmente ensuite au cours du **Subboréal** (de **11 à 35 t.km⁻¹.an⁻¹**), puis reste stable aux environs de **30 t.km⁻¹.an⁻¹** pendant le **Subatlantique**.

Evolution de la production allochtone

Pal (Pals + Pald) a été d'environ **13 t.km⁻¹.an⁻¹** au Bölling/Alleröd. Elle n'a plus été que d'environ **3 t.km⁻¹.an⁻¹** au **Préboréal**, alors uniquement dissoute.

Bien entendu, ces valeurs sont des estimations qui fournissent des ordres de grandeur de production sédimentaire minimale. La méthode est en plusieurs points critiquable, principalement en raison des possibilités de stockage de sédiments sur les versants (colluvions, toutefois apparemment peu abondantes), et d'ouverture du système comme cela a été évoqué dans le paragraphe 11.3.

RESUME DU CHAPITRE 13

Compte tenu des dimensions des unités sédimentaires et de leur contenu en minéraux détritiques et précipités, les productions sédimentaires solide (Ps), dissoute (Pd) et allochtone (Pals et Pald) ont été quantifiées depuis le Tardiglaciaire.

Plusieurs approches ont été abordées pour quantifier les sédiments détritiques / précipités.

Les unités sableuses silicatées sont constituées de minéraux d'origine détritique, Ss →Ps.

Dans le cas particulier de 2D1, le stock détritique comporte une part de sédiments d'origine allochtone au bassin (Sals), hérités du téphra CF1. La proportion de ce stock allochtone a été quantifiée par méthode graphique, avec les données minéralogiques et granulométriques. 46 % des matériaux de 2D1 (incluant 2T1) sont issus du téphra CF1.

Les autres unités, silto-argileuses carbonatées, sont constituées de stocks solides et précipités. Les stocks précipités, essentiellement silicatés dans le cas de 1L1, sont liés à la dissolution du téphra CF1 ; et dans le cas de 2L1 / 2L2, 1L2, 1L3, 1L4 / 2L4, 1L5 / 2L5, 1L6 / 2L6 essentiellement carbonatés (calcite et dolomite), sont conditionnés par la nature des substrats et sols du BV.

Dans le **cas** particulier de **1L1**, Pald correspondant à la dissolution du téphra sur les versants et au sein de la cuvette même, a été estimée en calculant l'enrichissement en SiO_2 et Al_2O_3 par rapport à la composition moyenne des roches du BV, à TiO_2 constant.

Pour les autres unités, la proportion de carbonates formés *in situ* a été estimée en comparant leur composition moyenne à celle des matériaux du BV. **Une proportion de carbonates plus élevée dans les sédiments lacustres a été considérée comme précipitée donc issue d'une production dissoute.**

La figure 13.5 présente l'ensemble des résultats de la quantification : Ps, Pd et Pal.

Au cours d'une première phase du fonctionnement du géosystème, on constate que P a été homogène et relativement faible, de 27 à 28 $\text{t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$ du Dryas ancien (?) au Dryas récent. Ps, largement dominante, est alors comprise entre 10 et 20 $\text{t.km}^{-1}.\text{an}^{-1}$. P est la plus faible au début de l'Holocène, diminuant jusqu'à 8 $\text{t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$ au Préboréal, puis atteint 13 $\text{t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$ au Boréal et au début de l'Atlantique. Pd est alors prépondérante sur les versants : aux alentours de 5 $\text{t.km}^{-1}.\text{an}^{-1}$ au début du Préboréal, elle augmente au cours du Boréal (5 à 8 $\text{t.km}^{-1}.\text{an}^{-1}$) et au début de l'Atlantique où elle atteint jusqu'à 38 $\text{t.km}^{-1}.\text{an}^{-1}$.

La deuxième phase s'initie à l'Atlantique récent. Elle est marquée par une première forte augmentation de P qui atteint 61 $\text{t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$: Ps oscille entre 40 et 60 $\text{t.km}^{-1}.\text{an}^{-1}$ alors que Pd est largement plus faible. Toutefois, les faisceaux de lamines correspondent à des valeurs plus élevées de Pd (entre 10 et 20 $\text{t.km}^{-1}.\text{an}^{-1}$). P augmente ensuite au Subboréal : 201 $\text{t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$, Ps atteint alors 190 $\text{t.km}^{-1}.\text{an}^{-1}$ et Pd 35 $\text{t.km}^{-1}.\text{an}^{-1}$ au maximum. Enfin, au Subatlantique après l'assèchement, P est estimée à 238 $\text{t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$ (293 $\text{t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$ avec 2D2) : à ce moment Ps atteint 204 $\text{t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$ (259 $\text{t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$ avec 2D2) et Pd environ 30 $\text{t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$.

En outre, à partir de l'estimation de **Pal**, il apparaît que l'épaisseur du **téphra stocké** après érosion mécanique et chimique dans la cuvette, serait de **18,5 mm** en moyenne sur l'ensemble du bassin versant.

Pour comprendre les mécanismes à l'origine de ces variations de P, il est indispensable d'étudier au préalable les paramètres environnementaux qui conditionnent l'état des versants et par conséquent leur érodabilité. Ainsi, l'évolution du couvert végétal et l'utilisation du territoire par les sociétés humaines (et leur impact sur la végétation) doivent être précisés et replacés dans le contexte climatique contemporain. C'est l'objet du chapitre suivant qui aborde les « paléoenvironnements des versants »

Chapitre 14. Evolution de la végétation et des activités humaines sur les versants

Nous avons vu dans le chapitre 1 qu'à l'échelle du Tardiglaciaire et de l'Holocène, les paramètres variables qui exercent une influence sur l'érosion des roches et des sols sont le **climat** et **l'utilisation du territoire par les sociétés humaines**. Ces deux paramètres ont des répercussions directes sur la **couverture végétale** dont le rôle dans les processus d'érosion est extrêmement important.

Pour pouvoir interpréter les **variations de production sédimentaire**, il est donc nécessaire de préciser l'évolution de la **dynamique végétale** et des **activités humaines** sur les versants du Marais de Sarliève. Les variations climatiques peuvent être appréhendées à l'échelle régionale (Massif Central ou Limagne) comme cela a été précisé dans le chapitre 1.

Nous aborderons dans un premier temps les grands traits de l'évolution de la couverture végétale du bassin de Sarliève au cours de l'Holocène. Ensuite nous envisagerons l'évolution de l'occupation du bassin depuis le Néolithique ancien en utilisant les données de l'archéologie spatiale.

14.1. Evolution de la couverture végétale au cours de l'Holocène

L'évolution de la couverture végétale peut être appréhendée à partir des analyses palynologiques (Gachon, 1963 et Argant et *al.* soumis) complétées par les données des microfossiles non polliniques MFNP dont les diagrammes (Fig. 8.4 à 8.7) et interprétations (Tab. 8.4) sont présentés dans le chapitre 8.

Le début de l'Holocène (données de Gachon, 1963) est marqué par une nette tendance à **l'augmentation des PA** (Pollens d'Arbres), jusqu'à l'Atlantique inférieur (Fig. 14.1). De façon plus détaillée, du Bölling / Alleröd au Préboréal, *Pinus*, accompagné de *Corylus*, a dominé la somme des PA. A côté l'on observe une grande richesse en Chénopodiacées (traditionnellement considérées comme plantes adventices) (Fig. 8.4 et Tab. 8.4). Au Boréal, on constate une poussée brutale du *Corylus* et un remplacement de *Pinus* par *Quercus* et *Ulmus*. Cette association végétale traduit le réchauffement climatique postglaciaire. **La végétation est alors conditionnée par le climat.**

Pendant l'Atlantique, les versants étaient occupés par un **riche milieu forestier** (chênaie-corylaie à orme, tilleul et frêne), qui s'est progressivement modifié avec la diffusion du hêtre et du sapin à l'Atlantique final (Fig. 8.4 et 8.5 et Tab. 8.4). De façon plus détaillée, le **début de l'Atlantique** est marqué par un **paysage assez largement ouvert** avec un taux de PA compris entre 50 et 69 %, tandis que les Chénopodiacées sont toujours relativement abondantes (Fig. 8.5 et Tab. 8.4).

Cas des Chénopodiacées du début de l'Holocène

Gachon (*ibid*), qui s'est déjà interrogé sur cette abondance particulière des pollens de Chénopodiacées précise que Lang et Trautmann (1961) ont signalé leur prédominance dans des spectres polliniques de steppe froide. Des études récentes du contenu pollinique de plusieurs paléolacs des Pyrénées espagnoles leur attribuent la même origine (Gonzales-Samperiz *et al.*, *in press*).

Gachon estime d'autre part que cette espèce, dotée d'une forte prolifération pollinique, est une excellente pionnière, capable de grandes extensions sur des surfaces dénudées. Or, d'après l'auteur, « les limons limagnais et les sols dérivés ont constitué un milieu très favorable aux phénomènes de solifluxion qui ont pu contrarier fortement l'installation des espèces pérennes telles que les Graminées ou les Composées prairiales, et favoriser ainsi le maintien tardif de surfaces partiellement dénudées ».

Une autre interprétation peut cependant être proposée pour expliquer l'abondance des Chénopodiacées. Valero-Garcés *et al.* (2000) ont étudié une séquence lacustre (minéralogie, isotopes $\delta^{13}\text{C}$ et $\delta^{18}\text{O}$ de la matière organique et des carbonates) de la Salada Mediana, petit lac salé situé dans le bassin de l'Ebre en Espagne, déjà mentionné à propos de son contenu en dolomite authigène. De cette étude, les auteurs concluent que des conditions d'expositions subaériennes fréquentes ont favorisé la colonisation du fond de la playa par des Chénopodiacées au cours d'une période de bas niveau d'eau. Cet intervalle correspondrait à l'épisode le plus aride du Tardiglaciaire dans le secteur de la Salada Mediana. Il est d'autre part tout à fait intéressant de constater que les sédiments de la Salada Mediana qui comportent les « pics de Chénopodiacées » contiennent une phase carbonatée riche (voire exclusive) en dolomite authigène. Il y a donc une forte analogie avec le Marais de Sarliève, où la même association caractérise les sédiments du début de l'Holocène.

L'abondance en Chénopodiacées est en accord avec le scénario proposé à Sarliève : un début d'Holocène aride, à l'origine d'un fort confinement avec des eaux saumâtres à salées, marqué par des assèchements récurrents. **La présence de ces pollens à la base du spectre pollinique (dans les sédiments dolomitiques 1L2) est à écarter d'une éventuelle association à des défrichements par les humains.**

Les **premiers pollens de céréales sont apparus à l'Atlantique inférieur à moyen**, période marquée par des **variations des taux de PA** (entre 55 et environ 85 % PA), avec des inflexions en antécédence des pollens de « *Quercus* et *Fraxinus* » et « *Corylus* et *Tilia* » : aux chutes de *Corylus* correspondent presque toujours des pics de *Quercus*, accompagnés par une diminution du total des PA et des recrudescences des pollens tertiaires et de *Plantago*.

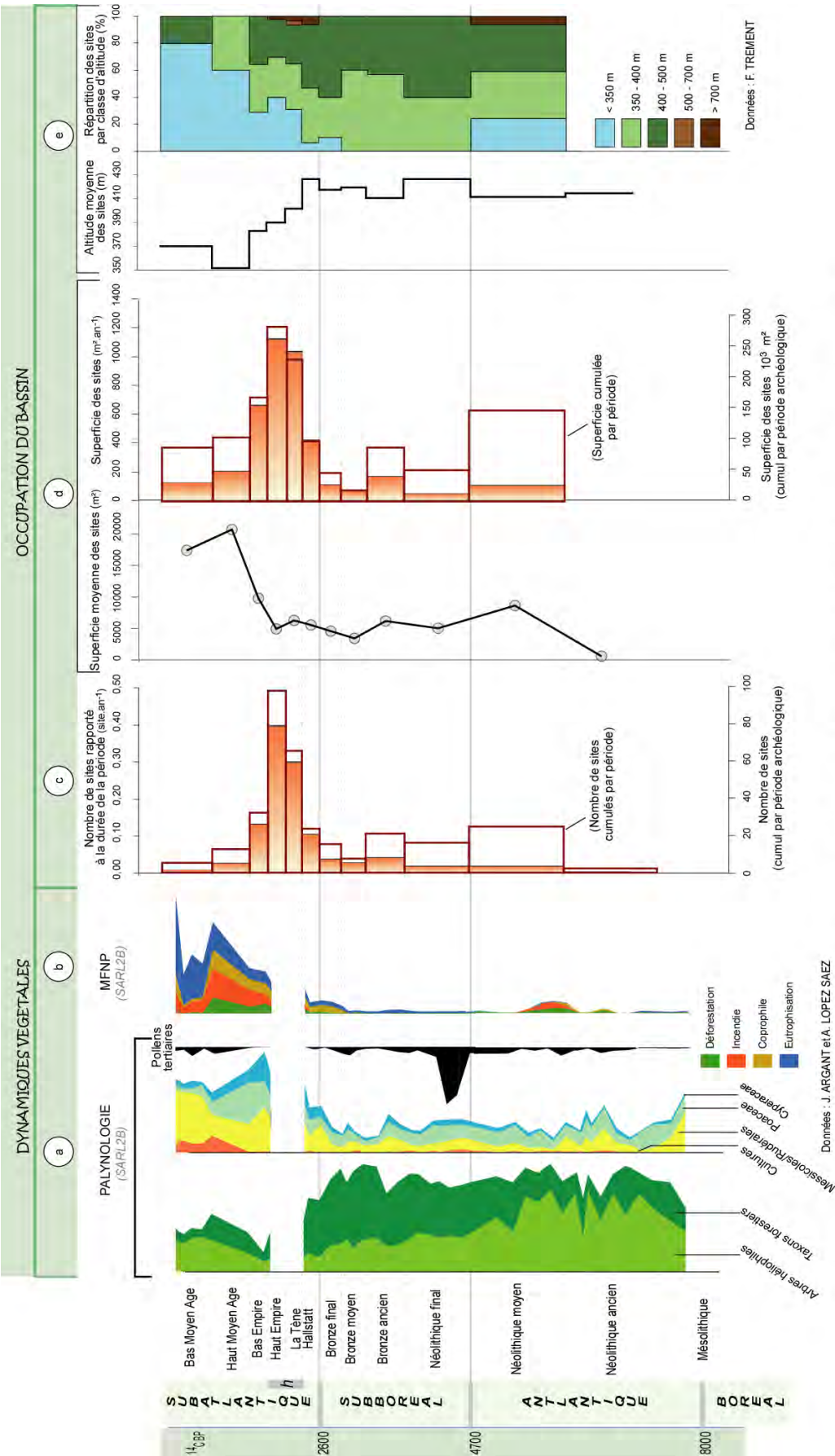


Fig. 14.1 : dynamique végétale depuis le Boréal (d'après Argant *et al.*, soumis). a) données de la palynologie ; b) données des microfossiles non polliniques ; c) nombre de sites archéologiques (en total par période archéologique, et rapporté à la durée de la période archéologique ; d) superficie moyenne des sites et superficie totale par période archéologique, et rapportée à la durée de la période archéologique correspondante ; e) altitude moyenne et répartition des sites (données de Trément *et al.*, soumis).

Au milieu de l'Atlantique, les messicoles et rudérales sont devenues plus abondantes, suggérant une **extension des cultures** et le **développement des pâturages** sur les versants. Les MFNP indiquent parallèlement une dégradation de la forêt à écologie coprophile confirmant une **augmentation des populations animales** autour du lac. **La fin de l'Atlantique** est accompagnée d'une légère augmentation, puis d'une stabilisation du taux de PA aux environs de 70 %. Les pollens de **céréales** sont toujours présents aux cotés des **messicoles et rudérales**, néanmoins moins abondantes qu'avant. Les assemblages polliniques annoncent à ce moment le climat plus frais et plus humide du Subboréal.

Coupes dans la forêt au cours de l'Atlantique.

Comme le montre la figure 14.2, **5 phases de diminutions du total des pollens d'arbres** peuvent être distinguées au cours de l'Atlantique moyen à supérieur. Elles correspondent à la diminution des héliophiles (*Corylus* surtout) et en contrepartie l'augmentation relative de *Quercus*, des cultures, messicoles et rudérales, Poacées, et des pollens tertiaires (Fig. 8.5). La présence de ces derniers tend à indiquer la recrudescence d'une érosion des formations oligocènes. Ces diminutions du total des PA pourraient elles être la conséquence d'épisodes de **défrichements pour la mise en culture** ? D'autre part, d'après Rameau *et al.* (1989), la floraison du *Corylus* et donc sa pollinisation sont favorisées par les situations ensoleillées telles les clairières et lisières de forêt. Après chaque épisode de coupe, la reprise rapide des *Corylus* entraînerait une diminution relative des pollens de *Quercus*. Se pourrait-il que les agriculteurs du Néolithique aient défriché préférentiellement *Corylus*, moins gros et moins dur que *Quercus* ?

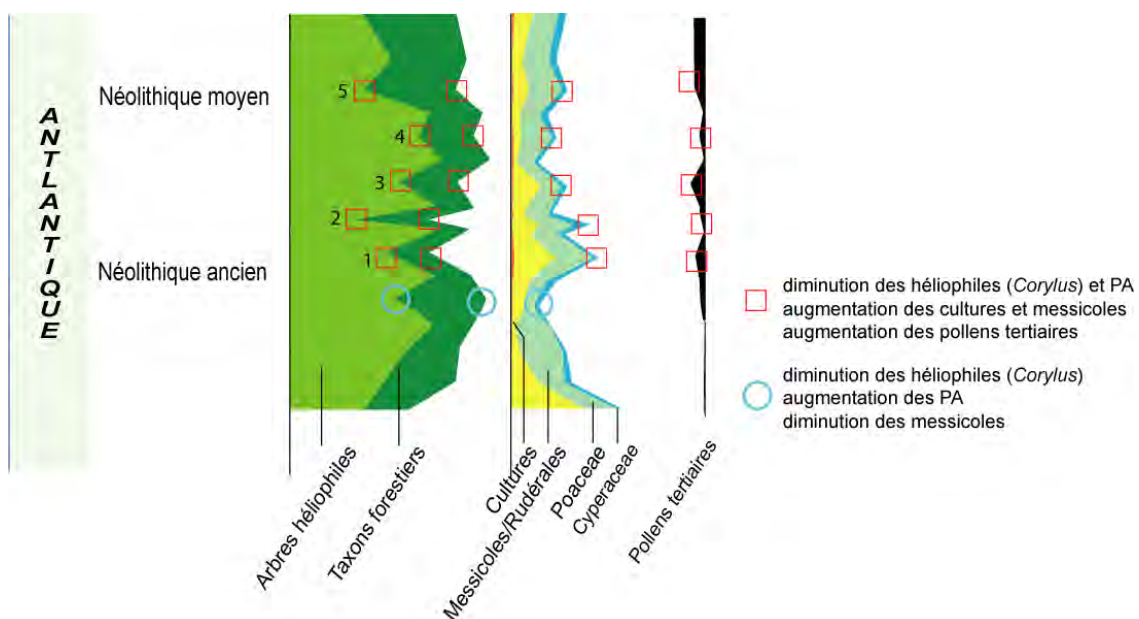


Fig. 14.2 : cinq épisodes de diminution du total des PA, accompagnés de la diminution de *Corylus*, de l'augmentation des cultures, messicoles et rudérales, des Poacées et des pollens tertiaires. Données de J. Argant.

Les microfossiles confirment l'occurrence de phases de **défrichements**, et indiquent **l'utilisation du feu**, également suggérée par la présence de particules organiques marqueur d'incendie dans les laminites. Ceci rappelle la **technique d'abattis-brûlis** décrite par Mazoyer et Roudart (1997).

D'autre part, Mazoyer et Roudart (1997) indiquent qu'au cours du Néolithique, les cultivateurs pratiquaient des ouvertures plutôt réduites dans les forêts, des sortes de petites clairières (comme cela semble avoir été le cas à Sarliève) où les cultures étaient soumises à une rotation. Ceci permettait aux zones défrichées d'être reprises par la végétation. De telles pratiques pourraient-elles être à l'origine de la récurrence des variations du taux de PA au cours de l'Atlantique, pendant le Néolithique Ancien et Moyen ?

Le début du **Subboréal** a révélé une **augmentation des pollens de céréales et d'adventices, ce qui démontre une activité agricole bien marquée** (Fig. 14.1). Cette augmentation est **accompagnée par celle très nette des pollens tertiaires** qui suggèrent une intensification de l'érosion. La hêtraie se développe avec un niveau de PA plutôt stable (entre environ 75 et 90 %), mais la forêt a été à plusieurs reprises l'objet d'une exploitation (PA proche de 60 %) à laquelle correspond une extension des Chénopodiacees et *Plantago*. Ces derniers taxons indiqueraient une **extension des clairières pour le pâturage** (Fig. 8.4 et 8.5 et Tab. 8.4).

A la **transition Subboréal / Subatlantique** s'amorce une diminution nette des PA (de 80 à 30 % environ), parallèle à une augmentation des messicoles, rudérales et Poacées (Fig. 14.1). En revanche les céréales sont restées plutôt discrètes, exprimant une **extension des pâturages et / ou de l'importance des troupeaux**, confirmée par les MFNP.

Au **Subatlantique**, le taux de PA s'est considérablement réduit (< 20% au II^e siècle de l'ère chrétienne) avec une **quasi disparition de la forêt** au début de la période historique. Le taux de PA a ensuite augmenté pour se stabiliser aux alentours de 35 %, en parallèle de l'augmentation de *Pinus*. **Les activités pastorales qui s'étaient poursuivies depuis le Subboréal auraient laissé en partie place aux cultures au Subatlantique récent.**

Les analyses palynologiques, complétées par l'étude des MFNP font apparaître **les premiers impacts des activités humaines sur la végétation à l'Atlantique inférieur**, entre 6330 +/- 50 et 6640 +/- 70 BP, au Néolithique ancien. Dès lors, des modifications de la végétation liées aux actions anthropiques ont été mises en évidence et attestent une **occupation permanente des versants du Marais de Sarliève depuis l'Atlantique inférieur / moyen**. Les palynologues concluent que la pression anthropique a été permanente mais pas toujours très forte. Pendant **l'Atlantique**, les coupes auraient été **limitées à l'ouverture de clairières** exploitées temporairement. Ce serait à partir du **Subboréal** que **l'impact des activités humaines aurait entraîné la réduction générale du manteau forestier**, maximale à l'époque romaine.

Les données archéologiques relatives à l'occupation du bassin de Sarliève par les sociétés humaines, présentées ci-après, viennent compléter les apports de la palynologie quant à l'évolution des activités agricoles depuis le Néolithique ancien.

14.2. Occupation du bassin de Sarliève depuis le Néolithique

Etant donné le riche contexte archéologique révélé dans le secteur de Sarliève depuis le XIX^e siècle, F. Trément de l'Université Blaise Pascal de Clermont-Ferrand, a effectué plusieurs campagnes de prospections systématiques qui ont permis de mieux préciser l'histoire de **l'occupation du bassin par les sociétés humaines**. Ces prospections systématiques ont été effectuées selon une maille de 10 m sur 40 % de la superficie totale du bassin versant (soit 51 % des terrains prospectables). Les zones prospectées couvrent équitablement les différentes unités physiques du bassin (plateaux, versants, vallons, basses terrasses, cuvette). Les contours de sites ont été délimités par GPS. Sur chaque site et indice de site, le mobilier a été ramassé avec un espacement de 2 m entre les prospecteurs. Au total, 123 sites¹, 76 indices de sites² et 20 découvertes isolées³ ont été recensés dans le bassin versant du Marais de Sarliève, calés chronologiquement du Néolithique ancien au Bas Moyen-Age. Cette approche permet d'avoir des données quantifiées et précises sur les variations de l'occupation par période : nombre d'occupations, superficie et altitude des sites. Les résultats présentés ci-après sont illustrés dans la figure 14.1 et 14.3.

14.2.1. Néolithique

Les plus anciens objets ramassés, deux tessons de céramique à pastillage, datent de la fin du **Néolithique ancien** (Néolithique cardial récent ou épiscardial). D'après Trément *et al.* (*ibid*), bien que quantitativement négligeables, ces découvertes sont assez exceptionnelles car les sites connus de cette époque sont rares en Auvergne. Le seul site dont l'occupation pourrait remonter au **Néolithique ancien** dans le bassin de Sarliève n'excède pas 550 m². Il est difficile d'inférer des caractéristiques de l'occupation du bassin à partir des deux tessons.

Les sites, indices et découvertes isolées sont plus nombreux pour le **Néolithique moyen chasséen**, et le **Néolithique récent / final** (Fig. 14.1 c), cependant moins évident à caractériser. Il est impossible de savoir si, pour chacune de ces périodes, ces implantations ont été occupées concurremment ou successivement.

Les superficies moyennes des concentrations du mobilier du **Néolithique moyen** et **récent / final** atteignent respectivement 8600 et 5066 m². La superficie des sites est plus étendue au Néolithique moyen qu'au Néolithique ancien (Fig. 14.1 d). Au **Néolithique moyen** les implantations se localisent préférentiellement sur les versants et les piémonts du Plateau de Gergovie à l'ouest, et des Puys d'Anzelle et de Bane à l'est. Le sommet du Plateau de Gergovie est également occupé. Enfin, quelques établissements sont présents sur les zones basses du bassin : cône de l'Artière et terrasse orientale, et au delà de l'exutoire du marais⁴. L'altitude moyenne des implantations est de 412 m. Elles sont réparties dans

¹ Un **site** est défini comme une concentration de mobilier précisément délimitée dans l'espace et cohérente d'un point de vue chronologique, attestant une ou plusieurs occupations en un point donné.

² Un **indice de site** est défini comme site potentiel, insuffisamment caractérisé du point de vue spatial, pour des motifs taphonomiques (érosion, recouvrement, état du couvert végétal).

³ Les **découvertes isolées** sont des objets remarquables recueillis hors de tout contexte.

⁴ Bien qu'ils se situent à l'extérieur du bassin versant du marais, leur toute proximité renseigne malgré tout sur les modalités d'occupation du bassin.

différentes classes d'altitudes : 35 % entre 400 et 500 m ; 35 % entre 350 et 400 m ; 24 % à moins de 350 m. **Les implantations se situent systématiquement sur les replats et terrains moins pentus sur piémonts et plateaux** (Fig. 14.1 d et 14.3 a).

Le nombre de sites cumulés par période est moins élevé au **Néolithique récent / final** (Fig. 14.1 c et d), même si 3 nouveaux sites sont apparus. Toutefois, lorsque l'on rapporte ce nombre à la durée de la période, on remarque une grande continuité entre Néolithique moyen et récent / final. D'autre part, on constate la **disparition des sites dans les zones basses**, ce qui se traduit par une élévation de l'altitude moyenne des implantations à 427 m (Fig. 14.1 e) : augmentation des classes 350 – 400 m et 400 – 500 m, et **disparition de la classe inférieure à 350 m**.

14.2.2. Âge du Bronze

L'Âge du Bronze, en particulier le Bronze ancien, est globalement bien représenté dans le bassin du Marais de Sarliève.

Le peuplement du **Bronze ancien** est relativement dense (Fig. 14.1 c et Fig. 14.3 b) et la superficie des sites est plus élevée qu'auparavant (Fig. 14.1 d). Le schéma d'occupation du sol est très proche de celui qui prévaut au Néolithique récent / final : l'essentiel des **implantations** se regroupe sur les **replats des versants de Gergovie, sur les pentes du Puy d'Anzelle et sur les piémonts**. Des indices de sites sont situés au niveau de **la zone d'exutoire**, déjà fréquentée au Néolithique moyen. En revanche l'habitat continue de désertifier les terres les plus basses : en périphérie de la dépression lacustre, aucun site n'est implanté à moins de 350 m d'altitude, et l'altitude moyenne des implantations est de 411 m (Fig. 14.1 e).

Le **Bronze moyen** est moins bien représenté dans le bassin (Fig. 14.1 c), et la superficie des sites, moyenne et totale, est plus faible qu'au Bronze ancien (Fig. 14.1 d). La localisation de ces implantations suggère que les **zones basses et les piémonts sont entièrement désertés** : aucun site n'est attesté en dessous de 370 m d'altitude, 60 % des sites sont implantés entre 370 et 400 m et 40 % entre 400 et 500 m, soit une altitude moyenne de 419 m (Fig. 14.1 e).

Le **Bronze final**, dont les sites sont souvent difficiles à dater précisément à partir du mobilier, est un peu mieux représenté que le Bronze moyen. Les superficies moyenne et totale sont plus élevées (Fig. 14.1 c et d). Toutefois, la superficie moyenne des établissements (environ 4600 m²) est inférieure à celle du Néolithique et du Bronze ancien. Outre la **densification apparente du peuplement**, on note pour la première fois une **occupation à une cote inférieure à 350 m**, à l'intérieur de la surface actuelle du maximum d'extension lacustre (nécropole tumulaire). Comme aux périodes précédentes, la majorité des établissements se localise sur les **versants du Plateau de Gergovie, des Puys d'Anzelle et de Bane** ; 60 % d'entre eux sont implantés entre 400 et 500 m d'altitude, l'altitude moyenne des implantations est de 418 m (Fig. 14.1 e).

14.2.3. Âge du Fer

a. Premier Âge du Fer : Hallstatt ancien, moyen et final

Le premier Age du Fer se caractérise par une densification de l'occupation (Fig. 14.1 c et d) et la superficie moyenne des implantations est de 5700 m² environ. Dans le prolongement des périodes précédentes, la grande majorité des implantations est établie sur les **versants et les piémonts**. Toutefois le sommet du Plateau de Gergovie et les replats de haut de versant ne sont plus occupés au **Hallstatt ancien**. D'autre part deux sites se positionnent à proximité de la bordure du marais (Fig. 14.1 e). L'altitude moyenne des sites est de 427 m. La période du **Hallstatt final** est très mal documentée à Sarliève comme dans le reste de l'Auvergne où il semble qu'une désaffectation des plaines ait marqué le VI^e siècle avant JC. Aucune interprétation ne peut être proposée avec les données actuelles.

b. Deuxième Age du Fer : La Tène ancienne, moyenne et finale

Le deuxième Age du Fer est marqué par une forte augmentation du nombre des sites et de leur superficie totale (Fig. 14.1 c et d), situés à une altitude moyenne de 402 m (Fig. 14.1 e). Cette période correspond à une évolution majeure dans l'histoire de l'occupation du bassin, qui se manifeste par une pression croissante sur les terres (Trément *et al.*, *ibid*).

Les établissements de la **Tène ancienne** ont une superficie moyenne assez élevée (10700 m²) et sont **implantés à une altitude qui n'a jamais été aussi basse** (387 m). Il apparaît d'autre part que cette période a été marquée par un déficit dans l'occupation globale du bassin. Plusieurs emplacements s'inscrivent dans le choix d'implantation du Premier Age du Fer, et de nouveaux sites se sont implantés à proximité de la dépression lacustre. Celles-ci s'alignent le long de la terrasse orientale du marais.

Le paysage varie peu à la **Tène moyenne** : on constate les mêmes **implantations en bas de versants et en plaine**, l'occupation de certains des établissements devenant pérenne. La superficie moyenne des sites est élevée, mais la moitié d'entre eux ont cependant une surface inférieure à 5000 m².

La **Tène finale** (Fig. 14.3 c) est affectée par une très forte densification de l'habitat (Fig. 14.1 c), et d'après Trément *et al.* (*ibid*), cette période marque une véritable rupture dans l'occupation du bassin de Sarliève. La superficie moyenne des implantations est de 6300 m² environ (Fig. 14.1 d), mais une hiérarchisation par taille de l'habitat se dessine alors. L'occupation de la bordure du marais s'inscrit dans la continuité de l'évolution amorcée durant La Tène ancienne et moyenne. De nouveaux établissements s'installent à une cote inférieure à 350 m, alignés le long de la bordure est du marais, au niveau de la terrasse alluviale. La zone de l'exutoire est également densément occupée. Parallèlement, une densification relative de l'occupation sur les versants et les plateaux périphériques s'observe. L'habitat se **répartit de manière équilibrée entre les différentes unités physiques** : plateaux, versants, piémonts, vallons, et bordure du marais (Fig. 14.1 e). Ceci accompagne une intensification de l'exploitation du milieu. En revanche au I^{er} siècle avant JC, les sites sont **localisés préférentiellement dans les zones les plus basses** (53 % implantés à une cote inférieure à 350 m).

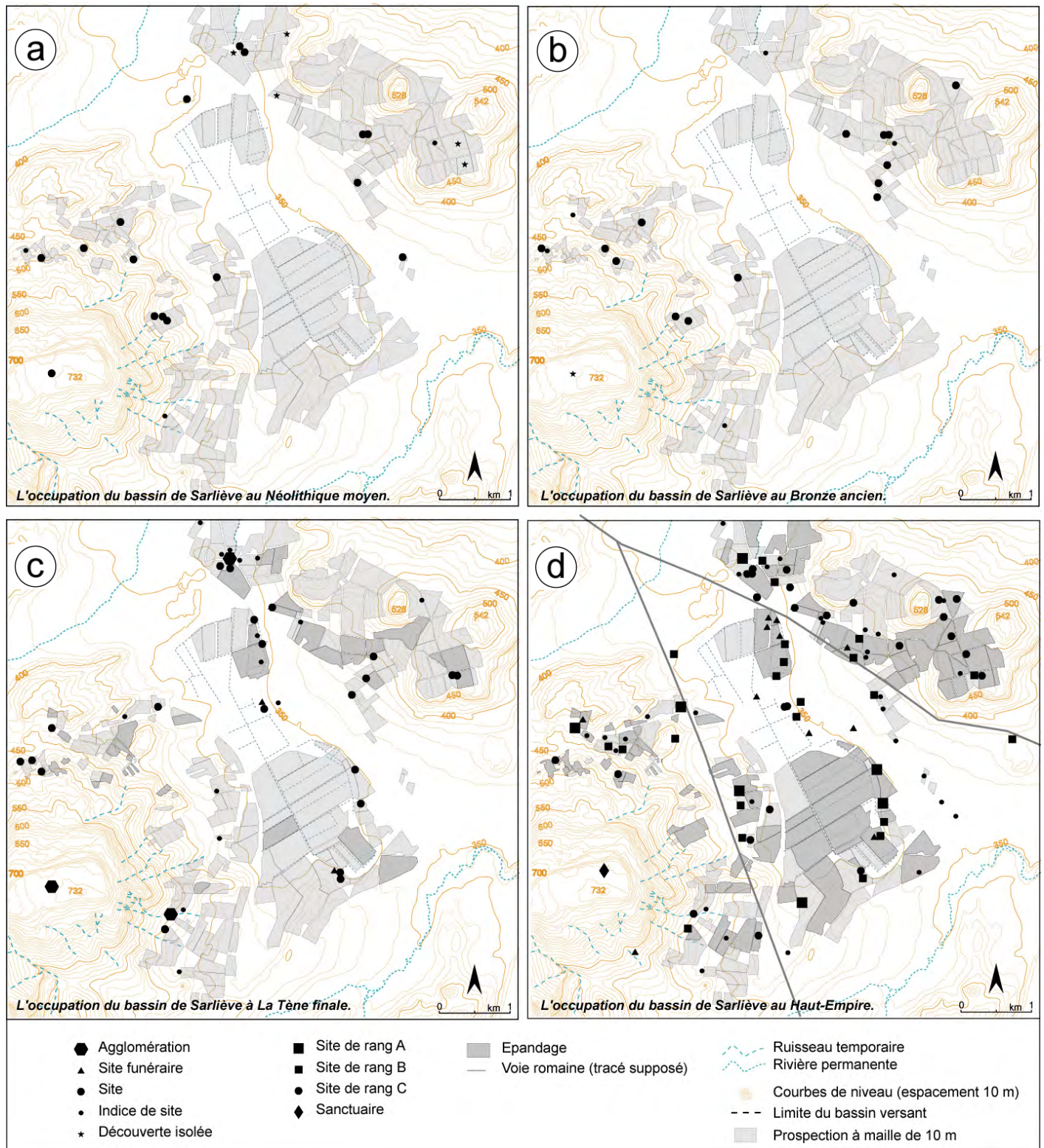


Fig. 14.3 : exemples de cartes d'occupation du bassin de Sarliève depuis le Néolithique. Ces données spatialisées sont issues des prospections systématiques archéologiques dirigées par F.Trément (Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand) ; a) occupation au Néolithique moyen, b) occupation au Bronze ancien, c) occupation à La Tène Finale et d) occupation au Haut-Empire. Cartes de Trément et al. (soumis).

14.2.4. Haut Empire

L'occupation du bassin au **Haut Empire** s'inscrit dans la continuité de La Tène finale. Toutefois la densité des habitats et leur superficie totale, sont nettement supérieures à celle de l'Age du Fer (Fig. 14.1 c et Fig. 14.3 d), alors que la superficie moyenne des sites est légèrement inférieure (environ 5000 m²). L'altitude moyenne des sites est particulièrement faible, à 390 m : 40 % des sites sont installés à moins de 350 m d'altitude, 30 % entre 350 et 400 m, 28 % entre 400 et 500 m (Fig. 14.1 e).

Plusieurs types d'habitats se rencontrent (Fig. 14.3 d) : *types A*, de superficie moyenne élevée, situés à des altitudes assez basses (360 m en moyenne), ils seraient des centres de vastes exploitations domaniales ; *types B*, établissements de taille nettement plus réduite, principalement situés en bordure du marais, à une cote moyenne de 377 m, ils correspondraient à des exploitations agricoles ou des bâtiments annexes des établissements de type A ; *types C*, de superficie moyenne très modeste, à une altitude moyenne de 403 m, dispersés dans tout le bassin, aussi bien dans les parties basses que sur les sommets des Puits de Bane et d'Anzelle, ils correspondraient à des fermes modestes ou des annexes agricoles. En outre, des sites funéraires ont été découverts soit à proximité ou en périphérie des habitations, soit dans des zones « insalubres ». Des sites ont été trouvés à l'intérieur de l'extension maximale lacustre, en « plein cœur » du marais.

14.2.5. Bas Empire

Le **Bas Empire** est marqué par une réduction du nombre de sites (Fig. 14.1 c) dont la superficie moyenne est plus élevée (Fig. 14.1 d). L'habitat se resserre autour des établissements plus importants. La majorité des sites se localise dans les zones basses : piémonts, bordure et zone d'exutoire du marais. Leur altitude moyenne, relativement faible, atteint 383 m. Les sites sont répartis de façon assez homogène entre 350 et 500 m (Fig. 14.1 e).

14.2.6. Moyen Age

Le Moyen Age est marqué par une diminution du nombre de sites et de leur surface totale, même si la superficie moyenne des implantations a fortement augmenté depuis le Bas Empire (Fig. 14.1 c et d). Le **Haut Moyen Age** est accompagné par la permanence de l'habitat dispersé, localisé de préférence dans les zones basses : l'altitude moyenne des sites est de 351 m, ce qui n'avait encore jamais été si bas (Fig. 14.1 e). Les établissements sont situés à des cotes inférieure à 400 m. Ils se localisent sur la bordure du marais et à proximité de son exutoire. La quantité de sites, leurs superficies moyenne et totale diminuent au **Bas Moyen Age** (Fig. 14.1 c et d). Les sites sont pour partie implantés entre 400 et 500 m, mais l'essentiel se situe aux basses altitudes du bassin (Fig. 14.1 e).

RESUME DU CHAPITRE 14

Au début de l'Holocène (jusqu'au début de l'Atlantique). Il n'y a pas de traces des sociétés humaines sur la dynamique végétale, alors uniquement contrôlée par le climat (réchauffement postglaciaire accompagné d'une aridité prononcée). En parallèle, il n'y a pas de présence visible sur les versants de sociétés humaines.

Pendant l'Atlantique

Au **Néolithique ancien**, alors que l'occupation des versants par les sociétés humaines est démontrée par l'archéologie (un seul site trouvé), les premières cultures de céréales sont attestées par la présence de pollens de céréales. Dès lors les indices de développement des pâturages sont perceptibles. Au cours de cette période, les activités des agriculteurs semblent marquées par des coupes répétées dans la forêt qui entraînent des diminutions récurrentes des PA dans le cortège pollinique.

Au début du **Néolithique moyen**, les céréales sont toujours cultivées par les agriculteurs. Des coupes dans la forêt sont toujours perceptibles, tandis que l'occupation des versants se fait plus dense. Les implantations sont localisées sur les différentes classes d'altitude du bassin, avec un attrait marqué pour les replats et les terrains moins pentus des versants.

Pendant le Subboréal

Le **Néolithique récent/final** est marqué par une augmentation des pollens de céréales et adventices, accompagnée par un pic très net de pollens tertiaires. Les activités agricoles sont bien développées. L'occupation des versants est également attestée par l'archéologie : le nombre de sites est peu différent du Néolithique moyen, mais ils ne sont plus sur les zones les plus basses.

Le **Bronze ancien** est marqué par une diminution assez nette de la forêt accompagnée d'un fort pic des messicoles, rudérales et Poacées, témoignant de cultures et de l'élevage bien développés. L'archéologie a mis en évidence une occupation assez dense du bassin par des populations qui ont préféré s'implanter sur les replats des versants de Gergovie et sur les pentes du Puy d'Anzelle, désertant les terres plus basses.

Le **Bronze moyen** semble subcontemporain d'une phase de coupe importante de la forêt, alors que l'occupation des versants est moins dense qu'auparavant. Les implantations ont entièrement déserté les zones basses.

Au **Bronze final** l'occupation des versants s'est densifiée (comme au Bronze ancien) avec des implantations qui se rapprochent des zones les plus basses du marais. Cet épisode est contemporain de la très forte diminution du taux de PA, en parallèle à une extension des pâturages et / ou des troupeaux.

Pendant le Subatlantique

Le **premier Age de Fer (Hallstatt)** s'inscrit, du point de vue de la végétation, mais également de l'occupation des versants, dans la continuité du Bronze final : forte diminution des PA, signe d'un déboisement intense des versants, augmentation des signes d'extension des pâturages, et densification de l'occupation. La majorité des implantations se situe sur les versants et les piémonts.

Le **deuxième Age de Fer (La Tène ancienne à finale)** est marqué par une très forte augmentation du nombre et de la surface totale des sites. L'épisode est contemporain d'un assèchement du lac, au cours duquel s'est intensifié le déboisement des versants. Des sites se sont implantés à des altitudes très basses, préférentiellement le long de la terrasse orientale (à proximité, voire à l'intérieur de la limite d'extension maximale lacustre), et se sont cependant répartis de manière équilibrée entre les différentes unités physiques à La Tène finale.

Le **Haut Empire**, contemporain de l'émersion de la cuvette lacustre, s'inscrit dans la continuité de l'Age du Fer : déboisement et occupation des versants encore plus intense, les implantations étant plus proches des classes d'altitudes les plus basses du bassin de Sarliève. A noter la présence d'un site funéraire au « cœur du marais ».

Le **Bas Empire** est apparemment synchrone d'une remise en eau de la dépression lacustre. Alors que l'occupation des versants est plus réduite qu'au Haut Empire : la forêt a quasiment disparu, et les messicoles, rudérales et Poacées sont très abondantes, attestant des activités agricoles marquées, et surtout des pâturages étendus.

Le **Moyen Age** montre une nouvelle diminution apparente de l'occupation des versants. Les habitats dispersés, en nombre plus réduits mais à surface moyenne accrue, sont localisés de préférence dans les zones basses, alors que la céréaliculture s'est nettement intensifiée sur les versants.

L'évolution environnementale dans le bassin de Sarliève ainsi définie peut maintenant être comparée à la production de sédiments, solide et dissoute, calculée dans le chapitre 13.

Chapitre 15. – Relations entre évolution des paléoenvironnements et production sédimentaire

La production de sédiments a varié pendant le Tardiglaciaire et l'Holocène. Les paramètres naturels et anthropiques ont évolué au cours de cette période. L'objectif de ce dernier chapitre est de rechercher les relations entre les données paléoenvironnementales (climat, occupation des versants et végétation) et la nature (solide ou dissoute) et l'intensité de la production sédimentaire aux différentes périodes archivées dans les sédiments.

Pour mieux comprendre les variations de production de matière, les valeurs calculées à Sarliève ont été, dans un premier temps, comparées aux données globales de la littérature, mesurées pour des périodes récentes (Subatlantique, mais surtout subactuel et actuel). Le lien entre l'évolution tardiglaciaire et holocène des productions solide et dissoute et les paramètres environnementaux dans le bassin de Sarliève est discuté dans un second temps. Enfin, les informations sur les interactions « production de sédiments – milieu naturel – sociétés humaines » obtenues dans le bassin de Sarliève seront comparées à celles issues de bassins pour lesquels une démarche équivalente à celle entreprise à Sarliève.

15.1. Comparaison aux données de production de matière à l'échelle globale

Les valeurs extrêmes de productions sédimentaires estimées à l'Holocène, dans le bassin de Sarliève, correspondant au Préboréal et au Subatlantique, ont été comparées aux valeurs estimées sur des périodes récentes pour différents contextes de climat, lithologie et relief sur le globe terrestre (Fig. 15.1). Etant donné la difficulté de distinguer production solide (Ps) et production dissoute (Pd), et l'incertitude sur cette dernière souvent sous-évaluée d'après les stocks, les données de Sarliève ont d'abord été comparées aux données de production totale (Fig. 15.1 a). Les valeurs de Pd estimées à Sarliève ont aussi été comparées aux données de Pd subactuelles à actuelles (Fig. 15.1 b).

Production sédimentaire totale

Les productions sédimentaires totales estimées à Sarliève (de $8 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$, la plus faible au cours Préboréal, à $240 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$ la plus forte au Subatlantique), sont comprises dans la gamme de valeurs estimées pour les périodes récentes (Fig. 15.1 a). Les productions extrêmes au Préboréal et au Subatlantique à Sarliève se trouvent dans la même gamme de variation que les valeurs obtenues sur le subactuel à partir de réservoirs artificiels dans des petits bassins écossais et anglais (en contexte à dominante silicatée), de faible altitude (Duck et McManus, 1990 et Owens, 1990) et de climat tempéré humide. Les valeurs sont naturellement bien inférieures à celles mesurées dans des badlands où les matériaux sont très érodables, et les pentes fortes.

La production sédimentaire au Préboréal à Sarliève est du même ordre de grandeur que la valeur moyenne subactuelle calculée par Corbel (1959) pour l'ensemble du bassin de la Loire ($3 \text{ m}^3 \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{an}^{-1}$ soit environ $3 \text{ à } 6 \text{ t} \cdot \text{km}^{-2} \cdot \text{an}^{-1}$ au maximum). P au Subatlantique, qui est assez proche de celle estimée pour la même période à Chambon (en montagne cristalline), est en revanche 40 à 80 fois supérieure à celle du bassin de la Loire.

La comparaison des valeurs de P à l'Holocène à Sarliève aux valeurs actuelles moyennes observées sur l'ensemble du globe en domaine **calcaire** et sous **climat tempéré** (données issues de Campy et Macaire, 2003, Fig. 15.1) montre qu'au Préboréal, P a été assez faible à Sarliève. A l'inverse, au Subatlantique à Sarliève, P est similaire aux valeurs maximales trouvées pour des lithologies calcaires, mais est nettement plus élevée que les valeurs obtenues en milieu tempéré.

Ces observations mettent en relief la forte variabilité de la production sédimentaire au cours de l'Holocène dans le bassin de Sarliève, relativement aux valeurs généralement admises pour l'actuel dans des contextes similaires.

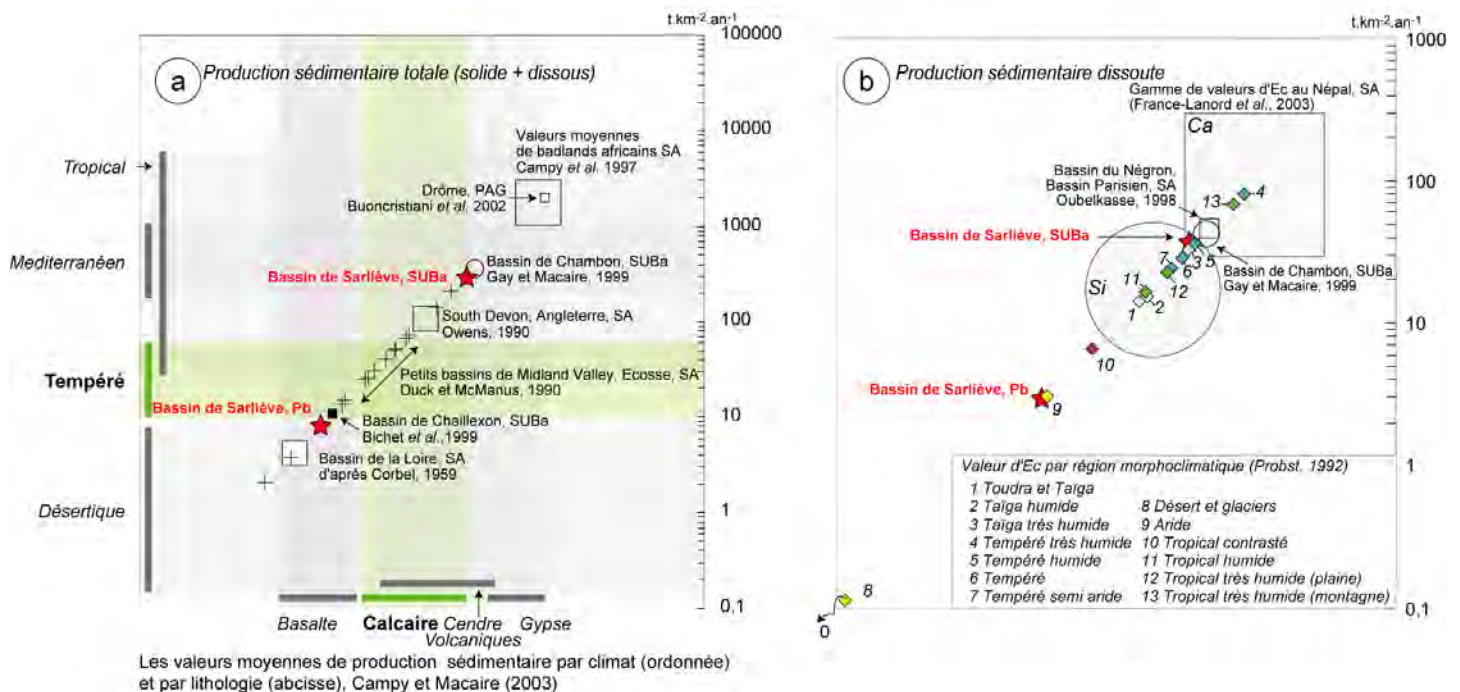


Fig. 15.1 : comparaison des données de production sédimentaire calculée à Sarliève au début de l'Holocène (Préboréal, Pb) et au Subatlantique (SUBa) avec des données globales récentes (Petit Age Glaciaire, PAG ; à subactuelle et actuelle, SA) ; a) production sédimentaire totale ; b) production sédimentaire dissoute (Ca, carbonates ; Si, silicates ; Ec, érosion chimique). Abscisse et ordonnées

Production sédimentaire dissoute

Les valeurs estimées à Sarliève de Pd au début, et à la fin de l'Holocène (probablement la plus sous-estimée), sont elles aussi comprises dans la gamme de valeurs estimées sur l'actuel. Toutefois, la valeur de Pd du Préboréal est faible en comparaison des données actuelles de climats tempérés Probst (1992) et de lithologie carbonatée (France-Lanord et al., 2003). Cette valeur au Préboréal, est voisine de celles mesurées en contexte aride (Fig. 15.1 b), ce qui est plutôt en accord avec le contexte sédimentaire évaporitique montré pour cette période. La Pd au Subatlantique, probablement largement sous évaluée, entre dans la

large gamme de valeurs d'érosion chimique actuelle mesurées en contexte carbonaté et milieu tempéré humide.

15.2. Evolution de la production de matière au Tardiglaciaire et à l'Holocène dans le bassin de Sarliève en relation avec les paléoenvironnements

D'après l'enregistrement sédimentaire et la production sédimentaire qui en est déduite, le fonctionnement du géosystème a été découpé en sept phases principales, indiquées sur la figure 15.2, et correspondant aux chronozones précisées ci-dessous.

Phase I : Dryas ancien et début du Bölling / Alleröd.

Phase II : Bölling / Alleröd et Dryas récent.

Phase III : Préboréal, Boréal et début Atlantique.

Phase IV : Atlantique moyen à supérieur.

Phase V : Subboréal début Subatlantique.

Phase VI : Subatlantique (La Tène et Haut Empire).

Phase VII : Subatlantique (Bas Empire à assèchement au XVII^e siècle).

La figure 15.2 met en parallèle les données paléoenvironnementales : climat (température, humidité), végétation, et impacts perceptibles des sociétés d'agriculteurs, et occupation des versants, avec l'évolution de la production sédimentaire solide (Ps) et dissoute (Pd).

15.2.1. Phase I : Dryas ancien début du Bölling

Au Dryas ancien (Fig. 15.2), malgré le réchauffement postglaciaire, le climat est encore sévère. La production moyenne de sédiments sur les versants du bassin de Sarliève, déduite des unités 2L1 / 2L2, est relativement faible ($28 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$) et surtout détritique ($20 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$). Malgré la persistance d'une rigueur climatique, une végétation de type steppique a pu se développer sur les versants, permettant de les stabiliser, limitant l'érosion et favorisant les prémices d'une pédogenèse. Les humains chasseurs - cueilleurs qui ont pu être présents dans le bassin à cette période, n'avaient pas encore domestiqué le milieu : leur impact sur le paysage est alors négligeable.

L'interprétation de la dynamique de versants ne peut toutefois être guère plus avancée étant donné le manque de données paléoenvironnementales sur cette période, et l'incertitude qui réside sur la date de stockage des sédiments les plus anciens.

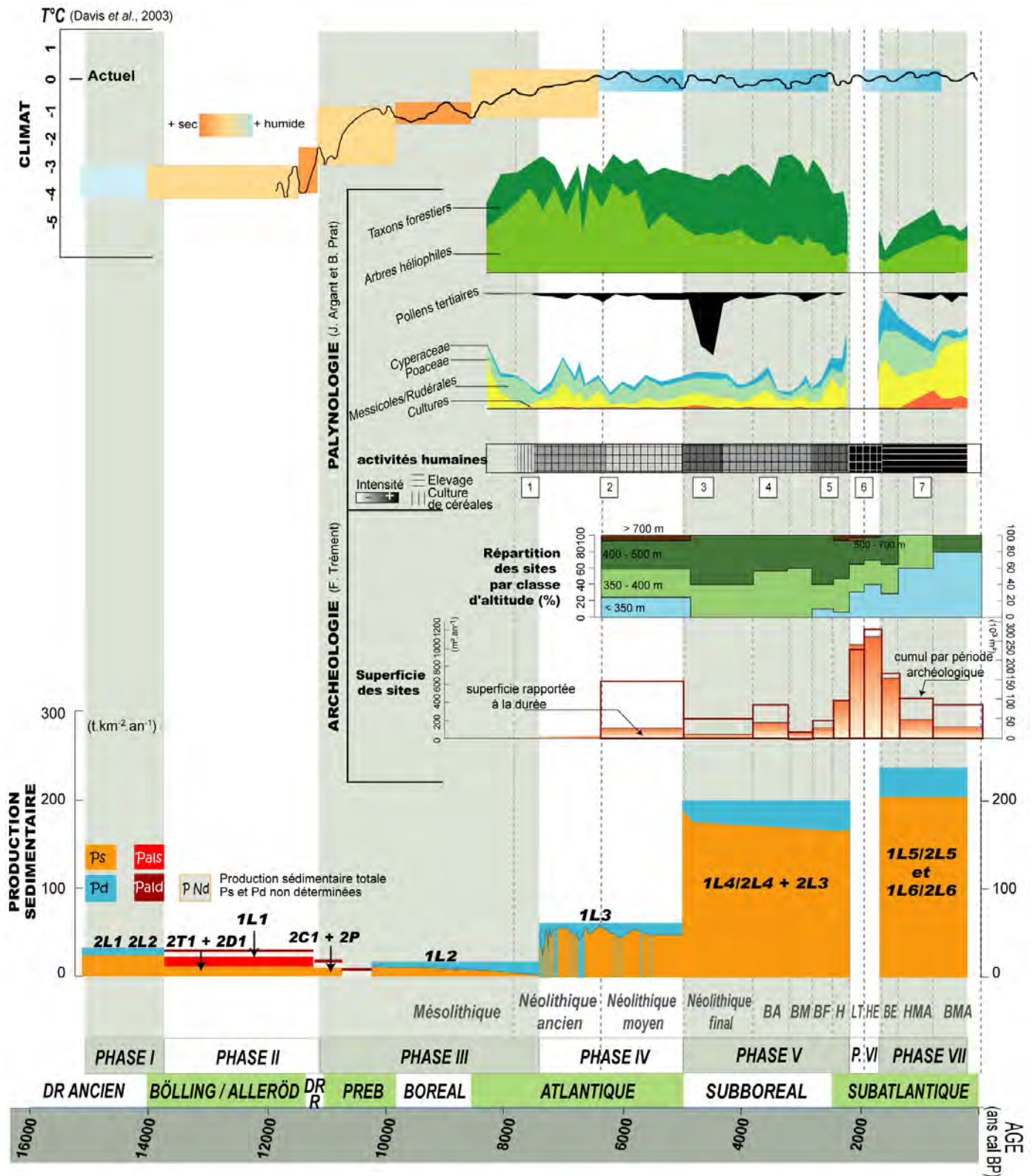


Fig. 15.2 : relations entre l'évolution des paléoenvironnements depuis le Tardiglaciaire , climat, végétation, occupation des versants (archéologie) et l'évolution de la production sédimentaire solide et dissoute dans le bassin du Marais de Sarliève (BA, Bronze ancien ; BM, Bronze moyen ; BF, Bronze final ; H, Hallstatt ; LT, La Tène ; HE, Haut Empire ; BE, Bas Empire ; HMA, Haut Moyen Age ; BMA, Bas Moyen Age ; DR, Dryas ; R, récent ; PREB, Préboréal).

15.2.2. Phase II : Bölling-Alleröd et Dryas récent

A cette période, la nature des matériaux produits par les versants a été très différente relativement à la période précédente. Au début du Bölling, la couche de téphra trachyandésitique CF1 a recouvert le bassin de Sarliève (épaisseur estimée à 18,5 mm en moyenne sur l'ensemble du bassin versant), modifiant de façon temporaire la nature minéralogique et géochimique de la surface des versants. En réponse à ce forçage externe, au Bölling / Alleröd, la production sédimentaire a correspondu pour près de la moitié à des matériaux silicatés allochtones au bassin : le delta 2D1 est alimenté en partie par les particules issues de ce téphra (production solide allochtone : P_{sal}), et l'unité 1L1 est alimentée par la précipitation de matériaux issus de la dissolution de ce téphra (production dissoute allochtone : P_{dal}). La production totale est toujours peu élevée à environ $30 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$ (Fig. 15.2). Cet interstade tardiglaciaire accompagné par le réchauffement du climat, devait être propice au développement de la pédogenèse et de la végétation, ayant pour effet une bonne protection des versants vis à vis de l'érosion mécanique. Toutefois, on peut se demander si la retombée du téphra n'a pas entraîné une augmentation temporaire de P , en apportant des matériaux meubles et solubles, non maintenus par la végétation. D'autre part, le téphra a peut être temporairement perturbé une partie de la végétation (de type steppique probablement) en place au moment de la retombée. Cependant, cet effet a dû être très bref.

Il semble, d'autre part, que l'érosion en rigole a pu jouer un rôle important dans la dynamique érosive au cours de cet intervalle, comme l'illustre la mise en place du delta 2D1 au débouché de zones de concentration des écoulements. La végétation boisée qui aurait commencé à s'y développer, aurait pu favoriser une meilleure protection des sols vis à vis de l'érosion en nappe.

Enfin, le brusque coup de froid du Dryas récent n'a pas pu être isolé d'après les stocks sédimentaires à Sarliève où aucune modification dans l'intensité de la production de sédiments n'apparaît clairement.

15.2.3. Phase III : Préboréal, Boréal et début de l'Atlantique

La production de sédiments par les versants est la plus réduite de l'ensemble de l'histoire du Marais de Sarliève. Au début du Préboréal la production est estimée à $14 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$ (2C1 et 1L1), puis elle atteint son minimum, avec $8 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$ (P calculée à partir de 1L1). Elle est encore constituée d'une part allochtone dissoute issue du téphra. A la fin du Préboréal, la production calculée à partir de 1L2, augmente pour atteindre $13 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$. Il est dès lors remarquable que P_d , probablement assez bien piégée dans la cuvette alors endoréique, augmente régulièrement du Préboréal au début de l'Atlantique (de 5 à $11,5 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$), au détriment de P_s . Cette évolution est contemporaine d'une augmentation de température (très marquée au cours du Préboréal, plus douce ensuite) (Fig. 15.2). Il semble d'autre part que le climat ait été plutôt sec, en particulier au cours du Boréal. En outre, au regard des données de distribution subactuelle des précipitations (Fig. 3.3), l'assèchement connu régionalement a dû être encore plus marqué dans le secteur de Sarliève. Ce réchauffement aurait permis le développement d'une couverture végétale arborée sur les versants du marais, surtout constituée de pins, accompagnés d'abondantes Chénopodiacées comme le montre le diagramme pollinique de Gachon (Fig. 8.4). Les effets du développement de la couverture végétale auraient été : une protection accrue des versants vis à vis des processus mécaniques de l'érosion hydrique, par

ailleurs limitée en raison d'un certain déficit hydrique. En effet, comme précisé au paragraphe 1.2.3., les précipitations (hors contexte anthropisé) semblent être le facteur principal de variation de l'érosion mécanique et chimique. En parallèle, le développement de la pédogenèse peut expliquer l'intensification de l'érosion chimique du substrat carbonaté : la Ps très faible et l'accroissement de la Pd mesurée au cours de cette phase serait une conséquence du **développement des sols sous couvert végétal** sur les versants de la fin du Préboréal au début de l'Atlantique.

Ainsi, dans le bassin de Sarliève, au Tardiglaciaire et au début de l'Holocène jusqu'à l'Atlantique inférieur / moyen (phases I à III), les variations de l'intensité et de la nature de la production de sédiments sont essentiellement conditionnées par le climat et son impact sur le développement de la végétation et des sols, et dans une moindre mesure et de façon temporaire, par l'activité volcanique régionale.

A la transition phase III / phase IV (début de l'Atlantique), alors que la production dissoute est quasi exclusive, sont apparus les premiers **sites du Néolithique ancien et pollens de céréales cultivées** attestant la **sédentarisation des premiers agriculteurs dans le bassin de Sarliève**.

15.2.4. Phase IV : Atlantique moyen à supérieur

Cette phase qui couvre l'essentiel du Néolithique ancien et le Néolithique moyen, est marquée par la **première forte augmentation de la production de sédiments** (calculée à partir de l'unité 1L3) : elle atteint $61 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$ (multiplication de près **d'un facteur 5**). C'est surtout **la production solide** qui s'est accrue (23 à $58 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$, soit 15 et 40 fois plus qu'à la fin de la phase III) ; elle est, dès lors, plus élevée que la production dissoute (Fig. 15.1), probablement encore assez bien stockée. Une augmentation temporaire de la production dissoute (et diminution de Ps ?) s'observe de façon récurrente jusqu'au Subboréal ; ces phases sont plus rapprochées et intenses au cours du Néolithique ancien. **Il est donc manifeste que les processus érosifs sur les versants, et leur intensité, ont changé au passage à la phase IV.**

Quels peuvent être les paramètres à l'origine de ces modifications ? Si, au cours des phases précédentes, les variations de P ont été contrôlées par le climat, la question des impacts respectifs et / ou conjugués des variations du climat et des activités humaines se pose à partir de la phase IV durant laquelle les agriculteurs se sont implantés de façon apparemment pérenne dans le bassin de Sarliève.

Les coupes dans la forêt semblent être plus fréquentes et marquées au Néolithique ancien, pourtant apparemment moins densément peuplé si l'on considère les données archéologiques. En outre, l'Atlantique est connu pour être « l'optimum climatique » holocène. Cependant au Néolithique ancien la température semble ne pas avoir encore atteint l'optimum du Néolithique moyen, période en revanche plus humide à l'échelle régionale (Fig. 15.1). Les facteurs « anthropisation » et climat sont tous deux différents de ceux de la phase précédente à production nettement plus faible, et ont évolué au cours de la phase IV, ce qui rend la distinction de leurs effets respectifs sur l'érosion bien délicate à mettre en évidence.

Un parallèle se dessine cependant entre la **répétition « coupes / reprise de la forêt »** et celle **d'épisodes « d'augmentation / diminution de Ps »** sur les versants, tous deux plus fréquents au

Néolithique ancien. Ce parallèle peut s'observer sur les photos de la figure 15.3, qui permettent d'appréhender plus finement les correspondances entre faciès sédimentaires et contenu pollinique de SARL2B. Malgré la médiocre définition des images, il apparaît de façon systématique¹ que les passées d'augmentation des PA et des pollens de *Corylus* (notées a à f sur la figure 15.3) précèdent immédiatement des faisceaux de lamines ; les sédiments des passées notées 1, 2 et 5 sur les Fig. 15.2 et 15.3, moins riches en PA, sont des silts argileux homogènes très sombres (interlamines). La relation faciès / contenu pollinique est en revanche plus difficile à expliquer pour les sédiments situés aux niveaux 3 et 4 : les sédiments sont plus clairs, mais il est difficile de préciser s'il s'agit de lits de silts argileux homogènes plus clairs ou de faisceaux de lamines.

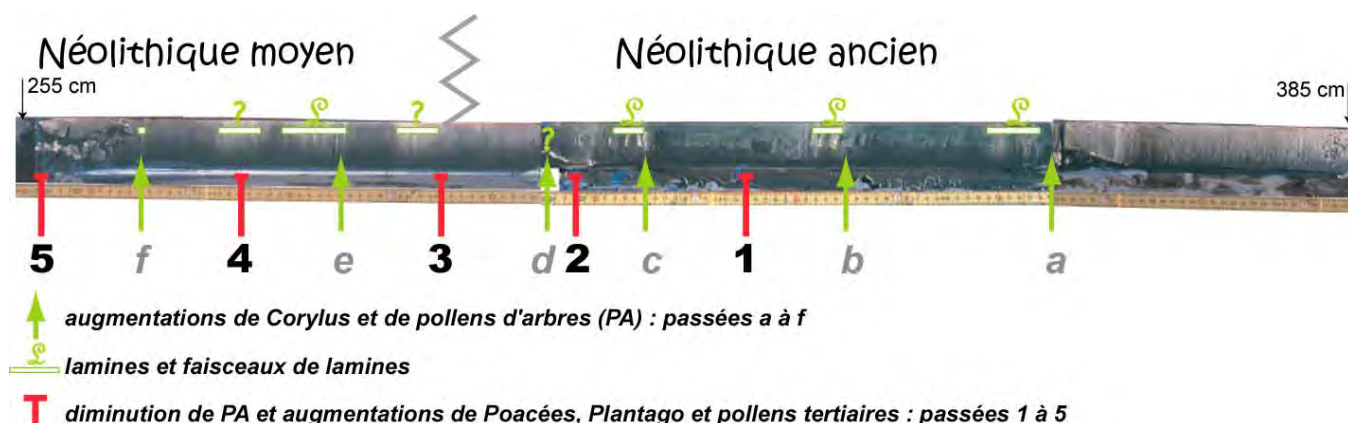


Fig. 15.3 : relation entre lithologie fine et palynologie de l'unité 1L3 de SARL2B (déposée pendant le Néolithique ancien et le Néolithique moyen) d'après la photo des sédiments de la carotte SARL2B utilisés pour l'analyse pollinique réalisée par J. Argant. Les augmentations de *Corylus* et PA, les diminutions de PA, augmentation de Poacées, *Plantago* et pollens tertiaires ainsi que les faisceaux de lamines sont positionnés sur la carotte. (montage à partir des photos de J. Argant).

Ainsi, au cours des épisodes qui ont juste précédé la précipitation des lamines carbonatées, expression d'une augmentation de Pd pénécontemporaine, les versants, partiellement défrichés auparavant, auraient été recolonisés par une végétation arbustive (poussée de *Corylus*) ; la surface mieux protégée par la végétation aurait connu une reprise ou une intensification de la pédogenèse. Il en aurait résulté une diminution de la production sédimentaire, alors surtout exprimée sous forme dissoute. En outre, il est possible que le développement de la couverture arbustive ait augmenté l'évapotranspiration dans le bassin, et ainsi réduit le ruissellement superficiel et donc l'érosion. Cette intensification du déficit hydrique pourrait avoir contribué au fort confinement qui régnait dans la cuvette au moment de l'authigenèse de la dolomite formant les lamines. A l'inverse, la mise en place des silts argileux sombres « interlamines » traduit une augmentation de Ps marquée en outre par la recrudescence des pollens tertiaires (épisodes 1 et 2 au cours du Néolithique ancien, Fig. 15.3). Ces silts interlamines seraient liés à des coupes dans la forêt, induites par les activités agricoles : les sols partiellement décarbonatés par une pédogenèse plus poussée ont été localement découverts et érodés mécaniquement.

A partir du Néolithique moyen, alors que le nombre et la superficie des sites d'occupation sont plus élevés, les relations défrichements / Ps sont plus difficiles à établir (3 à 5 Fig. 15.3) : les diminutions de PA 3 et 4 s'observent dans des passées de silts clairs plus ou moins homogènes. Deux hypothèses peuvent être

¹ Sauf pour d qui se situe à la limite entre deux carottiers, zone impossible à observer et analyser avec précision.

proposées pour expliquer cela. (1) Les **sols** auraient été **rajeunis** par l'érosion initiée au Néolithique ancien : les matériaux issus de leur ablation mécanique sont dans l'ensemble plus carbonatés donc plus clairs. (2) Le Néolithique moyen aurait été **plus humide**, ce qui aurait favorisé à la fois l'érosion mécanique et l'érosion chimique, masquant ainsi d'éventuels « pics » de Pd.

D'après ce scénario, les modifications de la couverture végétale seraient d'origine humaine, liées à l'agriculture. Ainsi, malgré la densité plutôt modeste de peuplement, alors que les agriculteurs auraient limité leurs défrichements à des petites ouvertures dans la forêt, ces interventions sur le milieu semblent avoir modifié les processus érosifs sur les versants au Néolithique ancien (phase sèche de l'Atlantique), en favorisant l'érosion mécanique de façon temporaire. Les effets des interventions humaines sur le paysage auraient été plus fortement marqués au Néolithique ancien, peut être en raison de la plus grande aridité du climat à cette période.

Les **premiers impacts sensibles sur les processus érosifs**, conséquence des défrichements pratiqués par les agriculteurs, seraient **antérieurs à 6330 BP (7260 ans cal BP)** (date obtenue à la base du faisceau de lamine **L6**, voir Fig. 10.2.3). Ils suivent les premières cultures de céréales dont les pollens sont observés plus tôt dans le diagramme pollinique.

Selon cette hypothèse, la répétition des augmentations de Ps implique celle d'épisodes, limités dans le temps (peut-être de durée inférieure à 150 - 200 ans calendaires, voir paragraphe 10.2.3), au cours desquels les interventions humaines sur le milieu étaient plus fortes. Mazoyet et Roudart (1997) estiment qu'au cours du Néolithique, les cultivateurs utilisaient la technique de l'abattis-brûlis. Ils effectuaient des coupes limitées dans la forêt (ce qui semble bien avoir été le cas à Sarliève), pratiquées selon des rotations de durée d'autant plus réduite que la pression démographique était forte dans le secteur concerné. Il serait tentant de faire correspondre les répétitions observées dans les sédiments mis en place au Néolithique ancien et moyen, à d'éventuelles rotations dans les cultures, telles que décrites par Mazoyet et Roudart (1997). Cependant, il est probable que dans un bassin d'une trentaine de kilomètres carrés, les cultivateurs qui laissaient en friche une surface cultivée, ouvraient leurs nouvelles clairières un peu plus loin dans le même bassin versant, de telle façon que la pression sur le milieu devait être en moyenne assez continue. **Il serait plus raisonnable d'invoquer des épisodes d'intensification généralisée de l'emprise des humains du Néolithique ancien / moyen sur le bassin versant, voire à une échelle plus vaste** (relations avec des flux migratoires ?).

Les connaissances sont vraiment limitées pour ce qui concerne les pratiques agricoles au Néolithique, il est en conséquence difficile de pousser plus loin la réflexion.

Bien qu'un lien se dessine assez nettement entre la variation de P et les activités agricoles, **l'hypothèse d'une origine climatique** de la répétition de ces séquences, d'une durée moyenne estimée entre 150 et 200 ans, ne peut être négligée. La minéralogie des sédiments indique que les lamines se forment dans un milieu confiné alors que la mise en place des silts interlamines ferait suite à des apports d'eau plus douce dans la dépression. Des variations climatiques de fréquence rapide, d'échelle décennale (Friis-Christensen et Lassen, 1991) à centennale (Aaby, 1976 ; Bond *et al.*, 2001) ont été mises en évidence

au cours de l'Holocène. Toutefois, une seule séquence lamine / interlamine a été datée, ce qui est insuffisant pour tester cette hypothèse climatique, qui paraît moins probable.

On remarque d'autre part que dans le bassin de Sarliève, P est multipliée par un **facteur 5** au passage de la **phase IV à forçage climatique** à la **phase V à forçage climatique et anthropique**. Cette valeur est en accord avec les propos de Dearing et Jones (2003) qui indiquent que la production de sédiments après un impact humain majeur est typiquement **5 à 10 fois** plus élevée qu'en conditions non perturbées.

15.2.5. Phase V : Subboréal - début Subatlantique

La phase V présente une **production sédimentaire moyenne de $201 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$** , soit **3,3 fois plus élevée** qu'au cours de la phase IV (Fig. 15.2). Elle a été estimée à partir des unités 2L3 et 1L4 / 2L4. Cette production a été plus homogène qualitativement, avec une valeur de Pd sous-estimée en raison de l'ouverture probable de la cuvette, proche de $30 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$. Le début de cette phase est marqué par une valeur de Ps plus élevée ($190 \text{ t.km}^{-2}.\text{an}^{-1}$), qui semble pénécotemporaine de l'augmentation forte des pollens tertiaires et du rehaussement de l'exutoire (apports de coulées boueuses). Relativement à la phase IV, les deux types de production, solide et dissoute, ont augmenté, mais Ps de façon plus marquée (**x 3,5 fois**).

Cette phase est également accompagnée de changements dans les paramètres paléo-environnementaux : **dégradation climatique** avec nette augmentation de l'humidité, comme observé par ailleurs dans d'autres sites d'Europe Centrale entre 5600 et 5300 ans calibrés BP (Magny *et al.*, 2005), et **augmentation du nombre moyen de sites et de leur superficie**. La superficie moyenne des sites **montre une augmentation d'un facteur 2,9** entre les **phases IV et V**.

La plus grande humidité du climat peut expliquer l'augmentation de l'érosion solide et dissoute. Les activités agricoles, bien marquées au cours de cette phase (Néolithique final à Hallstatt), oeuvrent dans la même direction, même s'il semble que les humains se soient encore limités à des ouvertures de clairières exploitées temporairement (Argant *et al.*, *ibid*). **L'élevage** a également été mis en évidence, surtout après le Bronze ancien. Cette pratique, lorsqu'elle est intensive, **peut aussi augmenter l'érosion** comme décrit dans le chapitre 1. Malheureusement, les repères chronologiques disponibles nous ont permis d'estimer uniquement la production moyenne sur l'ensemble de la phase V.

L'augmentation de Pd parallèlement à celle de Ps pourrait s'expliquer par un rajeunissement de la couverture pédologique érodée mécaniquement depuis l'Atlantique : les racines des sols plus carbonatés se rapprochant de la surface auraient été plus susceptibles de produire de la matière dissoute, d'autant plus que le climat est humide (Carson et Kirkby, 1972). L'amplification de ce phénomène pourrait expliquer la légère (?) augmentation (sous estimée ?) de Pd durant cette phase. De surcroît, l'utilisation de l'araire, plausible à l'Age des métaux d'après Mazoyet et Roudart (1997), mais non démontrée sur le site de Sarliève, pourrait avoir joué sur l'augmentation de Pd et favorisé le rajeunissement des sols.

Il semble en outre que la granularité des matériaux produits par érosion mécanique ait été légèrement plus fine au cours du Subboréal (voir Fig. 7.30), avec une diminution de la proportion des silts grossiers en

faveur des silts fins et argiles. Ceci suggère une évolution des processus érosifs, laissant peut-être une plus grande part au ruissellement en nappe, sur de plus grandes surfaces de versants.

D'autre part, il est intéressant de constater qu'au cours de cette période au climat plus humide, les humains du Néolithique final au Bronze moyen ont déserté les zones basses du marais, s'installant plus haut sur les versants **entre 350 et 500 m**. Ceci confirme l'**augmentation du niveau d'eau** dans la dépression lacustre, augmentation déjà évoquée sur la base de la minéralogie et de la géométrie des sédiments lacustres (déconfinement et submersion des deltas jusqu'alors émergés). Par la suite, les implantations se sont rapprochées du marais à partir du Bronze final : peut-on y voir une relation avec une diminution de l'humidité du climat et par conséquent du niveau d'eau dans le lac, conjugué à un besoin de nouvelles terres ?

L'agriculture et l'élevage bien attestés, et d'intensité croissante ont donc très vraisemblablement contribué à l'augmentation de P dans le bassin de Sarliève, mais probablement en synergie avec l'augmentation de l'humidité climatique. Enfin, il semble que les processus érosifs ont évolué vers un renforcement de l'érosion en nappe qui pourrait être mise en relation avec l'intensification des pratiques agricoles et du déboisement des versants.

15.2.6. Phase VI : début Subatlantique (La Tène et le Haut Empire)

La production sédimentaire n'a pas pu être estimée au cours de cette phase d'émersion (au moins partielle) de la dépression lacustre, attestée par l'archéologie : la présence d'un site funéraire au centre du marais, au niveau de la zone de delta au Haut Empire (Fig. 14.3 d) témoigne bien de cet assèchement.

Au même moment, les implantations se généralisent sur l'ensemble des classes d'altitudes sur des versants qui n'avaient jamais été aussi densément peuplés. Cette tendance traduit sans doute une recherche d'espace toujours croissante pour une population grandissante. La superficie moyenne des sites de la phase VI est **5 fois plus élevée** qu'au cours de la phase V. Comme le montre le contenu pollinique des phases qui encadrent l'assèchement, le deuxième Age de Fer et le Haut Empire s'inscrivent dans une phase de déboisement généralisé du bassin, déjà largement initiée au premier Age de Fer, voire au Bronze final. Si au cours des épisodes précédents, le défrichement était pratiqué sur des espaces limités, il ne fait plus aucun doute qu'une entreprise de **déboisement massif, généralisé et permanent** a été menée à Sarliève comme dans d'autres sites de France et d'Europe à la même période (Mazoyet et Roudart, 1997). Ainsi, Mercer et Tipping (1994) décrivent l'érosion des sols préhistoriques d'un site archéologique situé au sud-est de l'Ecosse et au nord-est de l'Angleterre. Ils précisent que les sols ont été instables à la fin de l'Age du Fer alors que la forêt aurait été **totalemtent déboisée**, et ce de façon apparemment **très rapide**. De tels phénomènes de déboisement majeurs auraient été identifiés dans tout le sud de l'Ecosse.

Etant donné la forte pression anthropique exercée dans le bassin de Sarliève, et d'après l'impact des activités humaines sur le paysage mis en évidence dans de nombreux autres sites européens, il est tout à fait vraisemblable que les versants du Marais de Sarliève ont, de la même manière, fait l'objet d'une accélération de l'érosion au début du Subatlantique.

Enfin, comment expliquer l'assèchement de la dépression lacustre au second Age du Fer ? Plusieurs éléments peuvent être invoqués. Tout d'abord, le climat semble avoir été moins humide au début du Subatlantique, et c'est peut-être une des raisons pour lesquelles les implantations se sont rapprochées des zones basses du marais à la fin de la phase V : une diminution de l'humidité peut être à l'origine d'un abaissement de la tranche d'eau du lac. **L'occupation des versants a véritablement explosé à l'Age de Fer, et les versants ont été intensément déboisés, puis cultivés et pâturés.** Une intensification de l'érosion des versants s'est certainement produite avec pour conséquence **l'accélération du comblement de la cuvette** : la zone humide a pu évoluer vers une zone palustre, marécageuse, alors sans intérêt particulier pour les humains, par ailleurs en quête de terres nouvelles. Or, d'après Trément *et al.* (soumis), les Arvernes ont acquis précocement une **excellente maîtrise technique dans le domaine hydraulique**, qui leur a permis de coloniser les marais de Limagne dès La Tène moyenne. Les humains ont pu améliorer le drainage en creusant des fossés, comme démontré à Sarliève lors des fouilles de l'INRAP, et ainsi **utiliser la surface drainée du marais**. A ce jour, les indices manquent pour être plus affirmatif quant à l'origine de l'assèchement. Quoi qu'il en soit, nous n'avons pu observer aucune trace nette d'émersion correspondant à cette période d'assèchement dans l'enregistrement sédimentaire.

15.2.7. Phase VII : Subatlantique (Bas Empire au XVII^e AD)

La dernière phase couvre la fin du Subatlantique jusqu'à l'assèchement artificiel du lac. Elle s'accompagne d'une augmentation de P (par rapport à la phase V), **estimée en moyenne à 238 t.km⁻².an⁻¹** à partir des unités 1L5 / 2L5 et 1L6 / 2L6, production pour l'essentiel **détritique** (204 t.km⁻².an⁻¹) (Fig. 15.2) ; la production dissoute est très voisine de celle estimée à la fin de la phase V. Toutefois, il est très probable qu'il y ait eu évacuation d'une partie des matériaux (surtout de la production dissoute), et donc que la production sédimentaire ait été sous évaluée au cours de cette dernière phase, en particulier Pd. En effet, le niveau d'eau a probablement atteint son maximum au cours de la période historique, comme en atteste la présence de deltas sableux (2D2) et des témoignages historiques datés du Moyen Age, qui décrivent un lac aux eaux claires où des poissons étaient pêchés (Fournier, 1996).

Le début de cette phase (1L5 / 2L5) correspond à la période la plus pauvre en pollens arboréens alors que les sédiments qui se mettent en place sont très riches en charbons (pyrofusinites). Ces derniers, issus de végétaux ligno-cellulosiques, suggèrent des déboisements intenses accompagnés de brûlis. Par la suite, les PA (pins surtout) ont augmenté légèrement. Les terres ont été utilisées pour la céréaliculture mais surtout pour l'élevage. Par rapport à la phase VI, les implantations ont diminué en nombre et en surface, et les occupations se sont rapprochées des basses altitudes.

Il est étonnant de constater que, par rapport à la phase V, l'augmentation de la production sédimentaire solide d'un facteur **1,2** est similaire à celle de la surface moyenne des occupations par les sociétés humaines d'un facteur **1,14**. Ces rapports soulignent **un parallèle entre la surface du bassin versant occupée par humains et la production totale de sédiments.**

15.2.8. Anthropisation des versants et production sédimentaire

Trois temps forts peuvent être soulignés pour ce qui concerne les impacts des humains sur l'érosion dans le bassin de Sarliève.

1) Les **premiers indices de la présence des humains cultivateurs** (céréales et sites néolithiques) s'observent entre 6640 +/- 70 et 6330 +/- 50 ans BP au cours de la phase IV. Cette **mise en œuvre de l'agriculture** est accompagnée d'une augmentation d'un **facteur 5 de P**, avec une augmentation d'un **facteur 15 à 40 de Ps**. Cette augmentation est la plus forte mise en évidence au cours de l'histoire du marais. D'autre part, des phases d'intensification des pratiques agricoles se sont répétées au cours du Néolithique ancien et moyen. Les conséquences des défrichements sur la production de sédiments semblent plus marquées au Néolithique ancien pourtant moins peuplé. Une influence des paramètres climatiques (augmentation de l'humidité au cours de l'Atlantique, voire cycles climatiques centennaux) ne peut être complètement écartée. Toutefois, il est difficile d'attribuer à une douce augmentation de l'humidité une telle intensification de la production sédimentaire. **Il semble donc que les premières activités humaines au Néolithique ancien, même réduites, ont constitué un seuil sédimentogène très marqué.**

2) Alors que la superficie des sites est un peu plus réduite, une intensification des activités agricoles accompagnée par un pic très net de pollens tertiaires s'observe au **début du Subboréal**. En outre, cet épisode est marqué par une nette péjoration climatique (instauration d'une plus grande humidité). Cette conjonction de facteurs forçants est peut être à l'origine de la mise en place de coulées boueuses qui auraient rehaussé le niveau de l'exutoire. D'autre part, la production solide moyenne au cours du Subboréal (phase V) a **augmenté d'un facteur 3,5**, soit un ordre de grandeur similaire à l'augmentation moyenne de la superficie des sites. Ce parallèle souligne un **lien entre l'occupation des versants et la production de matière**. En revanche il est impensable que les précipitations moyennes aient triplé au Subboréal....**Une fois déclenchée au Néolithique, l'érosion anthropique paraît avoir été ensuite assez proportionnelle à l'occupation du sol.**

3) La **transformation irréversible du milieu avec un déboisement massif généralisé et permanent** débute véritablement fin Subboréal / début du Subatlantique, peu avant l'assèchement du marais. Dès lors, le paysage déjà fortement contraint par les activités humaines est complètement anthropisé : des versants entièrement déboisés à la dépression lacustre dont le fonctionnement a dès lors été probablement régi par les humains... **L'Age du Fer** marque une **étape majeure** de la transformation du milieu naturel en ce que l'on pourrait qualifier **d'Anthroposystème**.

15.3. Comparaison de la production sédimentaire postglaciaire dans différents bassins d'Europe

La variation de la production sédimentaire dans le bassin de Sarliève peut être comparée avec celle d'autres bassins sédimentaires où les relations érosion - paléoenvironnements ont été analysées (la notation * indique que le bassin a fait l'objet d'une quantification massive de la production) :

- **les bassins de dolines** * situées au niveau de plateau marno-calcaire dans le Quercy, dans le sud-ouest de la France (Bertran, 2004) ;
- **les bassins des lacs jurassiens de Chaillexon*** (Campy *et al.*, 1994 ; Bichet, 1997 ; Bichet *et al.*, 1999), d'une superficie de 910 km², à dominante calcaire et marno-calcaire et, de 750 à 1460 m d'altitude, et du lac de **Cérin** (Bossuet *et al.*, 1996), de 2 km² de surface à dominante carbonatée, vers 760 m d'altitude ;
- **le bassin du lac Havgarssjon au sud de la Suède*** (Dearing *et al.* 1987), petit lac en contexte carbonaté en basse altitude ;
- **le bassin du lac Chambon*** (Gay, 1995 ; Macaire *et al.*, 1995 ; Macaire *et al.*, 1997 ; Gay *et al.*, 1998 ; Gay et Macaire, 1999) d'une superficie de 36,6 km², également situé dans le Massif Central à une trentaine de kilomètres au sud-ouest du Marais de Sarliève, à plus haute altitude (875 à 1100 m) en contexte cristallin ;
- **des versants** situés dans le sud de l'Allemagne étudiés par Lang et Hönscheidt (1999), Lang 2002 et Lang *et al.* (2003).

Seule l'étude du bassin de Chaillexon a permis d'obtenir des données de production sédimentaire pour chacune des chronozones du Tardiglaciaire et de l'Holocène. Les données quantifiées (en t.km⁻².an⁻¹) sont regroupées dans la figure 15.4.

La production de matière estimée à Sarliève peut être comparée avec celles de différents sites sur **substratum à dominante carbonatée** (Quercy*, Chaillexon* et Cérin, Havgarssjon en Suède*, et certains versants allemands). Les productions sédimentaires estimées à Sarliève, dans le Quercy et à Havgarssjon sont du même ordre de grandeur : de la dizaine à plus 130 t.km⁻².an⁻¹ pour les périodes les plus récentes (Fig. 15.4). En revanche, dans le bassin de Chaillexon, P semble globalement plus faible d'un facteur 10 comparé aux autres sites carbonatés.

La comparaison de l'évolution de P dans les différents sites n'est pas aisée surtout en raison d'une différence dans les découpages chronologiques. Le **Tardiglaciaire** n'est archivé qu'à Chaillexon, où à l'inverse de Sarliève, les valeurs de P sont les plus élevées de l'histoire du géosystème. Ces valeurs fortes seraient liées à la présence de matériaux morainiques très érodables dans ce bassin de moyenne montagne. En revanche, Bossuet *et al.* (1996) ont noté une quasi disparition de la production détritique au Bölling / Alleröd dans le bassin du lac de Cerin.

Ensuite, comme cela s'observe à Sarliève **au début de l'Holocène**, les versants carbonatés du Quercy ont été stables (Bertran, 2004) avec une production sédimentaire de 20 t.km⁻².an⁻¹. Lang *et al.* (2003) qui ont étudié les colluvions des versants carbonatés d'Allemagne arrivent à la même conclusion : le paysage aurait été stable, protégé par le développement d'une couverture arbustive. Dans le bassin de

Chaillexon, après une nette diminution de P au Préboréal, le Boréal aurait été marqué par une augmentation de P en relation avec un retour à des conditions plus humides. Cependant, à l'instar de Sarliève, le développement des sols serait à l'origine d'une plus forte production dissoute piégée, à Chaillexon comme à Sarliève, sous forme de carbonates lacustres.

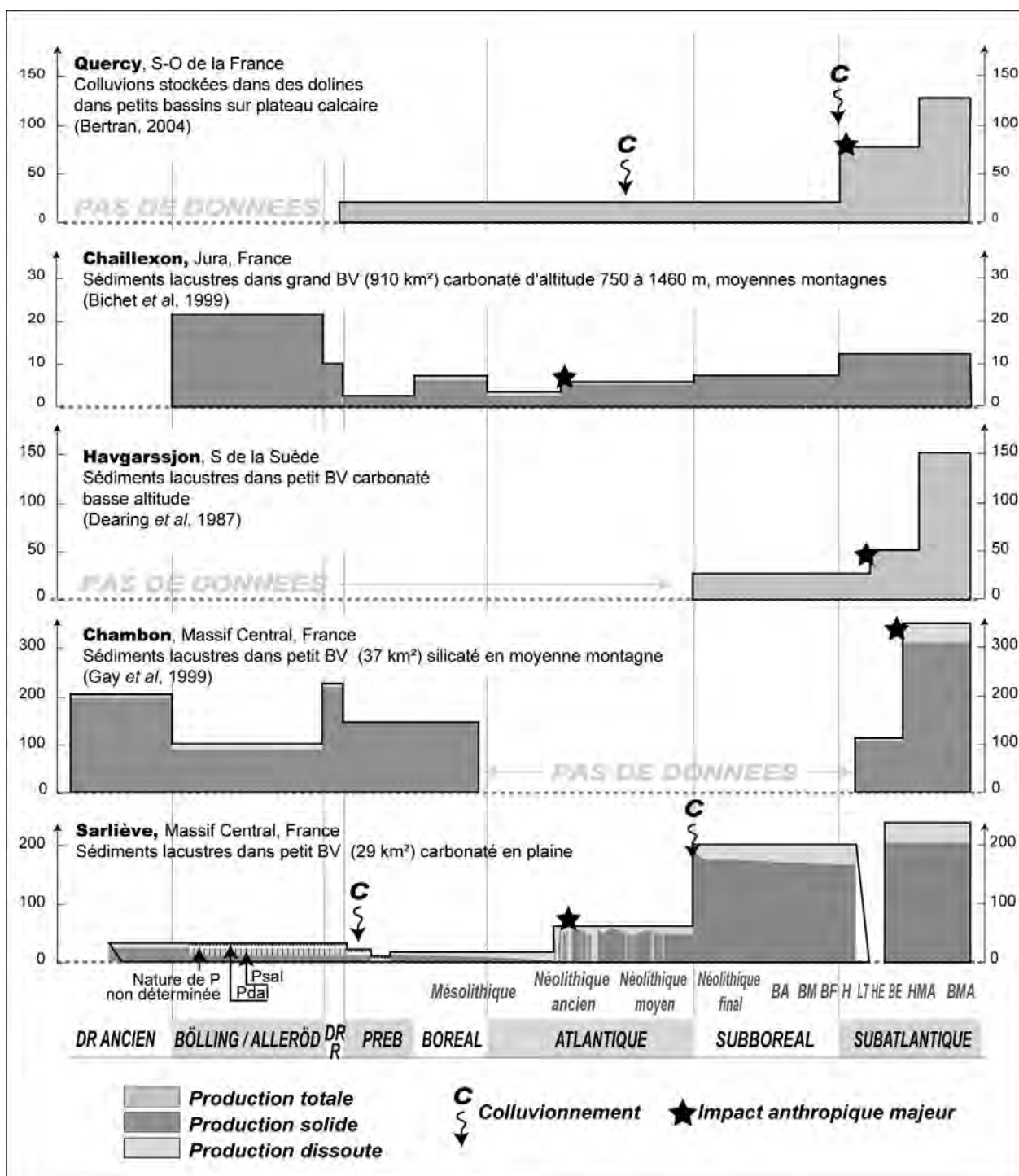


Fig. 15.4 : données qualitative et/ou quantitative de la production sédimentaire exprimée en $t. km^2. an^{-1}$ au Tardiglaciaire et à l'Holocène estimées en divers sites (BA = Bronze Ancien, BM = Bronze Moyen, BF= Bronze Final, H = Hallstatt, LT = La Tène, HE = Haut Empire, BE = Bas Empire, HMA = Haut Moyen Âge, BMA = Bas Moyen Âge ; DR = Dryas ; R = récent ; PREB = Préboréal).

A partir de l'**Atlantique**, P est croissante dans tous les bassins calcaires. A Chaillexon les premiers signes de l'influence des humains ont été mis en évidence entre 6830 et 6300 ans BP (entre 6640 et 6330 à Sarliève). D'après Bichet (1997, 1999), dès ce moment, le facteur humain serait devenu plus influent que le climat sur la production de sédiments. Sur les versants carbonatés étudiés en Allemagne par Lang et Hönscheidt (1999), Lang (2002), Bork et Lang (2003) et Lang *et al.* (2003), l'érosion des sols induite par les humains remonterait au Néolithique, période à partir de laquelle ces auteurs estiment que les fluctuations climatiques n'auraient plus joué qu'un second rôle sur le colluvionnement.

Les résultats des travaux de Bertran (2004) dans le Quercy et Bichet *et al.* (1999) dans le Jura montrent une multiplication de la production sédimentaire par des facteurs 6,5 et 5,3 respectivement après le passage à un système influencé par les activités humaines.

Au **Subboréal** la production sédimentaire a augmenté à Chaillexon. Dans le Quercy, Bertran (2004) estime qu'à la fin du Néolithique, les processus de formation du sol ont changé, en relation avec le remplacement de la forêt par une végétation herbacée. Cela résulterait d'une augmentation de l'impact des humains sur la forêt, due à une réduction de la longueur des rotations agricoles et / ou de l'accroissement de la population du bétail brouteur. Sur les versants carbonatés le Bronze est souvent rapporté comme une période d'impacts humains accrus, à l'origine de phénomènes de colluvionnements (Lang, 2002 ; Bork et Lang, 2003 et Lang *et al.*, 2003).

Au cours du **Subatlantique**, P a augmenté dans tous les bassins carbonatés. Elle est dans tous les cas, comme à Sarliève, la plus élevée de l'ensemble de l'Holocène. Sur les versants du Quercy, c'est à partir de l'Age du Fer qu'elle a véritablement augmenté. A cette période, des colluvions caillouteuses se sont déposées. L'auteur, pour expliquer ce phénomène, évoque l'utilisation d'un matériel permettant de labourer plus en profondeur des sols peu épais. Enfin, Lang (2002) et Bork et Lang (2003) témoignent d'une érosion des sols très répandue à l'Age du Fer et à l'époque romaine, accompagnée d'épisodes d'augmentation du colluvionnement en relation avec les activités humaines plus fortes. Lang *et al.* (2003) précisent que sur les versants du sud allemand, l'érosion des sols aurait été maximale à l'époque médiévale.

La production de matière estimée à Sarliève peut être comparée à celle obtenue dans un petit BV **montagneux en contexte cristallin** : le bassin du lac Chambon, situé également dans le Massif Central. Deux phases peuvent être envisagées dans l'histoire comparée des deux géosystèmes lacustres. Du **Tardiglaciaire à l'Atlantique**, P est largement supérieure à Chambon, avec des Dryas bien marqués ce qui n'est pas le cas à Sarliève. C'est surtout Ps qui est largement plus élevée à Chambon, Pd étant du même ordre de grandeur dans les deux bassins. De fait, les granites et basaltes sont, d'après la littérature, plus résistants vis à vis de l'érosion mécanique. La différence très marquée entre une Ps élevée à Chambon, et celle modeste à Sarliève est sans doute liée au caractère montagnard du premier bassin, dont les pentes plus fortes ont favorisé l'érosion mécanique. D'autre part, outre la plus grande érodabilité chimique des carbonates, la différence du rapport Ps/Pd entre dans les deux bassins peut être liée à la situation en basse altitude du bassin de Sarliève, plus favorable à une pédogenèse précoce et au développement de la végétation limitant l'érosion mécanique au profit de l'érosion chimique.

L'Atlantique et le Subboréal n'ont pas été archivés à Chambon. Pendant le **Subatlantique** à forçage climatique et anthropique, les productions de matière solide et dissoute atteignent, dans les deux bassins, les valeurs les plus élevées de leur histoire. Ces valeurs sont assez proches dans les deux bassins : le bassin de Sarliève, nettement moins sédimentogène que Chambon en contexte non anthropisé, produit alors de la matière dans des proportions équivalentes à Chambon. Cette évolution est sans doute liée à une emprise bien plus forte des sociétés humaines sur le bassin de Sarliève, où, n'oublions pas, la quasi intégralité des arbres a disparu au cours du Subatlantique.

Ces comparaisons de fonctionnement de géosystèmes par type lithologique montrent que :

- en **contexte non anthropisé**, de fortes différences de valeurs et de tendances évolutives de production sédimentaire s'observent entre les géosystèmes ; les différences semblent surtout liées aux altitudes et pentes ; Chaillexon et Chambon montagnards présentent une P relativement élevée au Tardiglaciaire, en raison de la présence de matériel très érodable hérité de la dynamique glaciaire et en raison des pentes abruptes végétalisées plus tardivement ;
- la **taille du bassin versant** influence fortement les valeurs de productions estimées ; un bassin grand comme Chaillexon présente plus de risques de stockages transitoires, de fuites...
- des **similitudes** fortes dans l'évolution de P s'observent dans les **bassins calcaires de basse altitude**, avec notamment une **stabilité des sols dès le début de l'Holocène**, liée à une bonne protection par la végétation, et, au cours de l'Holocène, une **forte réactivité aux modifications environnementales anthropiques** (érosion et colluvionnement aux périodes d'intensification des activités agricoles) ;
- le **Boréal et le début de l'Atlantique** ont été propices à la formation de **carbonates lacustres** dans les bassins de Chaillexon et Sarliève ; cela souligne probablement une intensification des flux carbonatés au cours de cette période de **pédogenèse** intense, encore non perturbée par les activités humaines ;
- en **contexte anthropisé**, l'évolution de P suit la même tendance à la hausse, favorable à Ps quelles que soient les caractéristiques lithologique et morphologique du bassin ; dans tous les cas, l'apparition des humains cultivateurs est suivie par une augmentation de production sédimentaire ; l'érosion des sols semble optimale et généralisée dès la seconde moitié du Subatlantique.

RESUME DU CHAPITRE 15

En comparaison des valeurs de production moyennes subactuelles à actuelles données par la littérature, Ps et Pd estimées à Sarliève ont varié fortement au cours de l'histoire du géosystème. Au début de l'Holocène, Ps et surtout Pd étaient très faibles, cette dernière étant équivalente à ce qui s'observe actuellement en milieu aride. Au Subatlantique, en revanche, Ps est de loin plus élevée que les valeurs de P estimées en milieux tempérés actuels.

Dans le bassin de Sarliève, **au Tardiglaciaire et au début de l'Holocène jusqu'à l'Atlantique inférieur / moyen** (phase I à III), les variations de l'intensité et de la nature de la production de sédiments ont été **conditionnées par le climat et son impact** sur le développement de la **végétation** et, dans une moindre mesure, et de façon temporaire par l'activité volcanique régionale. Les **premiers sites du Néolithique ancien et pollens de céréales cultivées** attestant la **sédentarisation des premiers agriculteurs** sont apparus au **début de l'Atlantique dans le bassin de Sarliève, avant à 6330 BP** (7260 ans cal BP). Après ces premiers indices de présence humaine, les **processus érosifs** sur les versants **ont changé**, et **leur intensité a augmenté** (phase IV) : la sédimentation qui était essentiellement chimique, alimentée par des apports dissous carbonatés est alors entrecoupée, de façon récurrente au Néolithique ancien et moyen, par des **apports détritiques**. Ils sont l'illustration de **l'augmentation** de P d'un facteur 5 dont un **facteur 15 à 40 pour Ps**. Ces épisodes d'augmentation du détritisme seraient **liés à la modification de la couverture végétale, résultat de défrichements** selon des petites ouvertures dans la forêt, au cours **d'épisodes d'intensification généralisée**, de l'emprise des humains du Néolithique ancien / moyen **sur le bassin versant**.

Le passage au **Subboréal** s'est marqué par **l'augmentation de Ps d'un facteur 3,5**. Le Subboréal (phase V) est accompagné d'une **dégradation climatique** avec une nette **augmentation** de l'humidité, mais **aussi du nombre moyen de sites et de leur superficie** (facteur 2,9). L'agriculture et l'élevage, d'intensité croissante, associées à une augmentation de l'humidité climatique ont certainement contribué à l'augmentation de **l'érosion, plutôt en nappe**, dans le bassin de Sarliève.

La période **d'assèchement du lac au Subatlantique** (phase VI), forcément non archivée dans les sédiments est marquée par une pression anthropique intense avec des impacts des activités humaines très forts sur le paysage : l'occupation des versants a explosé à l'Age du Fer, les versants ont été intégralement déboisés, puis cultivés et pâturés. Une intensification de l'érosion des versants s'est certainement produite avec pour conséquence **l'accélération du comblement de la cuvette**. En réponse à cela, on peut penser que les **humains**, qui, par ailleurs, ont acquis précocement une excellente **maîtrise des techniques hydrauliques** dans la région, ont amélioré le **drainage de la cuvette** pour utiliser la surface du marais.

La remise en eau au Bas Empire s'accompagne de la mise en place de sédiments très riches en charbons (pyrofusinites) issus de **brûlis sur les versants**. Au cours de cette dernière phase qui se prolonge jusqu'à l'assèchement au XVII^e siècle, **Ps a augmenté d'un facteur 1,2** et la surface moyenne occupée par les sociétés humaines d'un facteur 1,14. Ces rapports soulignent un **parallèle entre la surface du bassin versant occupée par les humains et l'érosion mécanique sur les versants**.

La comparaison des valeurs et évolution de production sédimentaire de plusieurs sites permet d'observer que, **en contexte non anthropisé**, les systèmes fonctionnent différemment les uns des autres, hautement conditionnés par leur morpho/lithologie. Des similitudes apparaissent entre les sites de faible altitude sur substrat carbonaté : la surface y a été rapidement protégée par la végétation dès le début de l'Holocène. En revanche quelles que soient les caractéristiques des sites, **les systèmes, une fois anthropisés, montrent tous la même tendance à l'augmentation de la production de matière, production qui est maximale au Subatlantique récent.**

L'érosion est un phénomène majeur qui s'observe à des échelles spatiales et temporelles variées. Comprendre les phénomènes qui conditionnent l'érosion est un enjeu majeur, raison pour laquelle les études se sont multipliées depuis plusieurs décennies, mais elles sont souvent limitées à l'actuel ou au subactuel, période toujours plus ou moins marquée par l'influence humaine. Bien qu'indispensables, de telles études ne permettent pas d'appréhender les mécanismes et valeurs d'une érosion régie par des paramètres « strictement naturels ». Il en résulte que les approches classiques ne sont pas suffisantes pour comprendre l'évolution de l'impact des humains sur leur environnement, évolution qui nous a menés jusqu'à l'actuel Anthropocène... La recherche d'éléments nouveaux permettant de mieux comprendre l'influence des activités humaines sur l'évolution du paysage passé à actuel a guidé notre démarche. Pour cela il a été nécessaire de quantifier l'érosion (mécanique et chimique) passée, antérieure aux premiers impacts des sociétés agricultrices, puis pendant les périodes de plus en plus anthropisées. C'est tout l'intérêt et la spécificité de la démarche entreprise dans le bassin de Sarliève.

Une approche comparable a été appliquée au bassin du lac Chambon par Gay (1995) dans le Massif Central « montagnard », où cependant les périodes atlantique et subboréale n'ont pu être quantifiées car non archivées dans les sédiments. Les travaux réalisés à Sarliève sont donc les premiers à fournir une quantification complète de la production depuis le Tardiglaciaire, et sur l'intégralité de l'Holocène dans le Massif Central. En outre, c'est la première fois que l'érosion a pu être quantifiée et confrontée aux paléoenvironnements en plaine de Limagne.

Le bassin marno-calcaire du Marais de Sarliève, site de taille modeste (environ 29 km²) choisi pour cette étude, est situé en Limagne de Clermont au pied du Plateau de Gergovie dans un secteur riche du point de vue de l'archéologie. Les sédiments tardiglaciaires et holocènes du Marais de Sarliève, d'une surface maximale d'environ 4,5 km², ont très tôt intéressé pour la bonne conservation de leur contenu pollinique. En revanche, la nature précise des sédiments du marais n'était pas connue.

Pour ce faire, différentes techniques ont été mises en œuvre :

- analyse de la composition minérale et organique des sédiments (minéralogie par DRX, géochimie, observations au MEB, granulométrie, étude des palynofaciès, pyrolyse Rock Eval) ;
- analyse des paléoenvironnements (étude des diatomées, ostracodes, gastéropodes, des pollens et autres fossiles non polliniques, et de l'occupation des sols par archéologie spatiale)
- datations (¹⁴C) ;
- analyse de la géométrie des dépôts et du paléolac (forages carottés, géophysique et géotechnique).

Ces recherches, entreprises en collaboration avec de nombreux spécialistes pour quantifier la sédimentation et l'érosion dans le bassin de Sarliève au Tardiglaciaire et à l'Holocène, ont soulevé de nombreuses interrogations relatives au fonctionnement de la dépression lacustre ; certaines ont trouvé une réponse, d'autres nécessiteraient des travaux complémentaires.

Nouvelles données sur le fonctionnement du géosystème lacustre de Sarliève

Une morphologie particulière et des lithologies contrastées

La dépression de Sarliève est constituée de deux bassins comblés d'au maximum 6 mètres de sédiments fins, silicatés à la base, puis largement carbonatés, séparés par une zone plus étroite, légèrement moins profonde, où se sont mis en place des matériaux grossiers, silicatés (dépôts de deltas et colluvions). Un autre élément diffère entre cette zone de deltas et les bassins distaux : la présence dans la première de retombées directes et de remaniements de téphras, absents des seconds. Ces contrastes lithologiques marqués se sont estompés au Subboréal. Dès lors, des sédiments de faciès et nature très homogènes se sont déposés indifféremment dans l'ensemble de la cuvette.

Une origine tectonique de la dépression de Sarliève

L'orographie de la cuvette lacustre renforce l'hypothèse d'une origine liée à la subsidence dans un secteur tectoniquement actif jusqu'à des périodes récentes. En outre, la géométrie des dépôts suggère que la forme de la cuvette a pu évoluer légèrement au cours du postglaciaire : le bassin sud a pu s'affaisser de quelques décimètres.

Un confinement marqué au début de l'histoire du lac

Des conditions particulières, eu égard au contexte géoclimatique (milieu tempéré), ont régné dans le bassin : dès le Tardiglaciaire jusqu'à l'Atlantique moyen, une aridité marquée et persistante serait à l'origine d'un confinement très prononcé dans le bassin de Sarliève. La cuvette aurait alors été endoréique avec des eaux de salinité et alcalinité élevées. Ces conditions particulières expliquent la composition singulière des unités sédimentaires de la partie inférieure des dépôts distaux du marais, à savoir une première unité riche en zéolites, résultat de la dissolution des verres volcaniques (téphra CF1 déposé vers 12000 BP), mais aussi une seconde unité mise en place du Préboréal au début de l'Atlantique, constituée de dolomite authigène.

Un déconfinement progressif à partir de l'Atlantique

L'unité laminée qui se met en place dès 6640 ans BP présente des alternances récurrentes, de plus en plus ténues jusqu'au Subboréal, de faisceaux de lamines carbonatées et de silts argileux sombres avec :

- (1) des lamines dolomitiques soulignant le confinement important dans la cuvette, la couverture arborée étant épargnée par les défrichements ;
- (2) des macules et lamines aragonitiques trahissant des apports d'eau plus douce ;
- (3) des silts-argileux interlamines, illustration d'une augmentation très forte de la production solide, pénécontemporaine de la diminution d'origine anthropique de la couverture arborée.

Un probable rehaussement de l'exutoire au début du Subboréal

Les relations chronostratigraphiques établies entre les unités sédimentaires appuient l'hypothèse d'un rehaussement de l'exutoire de la cuvette par la mise en place de colluvions et / ou coulées boueuses au début du Subboréal alors que le déconfinement est avéré. Ces apports terrestres sont en coïncidence avec un exceptionnel enrichissement en pollens tertiaires observé dans les dépôts lacustres distaux, et la mise en place d'une unité sableuse dans les zones de deltas. L'épisode de colluvionnement serait probablement la conséquence d'une péjoration climatique en contexte anthropisé. Agriculture et élevage sont en effet bien attestés au Néolithique final.

Toutefois, pour être validée, cette hypothèse de rehaussement doit être confirmée par de nouveaux forages au niveau de l'exutoire, accompagnés de mesures systématiques de l'altitude.

Une éruption volcanique dans le secteur au début du Subboréal

Evènement qui ne concerne pas directement le fonctionnement du géosystème, mais découvert lors de cette étude : une éruption volcanique, exprimée sous forme d'un lit centimétrique de téphra rose pâle dans les sédiments proximaux du marais, a pu être datée du début du Subboréal (probablement peu après 4700 BP) grâce au contenu pollinique des sédiments encaissants. Ce témoin rajeunirait le volcanisme régional, la retombée la plus récente connue à ce jour étant celle du Pavin datée à 5800 à 5900 ans BP.

Un marais drainé par les humains à l'époque de la bataille de Gergovie

L'état du Marais de Sarliève au cours de la fameuse bataille fut l'objet d'un débat qui a depuis longtemps divisé les esprits. Les découvertes archéologiques menées conjointement semblent pouvoir mettre en terme à cette querelle démontrant que le lac a été asséché, du troisième siècle av. JC au deuxième AD, donc probablement lors de la bataille.

Anthropisation des versants du bassin de Sarliève, et évolution de l'érosion

Un paysage stable à la fin du Tardiglaciaire et au début de l'Holocène

Du Tardiglaciaire au début de l'Atlantique, alors que le bassin n'était pas encore anthropisé, on constate que la production de matière était plutôt faible et homogène : de 27 à 28 t.km⁻².an⁻¹ (surtout solide) au Tardiglaciaire. Elle fut la plus faible au début de l'Holocène, alors essentiellement sous forme dissoute avec 8 t.km⁻².an⁻¹ au cours du Préboréal puis 13 t.km⁻².an⁻¹ au Boréal et au début de l'Atlantique. A ce moment, comme cela a déjà été observé dans d'autres sites européens de plaine calcaire, le développement assez précoce de la végétation, auquel j'ajoute à Sarliève un certain déficit hydrique, a protégé la surface vis à vis de l'érosion mécanique. En parallèle, la production dissoute croissante souligne le développement de la pédogenèse sur les versants. **Au cours de cette première phase, les variations qualitative et quantitative de production de matière ont été contraintes par le climat et le développement conséquent de la végétation.**

Un seuil sédimentogène franchi dès les premiers signes de l'agriculture au Néolithique

Les premiers signes de l'agriculture s'observent entre 6640 +/- 70 et 6330 +/- 50 ans BP. Cette modification d'utilisation du milieu par les humains semble être rapidement accompagnée d'une modification des processus érosifs. P a augmenté jusqu'à 61 t.km⁻².an⁻¹ avec Ps entre 40 et 60 t.km⁻².an⁻¹. L'érosion mécanique se serait intensifiée de façon récurrente en réponse aux épisodes de défrichements répétés au cours du Néolithique ancien et moyen. Des augmentations cycliques de l'humidité à l'origine des augmentations de Ps ne peuvent être écartées, mais une hypothèse climatique ne peut être testée en raison d'un manque de données. Il est probable que l'augmentation de Ps d'un facteur 15 à 40 ne peut pas seulement résulter d'une augmentation de l'humidité, mais traduit l'anthropisation des versants.

Une étroite relation entre occupation des sols et érosion mécanique

A Sarliève comme ailleurs, dès lors que les humains ont eu une emprise sur la végétation, Ps n'a cessé de croître pour être maximale au cours du Subatlantique : P de 201 t.km⁻².an⁻¹ au Subboréal avec Ps comprise entre 170 et 190 t.km⁻².an⁻¹ et P de 238 t.km⁻².an⁻¹ dès le Bas Empire avec Ps à environ 204 t.km⁻².an⁻¹. En outre, à Sarliève, il a pu être observé un parallèle entre l'augmentation de la surface des sites archéologiques et celle de Ps, soulignant **l'étroite relation entre l'anthropisation des versants et leur érosion mécanique**.

La « Révolution Néolithique » : premier pas dans l'Anthropocène ?

A Sarliève, les impacts d'une transformation de leur environnement par les humains au Néolithique ancien se seraient fait sentir rapidement sur la dynamique érosive, par des épisodes d'intensification de la Ps dès l'Atlantique. C'est la première étape de la modification irréversible du milieu. Dès lors, la production de sédiments a **été avant tout influencée par les activités humaines**, dont les impacts sur l'accélération de l'érosion sont très nets, comme cela a par ailleurs été démontré dans d'autres sites européens, malgré des paramètres de lithologies, morphologies et des contextes climatiques, propres à chaque système.

Perspectives

Pour préciser les productions de matière : prise en compte des stocks de versants

Le bilan de matière est une estimation qui permet d'approcher l'érosion passée. Cette approche implique inévitablement quelques incertitudes. Cependant, une meilleure estimation des stocks, et donc de la production de matière, pourrait être envisagée en prenant en compte les volumes de matériaux stockés sur les versants sous forme de colluvions. Cela a été démontré dans d'autres études menées sur versants carbonatés : aux fortes périodes d'anthropisation ont été rapportées des phases de colluvionnement intenses. De tels phénomènes ont pu se produire à Sarliève, comme ce fut probablement le cas au début du Subboréal. Alors, même si le volume de colluvions sur les versants du bassin de Sarliève paraît plutôt modeste, le bilan de matière serait plus précis et rigoureux si de tels stocks étaient pris en compte, ce qui serait complexe étant donné la difficulté à dater de tels matériaux.

Pour mieux comprendre l'origine du système

Un des points encore mal connus de l'histoire du Marais de Sarliève concerne son origine. La recherche d'indices d'éventuels mouvements néotectoniques dans le secteur du marais permettrait de confirmer l'hypothèse de subsidence et ainsi de mieux comprendre l'origine de la dépression.

D'autre part, l'étude approfondie des relations géométriques entre le paléolac et la terrasse alluviale qui borde le marais à l'est, apporterait sans doute quelques éclaircissements quant à l'origine et l'âge de la dépression : d'après Lenselink *et al.* (1990) les alluvions formant cette terrasse auraient recouvert toute la surface du marais au Pléniglaciaire moyen puis auraient été creusées par des « paléo cours d'eau » du Pléniglaciaire moyen au Pléniglaciaire tardif. Toutefois, nous n'avons rencontré aucune trace d'alluvions à la base des sédiments lacustres dans les 30 forages carottés effectués dans les dépôts du marais (jusque dans le substratum oligocène). En outre, la géométrie de la limite sud du paléolac et de son exutoire sont

mal définies, il serait pourtant essentiel de mieux les connaître pour mieux comprendre l'origine et le fonctionnement de la cuvette. Des forages carottés supplémentaires au niveau de ces zones clés, associés à des mesures topographiques pourraient pallier ce manque.

Pour mieux connaître une période clé de l'histoire des sociétés humaines : la Néolithisation

La présente étude a confirmé un fort potentiel des sédiments de Sarliève à enregistrer les paléoenvironnements. Nous l'avons vu avec les pollens et la minéralogique, et aperçu au travers de l'étude des isotopes stables du C et de O des carbonates de quelques échantillons des sédiments lacustres. Les premiers résultats obtenus sont tout à fait prometteurs. Ils laissent envisager la possibilité d'une reconstruction très fine des paléoenvironnements de Limagne, si de telles analyses pouvaient être mises en œuvre à un pas plus serré de bas en haut des sédiments distaux, ou au moins sur les sédiments des laminites. En effet, ces dépôts constituent l'archivage d'une **période clé de l'histoire de l'évolution des sociétés humaines** : la néolithisation, synonyme de changement fondamental du mode de vie des humains et de leurs rapports avec le milieu.

Les informations à extraire des laminites ne seraient pas seulement d'ordre paléoclimatique. Des données relatives aux **pratiques agricoles et à leurs impacts sur le milieu**, nettement plus précises que ce qui a pu être acquis au cours du présent travail, semblent pouvoir être obtenues grâce à une étude fine des laminites. La connaissance du contenu pollinique par type de faciès au sein des séquences « lames / interlames » apporterait énormément sur les relations « sociétés – milieu ». Elle permettrait de préciser les relations de cause à effet « couverture végétale / pratiques agricoles et faciès sédimentaire / confinement » et d'en établir une chronologie fine.

D'autre part, si le scénario proposé dans le présent travail est confirmé par des analyses complémentaires, il serait indispensable de dater chaque « crise érosive » correspondant à la mise en place des interlames, ce qui permettrait de préciser la durée des événements : quelques années, ou décennies ? Une telle entreprise nécessiterait une étroite collaboration des sédimentologues et des palynologues.

L'étude fine des laminites apporterait des informations précieuses sur les variations du climat et la dynamique d'occupation du secteur au cours du Néolithique, et d'une façon plus générale sur la gestion du milieu par les agriculteurs et les techniques agricoles. Dans ce domaine un grand nombre d'inconnues subsiste : il serait particulièrement intéressant de mettre en valeur les connaissances qui peuvent être offertes par les archives sédimentaires du Marais de Sarliève.

D'une façon plus générale, pour étudier les processus d'érosion, de transfert et de stockage de matière pour les périodes récentes anthropisées, il apparaît indispensable de privilégier les collaborations avec les archéologues qui mènent des prospections spatiales systématiques. Les données quantifiées livrées par ces prospections sont du plus grand intérêt pour estimer l'impact effectif des sociétés humaines sur leur environnement.

La multiplication des études mettant en relation l'évolution de la production de sédiments avec celle de l'occupation des sols par les humains permettrait de mieux connaître les relations « sociétés - milieux », et les techniques développées dès le début de l'agriculture.

A

- Aaby, B.** (1976). Cyclic climatic variations in climate over the past 5,500 yr reflected in raised bogs. *Nature* **263**, 281-284.
- Ahnert, F.** (1970). Functional relationships between denudation, relief, and uplift in large mid-latitude drainage basins. *American Journal of Science* **268**, 243-263.
- Alley, R. B., Mayewski, P. A., Sowers, T., Stuiver, M., Taylor, K. C. et Clark, P. U.** (1997). Holocene climatic instability : a prominent widespread event 8200 years ago. *Geology* **25**, 483-486.
- Alley, R. B., Meese, D. A., Shuman, C. A., Gow, A. J., Taylor, K. C., Grootes, P. M., White, J. W. C., Ram, M., Waddington, E. D., Mayewski, P. A. et Zielinski, G. A.** (1993). Abrupt increase in Greenland snow accumulation at the end of the Younger Dryas event. *Nature* **362**, 527-529.
- Anderson, D. E.** (1997). Younger Dryas research and its implications for understanding abrupt climatic change. Progress. *Physical Geography* **21**, 230-249.
- Antoine, P. & Fabre, D.** (1980). *Géologie appliquée au génie civil*. Masson, Paris, pp 291.
- Arbey, F.** (1979). Les formes de la silice et l'identification des évaporites dans les formations silicifiées. In *Les évaporites : mécanismes, diagenèse et applications*. Elf-Aquitaine, 309-365
- Argant, J., Prat, B. et Lopez Saez, J. A.** (soumis). La végétation à l'interface société/nature. Analyse pollinique et microfossiles non polliniques. *Gallia*, 95-107.
- Autran, A. & Peterlongo, J. M.** (1979). Massif Central. *Revue des Sciences Naturelles d'Auvergne* **45**, 3-123.
- Auzet, A.V.** (1987). *L'érosion des sols dans les régions de grande culture : aspects agronomiques*. Cerege, Strasbourg, pp 60.

B

- Ballut, C.** (2000). *Evolution environnementale de la Limagne de Clermont-Ferrand au cours de la seconde moitié de l'Holocène (Massif central français)*. Thèse Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand, pp. 315.
- Baltzer, F. & Le Ribault, L.** (1971). Néogénèse de quartz dans les bancs sédimentaires d'un delta tropical. Aspect des grains en microscopie électronique et optique. *Comptes Rendus Géosciences* **273**, 1083-1086.
- Barber, D. C.** (1981). *Peat stratigraphy and climate change*. Rotterdam.
- Barber, D. C., Dyke, A., Hillaire-Marcel, C., Jennings, A. E., Andrews, J. T., Kerwin, M. W., Bilodeau, G., McNeely, R., Southon, J., Morehead, M. D. et Gagnon, J.-M.** (1999). Forcing of the cold event of 8,200 years ago by catastrophic drainage of Laurentide lakes. *Nature* **400**.
- Bathurst, R. G. C.** (1975). *Carbonate sediments and their diagenesis*. Elsevier, Amsterdam, pp. 658.
- Becker, B. C. et Mulhern, J. J.** (1975). Sediment yield and source prediction for urbanising areas. *Agr. Res. Service*, U. S. D. o. Agriculture.
- Benson, L., Burdett, J., Lund, S., Kashgarian, M. et Mensing, S.** (1997). Nearly synchronous climate change in the Northern Hemisphere during the last glacial termination. *Nature* **388**, 263-265.
- Berglund, B.** (2000). The Ystad project - A case study for multidisciplinary research on long term human impact. *PAGES Newsletter* - www.pages-igbp.org, PAGES, 6-7.
- Berglund, B.** (2003). Human impact and climate changes-synchronous events and a causal link ? *Quaternary International* **105**, 7-12.

- Bertran, P.** (2004). Soil erosion in small catchments of the Quercy region (southwestern France) during the Holocene. *The Holocene* **14**, 597-606.
- Bichet, V.** (1997). *Impact des contraintes environnementales sur la production sédimentaire d'un bassin versant jurassien au cours du Postglaciaire. Le système limnologique de Chaillexon (Doubs – France)*. Thèse Université de Bourgogne, Centre des Sciences de la Terre. pp. 208
- Bichet, V., Campy, M., Buoncristiani, J. F., Di-Giovanni, C., Meybeck, M. & Richard, H.** (1999). Variations in sediment yield from the Upper Doubs River carbonate watershed (Jura, France) since the Late-Glacial Period. *Quaternary Research* **51**, 267-279.
- Billy, C., Blanc, P. & Rouvillois, A.** (1976). Aragonite et association bactérienne en milieu marin. *Travaux du Laboratoire de Micropaléontologie*. Paris. Université Paris VI, 91-109.
- Boardman, J. et Bell, M.** (1992). Past and present soil erosion : linking archaeology and geomorphology. Past and present soil erosion. *Archaeological and geographical perspectives*. Boardman, Oxford. 1-8
- Boardman, J. et Favis-Mortlock, D.** (1998). *Modelling soil erosion by water*. Springer Verlag, Berlin. pp. 531.
- Boiffin, J.** (1984). *La dégradation structurale des couches superficielles du sol sous l'action des pluies*. INA-PG, pp. 320
- Bond, G., Kromer, B., Muscheler, R., Evans, M. N., Showers, W., Hoffmann, S., Lotti-Bond, R., Hajdas, I. et Bonani, G.** (2001). Persistent solar influence on North Atlantic climate during the Holocene. *Science* **294**, 2130-2136.
- Bond, G., Showers, W., Cheseby, M., Lotti, R., Almasi, P., de Menocal, P., Priore, P., Cullen, H., Hajdas, I. et Bonani, G.** (1997). A pervasive millenium-scale cycle in North Atlantic Holocene and Glacial climates. *Science* **278**, 1257-1266.
- Bork, H.-R. et Lang, A.** (2003). Quantification of past soil erosion and land use / land cover changes in Germany. In *Long Term Hillslope and Fluvial System Modelling - Concepts and Case Studies from the Rhine River Catchment*. Springer, Berlin.
- Bornand, M., Callot, G., Favrot, J. C. & Servat, E.** (1968). Les sols du Val d'Allier. Montpellier : *INRA Service d'Etude des sols*, pp. 200.
- Bornand, M., Dejou, J., Roberts, M. & Roger, L.** (1975). Composition minéralogique des Terres Noires de Limagne (Puy-de-Dôme). Le problème des liaisons argiles - matière organique. *Agronomie* **4**, 47-62.
- Bossuet, G., Ruffaldi, P., Magny, M., Richard, H. & Mouthon, J.** (1996). Dynamique et approche quantitative des remplissages fini- et postwürmiens du bassin lacustre de Cerin (Jura, France). *Bulletin de la Société Géologique de France* **167**, 483-494.
- Brathauer, U., Brauer, A., Negendank, J. F. W. et Zolitschka, B.** (2000). Rasche Klimaänderungen am beginn der heutigen Warmzeit. *Zweijahresbericht Geoforschungs Zentrum Postdam 1998/1999*, 29-33.
- Bréhéret, J. G., Fourmont, A. & Macaire, J. J.** (soumis). Microbially mediated carbonates in the Holocene lacustrine deposits of the Marais de Sarliève (French Massif Central) testify to the evolution of a restricted environment. *Sedimentary Geology Microbialites*, N° Special.
- Brown, G.** (1961). *Identification and crystal structures of clay minerals*. Society of Mineralogy, London. pp. 575.
- Brune, G. M.** (1953). Trap efficiency of reservoirs. *American Geophysical Union* **34**, 407-418.
- Bryan, R. B.** (2000). Soil erodibility and processes of water erosion on hillslope. *Geomorphology* **32**, 385-415.
- Buillit, N., Lallier-Vergès, E., Disnar, J. R. & Loiseau, J. L.** (1997). Changements climatiques et effets anthropiques au cours du dernier millénaire attesté par l'analyse pétrographique de la matière organique (Annecy, le petit lac, France). *Bulletin de la Société Géologique de France* **168**, 573-584.
- Buoncristiani, J. F., Petit, C., Campy, M., Bossuet, G. et Richard, H.** (2002). Quantification de l'ablation d'un bassin versant marno-calcaire alpin durant le Petit Age Glaciaire par l'étude d'un système lacustre (cas du lac de "Claps" de Luc-en-Diois Drôme, France). *Geodinamica Acta* **15**, 103-111.

- Campy, M., Bichet, V., Di-Giovanni, C., Richard, H. & Durand, A.** (1994). Evolution des flux sédimentaires au cours du Postglaciaire : enregistrement dans le remplissage lacustre de Chaillexon (Doubs, France). *Comptes Rendus Géosciences* **319**, 103-109.
- Campy, M., Buoncristiani, J. F. et Bichet, V.** (1998). Sediment yield from glacio-lacustrine calcareous deposits during the postglacial period in the Combe d'Ain (Jura, France). *Earth Surface Processes and Landforms* **23**, 429-444.
- Campy, M. et Macaire, J. J.** (2003). *Géologie de la Surface : Erosion, transfert et stockage dans les environnements continentaux*. Dunod, Paris. pp.440.
- Canton, Y., Solé-Benet, A., Queralt, I. et Pini, R.** (2001). Weathering of a gypsum-calcareous mudstone under semi-arid environment at Tabernas, SE Spain : laboratory and field-based experimental approaches. *Catena* **44**, 111-132.
- Carbon, D.** (1992). *Le champ de contraintes dans le Massif Central de l'Oligocène à l'actuel en relation avec le diapirisme et le volcanisme*. DEA Université Montpellier I. pp. 58.
- Carbonel, P., Grosdidier, E., Peypouquet, J. P. & Tiercelin, J. J.** (1983). Les ostracodes, témoins de l'évolution hydrologique d'un lac de rift. Exemple du lac Bogoria, Rift Gregory, Kenya. *Bulletin des centres de recherche exploration profonde. Elf Aquitaine* **7**, 301-313.
- Carson, M. A. et Kirkby, M. J.** (1972). *Hillslop form and process*. Cambridge University Press. pp. 475.
- Chamley, H.** (1989). *Clay sedimentology*, Springer-Verlag Berlin. pp. 623.
- Chassaing, M.** (2004). *Deux exemples de faunes d'ostracodes lacustre : systématique et application à l'étude de paléomilieus*. Mémoire de maîtrise, université d'Angers. pp. 43.
- Childe, V. G.** (1925). *The dawn of european civilization*. Routledge, Kegan Londres.
- Chorley, R. J., Schumm, S. A. et Sugden, D. E.** (1984). *Geomorphology*. Methuen, New York. pp. 605.
- Collier, D.** (1961). Mise au point sur le processus de l'altération des granites en pays tempéré. *Annales Agronomiques* **12**, 273-331.
- Corbel, J.** (1959). Vitesse de l'érosion. *Zeitschr. Geomorphologie* **3**, 1-28.
- Coshell, L. & Rosen, M. R.** (1994). Stratigraphy and holocene history of Lake Hayward, swan coastal plain wetlands, Western Australia. In *Sedimentology and geochemistry of modern and ancient saline lakes* : SEPM Special Publication.
- Coulthard, T. J., Kirkby, M. J. et and Macklin, M. G.** (1999). Modelling the impacts of Holocene environmental change in an upland river catchment, using a cellular automaton approach. *Fluvial Processes and Environmental Change*. John Wiley and Sons, New York. 31-46.

- Dansgaard, W., Johnsen, S. J., Clausen, H. B., Dahl-Jensen, C. S., Gundestrup, N. S., Hammer, C. U., Hvidberg, C. S., Steffensen, J. P., Sveinbjörnsdottir, A. E., Jouzel, J. et Bond, G.** (1993). Evidence for general instability of past climate from a 250-kyr ice-core record. *Nature* **364**, 218-220.
- Daugas, J. P. et Raynal, J. P.** (1989). Quelques étapes du peuplement du Massif Central français dans leur contexte paléoclimatiques et paléogéographique. *Cahiers du Quaternaire* **13**, 68-95.
- Davis, B. A. S., Brewer, S., Stevenson, A. C., Guiot, J. et Data Contributors** (2003). The temperature of Europe during the Holocene reconstructed from pollen data. *Quaternary Science Reviews* **22**, 1701-1716.
- de Beaulieu, J. L., Pons, A. & Reille, M.** (1982). Recherches pollenanalytiques sur l'histoire de la végétation de la bordure nord du massif du Cantal (Massif Central, France). *Pollen et spores* **XXIV**, 251-300.
- de Beaulieu, J. L., Pons, A. & Reille, M.** (1984). Recherches pollenanalytiques sur l'histoire de la végétation des monts du Velay, Massif Central, France. *Diss. Bot* **72**, 45-70.

- de Beaulieu, J. L., Pons, A. & Reille, M.** (1985). Recherches pollenanalytiques sur l'histoire tardiglaciaire et holocène de la végétation des monts d'Aubrac (Massif Central, France). *Review of Paleobotany and Palynology* **44**, 37-87.
- de Beaulieu, J. L., Pons, A. & Reille, M.** (1988). Histoire de la flore et de la végétation du Massif Central (France) depuis la fin de la dernière glaciation. *Cahier de Micropaléontologie* **3**, 5-36.
- de Goer, H.** (1972). *La Planèze de Saint Flour (massif volcanique du Cantal, France)*. Volume 1 : structure et stratigraphie. Volume 2 : formes et dépôts glaciaires., Thèse de l'université de Clermont-Ferrand. pp. 253 + 210.
- Dearing, J. A.** (1991). Lake sediment records of erosional processes. *Hydrobiologia* **214**, 99-106.
- Dearing, J. A., Hakansson, H., Liedberg-Jöhnsson, B., Persson, A., Skansjö, S., Widholm, D. et El-Daoushy, S.** (1987). Lake sediments used to quantify the erosional response to land use change in southern Sweden. *Oikos* **50**, 60-78.
- Dearing, J. A. & Jones, R. T.** (2003). Coupling temporal and spatial dimensions of global sediment flux through lake and marine sediments records. *Global and Planetary Change* **39**, 147-168.
- Deelman, J. C.** (2003). Low temperature formation of dolomite and magnesite. Heindhoven. *Compact Disc Publications Geology Series*.
- Deer, W. A., Howie, R. A. & Zussman, J.** (1966). *An introduction to the rock-forming minerals*. Pearson Prentice Hall. pp. 696.
- Degens, E. T., Wong, H. K., Kempe, S. & Kurtman, F.** (1984). A geological study of Lake Van, Eastern Turkey. *Geologische Rundschau* **73**, 701-734.
- Dejou, J., Guyot, J. & de Kimpe, C.** (1985). Etude de smectites dioctaédriques dans le niveau argileux somital du plateau de Gergovie, près de Clermont-Ferrand (Puy-de-Dôme). Leur caractérisation et leur origine. *Revue des Sciences Naturelles d'Auvergne* **51**, 43-50.
- Delorme, L. D.** (1969). Ostracodes as Quaternary paleoecological indicators. *Canadian Journal of Earth sciences* **6**, 1471-1476.
- Dendy, F. E. et Bolton, G. C.** (1976). Sediment yield-runoff-drainage area relationships in the United States. *Journal of soil and water conservation* **31**, 264-266.
- Derruau, M.** (1949). *La grande Limagne auvergnate et bourbonnaise*. Thèse Grenoble. pp. 545.
- Dietrich, W. E. et Dune, T.** (1978). Sediment budget for a small catchment in mountainous terrain. *Z. Geomorph.* N. F. Suppl. Bd. **29**, 191-206.
- Di-Giovanni, C., Bertrand, P., Campy, M. & Disnar, J. R.** (1997). Contribution de la matière organique méso-cénozoïque dans un flux organique terrigène tardi et post-glaciaire (bassin de Chaillexon, Doubs, France). *Comptes Rendus Géosciences* **168**, 83-92.
- Di-Giovanni, C., Disnar, J. R., Bichet, V. & Campy, M.** (2000). Saisonnalité et effets de seuils de la sédimentation organique détritique en milieu lacustre : hétérochronie de l'enregistrement organique et des fluctuations climatiques (bassin de Chaillexon, Doubs, France). *Bulletin de la Société Géologique de France* **171**, 533-544.
- Di-Giovanni, C., Disnar, J. R., Turpin, S. & J.G., B.** (1999). Estimation de la contribution des matières organiques remaniées au stock organique des sols et sédiments lacustres (bassin lacustre des Peyssières, Hautes-Alpes, France) ; résultats préliminaires. *Comptes Rendus Géosciences* **170**, 121-129.
- Douglas, S. & Beveridge, T. J.** (1998). Mineral formation by bacteria in natural microbial communities. *FEMS Microbiology Ecology* **26**, 79-88.
- Duck, R. W. & McManus, J.** (1990). *Relationships between catchment characteristics, land use and sediment yield in the midland valley of Scotland*. In *Soil erosion on agricultural land*. J. Boardman, I. D. L. Foster & J. A. Dearing : Wiley and Sons. 285-299.
- Dunjo, G., Pardini, G. et Gispert, M.** (2004). The role of land use-land cover on runoff, generation and sediment yields at a microplot scale, in a small Mediterranean catchment. *Journal of Arid Environments* **57**, 99-116.

Dupraz, C., Visscher, P. T., Baumgartner, L. K. & Reid, R. P. (2004). Microbe-mineral interactions : early carbonate precipitation in a hypersaline lake (Eleuthera Island, Bahamas). *Sedimentology* **51**, 745-765.

Dutkiewicz, A. & von der Borch, C. C. (1994). Lake Greenly, Eyre Peninsula, South Australia : sedimentology, paleoclimatic and palaeohydrologic cycles. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **114**, 43-56.

E

Egli, M. et Fitze, P. (2001). Quantitative aspects of carbonate leaching of soils with differing ages and climate. *Catena* **46**, 35-62.

Einsele, G. (1992). *Sedimentary basins. Evolution, Facies and Sediment Budget*. Springer-Verlag, Berlin. pp. 628.

Einsele, G. et Hinderer, M. (1998). Quantifying denudation and sediment-accumulation systems (open and closed lakes) : basic concepts and first results. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **140**, 7-21.

Elwell, H. A. et Stocking, M. A. (1976). Vegetal cover to estimate soil erosion hazard in Rhodesia. *Geoderma* **15**, 61-70.

English, P. M. (2001). Formation of analcime and moganite at Lake Lewis, central Australia : significance of groundwater evolution in diagenesis. *Sedimentary Geology* **143**, 219-244.

Espitalié, J., Deroo, G. & Marquis, F. (1985). La pyrolyse Rock-Eval et ses applications. *Revue de l'Institut Français du Pétrole* **40**, 563-579.

Eugster, H. P. & Hardie, L. A. (1978). *Saline lakes. In Lakes - Chemistry, Geology, Physics*. Springer Verlag, New York. 238-293

Eugster, H. P. & Jones, B. F. (1968). Gels composed of sodium aluminium silicate, Lake Magadi, Kenya. *Science* **161**, 160-164.

Evans, G. & Shearmann, D. J. (1964). Recent celestine from the sediments of Trucial Coast of the Persian gulf. *Nature* **202**, 385-386.

F

Farnsworth, K. L. et Milliman, J. D. (2003). Effects of climatic and anthropogenic change on small mountainous rivers : the Salinas River example. *Global and Planetary Change* **39**, 53-64.

Favis-Mortlock, D., Boardman, J. et Bell, M. (1997). Modelling long-term anthropogenic erosion of a loess cover : South Downs, UK. *The Holocene* **7**, 79-89.

Fisher, T. G., Derald, G. T. et Andrews, J. T. (2002). Preboreal oscillation caused by a glacial Lake Agassiz flood. *Quaternary Science Reviews* **21**, 873-878.

Fleury, A. (2001). *Apport des diatomées à la caractérisation de l'environnement lacustre du Marais de Sarliève (Puy-de-Dôme) au cours de l'Holocène et de la période historique*. DEA Université Orléans-Tours. pp. 38 + annexes.

Folk, R. L. (1974). The natural history of crystalline calcium carbonate : effect of magnesium content and salinity. *Journal of Sedimentary Petrology* **44**, 40-53.

Folk, R. L. (1993). SEM imaging of bacteria and nannobacteria in carbonate sediments and rocks. *Journal of Sedimentary Petrology* **63**, 990-999.

Folk, R. L. (1999). Nannobacteria and the precipitation of carbonate in unusual environments. *Sedimentary Geology* **126**, 47-55.

Folk, R. L. & Chafetz, H. S. (2000). Bacterially induced microscale and nanoscale carbonate precipitates. *In Microbial sediments*. Springer Verlag, Berlin. 40-49

Foucault, A. et Raoult, J. F. (1999). *Dictionnaire de géologie*, 4e édition. Masson Paris. pp. 424..

Fournier, G. (1996). Sarliève : un lac au moyen âge. *Association du Site de Gergovie* **11**, 2-34.

France-Lanord, C., Evans, M. N., Hurtrez, J.-E. & Riotte, J. (2003). Annual dissolved fluxes from Central Nepal rivers : budget of chemical erosion in the Himalayas. *Comptes Rendus Géoscience* **335**, 1131-1140.

Friis-Christensen, E. & Lassen, K. (1991). Length of the solar cycle : an indicator of solar activity closely associated with climate. *Science* **254**, 698-700.

Fritz, S. C., Juggins, S., Battarbee, R. W. et Engstrom, D. R. (1991). Reconstruction of past changes in salinity and climate using a diatom based transfer. *Nature* **352**, 706-708.

G

Gachon, L. (1963). *Contribution à l'étude du quaternaire récent de la Grande Limagne marno-calcaire : morphogenèse et pédogenèse*. Thèse Université de Clermont-Ferrand. pp. 169.

Gasse, F. (1975). *L'évolution des lacs de l'Afar Central (Ethiopie et T.F.A.I.) du Plio-Pléistocène à l'actuel, reconstitution des paléomilieus lacustres à partir de l'étude des diatomées*, **Volume I**, 406.

Gay, I. (1995). *Evolution des flux minéraux pendant le Tardiglaciaire et l'Holocène dans un bassin montagneux à roches magmatiques sous latitude moyenne. Le bassin du lac Chambon, Massif Central*. Thèse Université d'Orléans, pp. 208.

Gay, I. & Macaire, J. J. (1999). Estimation des taux d'érosion chimique tardiglaciaires et holocènes par la méthode des bilans d'altération. Application au bassin du lac Chambon (Massif central, France). *Compte Rendu Géoscience*, **328**, 387-392.

Gay, I., Macaire, J. J. & Cocirta, C. (1998). Evolution qualitative des flux particuliers depuis 12600 ans dans le bassin du lac Chambon, Massif Central, France. *Bulletin de la Société géologique de France* **169**, 301-314.

Germain, H. (1981). *Flore des diatomées, eaux douces et saumâtres*. Boubée, Paris. pp. 411.

Giresse, P. & Weil, R. (1970). Nouvelles observations sur le gisement de quartz authigènes de la lagune Fernan-Vaz (République du Gabon). *Bull. Serv. Carte géol. Als.-Lorr.* **23**, 215-222.

Gomis-Yagües, V., Boluda-Botella, N. & Ruiz-Bevià, N. (2000). Gypsum precipitation/dissolution as an explanation of the decrease of sulfate concentration during seawater intrusion. *Journal of Hydrology* **228**, 48-55.

Gonzales-Samperiz, P., Valero-Garcés, B., Carrion, J. S., Pena-Monné, J. L., Garcia-Ruiz, J. & Marti-Bono, C. (in press). Glacial and Lateglacial vegetation in northeastern Spain : New data and a review. *Quaternary International*.

Grill, J.J et Duvoux, B (1991). *Maîtrise du ruissellement et de l'érosion*. Cemagref. pp 157.

Grootes, P. M., Stuiver, M., White, J. W. C., Johnsen, S. et Jouzel, J. (1993). Comparison oxygen isotope records from the GISP2 and GRIP Greenland ice cores. *Nature* **366**, 552-554.

Grove, J. M. (1988). *The Little Ice Age*. Routledge, London.

Guenet, P. & Reille, M. (1988). Analyse pollinique du lac-tourbière de Chambedaze (Massif Central, France) et datation de l'explosion des plus jeunes volcans d'Auvergne. *Bulletin de l'Association française pour l'étude du Quaternaire* **4**, 175-194.

Gündogan, I., Önal, M. & Depçi, T. (2005). Sedimentology, petrography and diagenesis of Eocene-Oligocene evaporates : the Tuzhisar Formation, SW Sivas Basin, Turkey. *Journal of African Earth Sciences* **xx**, 1-13.

H

Harrison, J. B. (1933). *The katalorphism of igneous rocks under humid tropical conditions*. Imp. Bur. Soil Sci Harpenden. pp. 79.

Hay, R. L. (1966). Zeolite and zeolitic reactions in sedimentary rocks. *Geological Society of America* **85**, 130.

Hay, R. L. (1970). Silicate reactions in three lithofacies of semi-arid basin, Olduvai Gorge, Tanzania. In *Mineralogy and geochemistry of non-marine evaporites*. Morgan, Mineralogical Society of America, **3**.

Heathwaite, A. L., Burt, T. P. et Trudgill, S. T. (1990). Land-use controls on sediment production in a lowland catchment, South-West England. In *Soil erosion on agricultural land*. Wiley and sons. 70-86.

Hill, R.D., et Peart, M.R. (1998). Land use, runoff, erosion and their control: a review for southern, China. *Hydrological Processes*, **12**, 2029-2042.

Hillier, S. (1995). Erosion, sedimentation and sedimentary origin of clays. In *Origin and mineralogy of clays - Clays and the environment*. Velde, Springer Berlin, 162-219.

Hinschberger F., Fourmont A., Macaire J.J., Bréhéret J.G. et Guérin R. Contribution of electric and electromagnetic surveys to the study of an ancient lake sedimentary filling. Application to the Sarliève marsh (Massif Central, France), (*in Prep*).

Hinderer, M. (2001). Late Quaternary denudation of the Alps, valley and lake filling, and modern river loads. *Geodinamica Acta* **14**, 231-263.

Hinderer, M. (2003). Large to medium-scale sediment budget Models - the Alpenrhein as case study. In *Long Term Hillslope and Fluvial System Modelling - Concepts and Case Studies from the Rhine River Catchment*. Springer Berlin.

Holeman, J. N. (1968). The sediment yield of major rivers of the world. *Water Resources Research* **4**, 737-747.

Hoyt, D. V. et Schatten, K. H. (1997). *The role of the sun in climate change*. Oxford University Press. pp. 279.

Hughes, P. D. M., Mauquoy, D., Barber, K. E. et Langdon, P. G. (2000). Mire development pathways and paleoclimatic records from a full Holocene peat archive at Walton Moss, Sumbria, England. *The Holocene* **10**.

I

Iversen, J. (1944). *Viscum, Hedera and Ilex as climate indicators. A contribution to the study of post-glacial temperature climate*. *Geologiska Föreningens i Stockholm Förhandlingar* **66**, 463-483.

Iversen, J. (1958). The bearing of glacial and interglacial epochs on the formation and extinction of plant taxa. *Uppsala Universitet Arssk* **6**, 210-215.

J

Jansen, J. M. L. et Painter, R. B. (1974). Predicting sediment yield from climate and topography. *Journal of Hydrology* **21**, 371-380.

Jeambrun, M., Aubert, M., Bouiller, R., Camus, G., Cochet, A., d'Arcy, D., Giot, D., Baudry, D., Roche, A. & Bonhomme, N. (1973). *Carte géologique au 1/50000 - Clermont-Ferrand XXV-31*, BRGM, Orléans.

Jetten, V., De Roo, A. et Favis-Mortlock, D. (1999). Evaluation of field-scale and catchment scale soil erosion models. *Catena* **37**, 521-541.

Johnsen, S. J., Clausen, H. B., Dansgaard, W., Fuhrer, K., Gundestrup, N. S., Hammer, C. U., Iversen, P., Jouzel, J., Stauffer, B. et Steffensen, J. P. (1992). Irregular glacial interstadials recorded in a new Greenland ice core. *Nature* **359**, 311-313.

Jones, B. F. (1986). Clay mineral diagenesis in lacustrine sediments. In *Studies in diagenesis*, US geological survey bulletin. 291-300.

Jones, B. F. & Bowser, H. P. (1978). The mineralogy and related chemistry of lake sediments. In *Lakes - chemistry, geology, physics*. Springer Verlag, New York, 179-235.

Jones, B. F. & Weir, A. H. (1983). Clay minerals of lake Abert, an alkaline, saline lake. *Clay minerals* **31**, 161-172.

Judson, S. et Ritter, D. F. (1964). Rates of regional denudation in the United States. *Journal of Geophysical Research* **69**, 3395-3401.

Juvigné, E. & Gilot, E. (1986). Ages et zones de dispersion de téphra émises par les volcans du Montcineyre et du lac Pavin (Massif Central, France). *Z. dt. geol. Ges.* **137**, 613-623.

- Kalis, A. J., Merkt, J. et Wunderlich, J.** (2003). Environmental changes during the Holocene climatic optimum in central Europe - human impact and natural causes. *Quaternary Science Reviews* **22**, 33-79.
- Kantrud, H. A.** (1991). *Wigeongrass (Ruppia maritima L.) : A literature Review*. U.S. Fish and Wildlife Service, Fish and Wildlife Research 10. Jamestown, ND: Northern Prairie Wildlife Research Center Home Page. <http://www.npwrc.usgs.gov/resource/literatr/ruippa/ruippa.htm>
- Kazmierczak, J., Coleman, M. L., Gruszczynski, M. & Kempe, S.** (1996). Cyanobacterial key to the genesis of micritic and peloidal limestones in ancient seas. *Acta Palaeontologica Polonica* **41**, 319-338.
- Kelts, K. et Hsü, K.J.** (1978). Freshwater carbonates sedimentation. In : *Lakes*. Springer, New York : 295-323.
- Kessler, J. & Chambraud, A.** (1986). *La météo de la France. Tous les climats localité par localité*. pp. 321.
- Kezaob, C. & Bowlerb, J. M.** (1986). Late pleistocene evolution of salt lakes in the Qaidam basin, Qinghai province, China. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **54**, 87-104.
- Kinsman, D. J. J. & Patterson, R. J.** (1973). Dolomitization process in sabkha environment. *American Association of Petroleum Geologists Bulletin* **57**, 788-789.
- Kosmas, C., Gerontidis, S. et Marathanou, M.** (2000). The effect of land use change on soils and vegetation over lithological formations on Lesvos (Greece). *Catena* **40**, 51-68.
- Krammer, K. & Lange-Bertalot, H.** (1986). *SuBwasserflora von Mitteleuropa*. Band 2/1, Bacillariophyceae 1. Teil : Naviculaceae. pp. 876.
- Krammer, K. & Lange-Bertalot, H.** (1988). *SuBwasserflora von Mitteleuropa*. Band 2/2, Bacillariophyceae 2. Teil : Epithemiaceae, Surirellaceae. pp. 596.
- Krammer, K. & Lange-Bertalot, H.** (1991). *SuBwasserflora von Mitteleuropa*. Band 2/3, Bacillariophyceae 3. Teil : Centrales, Fragillariaceae, Eunotiaceae. pp. 576.
- Kroonenberg, S. B., van den Berg van Saparoea, R. M. & Jonker, A. T. J.** (1987). Late Glacial and Holocene development of semi-closed depressions (thaw lakes?) in the Limagne Rift Valley, French Central Massif. *Geologie en Mijnbouw* **66**, 297-311.
- Krumbein, W. E.** (1974). On precipitation of aragonite on the surface of marine bacteria. *Naturwissenschaften* **61**, 167.
- Kurek, J., Cwynar, L. C. et Spear, R. W.** (2004). The 8200 cal YR BP colling event in eastern North America and the utility of midge analysis for Holocene temperature reconstructions. *Quaternary Science Reviews* **23**, 627-639.

- Labauve, L.** (2001). *Application de la matière organique à l'étude de l'évolution d'un lac ; l'exemple du remplissage holocène du Marais de Sarliève (Puy-de-Dôme)*. DEA Université de Tours. pp. 31.
- Laird, K. R., Fritz, S. C., Maasch, K. A. et Cumming, B. F.** (1996). Greater drought intensity and frequency before AD 1200 in the Northern Great Plains, USA. *Nature* **384**, 552-554.
- Lamb, H. H.** (1977). *Climate : present, past and future*. Methuen, London.
- Lamb, H. H.** (1981). An approach to the study of the development of climate and its impact in human affairs. In *Climate and history*. Cambridge University Press. 291-309.
- Lang, A.** (2002). Phases of soil erosion-derived colluviation in the loess hills of South Germany. *Catena* **722**, 1-13.
- Lang, A. & Hönscheidt, S.** (1999). Age and source of colluvial sediments at Vaihingen-Enz, Germany. *Catena* **38**, 89-107.
- Lang, A., Niller, H. P. et Rind, M.** (2003). Land degradation in Bronze Age Germany : archaeological, pedological, and chronometrical evidence from a hillslope settlement on the Frauenberg, Niederbayern. *Geoarchaeology : An International Journal* **18**, 757-778.

- Lang, G. & Trautmann, W.** (1961). *Flora* **150** (1), 11-42.
- Last, W.M.** (1982). Holocene carbonate sedimentation in Lake Manitoba, Canada. *Sedimentology*, **29**, 691-704.
- Last, W.** (1990a). Lacustrine dolomite - an overview of modern, Holocene, and Pleistocene occurrences. *Earth Science Reviews* **27**, 221-263.
- Last, W.** (1990b). Paleochemistry and paleohydrology of Ceylon Lake, a salt-dominated playa basins in the northern Great Plains, Canada. *Journal of Paleolimnology* **4**, 219-238.
- Last, W. M.** (1993). Rates of sediment deposition in a hypersaline lake in the northern Great Plains, western Canada. *International Journal of Salt Lake Research* **2**, 47-58.
- Last, W., Deleqiat, J., Greengrass, K. & Sukhan, S.** (2002). Re-examination of the recent history of meromictic Waldsea Lake, Saskatchewan, Canada. *Sedimentary Geology* **148**, 147-160.
- Last, W. & Vance, R. E.** (1997). Bedding characteristics of Holocene sediments from salt lakes of the northern Great Plains, Western Canada. *Journal of Paleolimnology* **17**, 297-318.
- Last, W. M. & Vance, R. E.** (2002). The Holocene history of Oro Lake, one of the western Canada's longest continuous lacustrine records. *Sedimentary Geology* **148**, 161-184.
- Le Bissonnais, Y.** (1988). *Analyse des mécanismes de désaggrégation et de la mobilisation des particules de terre sous l'action des pluies*. Thèse Université d'Orléans. pp. 196.
- Lee, C. R. et Skogerboe, J. G.** (1985). Quantification of erosion control by vegetation on problem soils. In *Soil erosion and conservation*. Soil Erosion Soc. of America. 437-444.
- Lemoalle, J. & Dupont, B.** (1973). Iron bearing oolites and the present conditions and the present conditions of iron sedimentation in lake Chad (Africa). In *Ores in sediments*. Springer Berlin, 167-178.
- Leneuf, N.** (1959). *L'altération des granites calco-alcalins et des granodiorites en Côte d'Ivoire forestière et les sols qui en sont dérivés*. ORSTOM. pp. 210.
- Lenselink, G., Kroonenberg, S. B. & Loison, G.** (1990). Pleniglacial to Holocene paleo-environments in the Artière basin in the western Limagne rift valley, Massif Central, France. *Quaternaire* **2**, 139-156.
- Longman, M. W. & Mench, P. A.** (1978). Diagenesis of cretaceous limestones in the Edwards aquifer system of south-central Texas : A scanning electron microscope study. *Sedimentary Geology* **21**, 241-276.
- Lopez Saez, J. A., van Geel, B., Farbos-Texier, S. & Diot, M. F.** (1998). Remarques paléoécologiques à propos de quelques palynomorphes non-polliniques provenant de sédiments quaternaires en France. *Revue de Paléobiologie* **17**, 445-459.

M

- Macaire, J. J., Bellemlh, S., Di-Giovanni, C., De Luca, P., Visset, L. & Bernard, J.** (2002). Sediment yield and storage variations in the Négron river catchment (South Western Parisian Basin, France) during the Holocene Period. *Earth Surface Processes and Landforms* **27**, 991-1009.
- Macaire, J. J., Bossuet, G., Choquier, A., Cocirta, C., De Luca, P., Dupis, A., Gay, I., Mathey, E. et Guenet, P.** (1997). Sediment yield during Late Glacial and Holocene periods in the Lac Chambon watershed, Massif Central, France. *Earth Surface Processes and Landforms* **22**, 473-489.
- Macaire, J. J., Bossuet, G., Choquier, A., Cocirta, C., De Luca, P., Dupis, A., Gay, I., Mathey, E. & Guenet, P.** (1995). Effets climatique et anthropique sur l'érosion mécanique en montagne cristalline de région tempérée pendant le Tardiglaciaire et l'Holocène. Un exemple, le bassin du Lac Chambon (Massif Central, France). *Comptes Rendus Géosciences* **320**, 579-585.
- Macaire, J. J., Di-Giovanni, C., Hirschberger, F.** (2005). Relations entre production organique et apports terrigènes dans les sédiments fluviaux holocènes : observations et conclusions hétérodoxes. *Comptes Rendus Géosciences* **337**, 735-744.

- Macaire, J. J., Estioule-Choux, J. & Estioule, J.** (1977). Sur la présence de zéolites détritiques dans les alluvions quaternaires de la Creuse et de la Claise. *Comptes Rendus Géosciences* **285**, 949-952.
- Macaire, J. J., Perruchot, A. & Dejou, J.** (1988). Transformations géochimiques au cours de l'altération d'une basanite pliocène du Massif Central Français. *Geoderma* **41**, 287-314.
- Magee, J. W.** (1991). Late quaternary lacustrine, groundwater, aeolian and pedogenic gypsum in the Prungle Lakes, southeastern Australia. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **84**, 3-42.
- Magny, M.** (1992). Holocene lake level fluctuations in Jura and the northern subalpine ranges, France : regional pattern and climatic implications. *Boreas* **21**, 319-334.
- Magny, M.** (1993). Solar influences on Holocene climatic changes illustrated by past level lake fluctuations and the atmospheric ^{14}C record. *Quaternary Research* **40**, 1-9.
- Magny, M.** (1995). Successive oceanic and solar forcing indicated by Younger Dryas and early Holocene climatic oscillations in the Jura. *Quaternary Research* **43**, 279-285.
- Magny, M.** (2004). Holocene climate variability as reflected by mid-European lake-level fluctuations and its probable impact on prehistoric human settlements. *Quaternary International* **113**, 65-79.
- Magny, M., Bégeot, C., Guiot, J. et Peyron, O.** (2003). Contrasting patterns of hydrological changes in Europe in response to Holocene climate cooling phases. *Quaternary Science Reviews* **22**, 1589-1596.
- Magny, M., Leuzinger, U., Bortenschlager, S. & Haas, J. N.** (2005). Tripartite climate reversal in central Europe 5600-5300 years ago at Arbon-Bleiche, Switzerland. *Quaternary Research in press*.
- Mariner, R. H. & Surdam, R. C.** (1970). Alkalinity and formation of zeolites in saline alkaline lakes. *Science* **170**, 977-980.
- Martaud, T.** (2002). *Définition des marqueurs organiques d'incendie. Application sur le contenu organique des sédiments du Marais de Sarliève (Puy-de-Dôme, France)*, DEA Université de Tours. pp. 27.
- Martina, J. M., Ortega-Huertasb, M. & Torres-Ruizb, J.** (1984). Genesis and evolution of strontium deposits of the Granada basin (Southeastern Spain) : Evidence of diagenetic replacement of a stromatolite belt. *Sedimentary Geology* **39**, 281-298.
- Mazoyer, M. et Roudart, L.** (1997). *Histoire des agricultures du monde. Du néolithique à la crise contemporaine*. Seuil. pp. 699.
- Mazurié de Keroualin, K.** (2003). *Genèse et diffusion de l'agriculture en Europe; Agriculteurs-Chasseurs-Pasteurs*. Errance, Paris. pp. 183.
- Meese, D. A., Gow, A. J., Grootes, P. M., Mayewski, P. A., Ram, M., Stuiver, M., Taylor, K. C., Waddington, E. D. et Zielinski, G. A.** (1994). An accumulation record of the GISP2 core as an indicator of climate change throughout the Holocene. *Science* **266**, 1680-1682.
- Mégard, F.** (1968). *Geología del cuadrángulo de Huancayo*. Boletín, Servicio de geología y minería. 18. pp. 123 p. + cartes.
- Meish, C.** (2000). *Freshwater ostracoda of Western and Central Europe*. Spektrum Akademischer Verlag, Heidelberg. pp. 522.
- Meldrum, F. C. & Hyde, S. T.** (2001). Morphological influence of magnesium and organic additives on the precipitation of calcite. *Journal of Crystal Growth* **231**, 544-528.
- Mercer, R. & Tipping, R.** (1994). The prehistory of soil erosion in the Northern and Eastern Cheviot Hills, Anglo-Scottish Borders. In *History of soils and field systems*. 1-25.
- Messerli, B., Grosjean, M., Hofer, T., Nunez, L. et Pfister, C.** (2000). From nature-dominated to human-dominated environmental changes. *Quaternary Science Reviews* **19**, 459-479.
- Meybeck, M.** (1987). Global chemical weathering of surficial rocks estimated from river dissolved loads. *American Journal of Science* **287**, 401-428.

- Meybeck, M.** (1988). How to establish and use world budgets of riverine materials. In *Physical and chemical weathering in geochemical cycles*. Kluwer Academic, Dordrecht, 247-272.
- Miallier, D., Sanzelle, S., Pilleyre, T., Vernet, G., Brugière, S. & Danhara, T.** (2004). Nouvelles données sur le téphra de Sarliève et le téphra CF7, marqueurs chronostratigraphiques de Grande Limagne (Massif Central, France). *Compte Rendu Géoscience*. **336**, 1-8.
- Michard, G.** (1989). *Equilibres chimiques dans les eaux naturelles*. Publisud Paris. pp. 357.
- Michel, R.** (1948). Etude géologique du plateau de Gergovie. In *Mémoire des Sociétés d'histoire naturelle d'Auvergne*. pp. 68.
- Milliman, J. D.** (1990). Fluvial sediment in coastal seas : flux and fate. *Nature and Resources* **26**, 12-22.
- Milliman, J. D. et Meade, R. H.** (1983). World-delivery of river sediment to the oceans. *Journal of Geology* **91**, 1-21.
- Milliman, J. D. et Syvitski, J. P. M.** (1992). Geomorphic/Tectonic control of Sediment discharge to the ocean : the importance of small mountainous rivers. *The journal of Geology* **100**, 525-544.
- Millot, G.** (1964). *Géologie des argiles*. Paris.
- Millot, R., Gaillardet, J., Dupré, B. et Allègre, C. J.** (2003). Northern latitude chemical weathering rates : Clues from the Mackenzie River Basin, Canada. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **67**, 1305-1329.
- Milton, C.** (1971). Authigenic minerals in the Green River Formation. Wyoming Univ. *Contr. Geol.* **10**, 57-63.
- Mischke, S., Fusch, D., Riedle, F. & Schdak, M. E.** (2002). Mid to late holocene palaeoenvironment of lake eastern Juyanze (north-western China) based on ostracods and stable isotopes. *Geobios* **35**, 99-110.
- Moreira, N. F., Walter, L. M., Vasconcelos, C., McKenzie, J. A. & McCall, P. J.** (2004). Role of sulfide oxidation in dolomitization : sediment and pore-water geochemistry of a modern hypersaline lagoon system. *Geology* **32**, 701-704.
- Morin, E.** (2004). *Inventaire minéralogique dans le substratum oligocène du bassin versant du Marais de Sarliève*. Mémoire de Licence, Université de Tours. pp. 20 + annexes.
- Müller, G. & Förstner, U.** (1973). Recent iron ore formation in lake Malawi Africa. *Mineral deposits* **8**, 278-290.
- Müller, G., Irion, G. & Förstner, U.** (1972). Formation and diagenesis of inorganic Ca-Mg carbonates in the lacustrine environment. *Naturwissenschaften* **59**, 158-164.
- Müller, G. & Wagner, F.** (1978). Holocene carbonate evolution in Lake Balaton (Hungary) : a response to climate and impact of man. *Spec. Publs int. Ass. Sediment.* **2**, 57-81.

N

- Noël, H.** (2001). *Caractérisation et calibration des flux organiques sédimentaires dérivant du bassin versant et de la production aquatique (Annecy, le Petit lac) - Rôles respectifs de l'Homme et du Climat sur l'évolution des flux organiques au cours des 6000 dernières années* - Thèse Université d'Orléans. pp. 273.
- Noël, H., Garbolino, E., Brauer, A., Lallier-Vergès, E., de Beaulieu, J. L. & Disnar, J. R.** (2001). Human impact and soil erosion during the last 5000 yrs as recorded in lacustrine sedimentary organic matter at Lac d'Annecy, the French Alps. *Journal of Paleolimnology* **25**, 229-244.

O

- O'Brien, S. R., Mayewski, P. A., Meeker, L. D., Meese, D. A., Twickler, M. S. et Whitlow, S. I.** (1995). Complexity of Holocene climate as reconstructed from a Greenland ice core. *Science* **270**, 1962-1964.
- Olaussen, S.** (1981). Formation of celestite in the Wenlock, Oslo region Norway-evidence for evaporitic depositional environments. *Journal of sedimentary petrology* **51**, 37-46.

Orti, F., Rosell, L. & Anadon, P. (2003). Deep to shallow lacustrine evaporites in the Libros Gypsum (Southern Terruel Basin, Miocene, NE Spain) : an occurrence of pelletal gypsum rhythmites. *Sedimentology* **50**, 361-386.

Otsuki, A. et R. Wetzel, G. (1974). Calcium and total alkalinity budgets and calcium carbonate precipitation of a small hardwater lake. *Arch. Hydrobiol.* **73**, 14-30.

Owens, P. N. (1990). Valley sedimentation at Slapton, South Devon, and its implications for the estimation of lake-sediment-based erosion rates. In *Soil erosion on agricultural land*. John Wiley and Sons, 193-200.

P

Palmer, M. R., Helvacı, C. & Fallick, A. E. (2004). Sulfure, sulphate oxygen and strontium isotope composition of Cenozoic Turkish evaporites. *Chemical Geology* **209**, 341-356.

Peteet, D. (1995). Global Younger Dryas? *Quaternary International* **28**, 93-104.

Peterlongo, J. M. & de Goer, H. (1968). *Guide géologique régionale. Massif Central (Limousin, Auvergne, Velay)*. pp 200.

Pons, A., Reille, M. et de Beaulieu, J. L. (1989). La végétation du Massif Central depuis la fin du dernier glaciaire. *Revue des Sciences Naturelles d'Auvergne* **55**.

Pons, A., Reille, M., de Beaulieu, J. L., Delibrias, G. & Evin, J. (1988). Relations entre datations ¹⁴C et analyse pollinique : l'exemple de l'intervalle 6000-4000 BP dans le Massif Central. *Bulletin de l'Association française pour l'étude du Quaternaire* **1**.

Preston, N. (2001). *Geomorphic response to environmental change : the imprint of deforestation and agricultural land use on the contemporary landscape of the Pleiser Hügelland*. Thèse Bonn, Germany. pp. 125.

Preston, N. et Schmidt, J. (2003). Modelling sediment fluxes at large temporal and spatial scales. In *Long Term Hillslope and Fluvial System Modelling - Concepts and Case Studies from the Rhine River Catchment*. Springer Berlin.

Probst, J. L. (1990). *Géochimie et hydrologie de l'érosion continentale. Mécanismes, bilan global actuel et fluctuations au cours des 500 derniers millions d'années*. Thèse université de Strasbourg. pp. 185.

R

Rameau, J. C., Mansion, D. & Dumé, G. (1989). *Flore forestière française*. Guide écologique illustré -1- Plaines et collines : Ministère de l'agriculture et de la forêt. pp. 1785.

Redman, C. (2000). The human factor in paleoclimate. In *PAGES Newsletter* - www.pages-igbp.org. 4-5.

Reille, M. (1990). *Leçons de palynologie et d'analyse pollinique*. Editions du CNRS. pp. 206.

Renard, K. G., Foster, G. R., Weesies, G. A., Mac Cool, D. A. et Yoder, D. C. (1997). *Predictiong soil erosion by water : a guide to conservation planning with the Revised Soil Loss Equation (RUSLE)*. Agricultural Handbook U.S. Gov. Print. Office Washington.

Renssen, H., van Geel, B., van der Plicht, J. et Magny, M. (2000). Reduced solar activity as a trigger for the start of the younger Dryas? *Quaternary International* **68-71**, 373-383.

Revel, J. C. et Rouaud, M. (1985). Mécanismes et importance des remaniements dans le Terrefort toulousain (Bassin aquitain, France). *Pédologie* **XXXV-2**, 171-189.

Rey, F., Ballais, J.-L., Marre, A. et Rovéra, G. (2004). Rôle de la végétation dans le protection contre l'érosion hydrique de surface. *Comptes Rendus Géosciences in press*.

Roberts, N. (1998). *The Holocene an environmental history* : Blackwell Publishers. pp. 316.

Roberts, N., Taieb, M., Barker, P., Damnati, B., Icole, M. et Williamson, D. (1993). Timing of the Younger Dryas event in East Africa from lake-level changes. *Nature* **366**, 146-148.

Roose E. and Sabir M. (2002). Stratégies traditionnelles de conservation de l'eau et des sols dans le bassin méditerranéen : classification en vue d'un usage renouvelé. *Bull. Réseau Erosion* **21**, 33–44.

Rosen, M. R., Miser, D. E. & Warren, J. K. (1988). Sedimentology, mineralogy and isotopic analysis of Pellet Lake, Coorong region, South Australia. *Sedimentology* **35**, 105-122.

Ross, C. S. (1928). Sedimentary analcite. *American Mineralogy* **13**, 195.

Ruxton, B. P. et MacDougall, I. (1967). Denudation rates in Northeast Papua from potassium-argon dating of lavas. *American Journal of Science* **265**, 545-561.

S

Schaller, M., von Blanckenburg, F., Hovius, N. et Kubik, P. W. (2001). Large-scale erosion rates from in situ-produced cosmogenic nuclides in European river sediments. *Earth and Planetary Science Letters* **188**, 441-458.

Schaller, M., von Blanckenburg, F., Veldkamp, A., Tebbens, L. A., Hovius, N. et Kubik, P. W. (2002). A 30000 yr record of erosion rates from cosmogenic ¹⁰Be in Middle European river terraces. *Earth and Planetary Science Letters* **204**, 307-320.

Schultze-Lam, S. & Beveridge, T. (1994). Nucleation of celestite and strontianite on a cyanobacterial S-Layer. *Applied and Environmental microbiology* **60**, 447-453.

Schultze-Lam, S., Harauz, G. & Beveridge, T. J. (1992). Participation of a cyanobacterial S layer in fine-grain mineral formation. *J. Bacteriol.* **174**, 7971-7981.

Schumm, S. A. et Hadley, R. F. (1961). Progress in application of landform analysis in studies of semiarid erosion. U.S. *Geological Survey* 437, 14 p.

Schütt, B. (1998). Reconstruction of palaeoenvironmental conditions by investigation of Holocene playa sediments in the Ebro Basin, Spain : preliminary results. *Geomorphology* **23**, 273-283.

Schütt, B. (2000). Holocene paleohydrology of playa lakes in northern and Central Spain : a reconstruction based on the mineral composition of lacustrine sediments. *Quaternary International* **73/74**, 7-27.

Severinghaus, J. P., Sowers, T., Brook, E. J., Alley, R. B. et Benders, M. L. (1998). Timing of abrupt climate change at the end of the Younger Dryas interval from thermally fractionated gases in polar ice. *Nature* **391**, 141-146.

Sheppard, R. A. & Gude, A. J. (1968). Distribution and genesis of authigenic silicate minerals in tuffs of Pleistocene Lake Tecopa, Inyo County, California. U.S. *Geology Survey* **597**, 38.

Sheppard, R. A. & Gude, A. J. (1969). Diagenesis of tuffs in the Barstow Formation, Mud Hills, San Bernardino County, California. U.S. *Geology Survey* **830**, 35.

Sheppard, R. A. & Gude, A. J. (1973). Zeolites and associated authigenic silicate minerals in tuffaceous rocks of the Big Sandy Formation, Mohave County, Arizona. U.S. *Geology Survey* 830, 36.

Singer, A. & Stoffers, P. (1980). Clay mineral diagenesis in two east african lake sediments. *Clay minerals* **15**, 291-307.

Singer, A. (1984). The paleoclimatic interpretation of clay minerals in sediments - a review. *Earth Science Reviews* **21**, 251-293.

Skinner, H. C. W. (1963). Precipitation of calcian dolomites and magnesian calcites in the southeast of South Australia. *American Journal of Science* **261**, 449.

Sogon, S. (1999). *Erosion des sols cultivés et transport des matières en suspension dans un bassin versant de Brie, application des marqueurs radioactifs et magnétiques*. Thèse Université Paris I. pp. 304.

Sowers, T., Benders, M. L., Labeyrie, L., Martinson, D., Jouzel, J., Raynaud, D., Pichon, J. J. et Korotkevich, Y. (1993). 135,000 years Vostok SPECMAP common temporal framework. *Paleoceanography* **8**.

Speranza, A., van Geel, B. et van der Plicht, J. (2003). Evidence for solar forcing of climate at ca. 850 cal BC from a Czech peat sequence. *Global and Planetary Change* **35**, 51-65.

- Srodon, J. & Eberl, D. D.** (1984). Illite. *Reviews in mineralogy* **13**, 495-544.
- Stoffers, P. & Singer, A.** (1979). Clay minerals in lake Mobutu Sese Seko (lake Albert). Their diagenetic changes as an indicator of the Paleoclimate. *Geol. Rundsch.* **68**, 1009-1024.
- Stuiver, M., Grootes, P. M. et Braziunas, T. F.** (1995). The GISP2 d18O climate record of the Past 16500 years and the role of the sun, ocean, and volcanoes. *Quaternary Research* **44**, 341-354.
- Stuiver, M., Reimer, P.J., Bard, E., Beck, J.W., Burr, G.S., Hughen, K.A., Kromer, B., McCormac, G., van der Plicht, J.** (1998). INTCAL98 Radiocarbon age calibration, 24,000-0 calBP. *Radiocarbon* **40** n°. 3.
- Sunborg, A.** (1986). *Problèmes d'érosion, transport solide et sédimentation dans les bassins versants*. Unesco. pp. 139.
- Surdam, R. C. & Eugster, H. P.** (1976). Mineral reactions in the sedimentary deposits of the Lake Magadi Region, Kenya. *Geological Society of America Bulletin* **87**, 1739-1752.
- Surdam, R. C. & Parker, R. D.** (1972). Authigenic aluminosilicate minerals in the tuffaceous rocks of the Green River formation, Wyoming. *Geological Society of America Bulletin* **83**, 689-700.
- Surdam, R. C. & Sheppard, R. A.** (1978). *Natural zeolites - Occurrences, Properties, Use*. Pergamon Oxford.
- Syvitski, J. P. M.** (2003). Supply and flux of sediment along hydrological pathways : research for the 21st century. *Global and Planetary Change* **39**, 1-11.

T

- Taberner, C., Marshall, J. D., Hendry, J. P., Pierre, C. & Thirlwall, M. F.** (2002). Celestite formation, bacterial sulphate reduction and carbonate cementation of Eocene reefs and basinal sediments (Igualada, NE Spain). *Sedimentology* **49**, 171-190.
- Talbot, M. R. & Kelts, K.** (1986). Primary and diagenetic carbonates in the anoxic sediments of Lake Bosumtwi, Ghana. *Geology* **14**, 912-916.
- Tank, R.** (1969). Clay mineral composition of the Tipton Shale Member in the Green River Formation (Eocene) of Wyoming. *Journal of sedimentary petrology* **39**, 1593.
- Taylor, K. C., Lamorey, G. W., Doyle, G. A., Alley, R. B., Grootes, P. M., Mayewski, P. A., White, J. W. C. et Barlow, L. K.** (1993). The flickering switch of Late Pleistocene climate change. *Nature* **361**, 432-436.
- Teller, J. T., Leverington, D. W. et Mann, J. D.** (2002). Freshwater outbursts to the oceans from Lake Agassiz and their role in climate change during last deglaciation. *Quaternary Science Reviews* **21**, 879-887.
- Tercinier, G. & Quantin, P.** (1968). *Influence de l'alteration de cendres en ponces volcaniques d'âge récent sur la nature, les propriétés et la fertilité des sols aux Nouvelles-Hybrides*. Cahier de l'ORSTOM, série Pédologie **I**, 203-224.
- Teruggi, M. E.** (1964). A new and important occurrence of sedimentary analcime. *Journal of sedimentary petrology* **34**, 761-767.
- Tettenhorst, R. & Moore, G. J.** (1978). Stevensite oolites from the Green River Formation of central Utah. *Journal of sedimentary petrology* **48**, 587-594.
- Thompson, J. B.** (2000). Microbial whittings. In *Microbial sediments*. Springer-Verlag Berlin, 251-260
- Thompson, J. B., Ferris, F. G. & Smith, D. A.** (1997). Geomicrobiology and sedimentology of the mixolimnion and chemocline in Fayetteville Green Lake, New York. *Palaaios* **5**, 52-75.
- Thompson, L. G.** (1991). Ice-core records of with emphasis on the global record of the last 2000 years. In *Global changes of the past*. OIES Global Change Institute, 201-224.
- Tinner, W. et Lotter, A. F.** (2001). Central european vegetation response to abrupt climate change at 8.2 ka. *Geology* **29**, 551-554.
- Trimble, S. W.** (1974). Man-induced soil erosion on the southern Piedmont 1700-1970. *Soil Cons. Soc. America*.

Tyson, R. V. (1995). *Sedimentary organic matter (Organic facies and palynofacies)*, Chapman et Hall Londres. pp. 615.

N

Valero-Garcés, B., Delgado-Hertas, A., Navas, A., Machin, J., Gonzales-Samperiz, P. & Kelts, K. (2000). Quaternary palaeohydrological evolution of a playa lake : Salada Mediana, Central Ebro Basin, Spain. *Sedimentology* **47**, 1153-1156.

Valero-Garcés, B., Gonzales-Samperiz, P., Delgado-Hertas, A., Navas, A., Machin, J. & Kelts, K. (2000). Lateglacial and Late Holocene environmental and vegetational change in Salada Mediana, central Ebro Basin, Spain. *Quaternary International* **73/74**, 29-46.

Valero-Garcés, B., Grosjean, M., Kelts, K., Schreier, H. & Messerli, B. (1999). Holocene lacustrine deposition in the Atacama Altiplano : facies models, climate and tectonic forcing. *Palaeogeography, Palaeoclimatology, Palaeoecology* **151**, 101-125.

Valero-Garcés, B. & Kelts, K. (1995). A sedimentary facies model for perennial and meromictic saline lakes : Holocene Medicine Lake Basin, South Dakota, USA. *Journal of Paleolimnology* **14**, 123-149.

van Geel, B. et Berglund, B. (2000). A causal link between deterioration around 850 cal. BC and a subsequent rise in human population density in NW-Europe. *Terra Nostra* **7**, 126-130.

van Lith, Y., Warthmann, R., Vasconcelos, C. & McKenzie, J. A. (2003). Sulphate-reducing bacteria induces low-temperature Ca-dolomite and high Mg-calcite formation. *Geobiology* **1**, 71-79.

van Stempvoort, D. R., Edwards, T. W. D., Evans, M. S. & Last, W. M. (1993). Paleohydrology and paleoclimate records, in a saline prairie lake core : mineral, isotope and organic indicators. *Journal of Paleolimnology* **8**, 135-147.

van Vliet-Lanoë, B., Helluin, H., Pellerin, J. et Valadas, B. (1992). Past and present soil erosion : linking archaeology and geomorphology. In *Past and present soil erosion. Archaeological and geographical perspectives*. Oxbow Books Oxford. 101-114.

Vannière, B., Bossuet, G., Walter-Simonnet, A.-V., Gauthier, E., Barral, P., Petit, C., Buatier, M. et Daubigney, A. (2003). Land use change, soil erosion and alluvial dynamic in the lower Doubs Valley over the 1st millenium AD (Neublans, Jura, France). *Journal of Archaeological Science* **30**, 1283-1299.

Vanoni, V. A. (1975). *Sedimentation engineering*. American Society of Civil Engineers New York **54**.

Vasconcelos, V. & McKenzie, J. (1997). Microbial mediation of modern dolomite precipitation and diagenesis under anoxic conditions (lagoa Vermelha, Rio de Janeiro, Brazil). *Journal of sedimentary Research* **67**, 378-390.

Vasconcelos, C., McKenzie, J. A., Bernasconi, S., Grujic, D. & Tien, A. J. (1995). Microbial mediation as a possible mechanism for natural dolomite formation at low temperatures. *Nature* **337**, 220-222.

Vergnette, A. (1926 a). Les découvertes archéologiques de Sarliève. *L'avenir du Plateau central*, 10 septembre 1926.

Vergnette, A. (1926 b). Les découvertes archéologiques de Sarliève. *L'avenir du Plateau central*, 14 septembre 1926.

Vergnette, A. (1927 a). La région de Sarliève, éclaircissements géologiques et historiques. *Revue d'Auvergne* **41**, 257-269.

Vergnette, A. (1927 b). De nouvelles découvertes à la nécropole gauloise de Sarliève. *L'avenir du Plateau central*, 20 octobre 1927.

Vernet, G. (soumis). Les fouilles de la Grande Halle d'Auvergne : archéologie d'un paléolac. In *Gallia*, 59-68.

Vernet, G. & Raynal, J. P. (2000). Un cadre téphrostratigraphique réactualisé pour la préhistoire tardiglaciaire et holocène de Limagne (Massif central, France). *Comptes Rendus Géosciences* **330**, 309-405.

Vernet, G. & Raynal, J. P. (2002). Eruptions trachytiques de la Chaîne des Puys (France) et leur impact sur les environnements. In *Hommes et volcans, de l'éruption à l'objet*. 49-56.

- Vernet, G., Raynal, J. P. & Vivent, D.** (1996). La téphra de la rue Sous-les-Vignes, marqueur en Limagne du volcanisme trachytique postglaciaire de la chaîne des Puys. *Comptes Rendus Géosciences II*, 325-331.
- Viau, A. E., Gajewski, K., Fines, P., Atkinson, D. E. et Sawada, M. C.** (2002). Widespread evidence of 1500 yr climate variability in North America during the past 14000 yr. *Geology* **30**, 455-458.
- Vigne, J. D.** (2004). *Les débuts de l'élevage*. Le Pommier, la Cité des sciences et de l'industrie Paris. pp. 186.
- Visscher, P. T., Reid, R. P. & Bebout, B. M.** (2000). Microscale observations of sulfate reduction : correlation of microbial activity with lithified micritic laminae in modern marine stromatolites. *Geology* **28**, 919-922.
- von der Borsch, C. C.** (1976). Stratigraphy and formation of Holocene dolomitic carbonate deposits of the Coorong area, South Australia. *Journal of Sedimentary Petrology* **46**, 952-966.

W

- Walker, D. et Singh, G.** (1993). Earliest palynological records of human impact on the world's vegetation. In *Climate change and human impact on the landscape*. Chapman and Hall Glasgow. 101-108.
- Walling, D. E.** (1983). The sediment delivery problem. *Journal of Hydrology* **65**, 209-237.
- Walling, D. E. et Fang, D.** (2003). Recent trends in the suspended sediment loads of the world's rivers. *Global and Planetary Change* **39**, 111-126.
- Walling, D. E., He, Q. et Quine, T. A.** (1996). Use of fallout radionuclides measurements in sediment budget investigations. *Géomorphologie* **3**, 17-28.
- Wallbrink, P. J. et Murray, A. S.** (1993). Use of fallout radionuclides as indicators of erosion processes. *Hydrological Processes* **7**, 297-304.
- Walling, D. E., Russell, M. A., Hodgkinson, R. A. et Zhang, Y.** (2002). Establishing sediment budgets for two small lowland agricultural catchment in the UK. *Catena* **47**, 323-353.
- Warren, J.** (2000). Dolomite : occurrence, evolution and economically important associations. *Earth Science Reviews* **52**, 1-81.
- Westaway, R.** (2004) Pliocene and Quaternary surface uplift evidenced by sediments of the Loire-River system (France). *Quaternaire* **15**, 1-2, 103-116.
- Wicherek, S.** (1994). L'érosion des grandes plaines agricole. *La Recherche* **25**, 880-888.
- Wilkin, R. T. & Barnes, H. L.** (1997). Formation processes of framboidal pyrite. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **61**, 323-339.
- Wilkin, R. T., Barnes, H. L. & Brantley, S. L.** (1996). The size distribution of framboidal pyrite in modern sediments : An indicator of redox conditions. *Geochimica et Cosmochimica Acta* **60**, 3897-3912.
- Wilson, L.** (1973). Variations in mean annual sediment yields as a function of mean annual precipitation. *American Journal of Science* **273**, 335-349.
- Wischmeier, W. H. et D., S. D.** (1978). *Predicting rainfall erosion losses : a guide to conservation planning*. **537**, 58.
- Wright, D. T.** (1999). The role of sulphate-reducing bacteria and cyanobacteria in dolomite formation in distal ephemeral lakes of the Coorong region, South Australia. *Sedimentary Geology* **126**, 147-157.

Z

- Zolitschka, B., Behre, K. E. et Schneider, J.** (2003). Human and climatic impact on the environment as derived from colluvial, fluvial and lacustrine archives-examples from the Bronze Age to the Migration period, Germany. *Quaternary Science Reviews* **22**, 81-100.

LISTE DES FIGURES

Chapitre 1

Fig. 1.1 : changement au cours du temps des relations entre les hommes (H) et l'environnement (E).	16
Fig. 1.2 : relation entre le ruissellement total de surface et la production de sédiments en suspension pour différentes utilisations des terres, après un événement pluvieux de 12,5 mm. h ⁻¹ simulé dans le bassin versant du Slapton en Angleterre par Heathwaite <i>et al.</i> (1990).	18
Fig. 1.3 : production sédimentaire fluviale annuelle et flux de sédiments issus des grands bassins de drainage aux océans (en 10 ⁶ t.an ⁻¹). D'après Milliman (1990).	19
Fig. 1.4 : principaux paramètres (variables et invariants) influant sur l'érosion et leurs relations à l'échelle de plusieurs millénaires.	20
Fig. 1.5 : variations du $\delta^{18}\text{O}$ de la carotte de glace GISP2 (établie selon un pas de temps de 100 ans) et limites des périodes climatiques du Tardiglaciaire et début de l'Holocène (Stuiver <i>et al.</i> , 1995).	21
Fig. 1.6 : distribution globale des évidences palynologiques du refroidissement du Dryas récent.	22
Fig. 1.7 : variations du $\delta^{18}\text{O}$ des carottes de glace GRIP et GISP2 au cours du dernier glaciaire.	23
Fig. 1.8 : enregistrement climatique en Europe au cours des neufs derniers siècles.	24
Fig. 1.9 : reconstitutions des variations relatives des températures (actuel pris comme référence à 0) en Europe moyenne au cours de l'Holocène.	26
Fig. 1.10 : synthèse des chronozones climatiques et des tendances climatiques du Massif Central (MCF) et plus précisément en Limagne. Comparaison avec la reconstitution des températures moyennes annuelles d'Europe Centre Ouest établie par Davis <i>et al.</i> (2003).	28
Fig. 1.11 : dates des premiers indices palynologiques des impacts humains sur la végétation. Les dates sont arrondies au millier d'années BP, les croix indiquent des impacts très récents. Les âges indiqués en plus petits caractères sont incertains. D'après Walker et Singh, 1993.	30
Fig. 1.12 : estimation de l'intensité de l'érosion depuis le Tardiglaciaire en Europe de l'ouest, en relation avec les différents paramètres climatiques et anthropiques (d'après van Vliet-Lanoë <i>et al.</i> , 1992).	34
Fig. 1.13 : représentation schématique de l'évolution d'un versant et de ses couvertures superficielles avant et après les impacts de la déforestation. D'après Revel et Rouaud (1985) <i>in</i> Campy et Macaire (2003) et Preston (2001).	35

Chapitre 2

Fig. 2.1 : les trois compartiments mis en jeu dans un bilan de matière, pour un bassin et une durée donnés.	38
Fig. 2.2 : schéma du concept du bilan de matière en contexte lacustre.	43
Fig. 2.3 : l'ancien Marais de Sarliève depuis le Plateau de Gergovie. Photos de J. Argant.	45

Chapitre 3

Fig. 3.1 : localisation du secteur d'étude. a) en France et dans le département du Puy de Dôme ; b) en plaine de Limagne (Peterlomo et de Goer, 1968).	47
Fig. 3.2 : site d'étude, le Marais de Sarliève.	48
Fig. 3.3 : répartition de la moyenne annuelle des précipitations (cm) dans le département du Puy de Dôme. D'après la moyenne des années 1951 à 1970, dans (Kessler et Chambraud, 1986).	50
Fig. 3.4 : diagramme ombrothermique de la station de Clermont-Ferrand/Aulnat (330 m) (moyenne des années 1961 à 1990, données Météo France).	51

Chapitre 4

Fig. 4.1 : MNT et limite du bassin versant du Marais de Sarliève.	56
Fig. 4.2 : relief du bassin versant du Marais de Sarliève.	57
Fig. 4.3 : coupe schématique dans le demi-graben de la Limagne, les points signalent la présence de sédiments détritiques (d'après Michon et Merle, www.brgm.fr/volcan/exculimagne.pdf).	58
Fig. 4.4 : carte géologique du bassin versant de l'ancien marais de Sarliève, d'après la carte géologique à 1/50000 n°XXV-31 « Clermont-Ferrand » (Jeambrun <i>et al.</i> , 1973) complétée par des minutes fournies par le BRGM.	59

Fig. 4.5 : coupe schématique dans les sédiments de l'Oligocène moyen g2 (d'après la légende de la carte géologique à 1/50000 n°XXV-31 « Clermont-Ferrand »).	60
Fig. 4.6 : coupe géologique simplifiée (trait de coupe figure 4.4).	61
Fig. 4.7 : proportions relatives des différents types de formations superficielles et substrats dans le bassin de Sarliève	65
Fig. 4.8 : distribution des pentes par type lithologique	66
Fig. 4.9 : carte pédologique du bassin de Sarliève (Bornand <i>et al.</i> , 1968)	67
Fig. 4.10 : proportions relatives des différents types de sols dans le bassin de Sarliève	69

Chapitre 5

Fig. 5.1 : localisation des points de prélèvements de substrats et de sols.	72
Fig. 5.2 : localisation des points de prélèvement de sols (légende, voir carte pédologique figure 4.9).	76
Fig. 5.3 : proportions des différentes unités spatiales de substrats.	77
Fig. 5.4 : proportions des différentes unités spatiales de sols.	78
Fig. 5.5 : comparaison des proportions des différentes unités spatiales : unités substrats et unités de sols	78
Fig. 5.6 : composition chimique des roches et sols du bassin versant dans un diagramme triangulaire SiO ₂ - [CaO+MgO+Na ₂ O+K ₂ O] - [Al ₂ O ₃ +Fe ₂ O ₃].	83
Fig. 5.7 : variations des teneurs en oxydes des échantillons OLIG de la coupe de référence dans l'Oligocène peu altéré, d'après (Morin, 2004).	85
Fig. 5.8 : composition minéralogique des sédiments de l'intervalle oligocène (Morin, 2004).	89
Fig. 5.9 : composition minéralogique des roches par unité spatiale.	90
Fig. 5.10 : composition minéralogique des sols par unité	90
Fig. 5.11 : différents habitus de la calcite observés dans les roches du bassin versant du Marais de Sarliève.	94
Fig. 5.12 : habitus la dolomite communément rencontré dans les roches et sols du bassin versant du Marais de Sarliève.	95
Fig. 5.13 : habitus de feldspaths potassiques automorphes observés au MEB dans les roches et sols du bassin versant du Marais de Sarliève.	96
Fig. 5.14 : différents habitus d'analcime observés dans roches du bassin versant du Marais de Sarliève.	96
Fig. 5.15 : granularité de roches de chaque.	98
Fig. 5.16 : granularité des sols dans chaque unité spatiale.	100

Chapitre 6

Fig. 6.1 : localisation des sondages et forages réalisés dans le Marais de Sarliève et présentés selon les principales zones de sédimentation reconnues.	104
Fig. 6.2 : logs descriptifs simplifiés des forages et sondages réalisés dans la partie distale des bassins nord et sud du Marais de Sarliève.	107
Fig. 6.3 : lithologie du forage carotté de référence SARL2 situé dans le bassin distal nord	108
Fig. 6.4 : lithologie du forage carotté de référence SARL10 situé dans le bassin distal sud.	109
Fig. 6.5 : lithologie du forage carotté de référence SARL17 situé dans le bassin distal sud.	110
Fig. 6.6 : détail de la lithologie des sédiments laminés de l'unité 1L3 de SARL17 ; à gauche, description des lits et passées de silts plus ou moins argileux ; à droite, localisation et description des lamines et macules blanchâtres.	113
Fig. 6.7 : photos des sédiments de l'unité 1L3 de SARL17 ; Carotte 3d, positionnement du faisceau de lamines L3 dans la carotte ; photo 17-1, détail du groupe de lamines L3 (positionnement figure 6.6).	114
Fig. 6.8 : photos des sédiments de l'unité 1L3 de SARL17 ; Carotte 3c, positionnement du faisceau de lamines L6 dans la carotte ; photo 17-2, détail du groupe de lamines L6 (positionnement figure 6.6).	115
Fig. 6.9 : photos des sédiments de l'unité 1L3 de SARL17 ; Carottes 3a et 3b, positionnement du faisceau de lamines L10 dans la carotte ; photo 17-3, détail du groupe de lamines L10 (positionnement figure 6.6).	116
Fig. 6.10 : positionnement des lamines et des faisceaux de lamines dans l'unité 1L3 de SARL2, SARL14, SARL24, SARL26 et SARL27 (voir description détaillée des lamines en Annexe 4).	119

Fig. 6.11 : schéma simplifié des lamines et faisceaux de lamines dans l'unité 1L3 des forages SARL2, SARL14, SARL17, SARL24, SARL26 et SARL27.	120
Fig. 6.12 : logs descriptifs simplifiés des forages réalisés dans les sédiments de la partie proximale du Marais de Sarliève (la description détaillée de l'ensemble des forages se trouve ANNEXE 5) ; les différentes unités sédimentaires sont indiquées dans des logs standardisés à droite de chaque log descriptif.	121
Fig. 6.13 : lithologie du forage carotté SARL22, situé en zone de bassin proximal nord du Marais de Sarliève (localisation figure 6.1).	122
Fig. 6.14 : logs descriptifs simplifiés des sondages réalisés dans les sédiments de la « zone de deltas » du Marais de Sarliève (la description détaillée de l'ensemble des forages se trouve en ANNEXE 6) ; les différentes unités sédimentaires sont indiquées dans des logs standardisés à droite de chaque log descriptif.	124
Fig. 6.15 : log lithologique de référence au sein du sondage profond SP4, situé en « zone de delta » dans le Marais de Sarliève (localisation du log, figure 6.16).	125
Fig. 6.16 : sondage profond SP4 réalisé par l'INRAP.	126
Fig. 6.17 : photo du sondage S177, réalisé par l'INRAP, et lithologie d'un log de référence.	127
Fig. 6.18 : logs descriptifs simplifiés des forages réalisés dans les sédiments des bordures du Marais de Sarliève (la description détaillée de l'ensemble des forages se trouve en ANNEXE 7) ; les différentes unités sédimentaires sont indiquées dans des logs standardisés à droite de chaque log descriptif.	130
Fig. 6.19 : logs descriptifs simplifiés des forages réalisés dans les sédiments proches de l'exutoire du Marais de Sarliève (la description détaillée de l'ensemble des forages se trouve en ANNEXE 8) ; les différentes unités sédimentaires sont indiquées dans des logs standardisés à droite de chaque log descriptif.	131
Fig. 6.20 : âges ^{14}C des sédiments du Marais de Sarliève.	133
Fig. 6.21 : corrélations entre les âges ^{14}C et les repères chronologiques donnés par la palynologie dans les sédiments de bassins distaux (d'après Argant <i>et al.</i> , soumis et Gachon, 1963).	135
Fig. 6.22 : corrélations entre les âges ^{14}C et les repères chronologiques donnés par la palynologie dans les sédiments de zone de deltas (d'après Argant <i>et al.</i> soumis) ; les âges ^{14}C montrent des inversions de l'ordre stratigraphique.	136
Fig. 6.23 : synthèse chronologique de mise en place des sédiments de bassins distaux et de zones de deltas.	140
Fig. 6.24 : corrélations chronostratigraphiques entre unités sédimentaires selon un transect est-ouest dans le bassin sud, et un transect nord-sud dans l'ensemble du Marais de Sarliève ; traits de coupe figure 6.1.	143
Chapitre 7	
Fig. 7.1 : composition chimique des sédiments lacustres, téphra, et moyennes des sols et roches du bassin versant dans un diagramme triangulaire SiO_2 - $[\text{CaO}+\text{MgO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}]$ - $[\text{Al}_2\text{O}_3+\text{Fe}_2\text{O}_3]$.	149
Fig. 7.2 : composition en pourcentage d'oxydes des sédiments lacustres de SARL2 ; les traits bleus plus épais signalent la présence de lamines carbonatées dans l'échantillon.	151
Fig. 7.3 : composition en pourcentage d'oxydes des sédiments lacustres de SARL17 ; les traits bleus plus épais signalent la présence de lamines carbonatées dans l'échantillon.	152
Fig. 7.4 : composition en pourcentage d'oxydes des sédiments lacustres de la base du remplissage de SARL14.	152
Fig. 7.5 : relations entre les teneurs en majeurs (% d'oxydes en ordonnée) et la teneur en SiO_2 (en abscisse) des échantillons du Marais de Sarliève.	154
Fig. 7.6 : composition par types de faciès des sédiments de l'unité 1L3 de SARL17 dans un diagramme triangulaire SiO_2 - $[\text{CaO}+\text{MgO}+\text{Na}_2\text{O}+\text{K}_2\text{O}]$ - $[\text{Al}_2\text{O}_3+\text{Fe}_2\text{O}_3]$.	156
Fig. 7.7 : composition minéralogique des sédiments de SARL2.	158
Fig. 7.8 : composition minéralogique des sédiments de SARL17.	159
Fig. 7.9 : composition minéralogique des unités 1L1 et 1L2 de SARL2, SARL9, SARL14 et SARL17 (les résultats sont exprimés en pourcentages des minéraux identifiés et semi-quantifiés par DRX).	161
Fig. 7.10 : teneur en dolomite (% de la roche totale, en rouge) et % mol de MgCO_3 (histogramme) dans l'unité 1L2 de SARL17.	163
Fig. 7.11 : zoom sur la minéralogie de l'unité laminée 1L3 de SARL17.	166
Fig. 7.12 : composition minéralogique des sédiments de SP4.	169
Fig. 7.13 : différents habitus de la calcite observée au MEB dans les sédiments du Marais de Sarliève.	176
Fig. 7.14 : différents habitus de la calcite automorphe observée au MEB dans les sédiments du Marais de Sarliève.	178

Fig. 7.15 : différents habitus de la calcite automorphe observés au MEB dans les sédiments du Marais de Sarliève.	178
Fig. 7.16 : cristaux euhédriques de calcite (bioclaste recristallisé ?) observés au MEB dans les sédiments du Marais de Sarliève.	179
Fig. 7.17 : habitus de la calcite automorphe observée au MEB dans les sédiments du Marais de Sarliève.	180
Fig. 7.18 : rhomboèdres de dolomite observés au MEB dans les sédiments du Marais de Sarliève.	181
Fig. 7.19 : petits cristaux automorphes de dolomite observés au MEB dans les sédiments du Marais de Sarliève.	182
Fig. 7.20 : petits cristaux automorphes d'aragonite observés au MEB dans les sédiments du Marais de Sarliève.	184
Fig. 7.21 : différents habitus de quartz rencontrés dans les sédiments de bassins distaux du Marais de Sarliève.	185
Fig. 7.22 : différents habitus de feldspaths alcalins observés au MEB dans les sédiments du Marais de Sarliève.	186
Fig. 7.23 : différents habitus de plagioclases observés au MEB dans les sédiments du Marais de Sarliève.	186
Fig. 7.24 : exemple de cristaux d'analcime usés observé au MEB dans une lamine détritique des sédiments du Marais de Sarliève (SP1, 276 cm, 1L3).	189
Fig. 7.25 : habitus d'analcime rencontrés dans l'unité 1L1 de SARL14, forage dans les dépôts distaux du Marais de Sarliève.	190
Fig. 7.26 : différents habitus de pyrite observés au MEB dans les sédiments du Marais de Sarliève.	192
Fig. 7.27 : cristaux automorphes de gypse observés au MEB dans les sédiments du Marais de Sarliève.	193
Fig. 7.28 : habitus de célestite automorphe observés à 445 cm de profondeur dans l'unité 1L2 de SARL17, forage dans les dépôts distaux du Marais de Sarliève.	193
Fig. 7.29 : composition isotopique (d18O et d13C) des carbonates des sédiments holocènes du Marais de Sarliève et des roches et sols du bassin versant ; domaines de composition de dolomite de type B des Coorong d'Australie, et de calcite moderne et dolomite du Quaternaire récent de la playa Salada Mediana en Espagne.	196
Fig. 7.30 : granularité des sédiments du Marais de Sarliève.	198
Fig. 7.31 : relations IH vs COT dans les roches, sols et sédiments lacustres du Marais de Sarliève.	202
Fig. 7.32 : relations IH vs Tmax dans les roches, sols et sédiments lacustres du Marais de Sarliève.	203
Fig. 7.33 : assemblages des particules de matière organique, marqueurs optiques des différents compartiments.	204
Fig. 7.34 : variations de la nature de la matière organique dans les sédiments du Marais de Sarliève (SARL10, SP1, SP4).	205
Fig. 7.35 : figure synoptique résumant les principales caractéristiques de la composition géochimique et minéralogique, de la granularité, et de la composition de la matière organique dans les sédiments de zones distales du Marais de Sarliève.	209
Fig. 7.36 : figure synoptique résumant les principales caractéristiques de la composition géochimique et minéralogique, de la granularité, et de la composition de la matière organique dans les sédiments de zones de delta du Marais de Sarliève.	210

Chapitre 8

Fig. 8.1 : empilement de diatomées de l'espèce <i>Campylodiscus cypleus</i> observé à 395 cm dans l'unité 1L3 de SARL10.	212
Fig. 8.2 : distribution des diatomées (9 genres et espèces précisés dans le texte), phytolites et kystes de chrysophycées dans les sédiments de SARL2 (Fleury, 2001) ; les différentes unités basées sur les assemblages sont précisées.	214
Fig. 8.3 : corrélations entre faciès sédimentaires calés chronologiquement et interprétation paléoenvironnementale des assemblages de diatomées, phytolites et kystes dans SARL2.	216
Fig. 8.4 : diagramme pollinique de la carotte SARL0, bassin sud du Marais de Sarliève (Gachon, 1963) ; positionnement de la carotte figure 6.1.	221
Fig. 8.5 : diagramme pollinique de la carotte SARL2B (analyse J. Argant), bassin nord du Marais de Sarliève (Argant <i>et al.</i> , soumis) ; positionnement de la carotte figure 6.1.	222
Fig. 8.6 : diagramme pollinique du sondage profond SP4 (analyse B. Prat), zone de delta du Marais de Sarliève (Argant <i>et al.</i> , soumis) ; positionnement de la carotte figure 6.1.	223
Fig. 8.7 : diagramme des microfossiles non-polliniques de la carotte SARL2B (analyse J Lopez-Saez), bassin nord du Marais de Sarliève (Argant <i>et al.</i> , soumis) ; positionnement de la carotte figure 6.1.	224

Fig. 8.8 : corrélations entre faciès sédimentaires calés chronologiquement, évolution des indices de confinements (issus des assemblages diatomiques), des peuplements végétaux (issus des pollens), et des paléoenvironnements (issus des MFNP), dans les bassins distaux du Marais de Sarliève (modifié d'après Trément *et al.*, soumis)..... 227

Chapitre 9

Fig. 9.1 : gamme de variation de quantité totale de calcite (LMC + HMC) dans les unités sédimentaires des dépôts lacustres de bassins distaux comparées aux roches et sols du bassin versant..... 233

Fig. 9.2 : valeurs extrêmes des quantités totales de dolomite dans les unités sédimentaires lacustres de bassins distaux, comparées à celles des roches et sols du bassin versant..... 237

Fig. 9.3 : teneur en dolomite, en CaO et MgO (% du total des sédiments) et rapport MgO/CaO dans les sédiments de SARL17. Les zones grises marquent la présence de dolomite endogène (seuls les sédiments ayant fait l'objet à la fois de DRX, calcimétrie et analyse des majeurs sont reportés dans la figure)..... 239

Fig. 9.4 : chronologie de mise en place des unités sédimentaires et schéma récapitulatif des variations d'abondance et des différentes origines de la dolomite dans SARL17..... 240

Fig. 9.5 : teneurs en aragonite (% du total des sédiments) et rapport CaO/MgO dans les sédiments de SARL17. Les zones grises marquent la présence de dolomite endogène (seuls les sédiments ayant fait l'objet à la fois de DRX, calcimétrie et analyse des majeurs sont reportés dans la figure)..... 244

Fig. 9.6 : zonation des sédiments à composante téphrique ou à minéraux issus de l'altération du téphra (unité 1L1 à clinoptilolite et unité 1L1 à analcime)..... 248

Fig. 9.7 : photographie MEB de cristaux automorphes de feldspaths potassiques dans un échantillon de l'unité laminée 1L3 de SARL10 (395-405 cm)..... 250

Fig. 9.8 : teneurs en quartz, en SiO₂ et TiO₂ (% du total des sédiments), et enrichissement en SiO₂ dans les sédiments lacustres de SARL17 relativement aux roches et sols du bassin versant, à TiO₂ constant. Les zones grises marquent la présence de dolomite endogène (seuls les sédiments ayant fait l'objet à la fois de DRX, calcimétrie et analyse des majeurs sont reportés dans la figure)..... 252

Fig. 9.9 : teneurs en quartz, en SiO₂ et TiO₂ (% du total des sédiments), et enrichissement en SiO₂ dans les sédiments lacustres dans SARL14 (unité 1L1) relativement aux roches et sols du bassin versant, à TiO₂ constant..... 252

Fig. 9.10 : teneur en feldspaths, en SiO₂ et TiO₂ (% du total des sédiments) dans SARL17. Les zones grises marquent la présence de dolomite endogène (seuls les sédiments ayant fait l'objet à la fois de DRX, calcimétrie et analyse des majeurs sont reportés dans la figure)..... 256

Fig. 9.11 : nature des minéraux argileux sédimentaires et évolution environnementale du lac Albert (Mobutu Sese Seko) depuis 28000 ans (d'après Stoffers et Singer, 1979)..... 259

Fig. 9.12 : représentation schématique des processus conduisant à l'illitisation diagénétique de smectite et la formation d'analcime à partir de verre volcanique avec l'accroissement de la salinité et l'alcalinité dans des eaux lacustres..... 260

Fig. 9.13 : schéma récapitulatif des différentes origines (et processus associés) des principaux minéraux argileux par unité sédimentaire dans les sédiments des zones de bassin distales du Marais de Sarliève..... 262

Chapitre 10

Fig. 10.1 : variation de l'abondance relative des apports détritiques et des apports dissous dans les sédiments du Marais de Sarliève ; les zones de deltas sont représentés par les sondages profonds SP3 et SP4, les zones de bassins distaux par SARL2 au nord et SARL14, SARL9 et SARL27 au sud. Les bordures du Marais sont représentées par SARL23 et SARL15..... 268

Fig. 10.2 : faciès sédimentaires, durée de mise en place des sédiments, et origine de la dolomite et de l'aragonite dans une séquence interlamine / faisceau de lamines (faisceau L4) / interlamine dans l'unité 1L3 de SARL17..... 273

Chapitre 11

Fig. 11.1 : localisation des forages, sondages, tests de pénétrométrie statique..... 281

Fig. 11.2 : coupes dans le marais de Sarliève ; relations géométriques entre les unités sédimentaires dans le Marais de Sarliève..... 282

Fig. 11.3 : corrélations établies entre une courbe de résistance des sédiments à la pénétration statique en MPa (test 2048) et la lithologie du sondage SP4 (localisation figure 11.1)..... 283

Fig. 11.4 : coupes W-E basées sur les données de pénétrométrie statique complétées par des sondages profonds (traits de coupe, voir figure 11.1 b)..... 284

Fig. 11.5 : carte des conductivités (EM31) dans les bassins nord et sud du Marais de Sarliève (données F. Hinschberger).	287
Fig. 11.6 : profil de conductivité à travers le Marais de Sarliève, comparé à la coupe lithologique transversale dans le bassin sud (légende lithologie des forages voir figure 11.2).	288
Fig. 11.7 : extension des unités sédimentaires dans le Marais de Sarliève déduite des forages (F), de la prospection géotechnique (Gt), de la prospection géophysique (Gp).	290
Fig. 11.8 : orographie du bassin versant et de la dépression lacustre avant remplissage sédimentaire, d'après le MNT.	291
Fig. 11.9 : coupe schématique montrant les épaisseurs maximales et minimales de la tranche d'eau reconstituées à partir de la géométrie des sédiments et de la morphologie de la cuvette. Sont représentés l'exutoire, les bassins nord et sud et la zone de delta.	294
Fig. 11.10 : variation des cotes minimale et maximale du plan d'eau à partir de la géométrie des sédiments et de la morphologie de la cuvette.	295

Chapitre 12

Fig. 12.1 : éléments de détermination du volume des sédiments dans la zone de deltas.	300
Fig. 12.2 : quantification du volume de sédiments des unités sédimentaires 2T1 à 2L3, calculé entre les surfaces S1 et S2 (voir figure 12.1 extrapolées sur SIG) dans le Marais de Sarliève. Le volume de sédiments se calcule en additionnant l'épaisseur des sédiments pour toute la surface des deltas (ensemble des pixels ; la taille d'un pixel étant de 20 m x 20 m sur le MNT).	300
Fig. 12.3 : extension spatiale des unités sédimentaires 1L1 à 1L6/2L6 dans le Marais de Sarliève. La méthode d'extrapolation adoptée pour la quantification du volume de chaque unité sédimentaire est détaillée dans le texte. On notera que les unités 1L4/2L4 à 1L6/2L6 recouvrent les corps sableux (dont 2D1 et 2C1). Le delta 2D2 n'est pas représenté.	303

Chapitre 13

Fig. 13.1 : variation de la production sédimentaire totale (P) depuis le Tardiglaciaire dans le bassin versant du Marais de Sarliève. Les unités de sédiments de bassins sont représentées par un rectangle au contour bleu ; les sédiments de delta par un contour en pointillés orangés et les unités couvrant l'ensemble du marais par un contour noir plus épais.	308
Fig. 13.2 : méthode graphique de quantification par seuillage de la proportion des sédiments sombres riches en téphra de l'unité 2D1 de SP3 et SP4, dans les dépôts de delta du Marais de Sarliève.	310
Fig. 13.3 : proportion de MgO appartenant au stock précipité (MgO appartenant à la dolomite endogène) dans les unités 1L2 et 1L3 des sédiments du Marais de Sarliève (SARL17). Dans les unités sous et sus-jacentes, la dolomite étant détritique, le MgO appartient au stock solide.	313
Fig. 13.4 : estimation de la quantité de CaO appartenant au stock précipité (Sp) dans les sédiments lacustres (forage SARL17) du bassin de Sarliève.	315
Fig. 13.5 : synthèse de la variation de la production sédimentaire sur les versants du Marais de Sarliève depuis le Tardiglaciaire. Les productions sédimentaires solide, dissoute et allochtone solide et dissoute sont précisées. Ps, production sédimentaire solide, Pd, production sédimentaire dissoute, Pals, production sédimentaire allochtone solide, Pald, production sédimentaire allochtone dissoute.	316

Chapitre 14

Fig. 14.1 : dynamique végétale depuis le Boréal (d'après Argant <i>et al.</i> , soumis).	320
Fig. 14.2 : cinq épisodes de diminution du total des PA, accompagnés de la diminution de <i>Corylus</i> , de l'augmentation des cultures, messicoles et rudérales, des Poacées et des pollens tertiaires. Données de J. Argant.	322
Fig. 14.3 : exemples de cartes d'occupation du bassin de Sarliève depuis le Néolithique. Ces données spatialisées sont issues des prospections systématiques archéologiques dirigées par F.Trément (Université Blaise Pascal, Clermont-Ferrand).	327

Chapitre 15

Fig. 15.1 : comparaison des données de production sédimentaire calculée à Sarliève au début de l'Holocène (Préboréal, Pb) et au Subatlantique (SUBa) avec des données globales récentes (Petit Age Glaciaire, PAG ; à subactuelle et actuelle, SA).	332
--	-----

Fig. 15.2 : relations entre l'évolution des paléoenvironnements depuis le Tardiglaciaire , climat, végétation, occupation des versants (archéologie) et l'évolution de la production sédimentaire solide et dissoute dans le bassin du Marais de Sarliève (BA, Bronze ancien ; BM, Bronze moyen ; BF, Bronze final ; H, Hallstatt ; LT, La Tène ; HE, Haut Empire ; BE, Bas Empire ; HMA, Haut Moyen Age ; BMA, Bas Moyen Age ; DR, Dryas ; R, récent ; PREB, Préboréal). 334

Fig. 15.3 : relation entre lithologie fine et palynologie de l'unité 1L3 de SARL2B (déposée pendant le Néolithique ancien et le Néolithique moyen) d'après la photo des sédiments de la carotte SARL2B utilisés pour l'analyse pollinique réalisée par J. Argant. Les augmentations de *Corylus* et PA, les diminutions de PA, augmentation de Poacées, *Plantago* et pollens tertiaires ainsi que les faisceaux de lamines sont positionnés sur la carotte. (montage à partir des photos de J. Argant). 337

Fig. 15.4 : données qualitative et/ou quantitative de la production sédimentaire exprimée en $t \cdot km^{-2} \cdot an^{-1}$ au Tardiglaciaire et à l'Holocène estimées en divers sites (BA = Bronze Ancien, BM = Bronze Moyen, BF= Bronze Final, H = Hallstatt, LT = La Tène, HE = Haut Empire, BE = Bas Empire, HMA = Haut Moyen Âge, BMA = Bas Moyen Age ; DR = Dryas ; R = récent ; PREB = Préboréal). 344

LISTE DES TABLEAUX

Chapitre 4

Tab. 4.1 : récapitulation de la minéralogie des substrats sédimentaires et volcaniques, et des alluvions. Estimation de la minéralogie des formations superficielles qui en dérivent.	64
Tab. 4.2 : fréquence et pente moyenne des différents types de lithologies dans le bassin de Sarliève	65
Tab. 4.3 : surface et pente moyenne des différents types sols	69

Chapitre 5

Tab. 5.1 : prélèvements de roches ; nature, localisation, mode de prélèvement (T Tarière ; C Coupe ; FC Forage Carotté), nombre d'échantillons, numéro et profondeur du prélèvement.	73
Tab. 5.2 : prélèvements de sols ; nature, localisation, mode de prélèvement (T Tarière ; C Coupe ; FC Forage Carotté), nombre d'échantillons, numéro et profondeur du prélèvement	74
Tab. 5.3 : composition chimique des roches UR1 à UR5	86
Tab. 5.4 : composition chimique des sols par US et par type de sol	87
Tab. 5.5 : teneur moyenne de chaque oxyde par UR, rapportée à la surface de chaque UR et composition géochimique moyenne des roches du bassin versant.	88
Tab. 5.6 : teneur moyenne de chaque oxyde par US, rapportée à la surface de chaque US et composition géochimique moyenne des sols du bassin versant.	88
Tab. 5.7 : taux de substitution de CaO par MgO dans la calcite et la dolomite dans l'intervalle oligocène UR1 (Morin, 2004)	91

Chapitre 6

Tab. 6.1 : datations ¹⁴ C obtenues sur les sédiments du Marais de Sarliève ; C, Charbon dans sédiment ; MO, Matière Organique diffuse dans les sédiments ; G, Graine.	132
---	-----

Chapitre 7

Tab. 7.1 : Analyse minéralogique de la fraction sableuse (50µm - 2mm) de sédiments de la zone de deltas ; résultats, exprimés en %, des comptages par points réalisés sur les sous fractions SG (2-0,5 mm), SM (0,5-0,2 mm) et SF(0,2-0,05 mm). Données I. Gay-Oveyjero.	171
---	-----

Chapitre 8

Tab. 8.1 : différentes zones d'assemblages des diatomées dans SARL2, description et interprétations paléoenvironnementales des assemblages	215
Tab. 8.2 : résultats de comptage des espèces d'ostracodes rencontrées dans les unités sédimentaires 2L1 et 2L2 (SP4) du Marais de Sarliève, d'après Chassaing (2004).	217
Tab. 8.3 : résultats des comptages de malacofaune, classés par groupes écologiques (GE) sur quelques échantillons du Marais de Sarliève, détermination et comptage par N. Limondin-Lozouet.	219
Tab. 8.4 : assemblages polliniques, et interprétations des assemblages polliniques et des microfossiles non polliniques (MFNP). Travaux réalisés sur SARL2B (pollens et MFNP) et SP4 (pollens) par J. Argant, JA. Lopez Saèz et B. Prat.	225

Chapitre 9

Tab. 9.1 : relation Mg/Ca des eaux lacustres et nature du carbonate inorganique précipité (d'après Müller <i>et al.</i> , 1972)	230
Tab. 9.2 : comparaison de la teneur en SiO ₂ dans l'unité 1L1 (60,3 %) avec celles calculées pour des altérites théoriques de roches oligocènes (nature de ces échantillons précisée dans le paragraphe 5.1.1. a).	254

Chapitre 12

Tab. 12.1 : volumes des unités sédimentaires du Marais de Sarliève, (1) unités de deltas ; (2) unités de bassins ; (3) unités rencontrées sur l'ensemble du marais304

Chapitre 13

Tab. 13.1 : volumes, masses volumiques apparentes et masse totale de sédiments des diverses unités (1) de delta ; (2) de bassins ; (3) rencontrées sur l'ensemble du Marais.305

Tab. 13.2 : masse totale de sédiments, durée de mise en place, surface de production et production sédimentaire correspondant aux unités sédimentaires dans (1) les deltas ; (2) les bassins ; (3) l'ensemble du Marais306

Tab.13.3 : estimation de l'enrichissement en SiO₂ et Al₂O₃ des sédiments de 1L1 dans les forages SARL17 et SARL14, et détermination de la production sédimentaire allochtone dissoute (Pal = Pal SiO₂ + Pal Al₂O₃).312

ANNEXE 1 : composition du Bassin versant

ANNEXE 1A : nature des échantillons prélevés sur le BV

ANNEXE 1B : composition géochimique des sédiments de l'intervalle Oligocène

ANNEXE 2 : coordonnées des forages et sondages dans le remplissage lacustre

ANNEXE 3 : description des sédiments de zones distales

ANNEXE 4 : description des lamines

ANNEXE 5 : description de la lithologie des forages de bassins proximaux

ANNEXE 6 : description des sédiments de zones de delta

ANNEXE 7 : description de la lithologie des forages de la zone de bordure

ANNEXE 7A : bordure est

ANNEXE 7B : bordure sud

ANNEXE 7C : bordure ouest

ANNEXE 8 : description de la lithologie des forages de la zone d'exutoire

ANNEXE 9 : composition géochimique des sédiments lacustres

ANNEXE 10 : analyse optique de la matière organique : méthode des palynofaciès

ANNEXE 11 : résultat de quantification Ps et Pd

ANNEXE 1 Composition du Bassin versant

ANNEXE 1A : Nature des échantillons prélevés sur le BV

La figure 1A.1 montre la distribution de l'ensemble des prélèvements réalisés dans les différents substrats sédimentaires et volcaniques et dans les formations superficielles du bassin versant et la localisation de l'intervalle oligocène étudié.

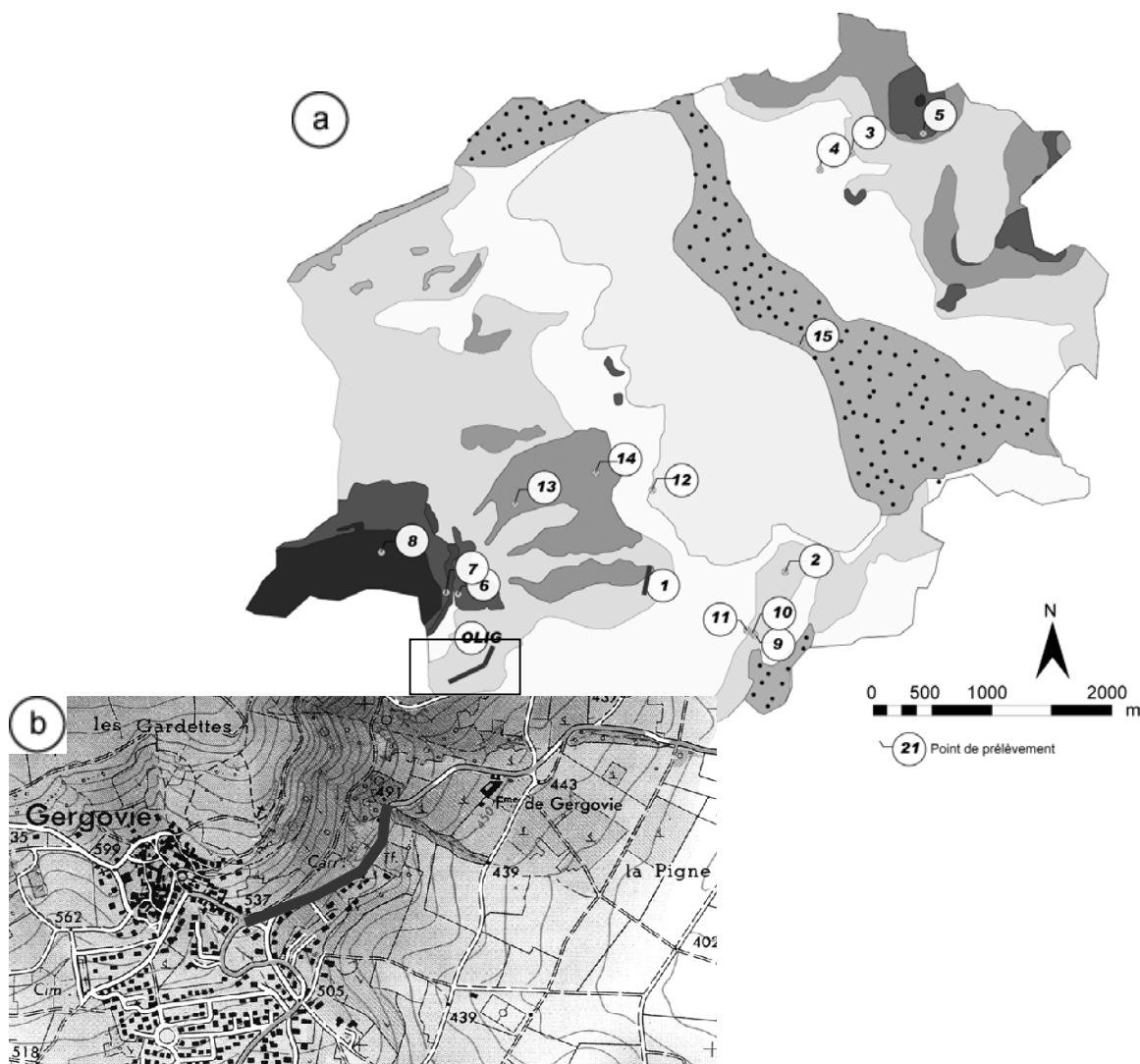
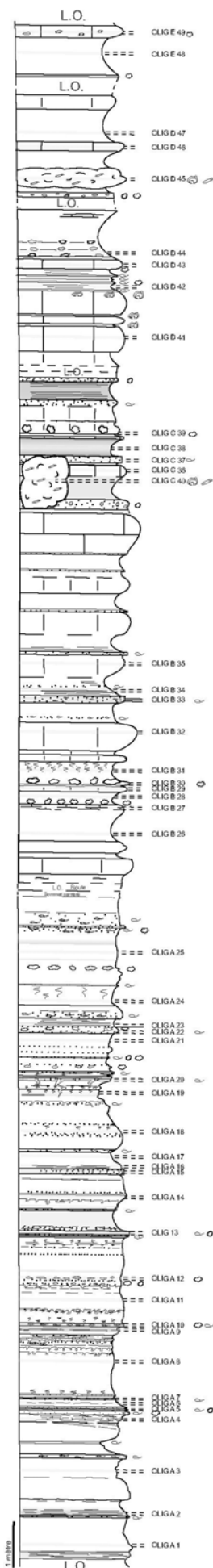


Fig. 1A.1 : localisation des points de prélèvement des échantillons de roches. a) échantillons prélevés sur l'ensemble du bassin versant (voir légende de la carte géologique Fig. 4.4) ; b) localisation des affleurements de l'intervalle oligocène, OLIG, les échantillons ont été prélevés en 5 points répartis le long de la ligne surlignée en rouge.

✱ Affleurements de substrat oligocène sédimentaire g3 : 63 échantillons

La coupe dans un intervalle stratigraphique oligocène : les différents faciès échantillonnés sont décrits dans la ure 1A.20.

Douze autres échantillons ont été prélevés dans des faciès plus ou moins carbonatés de l'Oligocène : 1R1 à 1R5, 2R1 à 2R3, 3R1, 3R2, 4R1, 4R2 (décrits dans les figures 1A.3 à 1A.5.



- OLIG E 49 : calcaire blanc crème très clair à micro-oncolithes (25 cm).
- OLIG E 48 : marne plutôt calcaire gris verdâtre clair homogène (80 cm).
- OLIG D 47 : marnes kaki à passées argileuses irrégulières d'un vert plus soutenu (70 cm).
- OLIG D 46 : calcaire gris verdâtre moyen à clair légèrement grumeleux (20 cm).
- OLIG D 45 : boule de calcaire stromatolithique à phryganes (30 cm).
- OLIG D 44 : marne kaki à passées rousses de micro-oncolithes (12 cm).
- OLIG D 43 : calcaire fin gris beige moyen à clair homogène (22 cm).
- OLIG D 42 : marne beige verdâtre plus ou moins laminée avec filets blanchâtres d'ostracodes et voile stromatolithique d'environ 1 cm à la base (12,5 cm).
- OLIG D 41 : calcaires gris beige clair homogène très fin (53 cm).
- OLIG C 40 : boule de calcaire stromatolithique à phryganes (100 cm, juxtaposé à OLIG C 36 et OLIG C 37).
- OLIG C 39 : calcaire légèrement grumeleux gris blanc très clair homogène avec passée légèrement verdâtre reposant sur un horizon légèrement plus induré vers le milieu du banc et oncolithes de 3 à 4 cm à la base (60 cm).
- OLIG C 38 : marne argileuse gris verdâtre laminée, avec lamination plus fine vers le sommet, et riche en ostracodes à la base (37 cm).
- OLIG C 37 : calcarénite rousse riche en ostracodes (15 cm).
- OLIG C 36 : calcaire marneux gris beige un peu irrégulier avec quelques micro-oncolithes (25 cm).
- OLIG B 35 : calcaire marneux gris très clair homogène (50 cm).
- OLIG B 34 : marne argileuse verdâtre laminée à lamines d'ostracodes (40 cm).
- OLIG B 33 : calcarénite rousse riche en ostracodes et autres bioclastes (15 cm).
- OLIG B 32 : calcaire marneux gris beige avec beaucoup de bioturbations plus claires (60 cm).
- OLIG B 31 : argile verdâtre à kaki homogène très bioturbée vers le sommet (40 cm).
- OLIG B 30 : niveau oncolithique à grosses oncolithes dont la taille peut aller jusqu'à 15 cm (15 cm).
- OLIG B 29 : calcaire marneux gris verdâtre moyen à clair avec taches de bioturbations plus claires (17 cm).
- OLIG B 28 : marne très argileuse gris verdâtre à vert soutenu avec horizon oncolithique centimétrique à la base (non échantillonné) (23cm).
- OLIG B 27 : marne calcaire avec de nombreux ostracodes et fragments bioclastiques (10 cm)
- OLIG B 26 : marne un peu argileuse gris verdâtre homogène (70 cm)
- OLIG A 25 : marne verdâtre clair homogène (87 cm).
- OLIG A 24 : marne gris verdâtre homogène avec quelques bioturbations et quelques fragments d'ostracodes (43 cm).
- OLIG A 23 : marne verdâtre laminée avec alternance de lamines plus argileuses verdâtres et de lamines blanches à ostracodes (22 cm).
- OLIG A 22 : calcarénite beige crème à débris d'ostracodes (6 cm).
- OLIG A 21 : marne calcaire gris verdâtre clair (29 cm).
- OLIG A 20 : ostracodite très riche rousse (5 cm).
- OLIG A 19 : marne argileuse gris verdâtre clair bioturbée (28 cm).
- OLIG A 18 : marne assez calcaire gris beige verdâtre avec quelques bioturbations blanchâtres (20 cm).
- OLIG A 17 : marne gris verdâtre clair homogène (15 cm).
- OLIG A 16 : marne laminée à ostracodes (15 cm).
- OLIG A 15 : « ostracodite » à horizons roux entrecoupés de filets plus argileux verdâtres (11 cm).
- OLIG A 14 : marne assez calcaire gris beige homogène avec quelques horizons roux et bioturbations à la base (80 cm).
- OLIG A 13 : niveau roussâtre laminé riche en ostracodes et oolites (13 cm).
- OLIG A 12 : niveau oncolithique plus ou moins discontinu (3 cm).
- OLIG A 11 : marne gris beige clair homogène (50 cm).
- OLIG A 10 : horizon roux à blanchâtre grumeleux, très riche en ostracodes, micro-oncolithes et micro-tubules (6 cm).
- OLIG A 9 : marnes plus ou moins verdâtres laminées à lamines d'ostracodes (9 cm)
- OLIG A 8 : marne calcaire gris beige clair homogène et massive avec quelques bioturbations et de rares bioclastes (88 cm).
- OLIG A 7 : marne plus calcaire à passées roussâtres, semblant plus riche en ostracodes à la base (3 cm).
- OLIG A 6 : marne verdâtre clair à quelques passées roussâtres irrégulières et horizon centimétrique riche en ostracodes au centre du banc ; un petit gastéropode y est trouvé (18 cm).
- OLIG A 5 : marne légèrement jaunâtre laminée avec lamines d'ostracodes avec quelques passées rousses diffuses (7,5 cm).
- OLIG A 4 : calcaire bioturbé avec arrêt de sédimentation (terriers plus ou moins verticaux) au sommet (5 cm).
- OLIG A 3 : marne gris beige clair homogène, un peu plus calcaire à la base (90 cm).
- OLIG A 2 : marne gris clair laminée avec alternance de lamines beige verdâtre clair à lamines blanches riches en ostracodes (13 cm).
- OLIG A 1 : marne beige clair assez calcaire (76 cm).

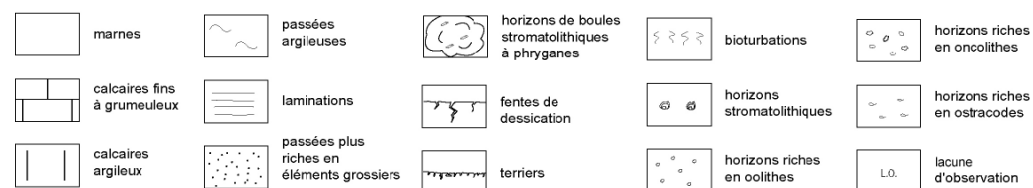


Fig. 1A-2 : log schématique et description des échantillons de la séquence oligocène - Localisation Fig. A-10.



Des fossés creusés par EDF-GDF (Fig. 1A.3) dans les formations du RCg, ont permis d'atteindre les roches du substratum **oligocène g3** (et peut être g2 ?) (point de prélèvement **1**, Fig. 1A.1).

Cinq échantillons ont été prélevés dans différents faciès carbonatés plus ou moins argileux (**1R1 à 1R5**) répartis le long d'un fossé sur environ 250 m.

Fig. 1A.3 : une section du fossé EDF-GDF creusé dans des carbonates à débit en plaquettes de l'Oligocène.

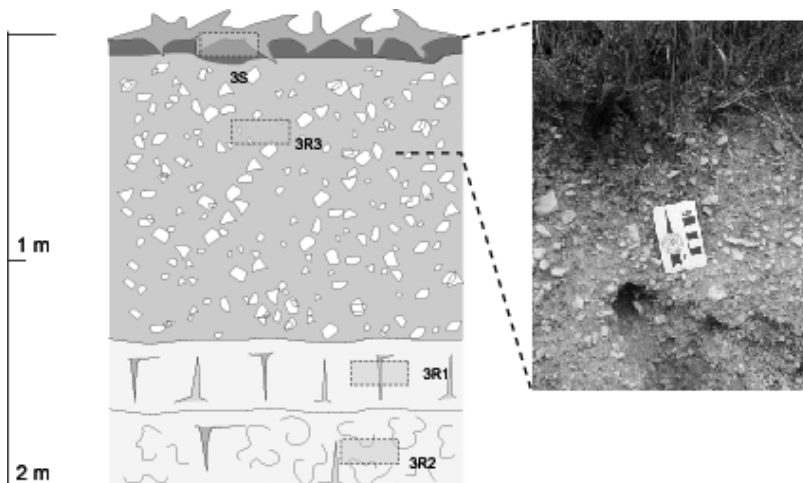
La construction d'une nouvelle route reliant Gergovie à Orcet (Fig. 1A.4) a permis d'atteindre des sédiments marneux de l'Oligocène supérieur (?) (point de prélèvement **2**, Fig. 1A.1). Ils montrent une nette alternance de passées métriques à plurimétriques de marnes marron/beige et beige clair (traits pointillés rouges Fig. 1A.4), avec parfois des intercalations de bancs ocre verdâtres. **Trois échantillons** ont été prélevés:

- **2R1**, dans un banc plurimétrique de marnes ocre et verdâtres ;
- **2R2**, dans une passée de marnes beige clair (Fig. 1A.4) ;
- **2R3**, dans une passée de marnes marron et beiges (Fig. 1A.4).



Fig. 1A.4 : alternance de passées métriques à plurimétriques de marnes marron/beiges et beige clair de l'Oligocène dans le talus de la nouvelle route reliant Gergovie à Orcet.

Deux échantillons (Fig. 1A.5) ont été prélevés au pied du Puy d'Anzelle sur la parie est du bassin versant (point de prélèvement **3**, Fig. 1A.1) :



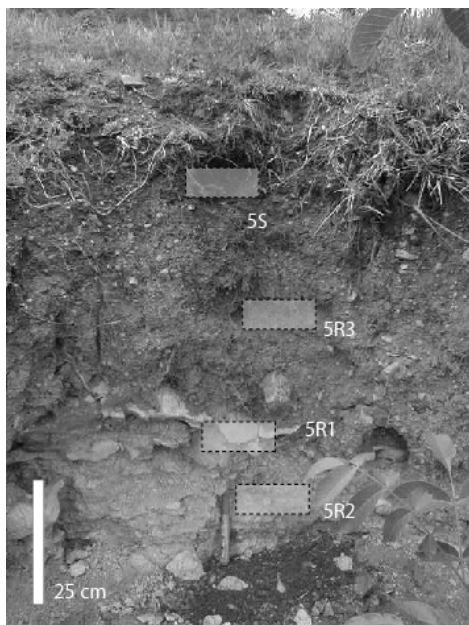
- **3R1**, dans un calcaire en bancs pluridécimétriques, très induré, homométrique, très fin et très compact ;
- **3R2**, dans un calcaire compact plus hétérométrique et grossier, alternant avec le calcaire induré.

Fig. 1A.5 : localisation des échantillons dans la coupe au point de prélèvement 3. Photo du matériau de type « grès » constituant l'échantillon 3R3 (décrit ultérieurement).

Deux échantillons ont été prélevés au pied du puy d'Anzelle à quelques centaines de m au sud est du point précédent (point de prélèvement **4**, Fig. 1A.1) :

- **4R1**, dans un calcaire oligocène décimétrique très induré, assez fin et très compact ;
- **4R2**, dans un calcaire argileux tendre, faciès en alternance avec le calcaire induré.

a.1. Affleurements de pépérites g7



Deux échantillons (Fig. 1A.6) ont été prélevés sur le Puy d'Anzelle (point de prélèvement **5**, Fig. 1A.1) :

- **5R1**, prélevé entre 60 et 70 cm de profondeur, dans du substratum carbonaté dans la zone des pépérites, consolidé et à débit en plaquettes ;
- **5R2** prélevé entre 75 et 85 cm de profondeur, dans des interbanco marneux plus tendres.

Fig. 1A.6 : photo et localisation des échantillons dans la coupe au point de prélèvement 5.

a.2. Affleurements de substrat miocène sédimentaire m1

Ces affleurements sont très réduits. **Deux échantillons** (aux points **6** et **7**) ont été prélevés entre le Puy de Mardoux et le plateau de Gergovie (Fig. 1A.1) :

- **6R**, prélevé entre 40-45 cm de profondeur dans un substrat gris-verdâtre, contenant de nombreux graviers et galets emballés dans une matrice marneuse.
- **7R**, prélevé entre 40-45 cm de profondeur dans un substrat altéré blanchâtre carbonaté.

a.3. Affleurements de basanite du Miocène, eß'm

Trois échantillons ont été prélevés sur le plateau de Gergovie (point de prélèvement **8**, Fig. 1A.1). Un sol surmontant des altérites noirâtres, silto-sableux à graviers basaltiques de plus en plus nombreux a été observé. Dès 60 cm de profondeur, les galets de basalte sont très abondants. Ils ont été considérés comme représentatifs du substrat basaltique non altéré :

- **8R1**, prélevé entre 40 et 45 cm de profondeur dans une altérite noirâtre silto-sableuse à nombreux graviers ;
- **8R2**, prélevé entre 65 et 70 cm de profondeur dans un matériau très riche en galets basaltiques ;
- **8R3**, galet basaltique prélevé à 70 cm.

a.4. Affleurements de formations superficielles, RCg et CRg

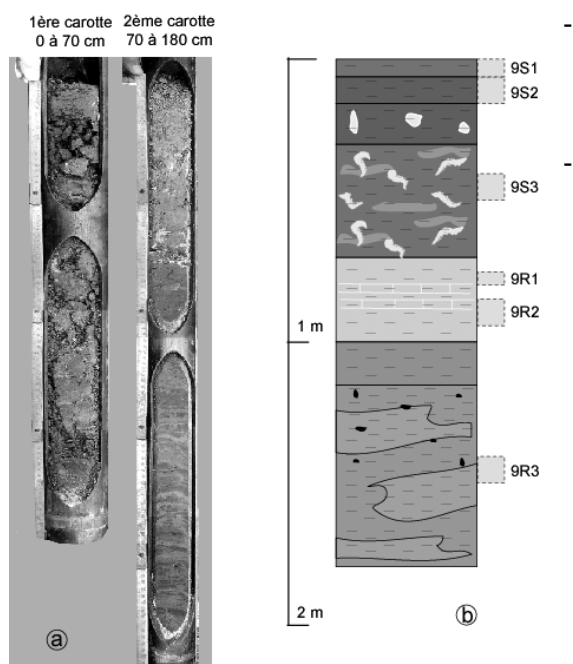
Etant donné la relative homogénéité de ces formations, difficiles à distinguer sur le terrain, leurs prélèvements sont présentés ensemble.

L'échantillon 3R3 a été prélevé entre 40 et 50 cm (point de prélèvement **3**, Fig. 1A.1) dans un épais matériau silteux marron beige, hétérométrique avec de très nombreux graviers carbonatés anguleux, ressemblant à une grèze (Fig. 1A.5). Ce matériau constitue la roche mère d'un sol d'apport, et repose en discontinuité sur le substratum oligocène.

L'échantillon 4R3 a été prélevé entre 40 et 50 cm (point de prélèvement **4**, Fig. 1A.1) dans un matériau silteux marron beige à graviers anguleux carbonatés, de type grèze, c'est la roche mère du sol, et reposant en discontinuité sur des sédiments oligocènes.

L'échantillon 5R3 a été prélevé entre 38 et 48 cm (point de prélèvement **5**, Fig. 1A.1) dans un matériau beige à brun clair, très hétérométrique, silteux riche en sables et graviers, d'origine apparemment colluviale.

Trois échantillons de formations superficielles ont été prélevés sur le versant sud, au pied de la colline de La Serre (point de prélèvement 9, Fig. 1A.1) :



9R1 et 9R2 prélevés entre 75 et 80 cm et 85 et 95 cm respectivement dans une passée crayeuse beige à ocre à la base ;

9R3, prélevé entre 140 et 150 cm de profondeur dans une unité épaisse d'argiles silteuses compactes bariolées gris verdâtre et rouille, à traces noirâtres.

Fig. 1A.7: point de prélèvement 9. a) vue des carottes ; b) schéma des faciès et localisation des échantillons prélevés.

Sept échantillons (Fig. 1A.8) ont été prélevés dans les formations superficielles sur le même versant à 60 m au nord ouest du point de prélèvement 9, (point de prélèvement **10**, Fig. 1A.1) :

- **10R1, 10R2 et 10R3** prélevés respectivement entre 65-75, 103-110 et 110-118 cm de profondeur dans un matériau silto-argileux très hétérogène ocre à verdâtre, plus ou moins clair et

carbonaté, à concrétions rouille et/ou blanchâtres carbonatées, riche en graviers au sommet et bariolé à la base ;

- **10R4 et 10R5** prélevés respectivement entre 118-123 et 138-141 cm de profondeur dans un matériau silto-argileux plus homogène, carbonaté, présentant une succession de passées ocre, gris verdâtre à rouille, à gris beige à la base ;

- **10R6** prélevé entre 157 et 165 cm dans une passée silto-argileuse plus fine, bariolée ocre et verdâtre ;

- **10R7** prélevé entre 184 et 219 cm dans un matériau carbonaté, fin silto-argileux, homogène.

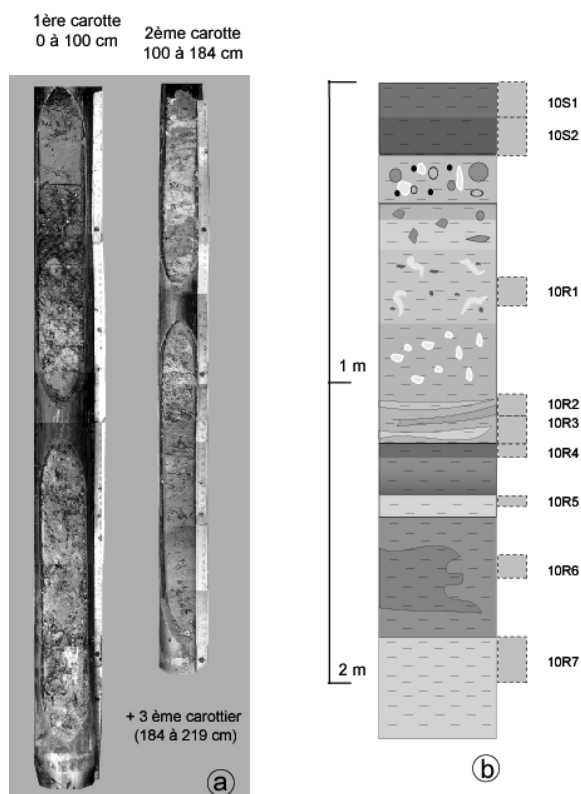
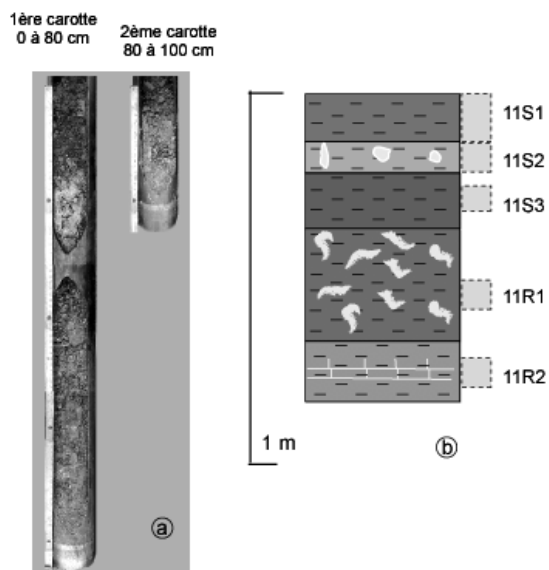


Fig.1A.8 : point de prélèvement 10. a) vue des carottes ; b) schéma des faciès et localisation des échantillons prélevés.

Deux échantillons (Fig. 1A.9) ont été prélevés dans les formations superficielles à 60 m au nord ouest du prélèvement n°10, à la foreuse à percussion (point de prélèvement **11**, Fig. 1A.1) :



- **11R1**, prélevé entre 60 et 70 cm de profondeur dans un matériau silto-argileux compact brun rouille à pseudomycéliums abondants ;

- **11R2**, prélevé entre 85 et 95 cm de profondeur dans une unité de silts argileux calcaires, à bancs carbonatés.

Fig.1A.9 : point de prélèvement 11. a) vue des carottes ; b) schéma des faciès et localisation des échantillons prélevés.

Deux échantillons, **12R1** et **12R2**, ont été prélevés dans des colluvions brunes à environ 100 et 130 cm sous la surface en bas du versant ouest (point de prélèvement **12**, Fig. 1A.1).

a.5. Affleurements sur formations superficielles J

Deux échantillons **13R** et **14R** ont été prélevés entre 35 et 45 cm et 40 et 45 cm de profondeur (respectivement aux points de prélèvement **13** et **14**, Fig. 1A.1) dans un matériel gris noir, silteux riche en sables et graviers silicatés (basalte) et en fragments carbonatés.

a.6. Affleurements de formations superficielles, Fv et Fx-y

Six échantillons (Fig. 1A.10) ont été prélevés dans la terrasse alluviale Fx (point de prélèvement **15**, Fig. 1A.10). 5 m de sédiments ont été prélevés :

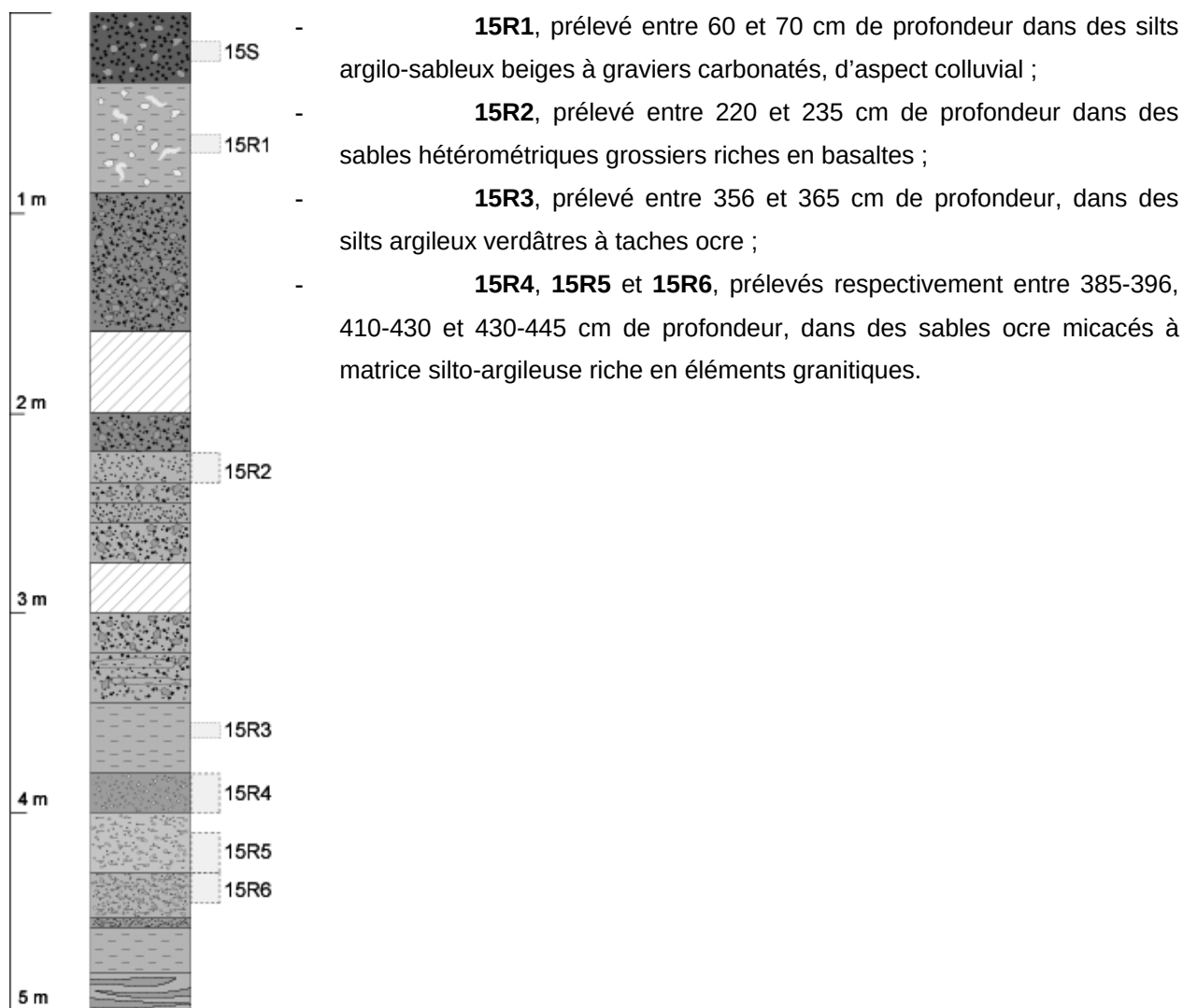


Fig.1A.10 : localisation des échantillons dans la coupe au point de prélèvement 15.

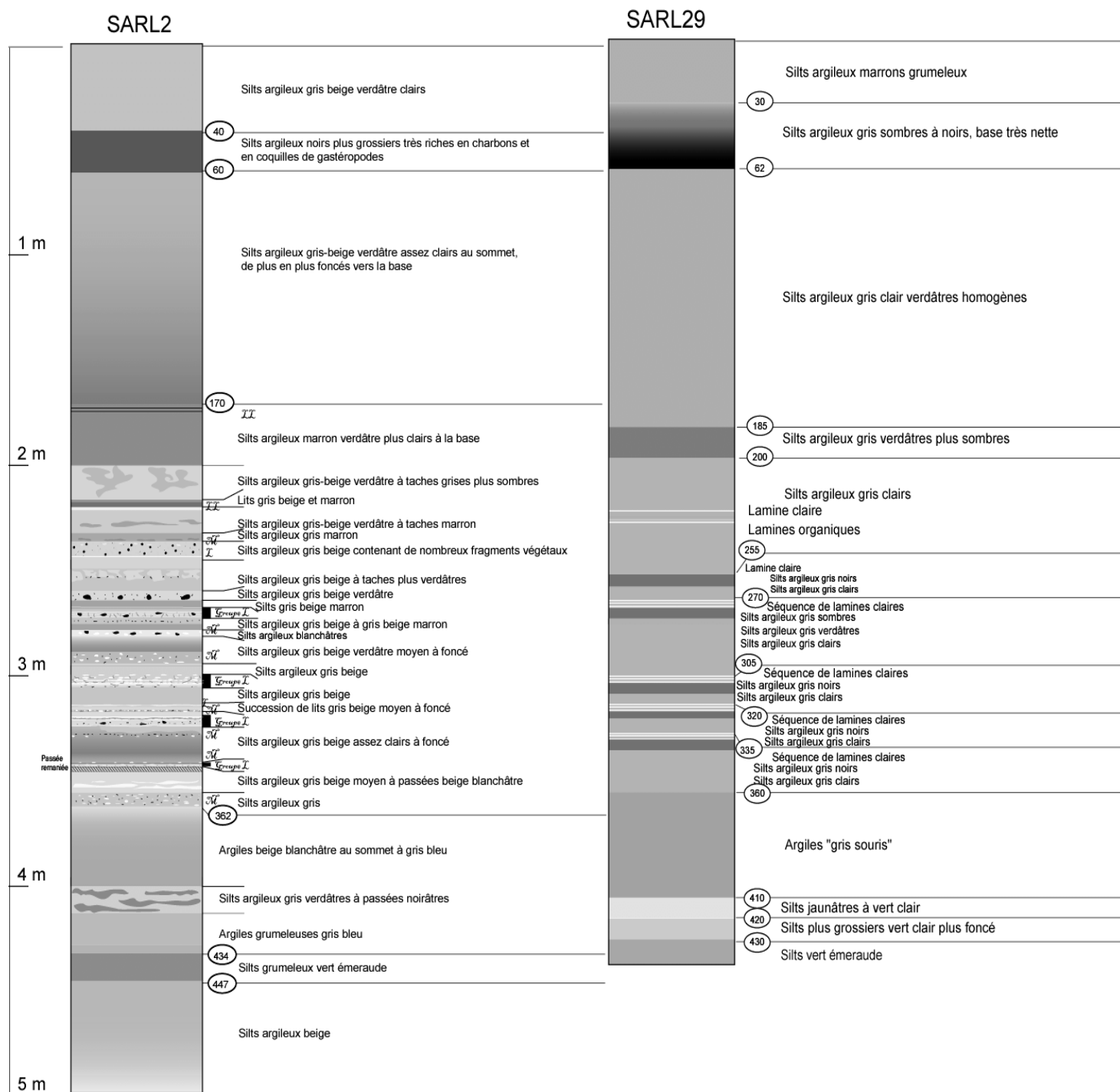
ANNEXE 1B : Composition géochimique des sédiments de l'intervalle Oligocène

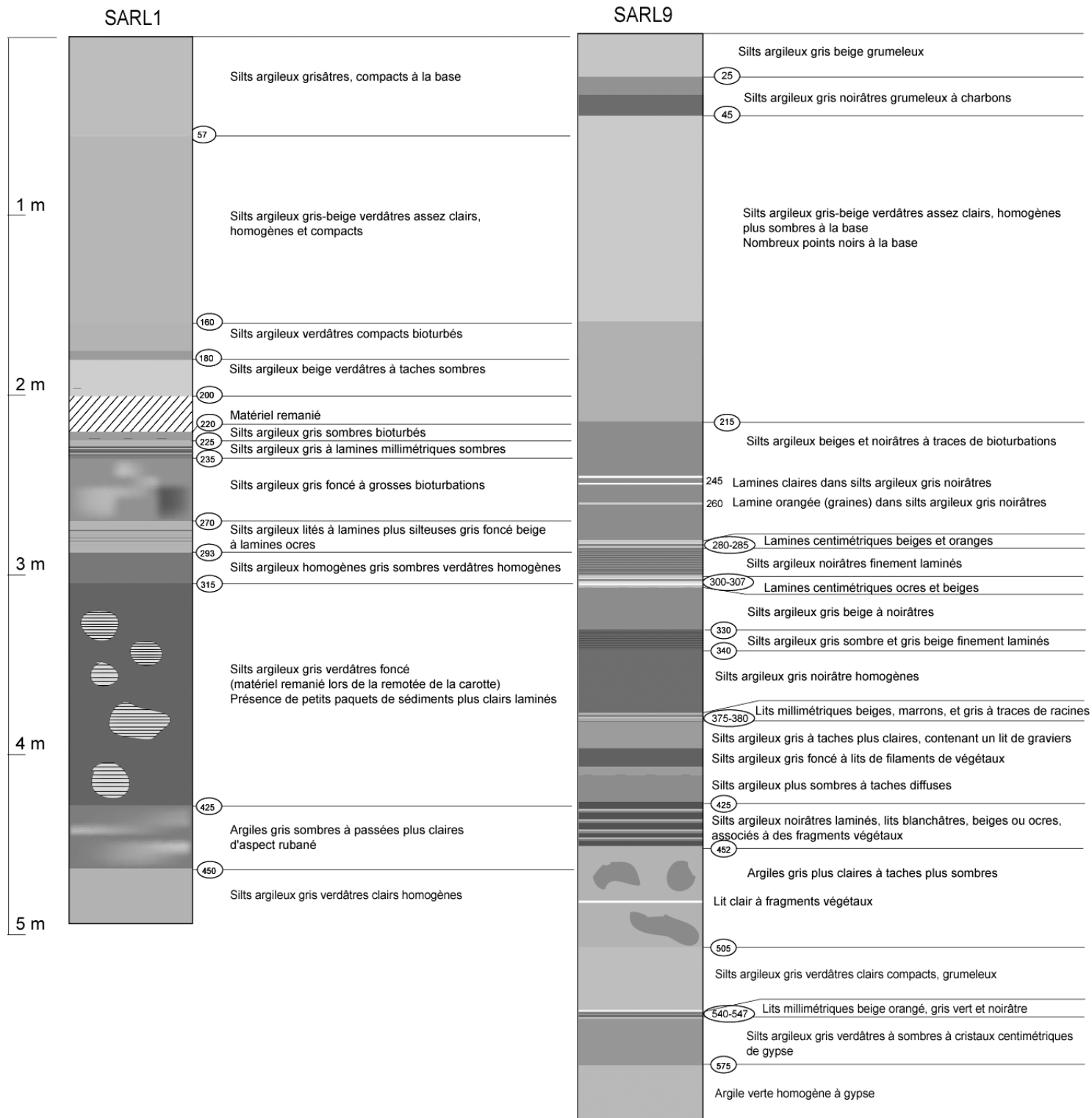
Echantillon	CaO	MgO	SiO2	Al2O3	K2O	Na2O	Fe2O3	S
OLIG 1	15,71	10,37	45,36	18,43	2,64	6,25	0,36	
OLIG 2	3,81	10,25	54,42	22,45	2,82	6,00	0,27	
OLIG 3	12,08	11,06	44,83	22,86	2,37	6,49	0,32	
OLIG A 4	19,99	10,58	42,87	17,21	2,60	6,46	0,29	
OLIG 5	3,53	7,81	58,50	20,67	2,72	6,55	0,25	
OLIG 6	3,50	6,26	61,06	19,42	4,46	4,22	0,96	
OLIG 7	18,91	8,27	43,65	20,30	2,33	6,24	0,31	
OLIG 8	14,98	10,23	47,19	18,19	2,48	6,68	0,25	
OLIG 9	5,03	13,05	52,52	19,14	2,17	7,84	0,26	
OLIG 10	16,99	10,71	46,48	16,42	2,56	5,76	1,25	
OLIG 11	27,40	8,78	41,81	13,96	3,00	4,38	0,67	
OLIG 12	60,43	4,42	22,84	7,12	1,58	1,78	0,88	0,96
OLIG 13	27,59	8,33	39,87	15,69	2,95	4,75	0,84	
OLIG 14	39,77	10,36	27,64	13,07	2,51	5,49	1,17	
OLIG 15a	57,30	2,74	26,25	7,55	1,99	1,29	2,42	0,46
OLIG 16	10,63	6,11	57,11	18,25	2,80	4,97	1,14	
OLIG 17	20,14	5,68	48,48	16,71	3,71	2,05	2,68	0,56
OLIG 18	23,28	8,11	45,52	15,01	3,22	2,13	2,32	0,41
OLIG 19	1,18	6,05	62,85	20,26	4,81	4,20	0,67	
OLIG 20 base	15,71	6,21	50,80	18,97	1,86	4,78	0,97	0,72
OLIG A 21	27,71	4,38	44,61	15,09	2,99	1,61	3,34	0,27
OLIG A 22	80,70	1,71	9,46	2,97	0,62	0,67	3,49	0,37
OLIG A 23	8,56	4,40	58,96	20,01	2,91	3,09	1,47	0,57
OLIG A 24	28,96	4,51	44,82	12,58	3,59	0,89	4,28	0,38
OLIG A 25	61,12	2,16	24,07	6,43	1,64	1,18	3,06	0,35
OLIG A 26	25,08	5,64	46,84	13,34	3,56	1,32	3,86	0,37
OLIG A 27	35,35	5,12	40,56	11,21	3,37	0,66	3,24	0,51
OLIG A 28	4,61	5,89	61,60	16,93	4,92	0,74	4,89	0,41
OLIG A 29	21,71	6,39	48,84	14,56	4,00	1,08	2,88	0,55
OLIG B 30	75,52	2,83	12,17	3,13	0,68	1,27	3,84	0,56
OLIG B 31	0,68	6,33	64,93	21,31	3,37	1,65	1,30	0,44
OLIG B 32	25,76	10,14	43,75	13,55	2,47	2,18	1,69	0,46
OLIG B 33	60,94	4,15	22,59	6,91	1,49	1,44	1,85	0,64
OLIG B 34	8,70	4,72	60,73	16,84	3,30	2,45	2,91	0,35
OLIG B 35	37,56	5,33	38,29	11,28	3,02	1,31	2,69	0,53
OLIG C 40	81,54	1,92	10,16	2,76	0,77	0,63	1,33	0,91
OLIG B 36	42,03	4,54	36,06	10,11	2,36	1,78	2,66	0,48
OLIG B 37	42,04	2,59	36,40	11,13	2,54	1,32	3,52	0,47
OLIG B 38	14,85	4,43	53,14	18,25	3,55	2,46	2,76	0,59
OLIG B 39	53,23	3,27	27,70	9,27	1,83	1,61	2,53	0,57
OLIG C 41	51,28	6,15	30,24	6,77	2,23	0,52	2,42	0,41
OLIG C 42	24,30	5,04	48,84	13,34	3,74	1,23	3,13	0,39
OLIG C 43	52,01	6,39	29,94	6,87	1,86	0,82	1,71	0,43
OLIG C 44	37,86	7,58	39,53	8,76	2,27	1,11	2,46	0,44
OLIG D 45	83,76	2,72	6,98	3,24	0,58	1,56	0,61	0,57
OLIG D 46	20,33	17,80	41,88	13,97	2,49	1,59	1,20	0,76
OLIG D 47	31,14	5,12	43,38	12,38	3,95	0,48	3,28	0,28
OLIG D 48	39,84	4,17	38,15	10,79	3,31	0,41	3,02	0,31
OLIG E 49	48,48	3,63	31,74	9,84	2,93	1,17	1,41	0,80

ANNEXE 2 : coordonnées des forages et saondages dans le remplissage lacustre

NOM_FORAG	X	Y	Z
SARL1	664333,0819	2081044,4298	344,0
SARL2	663098,3775	2083600,8313	344,0
SARL3	665115,1072	2081591,0644	348,5
SARL4	665061,8927	2081591,9513	347,3
SARL5	664989,7575	2081530,1634	345,9
SARL6	664938,9081	2081497,0522	345,2
SARL7	664871,4230	2081457,2903	344,8
SARL8	664778,9099	2081402,0511	344,4
SARL9	664525,0444	2081242,8815	344,0
SARL10	664048,2072	2080944,0187	344,1
SARL11	663573,3803	2080690,1504	347,1
SARL12	663587,8294	2084162,2789	347,0
SARL13	663580,3191	2084038,3576	346,5
SARL14	664023,4317	2081744,4048	344,0
SARL15	665052,3543	2080602,8265	347,0
SARL16	664466,5443	2080820,6276	345,0
SARL17	664440,2580	2080910,7522	344,5
SARL18	663764,3235	2080328,6975	344,0
SARL19	663760,5683	2080460,1292	347,0
SARL20	664597,9760	2082071,1065	348,0
SARL21	664375,7789	2081948,4184	344,8
SARL22	662573,9277	2083655,3280	345,0
SARL23	663080,8786	2084042,1128	345,0
SARL27	664829,0439	2080935,8479	344,0
SARL24	663768,4073	2081162,9642	344,1
SARL25	663690,2879	2081565,5795	344,9
SARL26	663930,8778	2080772,5899	344,1
SARL28	662594,4788	2083307,4487	348,0
SARL29	663612,6626	2083699,0579	344,5
SARL30	663713,6107	2083737,3486	346,5
SP1	663821,6655	2082156,6658	344,0
SP2	663752,3353	2082613,1726	344,2
SP4	663302,4730	2082942,6940	344,2
SP3	663711,8693	2082561,8426	344,2
S116	663121,8029	2083099,9036	344,0
S1096	663478,6047	2083345,3057	341,9
S177	663612,6072	2082994,9619	340,7
S180	663699,7895	2082898,0926	344,0
S25	663280,0227	2082557,4357	342,8
S28	663257,4199	2082652,6905	342,9

ANNEXE 3 : description des sédiments de zones distales





Silts argileux gris verdâtre un peu grumeleux, assez compacts

(45)

Silts argileux bruns à gris foncé à grains marneux

(70)

Silts argileux noirs contenant des petits charbons

(100)

1 m

Silts argileux gris verdâtre homogènes

Traces ocres

2 m

Silts argileux plus sombres à nombreux petits points noirs

(285)

Silts argileux homogène gris sombre

(292)

Silts noirs grumeleux

L

groupe L

L

Silts argileux gris foncé finement laminés

groupe L

groupe L

Séquences :

Silts argileux gris foncés bruns au sommet à gris plus clair à la base alternant avec des faisceaux de lamines et macules carbonatées blanches à beiges, des lamines organiques ocre et verdâtres, contenant graines noires et fragments végétaux (*groupe L*).

groupe L

groupe L

groupe L

groupe L

groupe L

4 m

L

Silts argileux gris noirâtre

(435)

Argiles gris clair à gris sombre

(455)

Argiles "gris souris" légèrement bleutées, à taches plus sombres

(480)

5 m

Silts argileux gris beiges à taches plus sombres

(550)

Silts argileux vert clair compacts

(590)

6 m

Silts argileux granuleux vert émeraude très compacte à cristaux de gypse

Silts argileux gris bruns un peu grumeleux, compacts

Silts argileux beiges

Silts argileux bruns à gris foncé à noir à la base, limite très nette avec l'unité inférieure

(70)

Silts argileux gris beige à points noirs

Silts argileux gris verdâtre

Silts argileux verdâtres
taches plus gris sombres et gris clair

petits points noirs

Silts argileux ocre, lit très fin blanc

Silts argileux verdâtres à taches grises

(280)

- L19 Laminites : alternance de lits de silts argileux gris verdâtre, gris clair et brun, et de lamines et faisceaux de lamines.
- L18
- L17 Les lamines sont décrites en ANNEXE 4
- L16
- L15
- L14
- L13

- L12
- L11
- L10
- L9
- L8
- L7
- L6
- L5
- L4
- L3
- L2
- L1

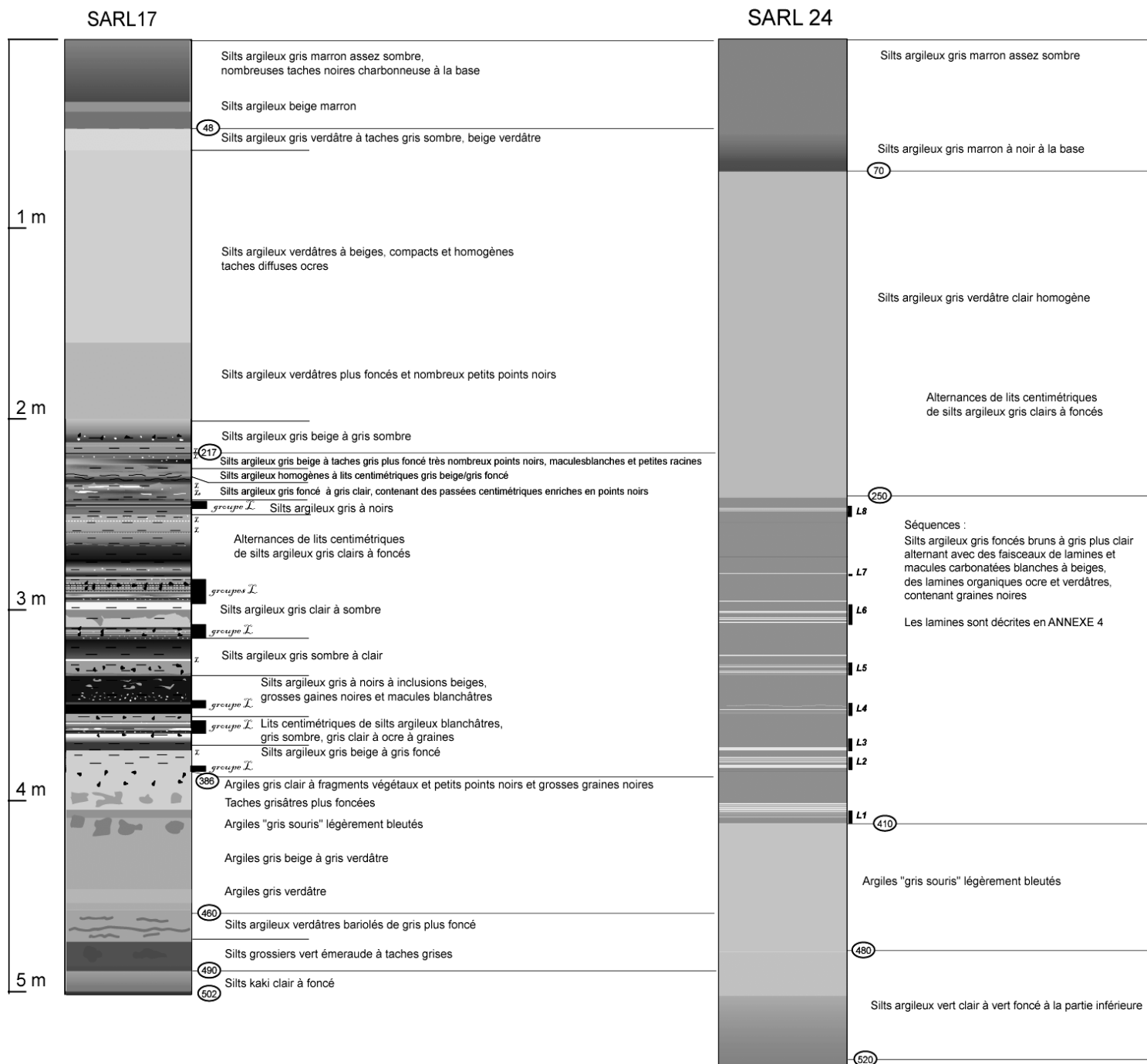
(490)

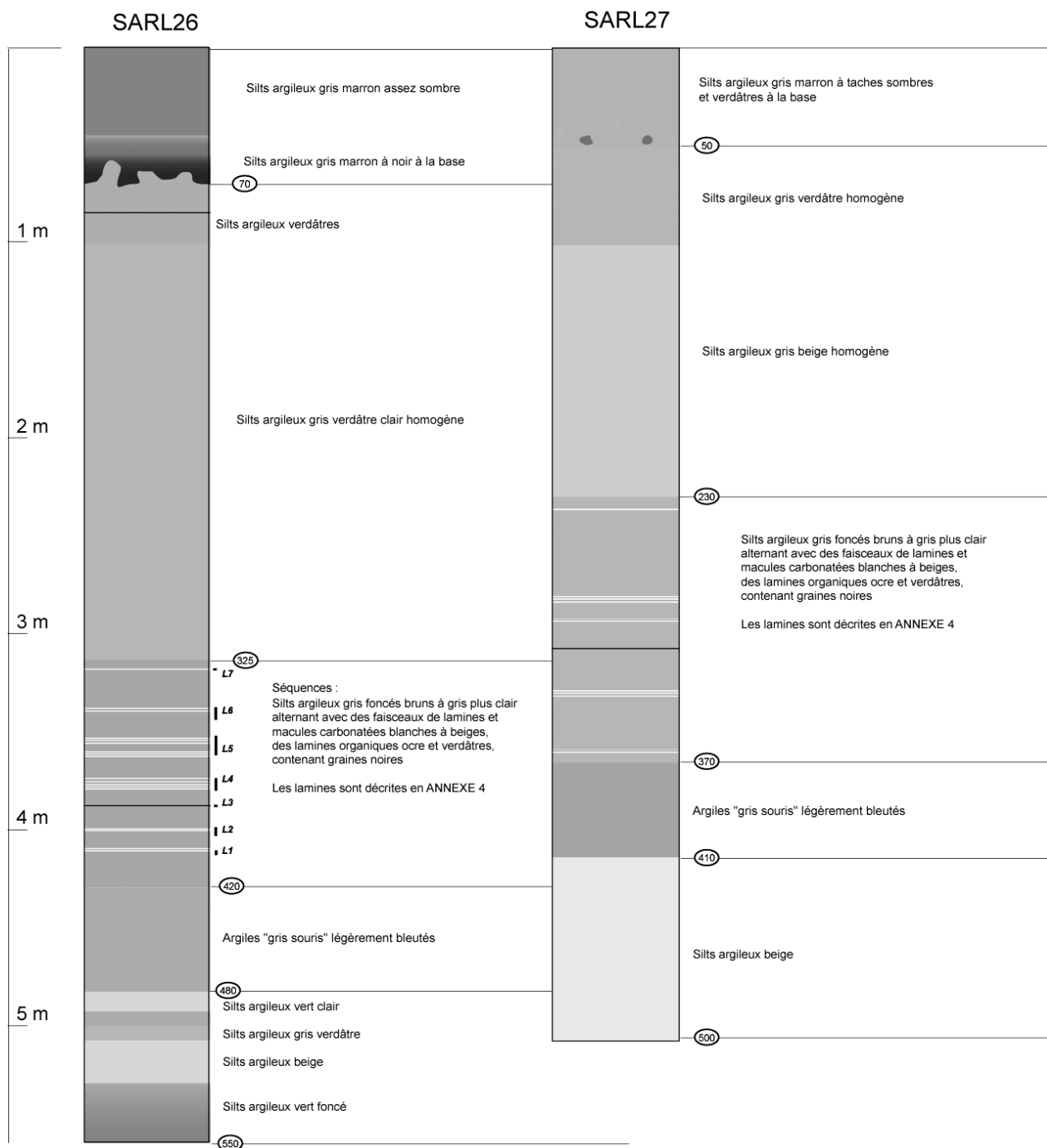
Argiles gris clair à graines *Ruppia cf. Maritima*, plus sombre à la partie inférieure

(515)

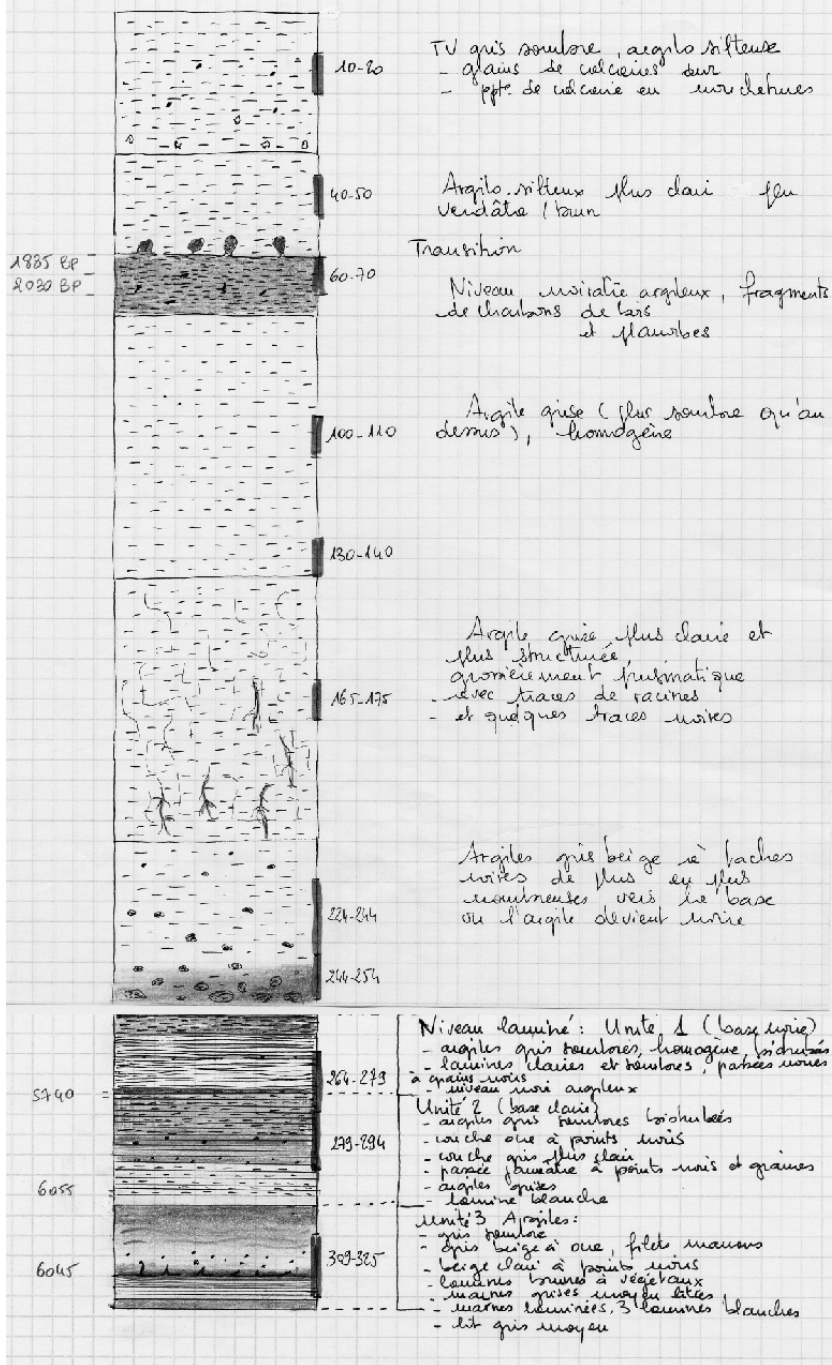
Silts argileux vert à vert foncé à la partie inférieure

(540)





SP1



ANNEXE 4 : Description des lamines

Les lamines et faisceaux de lamines des forages SARL2, SARL14, SARL24, SARL26, SARL27 sont décrites.

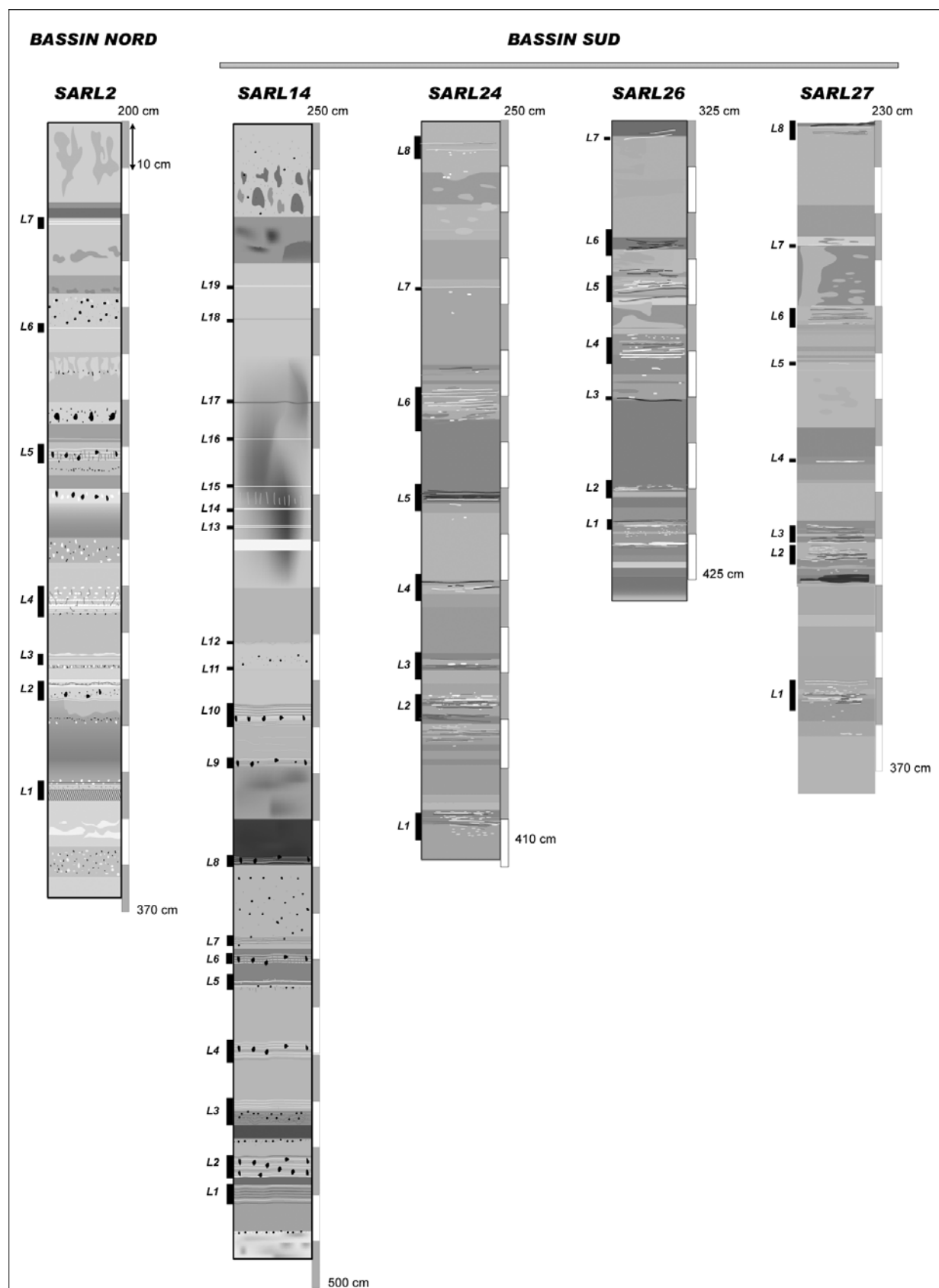


Fig. 4A.1 : positionnement des lamines et faisceaux de lamine dans l'unité 1L3 des forages SARL2, SARL14, SARL24, SARL26, SARL27

L'unité laminée de SARL2

L'unité 1L3 observée dans SARL2 Fig. 4A.1 est trouvée entre les cotes 220 cm et 350 cm de la carotte.

A la base de l'unité, le faisceau **L1**, est constitué de la succession de lamines discontinues blanchâtres associées à des débris végétaux, d'une lamine beige millimétrique suivie de macules blanchâtres puis d'une lamine millimétrique gris marron.

L2 présente de fines lamines discontinues, déformées suivie d'une passée blanchâtre associée à des graines type *Ruppia Maritima*, qui précède une lamine organique millimétrique. Une lamine blanche éloignée d'environ 1 cm termine ce faisceau.

L4 est composé de 2 lamines blanchâtres, suivie de deux lamines millimétriques constituées de macules blanchâtres qui précèdent un lit riche en macules blanchâtres litées.

L5 comporte un ensemble de lamines blanchâtres très riches en fragments végétaux et en petites particules charbonneuses et en graines (non précisées).

Trois lamines isolées ont été discriminées, **L3**, une lamine blanchâtre isolée, **L6**, lamine blanche inframillimétrique, puis **L7** constituée d'un couple de lamines blanches inframillimétriques.

L'unité laminée de SARL14 (Fig. 4A.2)

L'unité 1L3 de SARL14 est la plus épaisse des unités laminées observées. Comprise entre les côtes 285 et 480, les quelques 2 m de sédiments laminés comportent 10 faisceaux de lamines et 10 lamines isolées.

L1 et **L2**, comportent des petites lamines organiques et des lamines blanchâtres crayeuses, le second groupe étant associé à des graines noires de type *Ruppia maritima*.

L3 est constitué d'un ensemble de lamines végétales perturbées suivi d'une passée (4 mm) grise qui précède des lamines blanchâtres crayeuses, l'ensemble étant très riche en graines.

L4 présente un ensemble de lamines blanchâtres crayeuses comprenant des lamines organiques et des graines.

L5 regroupe la succession de lamines blanchâtres crayeuses soulignées de matière organique, suivie de nettes lamines blanches crayeuses associées à des fragments végétaux blanc jaune.

L6 est constituée d'un ensemble de lamines comportant des petites tiges de végétaux en place, associées à des graines de type *Ruppia maritima*.

L7 comporte des lamines organiques marron.

L8 est constitué de la succession de lamines marron et grise puis d'un ensemble de lamines blanchâtres crayeuses riches en graines du type *Ruppia maritima*.

L9 est un faisceau de petites lamines organiques suivies de lamines blanchâtres crayeuses, riches en graines du type *Ruppia maritima*.

L10 est séparée du faisceau précédent par une passée de silts comportant de très discrètes lamines blanches. Ce dernier groupe comporte une succession de lamines organiques ocre qui semblent former des tapis, puis des lamines blanches crayeuses comportant des graines type *Ruppia maritima* et enfin un ensemble de lamines organiques ocre.

Dix lamines isolées ont été discriminées. La plupart d'entre elles sont de fines lamines blanches : L13 (paire de lamines), L14 L15, L16 et L17. L11 est une lamine beige, L12 une lamine organique verdâtre, L18 une lamine diffuse marron et L19 est une lamine gris moyen.

Dans cette unité épaisse, un contraste apparaît nettement entre la base de l'unité qui comporte essentiellement des faisceaux de lamines, et la partie supérieure dans laquelle les lamines sont isolées

SARL24 Unité 1L3

Planche PHOTOS

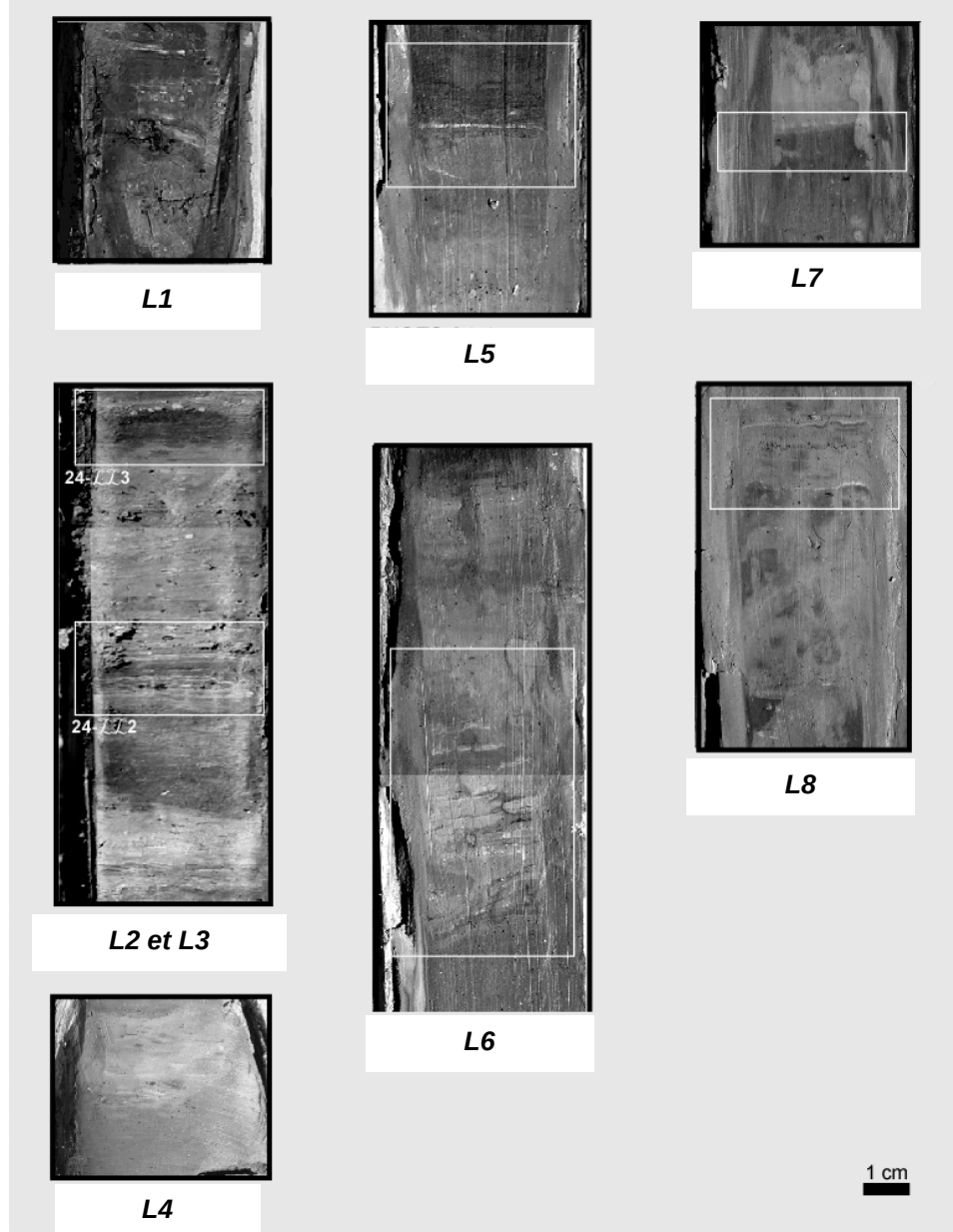


Fig. 4A.2 : planche photo des faisceaux de lamines de SARL24

L'unité laminée de SARL26 comporte 5 faisceaux de lamines

Le faisceau **L1** (Fig. 4A.3) est le premier rencontré à la base de l'unité. Il s'initie par une superposition de lits de silts aux caractères extrêmement contrastés, comportant macules blanches et lamines très discontinues. On y observe plus haut une grosse lamine blanche qui semble constituée de l'accolement de petites macules, puis 3 fines lamines blanches associées à de fines lamines gris noir. Un lit de silts verts s'y superpose, il comporte de nombreuses macules blanches et est associé à une grosse graine noire.

L2 est constitué de grosses macules blanches associées à d'épaisses lamines ocre probablement organiques dans lesquelles se trouvent les grosses graines noires type *Ruppia Maritima*.

L4 présente la succession de deux grosses lamines diffuses blanches à leur partie centrale et beiges à leurs extrémités, suivies de lamines gris noir (continues puis de plus en plus diffuses), comportant de grosses macules blanches riches en grosses graines noires.

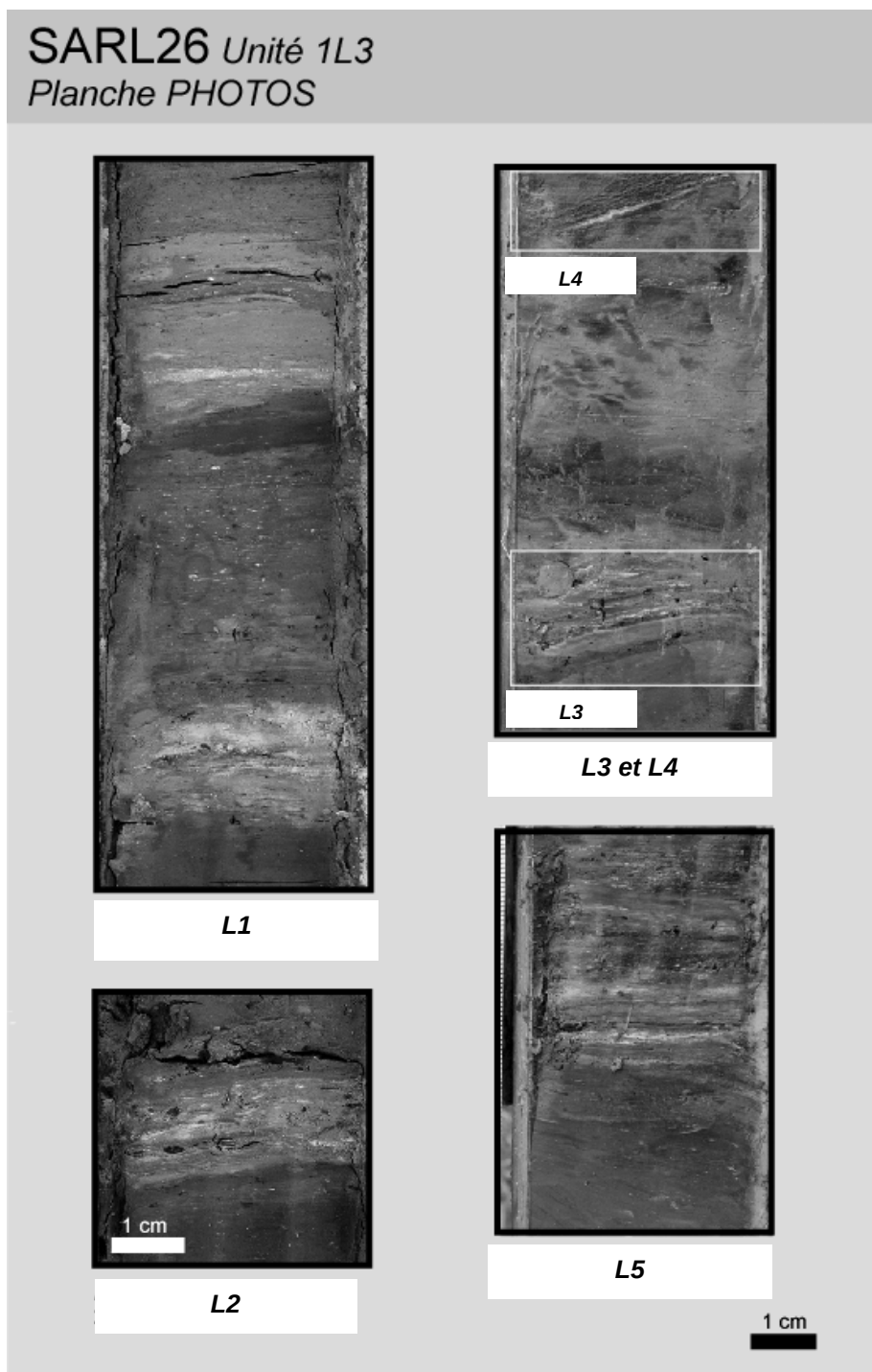


Fig. A 4.3 : planche photo des faisceaux de lamines de SARL26.

L5 est constituée d'une séquence de lamines noires associées à de fines lamines blanches discontinues, des lamines ocre, et des grosses graines noires. Légèrement éloigné, se trouve un groupe de très fines lamines ocre noir, comportant de très fines lamines blanchâtres.

L6 est composé d'un faisceau de fines lamines ocre probablement de composition organique (au moins quatre lamines sont discernables) comportant une lamine blanche à la base.

Deux lamines isolées ont été discriminées, **L3**, épaisse lamine noire qui suit une passée sublamifiée riche en macules blanches et grosses graines noires associées, et **L7**, lamine « sommitale » qui termine l'unité, est une très fine lamine claire soulignée par une très fine lamine grise. La partie inférieure de l'unité présente une alternance de lits relativement fins de silts aux faciès très contrastés tandis que les passées silto-argileuses de la partie supérieure semblent plus homogènes et nettement plus bioturbées.

L'unité laminée de **SARL27** comporte 5 faisceaux de lamines

La première séquence rencontrée à la base de l'unité, **L1** (Fig. 4A.4), est de lamines discontinues grises et ocre parfois soulignées de macules blanches litées. Des macules blanches s'y superposent, associées à des fragments végétaux et les graines noires habituellement observées. Enfin, au moins deux lamines gris clair soulignées de lamines ocre terminent le faisceau.

L2 est constituée de lamines discontinues et diffuses blanches parfois soulignées de gris sombre, associées à des graines noires et fragments végétaux ocres. Il suit une passée riche en macules « subtilées » contenant également graines noires et fragments végétaux ocres.

L3 comporte des lamines (au moins 14 discernables) diffuses ocre parfois accompagnées d'une fine lamine blanc à beige, et comprenant une lamine plus épaisse diffuse beige.

L6 présente de la base au sommet la succession suivante : des lamines diffuses beiges et une blanche mieux marquée, associée à des fines lamines discontinues ocre, puis au moins 9 lamines ocres organiques dont 3 plus sombres et mieux marquées. Ces dernières semblent associées à des lamines ou macules beiges silteuses. Il est par ailleurs remarquable que cette séquence fait suite à une passée de silts présentant une répétition de lits ocre dont la succession rappelle tout à fait celle des lamines sus-jacentes.

L8 est une succession de très fines lamines blanches soulignées de gris sombre suivies d'une lamine gris clair silteuse, et enfin d'une fine lamine noire discontinue, située à la base d'un lit gris sombre.

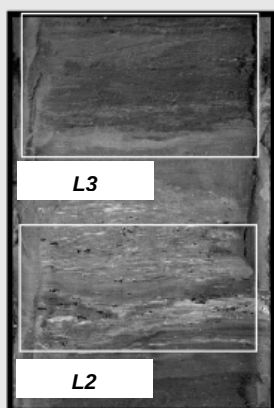
Trois lamines blanches isolées ont été discernées (lamines a, b et c). **L4** est une lamine blanche discontinue, d'épaisseur inégale située au sein d'un lit de silts ocre. **L5** est une portion de fine lamine blanche, située à la base d'une succession de lits de silts ocre. **L7** est une fine lamine blanche qui succède à une passée de silts légèrement ocre. à l'exception des passées laminées et sublamifiées, les macules blanches sont dans l'ensemble peu abondantes, et limitées à quelques passées de silts argileux gris foncé ou marron ocre dans la partie inférieure de l'unité, où là encore, les passées et lits silteux présentent les faciès les plus contrastés.



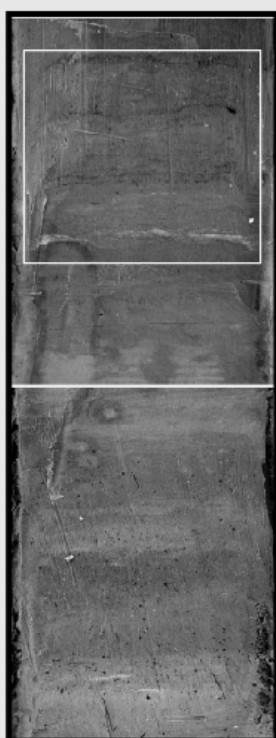
L1



L4



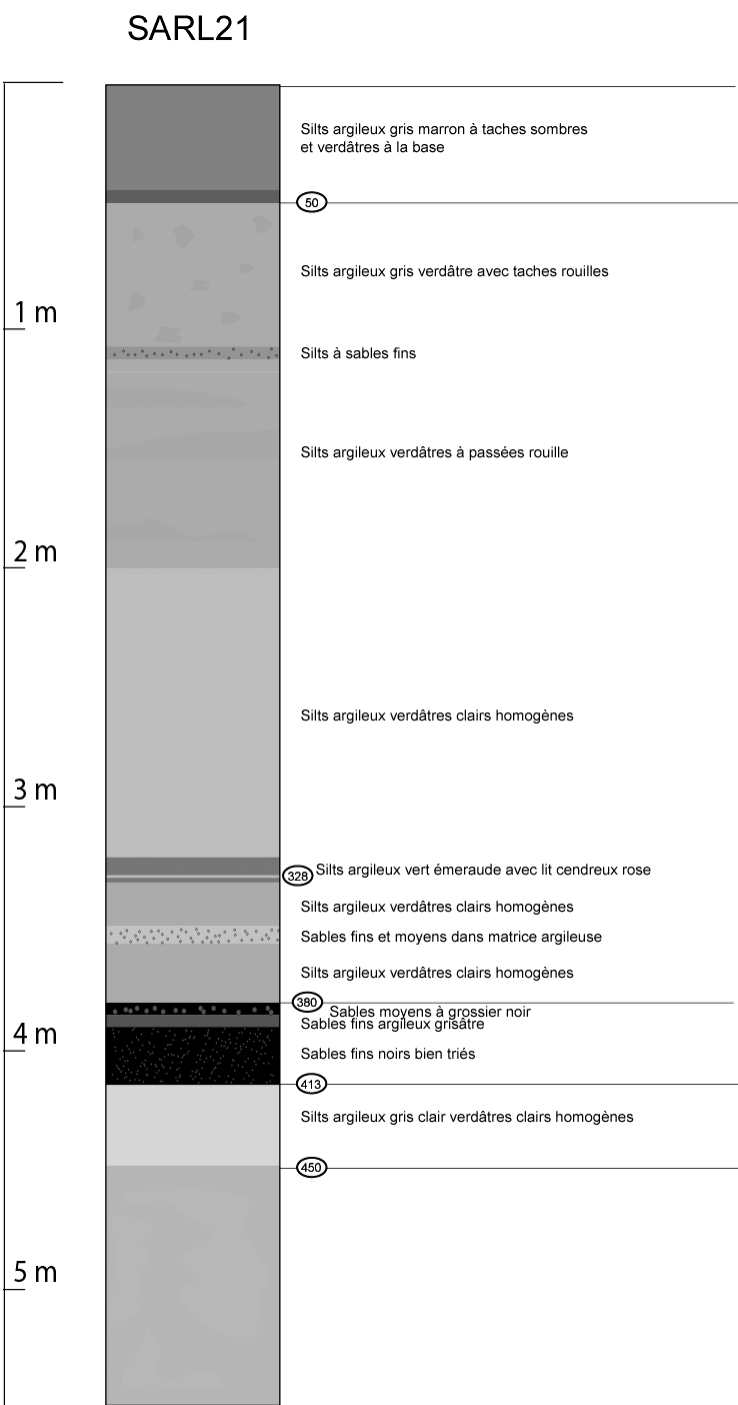
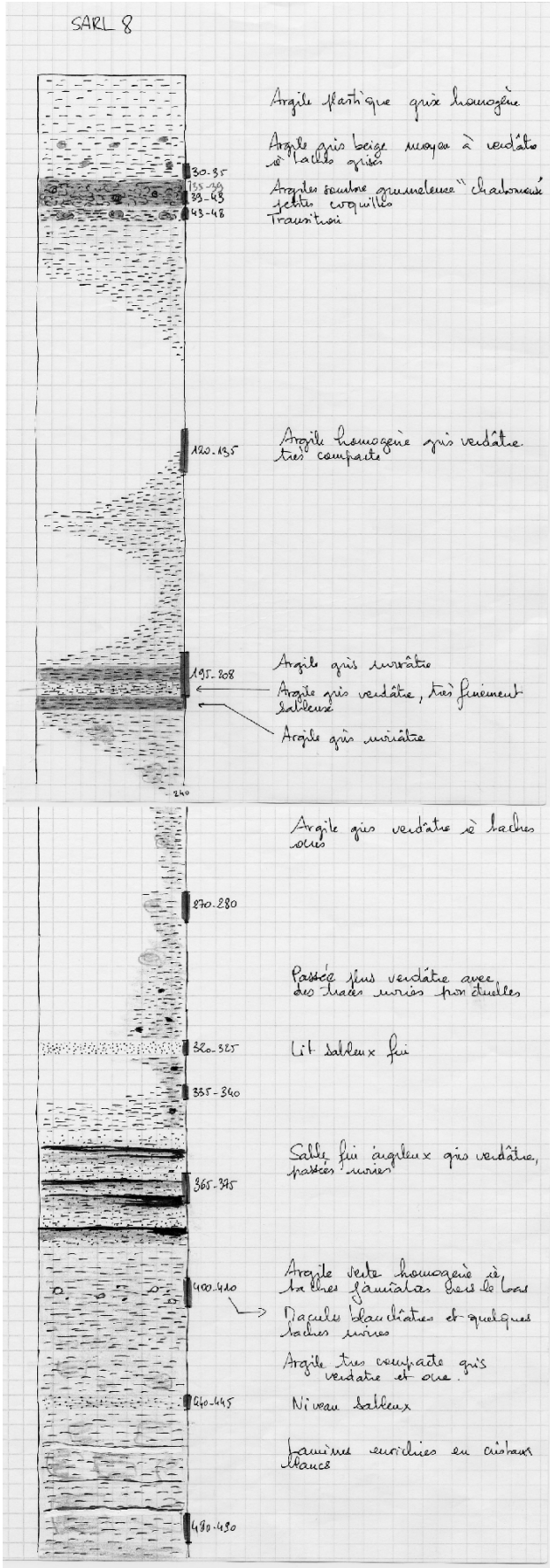
L2 et L3



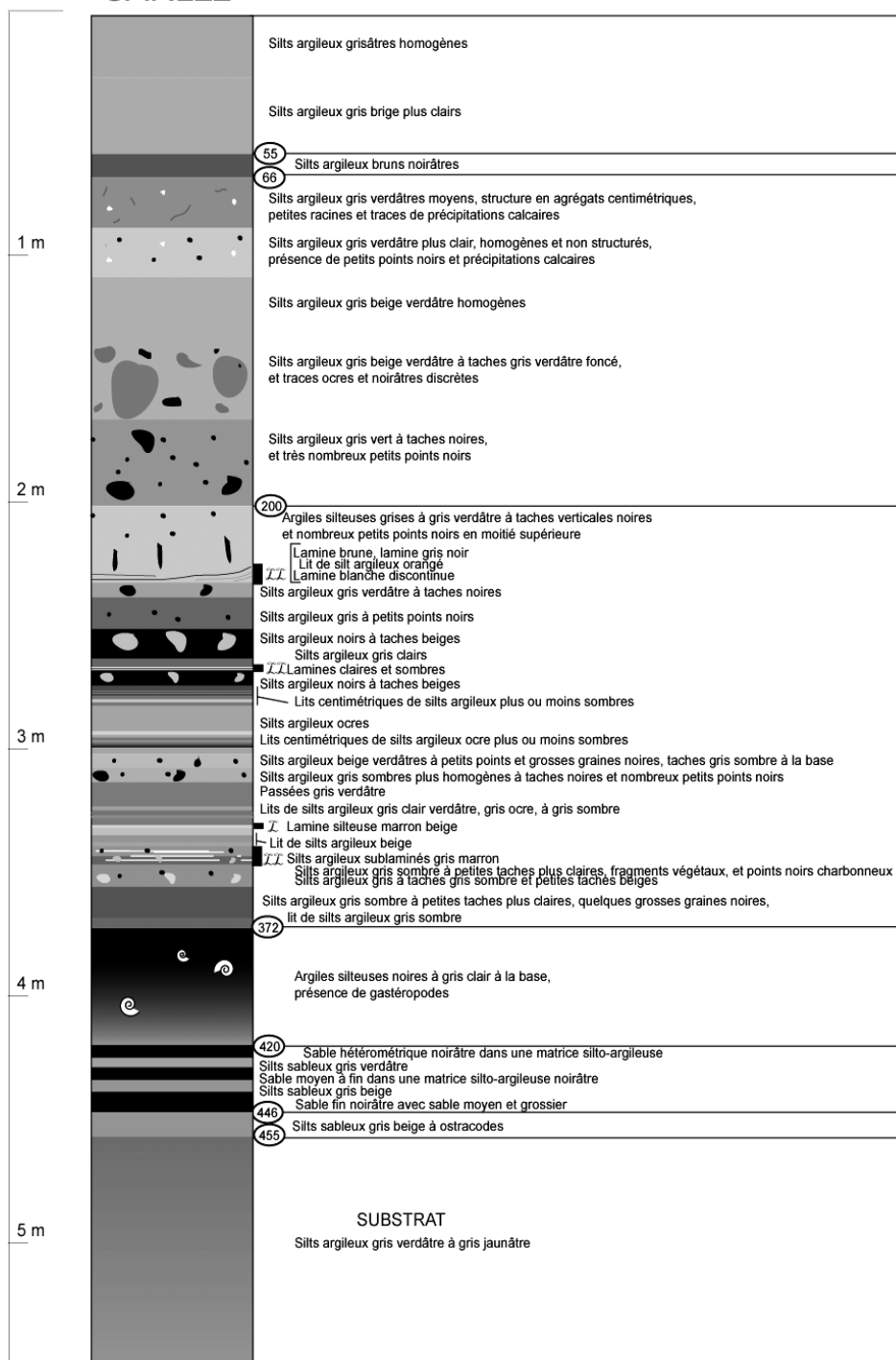
L6

Fig. 4A .4 : planche photo des faisceaux de lamines de SARL27.

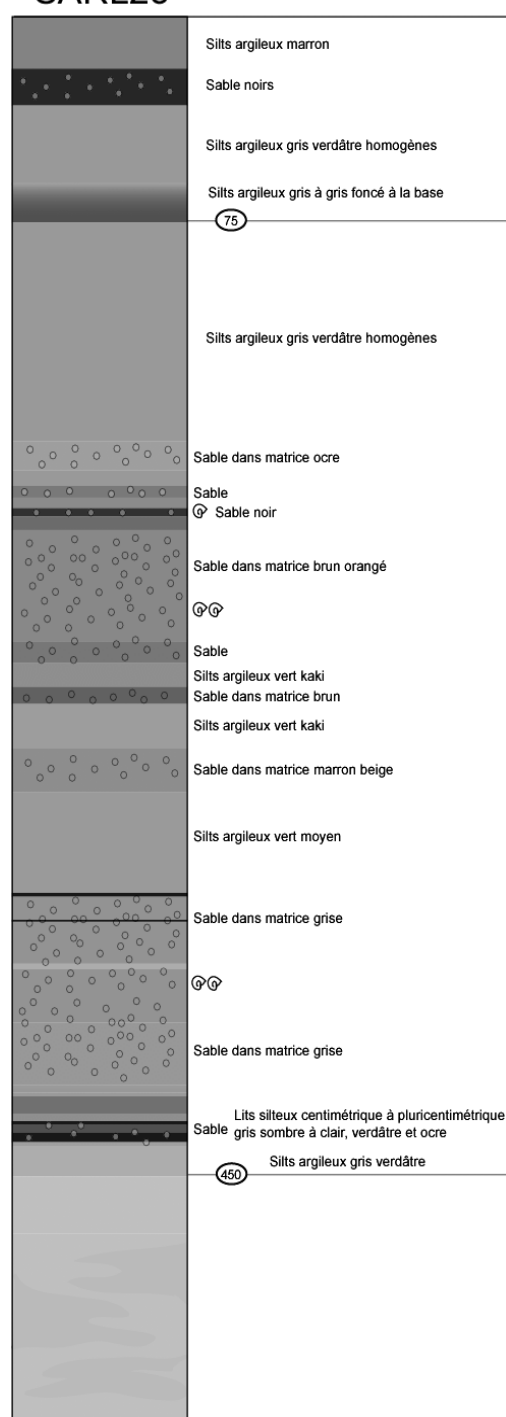
ANNEXE 5 : description de la lithologie des forages de bassins proximaux



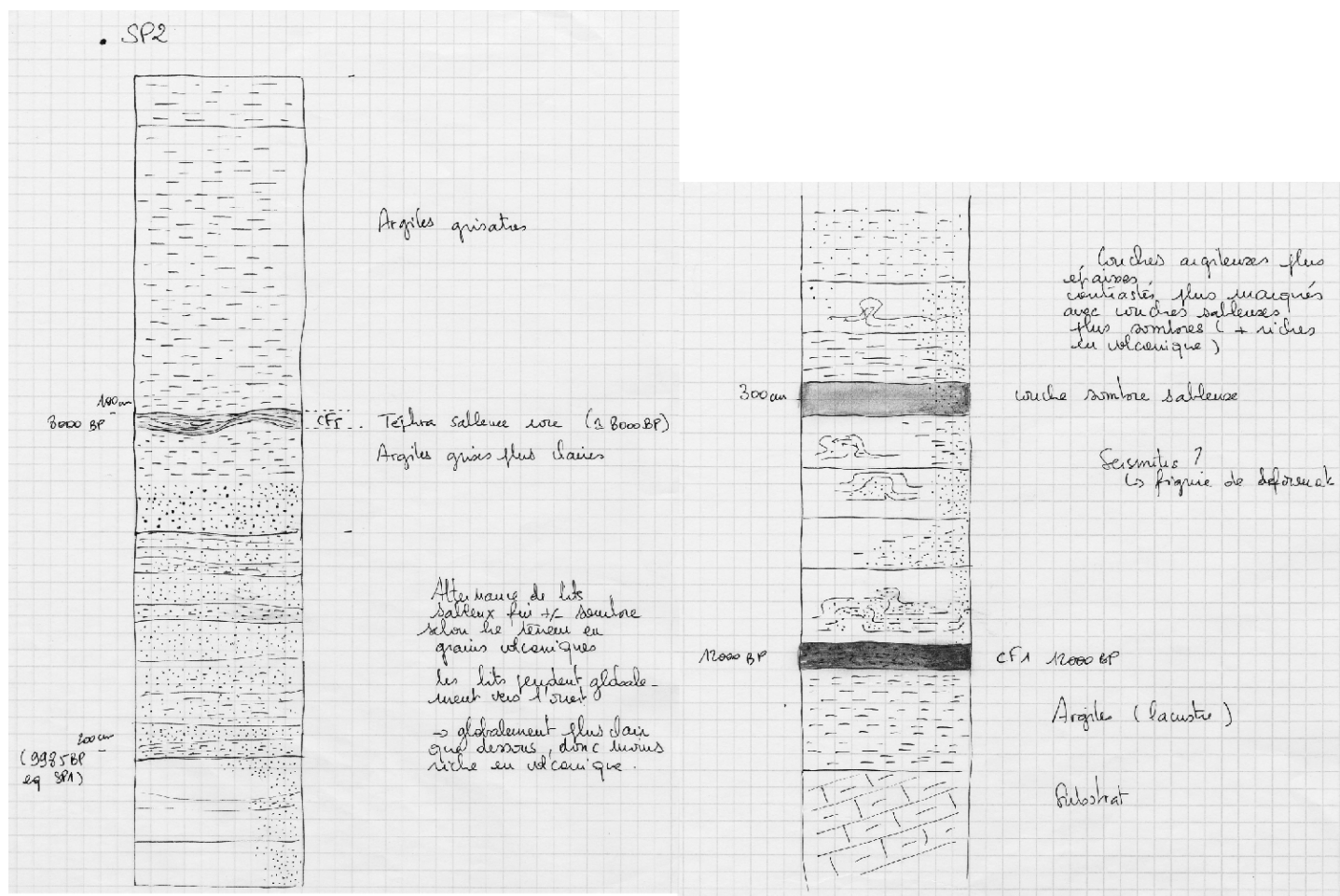
SARL22



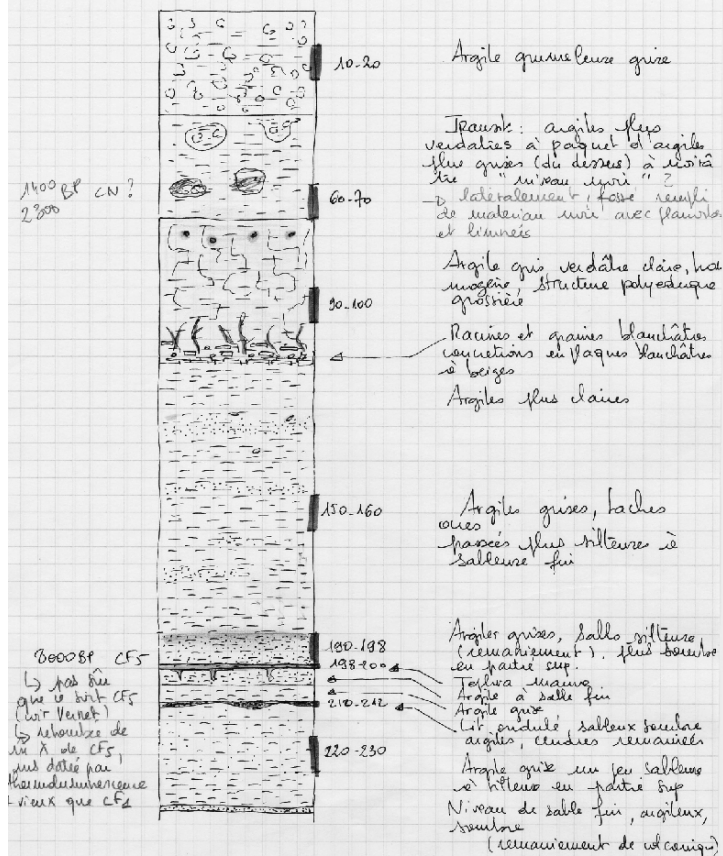
SARL25



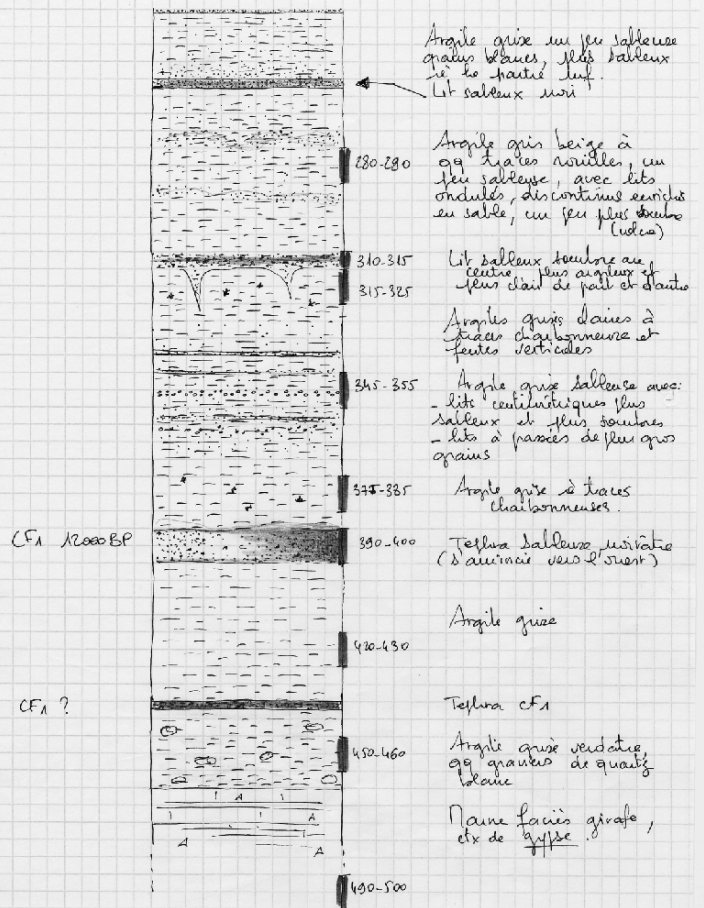
ANNEXE 6 : description des sédiments de zones de delta



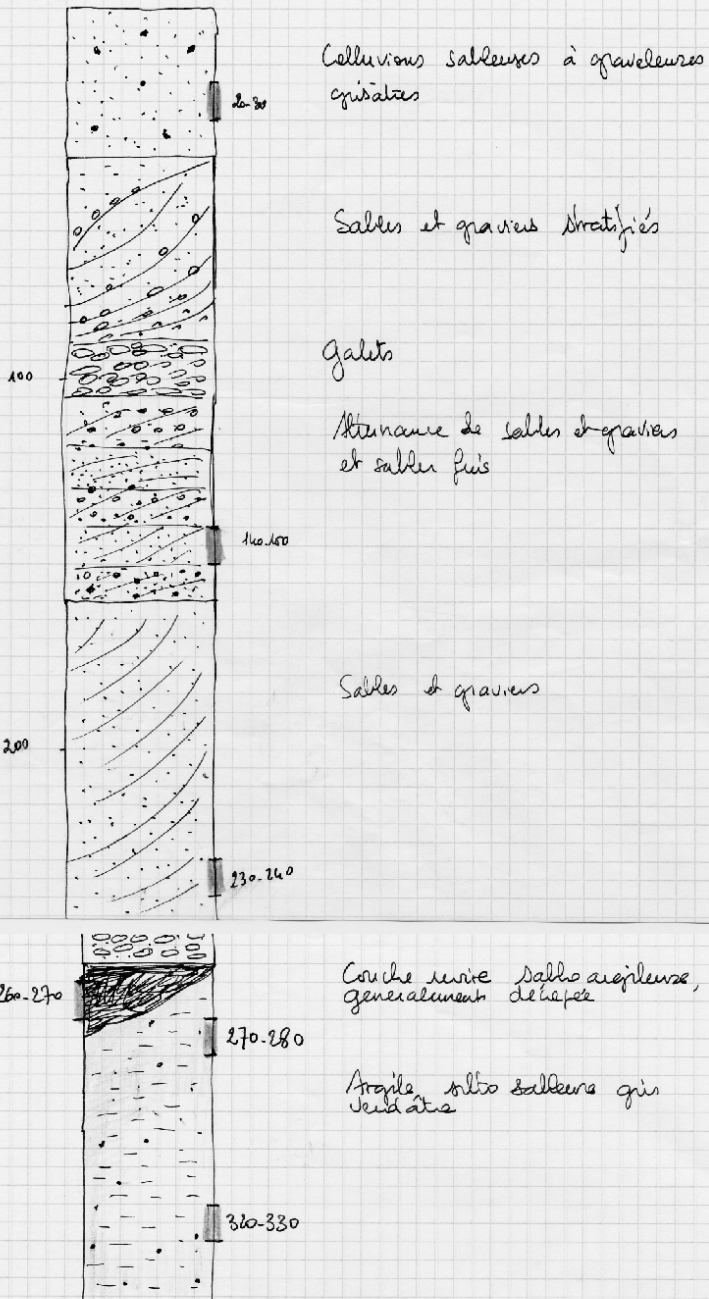
SP3



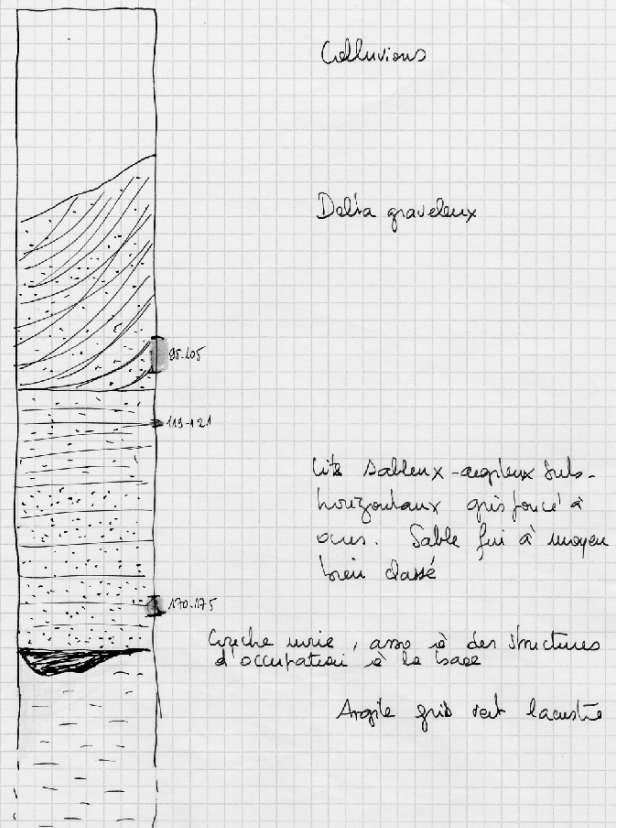
CAUPE 1



• S 177



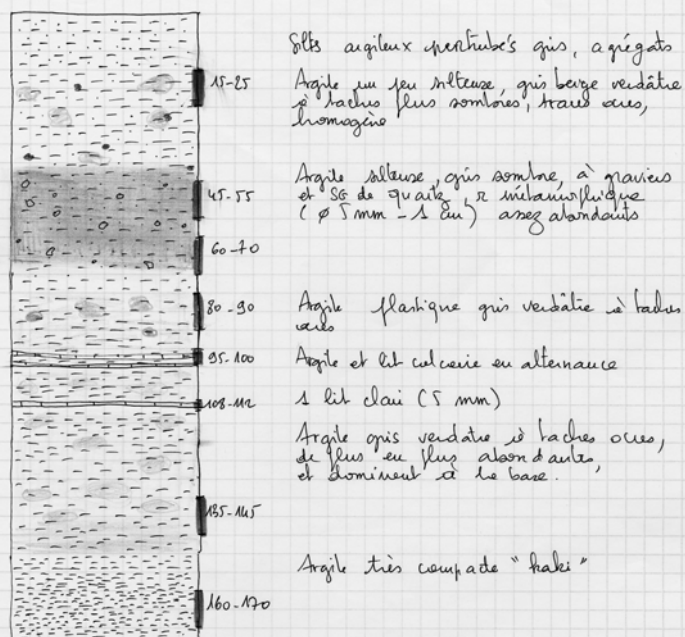
S 180



ANNEXE 7 : description de la lithologie des forages de la zone de bordure

ANNEXE 7A : bordure est

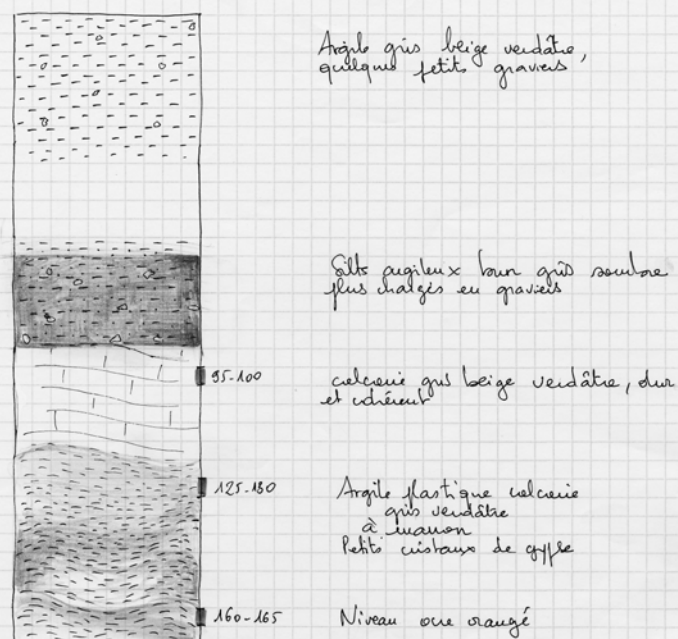
SARL 3



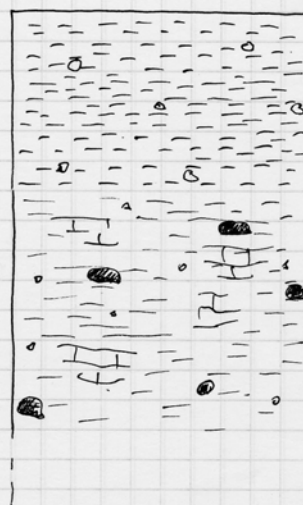
SARL 4



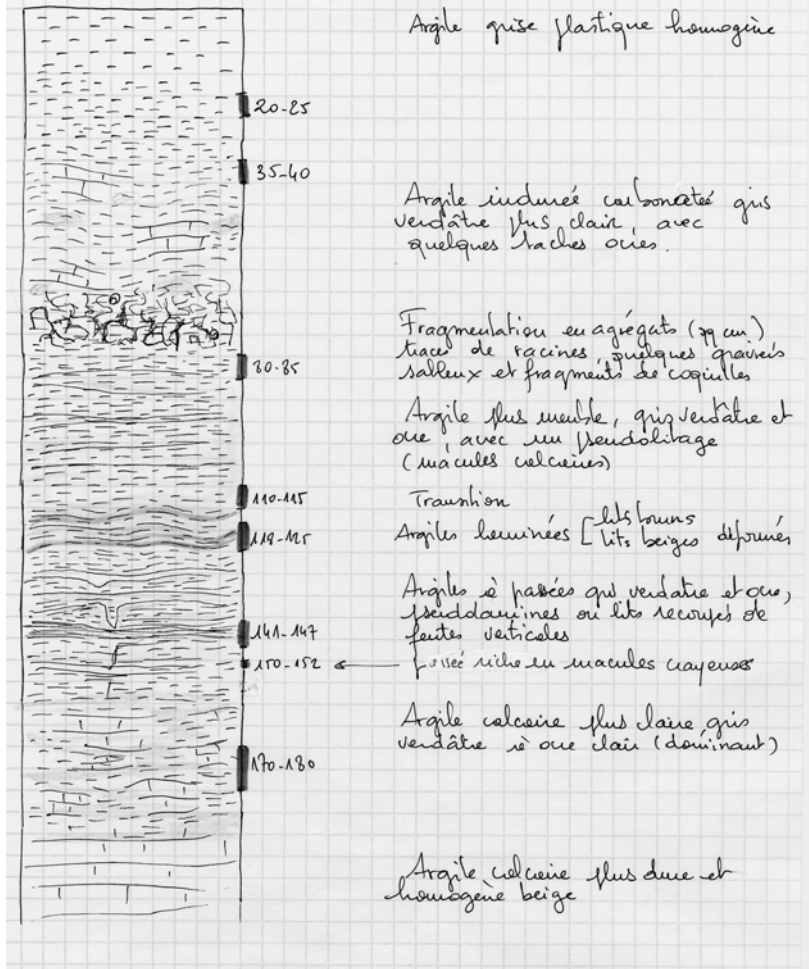
SARL 5



SARL 6



SARL 7



SARL20

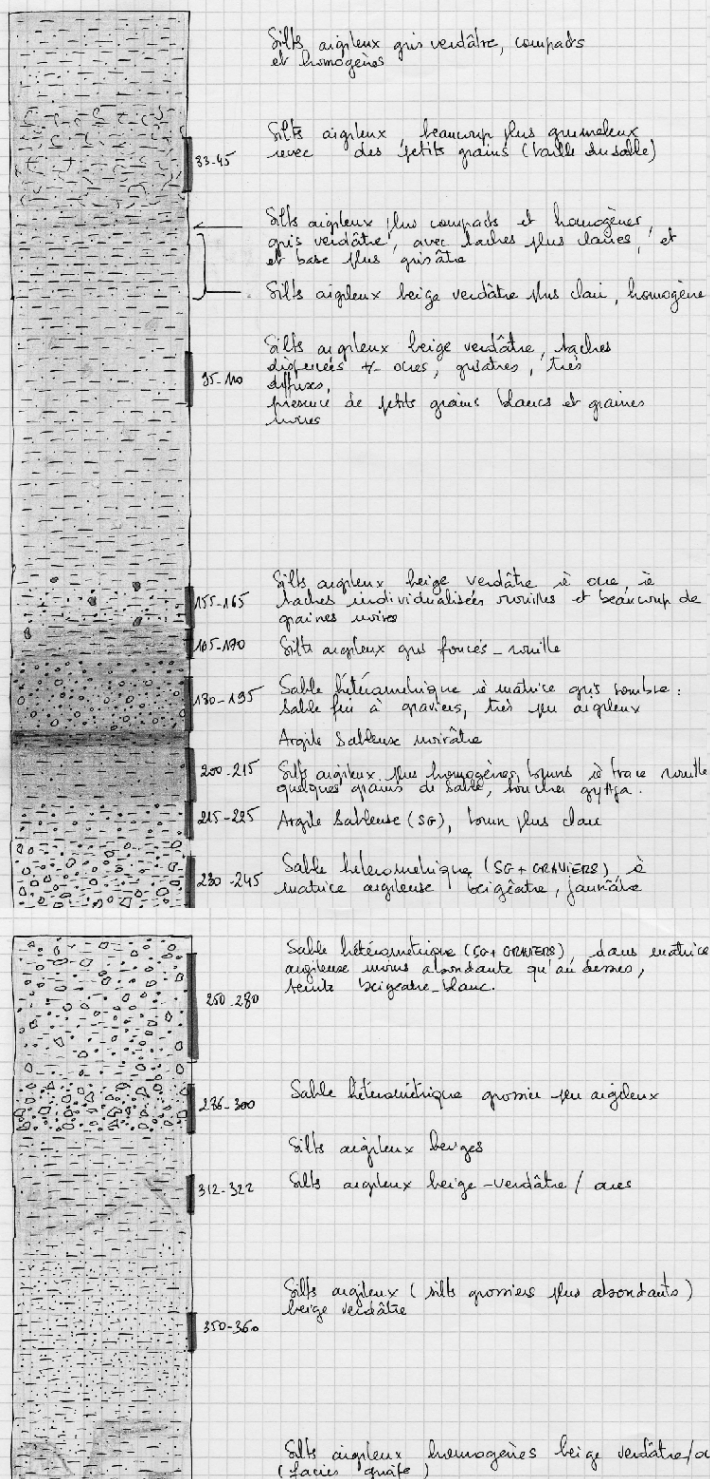


SARL30

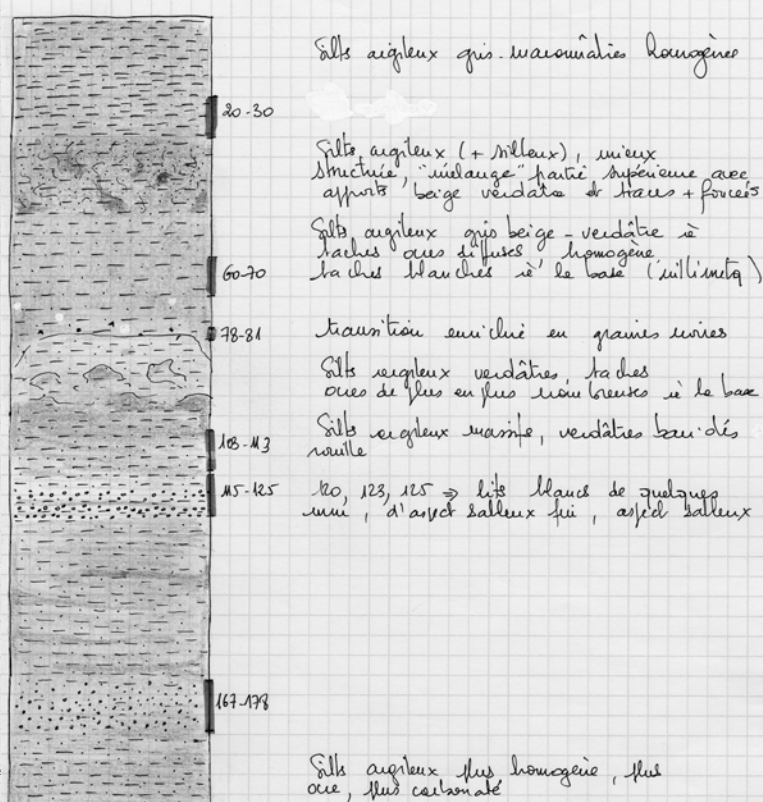


ANNEXE 7B : bordure sud

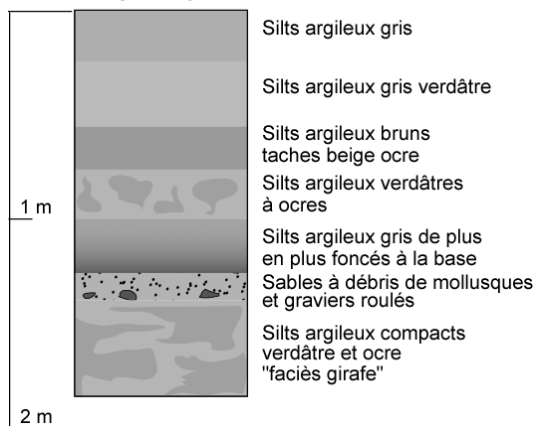
SARL 15



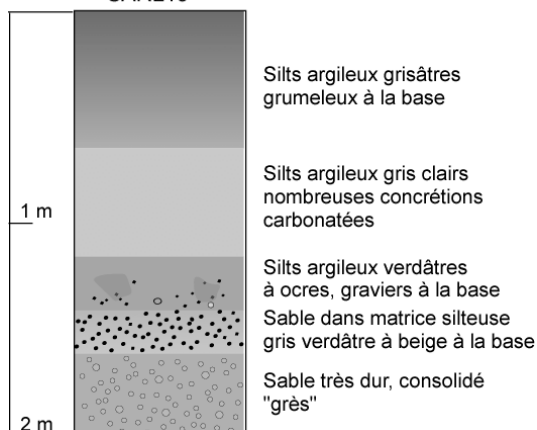
SARL 16



SARL 18

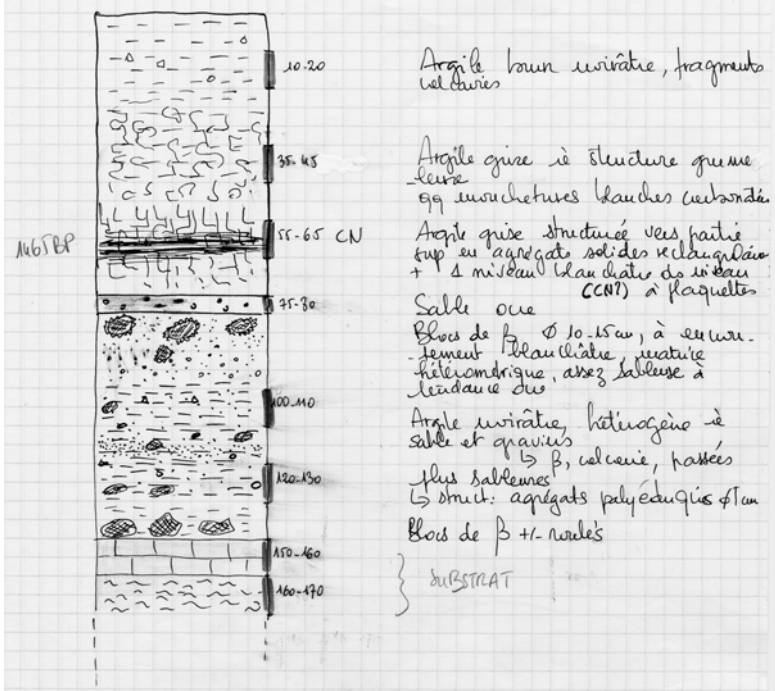


SARL 19

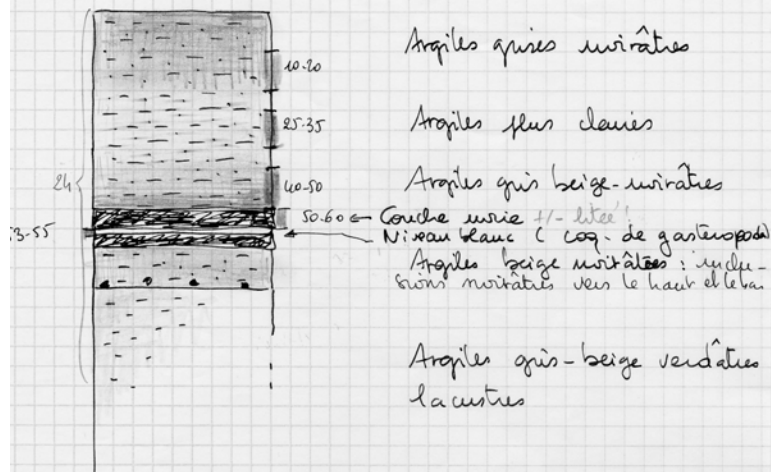


ANNEXE 7C : bordure ouest

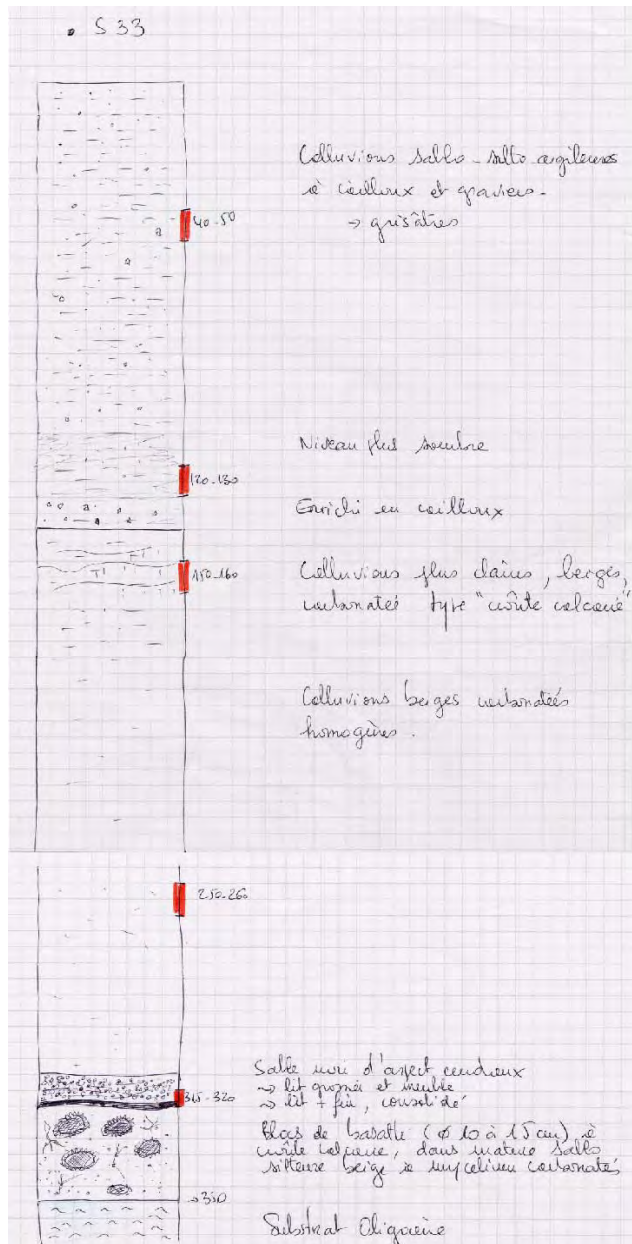
• S 25

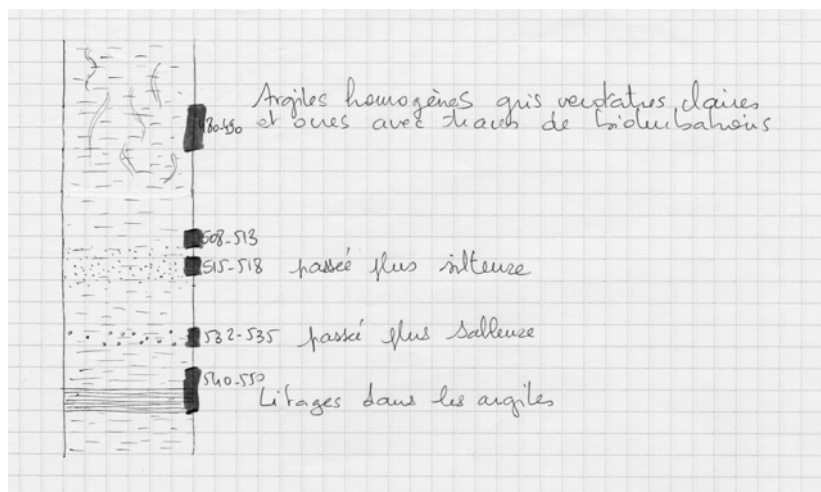
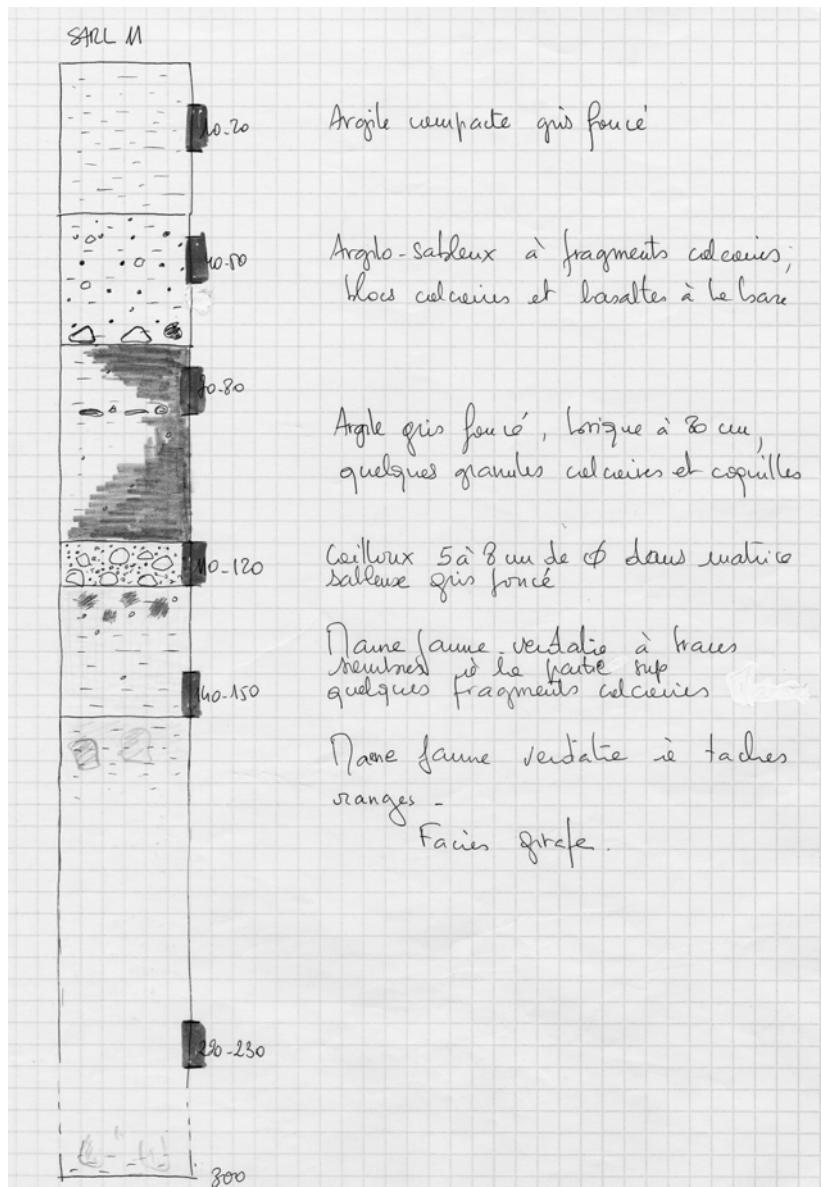


• S 116

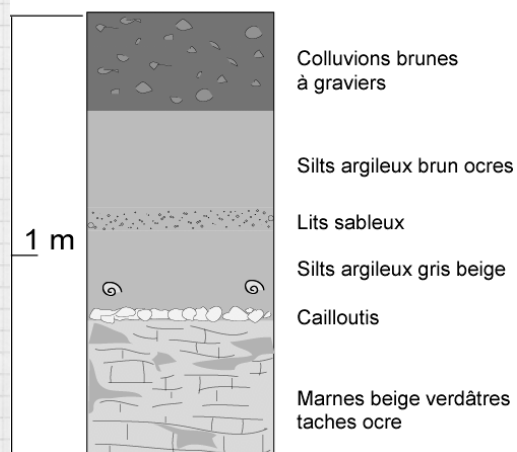


• S 33



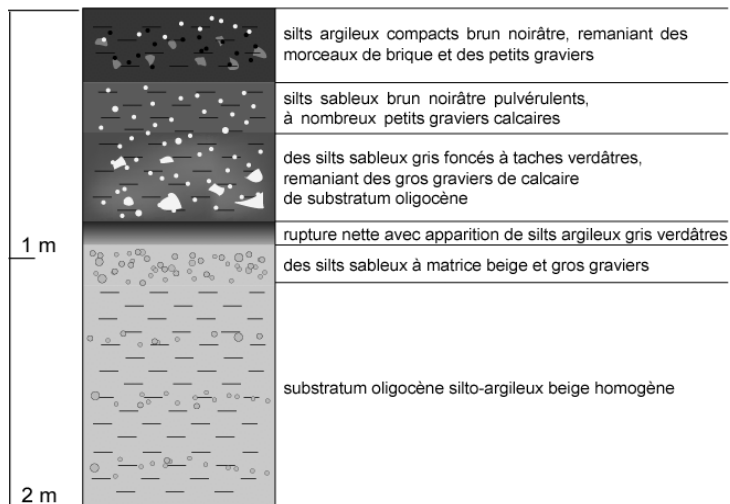


SARL28

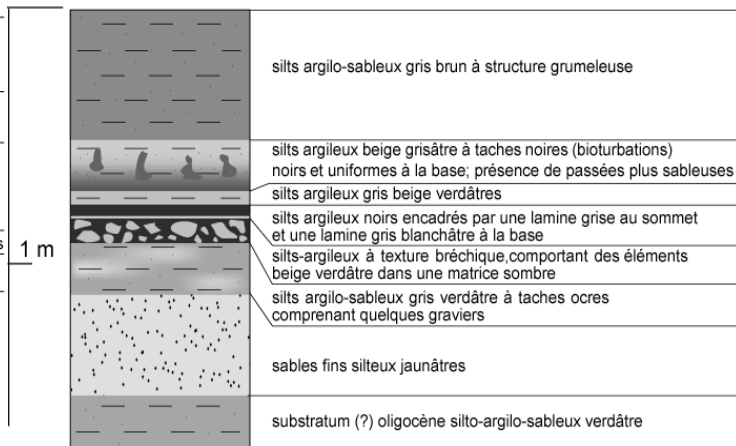


ANNEXE 8 : description de la lithologie des forages de la zone d'exutoire

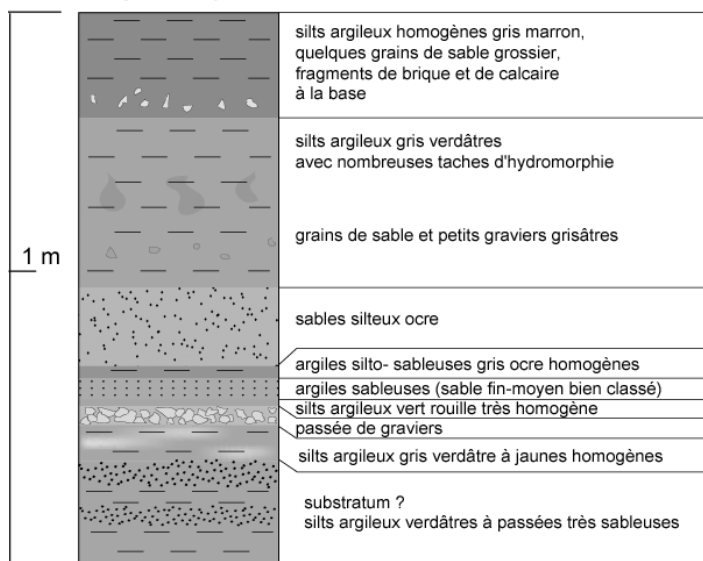
AUB



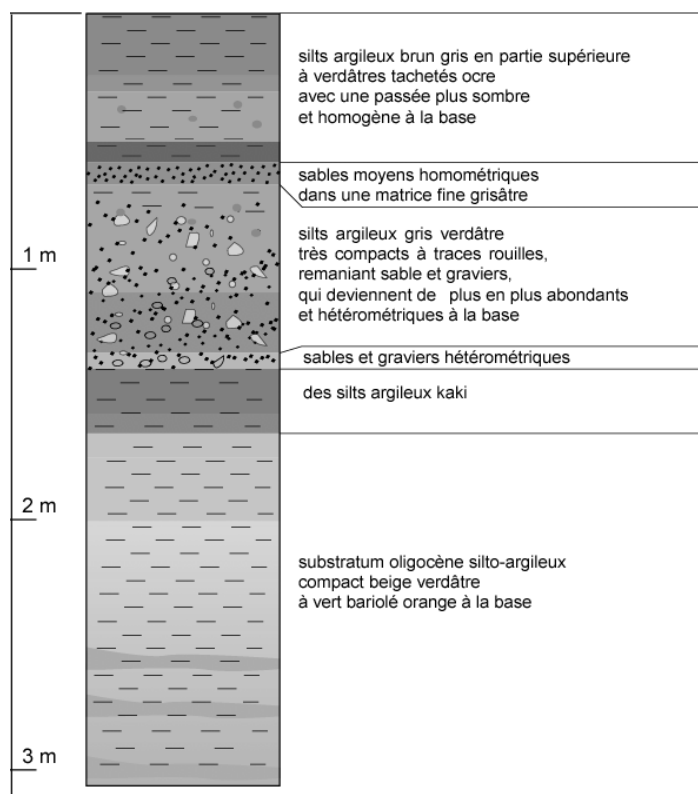
SARL12



SARL13



SARL23



ANNEXE 9 : Composition géochimique des sédiments lacustres

Tab. 9A.1 : Composition en oxydes dans les sédiments de SARL2 (par EDS) (grisé : lamines)

Unité	Échantillon (cm)	CaO	MgO	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Na ₂ O	K ₂ O	Fe ₂ O ₃
1L6	10-20	19,4	8,8	47,5	17,7	2,4	2,8	1,8
	30-35	25,2	7,9	45,3	15,3	1,9	3,3	1,2
1L5	40-55	23,8	7,5	47,1	14,7	1,8	3,6	1,5
1L4	75-85	26,9	10,0	42,6	14,0	2,1	3,3	1,0
	115-125	26,6	8,9	43,4	14,5	2,0	3,4	1,1
	155-165	28,3	7,9	41,8	14,5	1,5	3,2	3,0
1L3	172-178	26,6	8,5	43,3	14,8	2,2	3,6	1,0
	178-180	25,4	8,4	44,2	15,2	2,2	3,8	0,9
	200-201	26,4	7,8	43,8	14,9	2,0	4,1	1,0
	205-206	21,1	8,4	47,1	16,2	2,2	3,8	1,3
	234-236	20,7	6,9	49,3	15,1	1,1	3,0	3,9
	236-245	25,1	12,2	41,6	14,3	2,3	3,1	1,3
	247-250	17,7	12,1	43,4	17,9	3,6	3,4	1,9
	250-252	16,8	10,7	38,0	25,9	3,8	3,7	1,1
	260-261	17,4	12,4	44,2	18,3	3,6	3,6	1,1
	280-291	14,7	9,3	50,1	18,3	3,1	3,5	1,0
	291-293	17,1	9,9	47,7	17,3	3,4	3,6	1,0
	293-296	16,0	9,3	48,3	18,5	3,5	3,6	0,8
	296-300	18,8	10,1	38,6	24,6	3,3	3,7	1,0
	302-304	19,0	13,4	43,7	15,8	3,9	3,4	0,8
	304-313	16,1	6,7	52,8	16,4	1,7	3,1	3,2
	319-320	15,8	12,3	47,5	17,4	3,6	1,9	1,6
	328-329	19,8	9,3	48,1	14,4	2,0	2,8	3,6
	329-333	17,4	8,3	51,5	14,8	2,1	2,6	3,3
	336-338	14,9	10,9	51,7	15,0	2,9	2,6	2,0
	338-344	19,2	16,0	43,7	13,2	3,3	1,8	2,9
	344-347	12,9	24,2	39,3	15,0	5,2	1,8	1,8
	347-348	17,5	16,5	32,7	27,1	2,8	1,5	1,9
1L2	360-362	20,8	21,8	40,0	11,4	2,7	1,6	1,8
	366-374	27,5	26,6	29,3	11,6	2,0	1,4	1,7
	374-386	29,5	24,0	30,2	9,7	2,8	2,5	1,3
	386-395	30,7	24,3	29,1	9,2	2,5	2,9	1,3
	403-412	21,1	14,3	43,6	13,5	2,8	3,7	1,1
	420-430	32,8	23,9	29,4	8,8	1,7	1,9	1,5
	430-434	32,2	19,3	32,5	10,0	1,4	2,6	2,0
1L1	435-445	20,9	6,6	47,6	14,9	2,2	4,3	3,5
Substrat ?	480-490	34,2	8,3	37,1	12,0	3,7	3,8	1,0

Tabl. 9A.2 : Composition en oxydes dans les sédiments de SARL10 (par ICP-MS)

Unité	Échantillon (cm)	CaO	MgO	SiO ₂	Al ₂ O ₃	Na ₂ O	K ₂ O	Fe ₂ O ₃	TiO ₂	MnO
1L6	20-30	31,3	5,9	41,2	11,9	0,5	3,1	5,0	0,77	0,1
1L5	60-75	31,6	6,9	40,6	11,7	0,5	2,9	4,8	0,71	0,1
	75-90	30,8	6,0	42,0	11,8	0,5	3,0	4,9	0,71	0,1
1L4	115-120	36,4	6,6	37,5	10,9	0,7	2,8	4,4	0,61	0,1
	191-192	34,2	6,9	38,7	11,5	0,6	3,0	4,1	0,62	0,1
	198-199	33,7	6,5	39,3	11,8	0,6	3,1	4,2	0,61	0,09
	230-240	35,4	7,0	37,8	11,0	0,6	3,1	4,4	0,55	0,09
1L3	292-295	11,3	4,2	54,8	16,3	1,2	4,0	6,6	1,2	0,04
	333-335	24,1	5,5	45,6	13,7	0,7	3,6	5,7	0,75	0,09
	350-355	29,6	5,3	41,9	12,5	1,1	3,6	5,0	0,64	0,1
	395-400	27,4	6,0	43,0	12,8	1,2	3,6	5,1	0,68	0,1
	400-403	26,1	4,9	44,8	13,4	1,1	3,7	5,0	0,66	0,08
	408-410	18,1	5,6	47,7	14,5	2,3	3,2	6,9	1,3	0,1
1L2	460-470	36,5	15,4	31,2	9,2	1,2	2,9	3,0	0,38	0,08
1L1	515-525	53,6	4,6	28,3	7,5	0,8	1,7	2,9	0,33	0,09
	563-570	54,7	3,2	28,4	7,7	0,9	1,8	2,7	0,36	0,08

Tab. 9A.3 : Composition en oxydes dans les sédiments de SARL17 (par ICP-MS)

Unité	Échantillon (cm)	CaO	MgO	SiO2	Al2O3	Na2O	K2O	Fe2O3	TiO2	MnO
1L6	20-30	32,15	5,82	41,11	11,31	0,70	3,25	4,46	0,73	0,10
	48-55	34,72	7,41	38,00	11,03	0,83	2,79	4,24	0,65	0,10
1L4	70-80	35,28	8,02	37,63	11,16	0,24	2,87	4,02	0,58	0,09
	170-180	33,97	6,68	39,33	11,71	0,00	3,17	4,34	0,59	0,09
	200-203	33,68	5,71	40,44	12,07	0,00	3,27	4,02	0,56	0,09
	210-213	29,08	4,83	44,00	13,27	0,00	3,46	4,47	0,64	0,08
1L3	223-226	37,18	6,27	37,53	11,00	0,70	2,97	3,61	0,54	0,09
	230-234	35,16	7,62	37,56	10,89	0,67	2,99	4,23	0,58	0,10
	238-240	35,32	6,15	38,86	11,33	0,69	3,07	3,75	0,60	0,09
	240-243	33,05	5,29	40,88	12,15	0,53	3,09	4,16	0,59	0,07
	247-250	30,91	5,02	42,11	12,57	0,54	3,43	4,52	0,62	0,07
	253-260	37,91	10,88	33,95	9,65	0,43	2,54	3,85	0,51	0,11
	262-265	33,65	7,88	38,73	11,49	0,42	3,05	3,93	0,59	0,09
	265-268	32,78	7,54	39,65	11,53	0,57	3,15	3,94	0,61	0,09
	273-275	24,72	6,28	45,37	13,40	0,41	3,60	5,21	0,69	0,09
	282-283	34,88	7,41	38,22	11,27	0,47	3,02	3,91	0,57	0,09
	264-286	29,28	4,79	43,52	12,93	0,58	3,58	4,37	0,64	0,10
	286-288	33,75	5,01	41,10	11,99	0,38	3,31	3,67	0,56	0,07
	288-289	39,99	6,77	35,17	10,25	0,39	2,81	3,78	0,51	0,12
	290-291	37,43	12,89	32,33	9,19	0,84	2,48	3,94	0,57	0,12
	292-294	34,58	7,18	38,23	10,95	0,62	3,41	4,10	0,62	0,10
	294-296	36,59	5,86	38,14	10,86	0,65	3,38	3,72	0,54	0,11
	300-303	28,16	5,53	43,65	12,77	0,73	3,58	4,59	0,68	0,08
	310-313	28,53	5,40	43,84	12,52	0,77	3,66	4,37	0,64	0,10
	315-317	30,47	5,80	41,59	12,09	0,91	3,46	4,71	0,63	0,10
	320-323	29,83	5,50	42,38	12,37	0,84	3,57	4,60	0,60	0,10
	323-325	33,86	5,59	39,84	11,57	1,03	3,27	4,01	0,57	0,10
	327-329	33,30	11,16	36,24	10,20	1,14	2,84	4,21	0,60	0,09
	330-334	33,93	10,94	36,19	10,04	1,29	2,73	3,98	0,58	0,08
	334-340	27,27	7,10	42,52	12,28	1,45	3,13	5,07	0,87	0,09
	340-345	27,99	7,77	41,84	11,67	1,32	3,21	5,05	0,80	0,09
	346-348	45,27	18,72	23,72	6,16	1,58	1,51	2,37	0,38	0,06
	352-354	28,79	8,60	41,16	10,87	1,42	3,06	5,11	0,65	0,12
	355-357	46,55	13,19	26,44	7,01	1,52	1,91	2,64	0,40	0,13
	359-362	46,56	22,47	20,32	5,27	1,72	1,36	1,70	0,32	0,06
	362-363	43,96	18,05	25,14	6,75	1,50	1,74	2,25	0,37	0,09
	363-366	48,90	26,63	16,37	4,24	1,39	0,91	1,15	0,24	0,06
	367-369	28,80	12,74	38,82	9,64	1,65	2,72	4,62	0,68	0,10
1L2	383-388	44,68	24,77	20,47	5,18	1,28	1,26	1,85	0,31	0,05
	410-425	35,96	13,40	33,53	9,36	1,16	2,96	3,04	0,38	0,09
1L1	470-473	8,90	4,07	58,36	17,57	1,36	4,20	4,85	0,63	0,00
	474-478	4,69	4,17	60,34	18,98	1,37	4,49	5,21	0,70	0,00
Substrat ?	496-502	11,61	3,57	55,94	17,73	1,12	4,05	5,22	0,64	0,04

Tab. 9A.4 : Composition en oxydes dans les sédiments de SARL14 (par ICP-MS)

Unité	Échantillon (cm)	CaO	MgO	SiO2	Al2O3	Na2O	K2O	Fe2O3	TiO2	MnO
1L2	516-518	37,02	15,67	30,85	9,01	1,30	2,84	2,85	0,32	0,10
1L1	539-541	14,63	4,75	49,98	16,98	2,85	4,99	5,19	0,41	0,04
Altérite?	552-553	16,12	5,58	48,80	16,53	3,01	4,53	4,76	0,39	0,04
Substrat ?	556-557	20,75	6,37	45,77	15,24	2,44	4,31	4,48	0,39	0,05

Tab. 9A.5 : Composition en oxydes dans les sédiments de SP3, SP4, SARL21 et SARL22 (par ICP-MS)

SP/forage	Échantillon (unité)	CaO	MgO	SiO2	Al2O3	Na2O	K2O	Fe2O3	TiO2	MnO
SP3	390-400 (téphra)	10,82	2,48	49,73	18,30	4,18	2,43	9,17	1,84	0,16
SP4	342-344 (téphra)	6,90	2,65	54,64	17,85	4,46	2,65	8,39	1,62	0,16
SP4	350-360 (2L2)	44,76	5,50	33,75	8,42	0,72	2,23	3,94	0,45	0,15
SARL21	390-400	18,18	3,20	46,22	16,69	2,86	2,36	8,24	1,51	0,12
SARL22	372-395	17,62	3,00	51,04	15,10	1,94	2,36	7,19	1,30	0,06

ANNEXE 10 : Analyse optique de la matière organique : méthode des palynofaciès

L'analyse optique de la MO des différents compartiments du géosystème (roches, sols, sédiments lacustres) permet de définir des marqueurs optiques organiques pour chacun d'entre eux. Les variations relatives de l'ensemble de ces marqueurs permet d'appréhender les variations relatives (en terme qualitatif uniquement) de contribution de ces différents compartiments au cours de la sédimentation.

Les différents constituants organiques observés sur l'ensemble des échantillons peuvent être regroupés en deux grandes catégories : les éléments figurés et les particules amorphes (Fig. 10.A.1).

LES ELEMENTS FIGURES

Ils regroupent les éléments dont la structure est identifiable. Différents groupes ont été individualisés :

- **Les débris ligno-cellulosiques** (opaques exclus). Cette famille regroupe l'ensemble des particules issues de la fragmentation des tissus ligno-cellulosiques des macrophytes terrestres. Les différents stades de dégradation de ces particules est à l'origine de leurs différences. Ont ainsi pu être différenciés :

Les *LIGNO-CELLULOSIQUES TRANSLUCIDES (LCT)* : particules les moins dégradées, montrant des vaisseaux conducteurs encore visibles, généralement incolores parfois légèrement jaunâtres en lumière naturelle transmise, à fluorescence très vive sous excitation ultra violette ;

Les *LIGNO-CELLULOSIQUES DEGRADES (LCD)* : particules dont la structure interne est toujours visible, mais dont le stade plus avancé de dégradation lui confère couleur rouge-orangé ;

Les *LIGNO-CELLULOSIQUES BRUNS A STRUCTURE VISIBLE (LCtransp)* : particules légèrement transparent de teinte brune dont la structure interne est nettement visible ;

Les *LIGNO-CELLULOSIQUES OPAQUES (LCO)* : particules présentant une complète opacification en lumière transmise (résultat d'une oxydation en milieu aérien ou d'une maturation thermique en contexte d'enfouissement dans un bassin sédimentaire (Noël, 2001), à contours francs et réguliers et de forme allongés (LCOal) ou trapue (LCOtr) ;

Les autres *DEBRIS OPAQUES (DO)* : ensemble des constituants organiques opaques à contours francs mais de formes anguleuse, arrondie, et autres inclassables...

- **Les pyrofusinites (pyro)**. Ces particules sont également opaques, dérivées des ligno-cellulosiques mais leur spécificité tant morphologique que leur origine particulière nous a incité à les séparer des autres particules. **Les pyrofusinites** se caractérisent par des contours corrodés ou dentelés, qui lorsqu'elles sont suffisamment fines, laissent apparaître des fantômes de cellules originelles. Ces particules sont généralement interprétées comme le résultat d'une combustion par le feu. Une autre catégorie, les **pseudopyrofusinites, (pseudo)** ont été distinguées : elles présentent la même morphologie, sans toutefois montrer des fantômes de cellules.

- **Les débris gélifiés (DG)** : ce terme regroupe tous les constituants de taille et forme variables, aux contours plus ou moins francs, de couleurs jaunâtre, orangé, brunâtre à texture très homogène sans structure interne visible. L'origine de la gélification des particules est encore peu connue, d'autant plus qu'un grand nombre de sous-classes sont regroupées sous le terme de particules gélifiées.

- **Les fragments de cuticules (cut)** : ce sont des particules translucides (aux bords francs, sans structure ni texture interne) correspondant aux membranes externes de l'épiderme protégeant la partie aérienne des végétaux supérieurs. Les fragments de cuticules dérivent principalement de feuilles mortes (Tyson, 1995).

- **Les fragments de membrane (memb)**

- **Les spores et pollens (SP)** : spores et pollens sont nettement reconnaissables par leur morphologie typique.

- **Les filaments de mycélium (myc)** : les fragments de mycélium de champignons sont de forme tubulaire, marron à brun clair et peuvent être subdivisées en petites cellules par des cloisons internes ou septes (Tyson, 1995).

- **Les fragments d'oospores de characées (chara)** : les fragments se présentent sous forme de fragments marron-orangés, aux contours droits ou arrondis très nets, à texture très homogène, montrant parfois des spires accolées, ou un réseau régulier de petits trous.

- **Les botryococcus (botryo)**

LES ELEMENTS AMORPHES

Cette catégorie regroupe les constituants organiques se présentent sous forme d'amas floconneux aux contours diffus, sans forme précise ni structure interne. Deux principales classes ont pu être individualisées.

- **La MO amorphe granuleuse (MOAg)** : ces particules de forme quelconque se présentent en grains aux contours diffus et mal définis, dont l'intérieur jaunâtre ou orange-rouge montre une texture granulaire. D'après Tyson (1995) ils résulteraient de processus d'amorphisation des LC liés à une biodégradation en contexte aérobique. Dans les contextes marins ou lacustres, ces éléments sont interprétés comme issus de l'érosion des sols des bassins versants (Lallier-Verges *et al.*, 1993 ; Siddefine *et al.*, 1998).

- **La MO amorphe floconneuse (MOAf)** : ces éléments d'apparence floconneuse sont présents en agrégats et constituent parfois une matrice qui forme une sorte de dentelle, dans laquelle sont présents des particules. Ce type de MO est souvent qualifié de « matière organique grisâtre » et est couramment interprétée comme étant le résultat de la production aquatique algaire ou microbienne (Lallier-Verges *et al.*, 1993). Toutefois l'origine de ce type de particules est sujet à controverse (Martaud, 2003), et peut résulter d'artefacts de préparation, argiles et peut contenir une forte proportion de matière minérale. La MOAf ne sera donc pas comptabilisée dans les comptages...

Chacune de catégories de particules opaques a été subdivisée en 3 groupes de tailles : petites (p) < 10x10 µm² ; moyennes (m) < 20x20 µm² ; grande (g) > 20x20µm².

Les roches

Tab. 10A.1 : résultats des comptages de particules de MO des échantillons de roches (marqueur en gris)

	1R2	3R2	4R1	4R2	9R3	10R7	5R1	5R2	
LCOal-p	18,3	11,5	9,2	10,5	16,9	4,8	8,5	7,7	
LCOal-m	2,5	0,0	0,0	0,6	5,5	0,4	2,0	0,8	
LCOal-g	0,0	0,0	0,0	0,6	0,8	0,0	0,5	0,0	
LCOtr-p	49,2	27,1	32,0	48,6	45,1	27,3	32,3	18,2	
LCOtr-m	1,0	0,5	0,0	1,7	4,6	0,9	7,5	4,0	
LCOtr-g	0,5	0,0	0,0	0,0	0,8	0,4	1,5	0,0	
DO-p	3,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,3	5,0	1,2	
DO-m	0,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,4	1,0	0,4	
DO-g	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	1,5	0,0	
Pyro-p	1,5	4,1	1,9	0,6	0,4	0,0	0,5	0,0	
Pyro-m	1,0	0,0	0,5	0,0	0,4	0,0	0,5	0,0	
Pyro-g	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	
Pseudo-p	7,6	41,3	40,3	30,4	3,0	6,5	18,9	6,9	
Pseudo-m	1,0	0,5	1,5	0,0	1,7	0,4	4,5	0,0	
Pseudo-g	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,5	0,0	
DG	12,2	15,1	14,1	6,1	19,8	55,4	14,4	59,9	
Cut	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,4	0,5	0,4	
SP	0,0	0,0	0,5	0,0	0,0	1,7	0,0	0,4	
MOAg	1,5	0,0	0,0	1,1	0,8	0,0	0,5	0,0	

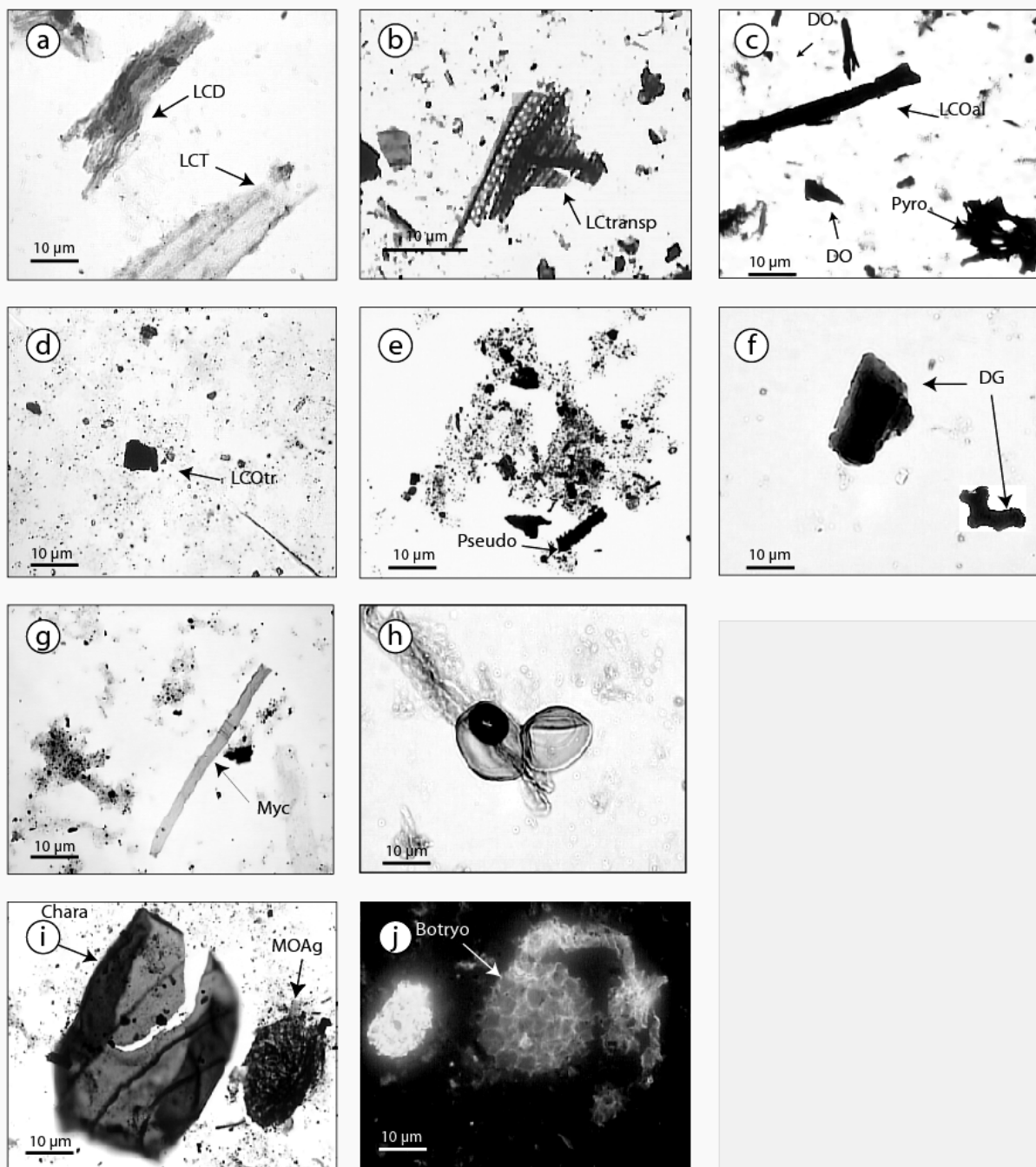


Fig. 10A.1 : quelques particules observées

- a) ligno cellulosique translucide (LCT) et ligno cellulosique dégradé (LCD) ;
- b) ligno-cellulosiques bruns à structure visible (LCtransp) ;
- c) ligno cellulosique opaque allongé (LCOal) ; débris opaque (DO) ; pyrofusinite (Pyro) ;
- d) ligno cellulosique opaque trapu (LCOtr) ;
- e) pseudopyrofusinite (pseudo) ;
- f) débris gélinifiés (DG) ;
- g) mycélium (Myc) ;
- h) spores (SP) ;
- i) characée (Chara) ; matière organique amorphe granuleuse (Moag)
- j) botryococcus (Botryo).

RESULTATS DES COMPTAGES

Les sols

Tab. 10A.2 : résultats des comptages de particules de MO des échantillons de sols (marqueur en gris)

	5S	9S1	4S	6S	45S	8S
LCT	0,0	0,0	2,8	8,1	0,0	6,7
LCD	3,0	5,6	13,0	17,6	3,7	13,5
LC-transp	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0
LCOal-p	6,1	5,3	7,7	0,0	5,5	5,0
LCOal-m	2,3	0,7	0,8	0,0	1,2	0,0
LCOal-g	0,4	0,0	0,4	0,3	0,0	0,2
LCOtr-p	12,2	20,4	19,8	5,0	9,8	16,5
LCOtr-m	1,9	0,7	0,8	0,3	1,2	0,0
LCOtr-g	0,8	0,0	0,4	0,6	0,3	0,0
DO-p	0,4	0,7	1,2	0,3	1,2	0,2
DO-m	0,0	0,3	0,0	0,0	0,3	0,0
DO-g	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0
Pyro-p	0,8	1,6	0,0	0,0	0,9	0,2
Pyro-m	0,8	0,3	0,0	0,0	2,8	0,2
Pyro-g	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	0,0
Pseudo-p	12,2	3,6	5,7	2,2	2,8	2,0
Pseudo-m	1,9	0,0	1,2	0,0	2,8	0,0
Pseudo-g	0,0	0,0	0,4	0,0	0,0	0,2
DG	41,4	36,5	28,7	27,9	32,8	10,2
Cut	2,7	1,3	2,4	8,1	3,1	3,0
Memb	0,0	1,6	1,6	1,1	1,5	1,0
SP	0,4	4,3	2,0	1,7	6,1	1,0
Myc	4,9	11,5	6,5	13,7	16,9	35,9
MOAg	8,0	5,3	4,5	12,8	7,1	4,0

Les sédiments

Tab. 10A.3: résultats des comptages de particules de MO des échantillons lacustres

	Couche noire							Remplissage lacustre SARL10															
	Sarl 8 35-39	Sarl8 39-43	Sarl10 60-75	Sarl10 75-90	Sarl14 55-60	Sarl14 60-65	Sarl14 65-70	20-30	115-120	198- 199	230- 240	292- 295	333- 335	350- 355	395- 400	400- 403	460- 470	515- 525	563- 570				
Pyro-p	0,6	1,6	1,8	2,9	0,4	1,0	1,2	0,2	2,1	1,6	3,3	2,3	0,6	0,6	1,7	0,0	5,0	0,6	2,7				
Pyro-m	0,4	0,0	1,0	2,7	0,4	0,2	2,9	0,0	0,5	0,0	1,3	0,2	0,2	0,0	0,2	0,0	0,9	0,0	0,0				
Pyro-g	0,0	0,0	0,4	1,5	0,2	0,0	1,0	0,0	0,0	0,0	0,9	0,5	0,0	0,3	0,0	0,0	0,5	0,0	0,0				
Pseudo-p	8,2	6,2	6,4	9,8	7,4	8,5	9,6	3,9	6,3	4,6	9,6	11,7	5,3	12,5	5,0	7,0	12,9	11,8	13,3				
Pseudo-m	0,2	0,4	0,4	1,0	0,4	0,2	2,6	0,2	0,2	0,2	0,4	0,5	0,4	0,0	0,0	0,2	1,4	0,0	0,4				
Pseudo-g	0,0	0,0	0,2	1,0	0,0	0,0	0,2	0,2	0,0	0,0	0,9	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0				
LC-transp_p	0,8	1,6	2,6	8,4	0,2	1,5	4,5	0,8	1,6	0,9	0,9	2,1	0,4	0,9	0,9	0,2	1,1	0,0	0,0				
LCOal-p	22,1	21,3	22,3	12,7	21,7	21,8	17,9	10,2	10,2	16,1	12,2	12,6	10,0	9,3	9,7	14,2	6,1	5,8	2,8				
LCOal-m	1,9	3,6	1,8	3,3	1,1	3,9	2,9	1,8	0,2	0,5	2,0	2,3	1,6	0,3	1,3	1,8	1,6	0,0	0,0				
LCOal-g	0,4	0,8	0,4	2,5	0,7	0,8	1,8	0,0	0,2	0,0	0,2	0,2	0,2	0,0	0,0	0,2	0,2	0,0	0,0				
LCOtr-p	30,9	31,0	31,6	21,5	37,9	30,3	22,0	34,4	38,8	29,1	31,4	33,7	32,7	40,6	47,7	51,9	34,7	35,1	41,0				
LCOtr-m	1,2	1,2	0,4	0,8	0,9	0,4	2,2	0,4	0,5	0,2	0,4	1,4	0,2	0,0	0,4	0,0	0,9	0,2	0,0				
LCOtr-g	0,4	0,6	0,0	0,6	0,2	0,0	0,6	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0				
DAO-p	1,4	1,8	0,0	0,8	1,3	1,2	0,4	1,8	0,9	0,0	0,0	0,2	0,2	0,0	0,2	1,0	0,0	0,0	0,0				
DAO-m	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0	0,4	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0	0,3	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0				
DAO-g	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0				
DO-p	1,0	1,2	0,6	2,1	1,1	1,0	1,8	1,2	1,6	0,2	0,2	0,0	0,4	0,0	0,0	0,6	0,0	0,0	0,0				
DO-m	0,0	0,2	0,0	1,7	0,0	0,0	0,8	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0				
DO-g	0,0	0,0	0,0	0,6	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,5	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0				
jaune-troues	0,2	0,0	1,8	4,2	0,0	0,8	1,4	0,8	0,2	0,5	0,2	2,5	0,2	0,3	0,9	1,0	0,2	0,0	0,0				
Pyrite	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	18,1	13,7	2,8	2,0	21,5	45,6	39,6				
LCT	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0				
LCD	1,6	0,6	1,4	0,2	0,9	1,3	0,4	3,5	1,4	1,4	0,2	0,7	0,2	0,0	0,9	2,4	0,0	0,0	0,0				
LCG	3,1	2,4	2,0	2,9	2,2	1,2	1,2	0,8	1,4	0,7	0,2	1,1	0,6	0,3	0,7	1,8	0,5	0,0	0,0				
MOAc	0,4	1,6	0,8	0,8	0,2	0,2	0,4	1,2	0,9	0,9	0,0	0,5	0,8	0,0	3,0	1,2	0,0	0,0	0,0				
MOAr	0,0	1,4	0,2	0,2	0,7	0,2	0,6	1,2	0,2	0,5	0,0	0,5	0,6	0,3	0,4	0,2	0,0	0,0	0,0				
MOGc	1,6	0,6	0,0	0,4	0,2	0,4	0,4	0,8	0,0	0,0	0,0	0,5	0,0	2,4	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0				
MOGs	1,0	1,0	0,6	0,6	0,0	0,8	0,4	1,6	0,5	0,0	0,9	5,0	0,2	0,6	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0				
DGc	3,3	3,0	5,2	3,8	2,2	1,2	2,2	3,5	6,3	4,1	3,9	4,4	5,5	5,4	12,3	6,6	1,1	0,2	0,2				
DGs	3,7	2,2	5,0	5,8	3,4	2,1	6,7	2,8	7,4	4,6	4,6	3,9	4,7	6,0	6,0	2,2	4,1	0,0	0,0				
DGr	0,2	0,0	0,0	0,2	0,0	0,0	0,0	1,0	0,2	0,2	0,0	0,0	0,4	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0				
Cut	0,0	0,2	0,0	0,4	0,2	0,4	0,2	2,8	0,2	0,2	0,2	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0	0,0				
SPc	0,2	0,6	1,2	0,0	0,7	1,3	0,4	0,6	3,0	5,7	4,4	0,0	1,8	2,1	0,4	0,4	2,7	0,6	0,0				
SPs	0,2	0,0	0,2	0,2	0,2	0,6	1,0	0,6	0,0	0,2	0,0	0,2	0,4	0,0	0,4	0,0	0,2	0,0	0,0				
Myc	0,0	0,2	0,0	1,3	0,2	0,4	0,4	0,8	0,9	0,0	0,2	1,1	0,0	0,3	0,2	0,4	0,0	0,0	0,0				
Chara	9,9	8,0	6,8	5,2	8,5	10,8	7,9	9,2	5,3	3,2	2,8	9,9	2,0	0,9	3,5	3,6	0,9	0,0	0,0				
Botryo	4,5	6,4	5,2	0,2	6,1	7,7	4,1	13,6	8,6	24,1	18,3	1,4	12,2	3,0	1,3	0,8	2,9	0,0	0,2				

ANNEXE 11 Résultat de quantification Ps et Pd

Tab. 11A.1 : proportions de MgO, de CaO appartenant au stock précipité, et production dissoute et production solide calculées à partir du stock de MgO et CaO précipités.

Unité	Age (ans cal. BP)	P t.km ⁻² .an ⁻¹	MgO du stock précipité (% massique)	CaO du stock précipité (% massique)	Pd t.km ⁻² .an ⁻¹	Ps t.km ⁻² .an ⁻¹
1L5/2L5 à 1L6/2L6	300	238	0,0	14,2	34	204
	1136		0,0	14,2	34	204
1L4/2L4 + 2L3	2528	201	0,0	16,7	34	167
	2916		0,0	17,1	34	166
	4680		0,0	13,4	27	174
	5156		0,0	12,2	25	176
	5323		0,0	5,5	11	190
1L3	5589	61	5,0	17,0	14	48
	5736		6,1	14,8	13	49
	5873		4,9	14,5	12	49
	5912		4,2	10,9	9	52
	6059		4,0	8,0	7	54
	6235		8,7	19,6	17	44
	6352		6,3	12,7	12	50
	6411		6,0	11,5	11	51
	6558		5,0	0,0	3	58
	6734		5,9	14,2	12	49
	6773		3,8	5,8	6	55
	6812		4,0	11,8	10	52
	6841		5,4	21,0	16	45
	6880		10,3	19,9	19	43
	6929		5,7	14,0	12	49
	6969		4,7	16,2	13	49
	7078		4,4	4,6	6	56
	7218		4,3	5,1	6	56
	7239		4,6	7,9	8	54
	7278		4,4	6,9	7	54
	7288		4,5	12,4	10	51
	7303		8,9	13,7	14	47
	7318		8,8	14,5	14	47
	7337		5,7	4,1	6	55
	7358		15,0	32,8	29	32
	7375		6,2	5,4	7	54
	7398		6,9	6,7	8	53
	7409		10,6	32,6	26	35
	7430		18,0	36,0	33	28
	7434		14,4	30,8	28	34
	7443		21,3	40,5	38	23
	7500		10,2	8,3	11	50
1L2	8333	13	24,8	34,8	8	5
	9555		15,7	21,6	6	8
	10264		13,4	19,3	5	8
2L1/2L2	14000	28	0,0	28,0	8	20

