UNIVERSITÉ DE LORRAINE

AVERTISSEMENT

Ce document est le fruit d'un long travail approuvé par le jury de soutenance et mis à disposition de l'ensemble de la communauté universitaire élargie.

Il est soumis à la propriété intellectuelle de l'auteur. Ceci implique une obligation de citation et de référencement lors de l'utilisation de ce document.

D'autre part, toute contrefaçon, plagiat, reproduction illicite encourt une poursuite pénale.

Contact : ddoc-theses-contact@univ-lorraine.fr

LIENS

Code de la Propriété Intellectuelle. articles L 122. 4
Code de la Propriété Intellectuelle. articles L 335.2- L 335.10
http://www.cfcopies.com/V2/leg/leg_droi.php
http://www.culture.gouv.fr/culture/infos-pratiques/droits/protection.htm

UNIVERSITÉ DE LORRAINE
Faculté des Lettres et Sciences Humaines de Nancy 2
Département de Géographie
École Doctorale LTS « Langages, Temps, Société »
CERPA - Centre d'Études et de Recherches sur les Paysages

THÈSE POUR L'OBTENTION DU DOCTORAT EN GÉOGRAPHIE

Présentée et soutenue publiquement, le lundi 1er octobre 2012, par

Jean-Paul FIZAINE

Les paléokarsts et les formations ferrugineuses associées dans le Bassin parisien et ses bordures : caractérisations et évolutions géomorphologiques

Livre I

Introduction- État de la question – Problématique, méthodologie et objectifs
Résultats, synthèses et interprétations



Jury

Dominique HARMAND, professeur au CERPA, Université de Lorraine (directeur de thèse)
Jeannine CORBONNOIS, professeur à l'Université du Mans (rapporteur)
Alain DEMOULIN, professeur à l'Université de Liège (rapporteur)
Jacques BRULHET, géologue à l'ANDRA, Chatenay-Malabry (examinateur)
Jacques LE ROUX, Maître de Conférences (ER), Université de Lorraine (invité)
Marc LEROY, archéométallurgiste, Métallurgies et Cultures - IRAMAT-UMR 5060 (examinateur)
Denis MORIN, Maître de Conférences, CNRS TRACES, Université de Toulouse (examinateur)
Robert WYNS, géologue au BRGM, Orléans (examinateur)

Photo de couverture : Grotte minière des Équevillons, réseau 26 (MONTCEY, Haute-Saône) (Photo JPF, 2007)

Les paléokarsts et les formations ferrugineuses associées dans le Bassin parisien et ses bordures : caractérisations et évolutions géomorphologiques

Livre I

Paleokarsts and associated ferricrusts in the basin of Paris and its borders : Characterizations and geomorphologycal evolutions

La géographie reçoit avec profit les données des sciences,
Celles de la géologie surtout, qui en effet étudie la structure du globe :
Or, la nature du sol d'une contrée, la configuration des terres,
Et par suite la distribution de la chaleur,
Ont une influence incontestable sur les sols et les êtres animés
Et en particulier sur l'homme qui l'habite.
C'est assez faire entrevoir que la géologie est le complément de la géographie et,
En quelque façon, une véritable introduction à l'Histoire naturelle…
Quand on se bornerait à n'envisager que les bienfaits du règne minéral,
On serait déjà convaincu de cette vérité…

À cet égard, le minerai de fer charrié et lavé par les flots diluviens,
Mérite une attention spéciale…

***Frère Ogérien**, naturaliste et géologue franc-comtois (1825-1869)*

À mes grand-père et arrière grand-père, mineurs de fer à Saulnes
À mes petits-enfants, encore mineurs…

Remerciements

Entré en spéléologie, dans la région des Grands Causses, en 1974, j'ai éprouvé le besoin de prolonger, d'approfondir cette passion par un travail de recherche autour des Sciences de la Terre. C'est, sans aucun doute, à Patrice Gamez que je dois cette curiosité pour la géographie physique. Au cours de nos nombreuses sorties sur et sous le terrain, il a su éveiller un intérêt sans cesse grandissant pour la lecture des paysages, tant en France que dans les régions montagneuses de l'Atlas marocain où il m'avait associé à une campagne de ressources en eau. Dans le cadre de ses travaux d'enseignant-chercheur, Patrice Gamez avait débuté une étude, hélas interrompue par sa disparition prématurée, sur ce minerai largement méconnu alors qu'est le Fer fort du Pays-Haut… C'est ce travail que j'ai souhaité reprendre et poursuivre, alors que sonnait l'heure de la retraite.

Mes remerciements iront tout naturellement à celui qui m'a accueilli et suivi dans cette longue tâche, mon directeur de thèse : Dominique Harmand. Il m'avait déjà encouragé, encadré et soutenu lors d'une première réalisation : un mémoire de DEA intitulé « Contribution à l'étude des paléokarsts et des ferricrètes dans les régions frontalières du Pays-Haut, de la Lorraine belge et du Gutland ». Mille mercis pour ses précieux conseils, son indéfectible soutien et sa prodigieuse exigence de rigueur, rendue supportable par une inclination commune à surmonter les épreuves par la pratique du calembour et du contrepet. Mes remerciements et ma gratitude vont à la fois au chercheur et à l'homme.

Il me semble également opportun de citer ici toutes les personnes qui de près ou de loin, ont contribué à l'aboutissement d'un travail qui se veut le prolongement des innombrables observations des auteurs qui m'ont précédé mais aussi et surtout le résultat de rencontres, d'échanges, de confrontations amicales et de questionnements.

En premier lieu, je voudrais adresser l'expression de ma reconnaissance aux membres du jury :

- à Jeannine Corbonnois, professeur à l'Université du Mans, pour avoir accepté de rapporter cette thèse. Juste retour des choses, c'est avec elle et ses collègues du Centre d'Études Géographiques de l'Université de Metz (CEGUM) que j'ai fait mes premiers pas en géomorphologie sur l'interfluve Loison-Othain… C'était, il y a plus de 30 ans.
- à Alain Demoulin, professeur à l'université de Liège, second rapporteur de cette thèse, spécialiste des paléoaltérations du Nord de la France et de la Belgique ;
- à Jacques Brulhet, géologue à l'ANDRA, pour ses conseils dans le cadre d'un travail de recherche en cours d'archéologie des paysages ;
- à Jacques Le Roux, géologue spécialiste du Bassin parisien et qui m'avait déjà fait l'honneur de participer à mon jury de DEA ;
- à Marc Leroy, archéométallurgiste, Métallurgies et Cultures (IRAMAT-UMR 5060), pour la mise à disposition des ressources humaines et matérielles de son laboratoire ;
- à Denis Morin, Maître de Conférences à l'Université de Toulouse, mais aussi ami spéléologue de longue date, pour son expérience en archéologie minière ;
- à Robert Wyns, géologue au BRGM, qui m'a fait partager sur le terrain, son expérience des paléoaltérations du Pays-Haut.

Au cours de ces longues années de recherches, m'ont été donnés la chance et le plaisir d'assurer quelques heures de cours et de travaux dirigés. Ce fut l'occasion de mieux connaître les enseignants du Département de Géographie. Je leur suis reconnaissant du l'attention et du soutien qu'ils m'ont apporté dans mes travaux. À cet égard, je voudrais citer plus particulièrement Serge Occhietti que je considère comme faisant partie moralement du jury ainsi que Michel Deshaies, directeur de mon laboratoire de rattachement, le Centre d'Études et de Recherches sur les paysages (CERPA) et dont l'aide a permis la concrétisation des travaux de laboratoire

Les prospections sur et surtout sous le terrain ont été nombreuses. Ce furent sans doute les moments les plus agréables, mais ils n'ont pu se réaliser qu'avec l'aide d'amis fidèles et désintéressés. Aussi je voudrais renouveler mes amitiés :

- à deux infatigables amis et chercheurs du CEGUM : Daniel Mansuy qui m'a précédé dans une thèse "tardive" et Benoît Losson, Maître de Conférences à l'Université de Metz… et président du Club spéléologique de Longwy ;
- aux universitaires et chercheurs d'autres horizons qui m'ont accompagné et appris le terrain ou encore ont su répondre à mes multiples interrogations. Leur travaux, leur longue expérience et leur amical soutien me furent précieux et ont contribué à enrichir ce travail : François Petit de l'Université de Liège, Yves Quiniff karstologue de l'Université de Mons, Stéphane Jaillet de l'Université de Chambéry, Patrick Rosenthal de l'Université de Besançon, Micheline Hanzo "La Dame de l'Héttangien", Monique Beiner, spécialiste des minéraux lourds, Jean-Noël Salomon de l'Université de Bordeaux, Florence Quesnel du BRGM. J'adresse une mention toute particulière à Pierre Mouriaux qui a mis à ma disposition son impressionnante documentation. Enfin qu'il me soit permis ici de manifester mon admiration et ma reconnaissance à un plus qu'éminent karstologue en la personne de Jean Nicod qui assura son premier poste d'enseignement à Longwy.
- à mes indéfectibles compagnons du Club Spéléologique de Longwy : José Gravet, Luc Hallebardier, Denis et Geneviève Rodange et Jean Scapoli.
- aux spéléologues extérieurs : Paul Hurley du Club Spéléo du Cher, Denis Jacquemot du Spléléo-Club de Metz.
- A toutes les personnes qui m'ont fait découvrir leur terrain et permis des investigations parfois en zone "sensible" : Jean-Claude Delhez auteur d'un ouvrage sur les minerais de la Gaume, Mrs Lorenzini, Gomez et Joly pour les carrières Italcimenti du Cher, Mrs Lesquer et Maessens pour les sites de la Chapelle-Saint-Ursin et de Pont-Chauvet, Philippe Calvé pour le Pays d'Ouche, Mr Roué pour la grotte-minière des Équevillons, Jean-Pierre Javet pour la grotte-minière de Champtourneau, Mr Guiheneuc pour les gîtes armoricains de Rougé, Mr l'officier responsable du camp de Canjuers pour les minières de Beausoleil, Cécile Clément de la société Antéa pour la géologie des sites d'implantation des éoliennes dans le Pays-Haut et pour conclure, Marie-Pierre Turpault de l'INRA pour le site de Montiers sur Saulx ainsi que Sabine et Patrick Threnli qui m'ont hébergé lors de mes prospections en Champagne berrichonne.

Après le terrain, l'autre volet de ce travail de recherche fut consacré aux tâches de laboratoire où les maîtres mots furent opportunité, efficacité et moindre coût généré par une participation active. En dépit de fortes exigences, j'y ai rencontré une qualité d'accueil méritant d'être soulignée et mes remerciements s'adressent à l'ensemble des chercheurs et techniciens de ces laboratoires :

- Cédric Demeurie pour l'atelier de litholamellage de l'Université de Nancy I ;
- Jérôme Marin pour le Service d'Analyses des Roches et des Minéraux du Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques de Vandœuvres-les-Nancy ;
- Danielle Bartier et Marie-Madeleine Blanc-Vallon pour les diffractométries RX opérées au Musée National d'Histoire Naturelle à Paris ;
- Paul Merluzzo pour les surfaces polies réalisées au Laboratoire Métallurgie et Culture de Jarville

Tout mon cœur se tourne vers ma famille et mes amis, pour leur soutien sans faille, leurs encouragements. J'adresse une mention tout particulière à mon fils Florian, pour ses traductions et à ma fille Gersende qui a précédé son père dans les Sciences de la Terre. Enfin et surtout, je voudrais tout particulièrement remercier mon épouse, Marylys, pour la qualité de sa relecture, pour sa patience sans cesse renouvelée et ses encouragements permanents.

Sans vous tous, rien n'aurait été possible…

Sommaire

LIVRE I

Introduction- État de la question – Problématique, méthodologie et objectifs - Résultats, synthèses et interprétations

PARTIE I (introduction, état de la question, problématique - objectifs - méthodologie)

INTRODUCTION **1**

1. **LES ALTÉRATIONS FERRUGINEUSES** **4**

2. **LE KARST ET LES PALÉOKARSTS** **5**

Généralités 5
Les karsts du Bassin parisien et des régions limitrophes 6
Les paléokarsts 7

3. **LES PALÉOPAYSAGES MINIERS** **8**

4. **LES CARACTÉRISATIONS DES INDURATIONS FERRUGINEUSES** **9**

Le cycle du fer 9
Les minerais de fer résiduels 9
Concentration du fer dans les sols 9
Lessivage du fer des sols et processus de remaniement 10
Gîtes de minerais de fer résiduels et de remaniement 10
Caractérisations des ferricrètes 11

5. **LES TRAVAUX ANTÉRIEURS** **12**

CHAPITRE 1 L'ÉTAT DE LA QUESTION : ALTÉRATION CONTINENTALE - KARST ET PALÉOKARST - RÉGIONS ÉTUDIÉES **13**

1.1 **L'ALTÉRATION CONTINENTALE** **16**

1.1.1 **Des formations superficielles aux altérites** **16**
1.1.1.1 L'altération chimique 16
1.1.1.2 Classification des altérites 17
1.1.1.3 Les contrôles de l'altération 20
1.1.2 **La variété des faciès, les associations minérales et chimiques, la géochimie** **23**
1.1.2.1 La variété des faciès 23
1.1.2.2 L'association minérale 24
1.1.2.3 L'association chimique 26
1.1.2.4 Les itinéraires géochimiques 26
1.1.2.5 Âge et distribution des ferricrètes 27
1.1.3 **Le faciès sidérolithique du Crétacé inférieur et de l'Éocène** **28**
1.1.3.1 Rappel historique 28
1.1.3.2 Typologie 28
1.1.3.3 Les périodes de « sidérolithisation » 29

1.2 **LE KARST ET LES PALÉOKARSTS** **30**

1.2.1 **Le karst** **30**
1.2.1.1 Les orientations des recherches sur le karst 30
1.2.2 **Les paléokarsts** **33**
1.2.2.1 Les types de paléokarst 33
1.2.2.2 Distribution des indurations ferrugineuses dans les paysages karstiques 35

1.3 **LES RÉGIONS ÉTUDIÉES : LE BASSIN PARISIEN ET SES BORDURES** **39**
1.3.1 **Présentation générale** **39**
1.3.1.1 les formations carbonatées karstifiées des secteurs étudiés 42
1.3.1.2 Les seuils 45
1.3.1.3 Les étapes de la sédimentation 46
1.3.1.4 Les étapes de l'histoire continentale 46

CHAPITRE 2 PROBLÉMATIQUE - OBJECTIFS - MÉTHODOLOGIE **53**

2.1 **PROBLÉMATIQUE** **53**

2.1.1 **La genèse et évolution des karsts et des ferricrètes** **53**

2.1.2 **Les processus d'altération** **54**
2.1.3 **Les significations paléogéomorphologiques des dépôts miniers** **54**
2.1.3.1 Interprétation géomorphologique des paléoformes 54
2.1.3.2 Significations paléoclimatique et métallogénique 54
2.1.3.3 Rôle de l'évolution continentale postérieure à la mise en place des paléoaltérations 55
2.1.3.4 Liens éventuels entre les différents sites étudiés 55
2.1.3.5 Les paléokarsts et leurs remplissages sont-ils des marqueurs fiables ? 55

2.2 **OBJECTIFS** **57**

2.2.1 **Localisation des sites retenus** **57**
2.2.2 **Objectifs retenus** **58**

2.3 **MÉTHODOLOGIE** **59**

2.3.1 **Recherches bibliographiques** **59**
2.3.1.1 Les ouvrages 59
2.3.1.2 Les cartes 60
2.3.2 **Études de terrain** **61**
2.3.2.1 Recherche et repérage des indurations ferrugineuses 61
2.3.2.1 Reconnaissance *in situ* 61
2.3.2.1 Cartographie de surface et souterraine 62
2.3.2.1 Description des profils 62
2.3.2.1 Collecte d'échantillons 62
2.3.3 **Études en laboratoire** **62**
2.3.3.1 Examens macroscopique et microscopique des échantillons 63
2.3.3.2 Analyses chimiques 71
2.3.3.3 Diffractométrie aux rayons X 75
2.3.3.4 Granulométrie de la fraction sableuse 77
2.3.3.5 Granulométrie et morphoscopie de la fraction grossière 80
2.3.3.6 Sismique-réfraction 81

PARTIE II (résultats, synthèses et interprétations)

Présentation générale **85**

CHAPITRE 3 LES FORMATIONS FERRUGINEUSES CONTINENTALES DE LA BORDURE NORD-EST DU BASSIN PARISIEN, DE LA THIÉRACHE ARDENNAISE AU PAYS-HAUT **87**

3.1 **LE CADRE MORPHOSTRUCTURAL** 87

3.2 **LES SITES DE PLATEAUX** **91**

3.2.1 **Thiérache ardennaise** **91**
1 Gîte de la Butte à Genêt (Bucilly) 91
3.2.2 **Intefluves du bassin de la Meuse (Chiers exclue)** **95**
2 Minières du bois des Ivis (Neuville-les-This) 95
3 Minières du bois d'Énelle (Balaives-et-Butz) 100
4 Gîte de la Côte des Vignes (Sapogne-et-Feuchères) 108
5 Minières du bois de l'Agace (Haraucourt) 110
6 Gîte de la Truche (Amblimont) 114
7 Minières de la ferme d'Heurtebise (Stenay) 116
8 Gîte du bois de Nouart (Tailly) 118
3.2.3 **Interfluves des vallées de la Chiers et de l'Alzette** **125**
3.2.3.1 Sites du Pays de Montmédy 125
9 Minières de Signy-Montlibert et environs 125
10 Sites de Verneuil-Grand et Thonne-la-Long 132
3.2.3.2 Sites du Pays-Haut (Bassin versant de la Chiers) 137

11 Gîtes de Saint-Pancré 137
12 Minières d'Allondrelle-La-Malmaison 151
13 Site de la Caüatte (Pierrepont) 152
14 Site de la Couleuvre (Mercy-le-Bas) 155
15 Minières d'Hussigny-Godbrange 156
3.2.4.3 Sites du Pays-Haut (bassin versant de l'Alzette) 159
16 Minières de la Borne de Fer (Audun-le-Tiche) 159
17 Minières du bois de Butte (Villerupt) 166
18 Carrière de Reserveviertel (Volmerange-les-Mines) 169

3.3 **LES SITES DE VALLÉES ET DE REMANIEMENT** **173**

3.3.1 **La vallée de l'Othain** **173**
19 Minières de Villécloye 173

3.3.2 **La dépression argileuse de la Woëvre** **177**
20 Le minerai de l'interfluve Loison-Othain 177

3.3.3 **La vallée de la Chiers** **181**
21 Le méandre fossile de Charency-Vézin 181
22 La terrasse dégradée de Braumont (Viviers-sur-Chiers) 183
23 Le gouffre-minière du Haut des Scieries (Viviers-sur-Chiers) 185
24 Site de Godewiese (Russange) 190

3.4 **SYNTHÈSES DES RÉSULTATS (Chapitre 3)** **193**

3.4.1 **Les apports des analyses chimiques et minéralogiques** **193**
3.4.2 **Typologie des formations ferrugineuses et des modelés karstiques** **197**
3.4.3 **Relation entre le karst et la fracturation** **199**

3.5 **INTERPRÉTATIONS (chapitre 3)** **202**

3.5.1 **Les ferruginisations** **202**
3.5.1.1 Les relations entre le karst et les formations ferrugineuses 202
3.5.1.2 Caractérisation et genèse des dépôts ferrugineux 203
3.5.2 **Les éléments siliceux associés aux gîtes ou aux faciès ferrugineux** **211**
3.5.3 **Les relations entre les dépôts et les paléo-surfaces** **215**
3.5.3.1 Les fossiles de *Clypeina* : des marqueurs paléogéographiques ? 215
3.5.3.2 Les paléosurfaces de la Thiérache et du Pays-Haut 215
3.5.5.3 L'incidence de l'incision des vallées et du creusement des dépressions argileuses 218

CHAPITRE 4 LES FORMATIONS FERRUGINEUSES DU CONTACT JURASSIQUE-CRÉTACÉ AUX CONFINS DE LA CHAMPAGNE ET DE LA LORRAINE (Vallage, Barrois et Haut-Pays) **221**

4.1 **LE CADRE MORPHOSTRUCTURAL** **221**

4.2 **LE VALLAGE (Vallée de la Marne)** **225**
1 Minières du Laiçon et de Mélaire (Poissons) 225
2 Les Hautes-Minières (Montreuil-sur-Thonnance) 232

4.3 **LE BARROIS (Vallée de la Saulx, de l'Orge et de l'Ormançon)** **237**
3 Minières du bois de Morley et du bois des Minières (Morley) 237
4 Gîtes de Montiers-sur-Saulx 242
5 Minières du bois Foucherotte (Biencourt-sur-Orge) 246
6 Minières du bois de Tréveray 249

4.4 **LE HAUT-PAYS (Vallée de laManoise)** **251**

7 Minières de l'Épinotte (Orquevaux) 251

4.5 **SYNTHÈSES DES RÉSULTATS (Chapitre 4)** **259**

4.5.1 **Les apports des analyses chimiques et minéralogiques** **255**
4.5.2 **Typologie des formations ferrugineuses et des modelés karstiques** **257**

4.6 **INTERPRÉTATIONS (Chapitre 4)** **259**

4.6.1 **Les relations entre le karst et les formations ferrugineuses** **259**
4.6.2 **Critique de la carte géologique de France** **260**
4.6.3 **Le rôle fondamental du karst sur l'évolution des formations ferrugineuses** **261**
4.6.4 **L'âge des formations ferrugineuses initiales et évolution géologique** **263**

CHAPITRE 5 LES FORMATIONS FERRUGINEUSES CONTINENTALES DE LA BORDURE SUD DU BASSIN PARISIEN (de la Champagne berrichonne au Montmorillonnais) **265**

5.1 **LE CADRE MORPHOSTRUCTURAL** **265**

5.2 **LA CHAMPAGNE BERRICHONNE** **271**

1 La Carrière du Bois Minon (Ménetou-Couture) 271

2 Site des Buissons des Noirs (Crézancy-en-Sancerre) 275

3 Sites de la vallée du Cher aux environs de Rozières / Lunery 279

4 La carrière du Soubeau (Le Subdray) 301

5 Minières de Pont-Chauvet (La Celle-Condé) 313

6 La formation ferrugineuse du bois de Meillant 318

7 Sites de la Chaumette et des Sentiers (Massay) 321

5.3 **LA BRENNE** **325**

8 La cuirasse ferrugineuse de la Maison Neuve (Mézières-en-Brenne) 325

9 Les grès ferrugineux de Sainte-Thérèse (Vendœuvres) 328

5.4 **LE MONTMORILLONNAIS** **331**

10 Minières des Chaumettes (Saint-Léomer) 331

11 Doline ennoyée des Fosses (Thollet) 335

12 Doline de la Clairauderie (La Trimouille) 337

13 Carrière des Ajoncs de Siouvre (Sillars) 339

14 Minières de la Pouge (Verrières) 344

5.5 **SYNTHÈSES DES RÉSULTATS (Chapitre 5)** **347**

5.5.1 **Les apports des analyses chimiques et minéralogiques** **347**
5.5.2 **Typologie des formations ferrugineuses et des modelés karstiques** **349**

5.6 **INTERPRÉTATIONS (Chapitre 5)** **352**

5.6.1 **Les relations entre les formations et la karstification** **352**
5.6.2 **L'évolution des formations ferrugineuses** **354**
5.6.3 **Le processus de substitution argile/calcite à l'intérieur des remplissages** **357**
5.6.4 **L'évolution du remplissage avec le creusement des vallées** **360**
5.6.5 **L'âge des formations ferrugineuses initiales, leur relation avec les paléosurfaces continentales et évolution géologique** **361**

CHAPITRE 6 LES FORMATIONS FERRUGINEUSES DES PLATEAUX CRAYEUX DE LA BORDURE OUEST DU BASSIN PARISIEN (Pays d'Ouche et Plaine de Saint-André) **363**

6.1 **LE CADRE MORPHOSTRUCTURAL** **363**

6.2 **LE PAYS D'OUCHE (Vallée de la Risle)** **367**

1 Minières des Clos (La Ferrière-sur-Risle) 367

2 Minières des Vallées (Sainte-Marthe) 370

6.3 **LA PLAINE SAINT-ANDRÉ (Vallée de l'Iton)** **373**

3 Minières du bois des Minières (Damville) 373

4 Minières du Haut de la Ville (Nogent-le-Sec) 376

5 Minières du bois Houdier (Saint-Nicolas d'Attez) 379

6.4 **SYNTHÈSES DES RÉSULTATS (Chapitre 6)** **383**

6.4.1 **Les apports des analyses chimiques et minéralogiques** **383**
6.4.2 **Typologie des formations ferrugineuses et des modelés karstiques** **385**
6.4.3 **Relation entre le karst et la fracturation** **386**

6.5 **INTERPRÉTATIONS (Chapitre 6)** **388**

6.5.1 **Relations entre le karst et les dépôts ferrugineux** **388**
6.5.2 **La genèse des dépôts ferrugineux en lien avec le karst de la craie** **388**

CHAPITRE 7 LES FORMATIONS FERRUGINEUSES DE LA CHARNIÈRE ENTRE RIFT BRESSAN ET RIFT RHÉNAN (Fossé de la petite Saône, plateaux de Vesoul, Collines pré-jurassiennes) **393**

7.1 **CADRE MORPHOSTRUCTURAL** **393**

7.2 **LE FOSSÉ DE LA PETITE SAÔNE** **397**

1 Minières des Épinottes (Chargey-lès-Gray) 397

2 Minières de la Corne Saint-Andrien (Gray) 401

3 Minières du Grand Raroy (Beire-le-Châtel) 403

7.3 **LES PLATEAUX DE VESOUL** **409**

4 Grotte-minière des Équevillons (Montcey) 409

5 Grotte-minière de Champtourneau (Bucey-lès-Gy) 419

7.4 **LES COLLINES PRÉ-JURASSIENNES** **426**

6 Minières du Coteau (Éguenigue) 426

7 Minières du bois de la Brusse (Bethoncourt) 429

8 Minières du bois de la Côte (Fallon) 433

9 Carrière de Voye de Lisle (Romain) 439

7.5 **SYNTHÈSES DES RÉSULTATS (Chapitre 7)** **443**

7.5.1 **Les apports des analyses chimiques et minéralogiques** **443**
7.5.2 **Typologie des formations ferrugineuses et des modelés karstiques** **445**

7.6 **INTERPRÉTATIONS (Chapitre 7)** **447**

6.5.1 **Relations entre le karst et les dépôts ferrugineux** **447**
6.5.2 **Remaniements des éléments ferrugineux** **448**
6.5.3 **Éléments de datation** **450**

CHAPITRE 8 SYNTHÈSES ET CONCLUSIONS **455**

8.1 **SYNTHÈSES** **455**

8.2 **LES ENSEIGNEMENTS SUR LES PALÉOKARSTS** **460**

8.3 **LES APPORTS À LA CONNAISSANCE DE L'ÉVOLUTION GÉOLOGIQUE** **464**

8.4 **CONCLUSION GÉNÉRALE ET PERSPECTIVES** **467**

LIVRE II
Annexes

(Références bibliographiques, tables et annexes)

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES ET TABLES **501**

BIBLIOGRAPHIE 501

TABLES 527
Tables des figures 527
Tables des photographies 536
Tables des Tableaux 545
Table des sigles 549

ANNEXES **551**

L'APPORT DE LA RELECTURE DES AUTEURS ANCIENS 551
Préambule 551
Éphéméride des auteurs 555

DOCUMENTS COMPLÉMENTAIRES 585
Diffractométrie RX 585
Sismisque-réfraction 637
Analyses chimiques 643

EXPOSÉ SOUTENANCE (lundi 1er octobre 2012) 659

Avertissement

Les figures, tableaux et photographies incluses dans le texte se lisent successivement de haut en bas et de gauche à droite

Partie I

INTRODUCTION

Ce travail de recherche entrepris se situe dans la prolongation de mon mémoire de DEA consacré à la problématique de la caractérisation et de la signification géomorphologique des altérations ferrugineuses piégées dans les karsts.

Le sujet de cette thèse se décline autour de cinq idées maîtresses : altérations ferrugineuses, karsts ou paléokarsts, paysages miniers, caractérisation des ferricrètes et mémoire des travaux antérieurs.

Cette thèse intéresse en premier lieu, le karst et les formations ferrugineuses associées. Ces formations ferrugineuses peuvent être de différentes natures :

- de manière habituelle, sous forme de ferricrètes, appartenant à la famille des formations superficielles, c'est-à-dire des « sédiments et des roches exogènes, demeurées à l'interface lithosphère-atmosphère depuis leur mise en place, avec ou sans relation génétique avec le substratum, mais étroitement associées à l'évolution du relief actuel (Campy et Macaire, 1989). Ces ferricrètes appartiennent à une famille particulière des formations superficielles, apparentées à leur substrat, les altérites (Meyer, 1987). Elles sont constituées d'éléments issus de la transformation de leur substrat qu'elles recouvrent directement. Elles en dérivent par altération météorique et peuvent être considérées, à grande échelle, comme autochtones, c'est-à-dire que le processus d'évolution des calcaires ou craies, roches-mères ayant engendré ces ferricrètes, ont lieu *in situ* ;

- de manière plus marginale, sous forme de lambeaux d'anciennes formations de minerai de fer sédimentaire surmontant le substratum calcaire hôte.

Le point commun de ces formations ferrugineuses réside dans le fait qu'elles ont été préservées de l'érosion par un piégeage à l'intérieur des dépressions ou cavités du karst. Ces cavités intéressent aussi bien la surface (épikarst) : lapiaz, ruelles, dolines… que le karst profond (endokarst) : grottes, galeries, gouffres…

On peut considérer que le processus de piégeage par le karst implique pour ces formations, des déplacements : ils s'agit donc de formations remaniées. Ces processus les classent donc, en fait, comme subautochtones. Ce transit dans l'espace résulte des mouvements de comblement des cavités ou de soutirage du karst. Il peut s'opérer en une ou plusieurs phases et être antérieur, synchrone ou postérieur au stade d'élaboration actuel. Les karsts anciens (paléokarsts) représentent donc des pièges originaux de ces formations relictuelles et constituent les témoins privilégiés de l'évolution de notre environnement.

Ces associations (formations ferrugineuses – paléokarsts), héritées de la longue histoire climatique oscillante des climats, sont nombreuses en France : le cadre géographique du DEA intéressait les confins septentrionaux du Bassin parisien et la région sud du golfe du Luxembourg (Pays-Haut, Lorraine belge et Gutland luxembourgeois). Implicitement, le prolongement naturel suggérait l'extension de l'étude des paléokarsts à remplissage ferrugineux, à l'ensemble du Bassin parisien voire à la moitié nord de la France continentale. En ont donc été exclus, les massifs anciens paléozoïques, les chaînes récentes ainsi que les associations minérales autres que le fer.

Elle a donc pour cadre les bordures du Bassin parisien, auxquelles nous avons ajouté la charnière entre les Rifts bressan et rhénan. Les reliques des formations ferrugineuses associées aux karsts sont en étroite dépendance de la géologie et la géomorphologique : qui dit karst implique une roche carbonatée et une fenêtre hydrogéologique pour son développement.

Les zones karstiques susceptibles d'avoir piégé ces remplissages sont dans le cadre de l'étude confinées aux auréoles carbonatées bordant la périphérie du Bassin parisien. Il s'agit (fig.1.01) :

(1) de la bordure septentrionale du bassin sédimentaire au sud de l'Ardenne, s'étendant de la Thiérache ardennaise au Pays-Haut ;

(2) de la bordure orientale du bassin représentée par le contact Jurassique-Crétacé, aux confins de la Lorraine et de la Champagne ;

(3) de la bordure sud du bassin sédimentaire au nord du Massif central, de la Champagne berrichonne au seuil du Poitou ;

(4) de la bordure occidentale avec les plateaux crayeux de Normandie, à l'est du Massif armoricain ;

(5) s'y ajoute en périphérie, la charnière entre les Rifts bressan et rhénan représentée par le fossé de la petite Saône, les plateaux de Vesoul et les Collines pré-jurassiennes.

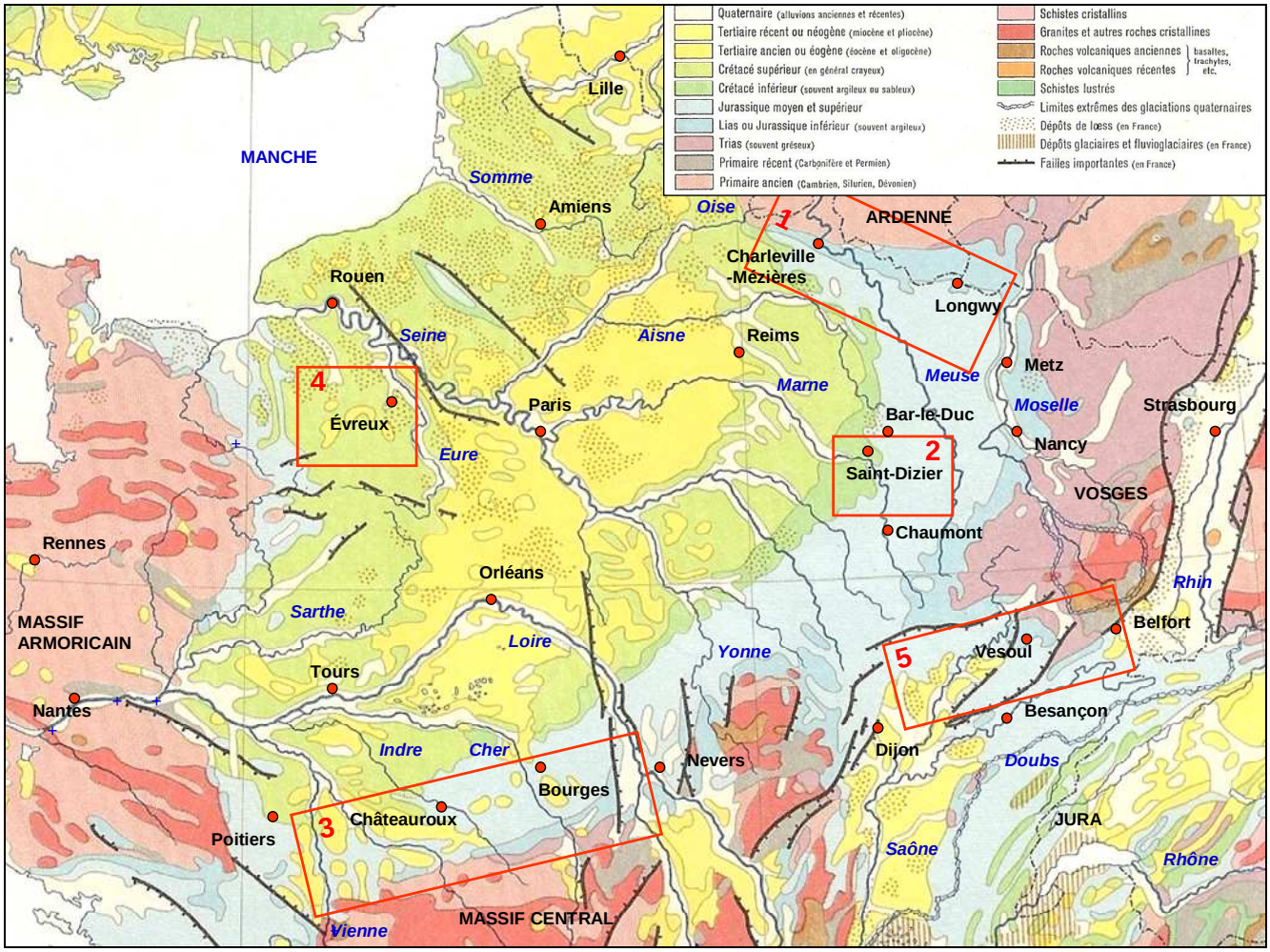


Fig. 1.01 : Carte géologique simplifée du Bassin parisien et des régions périphériques – (1) Bordure N du Bassin parisien : la marge sud de l'Ardenne, de la Thiérache ardennaise au Pays-Haut. (2) Bordure E : le contact Jurassique–Crétacé aux confins de la Lorraine et de la Champagne. (3) Bordure S : la marge nord du Massif central, de la Champagne berrichonne au seuil du Poitou. Bordure W : les plateaux crayeux de Normandie à l'est du Massif armoricain. (5) Périphérie : la charnière entre les Rifts bressan et rhénan : du fossé de la petite Saône aux Collines pré-jurassiennes – (Serryn *dir.*, 1978, complété JPF)

Le repérage et le choix des sites à étudier résultent du recensement et de l'examen attentif de données d'une abondante documentation bibliographique dans les domaines des Sciences de la Terre (géologie, géomorphologie, karstologie) et de l'histoire.

Concernant la karstologie, cette démarche est confortée par une connaissance du terrain attestée par plus de 35 années de pratique de la spéléologie.

En d'autres termes, l'approche de la définition et des limites de la zone géographique étudiée et des sites représentatifs, relève du croisement entre les données historiques liées à l'exploitation économique de ces indurations ferrugineuses assimilées à des minerais de fer et celles relatives à la connaissance des modelés spécifiques aux reliefs calcaires : le karst. C'est donc, d'une part sur l'examen attentif des indices des ressources minérales et des contextes karstiques révélés par les cartes géologiques et thématiques à toutes échelles, et d'autre part, des divers inventaires ou atlas géologiques, minéralogiques ou minéralurgiques (publiés notamment au XIXe siècle) que s'est élaboré le choix, après confrontation sur le terrain, de près de **65 sites étudiés**.

Avant de développer, la présentation des contextes géologiques et géomorphologiques ainsi que l'état des connaissances, il nous a paru utile de rappeler les lignes directrices des thèmes récurrents abordés dans cette étude. C'est ainsi que sont introduits successivement les thèmes sur :

1. Les altérations ferrugineuses.
2. Le karst et les paléokarsts.
3. Les paléopaysages miniers.
4. Les caractérisations des indurations ferrugineuses.
5. Les travaux antérieurs.

1. LES ALTÉRATIONS FERRUGINEUSES

Au cours du Phanérozoïque, les grands boucliers continentaux se sont déplacés en latitude et ont traversé plusieurs zones climatiques (Tardy et Roquin, 1998). Dans cette longue histoire climatique oscillante, des climats chauds et humides associés à des déformations de la lithosphère ont généré de puissantes altérations dont notamment des cuirasses ou des indurations ferrugineuses appelées ferricrètes. Courants en zone tropicale actuelle, ces produits de l'altération ont, en Europe occidentale, amplement disparu, victimes de l'érosion, sauf ceux qui ont été piégés à l'intérieur des vides des reliefs calcaires connus sous le terme de karst.

Sur les bordures du Bassin parisien au contact des massifs anciens, la couverture a été profondément altérée au cours des périodes de régression du Crétacé inférieur et après le retrait de la mer au Crétacé supérieur (Thiry *et al.*, 2006). Les formations mésozoïques ont été soumises à de puissantes altérations et érosions dont le produit se résume à des formations superficielles argilo-sableuses avec des faciès ferrugineux plus ou moins indurés. Ces indurations ferrugineuses résultent donc d'une série de processus contrôlés par des paléoclimats chauds et humides (fig. 1.02), concomitants des mouvements lithosphériques assurant un lessivage des sols et permettant la concentration des oxydes de fer (Théveniaut *et al.*, 2002).

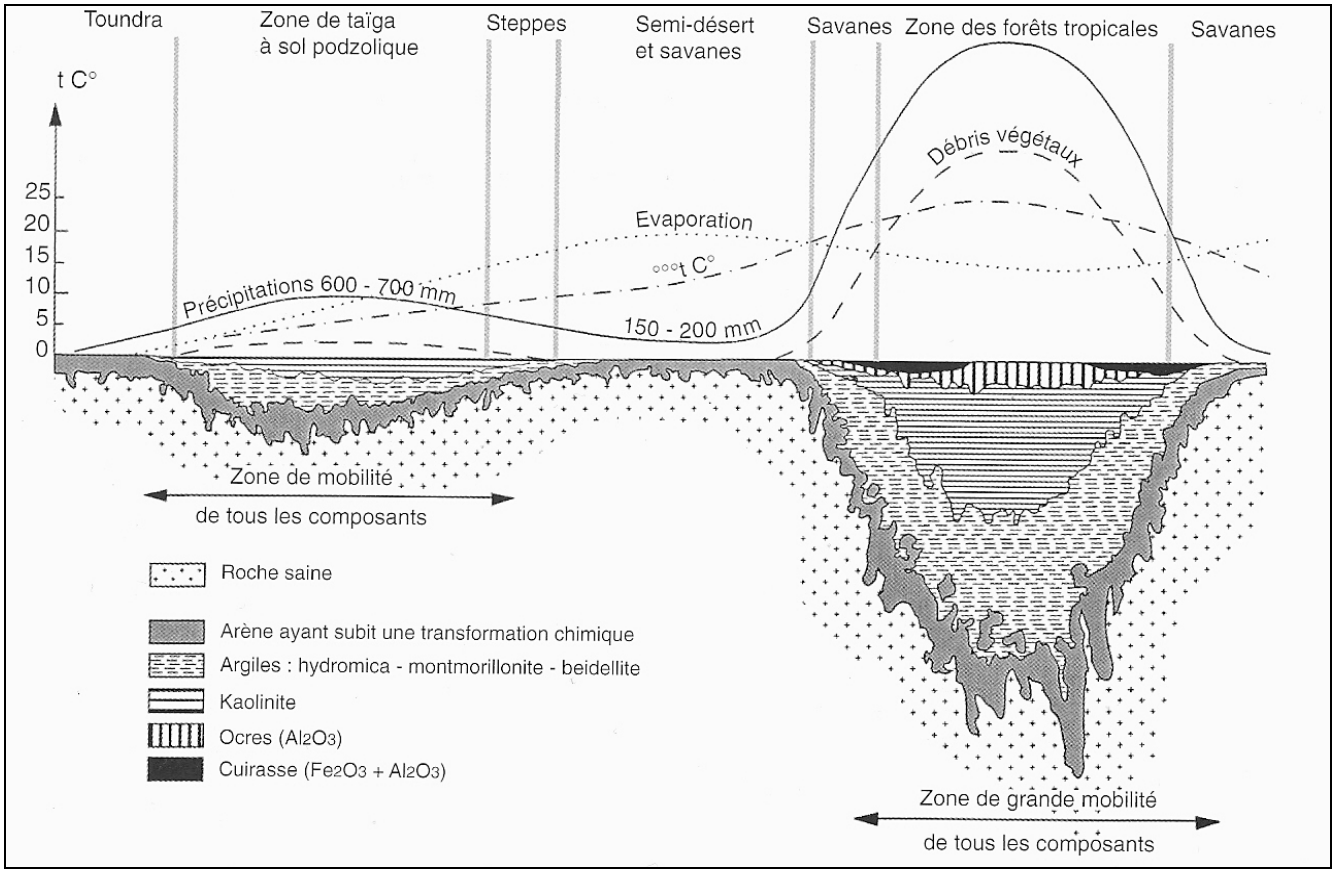


Fig. 1.02 : Zonalité des altérations à l'échelle planétaire (du nord au sud) – Le climat s'exerce essentiellement par le biais de deux descripteurs : les précipitations et la température. L'effet latitudinal s'observe à l'échelle de la planète ainsi que l'attestent les différences remarquables de l'altération des roches : c'est le cas notamment des cuirasses ferrugineuses (Fe_2O_3) et alumineuses (Al_2O_3) dont la distribution se limite à la zone tropicale - (Strakhov, *in* Salomon, 2001)

Ces formations sont, en général, fragiles à l'échelle des temps géologiques, du fait qu'elles surmontent des matériaux d'altération facilement déblayés, c'est pourquoi elles sont plus rares dans les formations anciennes (Besnus, 1977).

Sous l'effet des actions d'érosion et de remaniement postérieures, ces formations ont été en partie éliminées, sauf celles qui ont été piégées à l'intérieur des cavités qui affectent les reliefs calcaires : le karst. Les remplissages des karsts anciens (paléokarsts) bien que soumis à une évolution *in situ*, constituent les témoins de formations aujourd'hui disparues ou relictuelles.

Les travaux qui décrivent ces formations concourent à situer leur genèse durant des périodes définies par Ehrart (1967) comme des moments d'équilibre biostasique. Ces périodes devaient être suffisamment longues et l'environnement (climat-végétation) adéquat pour que s'élaborent de telles altérations. Les conditions requises, en France, (Dewolf et Bourrié, 2008) pourraient correspondre principalement à :

- des altérations précoces relatives aux oscillations des transgressions et régressions du Crétacé ;
- des altérations médianes cénozoïques, marquant les ultimes étapes de la dénudation des auréoles du Bassin parisien ;
- altérations tardives plio-quaternaires, observables notamment dans la région limitrophe du Fossé de la Saône.

2. LE KARST ET LES PALÉOKARSTS

GÉNÉRALITÉS

Les plateaux calcaires du Bassin parisien présentent des formes caractéristiques du type dépressions, gouffres ou grottes. Ces formes de terrain, générées par des processus de dissolution, sont désignées globalement sous le terme général de karst, du nom de cette région de Slovénie où les géographes de la fin du XIXe ont décrit de manière exhaustive l'ensemble des phénomènes ou modelés affectant les reliefs calcaires. Dans le Bassin parisien ainsi que dans le Fossé de la Saône, les affleurements calcaires sont bien représentés avec des dépôts d'origine océanique s'échelonnant du Lias au Crétacé.

Les calcaires sont soumis à différents processus de karstification dont l'un des principaux est la corrosion résultant de l'acquisition de CO_2 par les eaux météoriques (H_2O) sous forme d'acide carbonique (H_2CO_3). La réaction de calcaire ($CaCO_3$) conduit à la formation de bicarbonate de calcium ($Ca(HCO_3)_2$) dont la solubilité est tributaire, entre autres, de la température et de l'acidité des eaux circulant dans le karst. Cette dissolution représente un taux d'ablation spécifique.

La répartition des zones karstifiées est donc en relation avec ces affleurements. L'un des paramètres de karstification des assises calcaires est lié à la nature du faciès : c'est ainsi qu'elle est prépondérante dans les faciès récifaux et oolithiques du Bajocien (Gamez & Harmand *in Liedtke et al.*, 2010). Le second paramètre est celui de la fissuration et de la discontinuité : les calcaires ne sont perméables qu'en grand, l'eau ne peut y circuler que là où la roche a acquis une perméabilité du fait de l'existence de diaclases et de joints de stratification. L'existence de cassures (diaclases, failles) est la conséquence des contraintes mécaniques de compression ou de distension tectonique subies par les roches pendant ou après leur dépôt. La dimension des conduits conditionne la vitesse de circulation de l'eau du karst. Les phénomènes de dissolution, plus ou moins agressifs selon la mobilité de l'eau peuvent générer une karstification dès lors que l'on est en présence d'eau non saturée.

De même, la karstification d'une masse calcaire suppose une circulation de l'eau entre un point haut (point d'absorption : perte, gouffre, ponor…) et un point bas de restitution (résurgence ou exsurgence). Le gradient hydraulique nécessaire à ce mouvement est fourni par l'encaissement des cours d'eau effectué pour l'essentiel depuis la fin du Mésozoïque. L'importance du développement des réseaux souterrains est en relation avec le gradient hydraulique où la force de l'érosion prend le pas sur la corrosion. Enfin les changements climatiques et la végétation constituent les dernières conditions nécessaires.

LES KARSTS DU BASSIN PARISIEN ET DES RÉGIONS LIMITROPHES

Nicod (1995) publiait dans la revue Karstologia, la carte géomorphologique des karsts de France (fig. 1.03) avec une typologie résultant de la géologie (lithologie, tectonique : zones plissées ou tabulaires), de la géomorphologie (montagne, plateau, cuesta…), des conditions bioclimatiques et de la couverture, de la nature de celle-ci (alluvions, moraines…).

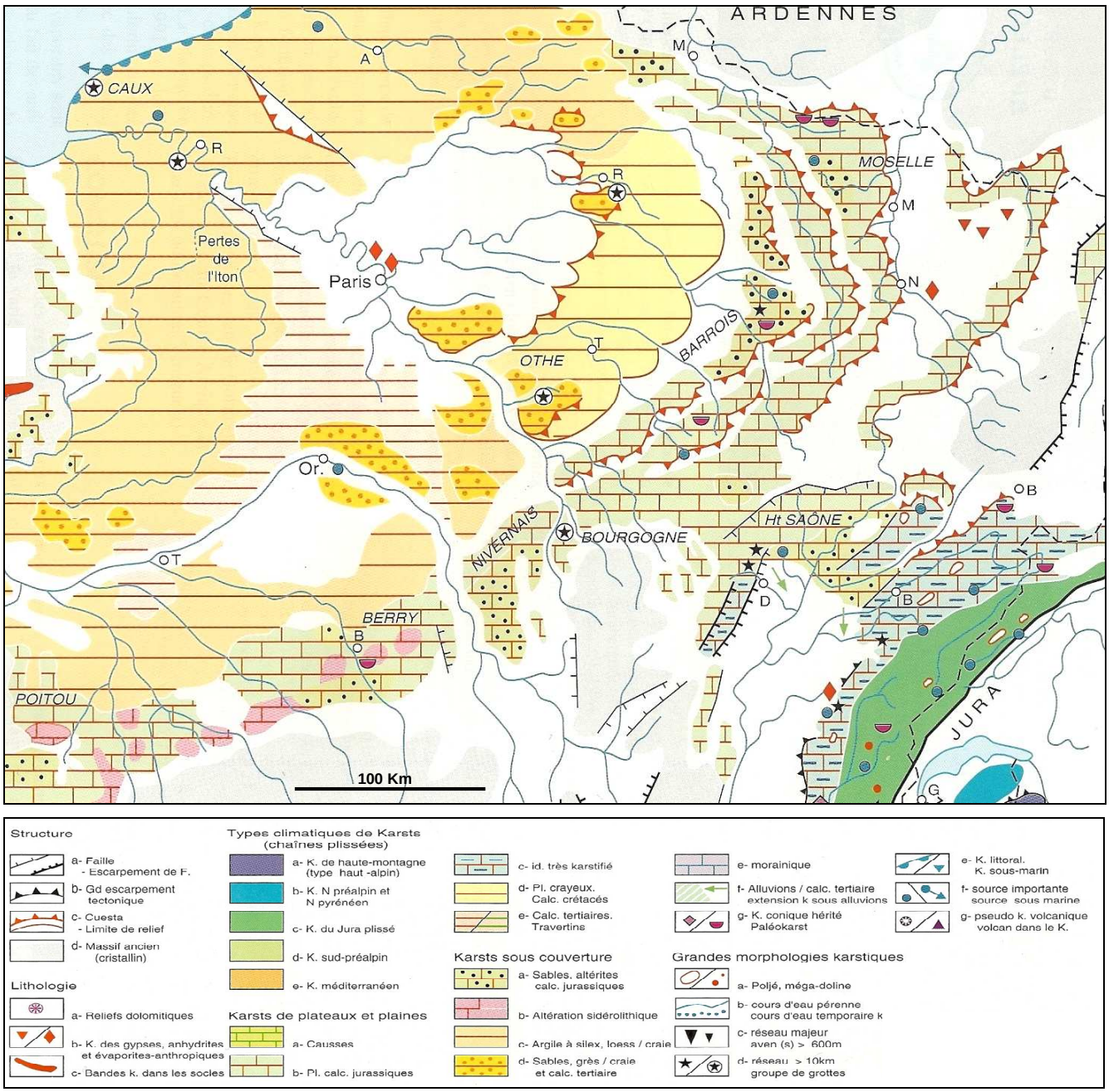


Fig. 1.03 : Extrait de la carte géomorphologique des karsts de France - Les paléokarsts sont repérés par le sigle correspondant à la lettre K – (Nicod, 1995)

Dans la partie nord de la France métropolitaine, deux types de karsts sont particulièrement bien représentés : il s'agit d'une part, des karsts de plateaux et plaines affectant les calcaires jurassiques ou les craies ; et d'autre part les karsts sous couverture. Cette dernière pouvant, toujours pour les secteurs étudiés, être constituée de sables ou d'altérites (sur les calcaires jurassiques), d'altérations sidérolithiques, d'argile à silex ou de lœss (sur la craie).

Le dispositif classique des cuestas dans la série triasique et jurassique de l'Est du Bassin parisien comporte de nombreux secteurs riches en formes superficielles et souterraines et en phénomènes actifs : ainsi en Lorraine au pied des Côtes de Meuse (Gamez, 1992), dans le Barrois (Jaillet, 2000) particulièrement sous couverture des sables néocomiens dans la Forêt de Trois Fontaines au nord de Saint-Dizier, sur les plateaux faillés de Bourgogne (Delance, 1988). La craie présente souvent, outre sa porosité intrinsèque, une fracturation localement importante qui commande le développement de réseaux karstiques (Calba *et al,* 1979 ; Rodet, 1991). Mais les formes de surface (bétoires ou dolines) sont feutrées par le manteau d'argile à silex (altération dont les racines pénètrent profondément dans la craie), les résidus de sables tertiaires et les lœss. Quelques secteurs particulièrement karstifiés ont été étudiés par Rodet (1992) : Pays d'Othe et Montagne de Reims, les pertes de l'Iton dans l'Eure, le karst de la Basse Seine.

LES PALÉOKARSTS

La genèse des karsts s'inscrit dans l'histoire des temps géologiques : pour l'essentiel les phénomènes karstiques observables actuellement sont d'âge récent : quaternaire ou fini-tertiaire ; selon qu'ils sont parcourus ou non par une circulation aquifère, on parlera de karst actif ou fossile. Il est évident que des karst plus anciens existent : ils sont peu connus car ils font l'objet de remplissages et de colmatages variés (sables, argiles, phosphorites, minerais de toute nature, etc.). Souvent scellés par des formations récentes (calcaires lacustres d'âge éocène, lœss quaternaires…), ces karts anciens ou paléokarsts n'ont été révélés que grâce à l'extraction des ressources minérales qu'ils contenaient.

À propos de la carte géomorphologique des karsts de France, si l'auteur (Nicod, 1995), soulève les limites de la représentation synthétique, compte tenu de l'échelle, il n'en positionne pas moins les karsts anciens ou paléokarsts dont les remplissages, pour l'essentiel correspondent à des dépôts ou des formations de type cuirassement ferrugineux ou bauxitique ainsi qu'à des silicifications.

3. LES PALÉOPAYSAGES MINIERS

Ces indurations ferrugineuses présentent pour beaucoup, une forte teneur en fer et constituaient jusqu'à la seconde moitié du XIXe siècle, voire le début du XXe une ressource en minerai de fer considérable. Ce qui permit au cours de cette période, le développement d'une puissante activité sidérurgique dans les Ardennes, l'ancien département de Moselle (limites antérieure à 1871), la Haute-Marne, le Berry et la Franche-Comté. C'est donc naturellement, par le biais des anciens gîtes des minerais de fer continentaux identifiés comme étant susceptibles d'avoir une origine karstique que les démarches d'investigations sur le terrain ont été orientées de manière privilégiée dans le cadre géographique de l'ensemble du Bassin parisien et d'une partie de la Franche-Comté. Ce fil conducteur des paléopaysages miniers associant karst et mines avait déjà été repris par Nicod (1996) qui, dans la même revue Karstologia, développait un article synthétique avec comme cadre la France et l'Europe, concrétisé notamment par une carte des minerais en France. Il convient de noter le parallélisme frappant avec la carte précédente, entre les minerais karstiques (fig. 1.04) et les paléokarsts que l'exploitation a exhumé.

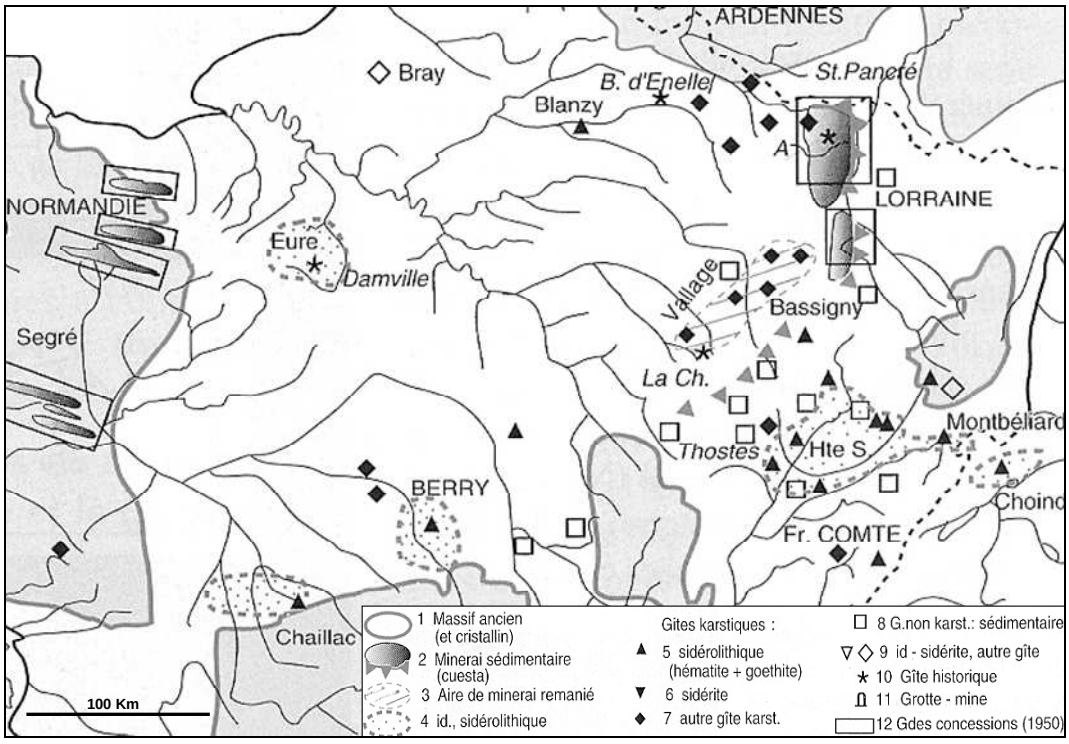


Fig. 1.04 : Extrait de la carte des minerais de fer en France, principalement karstiques – (Nicod, 1996, d'après Cusset, 1952)

Parmi les gisements les plus importants qui retiendront notre attention, il convient de citer, pour le Bassin parisien et la Franche-Comté :

- la Thiérache ardennaise et les Crêtes pré-ardennaises (bois d'Enelle) ;
- le Pays-Haut (Saint-Pancré) ;
- le Vallage et le Barrois ;
- Le Berry et la Brenne ;
- Le seuil du Poitou (Chaillac) ;
- L'Eure (Damville) ;
- La Franche-Comté (Haute-Saône et Pays de Montbéliard).

4. CARACTÉRISATIONS DES INDURATIONS FERRUGINEUSES

LE CYCLE DU FER

Les ferricrètes ou indurations ferrugineuses continentales ont constitué fréquemment, eu égard à leur richesse en fer, une ressource minérale. La notion de minerai résulte d'une concentration supérieure à la normale d'un ou plusieurs éléments, en l'occurrence le fer, dans la croûte terrestre ou à sa surface. Cette notion possède avant tout un aspect économique susceptible de varier dans le temps.

La concentration en fer peut se produire à différentes étapes du cycle géochimique (fig. 1.05). Elle peut être liée à des phénomènes relevant :

- soit de la géodynamique externe, c'est le cas des gîtes filoniens ou des amas, liés au magmatisme ou à l'hydrothermalisme ;

- soit de la géodynamique externe, c'est le cas des gîtes sédimentaires ou des gîtes d'altération et de remaniement.

D'après Horon (1977), les gisements de fer de la France sont distribués dans les unités tectoniques suivantes :

- orogenèse varisque ;

- plate-forme post-varisque ;

- orogenèse alpine.

Les types génétiques suivants sont représentés par :

- des filons hydrothermaux d'âge varisque, plus ou moins récents dans les massifs : Pyrénées, Alpes, Massif central, Massif armoricain, Vosges ;

- des amas de substitution dans les formations primaires notamment dans les Pyrénées (massif du Canigou principalement) ;

- des dépôts sédimentaires d'âge paléozoïque (surtout ordovicien et dévonien) du Massif armoricain, parfois métamorphisés ;

- des dépôts sédimentaires d'âge mésozoïque (surtout Toarcien et Aalénien) notamment en Lorraine (Minette) ;

- des gisements de minerais de fer résiduels attribués au Cénozoïque aux marges du Bassin parisien et du Bassin aquitain (sidérolithique du Périgord, Berry, Poitou, Touraine…), en Franche-Comté, en Lorraine et également dans les Ardennes, dans l'Eure, en Alsace, etc.

Seuls ces derniers gîtes de minerai de fer résultant de l'altération des roches préexistantes et de la sédimentation continentale, avec ou sans remaniement ultérieur, intéressent nos recherches.

LES MINERAIS DE FER RÉSIDUELS (GISEMENTS SUPERGÈNES)

CONCENTRATION DU FER DANS LES SOLS

Outre les minéraux riches en fer, de nombreux autres renferment du fer en faible proportion dans leur formule ou à l'état d'impureté. L'altération en milieu continental de ces minéraux a pour première conséquence une modification de leur structure et une libération du fer sous forme cationique, ou sous forme d'oxydes d'hydroxydes ou de complexes. Le résultat de l'altération dépend de trois facteurs principaux :

- la nature de la roche mère ;

- les conditions climatiques locales ;
- la qualité du drainage.

Au Jurassique, au Crétacé et pendant la plus grande partie de l'ère tertiaire, l'Europe a subi des climats comparables à ceux qui règnent actuellement dans la zone intertropicale. Les terres émergées ont pu ainsi à plusieurs reprises se couvrir d'altérites riches en fer. On sait que dans ces conditions, tandis que la silice et les minéraux les plus solubles, carbonates notamment, sont lessivés, la partie supérieure du sol s'enrichit en fer, sous forme de gœthite et d'hématite plus ou moins alumineuses qui se substituent aux minéraux d'origine tels que le quartz, la kaolinite ou la glauconie (Nahon *et al.*.,1979). Près de la surface du sol, peut se développer une croûte, voire une cuirasse ferrugineuse épaisse de quelques décimètres à quelques mètres, massive, pisolitique ou scoriacée.

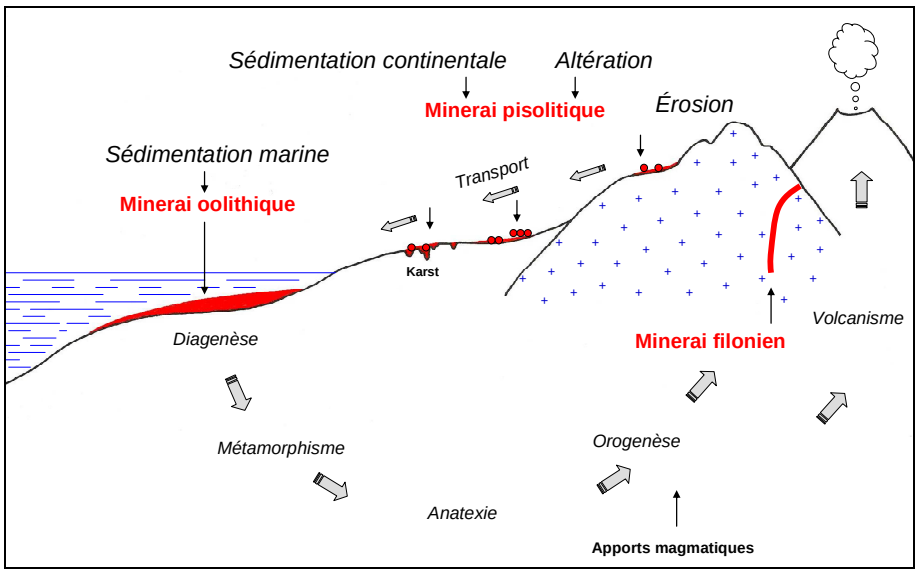


Fig. 1.05 : Cycle géochimique simplifié du fer- Seuls sont concernés dans le cadre de cette étude, les minerais résultant de l'altération et de la sédimentation continentales - (JPF modifié, 2011, *in* Rosenthal, 1990)

LESSIVAGE DU FER DES SOLS ET PROCESSUS DE REMANIEMENT

Le fer qui ne précipite pas dans le sol peut être facilement entraîné par lessivage sous forme d'ions ferreux ou de complexes. Après un transport sur des distances plus ou moins longues, il peut atteindre un milieu favorable à sa mobilisation sous forme d'oxyhydroxydes.

Au lessivage peut s'ajouter un remaniement plus poussé du sol si l'équilibre biostasique est rompu. Les matériaux argileux et les oxyhydroxydes sont alors transportés pour resédimenter dans des dépressions, vallons, bassins karstiques ou sous forme d'épandages à la surface des plateaux.

GÎTES DE MINERAIS DE FER RÉSIDUELS ET DE REMANIEMENT

Ces minerais ont fourni aux métallurgistes, depuis l'Antiquité jusqu'au XIXe siècle, des minerais assez riches, faciles à rechercher et à exploiter puisqu'ils sont souvent à la surface même du sol ou à très faible profondeur et dans une gangue tendre, que l'on éliminait sans peine.

Les formations continentales résiduelles à pisolites ou concrétions ferrugineuses sont à l'origine de plusieurs centaines de gîtes de minerai de fer mésozoïques, cénozoïques et plioquaternaires.

On n'y trouve qu'exceptionnellement des fossiles aptes à les dater et ils sont rarement situés dans des contextes stratigraphiques ou structuraux permettant de leur attribuer un âge relatif. Si l'on ajoute que depuis, ces altérites ont pu subir un ou plusieurs remaniements, on comprendra qu'il est difficile, voire impossible, de fixer un âge précis à bon nombre de ces gîtes.

CARACTÉRISATIONS DES FERRICRÈTES

Les indurations ferrugineuses présentent une grande monotonie sur le plan chimique et minéralogique, il n'en est pas de même pour les faciès qui présentent une variété considérable (Tardy, 1993). Ces organisations s'observent à toutes les échelles, depuis celle de la formation jusqu'à celle de la microscopie.

Cette extrême diversité des faciès témoigne de la diversité et de complexité des mécanismes (épigénie, concrétionnement, transport…). À la variété des mécanismes successifs mis en jeu s'ajoute celle des roches-mères à l'origine des profils d'altération.

5. LES TRAVAUX ANTÉRIEURS

Dispersées dans les temps géologiques, les cuirasses ferrugineuses le sont aussi dans l'espace. À l'échelle de la planète, des cuirasses ferrugineuses sont observables à des latitudes très variées et au fur et à mesure que l'on se rapproche des temps actuels, on constate qu'elles ne se trouvent bien développées actuellement que dans les zones tropicales (Benus, 1977). C'est ce qui explique, les très nombreuses études sur les latérites tropicales (Arsandaux, 1909 ; Beauvais, 1991 ; Borger *et al.*, 2001 ; Buffart, 1993 ; Delvigne, 1997 ; Grandin, 2007 ; Karpoff *et al.*, 1973 ; Nahon, 1976 ; Pédro, 1968 ; Tardy, 1993…).

En France, le XIXe siècle voit se développer la parution d'une série d'ouvrages se déclinant autour du thème des ressources géologiques, minéralogiques ou "minéralurgiques" pour nombre de départements dont : Allier, Boulanger, 1844 ; Ardennes, Sauvage & Buvignier, 1842 ; Aube, Leymerie, 1846 ; Cher et départements voisins, Grossouvre (de), 1886 ; Doubs, Résal, 1864 ; ancien département de la Meurthe, Braconnier, 1871 ; ancien département de la Moselle, Jacquot, 1849, 1854 ; Haute-Saône, Thirria, 1833) ; Vienne, Longuemar (de), 1870, 1872 ; Yonne, Leymerie & Raulin, 1858. Cet éclairage nous paraît extrêmement précieux : il souligne la pertinence des observations de ces érudits à l'aulne des connaissances scientifiques de l'époque et surtout il constitue un témoignage unique de descriptions de sites pour l'essentiel disparus ou définitivement inaccessibles (voir en annexes chapitre consacré aux auteurs anciens

Au cours des trente dernières années, les altérites et les formations dites sidérolithiques ont fait également l'objet de nombreuses thèses ou travaux de recherches (Archando, 1982 ; Billaud, 1982 ; Quesnel, 1997 ; Thiry, 1981 ; Ricordel, 2007, Rousset, 1967 ; Wyns, 2002 et 2003…). De même, si des études partielles et ponctuelles ont été réalisées sur les minerais de fer continentaux et karstiques du Bassin parisien et des régions annexes telle que la Franche-Comté (Gamez et Harmand *in* Liedkte, 2010 ; Jaillet, 2000 ; Morin, 1993 ; Marteau *et collab.*, 2004, 2005 ; Rosenthal, 1990, 1991 et 1993 ; Voisin, 1994, 1999. etc.), aucune comparaison, ni étude détaillée n'avaient été établies de manière globale. En 1973, N. Gourdon, dans une thèse consacrée à l'étude de quelques concentrations en oxydes de fer dans diverses formations continentales du Bassin aquitain, émettait le vœu qu'un travail synthétique comparable soit entrepris pour les bassins sédimentaires environnants… sans doute, pensait-elle au grand bassin sédimentaire voisin : celui de Paris ?

CHAPITRE 1. ÉTAT DE LA QUESTION

ALTÉRATION CONTINENTALE - KARST ET PALÉOKARST - RÉGIONS ÉTUDIÉES

Ce travail de recherche se décline autour de deux mots-clés fondamentaux : indurations ferrugineuses et karst :

- Les formations ferrugineuses en question, font partie des formations superficielles et sont le résultat d'une concentration géochimique continentale issue de l'altération. Ces formations sont l'héritage de processus géologiques, géochimiques, pédologiques, géomorphologiques, climatologiques et paléoclimatiques.

- ces formations héritées d'un paléo-environnement spécifique ne subsistent en Europe occidentale que sous forme de lambeaux de surface ou de reliques piégées et préservées à l'intérieur de karsts anciens ou paléokarsts.

En annexe, nous avons développé un chapitre relatif à l'interprétation de ces formations vue par les auteurs anciens (entre la fin du XVIIIe et le début du XXe siècle) et notamment leur perception des minerais piégés dans leur environnement karstique. Cette consultation évidemment, ne se fait pas sans réserve. Il convient en effet de conserver suffisamment de recul et d'esprit critique. La reprise d'informations doit se faire de manière objective en faisant la part de ce qui relève de l'observation, de l'anecdote, des errements scientifiques de l'époque ou au contraire ce qui constitue parfois une des étapes essentielles de l'histoire des Sciences de la terre (Rosenthal, 1994).

Le second volet de ce chapitre est celui du territoire dans sa dimension spatiale mais également dans son évolution, notamment continentale. Cette présentation a pour objet de situer le cadre géographique, géomorphologique et géologique de l'étude : le Bassin parisien et des régions limitrophes, en l'occurrence, la charnière comprise entre les Rifts bressan et rhénan avec le fossé de la Saône et ses plateaux annexes.

Les travaux récents

Au cours des trente dernières années, une dizaine de thèses (en géologie, en sciences de la terre ou en archéologie), ont apporté un nouvel éclairage sur diverses altérites et l'exploitation anthropique qui en a éventuellement résulté. Il s'agit de (tab.1.01) :

Auteurs	Date	Discipline	Région	Travaux
Archanjo J.-D.	1982	Géologie	Quercy blanc	Le Sidérolithique du Quercy Blanc (France) : Altérations polyphasées paléogènes sur roches sédimentaires - Essai de datation
Billaud Y.	1982	Géologie	Quercy	Les Paragenèses phosphatées du paléokarst des phosphorites du Quercy.
Gendon J.-L.	1981	Géologie	Vaucluse	Les paléokarsts de Coulon (Vaucluse, France) - Sédimentation et altération d'une série détritique siliceuse sur substratum carbonaté : karstification sous couverture, accumulation de gibbsite, paléosols.
Leroy M,	1993	Archéologie	Lorraine	La sidérurgie ancienne en Lorraine avant le haut-fourneau
Morin D.	1993	Archéologie	Franche-Comté	Les systèmes d'exploitation du minerai de fer sédimentaire en Franche-Comté (XVIe au XIXe siècle) - Archéologie, typologie, Dynamique des systèmes
Quesnel F.	1997	Sciences de la Terre	Ouest bassin de Paris	Cartographie numérique en géologie de surface - Application aux altérites à silex de l'ouest de Paris
Sornein J.-F.	1980	Géologie	Rhône et Pyrénées orientales	Altération supergène de minéralisations ferrifères : les chapeaux de fer du gisement de sidérite de Batère (Pyrénées Orientales) et du gisement de pyrite de Saint-Bel (Rhône).
Thiry M.	1981	Géologie	Bassin de Paris	Sédimentation continentale et altérations associées : calcitisations, ferruginisations et silicifications ; les argiles plastiques du Sparnacien du bassin de Paris

Tab. 1.01 : Tableau des thèses récentes, de diverses disciplines (Géologie, archéologie, Sciences de la terre), réalisées dans un environnement karstique avec remplissage latéritique – (JPF, 2011)

Dans le même laps de temps, une quinzaine de thèses de géomorphologie karstique ont été soutenues, en totalité ou partie, sur les karsts de France. Ce sont les suivantes (tab. 1.02) :

Auteurs	Date	Région ou domaine	Travaux
Audra P.	1994	Alpes	Karsts alpins : genèse des grands réseaux souterrains. Exemples : le Tennenbirge (Autriche), l'île de Crémieu, la Chartreuse et le Vercors (France).
Bruxelles L.	2001	Causse du Larzac	Dépôts et altérites des plateaux du Larzac central : Causses de l'Hospital et et de Campestre (Aveyron, Gard, Hérault) Évolution morphogénétiques, conséquences géologiques et implications pour l'aménagement
Campy M.	1982	Franche-Comté	Le Quaternaire Franc-Comtois, essai chronologique et paléoclimatique
Delannoy J.-J.	1997	Vercors et Andalousie	Recherches géomorphologiques sur les massifs karstiques du Vercors et de la transversale de Ronda (Andalousie) - Les apports morphogéniques du karst
Gamez P.	1992	Lorraine	Hydrologie et karstologie du bassin du Loison (Woëvre septentrionale, Lorraine)
Hoffmann F.	1998	Périgord	Les tufs et les travertins en Périgord Quercy, Étude de la dynamique passée et du fonctionnement actuel de dépôts carbonatés exokarstiques (géomorphologie, sédimentologie, hydrochimie, anthropisation)
Jaillet S.	2000	Barrois	Le Barrois et son karst couvert de bas-plateau
Le Fillatre V.	2001	Périgord et Quercy	Les dépôts dans le karst en Périgord-Quercy et leurs significations
Maire R.	1990	Haute montagne calcaire	La haute montagne calcaire : Karsts - Cavités - Remplissages - Quaternaire - Paléo-climats
Pellegrin J.-C.	1997	Lot-et-Garonne	Un exemple de cryptokarst en région tempérée : le karst de Casteljaloux - Géomorphologie et hydrochimie
Perette Y.	2000	Vercors	Étude de la structure interne des stalagmites - Contribution à la connaissance géographiques environnementales du Vercors (France) - Développement et approche multiparamètre des archives stalagmitiques
Rodet J.	1981	Normandie	Contribution à l'étude du karst de la craie : l'exemple normand et quelques comparaisons
Vanara N.	1998	Pyrénées occidentales	Le karst des Arbailles (Pyrénées occidentales, France) Contrôles tectonique, climatique, hydrogéologique et anthropique de la morphogenèse

Tab. 1.02 : Tableau des thèses récentes en géomorphologie karstique - (JPF, 2011)

Evidemment les recherches actuelles ne se limitent pas aux seules thèses et de nombreux articles (tab. 1.03) ont été publiés par les revues *Karstologia*, *Géologie de la France*, *Géomorphologie…*

Auteurs	Date	Région	Articles
Bienfait P.	1991	Jura	Éléments sur la karstification et l'évolution paléogéographique du Jura. Karstologia, n°17
Campy M.	1990		L'enregistrement du temps et du climat dans les remplissages karstiques. Karstologia Mémoires, n°2
Couvreur G.	1984	Westphalie	La mer de rochers (Fedenmeer) d'Hemer (Sauerland, Westphalie, Allemagne). Karstologia, n°4
Gendron J.-P.	1984	Alpes occidentales	Les paléokarsts des Alpes occidentales. *Karstologia* , n°4
Gourdon-Platel N.	1977	Bassin aquitain	Hypothèses sur la formation des dalles silico-ferrugineuses de la bordure Nord-Aquitaine. Revue de Géomorphologie dynamique, t. 36, n°2
Julian M. et **Nicod J.**	1984	Alpes occidentales	Les paléokarsts et paléo-géomorphologie néogènes des Alpes Occidentales et régions adjacentes. Karstologia, n°4
Lamotte M et **Rougerie G.**	1962		Les apports allochtones dans la genèse des cuirasses ferrugineuses. Revue de Géomorphologie dynamique, 13ème année, n°10-11-12
Nicod J.	1996	Europe	Karst et mines en France et en Europe : gîtes, grottes-mines et géotechnique. Karstologia, n°27
Nicod J.	2002		Karsts, paléo-géomorphologies, paléo-environnements - Panorama des recherches récentes en France (1992-2001). Géomorphologie, n°3
Renault P.	1990		Réflexions sur la notion de remplissage karstiques. Karstologia Mémoires, n°2

Tab. 1.03 : Tableau des articles récents dans les domaines de la karstologie et des ferricrètes – (JPF, 2011)

De même, des ouvrages récents font le point sur les dernières avancées sur la compréhension des phénomènes d'altération, la géochimie et les méthodes d'études (tab. 1.04) :

Auteurs	Date	Thèmes
Campy M. et **Macaire J.-J.**	2003	Géologie de surface - Érosion, transfert et stockage dans les environnements continentaux
Dewolf Y. et **Bourrié G.**	2007	Les formations superficielles - Genèse, typologie, classification, paysages et environnements, ressources et risques
Grandin G.	2007	Les cuirasses latéritiques - aluminisitation et ferruginisation in Dewolf Y et Bourrié G. coord. - Les formations superficielles - Genèse, typologie, classification, paysages et environnements, ressources et risques).
Miskowsky J.-C.	2007	Méthodes d'études des formations superficielles en laboratoire in DEWOLF Y et BOURRIÉ G. coord. - Les formations superficielles - Genèse, typologie, classification, paysages et environnements, ressources et risques)
Ricordel C.	2007	Datations par paléomagnétisme des paléoaltérations du Massif Central et de ses bordures : implications géodynamiques
Salomon J.-N.	2007	Distribution des formations superficielles dans les paysages karstiques in Dewolf Y. et Bourrié G. coord. - Les formations superficielles - Genèse, typologie, classification, paysages et environnements, ressources et risques
Tardy Y.	1993	Pétrologie des latérites et des sols tropicaux
Tardy Y. et **Roquin C**	1998	Dérive des continents, paléoclimats et altérations tropicales

Tab. 1.04 : Tableau des ouvrages récents dans les domaines de la géologie de surface et des latérites – (JPF, 2011)

Dans les pages qui suivent, il est donc proposé de faire le point des connaissances actuelles en suivant le canevas suivant :

1) L'altération continentale

- Des formations superficielles aux ferricrètes – Classifications et genèses.
- Faciès, chimie, minéralogie et itinéraires géochimiques des ferricrètes.
- Âge et distribution des ferricrètes.
- Le faciès sidérolithique du Crétacé et de l'Éocène.

2) Le karst et paléokarst

- Les orientations des recherches sur le karst.
- Les paléokarsts
- Distribution des formations superficielles dans les paysages karstiques.
- Gîtologie des pièges karstiques.

1.1 L'ALTÉRATION CONTINENTALE

1.1.1 DES FORMATIONS SUPERFICIELLES AUX FERRICRÈTES (classifications et genèses)

1.1.1.1 L'ALTÉRATION CHIMIQUE

Le développement des altérations est inégal au cours de l'histoire géologique. Le déplacement des masses continentales et les modifications de la composition de l'atmosphère ont entraîné des changements climatiques qui ont eux-mêmes conduit à des altérations différenciées (Jebrak & Marcoux, 2007).

Le climat terrestre varie dans l'espace et dans le temps. Dans l'espace, la Terre montre aujourd'hui une zonation des climats depuis les pôles jusqu'à l'équateur, avec de fortes variations de la pluviométrie, de la température et de l'évaporation, et donc de fortes variations de la nature et de l'intensité des altérations de surface. Dans le temps, l'atmosphère a connu des changements importants de composition et de dynamique (fig. 1.06, Berner, 2004, cité par Jébrak et Marcoux, 2007). Ces variations conditionnent la formation, la localisation et la préservation des gîtes liés au climat, dont font partie les ferricrètes. Le concept de contrôle climatique de l'altération, résultant de l'observation de la répartition des types de sols et des types d'altération à la surface du globe, a été synthétisé sous forme d'un schéma de zonation des sols et des altérites en fonction de la latitude (fig. 1.02).

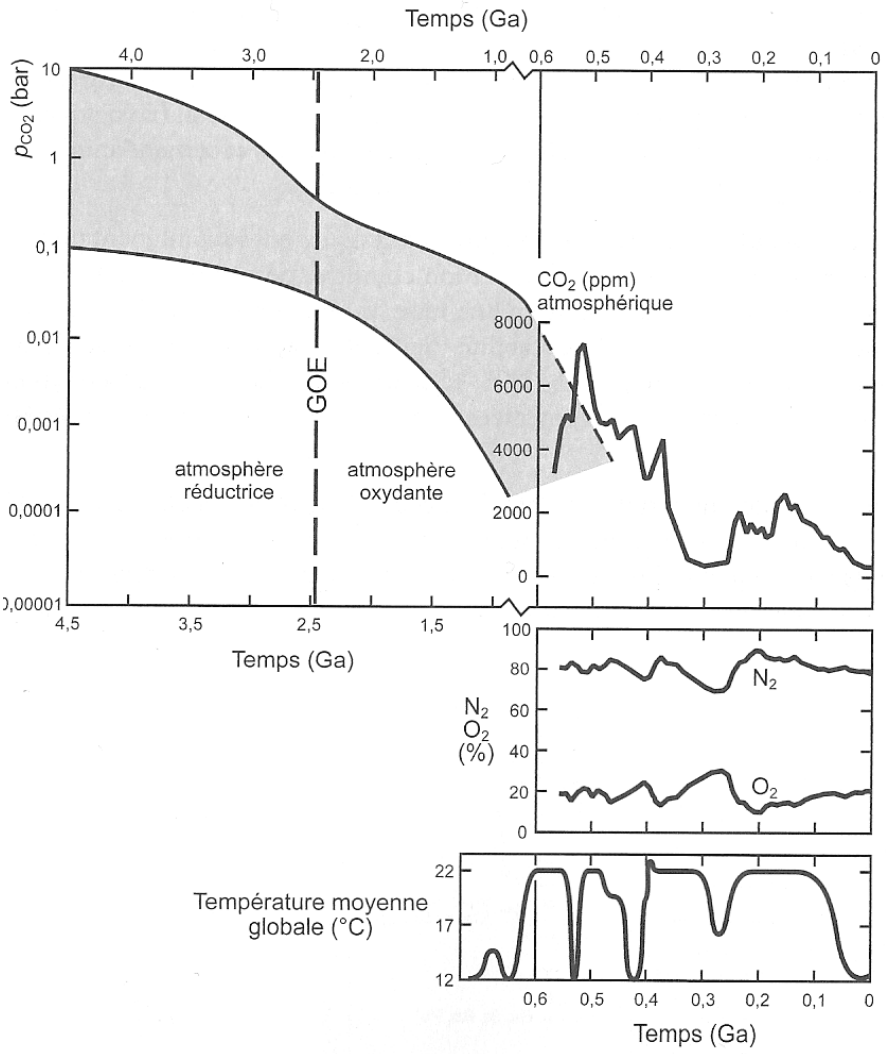


Fig. 1.06 : Évolution de la teneur en CO_2 depuis la Précambrien - (d'après Berner, cité par Jébrak et Marcoux, 2007)

1.1.1.2 CLASSIFICATION DES ALTÉRITES

Les altérites peuvent être classées en deux groupes (Campy & Macaire, 2003) :

- *les altérites à forte recristallisation*. Elles sont caractérisées par la précipitation massive de substances dissoutes pour des raisons diverses (climatique, hydrologique, topographique, biologique...). Ces altérites, dominées par un composant chimique (fer, carbonate, silice...), sont cohérentes et limitent l'érosion mécanique. Elles comprennent (Meyer, 1987) : les concrétions et croûtes calcaires ou calcrètes, les concrétions et croûtes siliceuses ou silcrètes et les croûtes ferrugineuses latéritiques et leurs horizons typiques comme les cuirasses ou carapaces ferrugineuses (ferricrètes) ;

- les altérites à faible recristallisation (citées pour mémoire). Elles résultent de l'évacuation hors du profil de la majeure partie de la matière dissoute sous des climats peu altérants (tempérés à frais) et à saisons à humidité peu contrastée.

Les croûtes ferrugineuses latéritiques ou ferricrètes

Le profil latéritique

Selon Campy & Macaire (2003), dans les régions à climat tropical (précipitations annuelles ≅ 1 500 mm et températures moyennes 28-30°C) à saisons contrastées (longue saison sèche), l'altération très poussée des roches conduit à la formation d'un matériau complexe, induré et de couleur rouge à sa partie supérieure, pauvre chimiquement et minéralogiquement, et épais de plusieurs dizaines de mètres : la latérite (du latin *later* = brique). La latérite couvre environ 32 % de la surface terrestre, essentiellement dans la zone intertropicale où domine actuellement l'altération de type monosiallitique à ferrallitique (Pédro, 1968). L'induration provient de la recristallisation des oxydes et hydroxydes de Fe et Al.

Un profil type comprend les horizons suivants, de bas en haut (fig. 1.07) :

- la roche-mère ou roche saine : elle peut être de toute nature, plutonique, volcanique, métamorphique ou sédimentaire ;

- la zone de lessivage où les altérites ont conservé partiellement les structures de la roche mère. Cette zone se compose, à la base, d'une arène constituée de saprolite grossière laquelle est surmontée de la lithomarge composée de saprolite fine. Cette lithomarge est très épaisse (plusieurs dizaines de m), plastique, massive, blanchâtre, rosâtre à brun jaunâtre (« pain d'épice ») et homogène ;

- la zone d'accumulation comprenant successivement :

  - l'horizon tacheté : sablo-argileux et épais de quelques m, il présente des taches décolorées blanchâtres dans les zones plus sableuses, rubéfiées avec un début d'induration dans les zones plus argileuses ;

  - la carapace : c'est un horizon épais de 1 ou 2 m, de transition entre l'horizon tacheté et la cuirasse sus-jacente, surtout marqué par une induration plus prononcée (nodules) des zones rubéfiées ;

  - la cuirasse ferrugineuse : elle est constituée d'un matériau rubéfié très induré, épais (jusqu'à 10 m) et de faciès varié (massif, nodulaire, pisolitique, conglomératique, vésiculaire...) ;

  - l'horizon de démantèlement : la cuirasse se désagrège en un matériau meuble, sablo-graveleux et peu épais (quelques dm).

Pour Wyns (2010), un profil latéritique (fig. 1.08) est un profil d'altération soustractive, caractérisé par :

- une hydrolyse des minéraux, les plus fragiles sous l'action de l'eau météorique ;

- le lessivage des éléments chimiques les plus solubles extraits des minéraux hydrolysés (K, Na, Mg, Ca), qui sont exportés vers l'aval du paysage ;

- la recombinaison sur place des éléments les moins solubles (Al, Fe, Si) sous forme de nouveaux minéraux, pour l'essentiel des argiles, des oxydes et des hydroxydes ;

- une action du lessivage, du haut vers le bas, entraînant une évolution plus prononcée de la partie haute du profil où se concentrent les éléments chimiques les moins solubles, fer et aluminium.

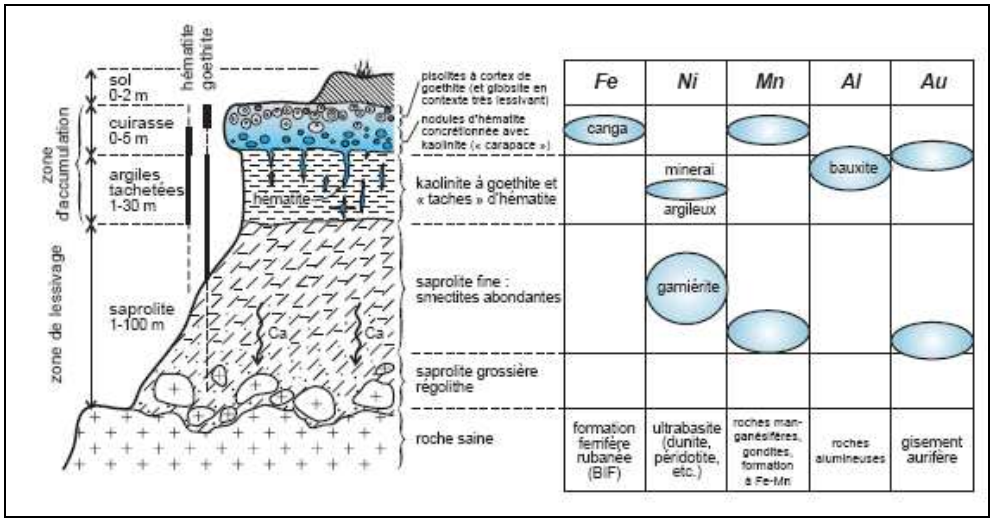


Fig. 1.07 : Coupe-type d'un profil latéritique avec positions des gisements supergènes (Jébrak et Marcoux, 2008)

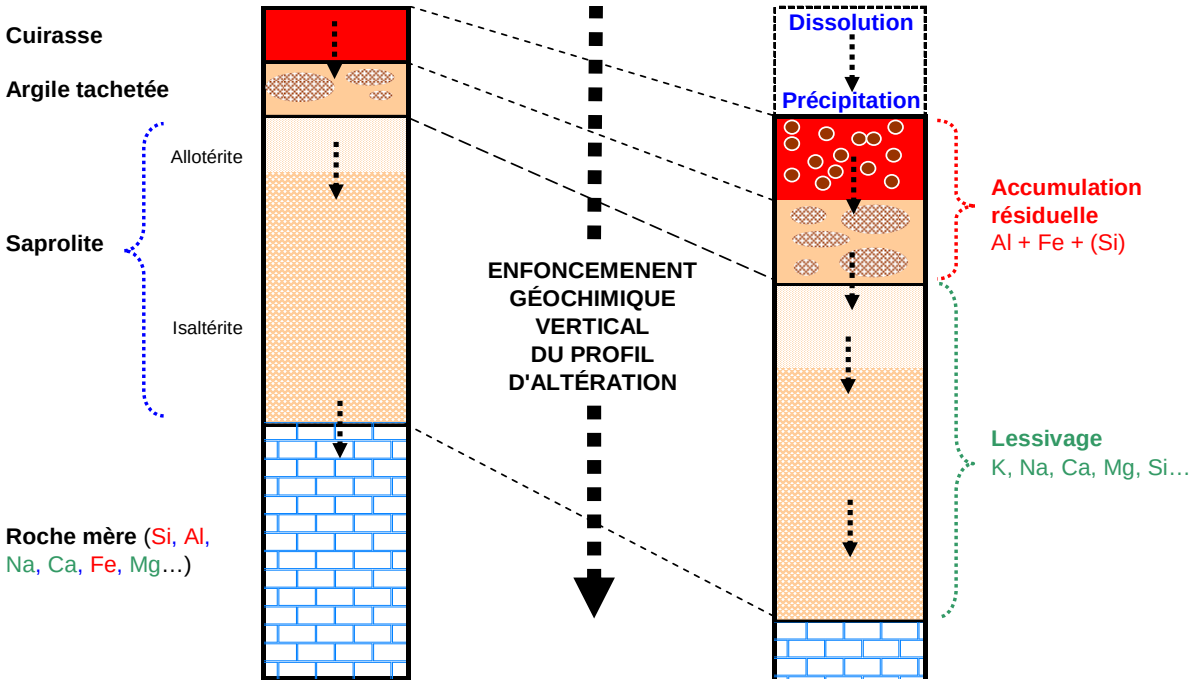


Fig. 1.08 : Typologie générale d'un profil latéritique - (d'après Wyns, 2010)

Genèse et évolution (Wyns, 2010)

La partie inférieure de la saprolite, gorgée d'eau en toutes saisons, la gœthite (hydroxyde de fer) reste stable. Au dessus de la surface piézométrique des plus hautes eaux, il y a une zone à déficit chronique en eau, appelée « creux hydrique » (fig. 1.09). Dans cette zone située dans la partie supérieure du profil, la gœthite se déshydrate et recristallise en hématite massive, de teinte rouge brique, formant la cuirasse ferrugineuse qui couronne les profils latéritiques.

Pendant les saisons humides, l'eau en pénétrant dans la cuirasse réhydrate en partie l'hématite qui la constitue, laquelle recristallise en limonite (Fe_2O_3, $3H_2O$) de couleur jaune soufre, un hydroxyde de fer à très faible cristallinité, ayant un aspect généralement poudreux. Dans les régions à forte pluviosité saisonnière, la cuirasse massive, hématitique, est donc généralement recouverte d'une couche meuble de teinte jaune, formée d'un mélange de limonite et de kaolinite : le latosol.

Il faut comprendre le fonctionnement des profils d'altération comme un ensemble de fronts physiques, minéralogiques et chimiques, qui se déplacent du haut vers le bas à des vitesses variables. Le front d'hématitisation, lié à l'existence du creux hydrique, marque la formation de la cuirasse par sa base. Le front de réhydratation de la cuirasse en limonite correspond à sa destruction par le haut.

Si le climat devient excessivement humide, le front de réhydratation de la cuirasse peut se déplacer plus vite que le front d'hématitisation : l'épaisseur de la cuirasse diminue, pouvant amener à sa destruction.

Généralement on observe dans un latosol des nodules de taille variable (du cm au dm) d'hématite entourée d'une gangue de gœthite : il s'agit des restes de la cuirasse protégés de la limonitisation par une gangue de gœthite imperméable. Ces nodules constituent le Fer fort présent en Lorraine, mais qui a été exploité depuis l'Antiquité dans toute la France.

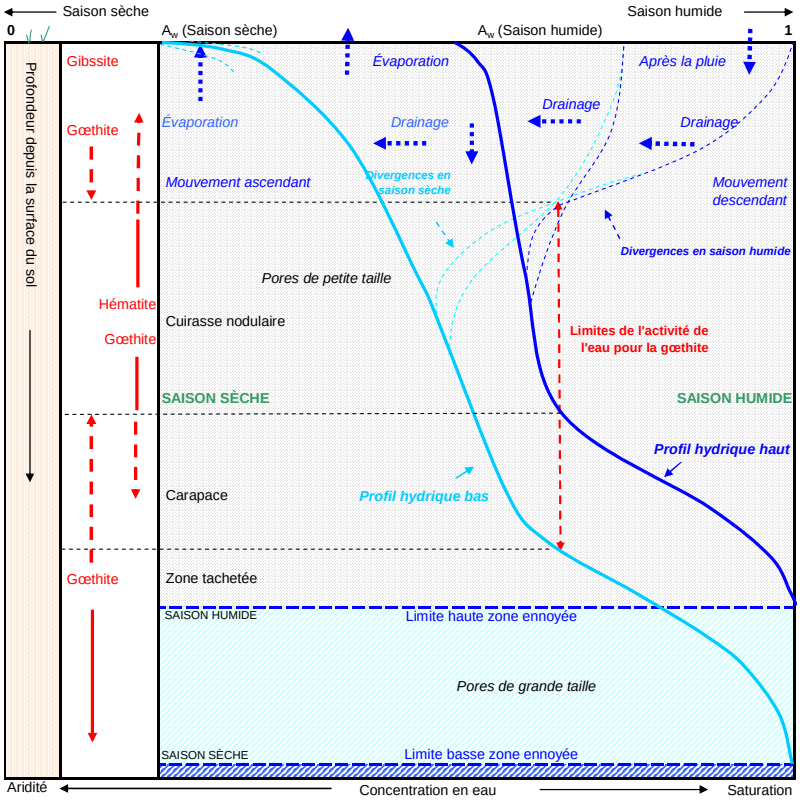


Fig. 1.09 : Creux hydrique dans un profil latéritique aboutissant à la formation d'une cuirasse ferrugineuse hématitique – Ce graphique montre la corrélation existant entre l'activité de l'eau et le degré hygrométrique relatif au climat caractérisé par l'alternance bien différenciée de saisons sèches et humides - (Traduit et adapté JPF, d'après Tardy et Roquin, 1998).

1.1.1.3 LES CONTRÔLES DE L'ALTÉRATION (Wyns, 2010) (Grandin, 2008)

Nous avons l'habitude de considérer l'altération latéritique comme liée exclusivement aux ceintures climatiques chaudes et humides telles que nous les connaissons (zone intertropicale actuelle). Or les données paléomagnétiques permettent de montrer que de très nombreux profils latéritiques à travers le monde se sont formés à des latitudes moyennes et hautes.

Les données isotopiques et les reconstitutions climatiques à partir de la palynoflore montrent en effet que les conditions permettant l'altération latéritique (T° = 18 à 20°C, précipitations = ou > 1 m) prévalaient jusqu'à la latitude actuelle du Danemark au moins, avant que se développent, à partir du Miocène, les calottes glaciaires au voisinage des pôles, celles-ci ayant pour effet de resserrer les ceintures climatiques vers l'Equateur.

Grandin (*Ibid*) fait observer que le climat d'une région donnée dépend en effet des déplacements relatifs à la surface du globe des pôles et des continents dont la lente dérive peut porter des cuirasses anciennes à des latitudes où elles n'auraient pas pris naissance. Mais surtout il dépend de l'extension des zones chaudes par rapport aux zones froides, des zones humides par rapport aux zones sèches. Cette extension varie à certaines époques de façon rapide et ample. Elle se stabilise à d'autres, notamment lors de périodes tectoniquement calmes, avec des climats de type tropical dans un large intervalle de latitude.

En Europe, on trouve des conditions climatiques de caractère tropical au Crétacé supérieur et à l'Éocène (fig. 1.10).

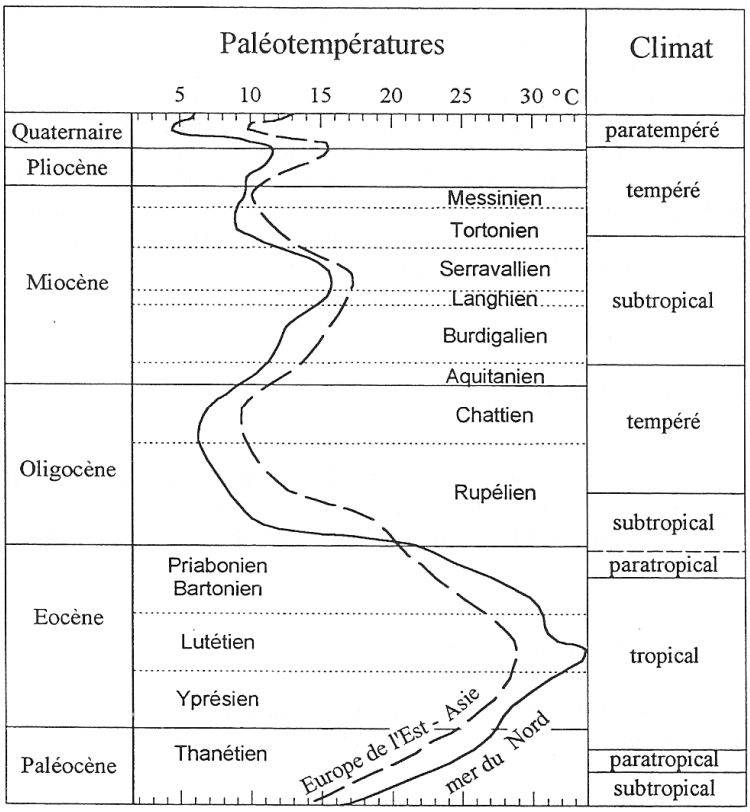


Fig. 1.10 : Évolution des climats en Europe occidentale - (d'après Tardy & Roquin, 1998).

L'influence déterminante des paléoclimats sur les processus d'altération, suscite de la part de plusieurs auteurs des réserves. Ainsi, selon Thiry M. *et al.* (2005), le rôle de l'atmosphère sur le développement des puissantes altérations kaoliniques et gibbsitiques du Crétacé mérite d'être discuté.

Reprenant Schmitt (1999) qui donne un exemple frappant du rôle de la composition de l'atmosphère par modélisation de profils formés respectivement sous environnement actuel et avec une atmosphère enrichie en CO_2. Il montre qu'un profil à kaolinite est obtenu trois fois plus vite (c'est-à-dire avec trois fois moins de pluviosité) quand la teneur en CO_2 de l'atmosphère est multipliée par 10, comme le prédit pour le Crétacé inférieur, le modèle de Berner (2004).

Toujours selon Thiry M. *et al.* (2005), dans cette hypothèse, les profils s'approfondiraient trois fois plus vite que sous les conditions atmosphériques actuelles. L'abondance de CO_2 accélère fortement la formation des profils kaoliniques profonds, sans avoir recours à des durées d'altération aussi longues ni des climats aussi chauds et humides qu'on le pensait précédemment. Ceci indiquerait pourquoi les profils kaoliniques ont été répandus pendant le Crétacé, même en dehors des latitudes tropicales, et sous des climats plus tempérés et moins humides que sur la terre actuelle.

La prise en compte de ces données et de celles liées au contexte hydrogéologique de fonctionnement des profils d'altération permet de montrer que les déformations verticales de la lithosphère jouent un rôle prépondérant dans la répartition des types d'altération.

Ainsi, pour qu'un profil d'altération soustractive puisse se développer, il faut que l'eau d'infiltration s'évacue après avoir lessivé les éléments solubles, c'est-à-dire qu'elle soit toujours sous-saturée vis-à-vis des éléments chimiques présents dans la roche : il est donc nécessaire qu'il y ait un gradient hydraulique régional. Ceci revient à dire que l'altération soustractive ne peut se développer que dans les zones hautes du paysage, mais suffisamment plates cependant pour permettre à l'eau de s'infiltrer plutôt que de ruisseler. De telles conditions sont réunies sur les antiformes lithosphériques liées par exemple aux épaulements de rift, au flambage dans l'avant-pays des zones d'affrontement entre plaques, ou encore dans les zones de dômes thermiques (fig. 1.11).

Dans le cas des altérations additives (silcrètes, calcrètes....), caractérisées par un apport net de matière par les eaux, il y a un processus de concentration des éléments dissous dans l'eau par évapotranspiration, car la surface piézométrique est au voisinage de la surface du sol ; lorsque la concentration maximale d'un élément est atteinte, cet élément précipite dans la zone soumise à évaporation, c'est-à-dire dans les premiers mètres sous la surface du sol. Ces altérations additives se font toujours dans des dépressions lithosphériques, de type plus ou moins endoréique, où convergent les eaux issues des hauteurs soumises à l'altération soustractive et où, de ce fait le niveau de la nappe se trouve à faible profondeur.

Si maintenant, on examine, en un même lieu, les mouvements verticaux de la lithosphère (chaque phase s'étendant sur plusieurs dizaines de millions d'années, c'est-à-dire la durée d'une phase tectonique) :

1) Lorsque la lithosphère monte, une masse continentale émerge, puis après une phase de nivellement par érosion, le bombement lithosphérique est soumis à l'altération soustractive. L'amplitude du soulèvement lithosphérique peut atteindre jusqu'à 1 à 3 km.

2) Lorsque la lithosphère redescend, le profil d'altération soustractive s'engorge, la surface piézométrique remonte près du sol, l'altération soustractive est stoppée car l'eau n'est plus évacuée. Puis, par évapotranspiration, les éléments chimiques présents dans l'eau précipitent dans l'ordre inverse de leur solubilité. Le premier élément à précipiter est la silice qui va former les silcrètes (exemple régional des galets de Pierre de Stonne en Ardenne-Lorraine). Ensuite précipitent les carbonates, puis éventuellement les sulfates, etc.

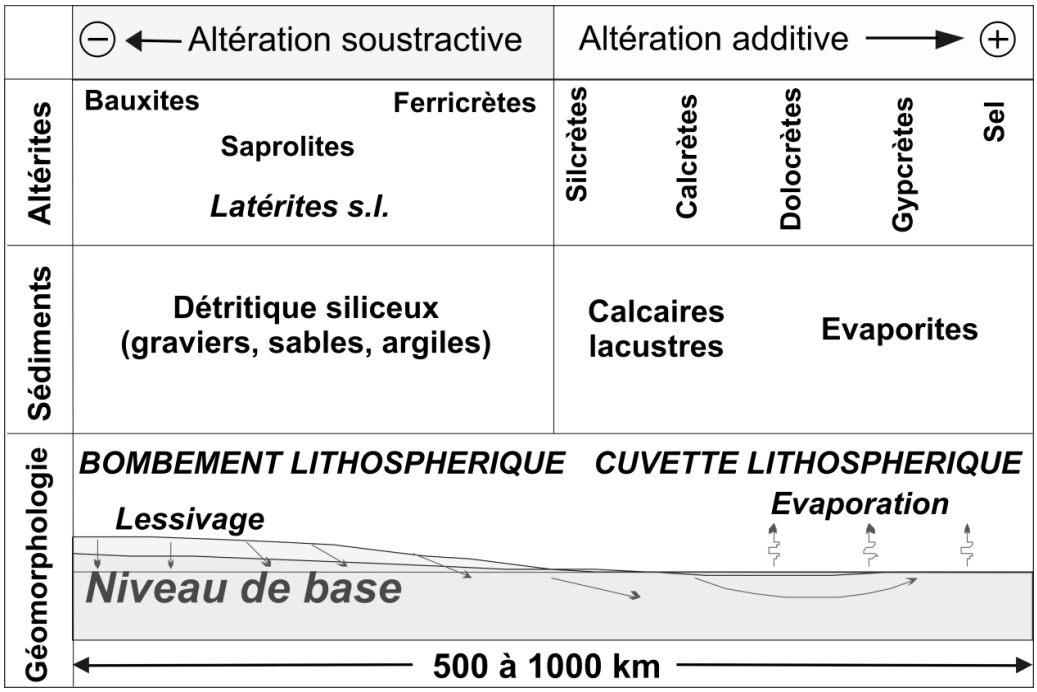


Fig. 1.11 : Typologie des altérites en relation avec les déformations de la lithosphère - (Wyns, 2010)

1.1.2 LA VARIETE DES FACIÈS, LES ASSOCIATIONS MINÉRALE ET CHIMIQUE FONDAMENTALES, LES ITINERAIRES GÉOCHIMIQUES DES CUIRASSES FERRUGINEUSES

1.1.2.1 LA VARIÉTÉ DES FACIÈS

La variété des faciès est considérable dans une même cuirasse et *a fortiori* dans les cuirasses de diverses surfaces d'aplanissement. Tardy (1993) en a établi la classification suivante (tab. 1.05) :

Forme, taille, individualité		Sans cerne	avec frange de kaolinite	avec cortex de gœthite
Formes	Sphéroïdale de taille centimétrique	**nodule simple**	**granule**	**pisolite**
	de très petite taille, millimétrique	**micronodule**	**microgranule**	**micropisolite**
	à bords diffus	**subnodule**	**-**	**-**
	chagrinée	**paranodule**	**paragranule**	**parapisolite**
Ensembles	Coalescents ou anastomosés	**métanodule**	**protogranulaire**	**protopisolite**
	peu nombreux (faible densité)	**oligonodulaire**	**oligogranulaire**	**oligopisolite**
	très nombreux (forte densité)	**multinodulaire**	**multigranulaire**	**multipisolite**

Tab. 1.05 : Classification de structures nodulaires, granulaires ou pisolitiques - (d'après Tardy, 1993)

Ces organisations différentes s'observent à toutes les échelles, depuis celle de la formation jusqu'à celle du microscope électronique. Cette diversité de faciès témoigne de la complexité et de la diversité des mécanismes (épigénie, concrétionnement, dissolution, transport…). À la variété des mécanismes successifs mis en jeu s'ajoute celle des roches mères des profils d'altération.

Le phénomène du cuirassement se résout en deux mécanismes essentiels, liés l'un à l'autre : l'un est la dégradation, l'autre est l'agradation :

- Les mécanismes de dégradation sont ceux qui œuvrent à la destruction ou au démantèlement des cuirasses.
- Les mécanismes d'agradation sont ceux qui contribuent à leur construction.

Dégradation et agradation s'apprécient par rapport aux vides (ou aux parois des vides), par rapport au fond matriciel ou par rapport aux glébules qui constituent les cuirasses ferrugineuses.

Il importe que l'on ne puisse pas confondre par le même mot nodule, trop généralement employé, des glébules d'agradation et des glébules de dégradation. C'est la présence ou l'absence d'un cortex ou d'une frange de transformation qui permet de différencier les mécanismes (Tardy, 1993, fig. 1.12).

- Les nodules sont des figures d'agradation dans la séquence est :
  - Tache ➔ sub-nodule ➔ nodule ➔ métanodule
- Ils sont transformés dans la séquence de dégradation par hydratation :
  - Nodule ➔ protopisolite ➔ pisolite

Le terme concrétion est utilisé fréquemment par les anciens auteurs (Jacquot, 1849 ; Gardet et Moulinet, 1932 ; Hottenger, 1923) pour désigner des glébules à cernes concentriques du Fer fort. Même s'il existe des glébules d'incrustation à cernes concentriques, formés par un mécanisme d'agradation, apparenté au concrétionnement, il apparaît que les pisolites, à cortex concentrique de gœthite, sont, bien qu'indurées, des figures de dégradation.

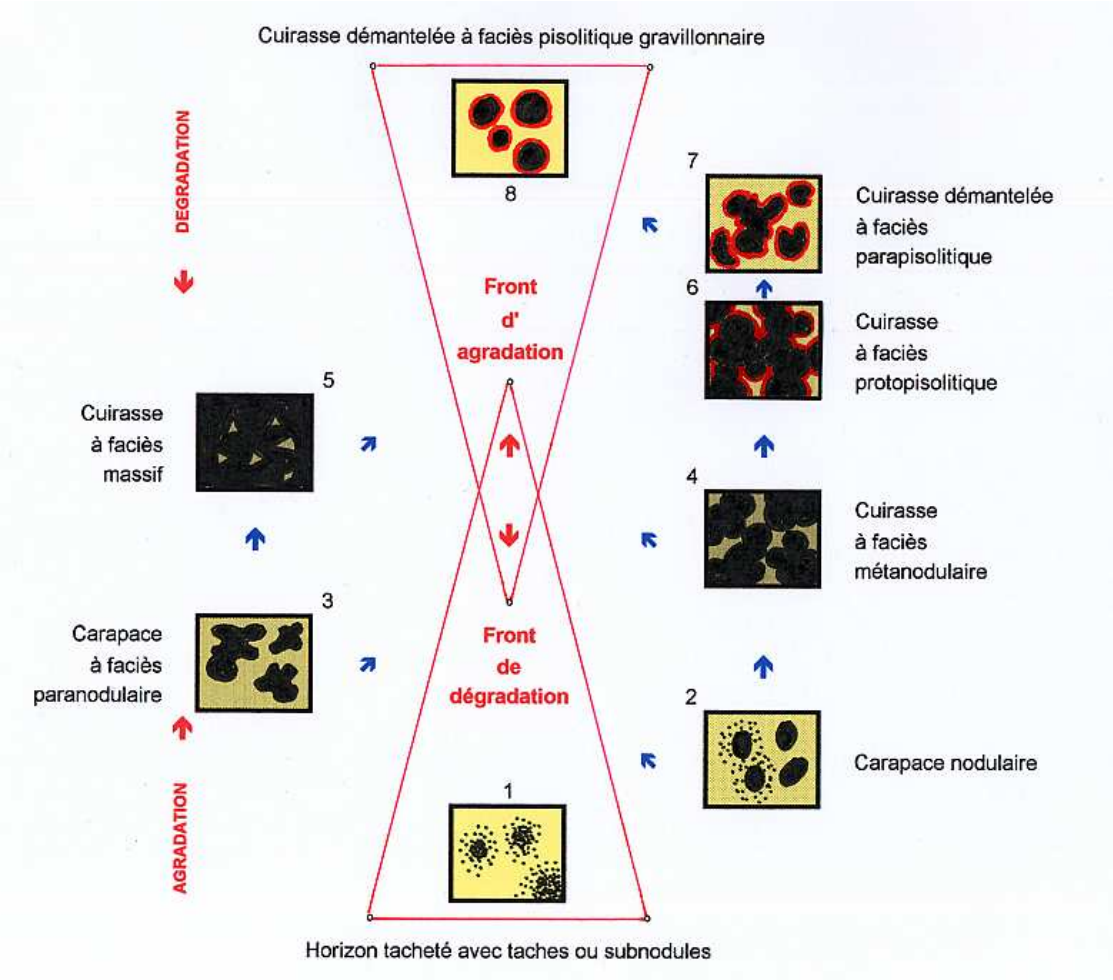


Fig. 1.12 : Schéma de télescopage des faciès nodulaires et pisolitiques dans une cuirasse ferrugineuse en cours d'évolution – Le processus s'opère par dégradation vers le haut et aggradation vers le bas - (d'après Tardy, 1993)

1.1.2.2 L'ASSOCIATION MINÉRALE

Par contre à la complexité des faciès s'oppose une simplicité de l'association minéralogique (Besnus, 1977). Les cuirasses ferrugineuses comportent deux familles de minéraux :

1) La première est celle héritée de la roche mère. Ce sont ceux qui résistent le mieux à l'altération. Cette première famille se réduit pour la majorité des cuirasses : aux quartz, souvent corrodés et fragmentés ; ainsi qu'à quelques minéraux lourds peu solubles. Variable avec les conditions locales (roche mère, degré d'altération), cette première famille contribue à la diversité des cuirasses.

2) La seconde famille est celle des minéraux secondaires qui se sont formés au cours de l'altération des roches mères, puis du cuirassement. Elle se compose de quatre minéraux principaux, toujours les mêmes quel que soit le faciès et qui constituent l'association minérale des cuirasses. Ce sont : deux sesquioxydes de fer : gœthite et hématite ainsi que deux minéraux alumineux : kaolinite et gibbsite.

À ces minéraux dominants peuvent s'ajouter des minéraux accessoires. On trouve de manière fréquente : les minéraux du manganèse et du titane ; et plus rarement rencontrés : la bœhmite, le diaspore, la lépidocrocite, la maghémite.

Parmi les quatre constituants de l'association minérale fondamentale, les minéraux ferrugineux sont généralement les plus abondants et la gibbsite la plus accessoire, voire absente. Il se peut, toutefois, que la gibbsite soit abondante et prenne le pas sur les minéraux ferrugineux. Dans ce cas, la cuirasse est dite bauxitique.

Les minéraux du fer

Dans les roches de la croûte terrestre, le réservoir de fer est essentiellement silicaté. Le fer libéré par l'altération précipite à nouveau en milieu oxydant ou moyennement réducteur essentiellement sous forme d'oxydes *sensu lato* (c'est-à-dire oxydes, oxyhydroxydes, hydroxydes et oxydes mixtes) ou sous forme de carbonate ferreux (sidérite) ou de sulfures (marcassite, pyrite), en milieu réducteur.

Une petite partie du fer reste néanmoins silicatée dans les argiles néoformées ou transformées. Dans la diagenèse, le fer se silicate à nouveau en retour par agradation des argiles, avec réduction de Fe^{3+} en Fe^{2+}.

Les oxydes de fer *sensu lato* forment le plus souvent des particules de très petite taille, de l'ordre de 10 à 500 nm de diamètre, ce qui leur confère une surface spécifique très élevée et leur permet d'interagir avec les argiles.

Les principaux types d'oxydes de fer *sensu lato* rencontrés dans les sols sont représentés par les familles de minéraux décrits dans le tab. 1.06.

Le réseau cristallin de nombreux oxydes de fer *s.l.* autorise la substitution du fer par un métal ; le nombre de métaux ayant des affinités avec le fer est élevé et les taux de substitution sont souvent non négligeables. En milieu oxydant, les formes stables sont principalement la gœthite, la lépidocrocite et l'hématite. En conditions réductrices, les oxydes de fer *s.l.* sont réduits et le fer passe en solution. Il a alors les propriétés d'un alcalino-terreux, son hydroxyde est très soluble et ne se forme pas.

Les minéraux argileux

Les minéraux argileux, silicates à structure en feuillets (phyllosilicates) abondants sont riches d'enseignement sur les milieux superficiels. Ces minéraux comprennent deux groupes principaux (Campy & Macaire, 2003) :

- les phyllosilicates de type 2/1, dans lesquels chaque feuillet renferme deux couches de Si tétraédriques pour une couche de Al octaédrique : illite, vermiculite, intergrade Al (transition vermiculite-chlorite), argiles gonflantes (smectites), dans l'ordre décroissant de la charge négative des feuillets ;

- les phyllosilicates de type 1/1, à une couche de Si pour une couche de Al dans chaque feuillet (kaolinite, halloysite).

Pour Wyns (2010), les minéraux argileux constituent avec le fer libéré, les phases restantes. Cette phase argileuse, qui dans les formations parentes est constituée principalement de smectites (formule de la montmorillonite : $(Na,Ca)_{0.33}(Al,Mg)_2Si_4O_{10}(OH)_2$, nH_2O) , se dégrade peu à peu à son tour par lessivage de ses cations solubles, pour aboutir à la kaolinite : $Al_2Si_2O_5(OH)_4$. L'argile d'altération résultant du lessivage de ces roches carbonatées constitue la saprolite : elle est formée d'un mélange d'argiles (smectites plus ou moins dégradées à la base, évoluant vers des kaolinites dans la partie supérieure du profil) et d'hydroxydes de fer, auxquels peuvent s'adjoindre quartz et silex non complètement dissous lorsque la roche parente en contient.

Famille	Minéraux	Formule brute	Couleur	Réseau de Bravais	Echelle de Mohs	Densité	Observations
Oxydes	**Hématite**	$\alpha Fe^{III}_2 O_3^2$	Rouge clair à rouge foncé	Rhomboédrique	5,5 - 6,5	4,9 - 5,3	*Syn*. Oligiste
	Magnétite	$Fe^{II}Fe^{III}_2 O_4$	Brun à noir	Octaédrique	6	5,2	Ferrimagnétique
	Maghémite	$\gamma Fe^{III}_2 O_3^2$	Rouge clair à rouge foncé	Rhomboédrique	5,5 - 6,5	4,9 - 5,3	
Hydroxydes	**Gœthite**	$\alpha Fe^{III}O$ OH	Noir, brun, jaunâtre	Othorombique	5 - 5,5	3,3 - 4,4	
	Limonite	FeO OH, nH_2O	Brun à noir		5 - 5,5	2,7 - 43	*Syn*. Hématite brune
	Lépidocrocite	$\gamma Fe^{III}O$ OH	Rouge foncé, brun-rouge, brun-noir	Othorombique	5	4	Néant
Sulfures	**Pyrite**	$Fe S_2$	Doré, pâle, terne	cubique	6 - 6,5	4,95 - 5,10	Magnétique à chaud
	Marcassite	$Fe S_2$	Jaune de bronze pâle	Orthorombique	6 - 6,5	4,8 - 4,9	Magnétique à chaud
Carbonates	**Sidérite**	$Fe CO_3$	Marron, brun, gris	Rhomboédrique	3,5 - 4,5	3,7 - 3,9	*Syn*. Sidérose

Tab. 1.06 : Différents minéraux du fer *s.l.* - (Pédro *dir.*, 2007, complété JPF)

1.1.2.3 L'ASSOCIATION CHIMIQUE

Comme l'association minéralogique, l'association chimique est également simple (Besnus, 2007). Sauf cas particuliers, elle est caractérisée par : trois éléments dominants : Fe, Si et Al ; deux éléments mineurs : Mn et Ti ; ainsi qu'une grande pauvreté des éléments alcalins et alcalino-terreux (Na, K…).

Ainsi les cuirasses ferrugineuses forment un ensemble qui n'est pas aussi disparate que le laisse supposer la grande variété des âges, des sites et des faciès. Une cohésion existe entre elles, due à la constante et à l'originalité de leur système chimique, à trois éléments (Fe, Si et Al) et minéralogique à sept minéraux (fer, aluminium, silicium, gœthite, hématite, gibbsite, kaolinite).

1.1.2.4 LES ITINÉRAIRES GÉOCHIMIQUES

Les études récentes (Besnus, 1977 ; Beauvais, 1991) montrent qu'un grand nombre d'éléments s'accumulent avec le fer et atteignent une teneur maximale, puis s'appauvrissent alors que le fer continue à se concentrer. Les teneurs en fer correspondant à ces maxima varient d'un élément à l'autre. On peut dire que ces éléments accompagnent le fer jusqu'à une certaine concentration de celui-ci, puis le quittent. C'est là, semble-t-il, un caractère géochimique spécifique du mode d'accumulation du fer qu'est le cuirassement sous climats à caractère tropical. L'ordre dans lequel les éléments quittent le fer, après s'être accumulés en même temps, est le suivant :

-Pb Mn-Ba-Co Al-Ni-Ga Ti-Cr V Cu-(Zn)

Commentaire : Les éléments surlignés sont ceux dosés dans l'analyse des 11 éléments majeurs. Les éléments réunis par un tiret sont ceux dont les maxima se situent au même endroit. Le maximum pour Cu et Zn n'est en fait pas atteint car les teneurs croissent tant que le fer s'accumule. Zn est mis entre parenthèses pour rappeler son comportement particulier : il s'enrichit que pour les fortes teneurs en fer, alors que la croissance de Cu est continue.

L'ordre des éléments qui vient d'être donné peut être considéré comme l'ordre inverse d'affinité des éléments avec le fer dans le phénomène de cuirassement.

De même :

- l'accumulation du fer dans les échantillons peu ferrugineux ne se fait pas tout à fait par les mêmes mécanismes que dans les échantillons très ferrugineux. La différence de comportement de quelques éléments chimiques entre un groupe et l'autre le montre. La coupure entre les deux lots d'échantillons se situe vers Fe_2O_3 = 25 %.

- la différence entre les deux ensembles de mécanismes n'est pas considérable (seul, un élément, le plomb en est fortement affecté).

1.1.2.5 ÂGE ET DISTRIBUTION DES FERRICRÈTES

Comme il a été dit précédemment, les cuirasses ferrugineuses peuvent se retrouver à toutes les époques. Mais ce sont des formations fragiles à l'échelle des temps géologiques, du fait qu'elles surmontent des matériaux d'altération facilement déblayés d'où l'intérêt des formations piégées et préservées dans le karst.

Dispersées dans le temps, les cuirasses le sont aussi dans l'espace. À la surface de la Terre, des cuirasses sont observées à des latitudes très variées, du nord de l'Oural à la Tasmanie, de l'Arkansas au sud du Brésil, de la Hongrie à l'Afrique du Sud.

Cependant, au fur et à mesure que l'on se rapproche des temps actuels et surtout à partir du Pliocène, on constate qu'elles ne se trouvent bien développées que dans les zones intertropicales. On sait que depuis le Pliocène, la position des pôles n'a que peu changé. Les conditions climatiques tropicales paraissent bien être celles qui favorisent le cuirassement. De fait, les cuirasses les mieux développées actuellement sont observées en Afrique, en Inde, en Australie et en Amérique du sud. Les conditions intertropicales qu'on y trouve sont en effet favorables à la genèse des cuirasses et sont assez récentes pour que celles-ci soient en partie conservées. (Besnus, 1977).

Campy et Macaire (2003) soulignent que le « sidérolithique » d'Europe est un matériau essentiellement issu du démantèlement de latérites.

1.1.3 LE FACIES SIDEROLITHIQUE DU CRÉTACÉ INFERIEUR ET DE L'ÉOCENE

1.1.3.1 RAPPEL HISTORIQUE

Millot (1964), nous rapporte que le terme de « Sidérolithique » avait été proposé par le géologue suisse Thurmann, au cours de la réunion de la Société géologique de France à Strasbourg en 1834.

Cette locution fut certainement choisie parce que le fer est très abondant sous forme de rognons, croûtes, pisolites dans ces terrains au point qu'il y fut exploité. Pour Millot (*ibid*), il est convenu que le Sidérolithique est un nom de faciès que l'on rencontre à travers le monde à toutes les époques notamment au Carbonifère (Dévono-Carbonifère), au Crétacé inférieur (Wealdien) et à l'Éocène.

Dewolf (1982), notait qu'au cours des décennies précédentes le « Sidérolithique » faisait partie de ces concepts dont la définition posait de sérieux problèmes, alors que l'identification de l'objet est chose relativement facile. Elle citait alors les définitions diverses de nombreux auteurs, notamment Fleury (1909), Millot (1964) ou encore Steinberg (1968).

Le même auteur (Dewolf *in* Dewolf et Bourrié, 2008) précisait que la querelle vieille d'un siècle et demi, n'a plus d'intérêt. L'important est le sens premier donné à ce terme. À l'origine, le Sidérolithique, ou « pierre de fer » désigne clairement un matériau à haute teneur en fer, et présentant un intérêt certain pour la sidérurgie.

1.1.3.2 TYPOLOGIE

D'après ce même auteur, il convient de distinguer deux types de Sidérolithique :

- une première formation résiduelle à minerai de fer constituée aux dépens du socle cristallin et métamorphique, comme des roches carbonatées: *(Sidérolithique in situ)* ;

- une seconde formation correspondant au démantèlement et à un transport des altérites précédentes, érosion due soit à des mouvements orogéniques, soit à des changements climatiques *(Sidérolithique de transport).*

Le Sidérolithique *in situ*

Formation autochtone, elle correspond à de profondes altérations, qui se sont développées, selon les chercheurs : sous un climat chaud et humide, probablement tropical (Steinberg, 1968), tropical humide (Gourdon-Platel, 1980) de type fersiallitique (Simon-Coinçon *et al.*, 1983),.ferrallitique (Millot, 1964 ; Archanjo, 1984 ; Thiry et Turland, 1985). Toutefois, un consensus général s'établit sur l'absence remarquée d'hydroxydes d'alumine libre : le minerai sidérolithique n'est jamais alumineux, ce qui semble aller à l'encontre d'un climat « allitisant ».

Il est à noter que dans un certain nombre de cas, le minerai de fer se trouve concentré dans de grandes poches karstiques des calcaires: jurassiques (Thitonien du Barrois, Bajocien du Pays-Haut…), crétacés (Cénomanien du Pays d'Ouche…) lesquels constituent des gîtes recherchés pour l'industrie minière.

Dans ces dépressions, le fer à haute teneur voisine souvent avec des argiles et/ou des sables résiduels. À noter également, hors du Bassin parisien, à titre d'exemple : Dans la zone des phosphorites du Quercy, il existe de vastes remplissages karstiques avec concentration de fer pisolithique qui furent exploités à diverses époques. C'est le cas également en Franche-Comté notamment dans la région de Montbéliard.

Le Sidérolithique de transport

Formation allochtone, elle correspond à de vastes épandages issus du démantèlement des cuirasses ferrugineuses *in situ.*

Ce type de sédiments présente toutes les caractéristiques des formations détritiques allochtones : matériaux hétérogènes en provenance du socle et des auréoles sédimentaires : galets, argiles, sables ...

Callot (1976) a analysé ce « système géo-pédologique » sous forme de courbes-enveloppes permettant de retrouver l'origine du matériel et le chemin parcouru. Ces matériaux, une fois immobilisés, ont subi une seconde évolution, aboutissant à une concentration, *in situ*, de fer sous forme de pisolites (exploités en de nombreuses minières).

Gourdon-Platel (1980) explique cette concentration des oxydes de fer par l'action des eaux chargées en ions ferreux et l'activité de bactéries ferrugineuses responsables de la précipitation d'oxydes ferriques, bactéries aérobies nécessitant 1 mg/L de fer dans les eaux pour proliférer.

Les cuirasses secondaires proviendraient donc de la cimentation des pisolites par précipitation, et leur dégagement, de l'érosion relative des argiles.

1.1.3.3 LES PÉRIODES DE « SIDÉROLITHISATION »

Tous les travaux qui décrivent les profils du Sidérolithique *in situ* concourent à situer la genèse de ceux-ci durant des périodes définies par Erhart (1967) comme des moments d'équilibre biologique ou « biostasique ».

Ces périodes devaient être suffisamment longues et l'environnement (climat-végétation) adéquat pour que s'élaborent de telles altérations. En France, les conditions requises pour que se développe un tel phénomène pourraient correspondre, aux intervalles du Jurassique supérieur à Crétacé inférieur ainsi que de la fin du Crétacé au début du Tertiaire.

En ce qui concerne le Sidérolithique *de transport*, les phases d'érosion des profils en place, puis les transferts des matériaux sur les piémonts s'accordent avec les périodes de rhexistasie, qu'elles soient dues à des modifications bioclimatiques généralisées, ou à l'intervention « régionale » de la tectonique. Les produits (sables, galets, argiles) transitant par l'intermédiaire de rivières divagant, sur les piémonts qui ceinturent le Massif central, en particulier sur ses versants ouest et nord, finissent par s'accumuler dans les plaines d'épandage ou combler des dépressions : Pays de Brenne par exemple.

Contemporaine ou succédant de peu aux dépôts, une remobilisation des ions dans les paysages et les profils génère de nouvelles pédogenèses où, selon les caractéristiques climatiques, le fer, la silice et les carbonates peuvent s'exprimer sous forme de pisolites ferrugineux, d'argiles bariolées, de grès rouges, d'indurations siliceuses et d'encroûtements calcaires (Éocène supérieur).

Il faut noter qu'en de nombreux endroits on avait catalogué « Sidérolithique de transport » des formations détritiques sableuses ou argileuses altérées à cuirasses ferrugineuses. Il s'est révélé qu'il s'agissait de Crétacé (Cénomanien-Turonien) en place, ce qui change beaucoup l'interprétation des paléoreliefs.

1.2 LE KARST ET LES PALÉOKARSTS

1.2.1 LE KARST

1.2.1.1 LES ORIENTATIONS DES RECHERCHES SUR LE KARST

D'après Nicod (2002), les chercheurs, dans un premier temps, avaient privilégié l'analyse et l'interprétation des paysages ainsi que l'étude du fonctionnement du karst, puis se sont préoccupés du rôle de la crypto altération dans la genèse des aplanissements et des reliefs résiduels.

Maire (1990) ajoute un nouveau mode d'investigation : l'analyse et la datation des dépôts endokarstiques comme moyen d'étude de la structuration des réseaux et la succession des paléo-environnements. Cette orientation de recherche, exploitant des méthodes scientifiques dans l'exploration spéléologique a été largement suivie par nombre de géomorphologues étudiant les reliefs karstiques et permettant ainsi d'élargir le champ de la géomorphologie karstique et ses relations avec d'autres disciplines.

Nicod (*ibid*) résume de manière synthétique par le tab. 1.07, ces nouvelles méthodes utilisant les dépôts comme marqueurs des paléo-géomorphologies et des paléo-environnements en faisant le point sur les divers secteurs de recherche et montrant les relations multiples et les interférences entre les différents processus. Quant à la répartition régionale des études, il établit un classement selon trois catégories :

- Les études régionales, larges et comparatives qui associent les divers éléments morphologiques d'une région (Causses-Languedoc, Ambert, 1991), ou étudient des unités karstiques similaires (karsts de la craie, Rodet, 1981), voire comparent les karsts français et similaires (Vercors-Cordillères bétiques, Delannoy, 1997).

- Les études centrées sur une unité karstique typique avec la mise en œuvre des techniques les plus variées des dépôts corrélatifs aux paléo-morphologies (Massif des Arbailles, Vanara, 1998 ; Larzac, Bruxelles, 2001).

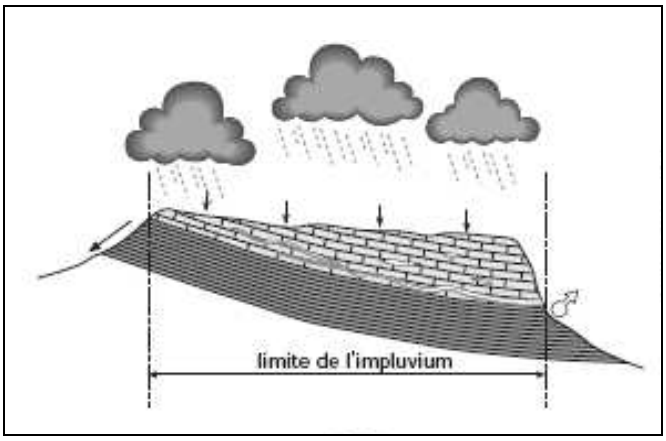
- Les études thématiques, avec comme exemple la genèse des grands réseaux souterrains des karsts alpins (Audra, 1990).

Nicod (*ibid*) souligne le fait que les régions karstiques françaises, déjà connues pour leurs aspects géomorphologiques spécifiques (reliefs résiduels anté-quaternaires, poljés, aplanissements…) ont fait l'objet de recherches poussées mais que d'autres régions qualifiées de méconnues ont bénéficié pour autant d'études minutieuses sur la genèse de leur forme de relief (plateaux et karsts semi-couverts de la Lorraine septentrionnale, Gamez, 1992 ; et du Barrois ; Jaillet, 2000).

De même, à cet égard, il souligne l'intérêt des investigations sur les bas-plateaux karstiques, dont le bassin versant amont argileux ou marneux peut être imperméable : il s'agit des karst dits allogéniques ou binaires (Mangin *in* Delannoy, 1997) ou semi-couverts de sables ou d'altérites à l'opposé des karsts dits authigéniques ou binaires où l'ensemble de l'impluvium est constitué de terrains karstifiables (fig. 1.13 et 1.14).

Certains gîtes de phosphorites du Quercy ont été réétudiés en précisant leur caractère de produit d'altération et les conditions de karstification éocène (Billaud, 1982 ; Astruc et Simon-Coinçon, 1992), on suit la migration des argiles kaoliniques dans les cavités (Le Fillâtre, 2001)

La morphologie et les dépôts de tous ces réseaux très anciens, sont susceptibles de donner de précieuses informations sur l'évolution morpho-tectonique et paléoclimatique régionale.



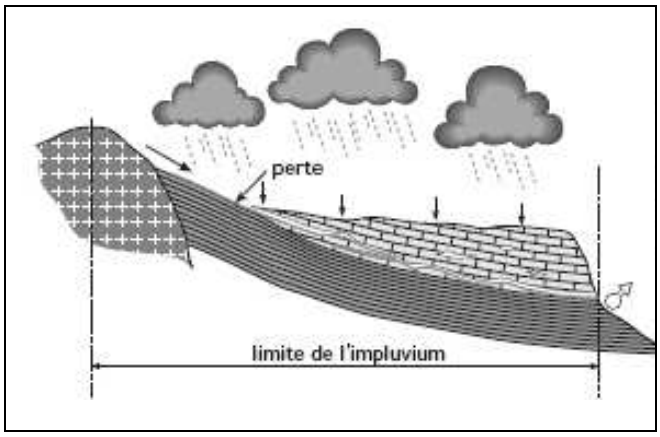


Fig. 1.13 : Système karstique unaire – L'impluvium est constitué essentiellement de terrains karstifiables. Le drainage s'effectue principalement vers l'aval - (AERMC, 1999)

Fig. 1.14 : Système karstique binaire – Une partie de l'impluvium est constitué de terrains non karstifiables concentrant l'infiltration des eaux en un point. Le drainage est très développé – (AERMC, 1999)

Nature des indicateurs (position des dépôts)	Paléogéomorphologies paléoréseaux *processus*	Paléo-environnements paléoclimats paléo-hydrologie paléo-paysages	Secteurs étudiés	Références
1. Dépôts exokarstiques - Travertins - Tufs de source - Calcrètes, etc.	Rapport avec évolution des reliefs calcaires et dolomitiques ainsi que structuration des aquifères	*biostasie / rhexistasie* impact anthropique	Périgord - Quercy Causses - Languedoc Provence	Hoffmann, 1998 Ambert, 1990, 1991 Gendon *et al.* ,1997
1. Dépôts épikarstiques - Retrait de la couverture sédimentaire - Dépôts résiduels *cf.infra*	**karsts ± couverts** *(karsts binaires)*	**Erosion fluviatile** + absorption karstique Phases froides du Quaternaire	Normandie Pays d'Othe, Montagne de Reims Lorraine septentrionale Lorraine (Barrois) Lot-et-Garonne Jura S., Crémieu	Rodet, 1991 *id* Gamez, 1992 Jaillet, 2000, 2001 Pellegrin, 1997 Audra, 1994
dépôts résiduels *en poches, dolines* - Terra-rossa - Arène dolomitique - Argile à siles, à Chailles… **- Sidérolithique**	***crypto-altération*** *(effet de compresse)* Aplanissements + reliefs résiduels *Fantomisation* *Ferruginisations + apports*	Phases d'altération au cours du Tertiaire	Pyrénées - Arbailles Quercy - Périgord Causses - Languedoc Causses - Larzac	Vanara, 1998 Salomon et Astruc, 1992 Renault *et al.* , 1992 Ambert, 1990, 1991 Bruxelles, 2001
- Phosphorites - Bauxites **- Ferricrètes**	Cavités fossiles Poches, cavités fossiles Poches, cavités fossiles	Phases d'altération au cours du Tertiaire ou du Crétacé supérieur	Quercy Lorraine - Pays-Haut	Astruc *et al.* , 2000 Fizaine, 2005
Vieilles concrétions *en relief*	Grotte fossiles décapitées	Tous âges	Karsts cévenols Arbailles	Bruxelles, 2001 Vanara, 1998
Basaltes - Coulées - Dykes, necks, scories…	**Volcanisme** (intrusif) *Phréatomagmatisme* maars - mégadolines	Scellement paléo-reliefs Hyper-karstification	Causses - Larzac Causses - Sauveterre	Ambert, 1991 Bruxelles, 2001 Bayonnette, 1998
3. Dépôts endokarstiques *** détritiques** - Blocs - Galets - Limons varvés… *corrélés à la morphologie des cavités*	 *Actions mécaniques* *Apports fluviatiles* Remontée niveau de base et ennoiement *Indication sur la structuration de l'endokarst*	 Surection, creusement Erosion sur reliefs Transgression pliocène Englacement des vallées	Pyrénées - Ouest Pyrénées - Arbailles Périgord - Quercy Languedoc Provence Vercors, Chartreuss, Bauges	Maire, 1990 Vanara, 1998 Le Fillâtre Camus, 1997 Blanc, 1993, 1997, 2000 Audra, 1994 Delannoy, 1997 Hoblea, 1999
*** concrétions** - *position, datation* - Séquence des lamines - Brisées, déviées, etc.	 Réseaux dénoyées Actions mécaniques / séismes	 Interglaciaires / interstades Fluctuations climatiques Episodes séismiques	 Vercors, Chartreuss, Bauges Alpes Mar., Pyrénées Or.	*ibid* - mêmes auteurs Perrette, 2000 Gilli, 1999

Tab. 1.07 : Place des dépôts épikarstiques ferrugineux dans les sédiments karstiques - (d'après Nicod, 2002 complété) -.(en rouge les dépôts épikarstiques ou endokarstiques relatifs aux formations ferrugineuses associées)

L'apport des techniques performantes et des recherches inter-disciplinaires

L'analyse des dépôts résiduels épikarstiques et endokarstiques a généralisé l'usage des lames minces pour les dépôts consolidés, de la recherche des minéraux lourds (indispensables pour la détermination des bassins versants allogènes) et de la diffractométrie X pour les argiles (Le Fillâtre, 2001). Ces diverses analyses des sédiments épikarstiques et endokarstiques mettent en évidence une signification paléo-climatique et paléo-environnementale (Quinif *in* Maire *et al.*, 1994).

Karst et paléomorphologie : les conceptions nouvelles

Le karst est conçu comme un géosystème. Il est étudié dans ses trois dimensions, avec une interdépendance entre formes et fonctionnement (Rodet, 1981). Les dépôts endokarstiques sont témoins des phases de structuration et / ou de fossilisation ; leur analyse complète, en ce qui concerne l'évolution des reliefs, les informations que l'on déduit des dépôts superficiels ou en poches c'est-à-dire épikarstiques (Nicod, 2002).

Les altérations profondes

Ces altérations isovolumétriques ou "fantomisation" (Quinif, 1999a), sont acquises au contact de la nappe phréatique, dans des conditions de biostasie de type tropical, surtout sous les climats hyper-altérants du Crétacé moyen et supérieur (formation des bauxites, profil des cuirasses ferrugineuses, etc.) étudiés par de nombreux auteurs : (Gourdon-Platel, 1973, 1997 ; Gourdon-Platel et Dubreuil, 1992 ; Gourdon-Platel *et al.*, 2000 ; Quesnel *et al.*, 2002, 2006 ; Simon-Coinçon *et al.*, 2000 ; Thiry, 1981 ; Thiry et Turland, 1985 ; Thiry *et al.*, 2004, 2005, 2006 ; Wyns, 2002, 2003, 2010). Ces altérations ont commandé des paléoformes en exploitant les discontinuités lithologiques et la macro-fissuration (Nicod et Salomon, 1990).

Les formations résiduelles et la genèse des aplanissements

L'érosion (le recul dans le système des *cuestas*) de la couverture sédimentaire non karstifiable libère une grande quantité de substances insolubles qui jouent un rôle important dans l'évolution de l'exokarst comme de l'endokarst : cas des karsts "binaires" (Delannoy, 1997). Ces résidus, comme ceux provenant de l'altération des calcaires ou de la craie (argiles à chailles ou à silex, *terra-rossa* et paléosols résiduels), les arènes dolomitiques, les graviers et sables provenant des massifs cristallins jouent un rôle essentiel dans la crypto-corosion. A titre d'exemple, les cavités du karst des phosphorites du Quercy, anciennes dolines d'effondrement du type *cenotes* et grottes sans toit, se sont développées dans les calcaires jurassiques légèrement soulevés lors de l'orogenèse pyrénéenne, en phase d'altération kaolinique (Astruc *et al.*, 2001 ; Le Fillâtre, 2001).

Les karsts à buttes

Ils évoquent les formes classiques des *mogotes* du *Kuppenkarst* tropical, avec dépressions, dolines et ouvalas associées (Nicod et Salomon, 1990). La plupart semblent s'être développés dans des conditions de soulèvement modéré et lors de climats relativement altérants du Tertiaire, sous une couverture de dépôts résiduels. La faible énergie de ces reliefs, lors de leur organisation est attestée par des réseaux karstiques semi-horizontaux très anciens et maintenant perchés.

1.2.2 LES PALÉOKARSTS

La mobilisation et la fixation des carbonates dans les environnements continentaux sont des phénomènes à la fois opposés en un point et complémentaires dans un autre paysage ; on les met parfois en évidence dans les mêmes reconstitutions paléogéographiques. La mobilisation des carbonates existe à toutes les échelles ; les paléokarsts en sont une forme accomplie, qui va être présentée à titre d'exemple. Les accumulations carbonatées seront ensuite envisagées à travers des formes variées, depuis les tufs et travertins jusqu'à divers types de calcrètes.

1.2.2.1 LES TYPES DE PALÉOKARSTS

Pour Meyer (1987), les modelés karstiques actuels sont souvent le résultat d'évolutions longues, ils ne sont parfois même plus fonctionnels aujourd'hui, apparaissant alors comme de simples reliques. La littérature géologique fait état également de telles paléosurfaces karstiques associées à des paysages passés et fossilisées au sein des séries géologiques. La karstification peut se développer sous couverture. Ainsi des calcaires peuvent se karstifier alors qu'ils sont recouverts par une formation sableuse ou gréseuse, qui sera éventuellement perturbée par les dissolutions sous-jacentes. De là viennent certaines difficultés pour retrouver la cause et l'effet car pour l'essentiel ces karsts sont déconnectés des paysages actuels.

L'auteur souligne que l'identification des paléokarsts présente un intérêt certain. Outre les reconstitutions paléogéographiques, paléoclimatiques et géodynamiques (Guendon, 1984), ils constituent le substratum de nombreuses concentrations métallifères.

Combes (1978) et Mélas (1982) distinguent trois types principaux de paléokarsts calcaires correspondant à des conditions de genèse précises. Ces trois types peuvent s'enchaîner dans le temps, en particulier le karst superficiel peut être escamoté par le karst primaire, voire même par une karstification secondaire.

Paléokarst précoce ou superficiel

Lié aux premières phases d'une émersion, il peut se développer sur quelques centimètres à plusieurs mètres d'épaisseur. Il se caractérise par un réseau plus ou moins dense de figures de dissolution (fig. 1.15 a), par des brèches et même de petits effondrements. Les cavités de dissolution subissent un remplissage de type silt vadose suivi d'une éventuelle occlusion par de la calcite (fig. 1.15 b).

De tels paléokarsts précoces se sont développés dans des calcaires lithifiés, mais l'émersion de boues carbonatées peut donner des structures semblables, en particulier au niveau des cavités de dissolution ; c'est ce qui s'est passé par exemple dans des lacs peu profonds du Miocène aquitain (Crouzel et Meyer, 1987) ou des marécages de l'Eocène languedocien (Plaziat et Freytet, 1978).

Paléokarst primaire

Consécutif à une émersion généralisée, son amplitude verticale est fonction de la hauteur de la roche exondée. Il se caractérise par une surface irrégulière à l'échelle métrique ou décamétrique, avec pitons, entonnoirs, grandes cavités de dissolution et brèches (fig. 1.15 c).

Paléokarst secondaire

Plus tardif, le paléokarst secondaire correspond à des dissolutions sous couverture, ce qui a certaines implications : il est parfois difficile à dater ; il n'implique pas de phase d'exondation à son contact immédiat, fait très important lorsqu'on s'attache à définir les cycles régression-transgression (Guendon, 1981) ; de même, un paléokarst secondaire ancien peut se confondre avec des altérations quaternaires ; en effet, les eaux météoriques circulent préférentiellement dans les joints de stratification, ce qui engendre des dissolutions et des cavités de type karstique.

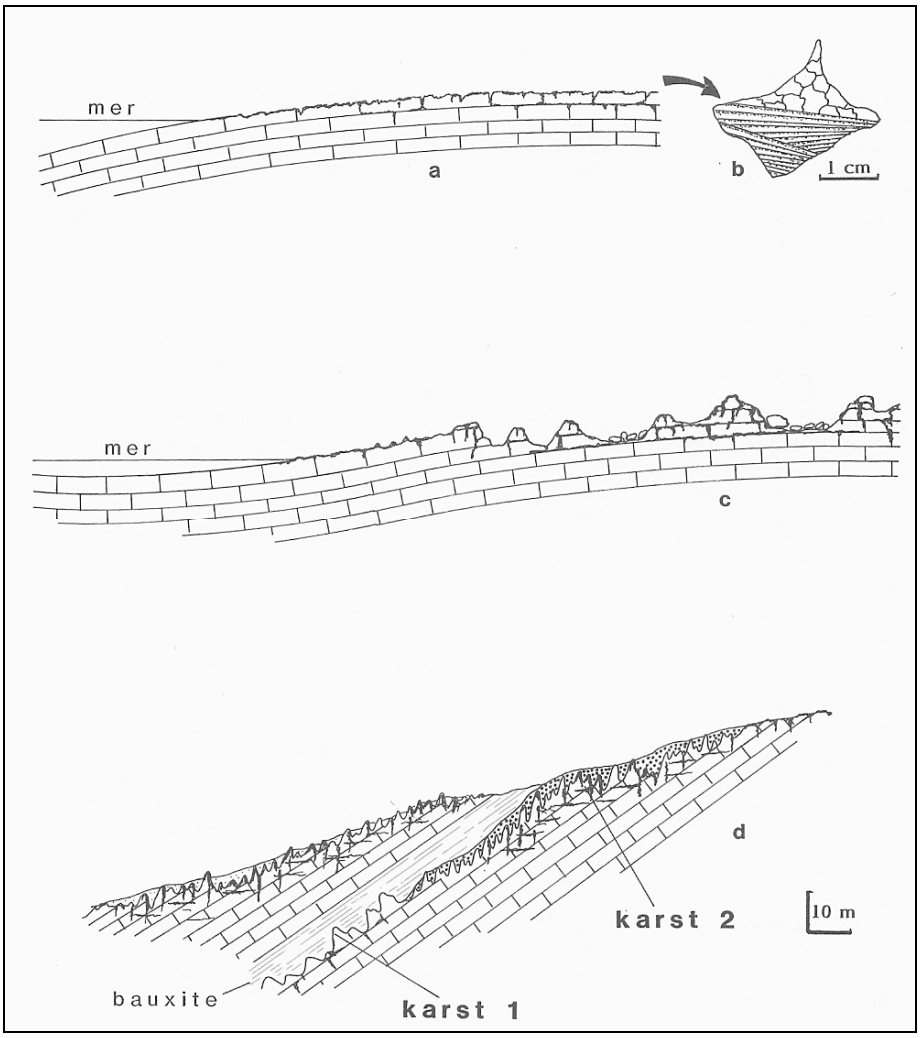


Fig. 1.15 : Divers stades d'évolution d'un karst tels qu'ils peuvent se fossiliser – (a) Karst précoce se développant sur une zone faiblement émergée. Les cavités de dissolution ; (b) peuvent être partiellement emplies de silts vadoses déposés en fines lamines, la partie supérieure de la cavité étant emplie de sparite ; (c) Karst primaire bien évolué ; (d) Karsts associés à un gisement de bauxite (d'après P.-J. Combes, 1978). La bauxite s'est mise en place au toit d'un karst primaire (karst 1) ; un karst secondaire (karst 2), post-tectonique, s'est développé sous couverture de brèche bauxitique ou de terra rossa – (Meyer, 1987)

Critères de distinction entre paléokarst primaire et paléokarst secondaire

Le critère tectonique est excellent lorsqu'il existe : dans un karst actif, les conduits de dissolution sont essentiellement verticaux et horizontaux; si une évolution secondaire est séparée d'une évolution primaire par une phase tectonique, une nouvelle orientation des pitons se surimpose à la première (fig. 1.15 d). Wright (1982) propose quelques caractères considérés comme spécifiques des paléokarsts primaires ; le non respect de ces caractères guidant l'interprétation vers les paléokarsts secondaires :

- le paléokarst primaire peut être recouvert d'un paléosol ou d'une formation alluviale, eux-mêmes scellés par des dépôts ultérieurs ;

- le paléokarst peut être partiellement érodé au contact des sédiments sus-jacents ;

- aucune continuité lithologique, même locale, ne doit apparaître entre le paléokarst et les sédiments sus-jacents ;

- aucune brèche faite d'éléments lithifiés de la formation sus-jacente ne doit apparaître dans le karst.

1.2.2.2 DISTRIBUTION DES INDURATIONS FERRUGINEUSES DANS LES PAYSAGES KARSTIQUES

D'après Salomon (2008), les relations entre formations superficielles (dont les indurations ferrugineuses) et paysages karstiques posent avant tout le problème des karsts couverts, évoluant ou ayant évolué sous couverture (sol, altérite, formation résiduelle, etc.). En effet, la présence d'une formation superficielle coiffant une formation carbonatée introduit des modalités particulières venant tantôt bloquer, tantôt au contraire accélérer la karstification selon que cette couverture est imperméable ou au contraire susceptible de conserver longtemps une forte humidité.

Bien entendu, la nature et l'épaisseur des formations superficielles couvrant le substratum calcaire ont leur importance : par l'intermédiaire des couvertures végétales et pédologiques, les eaux d'infiltration qui les traversent seront plus ou moins agressives. Selon les cas, la crypto-corrosion sera donc active ou insignifiante, ce qui se traduira par la genèse de modelés sous couverture de nature et d'ampleurs différentes.

En règle générale, les karstologues distinguent :

- les karsts nus, type Causses où le relief de surface peut être accompagné de formations superficielles, mais peu épaisses *(terra rossa,* sables dolomitiques, col1uvions de fonds de dolines ou de vallées sèches) ;

- les karsts couverts ;

- les karsts polygéniques fossiles exhumés, type Barrois ou Brie.

Une question, fondamentale, est donc celle du décapage progressif de la couverture superficielle. En effet, les paysages karstiques que l'on observera seront très différents selon qu'ils ont évolué récemment ou au contraire, depuis très longtemps et pendant de longues, périodes sous des formations superficielles d'épaisseur variable et parfois même de différentes natures et origines.

Importance des karsts couverts

Impulsée souvent par des spéléologues, la plupart des travaux de karstologie portent sur les karsts typiques, nus ou faiblement couverts, comme ceux des montagnes (Alpes, Pyrénées, etc.), des plateaux (Causses) ou encore les karsts méditerranéens.

Ces karsts ont l'avantage d'offrir à la fois des formes superficielles classiques (lapiés, dolines, poljés), des réseaux spéléologiques importants, souvent profonds et parfois des formes spectaculaires. Et Salomon (2008) de souligner que, toutefois, d'immenses étendues de roches carbonatées, en particulier dans les bassins sédimentaires (Bassin parisien, Bassin aquitain) demeurent peu ou pas étudiées, en raison de leur dissimulation sous d'épaisses couvertures de matériaux détritiques ou autres.

Importance spatiale et utilitaire

Les phases de karstification et d'enfouissement, par jeu de subsidence et/ou de rajeunissement par soulèvement, se sont souvent succédées, laissant à chaque fois leur empreinte. Quoiqu'il en soit, aujourd'hui l'importance spatiale de ces karsts couverts, comme en France où ils représentent environ 15 % du territoire national, mérite qu'ils soient pris en considération. La karstification des terrains carbonatés commence dès que ceux-ci sont directement exposés à la météorisation et au ruissellement de surface. Généralement, cela se produit avec le retrait d'une transgression marine ou d'un soulèvement continental. Mais les terrains ainsi exposés peuvent également être recouverts (plus ou moins rapidement à l'échelle géologique) et ensevelis par des couvertures de matériaux issus de l'érosion de terrains non karstiques et situés en amont des pentes.

Un bon exemple est celui des nappes d'épandages issues du Massif Central venues recouvrir le Périgord-Quercy ou encore le Pays de Brenne (Fénelon, 1951; Astruc, 1988; Renault *et al., 1992).*

Les dépôts résiduels

Les formations meubles qui recouvrent les terrains calcaires sont de nature et de composition variées ainsi que d'étendues et d'épaisseurs inégales. La crypto-corrosion agit selon ces différents paramètres. Il arrive souvent que la couverture soit totalement ou partiellement décapée et dans ce cas le karst sous-jacent apparaît à l'air libre, avec toutes ses caractéristiques paysagères acquises sous couverture.

Les types de couverture sont extrêmement variés ; cependant, en fonction de la nature des matériaux qui la composent (plus ou moins siliceux ou argileux par exemple) et du contexte géomorphologique, on peut distinguer quelques types de karsts couverts (tab. 1.08).

Types	Régions	Exemple	*Couverture* / substrat	Morphologie	Hydrologie
De contact lithostratigraphique	Lorraine Nord	Woëvre NE	*Argiles de la Woëvre* Calcaires bathoniens	Dolines Ronvaux	Divergence Artésianisme
Karst sous argile à silex	Normandie	Pays de Caux Eure	*Argiles à silex* + sables, lœss	Vallées sèches Bétoires (dolones) Quelques réseaux importants	
Karst sous argile à chailles	Est du Bassin de Paris	Nivernais	*Argiles à chailles* Calcaires jurassiques	Vallées sèches Suffosion, dolines	Circulation vadose
Karst et paléokarst sous sidérolithique	Périgord	Forêt de la Bessède	*Meulières (sidérolithique)* Calcaires crétacés *Sidérolithique* Calcaire gréseux coniacien	Plateau Sols podzoliques Pechs et plaines Karst à mogotes	Quelques pertes Nappe phréatique
Karst méditerranéen sous terra rossa	Provence	Plateau d'Albion	*Terra rossa et silex* Calcaires urgoniens	Paléo-poljé ? Dolines, avens	Partie de l'iluvium de la Fontaine de Vaucluse
Karst dolomitique	Causses	Causses noir W	Arène dolomitique	Ruiniformes	
Karst sous-alluvial	Touraine S	Karst d'Ardentes	*Alluvions anciennes*	Dolines	?
Karst sous alluvions récentes	Orléanais Orléanais Gironde	Val de Loire Loiret S Virelade	*Alluvions récentes* Calcaire de Beauce Calcaire oligocène	Dolines, fontis	
Karst sous moraines	Jura	Frasne-Bonnevaux Les Molunes	*Moraines Würm* Jurassique id. calotte locale	Entonnoirs absorbants Dolines, ouvalas	Marais, tourbières Tourbières
Karst sous Formations éoliennes - sous lœss - sous dunes	 Pologne S Maroc Atlantique	 Plateau de Lubin Karst de Safi	 *Lœss* / Crétacé *Dunes* / Jurassique	 Dolines id. et réseaux	
Karst sous pyroclastes	Italie	Apennin central	*Cendres volcaniques*	Évolution des plojés	

Tab. 1.08 : Principaux types de plateaux karstiques sous couverture argileuse, sableuse et/ou détritique - En rouge les types de dépôts intéressant notre réflexion - (d'après Nicod, 1994)

Une attention particulière doit être accordée aux dépôts miniers (fer, bauxite, phosphorites, etc.) contenus dans les poches et grandes dépressions karstiques. En effet, très souvent les matériaux détritiques issus des massifs cristallins et cristallophylliens ont été transportés vers de vastes cuvettes karstifiées et s'y sont déposés. Les exemples en France et en Europe sont nombreux : Beausoleil dans le Haut-Var (Rousset, 1967) ; Nismes et Couvin en Belgique (Swysen, 1971) ; Cabarceno près de Santander, en Espagne (Salomon, 2005). Ces exemples mettent en évidence le rôle essentiel des apports allochtones dans l'approvisionnement et l'enrichissement du dépôt en éléments (à la base de la ressource minière), de l'importance du soutirage karstique ainsi que des conditions hydrochimiques particulières, dans l'individualisation et la localisation de certains gisements. L'important est de comprendre que la présence de ces couvertures modifie notablement le fonctionnement du karst sous-jacent.

Gîtologie des gisements karstiques

Dans l'article de Karstologia consacré aux Karts et Mines en France et en Europe, Nicod (1996) établit une classification des types de dépôts et pose la question de la gîtologie des gisements métalliques et des rapports avec les paléokarsts en distinguant (tableau 1.09) : les paléokarsts hydrothermaux, pneumatolytiques diapiriques, phréatiques (pour mémoire) ; les pièges karstiques et d'altération (gîtes supergènes).

Type de dépôt		Gîtologie	Processus / Karstification	Contexte géologique et géomorphologique	Exemples historiques
Pour mémoire	Hydrothermaux et / ou pneumatolytiques	Filons, brèches amas parfois en grotte ou recoupé par grotte	En solution *per ascensum* karst … principalement syngénétique	Bandes calcaires ou dolomitiques des massifs anciens, plateaux affectés par le volcanisme	Mercure (Idrija) Fe_2O_3 (Mgne Noire) Fe_2CO_3 (Autriche)
	Hydrothermaux artésiens	-id -	-id - transfert des sulfures	Bassins sédimentaires avec évaporites	Pb, Zn (Silésie, Canada)
	Diapiriques	Amas et brèches *caprock*	Altération et transfert hyper-karst	Diapirs	Fer, minerais sulfurés (Allemagne, Algérie)
	Karsts phréatiques	En conduits, Lits et amas, intra-formationnels	En solution *per descensum* karst syngénétique - id - en milieu marin latéral souvent prégénétique	Dans cavités et paléo-poljés, au niveau des discordances, etc. Sur le pourtour des paléos-récifs, paléo-îles, etc	Fe_2O_3 (Var) Fe_2CO_3 (Bavière) (Dolomites) (Yemen)
SUPER GENES	**Sédimentaires**	**Lits et amas, dépôts marins, lacustres, littoraux en poches**	**Parfois postgénétique si remaniement**	**Plate-formes carbonatées plateaux et cuestas - id -**	**Fe_2O_3 Hématite (Lorraine) Fer du Vallage Bauxites sédimentaires**
	D'altération	**En poches lentilles et "pseudo-filons" (*pipes*)**	**Dépôts autochtones ou allochtones altération pédogénèse karst prégénétique ou syngénétique**	**Sur plateaux karstiques au niveau des discordances et dans les paléo-bassins karstiques sous climats tropicaux humides**	**Fe_2O_3 + FeO OH *Bohnherz* sidérolithique Bauxites karstiques (Les Baux)**

Tab. 1.09 : Les Minerais associés au karst - En rouge les types de dépôts intéressant notre réflexion - (d'après Bozak *et al.*, 1989 cité par Nicod, 1996)

Les paléokarsts hydrothermaux, pneumatolytiques, diapiriques ou phréatiques (pour mémoire)

Ces paléokarsts sont cités pour mémoire car en dehors du champ de cette thèse. Pour Nicod (*Ibid*) c'est un problème complexe, car de nombreux travaux, peu informés des données géochimiques, ont attribué systématiquement une origine hydrothermale (liée plus ou moins aux intrusions magmatiques et au volcanisme) à des dépôts en poches, pseudo-filons et interstrates (exemple des opinions anciennes sur les gisements sidérolithiques du Berry : Grossouvre (de), 1886).

Cependant les filons d'origine hydrothermale profonde (ou pneumatolytiques) constituent l'essentiel de la minéralisation des massifs anciens, et peuvent affecter leur couverture sédimentaire.

Plus discutée encore est la genèse des gîtes dans des karsts phréatiques, par apport de métaux en solution, soit à partir du ruissellement superficiel et des altérations dans l'épikarst, soit par dissolution dans les strates et concentration dans les inter strates et zones de broyages. C'est le cas de certains minerais de fer qui sous leur forme à l'état ferreux (spécialement $(CO_3H)_2$ Fe) soluble sont particulièrement mobiles et susceptibles de se concentrer dans des gîtes profonds. C'est le cas du gisement de fer de Beausoleil (Var) où le minerai, provenant des altérations de surface, imprègne un karst profond (Rousset, 1967).

Les pièges karstiques et altérations (gîtes supergènes)

Les gîtes de type sédimentaire ne sont qu'accessoirement karstifiés tels ceux du Vallage (près de Saint-Dizier), où le minerai de fer remanié du Valanginien, est situé dans des poches karstiques du Jurassique supérieur. En revanche, les petits gisements de fer et d'autres minerais remaniés résultent de divers processus d'altération et de stockage dans des pièges karstiques : C'est le cas du minerai de fer en grains sidérolithique ou *Bohnerz* (tab. 1.09).

Toutefois un grand nombre de combinaisons génétiques possibles sont toujours discutées : altérations *in situ* (cuirasses sous climat tropical) ou matériel allochtone, transfert d'alluvions (en provenance des massifs anciens) ou en solution, apports éoliens (cendres volcaniques), concentration dans les poches et migrations dans les cavités karstiques le tout sous des climats à fort potentiel d'altération (Nicod, 1996).

Les pièges karstiques, dolines et grottes, peuvent être antérieurs à ces dépôts qui les remblayent (donc prégénétiques), mais les dolines et poljés peuvent aussi évoluer par crypto-corrosion sous les matériaux clastiques.

Conclusion sur la gîtologie des paléokarsts

Dans le tab. 1.09, il apparaît que seuls les types de gîtes supergènes (dépôts sédimentaires ou d'altération) intéressent notre réflexion dans le cadre des ferricrètes dans le Bassin parisien. Les différenciations des critères observés (gîtologie, karstification, géologie et géomorphologie) nous conduisent à éliminer les autres types de dépôts (hydrothermaux, diapiriques et karsts phréatiques).

Dans la fig. 1.16 (Nicod, 1996) sont synthétisés les principaux types de gîtes dans les paléokarsts en Europe. Parmi ceux-ci, nous intéressent plus spécialement les gîtes de type 3 (gîtes d'altération et de transfert), de type 4 (gîtes de remaniement d'un minerai sédimentaire) et de type 5 (gîtes d'altération).

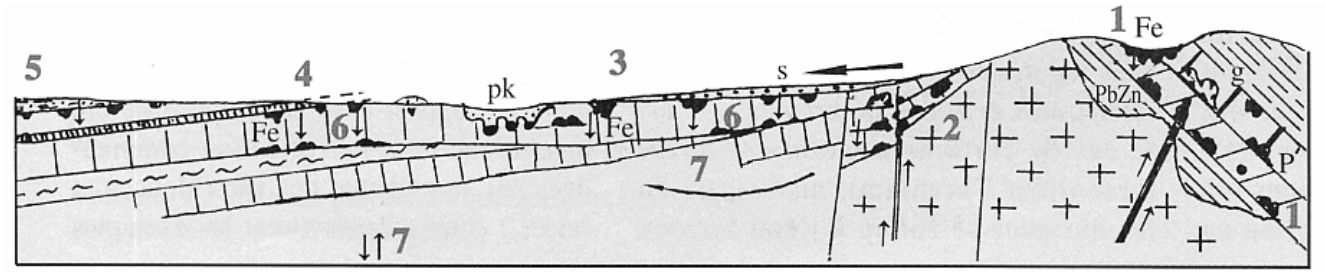


Fig. 1.16 : Quelques types de gîtes dans les paléokarsts d'après leur situation habituelle en Europe – (1) Gîtes divers dans les calcaires et dolomies paléozoïques (P) d'un massif ancien (g = grotte-mine) ; (2) Gîtes hydrothermaux (type Le Calel) ou supergènes dans les paléokarsts + sur la discordance d'un massif ancien ; (3) Gîtes d'altération et de transfert (s) = Sidérolithique, bohnerz ; pk = poches karstiques, paléopoljé) ; (4) Gîtes de remaniement d'un minerai sédimentaire ; (5) Gîtes d'altération ; (6) Gîte dans paléokarst phréatique ; (7) Migration des solutions minéralisantes - (Nicod, 1996)

1.3 LES RÉGIONS ÉTUDIÉES : LE BASSIN DE PARIS ET SES BORDURES

1.3.1 PRÉSENTATION GÉNÉRALE

Le Bassin parisien, archétype du bassin sédimentaire intracontinental, se présente sous la forme d'une cuvette de direction N.NW-S.SE. Sa profondeur maximale dépasse 3000 m en son centre (fig. 1.19), à l'aplomb de la Brie où s'est localisé le pôle de subsidence entre le Lias et le Crétacé supérieur (Mégnien, *coord* ., 1980 ; Debelmas et Mascle, 2008). Le socle remonte rapidement vers ses bordures sauf au Nord-Ouest où le bassin se prolonge sous la Manche vers le bassin de Londres. Ces dernières sont constituées de régions de socles paléozoïques : Massif schisteux rhénan (l'Ardenne, l'Eifel, le Hunsrück), Vosges, Morvan et Massif central, Massif armoricain, et de seuils : seuil de l'Artois, Seuil morvano-vosgien (ou de Bourgogne) et seuil du Poitou.

La carte géologique et les deux coupes Ouest-Est et Sud-Nord (fig. 1.18 et 1.19, avec une échelle exagérée des épaisseurs et des pendages) proposées mettent en évidence la dissymétrie du bassin, la complexité de l'évolution géologique et l'existence de plusieurs régions distinctes.

La coupe Ouest-Est (fig. 1.18), de l'Île de France au Massif vosgien, montre une nette dissymétrie entre parties occidentale et orientale. Dans l'Est du bassin (Lorraine et Champagne comprises), les séries sédimentaires s'étalent du Permien (localisé dans des fossés) au Crétacé supérieur. En effet, le Bassin parisien est esquissé au Trias par l'individualisation d'un Bassin lorrain, d'abord continental au Buntsandstein, puis marin à partir du Muschelkalk, ouvert vers la Mer germanique (Le Roux, 1999, 2000). Il s'étend ensuite au Keuper en raison de la migration de la subsidence vers l'ouest (Mégnien, *coord*., 1980 ; Hilly et Haguenauer, 1979). Les limites des systèmes et le tracé des côtes ou cuestas (voir ci-dessous) soulignent la complexité structurale de l'Est du Bassin parisien, marqué par l'existence des deux ondulations synclinales de Luxembourg et de Sarreguemines (ou de Savonnières-Sarreguemines-Zweibrücken, Liedtke *et al*., 2010), ondulations séparées par l'anticlinal de Lorraine, tous trois orientés SW-NE (Le Roux, 1999, 2000). La coupe montre l'existence, à l'Est du synclinal de Sarreguemines, d'une série d'ondulations en dômes et en cuvettes (dits du Xaintois-Lunévillois).

La morphologie de surface est constituée par un relief de côtes (ou de cuestas) au tracé généralement sud-nord et subparallèle aux grandes orientations du réseau hydrographique surimposé à la structure. Le sommet des côtes coïncide avec un plateau d'érosion qui a évolué à partir de la surface infracrétacée dégagée de la couverture crétacée qui aurait vraisemblablement recouvert toute la région (Le Roux et Harmand, 2003).

À l'opposé, l'ouest du Bassin parisien, drainé vers l'ouest, vers la Manche ou vers l'Océan atlantique, correspond essentiellement, de la Picardie au Maine, à des plateaux de Craie recouverts d'argile à silex, des restes des formations marines déposées au Tertiaire (non représentées sur la carte) et/ou des lœss déposés lors des périodes froides du Quaternaire (Lautridou, 1985 ; Quesnel, 1997).

Dans le centre du Bassin parisien (bassin de Paris *sensu stricto*) sont conservées les formations paléogènes marines à lacustres variées, marquées par de multiples passages latéraux de faciès (Mégnien *coord*., 1980). Les terrains tertiaires existent aussi localement dans le Sud du Bassin parisien.

La carte (fig. 1.17) et la coupe Sud-Nord (fig. 1.19) mettent en évidence la seconde dissymétrie du Bassin parisien. Le Nord est constitué de plateaux crayeux (Champagne et Picardie) tandis que le Sud, drainé par la Loire et ses affluents, est en grande partie formé par les terrains du Jurassique.

Les terrains du Trias sont réduits, tandis que ceux du Crétacé affleurent au Nord de Vierzon. Toute la région est marquée par l'existence, sur les plateaux, de bassins lacustres paléogènes et de terrains détritiques issus du Massif central d'âge paléogène (Formation de Brenne ; Rasplus, 1978), néogène (Sables et argiles de Sologne ; Rasplus, 1978) et plio-quaternaire (Sables et argiles du Bourbonnais ; Delance *et al.*, 1988 et Formation d'Ardentes ; Debrand-Passard *et al.*, 1975).

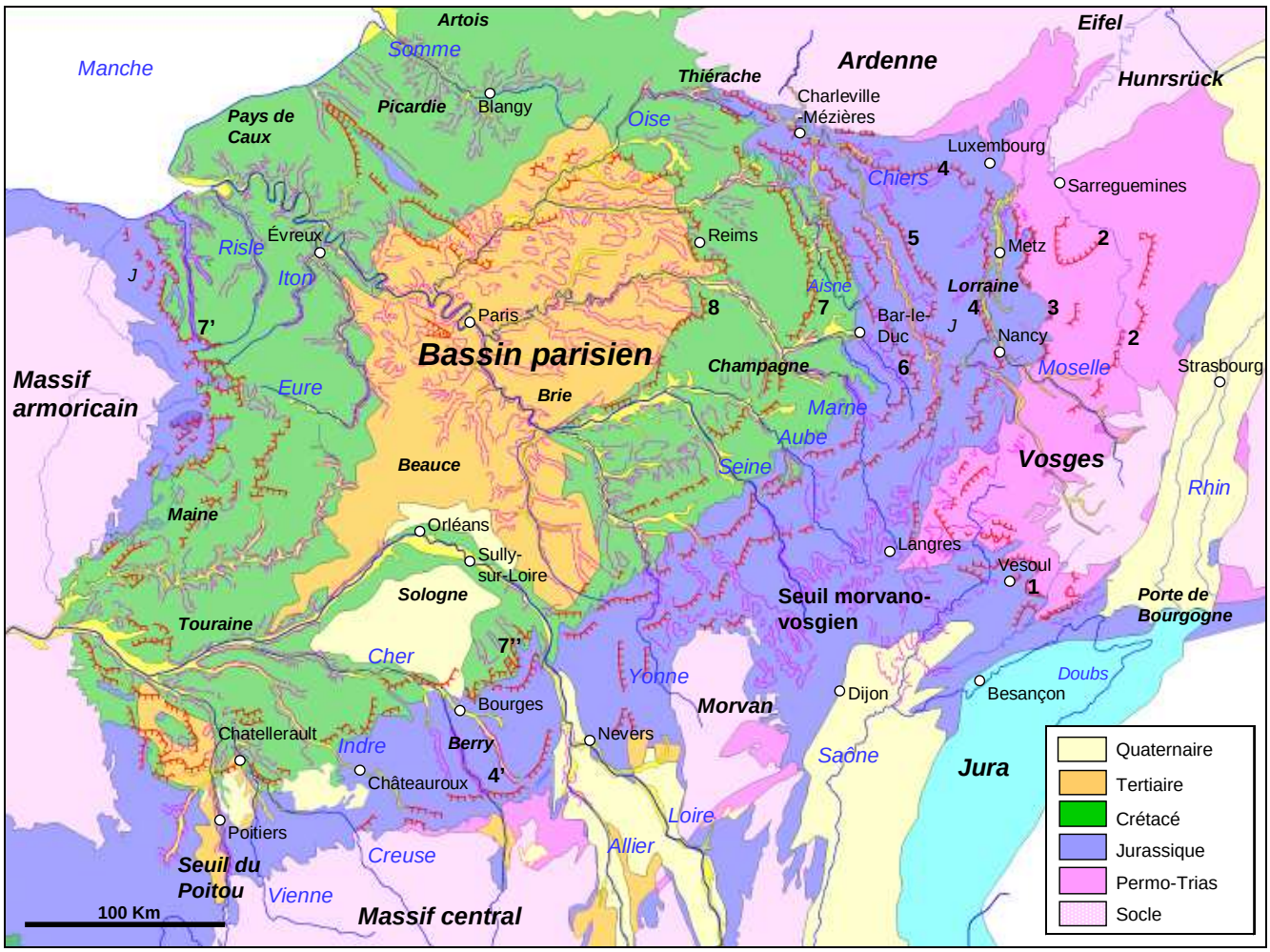


Fig. 1.17 : Carte géologique et géomorphologique simplifiée du Bassin parisien et des régions limitrophes – La numérotation correspond au système de cuestas (voir fig. 1.18 et 1.19 : (1) côte ou pseudo-côte du Buntsandstein, (2) côte de Lorraine ou du Muschelkalk, (3) côte de l'Hettangien-Sinémurien, (4) (4') côte de Moselle (Lorraine) et côte du Dogger (Berry, (5) côte de Meuse ou de l'Oxfordien, (6) côte des Bars ou du Tithonien, (7) (7') (7'') côte du Crétacé supérieur, (8) côte de l'Île de France - (Harmand, JPF 2012)

La géométrie actuelle des paléosurfaces continentales infra-crétacée et paléogène a pu être reconstituée dans le nord-est de la France où chaque replat topographique peut être attribué à l'une ou l'autre des deux paléosurfaces grâce à l'analyse et à l'interprétation des indices d'altération et des sédiments résiduels qu'il porte. Les paléoaltérations en cause sont pour la surface infra-crétacée (Barrémien) : les saprolites et les ferruginisations et pour la surface paléogène ; les saprolites et les silicifications (Quesnel *et al.*, 2002).

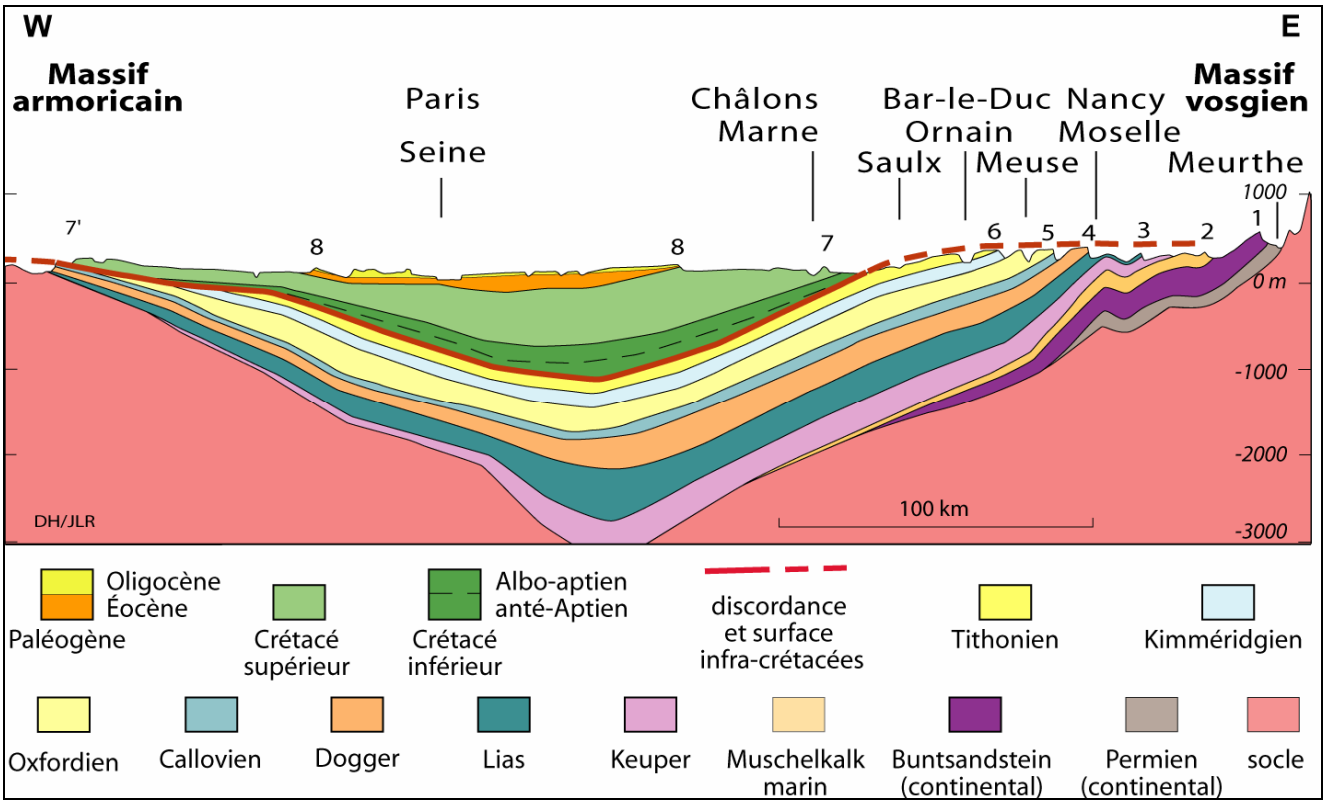


Fig. 1.18 : Coupe géologique Ouest-Est, de Île de France au fossé rhénan – La numérotation correspond au système de cuestas : (1) côte ou pseudo-côte du Buntsandstein, (2) côte de Lorraine ou du Muschelkalk, (3) côte de l'Hettangien-Sinémurien, (4) côte de Moselle ou du Dogger, (5) côte de Meuse ou de l'Oxfordien, (6) côte des Bars ou du Tithonien, (7) côte de Champagne ou du Crétacé supérieur, (8) côte de l'Île de France ou du Paléogène - (Harmand et Le Roux, 2009)

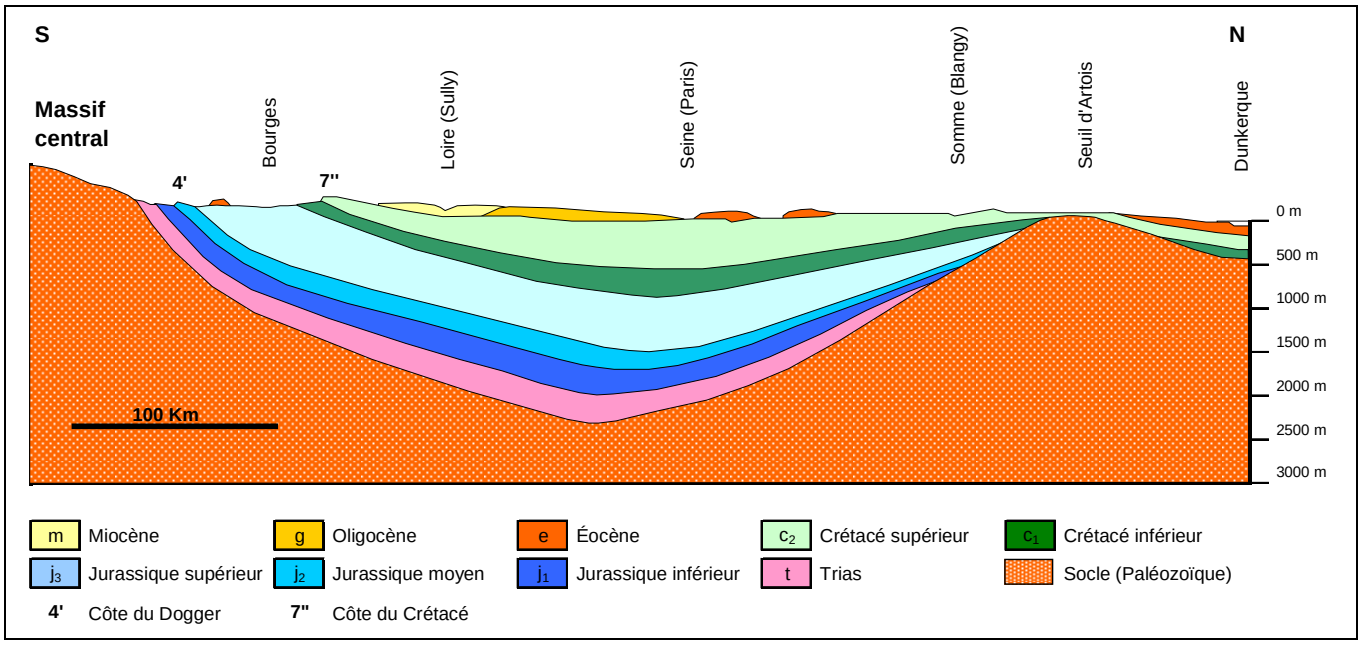


Fig. 1.19 : Coupe géologique Sud-Nord, du Massif central à la plaine de Flandre – Cette coupe de direction N-S est réalisée du Massif central à la Mer du Nord (Dunkerque). Elle recoupe successivement : Bourges, la Loire à Sully-sur-Loire, la Seine à Paris (Charenton), la Somme à Blangy. La numérotation correspond au système de cuestas : (4') côte du Dogger, (7''), côte du Crétacé - (JPF, 2012)

1.3.1.1 LES FORMATIONS CARBONATÉES KARSTIFIÉES DES SECTEURS ÉTUDIÉS

Les secteurs considérés se situent sur les auréoles extérieures du Bassin parisien et dans le fossé de la Saône.

Dans ces secteurs, où les aires de roches à faciès calcaire ou crayeux sont particulièrement étendues, les sites repérés intéressent les karsts de plateaux et plaines (Nicod, 1995). Dans la zone étudiée, sont concernées, les séries carbonatées du Jurassique moyen et supérieur, du Crétacé supérieur et accessoirement de l'Éocène moyen et supérieur.

La bordure sud de l'Ardenne (fig. 3.02 et tab. 1.10)

Au sud de l'Ardenne, les karsts sont particulièrement reconnus sur la côte du Dogger entre la Thiérache ardennaise et le Pays-Haut et se rapportent aux formations suivantes :

- En Thiérache ardennaise et sur les Collines pré-ardennaises, les paléokarsts se développent dans les calcaires du Bajocien (Calcaires à lumachelles et à débris) et du Bathonien (Calcaires blancs, Oolithe miliaire, Calcaires subcrayeux et pseudo-oolithiques…) mais également dans l'Oxfordien (Calcaires "argovo-rauraciens").

- Dans le Pays-Haut, les formations carbonatées karstifiées se limitent à l'étage bajocien où l'on rencontre successivement, de bas en haut, les Calcaires à polypiers, l'Oolithe de Jaumont et l'Oolithe de Doncourt. Des karsts développés sous couverture, sont observables à la périphérie, notamment au contact de la Woëvre (interfluve Loison-Othain, forêt de Woëvre) dans le Bathonien (Dalle d'Étain).

Légende	Karst	Formations	Stratigraphie	
j6b		Calcaires à *Astartes*	Oxfordien	Malm
j6a		Calcaires "argovo-rauraciens"		
j5b		Oolithe ferrugineuse		
j5a		Terrain à Chailles		
j3-4		Argiles de la Woëvre	Callovien	Dogger
j2b		Dalle d'Étain	Bathonien	
j2a		Caillasses à *Anabacia* et marnes à rhynchonelles		
j1c		Oolithe de Doncourt	Bajocien	
j1b		Oolithe de Jaumont		
j1a		Calcaires à Polypiers		
l6		Minette	Aalénien	
l5		Marnes et Schistes de Grandcourt	Toarcien	Lias
l4c		Macigno d'Aubange	Pliensbachien	
l4b		Macigno de Messancy		
l4a		Schiste d'Ethe		
l3		Marnes sableuses d'Hondelange		

Tab. 1.10 : Tableau des faciès et formations karstifiables à la bordure sud de l'Ardenne – Les formations carbonatées susceptibles d'être karstifiées sont repérées par le figuratif des calcaires – (JPF, 2012)

Les confins de la Lorraine et de la Champagne (fig. 4.01 et tab. 1.11)

Le contact des formations jurassiques et crétacées aux confins de la Lorraine et de la Champagne présente de nombreuses formations calcaires impactées par la karstification, il s'agit :

- En Vallage et dans le Barrois, du karst du secteur de la forêt de Trois Fontaines et de Savonnières-en-Perthois (karst aveugle recoupé par l'exploitation des carrières souterraines) qui est particulièrement dense (réseau du Rupt du Puits). Les paléokarsts sont observables principalement dans les calcaires de l'étage tithonien (Oolithe de Savonnières, Oolithe de Bure…).

- Dans le Haut-Pays, des formes de karstification qui sont très nombreuses (forêt de Trampot) et se déploient, notamment, dans les calcaires de l'Oxfordien.

Légende	Karst	Formations	Stratigraphie	
c1b		Argiles du Gault et marnes de Brienne	Albien	Crétacé inférieur
c1a		Sables verts inférieurs		
n6		Sables blancs gargasiens	Aptien	
n5		Argiles à plicatules et sables		
n4b		Minerai de fer oolithique	Barrémien	
n4a		Argile ostréenne		
n3		Calcaires à Spartangues	Hauterivien	
n2		Minerai de fer géodique et sables valanginiens	Valanginien	
j9b		Oolithe de Savonnières et dolomies	Tithonien	Malm
j9a		Calcaires variés		
j8		Calcaires et marnes		
j7a		Calcaire à Astartes	Oxfordien	
j5-6		Calcaires "argovo-rauraciens"		
j4b		Terrain à chailles		

Tab. 1.11 : Tableau des faciès et formations karstifiables du contact Jurassique-Crétacé aux confins de la Lorraine et de la Champagne – Les formations carbonatées susceptibles d'être karstifiées sont repérées par le figuratif des calcaires – (JPF, 2012)

La bordure nord du Massif Central (fig. 5.01 et tab. 1.12)

À la bordure nord du Massif central, de la Champagne berrichonne au Montmorillonnais, de nombreux paléokarsts ont été révélés par l'exploitation minière :

- Au cœur de la Champagne berrichonne, des karsts et paléokarsts sont observables dans l'étage oxfordien (Calcaires lités inférieurs, Calcaires de Morthomiers). Ces paléokarsts peuvent être éventuellement scellés par des calcaires éocènes (Calcaires lacustres du Berry). Plus au sud, dans le Boischaut Sud, les paléokarsts se développent dans les étages bathonien et callovien (Calcaires oolithiques, Calcaires bioclastiques…). Plus au nord, au contact des systèmes jurassique-crétacé, l'étage du Tithonien présente des formes réduites de karstification dans le Sancerrois (Calcaires de Saint-Martin d'Auxigny) et à la périphérie du Boischaut Nord (Calcaires gréseux, Calcaires de Graçay).

- Il en est de même en Brenne où l'étage du Turonien (Tuffeau blanc) est susceptible d'être affecté par la karstification.

- À l'ouest, dans le Montmorillonnais, les phénomènes de karstification sont nombreux et bien développés dans le Bajocien (Calcaires dolomitiques).

Légende	Karst	Formations	Stratigraphie	
e7g2		Calcaires lacustres du Berry	Ludien / Stampien	Tertiaire
e*B*		Formation de Brenne	Cuisien / Stampien	
c4-6		Argiles, spongolithes et silex	Senonien	Crétacé supérieur
c3c		Tuffeau jaune	Turonien	
c3b		Craie micacée ou calcarénite (Tuffeau blanc)		
c3a		Craie blanche tendre		
c2b		Marnes glauconieuses (marnes à ostracées)	Cénomanien	
c1-2a		Sables et Grès de Vierzon		
j7b		Calcaires de Buzançais	Kimméridgien	Malm
j6-7		Calcaires lités supérieurs		
j6b		Calcaires de Morthomiers	Oxfordien	
j6a		Calcaires lités inférieurs		
j5-6		Calcaires et marnes à spongiaires		
j4-5		Marnes à amonites, calcaires noduleux		
j3		Calcaires versicoles	Callovien	Dogger
j2-3		Calcaires oolithiques, calcaires bioclastiques	Bathonien	
j1		Calcaires plus ou moins dolomitiques	Bajocien	
j0		Dolomies à silex	Aalénien	
l7-8		Marnes et calcaires argileux à amonites	Toarcien	
l5-6		Grès grossiers arkosiques	Pliensbachien	

Tab. 1.12 : Tableau des faciès et formations karstifiables à la bordure nord du Massif central – Les formations carbonatées susceptibles d'être karstifiées sont repérées par le figuratif des calcaires. Le tireté horizontal indique un changement de région – (JPF, 2012)

Les plateaux crayeux de Normandie (fig. 6.01 et tab. 1.13)

À l'est du Massif armoricain, les plateaux crayeux de Normandie révèlent des karsts bien développés (principalement dans les secteurs de Caumont et des Andelys). De même des dépressions à la surface du plateau et des indices de circulations karstiques, témoignent d'un karst dont les composantes restent à élucider (Pays d'Ouche). L'étage du Turonien (Craie gris-blanchâtre) semble particulièrement concerné par cette karstification non encore accessible.

Légende	Karst	Formations	Stratigraphie	
B-LPs		Biefs et limons à silex	Quaternaire	
RS		Formation résiduelle à silex		
C6		Craie blanche	Campanien	Crétacé sup.
C4-5		Craie indurée et craie blanche	Connacien-Santonien	
C3		Craie gris-blanchâtre	Turonien	
C1-2		Craie grise glauconieuse	Cénomanien	

Tab. 1.13 : Tableau des faciès et formations karstifiables des plateaux crayeux de Normandie – Les formations carbonatées susceptibles d'être karstifiées sont repérées par le figuratif des calcaires - JPF, 2012)

La charnière entre les Rifts bressan et rhénan (fig. 7.01 et tab. 1.14)

Cette région recouvre l'espace compris entre le fossé de la petite Saône et les Collines pré-jurassiennes :

- Dans le fossé de la petite Saône, les formations calcaires recouvrent les étages jurassiques du Kimméridgien (Calcaires graveleux et calcaires oolithiques) et du Tithonien (Calcaires à tubulures). À l'est, dans le Pays des Tilles, le karst est bien développé (réseau de la Crétanne) dans le kimméridgien (Calcaires de Spoy). Les formations crétacées du Turonien (Craie à *Globotrunca* et Calcaires crayeux) sont également le siège de circulations souterraines.

- Sur le plateau de Vesoul, l'épaisseur des calcaires et la géomorphologie locale ont plutôt privilégié les réseaux horizontaux (Baume de Gonvillars, Frais Puits…). Les formes de surface et souterraines sont bien développées dans les étages du Bajocien (Calcaires à entroques) et du Bathonien (Calcaires de la citadelle de Besançon).

- Les Collines pré-jurassiennes présentent des phénomènes karstiques en grand nombre, mais de développement limité. On les rencontre dans tous les étages calcaires du Jurassique, entre autres, dans les étages : du Bajocien (Grande Oolithe, calcaires à entroques,…), du Bathonien (Calcaires de la citadelle de Besançon…), de l'Oxfordien (Calcaires de Besançon…), du Kimméridgien (Calcaires des Gorges de Noailles…) et du Crétacé (Craie de Tanay…).

Légende	Karst	Formations	Stratigraphie	
g1b		Complexe lacustre à dominance argileuse	Oligocène	Tertiaire
g1a		Complexe lacustre à dominance détritique		
e		Calcaire lacustres avec pisolites ferrugineux	Éocène	
c3		Craie de Tanay, calcaire crayeux	Turonien	Crétacé
c2		Craie marneuse	Cénomanien - Turonien	
c1		Marnes et sables glauconieux	Albien	
n3		Calcaires bioclastiques	Hauterivien	
j9		Calcaires à tubulures	Tithonien	Malm
j8		Calcaires glauconieux	Kimméridgien	
j7		Calcaires fins	Oxfordien	
j6		Calcaires des gorges de Noailles, calcaires oolithiques		
j5		Calcaires de Besançon		
j4		Marnes bleues à fossiles pyriteux	Callovien	Dogger
j3		Dalle nacrée		
j2		Calcaires de la cidatelle de Besançon / Calcaires en plaquettes	Bathonien	
j1c		Grande Oolithe	Bajocien	
j1b		Calcaire à polypiers		
j1a		Calcaire à entroques		
l6b		Calcaires oolithiques avec minerai de fer oolithique	Aalénien	
l6-5		Ensemble de marnes	Toarcien	Lias
l5a		Schistes bitumineux		

Tab. 1.14 : Tableau des faciès et formations karstifiables de la charnière entre les Rifts bressan et rhénan – Les formations carbonatées susceptibles d'être karstifiées sont repérées par le figuratif des calcaires. Le tireté horizontal indique un changement de région – (JPF, 2012)

1.3.1.2 LES SEUILS

Plusieurs antiformes gouvernent la disposition des affleurements. Au niveau des sites étudiés, on observe :

- ***L'Axe morvano-vosgien*** ou ***seuil de Bourgogne*** est une vaste structure anticlinale qui joint les Massifs vosgien et morvandiau. Très dissymétrique, cette structure qui marque la limite actuelle du Bassin parisien, s'effondre brutalement vers le fossé de la Saône. Son axe est parcouru par un réseau losangique très serré de failles organisées en horsts et en grabens, dont les rejets peuvent dépasser les 100 mètres (Harmand et Le Roux, 2006).

- ***Le seuil du Poitou*** sépare les Bassins aquitain et parisien. Il résulte d'un bombement du socle primaire d'axe NW-SE, recouvert d'une mince couverture de calcaires jurassiques, eux-mêmes masqués par des formations tertiaires continentales. C'est un plateau d'altitude compris entre 120/140 m qui culmine à 190 m au horst de Champagné-Saint-Hilaire. Il est découpé par le rejeu des failles paléozoïques qui élèvent les lèvres sud-ouest et font affleurer le Jurassique inférieur et moyen (Battiau-Quesney, 1993).

1.3.1.3 LES ÉTAPES DE LA SÉDIMENTATION

Après la vaste transgression du Lias, qui atteint la plus grande partie des massifs anciens et dont les dépôts sont essentiellement marneux, débute le Jurassique moyen pendant lequel, en milieu littoral en Lorraine, se déposent des sédiments riches en fer sous forme d'oolithe ferrugineuse ou « Minette » (Aalénien et Toarcien p.p). Viennent ensuite, dans le même contexte de climat chaud et humide, des transgressions marines qui remontent de la Mésogée (Mégnien *cord.*, 1980).

Au cours du Jurassique moyen se déposent les puissantes assises calcaires organogènes dures et compactes du Bajocien et du Bathonien notamment des côtes de Moselle, des plateaux de Langres et du seuil de Bourgogne. Au Jurassique supérieur alternent des dépôts encore organogènes (Dalle nacrée de Bourgogne), mais aussi d'autres plus terrigènes (marnes oxfordiennes) en Woëvre. Il se termine par un retour d'eaux plus chaudes et plus pures favorisant la formation sur les hauts fonds de récifs coralliens (côtes de Meuse). Cet étage est suivi de dépôts plus détritiques : marnes du Kimméridgien à l'ouest des côtes de Meuse, elles-mêmes surmontées par des calcaires du Tithonien formant les plateaux du Barrois et leur limite, la côte des Bars. Cette sédimentation aura déposé entre 500 et 1500 m de terrains en relation permanente avec le Bassin aquitain et le domaine mésogéen. Les mers se retirent alors laissant place à une longue émersion où le centre du bassin reçoit des argiles et des sables (Puberckien et Wealdien). Par contre, le pourtour du bassin a été marqué par des interruptions plus ou moins longues pendant lesquelles sont intervenus des phénomènes de karstification, de latérisation, etc. (Mégnien, 1980) (voir paragraphe consacré à l'histoire continentale).

Au Crétacé inférieur, une dernière incursion en provenance de la Mésogée méridionale s'effectue : Valanginien marno-calcaire, Hauterivien marneux et Aptien argileux. Mais c'est à l'Albien qu'un bras de mer, dépose les Sables verts inférieurs notamment dans l'Aube et en Puisaye (Mottet, 1998). Au Crétacé supérieur, le soulèvement de l'aire morvano-vosgien coupe le Bassin parisien des transgressions marines méridionales. S'y substitue la transgression cénomanienne venue des mers nordiques apportant entres autres la Craie (Cénomanien, Turonien, Sénonien). Ces affleurements forment une vaste auréole continue dans tout le bassin, appuyée à l'est et au sud sur les assises jurassiques (Champagne crayeuse, Sénonais, Touraine, Pays d'Ouche…).

Au Tertiaire, du Paléocène à l'Oligocène, le Bassin parisien est à nouveau affecté par cinq transgressions marines d'origine nordique, essentiellement localisées dans le centre et le sud du Bassin parisien et sur des épaisseurs bien inférieures à celles des cycles précédents. Dans le sud du bassin, c'est surtout, l'Éocène supérieur avec le cycle bartonien qui retient notre attention avec trois transgressions caractérisées par un régime lacustre déposant marnes ou calcaires (cf. calcaires lacustres du Berry). La dernière transgression est celle des Sables de Fontainebleau au Stampien (Oligocène, Rupélien ?). Elle correspond à un haut niveau eustatique et aurait selon toute probabilité atteint l'Est de la Champagne où des grès apparentés à ceux de Fontainebleau ont été observés (Blondeau, 1988 ; Allouc, 2007).

1.3.1.4 LES ÉTAPES DE L'HISTOIRE CONTINENTALE

Dans le nord et l'est de la France, ainsi qu'en Belgique et au Luxembourg, au Mésozoïque et au Cénozoïque ont été reconnus quatre épisodes principaux d'émergence soulignés par des paléoaltérations. Ces épisodes sont marqués par des discordances majeures et correspondent à quatre phases de déformation verticale de la lithosphère : du Permo-Trias au Jurassique, au Crétacé inférieur, au Paléogène et du Néogène au Quaternaire (Quesnel, 2003c).

À la fin du Jurassique, les mers se retirent du Bassin parisien laissant place à une longue émersion où le centre du bassin reçoit des argiles et des sables (Purbeckien et Wealdien). Le bassin parisien est alors totalement émergé et les premiers retours de la mer n'interviendront qu'au Valanginien et à l'Hauterivien sur la bordure sud-est (Mégnien, 1980).

Le retrait de la mer coïncide avec un soulèvement de régions situées entre les Iles britanniques et les Cévennes, en liaison avec l'ouverture de l'Atlantique nord et du rift de la Baie de Biscaye (Wyns *et al.*, 2003).

À cette époque, le Bassin parisien constituait une gouttière inclinée vers le sud-est (Bourgogne) en direction de l'océan téthysien. Cette gouttière se présentait sous forme d'une plaine d'inondation qui recevait des sédiments continentaux (faciès wealdiens) issus des bordures nord-est et sud-ouest (fig. 1.20 et 1.21) avec dépôts de sables, d'argiles et développement de paléosols pendant les périodes de non-dépôt. Les bordures de la gouttière formaient de vastes piedmonts raccordés au socle, et plaqués de lobes sableux et conglomératiques liés aux fleuves qui se jetaient dans la gouttière.

Durant cette période, les terres émergées offraient une mosaïque de paysages différenciés dans leur morphologie et leurs altérations (Thiry et al., 2004). Les plateformes calcaires jurassiques, les altérites présentent des faciès variés de type saprolites kaoliniques et formations rubéfiées mais aussi des argiles à pisolites et des cuirasses ferrugineuses.

L'intensité des altérations, la puissance des profils et leur maturation sont directement dépendantes de la durée d'émersion et des situations topographiques vis-à-vis de la gouttière : au centre, les paléoaltérations se limitent à des rubéfactions et argilisations de formations marines ou fluvio-deltaïques du Crétacé inférieur, en revanche, sur les bordures les altérites sont épaisses et matures. C'est ainsi que ces sédiments continentaux passent latéralement à des faciès marins dans la partie sud-est de la gouttière (Thiry *et al*., 2004 ; Wyns, 2010).

Au début du Tertiaire, le début de la collision Afrique-Europe (compression « pyrénéenne ») crée dans l'avant-pays un nouveau soulèvement de la lithosphère (flambage) qui s'étend sur une largeur de 500 km autour de la zone de contact. La zone comprise entre Garonne et Seine est émergée et soumise à l'altération latéritique. Elle se prolonge au nord-est de l'Allemagne jusqu'en Bohême (Wyns, 2010).

Ces zones soulevées sont soumises à l'altération latéritique. Une grande partie des altérations entourant le Massif central, et notamment celles du Sud du Bassin parisien sont rapportées à celle phase d'altération ferralitique (Sidérolitique II ; Quesnel 2003c).

À l'Éocène supérieur, au début de la « distension oligocène », la lithosphère s'affaisse, les profils latéritiques s'engorgent et se terminent par la formation de silcrètes (fig. 1.22). Toutefois, les recherches actuelles tendent à vieillir les silcrètes (comme la Pierre de Stonne dans l'Est du Bassin parisien) rapportées à l'Eocène supérieur.

En fait, d'après les recherches récentes, les silcrètes se situeraient à la fin du Paléogène et à la transition Paléogène-Eocène (Quesnel, journée Jean-Pierre Lautridou, 02/12/2011).

La Pierre de Stonne est un quartzite d'origine pédogénétique. C'est le produit d'une silicification (probablement d'un limon) sous des climats chauds et secs (Voisin 1988). La Pierre de Stonne se serait formée à l'Éocène supérieur. Elle fait partie de toutes les formations similaires reconnues dans le Bassin parisien et datées de la même époque (Quesnel, 2003)

Au Miocène, un bourrelet péri-alpin se forme en réponse à la compression alpine. Il s'étend du sud du Massif central à la Bohême et l'amplitude du soulèvement est évaluée entre 500 et 1000 m. Les plateaux calcaires situés sur le bombement lithosphérique sont soumis à une karstification, tandis qu'une altération soustractive se produit sur ce dernier depuis le Miocène.

Toutefois, les conditions climatiques « plus tempérées » et la durée trop brève ne permettent qu'une altération ménagée (Quesnel, 2003c). Le Massif central, soulevé par l'orogenèse alpine et la distension intraplaque continentale, est l'objet d'une reprise d'érosion au Burdigalien qui favorisée par le rejeu de la tectonique (faille de Sancerre et du Gâtinais) et ouvre la voie aux épanchements des formations détritiques qui affectent le Sud du Bassin parisien.

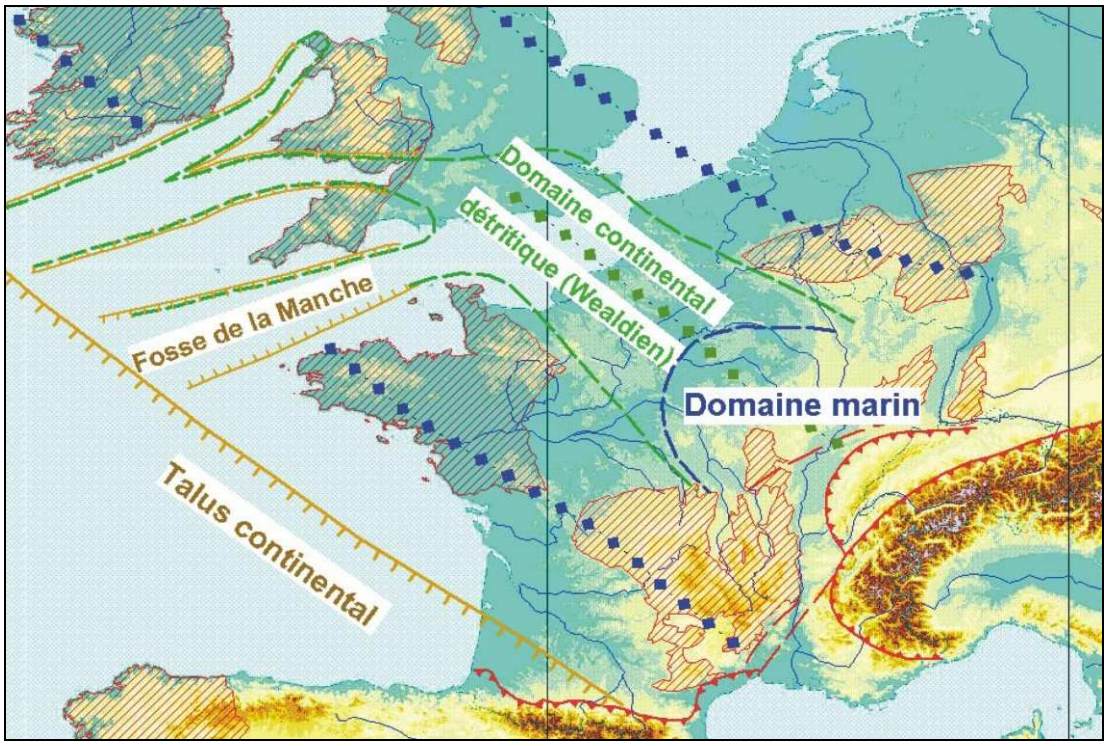


Fig. 1.20 : Les antiformes lithosphériques (losanges bleus) résultant des ouvertures océaniques au Crétacé inférieur, siège des altérations latéritiques infra-crétacées. - Les hachures représentent le socle hercynien affleurant - (Wyns, 2010).

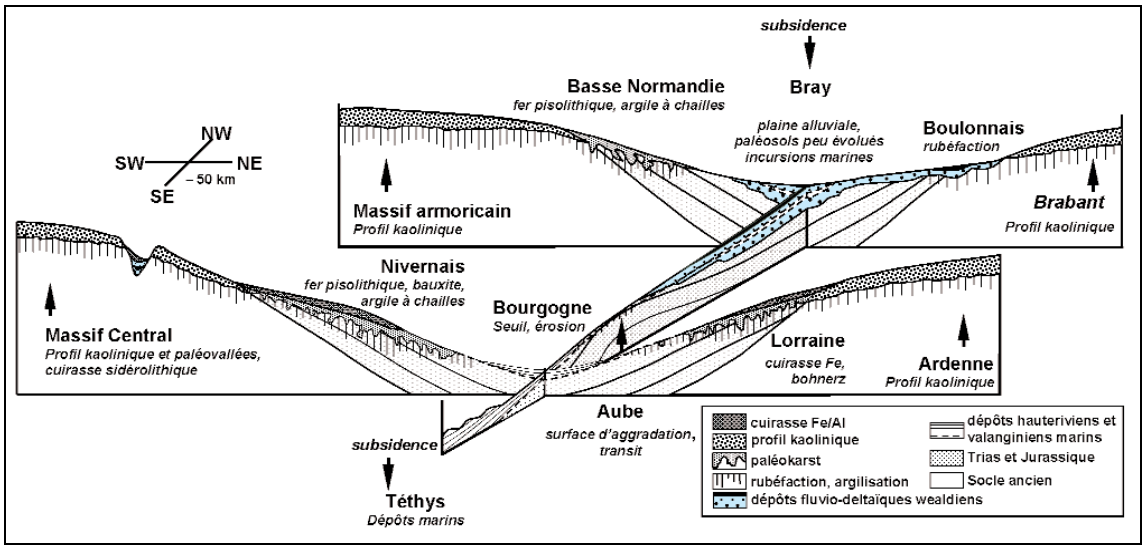


Fig. 1.21 : Schéma structural de la gouttière wealdienne et de ses bordures au Barrémien - À l'Hauterivien et au Valanginien, le complexe fluvio-deltaïque wealdien s'est accumulé dans une vaste plaine d'inondation en liaison avec la Téthys au sud-est par de larges golfes et des incursions marines. Ensuite, en arrière du Seuil de Bourgogne, individualisé après le Valanginien et avant l'Albien, se déposent majoritairement des argiles riches en kaolinite. Les paléoaltérations sont d'autant plus intenses et matures qu'on s'éloigne de l'axe de la gouttière, c'est l'effet conjugué de l'altitude et du temps de continentalisation- (Quesnel *et al*., 2006).

Au Pliocène, toute la France de l'Est et du Nord-Est subit les effets de la grande phase orogénique alpine : le socle hercynien et sa couverture sédimentaire sont soulevés, gauchis de l'est vers l'ouest et du sud vers le nord.

Cette surrection déclenchera une reprise de l'érosion. L'érosion différentielle met en valeur les différences de résistance des roches dans le cadre d'une structure monoclinale ou de structures plus complexes de dômes ou de cuvettes comme dans certaines régions de l'Est du Bassin parisien. C'est ainsi que l'érosion met en relief les successions de cuestas de Lorraine, de Champagne et de Bourgogne du Nord. Ces réseaux originels ont subi un certain nombre de réorganisations de drainage (capture de la haute Moselle, de l'Aire, de l'Ornain-Saulx) au gré du dégagement du relief de côte (Harmand et Le Roux, 2006).

Les grands axes du drainage sont nés lors du retrait des mers secondaires et tertiaires (Le Roux et Harmand, 2003) et sont surimposés. Leur creusement au Quaternaire provoque le dégagement des dépressions orthoclinales (Woëvre, Xaintois, Champagne humide) et des fronts de cuestas plus marqués dans l'est que dans le sud ou l'ouest du Bassin parisien (fig. 1.23).

Le Quaternaire, s'il a été encore affecté par des mouvements tectoniques a surtout marqué le Bassin parisien par les conséquences morphologiques et pédologiques des variations climatiques et eustatiques. Les actions périglaciaires ont contribué à la gélifraction et à l'empâtement des versants. Les variations climatiques ont engendré un creusement de vallées mais celui-ci se produit de manière différenciée dans le temps selon que l'on est en amont ou en aval des systèmes hydrographiques. C'est ainsi qu'en période froide, on assiste à un abaissement du niveau marin et à un creusement des vallées à l'embouchure.

Par contre, en amont, le creusement se produit lors des périodes de transition climatique, au début et à la fin des périodes froides (Cordier *et al.*, 2005). L'action du creusement est contrôlée par la lithologie et les paramètres climatiques.

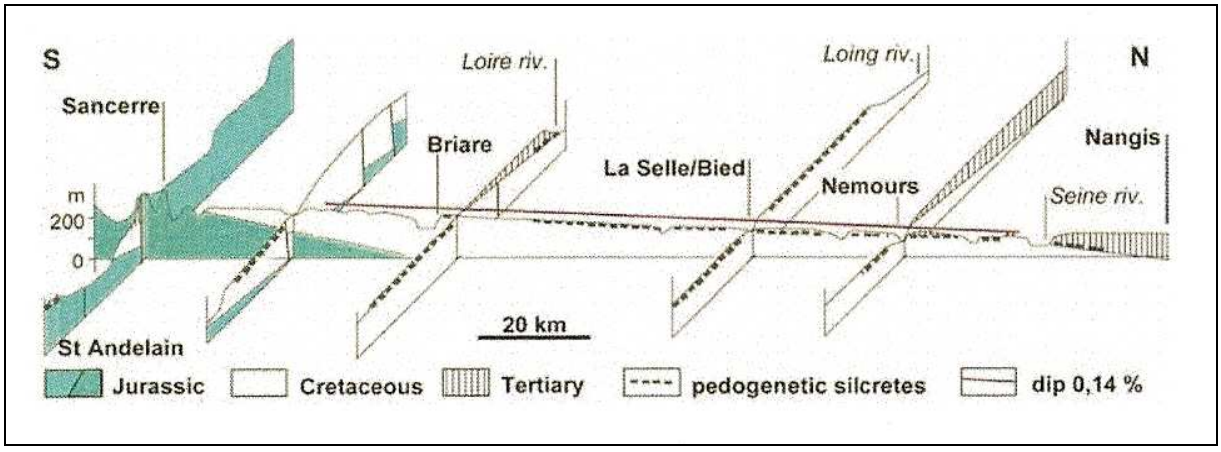


Fig. 1.22 : Coupe géologique suivant le corridor Loire-Loing – Cette coupe montre le remodelage de la paléosurface éocène par la décharge sidérolithique et son armature par les silcrètes pédogéniques développées pendant l'Eocène supérieur (Cojan *et al.*, 2007)

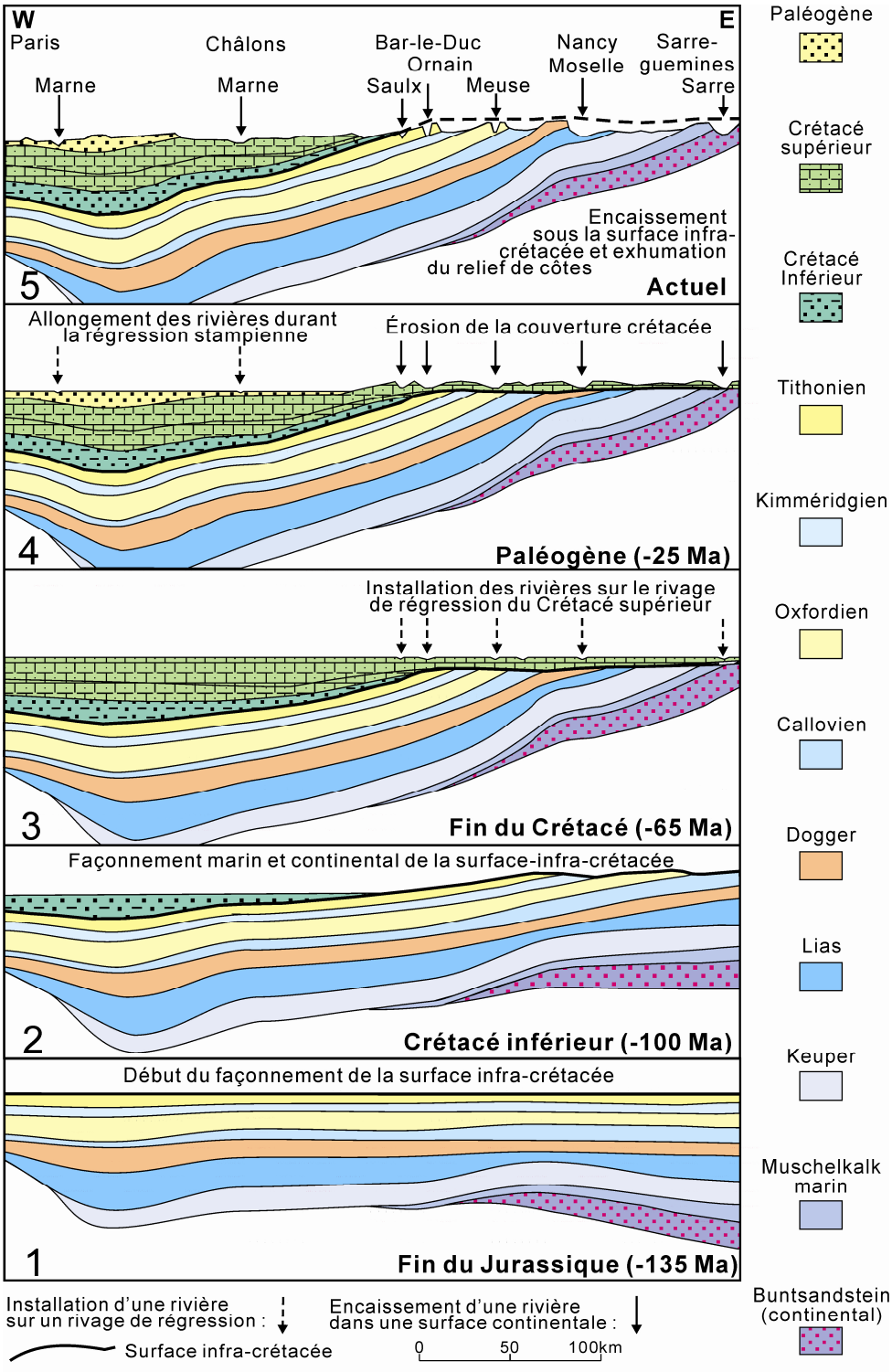


Fig. 1.23 : Évolution des reliefs entre la fin du Jurassique et l'actuel - Les 5 coupes géologiques schématiques montrent l'évolution structurale et morphologique du Jurassique à l'Actuel en Lorraine. À la fin du Jurassique et au début du Crétacé, la Lorraine émerge en raison du soulèvement des bordures du bassin de Paris et subit une érosion continentale sous un climat chaud et humide. Les couches du Jurassique et du Trias sont de plus en plus tronquées vers le nord et vers l'est par la surface continentale infra-crétacée sur laquelle la mer transgresse à nouveau à partir du milieu du Crétacé. À la fin du Crétacé, la mer de la Craie recouvre toute la Lorraine. À cette époque, la forme générale du bassin est déjà presque totalement acquise. Son réseau hydrographique de direction sud-nord prend naissance sur les rivages de la mer de la Craie au fur et à mesure qu'elle se retire vers le Nord, en direction du golfe qui occupait l'emplacement de la Mer du Nord, de la Belgique et des Pays-Bas. Ce réseau, à l'origine du déblaiement de la couverture crétacée, s'encaisse (surimposition) ultérieurement dans le socle et dans les couches du Trias et du Jurassique. Plus à l'ouest, le réseau hydrographique de la Champagne s'installe selon les mêmes modalités sur la surface de régression de la Mer du Stampien (Oligocène) – (Le Roux *in* Lexa-Chomard et Pautrot *dir.*, 2006)

Relations entre soulèvements lithosphériques et altérations

À l'échelle de la plaque européenne, le principal bombement lithosphérique, se traduit par un soulèvement du centre de la Belgique (le Brabant) qui aurait atteint une amplitude totale de 2000 à 3000 m au début du Crétacé (l'altitude est restée beaucoup moins élevée parce les processus d'altération et d'érosion se sont manifestés pendant toute la durée du soulèvement), en relation avec l'ouverture de la mer du Nord (l'Océan atlantique s'est, quant à lui, ouvert à cette époque dans sa partie septentrionale) (Quesnel, 2003c).

Le soulèvement des marges du Bassin parisien, notamment de ses marges orientales, a entraîné la karstification des calcaires triasiques et jurassiques. Dans la Haute-Marne, Corroy (1925) signale que le fer géodique était exploité dans des « *anfractuosités profondes* » creusées dans les calcaires tithoniens. C'est aussi le cas en Lorraine (Pays-Haut) où Jacquot (1849, 1854) mentionne des gîtes à minerai piégés dans les dépressions des calcaires du Bajocien. Les paléoformes les plus spectaculaires se situent à proximité du dôme lithosphérique, dans le bassin de Mons (Belgique), où à Bernissart existent des karsts géants dans lesquels ont été trouvés des restes de dinosaures (Carpentier, 1926).

Selon Tardy et Roquin (1998), les bombements lithosphériques sont responsables de l'altération latéritique qui s'effectue sous des climats très humides à affinités tropicales

Deux témoins de ces latérites infra-crétacées ont pu être datés, à la Borne de fer dans le pays-Haut (Théveniaut *et al*, 2002 et 2007) avec un âge de 120 ± 10 Ma et à Transinne, avec des âges de 126 ±10 et 131 ± 15 Ma, sur le socle d'Ardenne belge (Yans, 2003). D'autres datations paléomagnétiques (115 à 140 Ma) réalisées sur les altérations albitiques des socles paléozoïques ou de leur couverture triasique tendent à montrer que les bordures soulevées du Bassin parisien ont été tronquées par la surface wealdienne dans l'Ardenne, les Vosges et le Morvan (Thiry *et al.*, 2011).

Millot (1964) et Wyns (2003) passent en revue la répartition géographique des faciès « sidérolithiques », en France. C'est ainsi que l'on observe tant sur le socle que sur les couvertures sédimentaires :

- des argiles et sables, dans le Massif armoricain et le Massif central ;

- des argiles kaoliniques sur les marnes liasiques en Vendée, Poitou, Charentes et Morvan ;

- des argiles à chailles sur les calcaires jurassiques du Berry, du Poitou, du Morvan, de la Bourgogne et du Jura ;

- des argiles à silex sur la craie en Normandie et dans le Perche (Quesnel, 1997) ou sur le Tuffeau, en Touraine et en Anjou ;

En Europe, on en rencontre dans le bassin de Londres, en Belgique, dans le Jura Suisse, dans le bassin de Pilsen en Tchécoslovaquie, etc. Ainsi, sur d'énormes surfaces, et des épaisseurs considérables se sont étalés les produits de l'érosion de couvertures ferrallitiques élaborées durant une longue période de biostasie sur les reliefs émergés et ce, du Carbonifère à l'Éocène.

Il en est de même pour les altérites des formations ferrugineuses de surface ou piégées dans le substrat carbonaté :

- pour les calcaires jurassiques bordant le sud de l'Ardenne, dans les départements des Ardennes, de la Meuse et le nord de la Meurthe-et-Moselle ; aux confins de la Lorraine et de la Champagne dans le Barrois et le Vallage ; de la Champagne berrichonne au Seuil du Poitou, sur les plateaux de Haute-Saône ou les collines pré-jurassiennes, en Aquitaine, dans le Boulonnais…

- pour la Craie, en Normandie, dans le Pays d'Ouches et la Plaine de Saint-André.

La corrélation entre les bombements lithosphériques et les paléoaltérations a été notamment mise en évidence par Wyns (2002) et Quesnel (2003c). L'établissement des topographies des paléosurfaces a été construit à partir de l'analyse et de l'interprétation de la distribution de marqueurs caractéristiques (éléments de Pierre de Stonne, sables landéniens, conglomérat…), confrontées aux cartes structurales du Bassin parisien.

La plupart des linéaments qui déterminent ces paléosurfaces, correspondent aux déformations du substrat au Secondaire. Ces caractéristiques sont attribuables aux différents événements tectoniques qui ont affecté la lithosphère du NW de l'Europe depuis la fin de l'orogenèse varisque. C'est ainsi que les gisements de Fer fort de Lorraine peuvent être considérés pour la plupart comme des restes de cuirasses latéritiques démantelées par réhydratation lors de la subsidence lithosphérique succédant aux soulèvements (Wyns, 2010).

À cet égard, Quesnel (2003c) distingue trois époques sidérolithiques (fig. 1.24) : le Sidérolithique (I) wealdien, le Sidérolithique (II) paléogène, tous deux à altération ferralitique, et un Sidérolithique III mio-pliocène à altération "ménagée".

L'histoire des altérations peut ainsi être rapprochée de l'histoire géodynamique de la lithosphère et de ses mouvements verticaux (Wyns, 2002 ; Wyns *et al*., 2003).

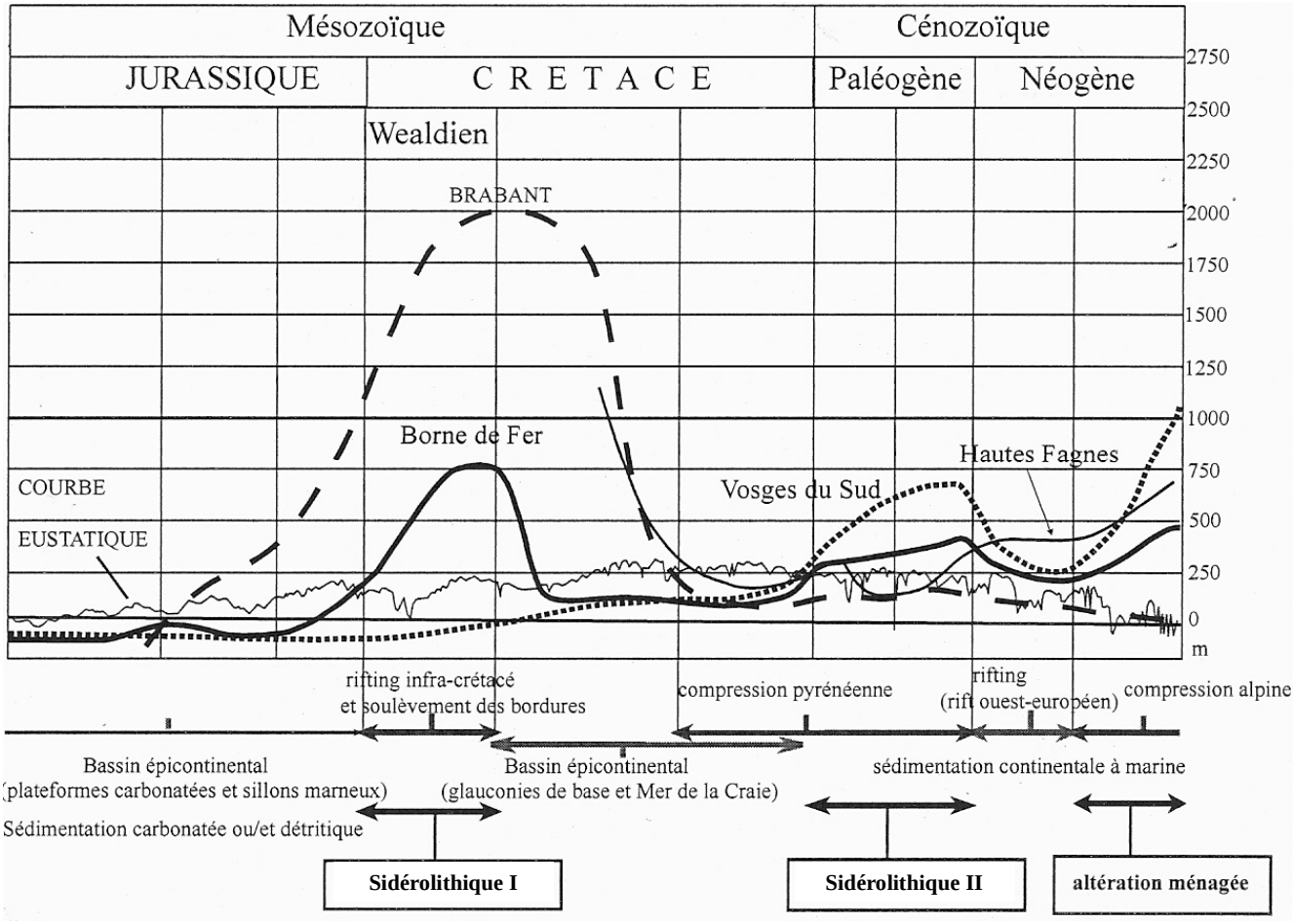


Fig. 1.24 : Courbes du soulèvement de quelques régions du Bassin parisien et de ses bordures depuis la fin du Jurassique - Ce graphique fait apparaître 3 périodes d'altération : (I) une altération latéritique avec cryptokarsts géants au Wealdien : le Sidérolithique I ; (II) une altération latéritique avec silcrètes éocènes : le Sidérolithique II ; (III) une altération "ménagée avec molasses et alluvions: le Sidérolithique III – (Harmand, d'après Quesnel 2003c)

CHAPITRE 2. PROBLÉMATIQUE - OBJECTIFS - MÉTHODOLOGIE

2.1 PROBLÉMATIQUE

Les karsts anciens (paléokarsts) ont été le siège de piégeage de formations superficielles de nature diverse dont les indurations ferrugineuses sont un exemple courant.

Ces indurations ferrugineuses, désignées sous le terme de ferricrètes, sont représentées massivement par des minerais de fer d'altération. Ces ferricrètes sont sous l'étroite dépendance de leur substrat karstique tant en surface qu'en subsurface (Salomon et Pomel, 2005).

Pour beaucoup, ces paléokarsts sont situés, en France et dans les régions limitrophes en bordure des bassins sédimentaires, à proximité des massifs anciens ou à la marge de ces derniers (Cusset *et al.*, 1952).

De manière globale, la problématique se résume à deux grands axes : le premier lié à la corrosion des calcaires, le second pose les problèmes d'altération et de formation des indurations ferrugineuses représentées ici par les minerais supergènes. De manière plus détaillée, on peut envisager la déclinaison autour des questions suivantes :

- genèse et évolution du karst (karstification antérieure, synchrone ou postgénétique) ;
- processus d'altération ;
- significations paléogéomorphologiques des dépôts ferrugineux ;
- rôle de l'évolution continentale postérieure à la mise en place des paléoaltérations ;
- liens éventuels entre les différents sites étudiés ;
- enfin, les paléokarsts et leurs remplissages sont-ils des marqueurs fiables de l'évolution géomorphologique et environnementale ?

2.1.1 LA GENÈSE ET L'ÉVOLUTION DU KARST ET DES FERRICRÈTES

Dans le chapitre précédent, nous avons développé de manière détaillée les caractéristiques des karsts en soulignant la prédominance dans le cadre de notre étude des karsts couverts et des karsts exhumés.

Les formations superficielles recouvrant un karst jouent un rôle fondamental, tant par les modes d'intervention des processus de corrosion (rôle de compresse humide) que par la localisation de certaines morphologies karstiques caractéristiques, notamment en liaison avec la nature et l'épaisseur de la couverture. Les paysages karstiques qui émergent d'un décapage conservent longtemps des traits de la crypto-karstification alors qu'ils sont progressivement façonnés par la météorisation. Le karst couvert de surface, par l'originalité de ses formes, de son fonctionnement hydrologique et de ses nombreux pièges à archives sédimentaires, s'avère être un bon descripteur des variations environnementales. Il mérite d'être mieux compris (Salomon, 2008). Bien entendu, la nature et l'épaisseur des formations superficielles couvrant le substratum calcaire ont leur importance : par l'intermédiaire des couvertures végétales et pédologiques, les eaux d'infiltration qui les traversent seront plus ou moins agressives. Selon les cas, la crypto-corrosion sera donc active ou insignifiante, ce qui se traduira par la genèse de modelés sous couverture, de nature et d'ampleur différentes.

En effet, la présence d'une formation superficielle coiffant une formation carbonatée introduit des modalités particulières venant tantôt bloquer, tantôt au contraire accélérer la karstification selon que cette couverture est imperméable ou au contraire susceptible de conserver longtemps une forte humidité.

2.1.2 LES PROCESSUS D'ALTÉRATION

Les processus d'altération sont au cœur de la relation entre la gîtologie et les paléokarsts (Nicod, 1996).

Un grand nombre de combinaisons génétiques possibles sont toujours discutées : altérations *in situ* (cuirasses sous climat tropical) ou matériel allochtone, transfert d'alluvions (en provenance des massifs anciens) ou en solution, apports éoliens, concentrations dans les poches et migrations dans les cavités karstiques, le tout sous des climats à fort potentiel d'altération. Cette altération fournit des produits d'une grande diversité dans lesquelles les formations ferrugineuses tiennent une part notable. L'observation fondamentale qui les caractérise est l'opposition flagrante qui existe entre la grande monotonie chimique et la multiplicité des faciès.

Les pièges karstiques, dolines et grottes, peuvent être antérieurs à ces dépôts qui les remblayent (donc prégénétiques) ; mais les dolines et poljés peuvent aussi évoluer par crypto-corrosion sous les matériaux clastiques.

2.1.3 LES SIGNIFICATIONS PALÉOGÉOMORPHOLOGIQUES DES DÉPÔTS MINIERS

D'après Nicod (1996) nombre d'auteurs ont insisté sur le fait que la plupart des gisements sont localisés sur des discordances sédimentaires (ou à leur voisinage immédiat) généralement significatives d'émersion, donc d'érosion continentale. À tel point que des métallogènes successifs sont définis en fonction de ces discordances ou des phases tectoniques qui en sont la cause. L'interprétation des paléoformes et des minéralisations peut avoir un triple intérêt :

- Déterminer les phases et conditions d'évolution des paléokarsts ;

- En ce qui concerne les paléokarsts récents (du Jurassique au Cénozoïque), apporter des indications sur les phases et modalités de l'évolution morphologique régionale aboutissant au relief actuel ;

- Réciproquement et plus généralement, les paléokarsts scellés renseignent sur les modes de dépôt des minerais.

2.1.3.1 INTERPRÉTATION GÉOMORPHOLOGIQUE DES PALÉOFORMES

Les paléoformes karstiques posent le problème de la distinction entre formes exhumées et formes révélées, objet de débats nombreux chez les géomorphologues (Nicod et Salomon, 1990).

Les formes observées au fond de nombreuses poches de minerais, après exploitation, simulent des tourelles, pinacles et *tsingys* (forêts de pierre) des karsts tropicaux. Outre les arguments de caractère strictement morphologique, les processus de crypto-corrosion peuvent être mis en évidence par l'altération des calcaires et plus encore des dolomies, au contact du remplissage (Burger, 1989).

La présence de minéraux de transition (chamosite par ex..) dans le remplissage, atteste de l'importance des processus de tassement et de soutirage.

2.1.3.2 SIGNIFICATIONS PALÉOCLIMATIQUE ET MÉTALLOGÉNIQUE

Les minerais supergènes, résultant de processus d'altération, induisent des informations sur le climat existant à l'époque de leur formation et de leur dépôt, ainsi que sur les conditions régnant dans l'épikarst.

Les paléoclimats sont le plus souvent interprétés en rapport avec une paléoposition en latitude proche de l'Équateur, en fonction de la dérive des plaques tectoniques continentales. Toutefois, des climats subtropicaux humides peuvent générer sur une longue durée, une altération ferralitique ; c'est le cas de l'Europe occidentale au Wealdien (Tardy, 1993).

Les dépôts de fer, en Europe, sont d'interprétation délicate en raison de leur caractère ubiquiste. Certes des cuirasses *in situ* et leur remaniement sous forme de sidérolithique et de piégeage dans le gîte karstique témoignent de climats tropicaux à saisons alternées et de grands épandages qui ont régné en Europe occidentale et centrale. À titre d'exemples, nous pouvons citer : pour le Crétacé le minerai de Fer fort barrémien de la Borne de Fer (Pays-Haut lorrain) ou encore, à l'Éocène, le minerai pisolitique éocène (Champagne berrichonne). Mais on observe également des accumulations ferrugineuses plus récentes, se rapportant par exemple au Pliocène ou Quaternaire ancien, avec le castillot du Fossé de la petite Saône.

Par ailleurs leur signification peut être très différente tant du point de vue de la géomorphologie de surface, que du degré d'altération et de l'évolution du karst (Nicod, 1994)

2.1.3.3 RÔLE DE L'ÉVOLUTION CONTINENTALE POSTÉRIEURE A LA MISE EN PLACE DES PALÉOALTÉRATIONS

Une des questions fondamentales, est celle du décapage progressif de la couverture superficielle. En effet, les paysages karstiques que l'on observera seront très différents selon qu'ils ont évolué récemment ou au contraire, pendant très longtemps, sous des formations superficielles d'épaisseur variable et de différentes natures et origines (Salomon, 2008).

Ce décapage a deux conséquences : il est susceptible d'exhumer les karsts et leur remplissage, secondement il soumet ce remplissage à des conditions d'exposition différentes (interface eau-air) et conduit à une évolution différenciée.

2.1.3.4 LIENS ÉVENTUELS ENTRE LES DIFFÉRENTS SITES ÉTUDIÉS

Des corrélations méritent d'être étudiées entre les différents sites, en fonction : de la nature et de la position lithologique de l'encaissant calcaire karstifié ; de la pétrographie et de la composition chimique et minéralogique des indurations et autres paléoaltérations piégées ; de la genèse du karst et des paléoaltérations ; de l'évolution paléogéographique et géomorphologique.

2.1.3.5 LES PALÉOKARSTS ET LEURS REMPLISSAGES SONT-ILS DES MARQUEURS FIABLES DE L'ÉVOLUTION GÉOMORPHOLOGIQUE ET ENVIRONNEMENTALE ?

À cette interrogation, on peut, d'ores et déjà, répondre par les affirmations suivantes :

- Les phases de karstification et d'enfouissement par jeu de subsidence et/ou de rajeunissement par soulèvement se sont souvent succédées et laissent à chaque fois leur empreinte ;

- La position spatiale des paléoaltérites, leur évolution et leur récurrence sont tributaires de conditions climatiques, de critères de subsidence, d'organisation des circulations aquifères, etc.

2.2 OBJECTIFS

La poursuite des travaux sur les paléokarsts et les ferricrètes s'intègre dans la continuité des recherches déjà initiées dans notre mémoire de DEA intitulé : "*Contribution à l'étude des ferricrètes et des paléokarsts dans les régions frontalières du Pays-Haut, de la Lorraine belge et du Gutland*" (Fizaine, 2005).

Le regain d'intérêt pour les formations ferrugineuses d'origine continentale associées ou non aux paléokarsts, s'est traduit par des études récentes, notamment :

- sur les paléoaltérations, notamment dans l'est du bassin de Paris et de ses bordures (Quesnel *et collab*., 2003) ;

- sur les relations entre les paléoaltérations et les paléosurfaces (Quesnel, 1997; Quesnel *et al.*, 2002) ainsi que sur les remplissages karstiques étudiés dans plusieurs régions françaises : plateaux du Larzac central (Bruxelles, 2000) ; Périgord-Quercy (Le Fillâtre, 2001) ; Barrois (Jaillet, 2000) ; bordures du Massif central (Ricordel, 2007) ;

- Sur l'intérêt nouveau porté à l'étude des formations superficielles (Dewolf et Bourrié, 2008) et à la géologie de surface (Campy et Macaire, 2003).

2.2.1 LOCALISATION DES SITES RETENUS

Dans la moitié nord de la France et les pays limitrophes, il existe de nombreux paléokarsts avec des remplissages de paléoaltératites. Parmi ces paléoaltérites, l'une des plus représentatives est celle des formations ferrugineuses d'origine continentale pour lesquelles nous avons choisi de procéder à des investigations plus approfondies (fig. 2.01) :

Pour le bassin de Paris et particulièrement sur les auréoles jouxtant les massifs anciens

- Sur la bordure nord-est du Bassin parisien, au sud de l'Ardenne, principalement sur la cuesta du Dogger, de la Thiérache ardennaise au Pays-Haut lorrain (avec notamment, les sites historiques de Saint-Pancré et de la Borne de fer), en passant par les Crêtes pré-ardennaises (site historique du bois d'Énelle) et le Pays de Montmédy.
- Au contact du Jurassique-Crétacé aux confins de la lorraine et de la Champagne avec, entre autres, le Barrois (bassin versant de la Saulx, calcaires du Valanginien) et le Vallage (bassin versant de la Marne, calcaires du Tithonien).
- Sur la bordure sud du Bassin parisien, au nord du Massif central, depuis la Champagne berrichonne (calcaires de l'Oxfordien) avec les régions limitrophes du Boischaut Sud (calcaires du Bajocien) et de la Brenne (Jurassique supérieur à Tertiaire), jusqu'au seuil du Poitou avec les gîtes du Montmorillonais (calcaires du Jurassique moyen).
- Sur la bordure ouest du Bassin parisien, à l'est du Massif armoricain, sur les plateaux crayeux de Normandie avec le Pays d'Ouche et la Plaine de Saint-André (craie du Coniacien-Santonien).

Pour la charnière des rifts rhénan et bressan

- Dans le Fossé de la petite Saône (calcaires de l'Oxfordien et craie du Turonien)
- Sur les plateaux de Vesoul avec les grottes-minières des Équevillons à Montcey (calcaires du Bajocien) et de Champtourneau à Bucey-les-Gy (calcaires du Bathonien).
- Dans les collines préjurassiennes avec les minières d'Éguenigue (calcaires de l'Oxfordien supérieur), de Bethoncourt (calcaires du Kimmeridgien) et de Fallon (calcaires du Bajocien).

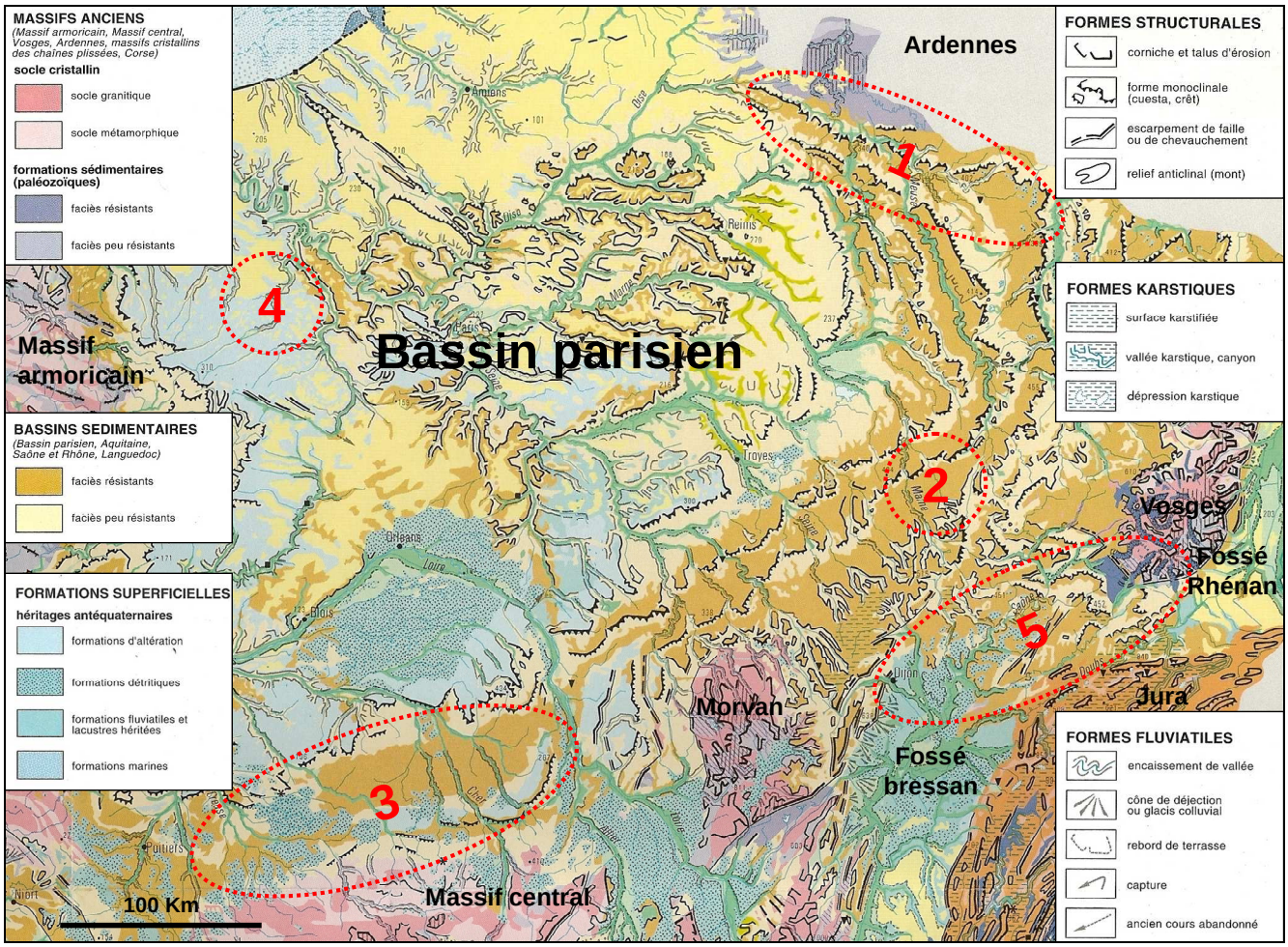


Fig. 2.01 : Localisation des régions étudiées – (1) Bordure nord-est du Bassin parisien : de la Thiérache ardennaise au Pays-Haut lorrain ; (2) Contact du Jurassique-Crétacé aux confins de la Lorraine et de la Champagne : Barrois et Vallage ; (3) Bordure sud du Bassin parisien : de la Champagne berrichonne au seuil du Poitou ; (4) Bordure ouest du bassin parisien : plateaux crayeux de Normandie avec le Pays d'Ouche et la Plaine de Saint-André ; (5) Charnière entre les rifts bressan et rhénan : Fossé de la Petite Saône, plateaux de Vesoul, Collines pré-jurassiennes - (Extrait de la carte géomorphologique au 1/2500000[e], Joly *et al.*, 1987-1989)

2.2.2 OBJECTIFS RETENUS

L'approche détaillée des différents sites est concrétisée par l'obtention d'un panel d'observations à plusieurs niveaux ou échelles, dans le temps et l'espace : les observations ainsi collectées font l'objet de descriptions et interprétations. Cette démarche se traduit par la volonté :

- d'effectuer l'inventaire de tous les paléokarsts à remplissage ferrugineux dans l'aire étudiée à partir de la bibliographie existante et d'observations personnelles ;

- de cartographier précisément, à différentes échelles, les paléokarsts en surface et en milieu souterrain ainsi que les modelés les plus représentatifs observés dans les différentes régions étudiées ;

- de décrire les caractérisations des différents dépôts associés aux paléokarsts par le biais de coupes et de travaux de laboratoire (macroscopie, microscopie, analyses chimiques et diffractométriques)

- d'établir une typologie des paléoformes karstiques et des dépôts piégés ;

- de formuler des interprétations nouvelles de l'évolution géologique et géomorphologique à l'échelle locale et régionale.

2.3 MÉTHODOLOGIE

Les ferricrètes et autres indurations ferrugineuses remaniées ou piégées dans le karst sont des formations superficielles. À l'instar de celles-ci, leurs données essentielles caractéristiques reposent sur la genèse et l'évolution dans l'espace et le temps (Dewolf et Bourrié, 2008).

Leur étude passe, classiquement par :

- la recherche bibliographique ;
- l'enquête de terrain ;
- les analyses en laboratoire.

Certes, ces méthodes sont habituelles à un certain nombre de sciences de la Terre (géochimie, sédimentologie, stratigraphie, pétrographie, pédologie, etc.). Mais les questions que soulèvent ces formations ferrugineuses et qui orientent les recherches spécifiques en raison de leur situation exceptionnelle de leur distribution dans les paysages karstiques, concernent leur genèse, leur évolution, les dynamiques de mise en place, leurs remaniements éventuels et leurs relations privilégiées au cadre géomorphologique.

2.3.1 RECHERCHES BIBLIOGRAPHIQUES

Les formations ferrugineuses ont pour beaucoup été exploitées comme minerai de fer, pour certaines jusqu'au début du XXe siècle. La connaissance de ces minerais de fer résiduels et de remaniement, piégés dans le karst suppose le recensement, la localisation, la nature et le repérage de tous les gîtes renfermant des minéraux riches en fer.

La principale difficulté réside dans le fait qu'aucun ouvrage, aucune carte ne signale de manière exhaustive la présence de matériaux indurés par des concentrations de fer pour la France continentale. De même, dans la mesure où les différents inventaires (incomplets) réalisés ne s'attachent pas à la genèse des formations, il a été nécessaire d'examiner chacun d'eux afin de ne retenir que les gîtes de minerais de fer résiduels et de remaniement, piégés ou non dans le karst.

Nous nous sommes donc attachés à recenser les différents gîtes miniers exploités, non seulement au siècle passé, mais sur l'ensemble de l'Histoire du territoire français depuis la fin de l'Ancien Régime au début de la IIIe République. Il a donc été nécessaire de croiser et de compléter chacune des multiples sources documentaires en recherchant et compilant, souvent sur place, des ouvrages en nombre réduit d'exemplaires et dispersés sur l'ensemble du territoire national. Ce premier travail a été complété par une recherche topographique, à toutes échelles, incluant à la fois des cartes thématiques sur les gisements métallogéniques et des cartes géologiques où peuvent être mentionnées, le cas échéant, à des degrés divers de précision, les ressources minérales.

L'autre aspect concerne la description minutieuse des minerais jadis exploités afin de s'assurer de la représentativité des échantillons qui seront récoltés sur les sites, lors des prospections futures.

2.3.1.1 LES OUVRAGES

Concernant l'inventaire des sites, la recherche bibliographique est orientée vers les écrits depuis le XVIIIe siècle avec l'ouvrage de référence que constitue la description des gîtes de minerai de France par Dietrich (1786, 1789,1800) jusqu'à la fin du XIXe siècle ; ce siècle, où notre pays a été confronté à la Révolution industrielle, s'est révélé particulièrement prolixe en inventaires ou statistiques départementales témoignant de la vocation économique à valoriser les ressources dans les domaines de la géologie, de la minéralogie, ou encore des ressources dites minéralurgiques.

La synthèse des auteurs par localisation (département, région *s.l*) est traduite par le tab. 2.01

	Localisation	Auteurs
XVIIIe	Pyrénées	Dietrich (de) (1786)
	Haute et Basse Alsace	Dietrich (de) (1789)
	Lorraine méridionale	Dietrich (de) (1800), Duhamel et Lelièvre (1800)
XIXe	Ain	Benoît (1859), Delafond et Depéret (1894)
	Aisne	Brayer (1824), Thorent (1838), Archiac (d') (1843)
	Allier	Berthoumieu (1900), Boulanger (1844)
	Hautes-Alpes	Lory (1860)
	Ardennes	Sauvage et Buvignier (1842), Thiriet (1894), Bestel (1898)
	Ariège	Mussy (1869, 1870), Viguier (1887)
	Aube	Leymerie (1846)
	Aude	Viguier (1887)
	Aveyron	Coquand (1849, 1855), Boisse (1870)
	Charente	Coquand (1855, 1857, 1858, 1860)
	Charente-Maritime	Coquand (1849)
	Cher	Malinvaud (1833), Thirria (1851), Beau E. (1858), Douvillé (1875), Grossouvre (1886)
	Côte-d'Or	Thirria (1838), Carlet (1854)
	Creuse	Grossouvre (de) (1886)
	Doubs	Thirria (1836, 1851), Résal (1864), Delafond et Depéret (1894)
	Drôme	Gras (1835), Lory (1860)
	Eure	Passy (1874)
	Gard	Dumas (1875)
	Gers	Jacquot (1870)
	Indre	Grossouvre (de) (1886)
	Indre-et-Loir	Grossouvre (de) (1886)
	Jura	Thirria (1836, 1851), Résal (1864), Ogérien (1865), Delafond et Depéret (1894)
	Lot	Coquand (1849, 1855)
	Haute-Marne	Cornuel (1839a, 1839b, 1879), Poullain (1864, 1879), Rigaud (1878), Salzard (1878)
	Mayenne	Blavier (1837)
	Meurthe-et-Moselle	Jacquot (1849, 1854, 1868), Levallois (1862), Braconnier (1871, 1872, 1879,1883), Voltz (1883a), Bleicher (1887, 1894)
	Meuse	Buvignier (1852), Cornuel (1879), Bleicher (1887, 1894)
	Moselle	Jacquot (1849, 1854, 1868), Langlois et Jacquot (1851), Simon (1859), Voltz (1883b), Bleicher (1887, 1894)
	Nièvre	Ebray (1858)
	Nord	Meugy (1855), Rogine (1872)
	Pas-de-Calais	Loriol (de) et Pellat (1866, 1874), Rigaux (1892)
	Bas-Rhin	Daubrée (1852)
	Haut-Rhin	Delbos et Kœchlin-Schlumberger (1866)
	Haute-Saône	Thirria (1833, 1836, 1851), Four (1849), Delafond et Depéret (1894)
	Saône-et-Loire	Manès (1847), Berthaud (1869), Delafond et Dupéret (1894)
	Sarthe	Guillier et Triger (1886)
	Deux-Sèvres	Carcarié (1888)
	Tarn	Coquand (1855)
	Tarn-et-Garonne	Coquand (1849)
	Vaucluse	Gras (1862)
	Vienne	Longuemar (1870)
	Haute-Vienne	Longuemar (1870)
	Vosges	Carrière (1850)
	Yonne	Leymerie et Raulin (1858)
	Territoire-de-Belfort	Thirria (1836, 1851), Parisot (1877)
	France continentale	Fournel (1831)

Tab. 2.01 : Ouvrages et articles rédigés par les auteurs anciens (XVIIIe et XIXe siècles) avec localisation – (JPF, 2011)

2.3.1.2. LES CARTES

Toujours dans le cadre de l'inventaire, la compilation des cartes suivantes a été réalisée :

Pour la France :

- Carte géologique de la France à 1/50.000^{e} (BRGM, 976 cartes) ;

- Carte géologique de la France à 1/80.000^{e} (BRGM, 55 cartes, en tant que besoin pour complément, ou lorsque la carte à 1/50.000^{e} faisait défaut) ;

- Geologische Specialekarte von Elsass-Lothringen à 1/25.000^{e} (Commission für die geologische Landes-Untersuchung von Elsass-Lothringen, 18 cartes, 1882 à 1885);

- Carte des gîtes minéraux de la France à 1/320.000^{e} (BRGM, Péringeat *coord.*, 14 cartes, 1960 à 1964) ;

- Carte métallogénique à 1/400.000^{e} des gîtes minéraux des Vosges et de la Forêt Noire (BRGM, Agard *Coord.*, 1975) ;

- Carte des gîtes minéraux de la France à 1/500.000^{e} (BRGM, Méloux, 1977 à 1985, 8 cartes et catalogues) ;

- Carte des gisements de fer à 1/1.000.000^{e} (BRGM, Horon *et collab.* 1962, 2 feuilles, avec 6 encarts au 1/200.000^{e}) ;

- Carte minière de la France à 1.250.000^{e} (Caillaux, 1875) ;

- Carte géomorphologique de la France au 1.000.000^{e} (GIP-Reclus, Joly F. *et collab.*, 4 cartes, 1987 à 1993).

Pour les autres pays européens :

- Carte géologique du Luxembourg à 1/25.000^{e} (PC, 2 cartes) ;

- Carte géologique de Wallonie à 1/25.000^{e} (DGRNE, 4 cartes) ;

- Carte géologique de Belgique à 1/40.000^{e} (CGB, en tant que de besoin pour complément, lorsque la carte au 1/25.000^{e} faisait défaut, 4 cartes) ;

- Carte géologique de Suisse à 1/25.000^{e} (1 carte).

2.3.2 ÉTUDES DE TERRAIN

L'étude de terrain a été conduite comme suit : la première étape consiste à rechercher et repérer, dans l'espace, les indurations ferrugineuses *s.l.*. Cette identification préalable est suivie d'une reconnaissance au cours de laquelle seront définies les investigations utiles à mener : cartographie des sites, établissement de coupes stratigraphiques et prélèvements minutieux d'échantillons à des fins d'analyses en laboratoire

2.3.2.1 RECHERCHE ET REPÉRAGE DES INDURATIONS FERRUGINEUSES *s.l.*

Les cartes géologiques à 1/50.000^{e} voire à 1/80.000^{e} ne signalent pas toujours la présence de matériaux indurés par des concentrations de fer. Elles permettent toutefois d'indiquer le contexte géologique dans lequel ces niveaux s'observent actuellement.

Seules quelques feuilles récentes à 1/50.000^{e} apportent des précisions souhaitées.

L'une des caractéristiques de ces indurations ferrugineuses est leur dispersion à toutes les échelles. D'une région à l'autre, les formations géologiques ont subi des karstifications ou des paléokarstifications différentes : il sera donc nécessaire de repérer les formations carbonatées, de situer les surfaces à l'affleurement et d'y situer les paléosites miniers au contact de ces formations et des formations superficielles qui les recouvrent.

2.3.2.2 RECONNAISANCES *in situ*

Ces sites miniers sont abandonnés depuis plus d'un siècle au moins et ont pour l'essentiel disparu ou sont profondément dégradés et peu visibles. **Plus d'une centaine de sites ont été visités et plus de soixante ont fait l'objet d'une étude détaillée.**

De même, il convient de noter que les gisements présentent une grande pluralité d'exploitation : grattage de surface, exploitation à ciel ouvert des vides de l'épikarst (dolines et ruelles), extraction souterraine des cavités de l'endokarst (grotte-minière). Dans ce dernier cas, l'utilisation et la mise en œuvre de matériel et techniques spéléologiques s'imposent.

2.3.2.3 CARTOGRAPHIE DE SURFACE ET SOUTERRAINE

Sur chacun des sites étudiés, il est prévu d'établir, en tant que de besoin, des topographies à différentes échelles des formes de surface (dolines, lapiaz, ruelles) et souterraines (gouffres ou grottes)

Pour l'essentiel, ces topographies ont été réalisées par l'auteur avec le concours des membres du club de spéléologie de Longwy (entre 1995 et 2011). Le matériel mis en œuvre est le suivant :

- Pour les gisements: compas *Reconnaissance et Universelle Topochaix* ®;
- Pour les distances : télémètre laser *Bushnell* ELITE ® 1500 ARC™, décamètre à ruban ou *Topofil Expé* ® ;
- Pour les pentes : clinomètre *Shunto* ® ou *Topofil Expé* ® ;
- Pour la localisation : GPS *Garmin eTrex* ® VENTURE Cx™.

2.3.2.4 DESCRIPTION DES PROFILS

Chaque fois que cela a été possible, il a été établi une coupe stratigraphique permettant les observations suivantes : limites des unités sédimentaires ; texture, structure et couleurs des sédiments ; mise en évidence des discontinuités et repérage des échantillons prélevés. La norme des représentations est celle développée par Technip (1991) : normalisation des figurés, symboles et abréviations utilisés en exploration et production pétrolières.

2.3.2.5 COLLECTE D'ÉCHANTILLONS

Nous avons collecté environ 300 échantillons nous paraissant être les plus représentatifs, à la fois, des affleurements et remplissages observés au cours des investigations sur le terrain, et des descriptions réalisées par les auteurs anciens. Pour chacun d'entre eux, ont été relevés : la position géographique (commune, lieu-dit, coordonnées Lambert II étendu) ainsi que le contexte géologique et de prélèvement.

Concernant la collecte des échantillons, sont rappelées quelques règles essentielles : prélèvement sur chaque gisement de tous les faciès macroscopiquement repérables, aussi bien les faciès riches en fer que les roches qui leur sont associées ; prélèvement d'un nombre suffisant d'échantillons (travaux de laboratoire : découpes, lames minces, analyses ; traitement statistiques). La qualité des travaux de laboratoire est conditionnée par des précautions préalables : éviter les altérations superficielles à l'affleurement et s'assurer de l'absence de contaminations dues à l'échantillonnage et aux traitements postérieurs.

Il convient de préciser que la collecte d'échantillons *in situ* est malaisée. En effet, les sites miniers sont à l'abandon depuis plus d'un siècle : les remblaiements ou effondrements d'ordre naturel ou anthropique, induisent une inaccessibilité pour nombre de chantiers d'exploitation.

2.3.3 ÉTUDES EN LABORATOIRE

Le but des diverses analyses que nous avons choisi d'effectuer, est de caractériser les formations renfermant des oxydes de fer. La conduite des différentes études et travaux de laboratoire est inspirée des sources suivantes : Adams *et al.* (1994), Bayly (1976), Hébert (1998), Demange (2009), Gourdon (1973), Hébert (1998), Mackenzie et Guilford (1992), Mackenzie et Adams (2002), Miskovsky et Debard (2002), Miskovsky (2008), Parfenoff *et al.* (1970), Roubault (1982).

Les traits généraux, notés sur le terrain, sont précisés en laboratoire par des analyses physiques et chimiques. L'interprétation des résultats obtenus devra permettre d'une part, de classer les types de concentration et d'autre part de préciser les mécanismes mis en cause ou, tout au moins, de formuler quelques hypothèses sur la genèse des dépôts de fer.

Diverses analyses physiques et chimiques sont effectuées sur les matériaux indurés par le fer ainsi que sur les sédiments les accompagnant. Ce sont successivement :

① Examen macroscopique et microscopique (microscope optique et microscope métallurgique) des échantillons ;

② Analyses de la composition chimique des remplissages ;

③ Étude diffractométrie RX (phases minéralogiques) ;

④ Étude granulométrique de la fraction sableuse des remplissages ;

⑤ Étude de la fraction grossière ;

⑥ Sismique-réfraction.

2.3.3.1 EXAMEN MACROSCOPIQUE ET MICROSCOPIQUE DES ÉCHANTILLONS

Définitions et acceptions

Les roches sont composées d'agrégats de minéraux. L'identification d'une roche dépend donc de la présence et de l'abondance de tel ou tel minéral et de sa structure.

La première étape de notre démarche est la pétrographie, c'est-à-dire la description et l'identification des échantillons récoltés à plusieurs échelles. Cette phase d'observation minutieuse est primordiale, car il convient de bien distinguer les observations, des hypothèses d'origine et genèse induites par la pétrologie (*stricto sensu*).

La notion d'échelle d'observation se décline en observation macroscopique et microscopique : l'observation macroscopique à l'échelle de l'échantillon, est réalisée à l'œil nu ou avec une loupe binoculaire ; quant à l'observation microscopique à l'échelle des minéraux constitutifs de l'échantillon, elle se pratique à l'aide d'une binoculaire ou d'un microscope, sous différentes sources lumineuses appropriées.

Ces observations sont réalisées sous différentes sources lumineuses dont nous avons retenu les définitions adoptées par Mackenzie (2002) : **LN** : Lumière Naturelle ou lumière du jour ; **LPNA** : Lumière Polarisée Non Analysée, appelée autrefois par certains auteurs (Parfenoff *et al.*, 1970) "lumière naturelle" ; **LPA** : Lumière ¨Polarisée Analysée, désignée parfois sous le terme de "lumière polarisée" (*Ibid*) . Selon, le critère de reconnaissance, la nature de l'échantillon (roche cohérente ou meuble) et celle des minéraux (transparents ou opaques), sont privilégiés des matériels et des méthodes d'observation spécifiques.

Macroscopie

La description systématique d'un macro-échantillon s'établit à partir des caractères suivants : la couleur, la taille du grain, le classement des particules, la composition et la minéralogie, la forme et l'état de surface, l'arrangement intergranulaire et la dureté.

1. **Détermination de la couleur** : La couleur est un élément important de détermination pour les minéraux. C'est notamment le cas des oxydes ou hydroxydes de fer dont la teinte permet d'en apprécier la teneur et la nature. Cette couleur a son origine dans une combinaison de phénomènes : absorption des ions Fe^{2+}, transfert de charges entre Fe^{2+} et Fe^{3+} ou O^{2-}.

La couleur des oxydes de fer dépend non seulement de la structure cristalline, mais aussi de la taille des particules : ainsi, une gœthite aciculaire micronique sera jaune, alors qu'une gœthite dont les cristallites sont de l'ordre de 10 nm, sera marron ; il en est de même pour les hématites dont la taille des cristaux, est comprise entre 10 et 100 nm et qui ont une couleur rouge vif, tandis que les oligistes dont les cristaux sont de l'ordre du µm, sont plutôt violettes (Pomiès cité par Triat, 2010).

La détermination des couleurs est réalisée sur l'échantillon prélevé. Cette détermination se trouve facilitée lorsque l'échantillon est broyé en vue d'analyses chimiques ou de diffractométries RX. La lecture est établie à partir du nuancier des codes couleurs des sols de Cailleux (1959), traduite en code équivalent Munsell (1973).

Le test du trait, dans le même esprit, consiste à identifier la couleur de la trace poudreuse laissée par le frottement d'un minéral sur un morceau de porcelaine dépolie. La couleur du trait est constante pour une espèce minérale quelle que soit la couleur apparente de cette dernière.

L'inconvénient majeur dans la détermination des couleurs est cependant le caractère très subjectif des appellations.

2. Estimation de la taille du grain : C'est, entre autres, sur cette caractéristique qu'est basée la nomenclature des roches sédimentaires. Les transitions entre chaque catégorie sont parfois difficiles à observer à l'œil nu et l'utilisation de la taille du grain comme critère discriminant nécessite donc, en toute rigueur, une étude à la binoculaire. Pour cette raison, il est préférable à cette étape de l'étude pétrographique de ne distinguer que trois types de taille du grain (sur la base des critères de la pétrologie magmatique) :

- les grains fins : taille inférieure à 1 mm, difficilement distinguables à la loupe ;
- les grains moyens : taille entre 1 et 2 mm, généralement observables à la loupe ;
- les grains grossiers : taille supérieure à 2 mm, tous normalement visibles à l'œil nu.

3. Appréciation du classement des particules. Il s'agit d'apprécier la dispersion des tailles des particules par rapport à la moyenne de l'échantillon. Á cet égard, deux questions, se posent sur les différents grains : caractère homométrique ou hétérométrique, classement ordonné (polarité sédimentaire) ou anarchique. Il s'agit d'une estimation visuelle du classement qui se traduit par les termes : très bien classé, bien classé, médiocrement classé et très mal classé.

4. Détermination de la composition et de la minéralogie : Cette étape consiste à identifier la nature des différents constituants de la roche. En d'autres termes, il s'agit de définir la nature des éléments composant la roche (cristaux, débris de roches, éléments lithiques) et de repérer la présence de fossiles De nombreuses autres propriétés physiques des minéraux peuvent être utilisées afin de les identifier. Celles-ci comprennent, entre autres, des tests simples tels que l'effervescence à l'acide chlorhydrique (certains carbonates), la saveur (sels), le toucher (talc). Les minéraux argileux sont onctueux au toucher, font pâte à l'eau et happent [collent à] la langue.

5. Description de la forme et de l'état de surface des grains : Les formes des éléments constituant la roche fournissent, d'une part, des informations sur le transport des éléments, d'autre part, des informations sur les conditions et l'ordre de cristallisation. On distingue à cet égard (tab. 2.02) :

- les éléments de forme : forte ou faible sphéricité ;
- le degré d'émoussé : très anguleux, anguleux, subanguleux, subémoussé, émoussé et très émoussé ;
- l'état de surface : éclat naturel, luisant, mat, picoté, sale.

6. Description de l'arrangement des grains : il s'agit de détailler la nature du contact (ou son absence) entre les grains (grains *stricto sensu*, oolithes, pisolites…), la nature de l'éventuelle matrice les séparant ("pâte" ou "ciment") et la cohérence globale de la roche (homogénéité ou ségrégation de minéraux).

7. Évaluation de la dureté : L'une des propriétés les plus discriminantes des minéraux, la dureté, notée *H* (de l'anglais *hardness*), est définie comme la résistance au "rayage". C'est en fait une propriété intrinsèque traduisant la résistance des liaisons entre les atomes ou les édifices élémentaires du réseau cristallin. Le minéralogiste allemand Friedrich Mohs a proposé, en 1822, une échelle de dureté empirique (tab. 2.03a et 2.03b) qui va du talc (le plus tendre) au diamant (le plus dur). Mesurer la dureté d'un minéral, c'est mesurer sa capacité à en rayer un autre. Avec le kit de dureté mentionné précédemment, on peut effectuer des tests de dureté sur les clastes de grande dimension.

Forme											
Faible sphéricité (L / l > 1,5)						Forte sphéricité (L / l < 1,5)					
Très anguleux	Anguleux	Subanguleux	Sub-émoussé	Emoussé	Très émoussé	Très anguleux	Anguleux	Subanguleux	Sub-émoussé	Emoussé	Très émoussé
											

Dureté	Minéral
1	Talc
2	Gypse
3	Calcite
4	Fluorine
5	Apatite
6	Orthose
7	Quartz
8	Topaze
9	Corindon
10	Diamant

Minéraux ferrifères	Dureté
Biotite	2,5 à 3
Gœthite	5 à 5,5
Hématite	5 à 5,5
Ilménite	5 à 6
Hornblende	5,1 à 5,5
Sphène	5,5
Augite	5,6 à 6
Magnétite	6,1 à 6,8
Epidote	6,6 à 7
Grenat	6,6 à 7,7
Tourmaline	7 à 7,5
Staurotide	7 à 7,5

Tab. 2.02 : Détermination visuelle de la sphéricité et d'émoussé des grains (Hébert, 1998, modifié)

Tab. 2.03a et 2.03b : Échelle de dureté de Mohs (1822) – Minéraux de référence et minéraux complémentaires

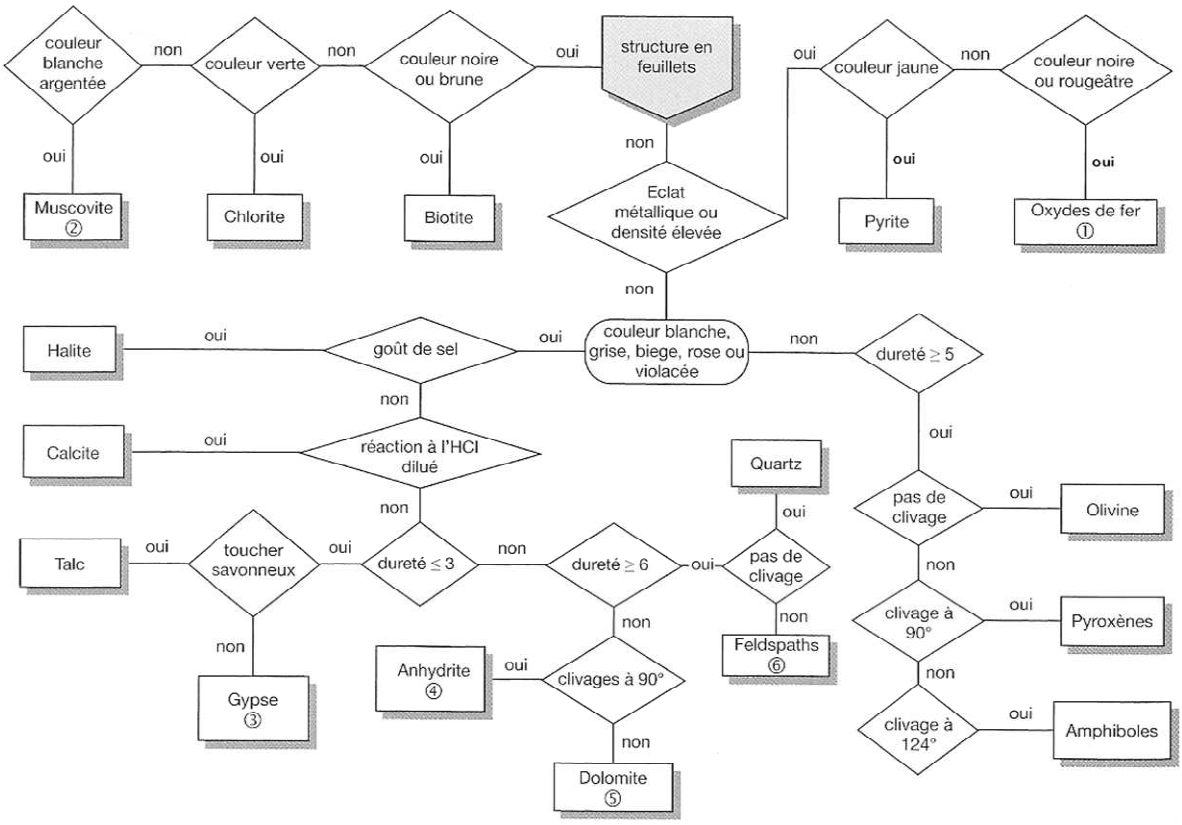


Fig. 2.02 : Systématique simple de détermination des principaux minéraux, basée sur l'observation macroscopique et essais de terrain - (Parriaux, 2006)

8. Utilisation d'autres critères : De nombreux autres critères sont également importants pour identifier une roche. À l'instar des fossiles, la présence de structures sédimentaires telles que lamination, litage, figure de charge, *ripple marks*, etc., représentent des éléments importants à répertorier. De même, des enclaves ou des litages dans les roches peuvent révéler des détails pour élucider la genèse de ces roches. Enfin, l'observation d'une "fabrique minérale" (orientation préférentielle des minéraux) apporte des informations sur les conditions de déformation et de cristallisation des minéraux.

Microscopie optique

La microscopie optique permet d'étudier les caractéristiques micromorphologiques des échantillons : la structure d'une roche *s.l*, les minéraux qui la constituent ainsi que leurs particularités, les figures d'altération, etc. Cet examen microscopique des échantillons de roches collectés, est rendu possible grâce à la fabrication de lames minces.

Le premier microscope polarisant fut utilisé par Talbot en 1834, mais c'est Sorby en 1845 qui montra comment on pouvait réaliser des sections très minces de roches et de minéraux de façon à les rendre transparents et à étudier ainsi leurs propriétés optiques. A l'heure actuelle, en dépit du perfectionnement des moyens d'investigation, le microscope polarisant conserve, en minéralogie comme en pétrographie, une place prépondérante.

Matériel d'observation et de capture d'images

Pour les observations optiques, nous avons utilisé les matériels suivants :

• Loupe trinoculaire *Perfex Sciences* Zoom Pro 10.46 ® (photo 2.01) dont les caractéristiques sont les suivantes : grossissement de 8x à 50x avec oculaire de 10x ; oculaire gradué 10x ; objectif additionnel x2 ; dispositif pour examen en LPNA (polarisateur) et en LPA (Polarisateur + analyseur).

La loupe binoculaire est un instrument qui permet d'examiner les minéraux de taille relativement petite (à partir de 50 microns environ) et de leur appliquer les techniques utilisées pour des échantillons macroscopiques. En fait, il s'agit d'un examen assez subjectif qui conduit à des reconnaissances plutôt qu'à des déterminations, mais dans la pratique et pour presque tous les minéraux courants, il est possible d'assimiler ces reconnaissances à des déterminations sans risque excessif de confusion. L'observation de grains non montés fournit dans la plupart des cas des indications très intéressantes que ne peuvent procurer les minéraux inclus dans le baume de Canada. Ce sont par exemple, l'état de surface, la dureté, la fragilité, l'éclat, auxquels s'ajoutent les critères de forme, de couleur, de clivage. Un autre intérêt de cette méthode d'étude est de permettre le prélèvement de minéraux isolés, autant de fois qu'il est nécessaire, pour les mesures d'indice de réfraction, les essais micro chimiques ou d'écrasement... Enfin, dans certains cas, il a été possible d'effectuer une estimation quantitative ou un comptage des minéraux.

• Microscope *Motic PM -2805* ® (photo 2.02) dont les caractéristiques sont les suivantes : grossissement de 8x à 50x avec oculaire de 10x/20 mm ; oculaire gradué 10x ; dispositif pour examen en LPNA (polarisateur) et LPA (Polarisateur + analyseur) et dispositif d'analyse de retard de phase avec lames auxiliaires.



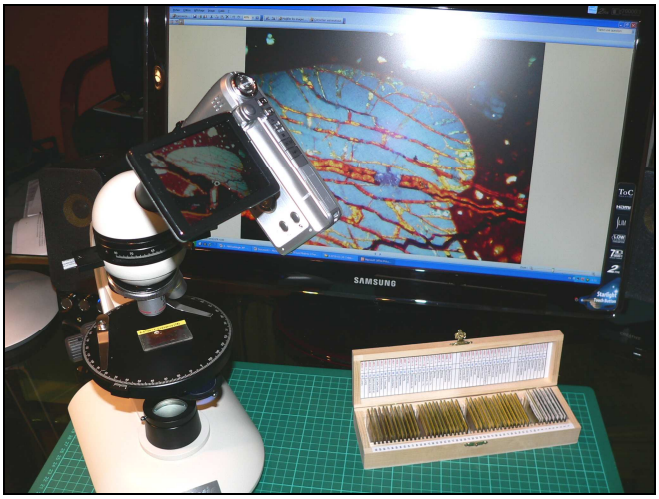


Photo 2.01 : Loupe trinoculaire *Perfex Sciences Zoom Pro 10.46* –La loupe trinoculaire est équipée d'un dispositif amovible d'examen en LPA et LPNA. Une caméra numérique *Camiris* (résolution 3Mpix), montée sur l'oculaire vertical, permet la capture d'images - (Photo JPF, 2010)

Photo 2.02 : Microscope *Motic PM -2805* – La capture d'image est réalisée par appareil photo numérique Canon (résolution 7 MPix) , monté sur l'oculaire unique- (Photo JPF, 2010)

• Des accessoires pour la prise de vue, peuvent être adaptés aux deux matériels précédents, il s'agit de : caméra numérique *Camiris* ® (résolution 2048x1536 pixels) ; appareil photo numérique *Canon* ® (résolution 7 Mpix) ; logiciel de traitement d'images microscopiques *Hélicon Focus* ®.

• Des accessoires complémentaires indépendants seront également mis à contribution : plaques de porcelaine dépolies pour analyse de la couleur du trait ; crayons calibrés de différentes duretés (échelle 1 à 10 de Mohs) pour estimation de cette dernière ; mortier diamant pour la préparation de certains échantillons ; et pour la détermination des couleurs, nuancier des codes de couleurs Cailleux et Munsell.

Fabrication des lames minces

Nous avons collaboré à la réalisation d'une centaine de lames minces à l'atelier de litholamellage (Demeurie C.) de l'Université Henri Poincaré à Nancy. Le processus de fabrication mis en oeuvre est le suivant :

- découpe, à l'aide d'une scie diamantée, d'une lame de roche à faces parallèles appelée "sucre" (15 x 15 x 30 mm) ;

- polissage, pendant 6 à 8' d'une des surfaces sur un tour constitué par un disque métallique horizontal tournant à faible vitesse avec une poudre abrasive (carbure de silicium) ;

- collage de cette surface sur une lame de verre porte-objet (30 x 45 x 1,5 mm) avec une résine synthétique ;

- polymérisation à 80° C, pendant une heure sur la presse de collage ;

- gravure de l'identifiant de l'échantillon sur la lame porte-objet ;

- amincissement à la scie d'arasement de l'objet à environ 1 mm (photo 2.03) ;

- rectification à 150 µm à la rectifieuse,

- rodage et polissage final à l'épaisseur de 30 µm. La durée de l'opération varie de 4 à 15' selon la dureté des roches (photo 2.04) ;

- éventuellement, collage sur la surface rodée et polie, à la résine, d'une lamelle de verre "couvre-objet" (épaisseur : 0,1 mm).





Photo 2.03 : Scie d'arasement *Brot* – Opération d'amincissement de l'objet à une épaisseur d'environ 1 mm - (Atelier de litholamellage de l'Université Henri Poincaré, Nancy I – (Photo JPF, 2008)

Photo 2.04 : Machine à roder *Brot* – Opération finale de mise à épaisseur 30 µm, de l'objet collé sur la lame mince– (Atelier de litholamellage de l'Université Henri Poincaré, Nancy I – (Photo JPF, 2008)

Description micromorphologie

La terminologie utilisée pour la description des lames minces est celle de Brewer (1964). Nous avons utilisé et repris celle développée par Meyer (1987) dont le vocabulaire a été francisé. Les définitions en sont rappelées ici.

Description systématique

La description de la micromorphologie d'un échantillon passe par la description systématique de l'organisation interne des composants observables sur la lame mince, qui sont :

- ***Le fond matriciel*** : Matériel dans lequel se développe la pédogenèse ; il est fait du plasma, du squelette et des vides à l'exclusion des traits pédologiques.
- ***Le plasma*** : Tout le matériel, minéral ou organique, dont la dimension est trop ténue pour être déterminée optiquement. En pratique, il comprend les éléments de taille colloïdale (< à 2 µm.), notamment la phase argileuse et les oxydes de fer.
- ***Le squelette*** **:** Minéraux dont la taille est suffisante pour être identifiable au microscope optique (> à2 µm).
- ***Les traits pédologiques*** **:** Ce sont les unités morphologiques qui se différencient du matériel environnant (concentration et différenciation de certaines fractions du plasma, différences d'arrangement). Sous ce terme, on range habituellement les cristallisations néoformées que sont les cutanes et les glébules (pisolites, nodules, taches, etc.)
- ***Les vides*** **:** Cavités aux formes variées telles que des chambres, des pédochenaux ou des fentes.

Assemblages élémentaires

Les relations entre les grains du squelette et le plasma, permettent de distinguer plusieurs types d'assemblages. Ces derniers traduisent essentiellement les phénomènes d'éluviation (en particulier l'assemblage granulaire) ou d'illuviation (assemblage porphyrique). Ces assemblages peuvent être :

- ***Porphyrique*** : les grains du squelette sont noyés dans le plasma, à la manière des phénocristaux dans une roche cristalline à texture porphyrique (fig. 2.03a).
- ***Aggloméré*** : le plasma apparaît comme un remplissage assez lâche entre les grains du squelette (fig. 2.03b).
- ***Intertextique*** : les grains du squelette sont liés par des ponts plasmiques (fig. 2.03c).
- ***Granulaire*** : il n'y a aucun plasma (fig. 2.03d).

Séparation plasmique (*plasma separation*)

Les constituants du plasma, en particulier les minéraux phylliteux, tendent à prendre une orientation commune dans certaines zones du fond matriciel. Ces zones acquièrent une biréfringence sous le microscope optique, on parle alors de séparation plasmique. Ces séparations sont fonction des contraintes physiques agissant au cours de la pédogenèse (bioturbation, alternances humectation – dessiccation) :

- ***Mosépique*** : développement extrême de l'assemblage insépique; les plages veinées envahissent tout le plasma, mais il n'y a pas d'orientation préférentielle pour l'ensemble de la roche (fig. 2.04a).
- ***Vosépique*** : les phyllites s'orientent parallèlement aux parois des vides (fig. 2.04b).
- ***Squelsépique*** : les phyllites s'orientent parallèlement aux surfaces des grains du squelette (fig. 2.04c).
- ***Masépique*** : les argiles s'orientent suivant une direction préférentielle valable pour l'ensemble de l'échantillon (fig. 2.04d).
- ***Bimasépique*** est employé lorsque deux directions préférentielles apparaissent (fig. 2.04e).
- ***Lattisépique*** : variété de la séparation bimasépique où les phyllites s'orientent suivant deux directions perpendiculaires (fig. 2.04f).
- ***Insépique*** : quelques plages isolées sont veinées par des assemblages de minéraux argileux qui, dans la même plage, ont une orientation commune (fig. 2.04c).

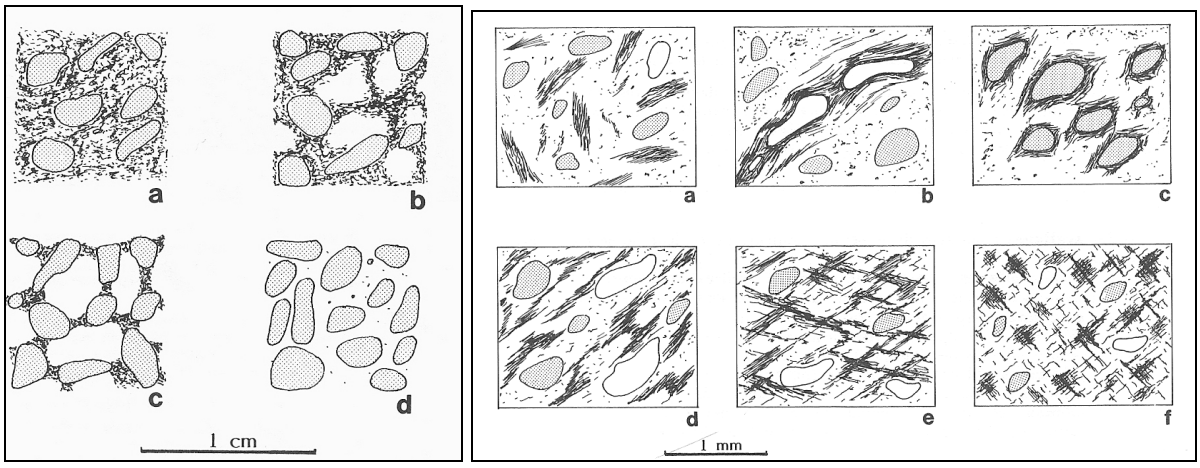


Fig. 2.03 : Assemblage élémentaire dans un sol – (a) porphyrique : grains du squelette noyés dans le plasma ; (b) aggloméré : plasma discontinu entre les grains ; (c) intertextique : ponts plasmiques entre les grains ; (d) granulaire : absence de plasma – (Meyer, 1987)

Fig. 2.04 : Principaux types de séparations plasmiques - (a) Séparation masépique : nombreuses plages indépendantes ; (b) Séparation vosépique : phyllites orientées autour des parois des vides ; (c) Séparation squelsépique : phyllites orientées autour des grains du squelette ; (d) Séparation masépique : orientation unique ; (e) Séparation bimasépique : deux directions- préférentielles d'orientation ; (f) Séparation lattisépique : deux directions d'orientation perpendiculaires – (Meyer, 1987)

Traits pédologiques

Ce sont des unités morphologiques qui se distinguent du matériel environnant : concentration et différenciation du plasma, différences d'arrangement, etc. Ces particularités observées localement sont de plusieurs types.

- ***Cutanes*** : il s'agit d'une concentration d'un des éléments constitutifs du sol sur une surface naturelle ; on distingue trois types de cutanes en fonction de leur origine et des phénomènes qu'ils traduisent.

  - Les **cutanes de diffusion** : certains éléments du plasma migrent par chromato-graphie vers la surface des polyèdres (hydroxydes de fer, calcite) ; cela traduit surtout des alternances de dessication et d'humectation.
  - Les **cutanes d'illuviation** : la circulation de l'eau dans les pédochenaux entraîne des particules, ou des éléments dissous, qui se déposent à la surface des vides.
  - Les **cutanes de tension** : les contraintes dans les sols entraînent une modification du plasma (avec orientation des argiles parallèlement aux surfaces de friction (fig. 2.05a) ; ces cutanes de tension tapissent les surfaces de friction plus ou moins courbes.

  Les cutanes se classent également en fonction de leur nature minéralogique ou chimique : **argilanes**, **ferri-argilanes**, **calcitanes**, **ferranes**, **gibbsanes**, **manganes**, **silanes**, **siltanes**.

- ***Glébules*** : petites masses millimétriques ou centimétriques, plus ou moins arrondies, dont le constituant est différent du fond matriciel environnant. Glébules est le nom général pour les taches, les nodules et les pisolites considérés au sein du fond matriciel où ils se sont formés :

  - **Les pisolites** sont des glébules entourés d'un cortex ou d'une série de cortex concentriques (pisolite "vrai"). C'est un des traits pédologiques le plus caractéristique des cuirasses ferrugineuses. Leur taille varie entre 0,5 mm et quelques cm.
  - **Les nodules** sont des accumulations de matière plus ou moins indurée, de forme plus ou moins ronde, qui ne présentent aucune différenciation structurale interne. Lorsqu'ils sont à bord diffus, ils portent le nom de subnodules.
  - **Les papules** sont des concentrations d'argile uniformément orientées ou zonées.

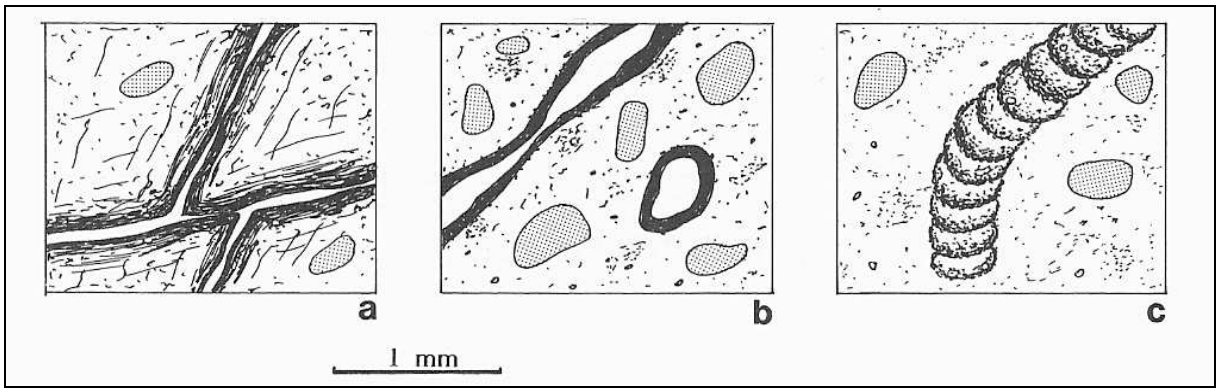


Fig. 2.05 : Exemples de traits pédologiques – (a) Cutanes de tension développés le long de fissures ; (b) Ferranes opaques tapissant la paroi de vide ; (.c) striotubule dû à un animal fouisseur - – (Meyer, 1987)

Systématique de la lame mince : description et identification des minéraux à la binoculaire ou au microscope optique polarisant (LPNA et LPA)

Dans les roches, les minéraux d'une même espèce peuvent avoir des orientations variées. Bien qu'une même espèce minérale possède les mêmes caractéristiques optiques et cristallographiques, en lame mince, chaque section de cette espèce va pouvoir apparaître sous des traits différents.

Suivant son orientation, un grain anisotrope ne présentera pas nécessairement les indices de réfraction maximaux qui sont les seules caractéristiques de l'espèce, mais deux indices secondaires qui ne caractérisent que la section observée.

Selon la teneur en fer total des échantillons étudiés, les techniques classiques ont du être adaptées :

- Les formations faiblement ou moyennement ferruginisées, mais possédant une induration suffisante, ont pu être sciées en vue de confection de lames minces classiques.
- Quant aux corps bien individualisés et libres les uns par rapport aux autres comme c'est le cas des pisolites de petite taille, leurs études n'ont pu être entreprises qu'après une induration dans de la résine synthétique. Ainsi de très nombreuses coupes sériées, favorisent l'observation de diverses sections.

De ces études de lames minces, il convient de dégager :

- Le développement des microstructures.
- Le type de fer en fonction de son degré d'hydratation ;
- Et pour certains matériaux une évolution stadiale, c'est-à-dire l'empreinte des diverses générations révélées par des différences de cristallisation.

Examen métallurgique ou métallographique

L'étude métallographique est à la métallogénie ce que la pétrographie est à la géologie (Picot & Johan, 1977). En effet, les minéraux métalliques (hématite notamment) sont des corps fortement absorbants, en général opaques en lame mince et par conséquent non étudiables en lumière transmise par la technique microscopique utilisée en pétrographie. On est donc conduit à les examiner en lumière réfléchie, en confectionnant des sections polies, étudiées à l'aide d'un microscope métallographique ou métallurgique (photo 2.05).

Les échantillons de minerais à faciès massifs sont pour l'essentiel, opaques. L'échantillon soumis à analyse est soigneusement poli (on pourra utiliser, à cet égard, le "sucre" ayant servi de préparation d'une lame mince) grâce à des disques de papier abrasif disposés sur un plateau tournant. Le poli optimum sera obtenu par l'emploi successif d'abrasifs de granulométrie décroissante : n° 120, 240, 400, 600 et 1000 (6 µm) pour le dégrossissage ; et de 6 à 1 µm pour la finition.



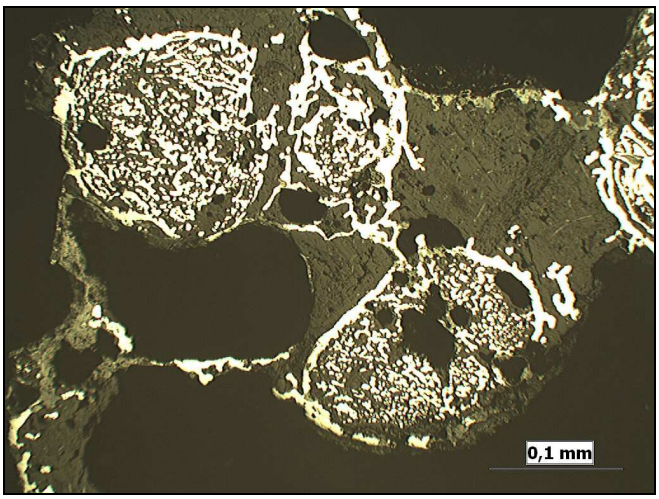


Photo 2.05 : Microscope métallurgique – Microscope métallurgique *Reichert-Jung McF3* (grossissement jusqu'à 1000x) équipé d'un caméra numérique - (Photo Merluzzo, Laboratoire Métallurgie Culture de Jarville, 2009)

Photo 2.06 : Exemple de cliché d'un échantillon observé au microscope métallurgique – Cette microphotographie représente un échantillon prélevé sur une "loupe" de fer sur le site des Minières à Chargey-les-Gray en Haute-Saône Les structures résiduelles du minerai n'ont pas été complétement réduites : il est donc possible de reconnaître des traits pédologiques des pisolites - (Photo Merluzzo, Laboratoire Métallurgie Culture de Jarville, 2009)

La mise en œuvre d'un microscope métallurgique requiert une longue expérience : le critère principal de détermination d'un minéral est l'appréciation du pouvoir réflecteur (P.R) en lumière blanche, en comparant des minéraux de nuances assez semblables : à titre d'exemple, le P.R de l'hématite est le double de celui de la gœthite. Le second paramètre sera la possibilité de mise en évidence de la forme ou la structure du minéral, notamment pour ceux présentant un caractère automorphe.

A été réalisée, grâce à cette technique, l'analyse descriptive de 9 échantillons, à caractère métallique et dont l'examen classique de lame mince en microscopie optique se révélait décevant du fait de l'opacité (anisotropie) des minéraux. L'ensemble des opérations : polissage, examen au microscope métallurgique, photographies est l'œuvre du Laboratoire de Métallurgie et Cultures (IRAMAT-UMR 5060) du Musée du fer de Jarville (Leroy M. et Merluzzo P.).

2.3.3.2 ANALYSES CHIMIQUES

Le but des analyses chimiques est double : il s'agit d'une part, de déterminer quels sont les éléments chimiques qui accompagnent le fer dans différentes conditions d'altération ; d'autre part, de dégager les caractères communs et de différenciation des formations selon les critères de classification ou de localisation : faciès, position dans le gîte, géologie, localisation.

D'une manière générale, on tentera, autant que faire se peut, de combiner les mêmes prises d'échantillons pour les analyses chimiques et les diffractométries X. De même, compte tenu du faible grammage des échantillons, il convient de limiter les problèmes de contamination : éliminer les surfaces (pas de découpe à la scie, éclatement de l'échantillon au marteau sur une enclume recouverte d'un papier non contaminant, etc.). La qualité du broyage est également déterminante : granulométrie adaptée, nettoyage consciencieux des galets en acier au carbone avec du sable lavé entre chaque échantillon

Les analyses chimiques sont indispensables dans tous les cas d'étude des altérations, soit qu'elles permettent le suivi d'un élément déterminé pour en connaître les différents stades évolutifs, soit qu'elles renseignent sur l'évolution d'un élément dans un ensemble de sédiments dans le but de définir un gisement, soit encore qu'elles permettent de définir des familles d'indurations ferrugineuses.

Méthodes

42 analyses chimiques ont été réalisées. Cette tâche a été confiée au Service d'Analyses des Roches et Minéraux (SARM) du Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques (CRPG – UPR 2300) de Vandœuvre-les-Nancy (interlocuteur : Marin J.).

Le protocole classique fournit le dosage des teneurs pour les onze éléments majeurs exprimés en % d'oxydes (SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3 total, MnO, MgO, CaO, Na_2O, K_2O, TiO_2, P_2O_5) ainsi que la perte au feu à 1000°. Les concentrations sont exprimées en pourcentages pondéraux d'oxydes. La précision sur les éléments majeurs est donnée par le tab. 2.04.

Pour les ferricrètes, l'analyse chimique présente une certaine monotonie, trois minéraux principaux représentent plus de 90 % de la composition pondérale. Ces éléments, sont :

- Les oxydes ou hydroxydes de fer pouvant atteindre 70 % et dont les formes principales sont l'hématite (Fe_2O_3) et la gœthite (FeO(OH)) ;
- La silice (SiO_2), sous forme de quartz résiduel ou combiné (argile kaolinique ($Al_2Si_2O_5(OH)_4$)) ;
- L'alumine (Al_2O_3) sous forme de gibbsite ($Al(OH)_3$) et de bœhmite (AlO(OH)) mais aussi en substitution dans les oxydes de fer.

D'autres composés ont été également quantifiés :

- Les oxydes métalliques de titane (TiO_2), présents dans toutes les cuirasses, et de manganèse (MnO_2), en forte proportion dans certains remplissages. L'itinéraire géochimique du manganèse est proche de celui du fer ;
- Les oxydes des cations alcalins monovalents (Na_2O, K_2O) ;
- Les oxydes des cations alcalino-terreux bivalents (CaO, MgO).

Oxydes (%)	>20%	>10%	>5%	>1%	>0,5%	>0,2%	>0,1%	Limites détermination (%)
SiO_2	<1%			<10%				0,20
Al_2O_3		<1%	<3%		<10%			0,10
Fe_2O_3			<1%		<5%			0,10
MnO						<2%	<5%	0,03
MgO			<1%		<10%			0,10
CaO			<2%	<10%				0,10
Na_2O				<2%			<10%	0,05
K_2O					<2%		<10%	0,05
TiO_2				<2%			<20%	0,05
P_2O_5				<5%		<10%		0,05

Tab. 204 : Incertitudes et limites de détermination du dosage des éléments majeurs - Calculs effectués pour 8 matériaux géochimiques de référence en analyse de routine sur une période de 6 mois - (source CRPG, mars 2010)

Mode opératoire

Le mode opératoire mis en œuvre est le suivant : broyage des échantillons à 50 µ (id. diffractométrie RX) ; fusion au $LiBO_2$ à 1000° (photo 2.07) et mesure de la perte au feu (PF) ; mise en solution acide et analyse à l'aide du spectromètre d'émission à source plasma (automate ICP-OES, photo 2.08).

Traduction graphique des résultats

Pour une lecture plus aisée, nous avons choisi de représenter graphiquement (application graphique du logiciel *Microsoft Excel* ®), les résultats d'analyses sous deux approches :

Graphique ternaire (fig. 2.06) permettant de visualiser les grandes familles d'indurations ferrugineuses et de faire les premières corrélations sur les 3 éléments chimiques principaux (SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3 total).

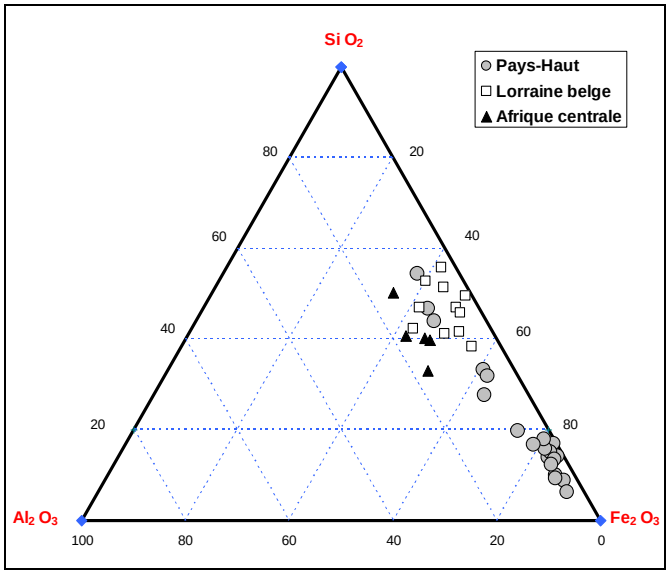
Graphique circulaire ou "radar" (fig. 2.07) orienté par le groupement sur une cible, de 6 ensembles d'éléments regroupés selon leur nature. L'objectif est de visualiser : les oxydes de fer (Fe_2O_3 total - axe 0°) ; le quartz et la silice combinée (axe 60°) ; l'alumine (Al_2O_3 - axe 120°) ; les autres métalloïdes (MnO et TiO_2 – axe 180°) ; les résidus alcalins (MgO, CaO, Na_2O, P_2O_5 - axe 240°) et la perte au feu (axe 300°). L'intérêt de cette méthode graphique utilisée par Gourdon (1973), est de visualiser les proportions respectives exactes du quartzite des silicates phylliteux, composant les sédiments.





Photo 2.07 : Echantillons pour analyse chimique à l'issue de la fusion à 1000° - (Photo Service d'Analyses des Roches et des Minéraux, CRPG, Vandoeuvre-les-Nancy)

Photo 2.08 : Spectromètre d'émission à source plasma (automate *ICP-OES*) - (Photo Service d'Analyses des Roches et Minéraux, CRPG, Vandoeuvre-les-Nancy)



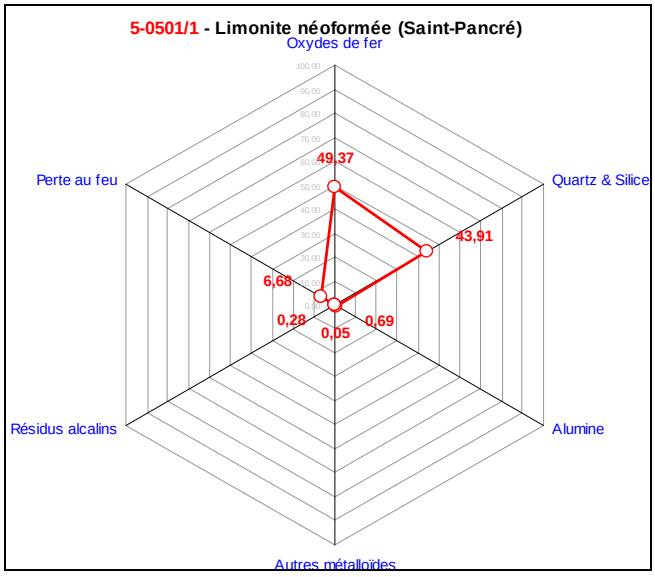


Fig. 2.06 : Exemple de graphique ternaire – Caractérisation graphique des grandes familles d'induration ferrugineuses à partir des 3 principaux minéraux (SiO_2, Al_2O_3, Fe_2O_3 total) – (JPF, 2005)

Fig. 2.07 : Exemple de graphique circulaire ou "radar" – Illustration graphique polymorphe de l'analyse chimique d'un échantillon par le regroupement en 6 ensembles des 10 éléments principaux et de la perte au feu - (JPF, 2010)

Indices complémentaires et significations

- Pour obtenir un taux en "Fe" à partir de celui de Fe_2O_3, il faut multiplier ce dernier par le facteur approximatif de 0,70 (0,6994) ;

- La perte au feu renseigne sur 1'importance de l'argilification éventuelle. Lorsqu'elle dépasse 10 à 15%, elle indique une décomposition de minéraux perdant un gaz tel que CO_2 (cas de carbonates) ou de SO_2 (cas de sulfures).

- Les teneurs en aluminium permettent de calculer la teneur en argile. Si on fait l'hypothèse que les argiles sont uniquement constituées de kaolinite, le pourcentage de kaolinite calculé à partir des teneurs en Al_2O_3 correspond à la teneur en kaolinite calculée par excès. Il peut être considéré comme le pourcentage minimum de minéraux argileux sachant qu'un faible pourcentage d'illite et de smectite est toujours présent. Le rapport Al_2O_3 / Kaolinite est de 0,395 (Ricordel, 2007).

- L'opposition alumine-fer, en particulier, dans le cas d'une évolution ferrallitique, permet de distinguer les cuirasses relatives autochtones, des cuirasses de nappes avec apports d'hydroxydes de fer.

- Il est possible de calculer à partir des teneurs et des masses moléculaires d'Al_2O_3 (60) et de SiO_2 (102), les teneurs en Si et Al ainsi que le taux de substitution d'Al. Un rapport Si/Al inférieur à 1 (Ricordel, 2007) est un indice d'excès d'Al par rapport à Si de la kaolinite. Ainsi il apparaît d'une part, les gœthites fortement substituées (15 à 30 % d'Al) qui se rencontrent dans les sols lessivés très matures, acides et non hydromorphes comme les bauxites ; et d'autre part, les gœthites plus faiblement substituées (moins de 15 % d'Al) qui sont du domaine des sols et horizons modérément acides et des environnements carbonatés. Ce rapport moléculaire SiO_2 (combinée) / Al_2O_3, peut être utilisé également pour caractériser des formations en voie de latéritisation. En 1971, M. Boye repris par Gourdon (1973) a évalué que ce rapport est donné par le quotient des pourcentages de SiO_2, et Al_2O_3 multiplié par le quotient inverse de leurs masses moléculaires, d'où :

$$K_i = (\%\ SiO_2 / \%\ Al_2O_3) * (102 / 60)$$
$$\text{soit, } K_i = 1{,}7 * (\%\ SiO_2 / \%\ Al_2O_3)$$

Ce rapport K_i peut s'exprimer graphiquement par la valeur de l'angle θ° pour $K_i = 2$, cette valeur α° est de 52°. Ainsi le degré d'altération d'une formation peut être caractérisé : un θ° > 52°et un $K_i < 2$ traduit une allitisation, avec prédominance d'alumine libre (gibbsite), s'opérant sous climats chauds et humides ; pour un θ° = 52° et $K_i = 2$, on assiste à une kaolinisation, avec phyllosilicate à une couche de SiO_2 ; enfin, pour un θ° < 52° et un $K_i > 2$, on observe une bi-siallitisation avec prédominance de phyllosilicate à deux couches de SiO_2, sous climats plus frais et moins arrosés.

Mise au point d'un nouvel indice

Nous avons vu dans le chapitre 1 (fig. 1.08) que la genèse d'un profil d'altération soustractive est caractérisée par un lessivage des éléments les plus solubles (K, Na, Mg, Ca, P) et une recombinaison sur place des éléments les plus résistants (Fe, Al, Si). De ce constat, il est possible d'envisager un indice d'altération et de lessivage (Φ_{jp}) qui serait le rapport entre les éléments néoformés et hérités peu altérables et les éléments résiduels alcalins. La formule imaginée serait la suivante (plus l'indice est élevé, plus l'intensité de l'altération et du lessivage est grande) :

$$\Phi_{jp} = (Al_2O_3 + SiO_2 + Fe_2O_3 + MnO + TiO_2) / (MgO + CaO + Na_2O + K_2O + P_2O_5) / 1000$$

Restrictions

Pour une bonne lecture des analyses chimiques, il parait utile de préciser : d'une part, tous les dosages de fer total et de fer libre sont exprimés en pourcentages de Fe_2O_3 calculés à partir d'un poids brut. Il convient donc de faire intervenir le pourcentage de perte en eau dans la somme des résultats. D'autre part, le dosage séparé du fer libre, de même que celui du quartz et de la silice combinée n'ont pu être réalisés. Toutefois dans le dernier cas, cette dissociation peut être envisagée pour les matériaux ne présentant pas de quartz.

De même, la reprise, à des fins de traitement statistique, des analyses anciennes pose, outre l'incertitude en terme de fiabilité, celle de l'interprétation. En effet, les chimistes du XIXe siècle, distinguaient peroxyde et protoxyde de fer : par souci de simplification, la teneur en Fe_2O_3 retenue, est la valeur cumulative du peroxyde et du protoxyde.

2.3.3.3 DIFFRACTOMÉTRIE AUX RAYONS X

Principe

La diffractométrie de rayons X ou DRX (on utilise parfois l'abréviation anglaise XRD pour *X-Ray Diffraction*) est basée sur la diffraction des rayons X sur la matière.

La diffraction n'ayant lieu que sur la matière cristalline, on parle aussi de radiocristallographie. Pour les matériaux non-cristallins, on parle alors de diffusion. La diffractométrie utilise la diffraction des rayons X sur les plans atomiques des réseaux cristallins (loi de Bragg : $2d \sin\theta = n\lambda$). Elle se révèle un outil complémentaire de détermination, particulièrement utile pour la caractérisation des différentes phases minéralogiques des complexes d'altération : d'une part, les minéraux argileux (kaolinite, illites, vermiculites, smectites-montmorillonites…) ; et d'autre part, les oxyhydroxydes (fer, aluminium, manganèse, silice…).

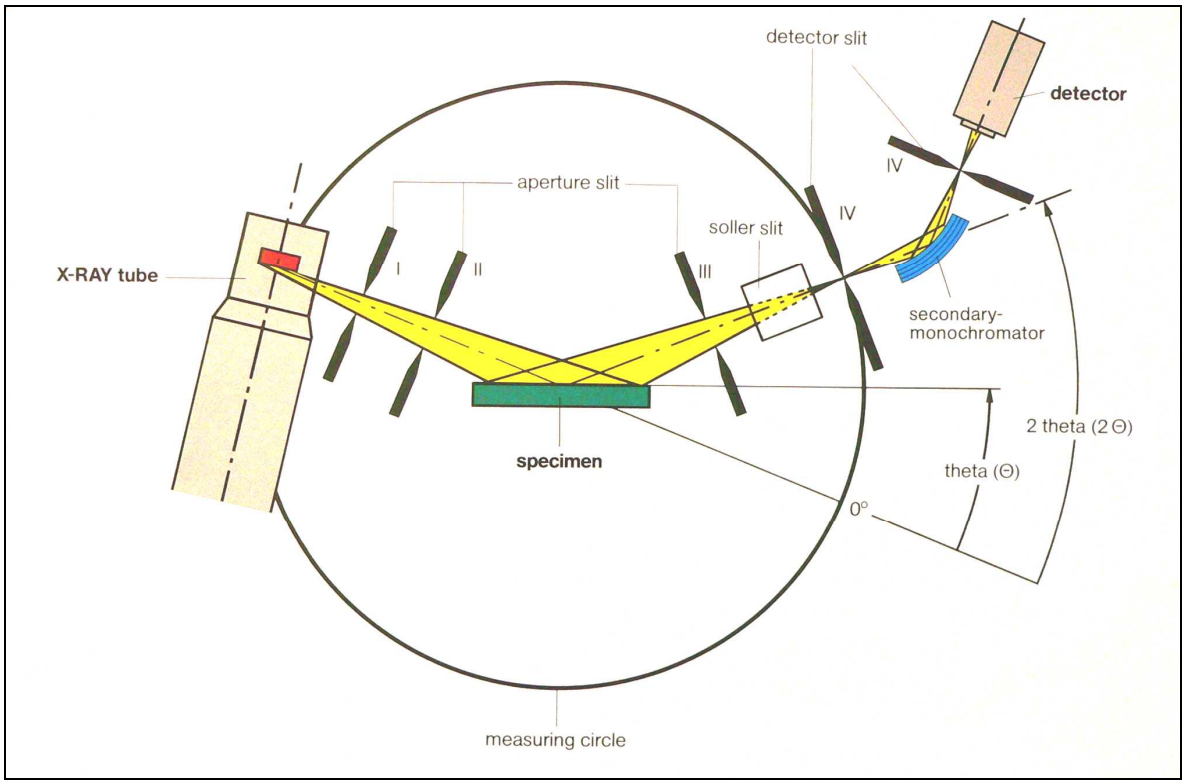


Fig. 2.08 : Principe du diffractométre - (Document MNHN Paris)

Préparation de l'échantillon

Le processus opératoire comprend successivement les opérations suivantes : dissociation par broyage à 50 µm (photos 2.09 et 2.10) pour les roches cohérentes ; séparation de la fraction < 2 µm (sédimentation, centrifugation ...) ; traitement chimique spécifique, si nécessaire (présence d'éléments ne permettant pas d'obtenir une suspension stable ou pour la fraction < 2 µm si présence d'éléments susceptibles de fausser l'interprétation : matière organique, fer amorphe, petites quantités de carbonate…) ; et enfin, dépose du matériel obtenu sur des lames à poudre orientées.

Mode opératoire

L'analyse diffractométrique RX comporte un enregistrement de l'intensité du rayonnement diffracté en fonction de l'angle θ. Les distances inter-réticulaires apparaissent sous forme de pics de diffraction caractéristiques des écarts réticulaires.

Une poudre formée d'une phase cristalline déterminée va toujours donner lieu à des pics de diffraction dans les mêmes directions, avec des hauteurs relatives, à peu près constantes. Ce diagramme de diffraction forme ainsi une véritable signature de la phase cristalline. Il est donc possible de déterminer la nature de chaque phase cristalline au sein d'un mélange (mélange de poudre ou échantillon massif), à condition d'avoir auparavant déterminé la signature de chaque phase. L'intensité *I* de chaque pic est exprimée en pourcentage 100 % étant la hauteur du pic le plus intense. Cette liste de pics est souvent désignée par le terme « liste de *d—I* ». Le diagramme mesuré sur le produit est comparé de manière informatique à toutes les fiches de la base de données. La base de données la plus complète à l'heure actuelle (2004) est la *Powder Diffraction File* (PDF) avec plus de 150 000 fiches (dont cependant de nombreuses redondances).

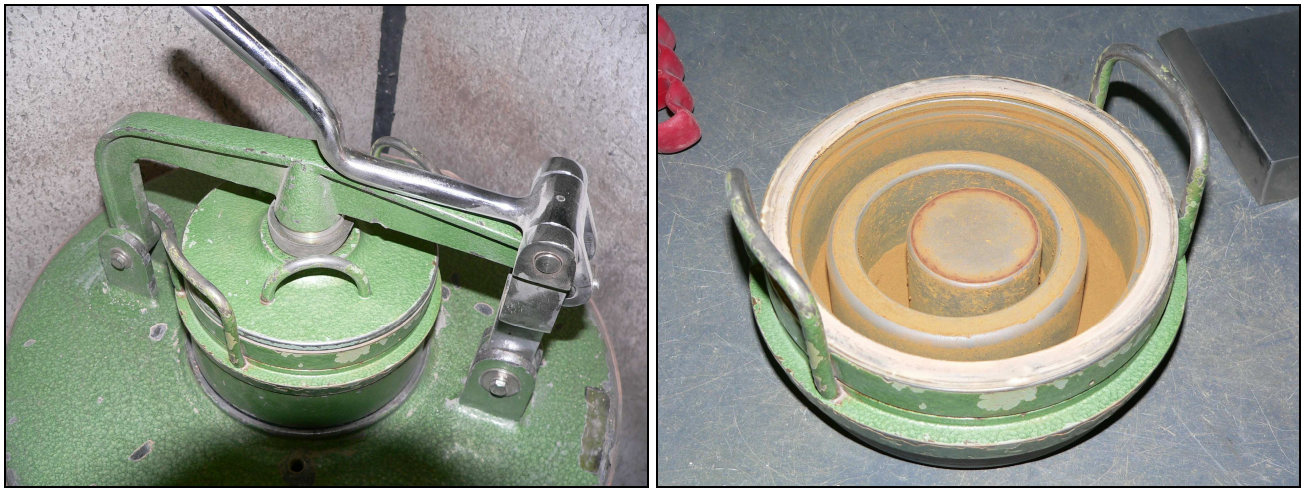


Photo 2.09 : Microbroyeur oscillant / Atelier de litholamellage de l'université Henri Poincaré de Nancy - (Photo JPF, 2009)

Photo 2.10 : Détail du jeu de galets libres du microbroyeur à l'issue du broyage d'un échantillon contenant de la gœthite - (Photo JPF, 2009)

L'intérêt de cette méthode est dans la possibilité qu'elle procure d'effectuer des estimations semi-quantitatives sur des mélanges simples. La procédure d'identification des phases se fait en deux étapes : une de recherche dans une base (*search*) suivie d'une confrontation des fiches probables avec ce qui est possible chimiquement (*match*) ; on parle donc fréquemment de *search / match* pour désigner cette procédure. Au final, c'est l'utilisateur qui détermine si un produit est présent ou pas : en raison des possibilités de confusion (plusieurs produits très différents pouvant avoir des signatures très proches), un algorithme automatisé ne peut pas prendre seul la décision. Toutefois, on peut considérer, en première approximation, que le pourcentage d'une espèce minérale est proportionnel à l'aire des pics correspondants, enregistrés sur les diagrammes.

Détermination de la composition minéralogique qualitative

La composition minéralogique **qualitative** a été déterminée sur 50 échantillons par la méthode de diffraction aux rayons X (photos 2.11 et 2.12). La préparation a été réalisée à partir des mêmes poudres que celles utilisées pour les analyses chimiques. Les analyses par diffractométrie X ont été réalisées au laboratoire de géologie (CNRS-UMR 5143 “paléobiodiversité et paléoenvironnements”) du Muséum National d’Histoire Naturelle grâce à l’amabilité de Danièle Bartier. À noter que l’appareillage utilisé était équipé d’une anticathode au cuivre génératrice d’un “bruit de fond” rendant les mesures semi-quantitatives aléatoires. Seule, une anticathode au cobalt aurait permis d’identifier les pourcentages relatifs des divers hydroxydes. Une estimation semi quantitative est faite par confrontation entre les pics de diffraction caractéristiques et la composition chimique.



Photos 2.11 et 2.12 : Diffractomètre *Siemens D500X* et écran de visualisation des diagrammes de diffractométriques RX Laboratoire UMR 5143 « Paléobiodiversité et paléoenvironnements », Musée National d'Histoire Naturelle, Paris - (Photo JPF, 2009)

Méthodes palliatives pour une estimation semi-quantitative

Besnus (1977) suggère une méthode semi-quantitative pour estimer les quantités relatives de la gœthite et de celle de l’hématite : elle consiste à mesurer les rapports des hauteurs des pics à 4,18 Å de la gœthite et 2,70 Å – 2,51 Å communs à la gœthite et à l’hématite. En étalonnant avec des échantillons du même lot à forte dominance de l’un puis de l’autre de ces minéraux, on arrive à une estimation satisfaisante. Beauvais (1991) propose une méthode similaire étendue à 5 minéraux (quartz, kaolinite, goethite, hématite et gibbsite) avec des coefficients d’étalonnage empiriques. C’est ainsi que le pic de l’hématite (2,70 Å) a été corrigé de l’interférence du pic de la gœthite (2,69 Å), qui représente environ 30 % du pic principal à 4,18 Å, d’après la fiche ASTM.

Cette méthode reste cependant trop qualitative, car les résultats des mesures faites sur les pics dépendent de la validité des coefficients employés et de la cristallinité des minéraux, notamment pour la kaolinite. Par conséquent les résultats obtenus sont nuancés par ceux obtenus par le calcul normatif à partir des analyses chimiques plus précises.

2.3.3.4 GRANULOMÉTRIE DE LA FRACTION SABLEUSE

L’analyse granulométrique a pour objet de mesurer la taille des éléments après destruction de la structure, et de connaître la fréquence des différentes tailles des matériaux qui constituent la formation.

C'est une donnée importante pour les formations superficielles, car elle peut renseigner sur leur genèse, sur l'agent ou les agents de transport, sur les remaniements et sur leur évolution, en particulier pédologique. Les méthodes utilisées pour la définir sont nombreuses et les résultats obtenus ne sont pas toujours comparables par suite des différents procédés d'analyse.

Les sédimentologues (Miskovsky et Debard, 2002) définissent la composition granulométrique d'une formation meuble en fonction de fractions et classes, là aussi variables selon les écoles. Le tableau présenté ici est tiré du *Guide des analyses en pédologie* (Baize, 2000) (tab. 2.05).

Échelles des dimensions des particules									
en µm	2	20	50	100	200	500	1000	2000	
en mm		0,02	0,05	0,1	0,2	0,5	1	2	
A	LF	LG	SF1	SF2	SG1	SG2	SG3	EG	
A	L		SF		SG			EG	

Tab. 2.05 : Limites des tailles des particules définissant les fractions granulométriques - A = Argile ; L = Limons ; LF = Limons fins ; LG = Limons grossiers ; SF = Sables fins ; SG = Sables grossiers ; EG = Éléments grossiers – (Baize , 2000, simplifié)

Mode opératoire

Signalons d'abord que le poids de l'échantillon servant aux analyses est proportionnel à la granulométrie apparente (de 200 à 400 g).

Le mode opératoire comprend successivement les opérations suivantes : élimination des matières organiques (eau oxygénée), éventuellement décalcification (traitement HCl) ; isolation de la fraction sableuse : élimination de la fraction supérieure à 2 mm par tamisage à sec (refus tamis 34) et celle inférieure à 50 µ par tamisage sous eau déminéralisée (tamis 18) ; étuvage à 105° pendant 48h. ; tamisage proprement dit : méthode classique par voie sèche au moyen d'une tamiseuse électrique standard avec tamis de Ø 200 mm (photo 2.13 et tab.2.06). La durée de tamisage varie de 5 à 10 mn (temps suffisamment court pour éviter de modifier la granulométrie en cassant les grains ou en émoussant les arêtes, mais suffisamment long pour laisser passer la totalité des grains dans les mailles correspondantes) ; et enfin, pesage de chaque refus de tamis (balance précision 0,1 g).



n° Tamis	Maille tamis	Classes		
13	0,020	Argile/Limon		
14	0,025			
15	0,035			
16	0,040			
17	0,045			
18	0,050	Arénites / Sables (Sables totaux : ST)	sables fins (SF)	SF 1
19	0,063			
20	0,080			
21	0,100			SF 2
22	0,125			
23	0,160			
24	0,200			
25	0,250		Sables grossiers (SG)	SG 1
26	0,315			
27	0,400			
28	0,500			SG 2
29	0,630			
30	0,800			
31	1,000			SG 3
32	1,250			
33	1,600			
34	2,000			
35	2,500	Granules		
36	3,150			
37	4,000			
38	5,000			
39	6,300			

Photo 2.13 : Tamiseuse *Endecolls* et colonne de tamis / Laboratoire de géographie, CERPA, Nancy2 - Les tamis utilisés correspondent à la normes Afnor nex 11-501, soit pour la fraction sableuse : tamis n°18 (0,050 mm ou 50 µ) à n°34 (2 mm), voire pour certains échantillons à n°39 (6,3 mm) – (Photo JPF, 2009)

Tab. 2.06 : Identification des tamis – La colonne de tamis est par granulométrie croissante en référence à une taille de maille en mm et des classes telles que définies dans le tableau présenté – (JPF, 2009)

Présentation des résultats

Courbe cumulative (fig. 2.09)

En ordonnées arithmétiques sont indiqués les poids en pourcentages cumulés et en abscisses logarithmiques sont portés les indices d'ouverture des mailles des tamis en mm.

La forme de la courbe (sigmoïde, parabolique, logarithmique) rend compte du mode dépôt :

- **Le faciès sigmoïde ou en "S"** : Résulte d'une sélection limitée à une seule tranche de matériel. Ces courbes sont caractéristiques de l'accumulation libre qui se produit du fait d'une variation banale et modérée dans la compétence du processus de transport.
- **Le faciès parabolique** (courbe à concavité tournée vers le haut) : Ce type de courbe indique un effet dynamique, tel qu'une partie du matériel est absente et est représentative des accumulations forcées dues à une entrave. Les courbes paraboliques sont caractéristiques de l'écoulement fluvial ;
- **Le faciès logarithmique** (voisin d'une droite) : Caractéristique des dépôts qui se sont effectués en vrac. Ils ne sont normalement, ni le fait des eaux courantes, ni des vagues, ni du vent. Ces dépôts sont observés soit en milieu glaciaire ou péri-glacaire , soit dans les coulées boueuses et les formations de solifluxion.

Histogramme de fréquence (fig. 2.10)

En ordonnées sont indiqués les poids en pourcentage de chaque refus de tamis (ou chaque classe de taille) et en abscisses logarithmiques sont portés les indices d'ouverture des mailles des tamis en mm.

- La forme de la courbe indique le degré de classement : classement mauvais est représenté par une courbe avec une allure de dôme très aplati ; alors qu'un classement excellent sera caractérisé par une courbe très effilée.

- Si la courbe est dissymétrique, deux cas peuvent se présenter : une asymétrie négative révèle des particules grossières bien classées, alors qu'une asymétrie positive est caractéristique de particules fines bien classées.

- La courbe peut présenter un ou plusieurs maxima : un caractère unimodal correspond à une courbe de classement effilé, donc un bon classement ; alors qu'un caractère bi ou plurimodal coïncide avec un mauvais classement.

Définition et mesure des divers paramètres

A partir du tracé de la courbe cumulative, il est possible de mesurer la dimension des particules correspondant à un poids donné. Ce sont : les quartiles : Q_1 (25 %), Q_2 ou Médiane Md (50 %) et Q_3 (75 %) ; les déciles : P_{10}, P_{60} et P_{90} (10, 60 et 90 %) ; et les centiles : P_5, P_{16}, P_{84} et P_{95} (4, 16, 84 et 95 %).

Les valeurs des dimensions des particules, lues en abscisses (en l'occurrence en mm : méthode établie par Boucart, 1959) permettront de calculer divers indices caractérisant le classement, l'asymétrie, la taille moyenne, l'hétorométrie ou encore la porosité :

- Indice de classement de Trask (*sorting index* ou So)
  $So = (Q_1 / Q_3)^{1/2}$ (Plus l'indice est grand, plus le classement est mauvais)

- Coefficient d'asymétrie de Trask (*skewnes* ou Sk)
  $Sk = ((Q_1 * Q_3) / Md^2)^{1/2}$ (Si Sk = 1, la symétrie est parfaite ; si Sk > 1, le classement est meilleur du coté des particules fines ; si Sk < 1, le classement est meilleur du coté des particules grossières)

- Taille moyenne (Tm)
  $Tm = (P_{16} + Md + P_{84}) / 3$ (Cet indice tient compte des extrémités de la courbe cumulative et diffère de la médiane. Il caractérise donc mieux le sédiment que cette dernière)

- Hétérométrie de Cailleux (Hé)
  (Lue sur un intervalle de 25 % de la portion de courbe la plus redressée, elle permet de signaler le mélange de plusieurs stocks)

- Coefficient d'uniformité d'Allen Hazen (Cu)

$Cu = (P_{60} / P_{10})$ (Indique le degré d'obturation des espaces intergranulaires des grains moyens (P_{60}) et des petits grains (P_{10})Plus cet indice est proche de 1, plus la porosité est grande et plus le sable est uniforme)

Les études morphoscopiques à l'aide d'une loupe binoculaire seront réalisées de manière préférentielle sur les quartz dont la taille de la limite inférieure des sables grossiers (refus tamis n° 27 et 28, soit 400 à 500 µ) : en effet, plus un corps est petit, plus il conserve son façonnement et inversement ; les gros éléments ayant tendance à prendre l'empreinte de la dernière dynamique (Gourdon, 1973).

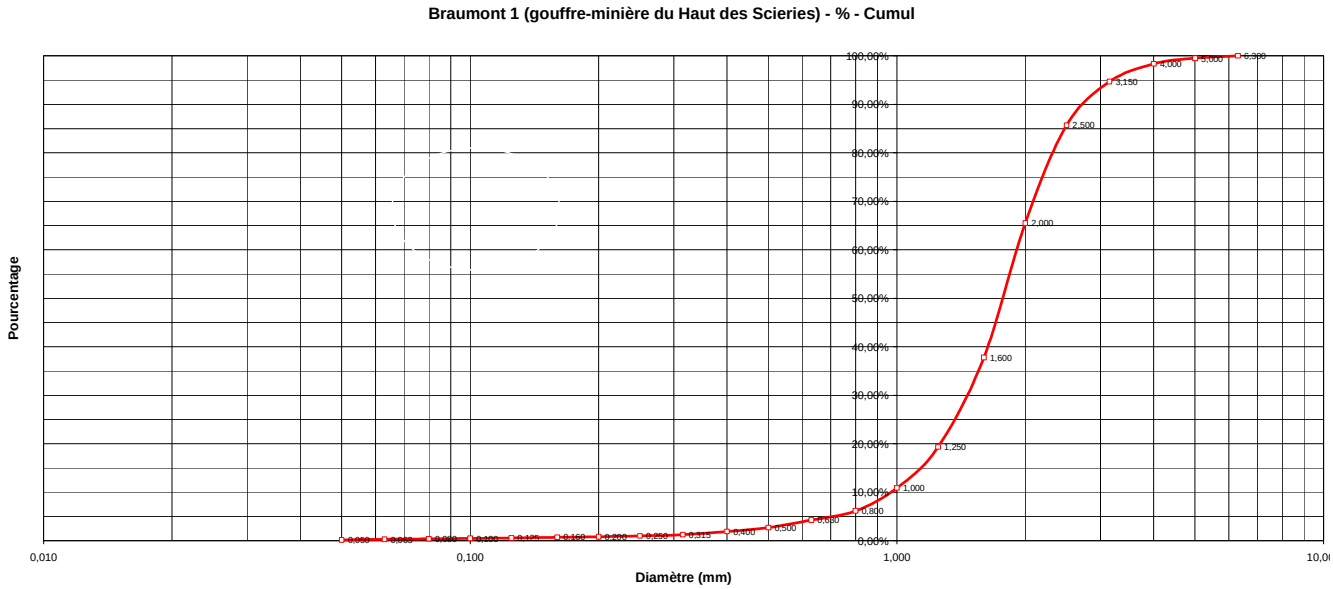


Fig. 2.09 : Exemple de courbe cumulative de granulométrie de la fraction sableuse – Grotte minière du Haut de Sery - (JPF, 2008)

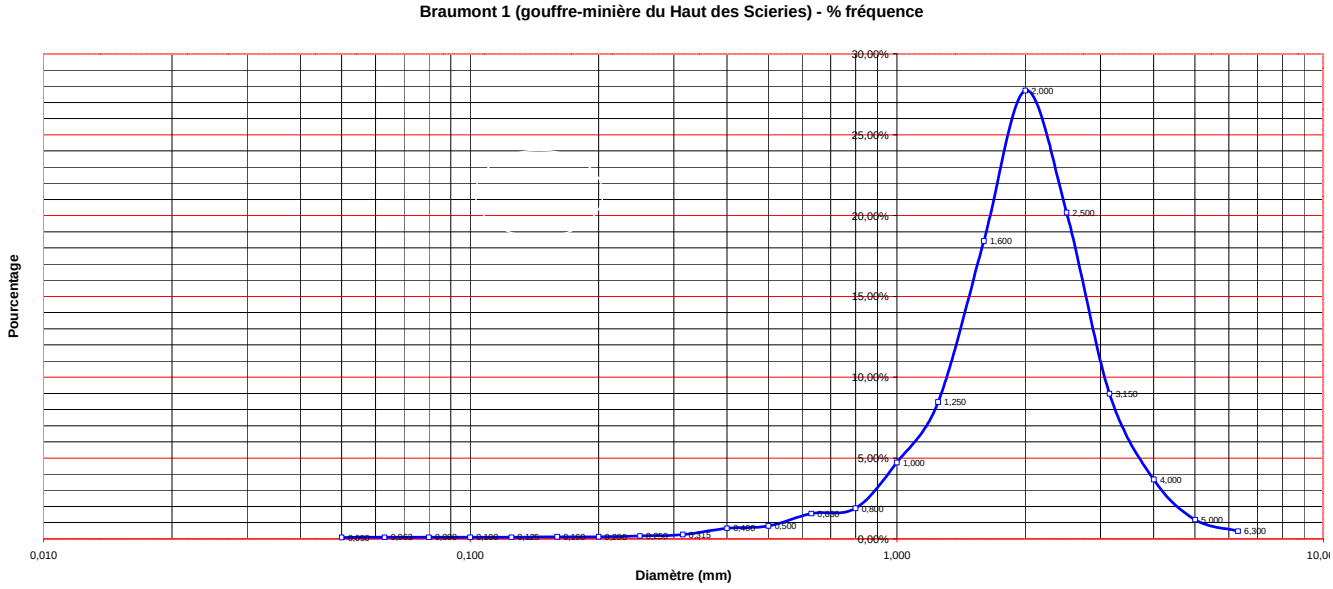


Fig. 2.10 : Exemples de courbe de fréquence de la fraction sableuse - Même échantillon que la figure précédente - (JPF, 2008)

2.3.3.5 GRANULOMÉTRIE ET MORPHOSCOPIE DE LA FRACTION GROSSIÈRE

D'une manière générale, la sédimentologie des éléments de taille supérieure à 20 mm comprend des études pouvant porter sur : la répartition des différentes tailles (granulométries) ; la forme (morphoscopie) ; l'évolution des pierres (indices d'émoussé et d'aplatissement).

Granulométrie

La granulométrie des cailloux est une opération qui peut s'effectuer directement sur le terrain et qui consiste à classer les cailloux en neuf catégories (Miskovsky et Debard, 2002) selon leur plus grande largeur. Pour réaliser ces mesures, on peut utiliser un double décimètre, un pied à coulisse et pour certaines tailles (par exemple de 1 à 2 cm et de 2 à 3 cm) des tamis.

Dans les gisements étudiés, les sédiments contiennent de petites concrétions métalliques (gœthite ou manganèse ou autres) ou des galets transportés et roulés à travers les fissures de la roche encaissante ou des fragments de roches diverses. Il est intéressant dans ces cas, de faire une étude spécifique de ces éléments de tailles parfois très variables et de les séparer des pierres proprement dites. Des diagrammes indiquent les variations des pourcentages de ces différentes catégories, calculées en poids, placées en abscisses, à travers les niveaux du remplissage placés en ordonnées.

Morphoscopie

Lorsque la granulométrie est terminée, les pierres sont classées de nouveau, selon leur forme, en cinq groupes (*Ibid*). La forme des pierres peut être, en effet, modelée par les variations des conditions climatiques au moment de leur dépôt et dépend aussi de facteurs lithologiques (porosité en grand et en petit de la roche, faciès, litage...).

Évolution (friabilité, aplatissement, émoussé, porosité)

L'appréciation de l'évolution de la fraction grossière s'établit sur quatre critères : l'émoussé, l'aplatissement, la friabilité et la porosité.

Pour les critères d'émoussé et d'aplatissement plusieurs auteurs (Bonifay, 1956) classent les cailloux d'une classe granulométrique en quatre groupes : non friables, friables sur une mince épaisseur, friables sur plusieurs mm mais restant cohérentes et entièrement friables. Comme pour la friabilité, un indice d'émoussé est calculé. Selon les cas, il exprime soit une usure mécanique acquise par brassage dans les eaux de surface ou souterraines, soit une abrasion éolienne (associée avec un poli de surface caractéristique), soit un émoussé du à la dissolution des carbonates qui entraîne une régularisation et une disparition progressive des arêtes (selon l'intensité de la dissolution).

On conçoit que, toutes choses égales par ailleurs, le degré d'émoussé puisse renseigner sur le degré d'érosion subi et par là sur les origines d'un relief. Seule, une étude statistique sur un grand nombre (Van der Plas et Tobi, 1965 cité par Pissart, 1998) permet de déterminer des intervalles de confiance représentatifs des comptages de cailloux et des mesures d'émoussé.

2.3.3.6 SISMIQUE - RÉFRACTION

Les travaux d'implantation de 12 éoliennes (Clément, 2009) sur le revers du plateau dominant les minières de Saint-Pancré, nous ont permis l'appropriation de données de reconnaissance géologique par sismique-réfraction (SA Fugro) permettant d'appréhender l'étendue et la nature du karst.

Principe

Quand on provoque un choc dans un milieu quelconque, celui-ci se déforme. Cette déformation se propage de proche en proche en s'éloignant du point d'impact et en s'amortissant. L'objet de la sismique est l'étude de la propagation de ces déformations.

Les différents milieux constitués par les terrains de couverture, la frange altérée du massif rocheux ainsi que le rocher sain s'individualiseront par leur vitesse sismique qui devra être croissante avec la profondeur. L'enregistreur sismique fournit les temps de propagation des ondes sismiques entre le point d'impact et les divers géophones du profil.

Connaissant la distance qui sépare le point d'impact des capteurs, on construit un diagramme temps-distance appelé hodochrone ou dromochronique. Les vitesses de propagation varient de 500 m/s (limon, argile) à 2500 m/s pour les calcaires francs. C'est à partir de ce diagramme que va être réalisée l'interprétation (la vitesse et l'épaisseur de chaque formation sont calculées à partir de l'expression des lois de Descartes). Le paramètre vitesse étant directement relié aux propriétés mécaniques des matériaux, on pourra individualiser la présence de différents horizons géologiques sous réserve que leur contraste de vitesse soit suffisant. Il en est de même pour les zones localement plus fracturées ou altérées dont la présence provoquera une diminution des vitesses sismiques.

La sismique réfraction s'applique aux horizons géologiques tabulaires présentant peu ou pas de variation latérale de vitesse. Ainsi une stratigraphie verticale perturberait l'interprétation des mesures. L'absence de contraste de vitesse entre les différentes formations ne permet pas d'appliquer cette méthode.

Mesures sur le terrain

Les mesures sont réalisées avec des dispositifs d'une longueur de 60m, permettant une profondeur d'investigation de l'ordre d'une trentaine de mètres.

Chaque dispositif est constitué de 12 géophones espacés de 5m (photo 2.15). Deux dispositifs sont prévus par site, soit un total de 24 profils. Chacun de ces dispositifs sera exploité par 5 points d'émission répartis comme suit : un à chaque extrémité à 2,5 m des capteurs extrêmes ; un à chaque extrémité à environ la moitié de longueur des dispositifs des capteurs extrêmes (offset), sous réserve de faisabilité en fonction de la distance disponible ; et un "point d'émission" au centre. La chaîne de mesurage comprend : un enregistreur (photos 2.17) sismique numérique 24 traces à vitesse d'échantillonnage maximale de 31 µs, avec filtrage et sauvegarde numérique (logiciel d'acquisition *Geometrics geode, smartseis* ou équivalent) ; une "flûte" (câble d'acheminement du signal) comprenant 12 géophones ; un dispositif de déclenchement et de synchronisation tir/enregistreur ; un ordinateur portable pour la visualisation des signaux et l'acquisition des données (photos 2.14) ; ainsi qu'un boîtier de synchronisation du tir et de l'enregistrement. Les émissions d'énergie seront effectuées à l'aide du choc d'une masse à main sur une plaque (photo 2.16).

Interprétations

Les signaux sont exploités avec les logiciels *PickWin* et *Plotrefa* et traités par la méthode « *Plus Minus* **».** Les résultats sont remis dans un compte rendu comprenant : la description et le repérage des travaux réalisés ; les hodochrones sismiques des temps de propagation en fonction des capteurs et des "tirs " ; les coupes sismiques de la vitesse calculée en fonction de la profondeur ; une analyse et un commentaire géologiques.

Exploitation possible (proximité du site étudié de Saint-Pancré)

Cette campagne de reconnaissance géophysique est susceptible d'apporter un éclairage complémentaire du site de Saint-Pancré, étudié dans le cadre de cette thèse, au regard des objectifs visés : d'une part, reconstituer le toit des calcaires du Bajocien et éventuellement déterminer la présence de plusieurs surfaces d'érosion ; et d'autre part vérifier la présence et l'importance de la karstification par le biais des anomalies traduites par les différentes représentations graphiques (dépressions, poches, déclivité excessive, hétérogénéité du remplissage, etc.).





Photo 2.14 : Ensemble du matériel d'acquisition (ordinateur portable, batterie, boîtier de synchronisation du tir et de l'enregistrement – (Société Fugro Géotechnique S.A, photo JPF, 2008)

Photo 2.15 : Géophone connecté sur le câble d'acheminement des données – Société Fugro Géotechnique S.A, photo JPF, 2008)

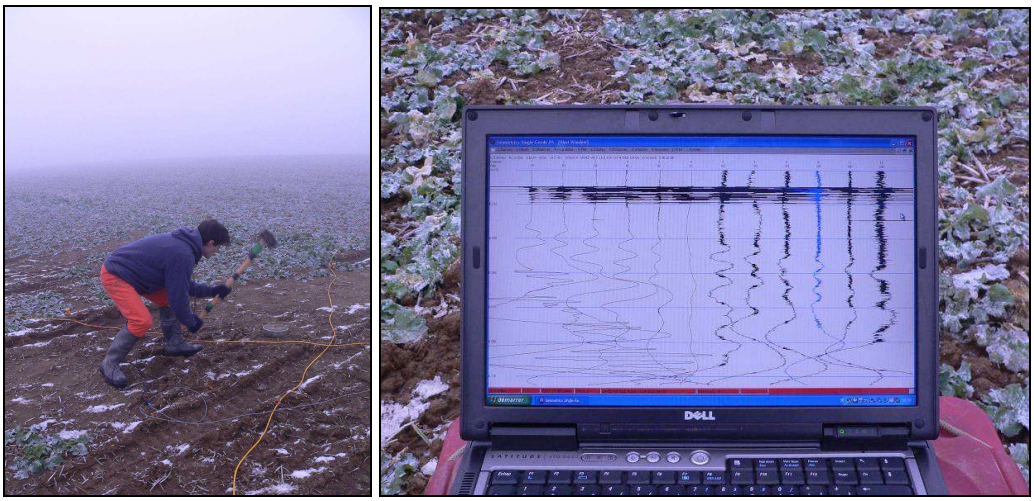


Photo 2.16 : Déclenchement de l'onde de choc par frappe sur la cible (plaque métallique) avec une masse – (Société Fugro Géotechnique S.A, photo JPF, 2008)

Photo 2.17 : Système informatique permettant la visualisation des signaux et l'acquisition des données – (Société Fugro Géotechnique S.A, photo JPF, 2008)

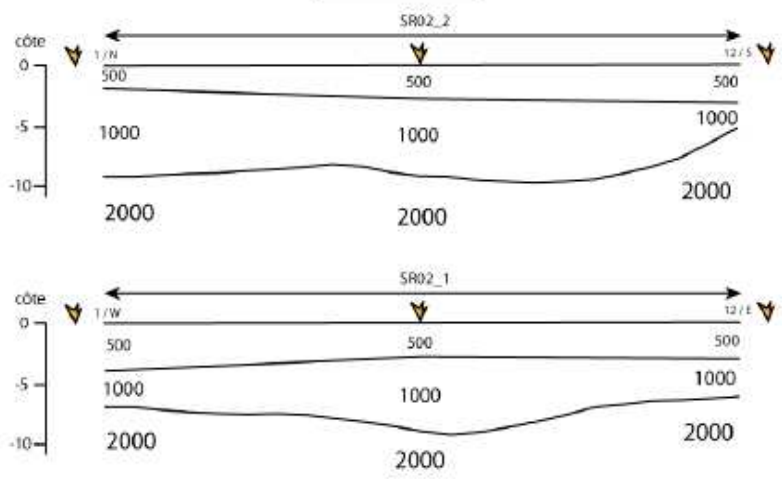


Fig. 2.11 : Coupe sismique interprétée / Révélation d'une poche karstique sur le revers du plateau dominant les minières de Saint-Pancré – (Société Fugro Géotechnique S.A)

Partie II

RÉSULTATS PAR RÉGION ET PAR SITE, SYNTHÈSES ET INTERPRÉTATIONS

Les régions étudiées, situées sur les bordures nord-est, est, sud et ouest du Bassin parisien, couvrent une superficie totale d'environ **20.000 km^2**.

À l'intérieur de celle-ci, **63 sites** ont été étudiés.

La figure 3.01 nous montre la segmentation géographique retenue correspondant aux différents chapitres développés

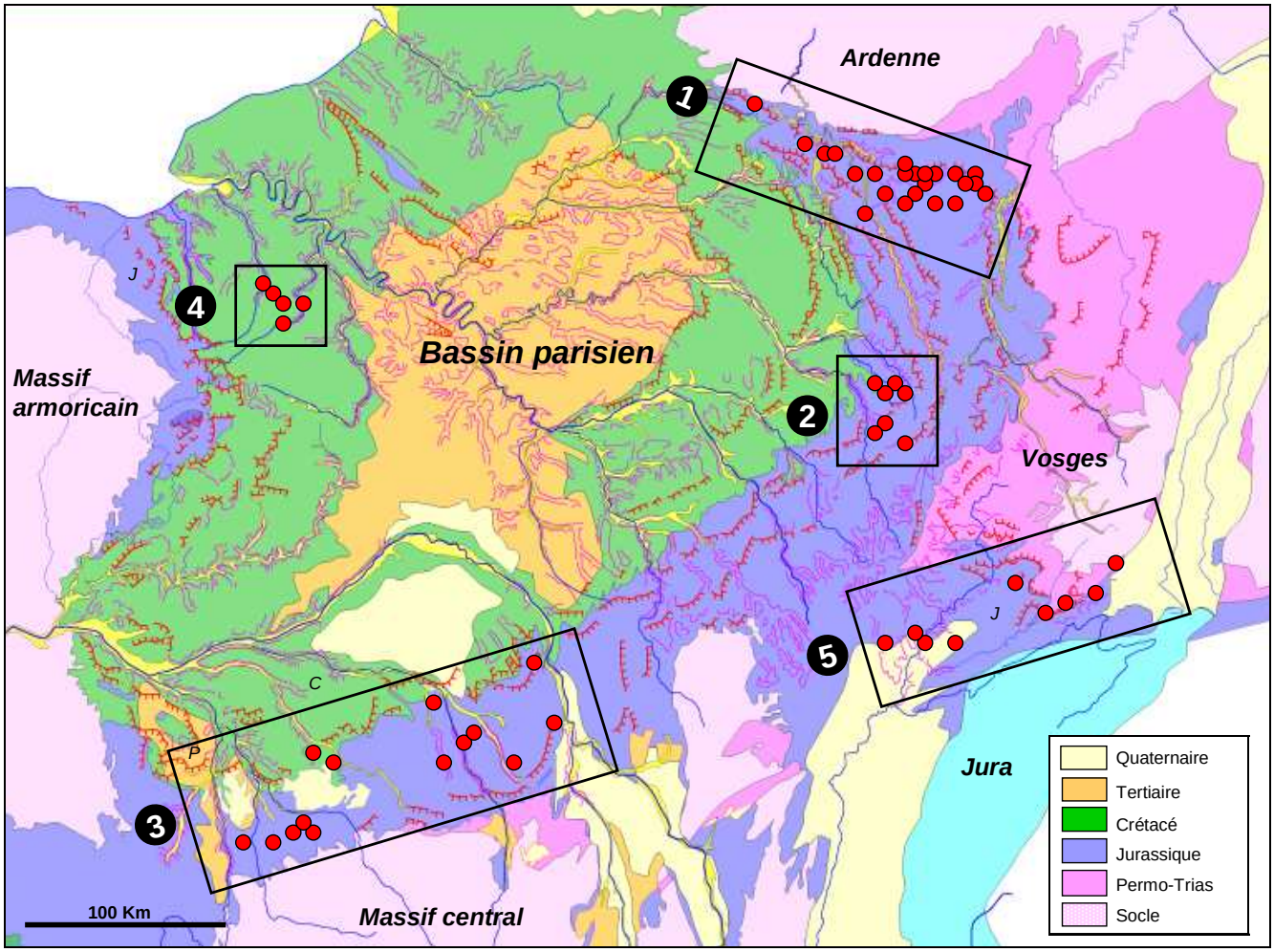


Fig. 3.01 : Carte générale des régions et des sites étudiés – Régions et sites étudiés : ❶ Les formations ferrugineuses continentales de la bordure nord-est du Bassin parisien (de la Thiérache ardennaise au Pays-Haut) ; ❷ Les formations ferrugineuses continentales du contact Jurassique-Crétacé aux confins de la Lorraine et de la Champagne (Vallage, Barrois et Haut-Pays) ; ❸ Les formations ferrugineuses continentales de la bordure sud du Bassin parisien (de la Champagne berrichonne au Montmorillonnais) ; ❹ Les formations ferrugineuses continentales des plateaux de la bordure ouest du Bassin parisien (Pays d'Ouche et Plaine de Saint-André) ; ❺ Les formations ferrugineuses continentales de la charnière des Rifts bressan et rhénan (fossé de la petite Saône, plateaux de Vesoul, Collines pré-jurassiennes (Éguenigue, Bethoncourt, Fallon) – (Harmand et JPF, 2012)

❶ Le **chapitre 3 : Les formations ferrugineuses continentales de la bordure nord-est du Bassin parisien (de la Thiérache ardennaise au Pays-Haut)** avec les sites de plateaux de la côte du Dogger. D'ouest en est, sont abordés : la Thiérache ardennaise, les interfluves du bassin de la Meuse (bois d'Énelle / Balaives-et-Butz), le Pays-Haut avec les interfluves des bassins de la Chiers (gîtes de Saint-Pancré) et de l'Alzette (Borne de Fer / Audun-le-Tiche) ; les sites de vallées et de remaniement.

❷ Le **chapitre 4 : Les formations ferrugineuses continentales du contact Jurassique-Crétacé aux confins de la Lorraine et de la Champagne** avec le Vallage (Poissons et Montreuil-sur Thonnance), le Barrois (vallées de la Saulx et l'Orge), et le Haut-Pays.

❸ Le **chapitre 5 : Les formations ferrugineuses continentales de la bordure sud du Bassin parisien (de la Champagne berrichonne au Montmorillonnais).** D'est en ouest, sont abordés : la Champagne berrichonne avec les vallées de la Loire (Ménetou-Couture), la vallée du Cher et ses affluents (Rosières-Lunery, le Subdray, la Celle-Condé) ; la Brenne ; le Montmorillonnais (Saint-Léomer, Sillars, Verrières).

❹ Le **chapitre 6 : Les formations ferrugineuses continentales des plateaux crayeux de la bordure ouest du Bassin parisien** avec le Pays d'Ouche (La Ferrière-sur-Risle) et la plaine de Saint-André (Damville).

❺ Et enfin le **chapitre 7 : Les formations ferrugineuses continentales de la charnière des Rifts bressan et rhénan** avec le fossé de la petite Saône (gîtes des plateaux de Gray), les plateaux de Vesoul (grottes-minières des Équevillons et de Champtourneau) et les Collines pré-jurassiennes (Éguenigue, Bethoncourt, Fallon).

Pour chacun des chapitres, sont présentés :

- le cadre morphostructural ;

- les résultats obtenus, secteur par secteur, site par site, avec :

    - la description du site ;
    - les différentes observations effectuées (topographies et coupes, macroscopie et microscopie, analyses chimiques et minéralogiques, granulométrie…).

- les synthèses et interprétations comprenant :

    - les apports des analyses et la typologie des faciès ferrugineux ;
    - les interprétations développées (relations entre fissuration et karstification, évolution des formations ferrugineuses et des remplissages, âges des formations, évolution géomorphologique et géologique…).

Chapitre 3. LES FORMATIONS FERRUGINEUSES CONTINENTALES DE LA BORDURE NORD-EST DU BASSIN PARISIEN (de la Thiérache ardennaise au Pays-Haut)

3.1 LE CADRE MORPHOSTRUCTURAL

Situées entre la Thiérache ardennaise et le Gutland, le long d'un axe de direction W.NW-E.SE, les formations ferrugineuses étudiées se localisent sur les affleurements jurassiques de l'est du Bassin parisien qui s'avance en coin vers le NW entre l'Ardenne au nord et les formations crétacées de la Champagne au SW. Cette zone recouvre d'ouest en est : la Thiérache ardennaise, les Crêtes pré-ardennaises, les régions de Stenay et de Montmédy et le Pays-Haut (figure 3.02 et 3.03).

Les formations ferrugineuses se situent principalement au sommet des côtes du Dogger, secondairement au sommet des côtes de Meuse, ainsi que sur les versants de la vallée de la Meuse et de ses affluents (la Chiers à l'est et la Sormonne à l'ouest). Dans le secteur étudié, les altitudes moyennes au sommet des plateaux du Dogger s'élèvent progressivement de l'ordre de 200 m dans la région d'Hirson à 450 m dans le Pays-Haut à la Borne de Fer. Corrélativement, les plateaux s'élargissent de l'ouest vers l'est et passent respectivement de quelques kilomètres de largeur à l'ouest en Thiérache ardennaise à une cinquantaine de kilomètres, à l'est dans le Pays-Haut.

Les traits essentiels du paysage se déclinent, d'une part, en une surface d'érosion au sommet de la côte du Dogger où affleurent les calcaires du Bajocien sur les plateaux dominant la Chiers et du Bathonien sur les plateaux dominant la Meuse et d'autre part en une surface structurale vers l'aval-pendage. Les formations affleurantes sont pour le Bajocien : les calcaires à Polypiers, l'Oolithe de Doncourt et l'Oolithe de Jaumont, pour le Bathonien inférieur : les calcaires oolithiques et l'Oolithe miliaire, pour le Bathonien moyen : les calcaires blancs subcrayeux et pseudo-oolithiques. La surface d'érosion qui tronque également les calcaires oxfordiens au sommet de la côte de Meuse, est la surface infra-crétacée reconstituée dans toute la partie orientale du Bassin parisien (Le Roux et Harmand, 2003), surface jalonnée par les Sables verts albiens en Thiérache et au SW de Stenay.

Morphologiquement, il est possible de distinguer 3 secteurs (fig. 3.02 et 3.03) :

1) à l'ouest, de Hirson à la vallée de la Vence, les plateaux du Dogger, modelés dans les calcaires du Bathonien moyen (Calcaires blancs, calcaires pseudo-oolithiques) forment une lanière étroite d'une douzaine de km au plus et disparaissent définitivement à Effry (10 km à l'ouest d'Hirson). Ces plateaux se développent entre des cours d'eau de direction SE-NW drainés vers la Seine : Gland et Ton à l'ouest ou de la Meuse : Sormonne au nord et Vence à l'est ;

2) au centre, de la vallée de la Vence à Mouzon, les plateaux du Dogger avec les calcaires du Bathonien moyen (Calcaires blancs, calcaires subcrayeux et pseudo-oolithiques) et inférieur (Oolithe miliaire ; Le Roux *in* Mégnien *coord.*, 1980) sont fragmentés en unités d'une vingtaine de kilomètres de largeur, vers l'est par des cours d'eau de direction sud-nord : la Vence, la Bar et la Meuse,

3) à l'est, les plateaux calcaires du Bajocien (Calcaires à polypiers, Oolithe de Jaumont, Oolithe de Doncourt ; Le Roux *in* Mégnien *coord.*, 1980) du Pays-Haut, plus larges, sont accidentés par des vallées encaissées avec un dénivelé pouvant dépasser la centaine de mètres. Ces vallées de directions W-E, NE-SW et SE-NE sont drainées par la Chiers et ses affluents.

Ces plateaux sont limités, plus au sud, par la dépression des Argiles de la Woëvre, puis par la côte de Meuse (ou côte de l'Oxfordien moyen), de direction SE-NW de Dun-sur-Meuse à Signy-l'Abbaye.

Cette côte se dédouble dans le département des Ardennes jusqu'à la vallée de la Vence où existent deux côtes : la côte de la Gaize oxfordienne (Oxfordien inférieur) et celle de l'Oxfordien supérieur. Cette côte disparaît sous la couverture crétacée à l'ouest de Signy-l'Abbaye (Voisin, 1994).

Les formations du Crétacé sont, quant à elles, représentées d'une part par les formations wealdiennes (Ardaens *et al.*, 1983 ; Bonte *et al.*, 1969 ; Hatrival *et al.*, 1969a) dans les régions de Hirson, La Cerleau ou encore dans le bois d'Énelle (Balaives-et-Butz) ou le bois l'Agace (Haraucourt), d'autre part par les formations albiennes et celles du Crétacé supérieur. Le Wealdien est constitué de sables et d'argiles plus ou moins grossiers parfois cimentés secondairement par des oxydes de fer, piégés dans des poches de dissolution.

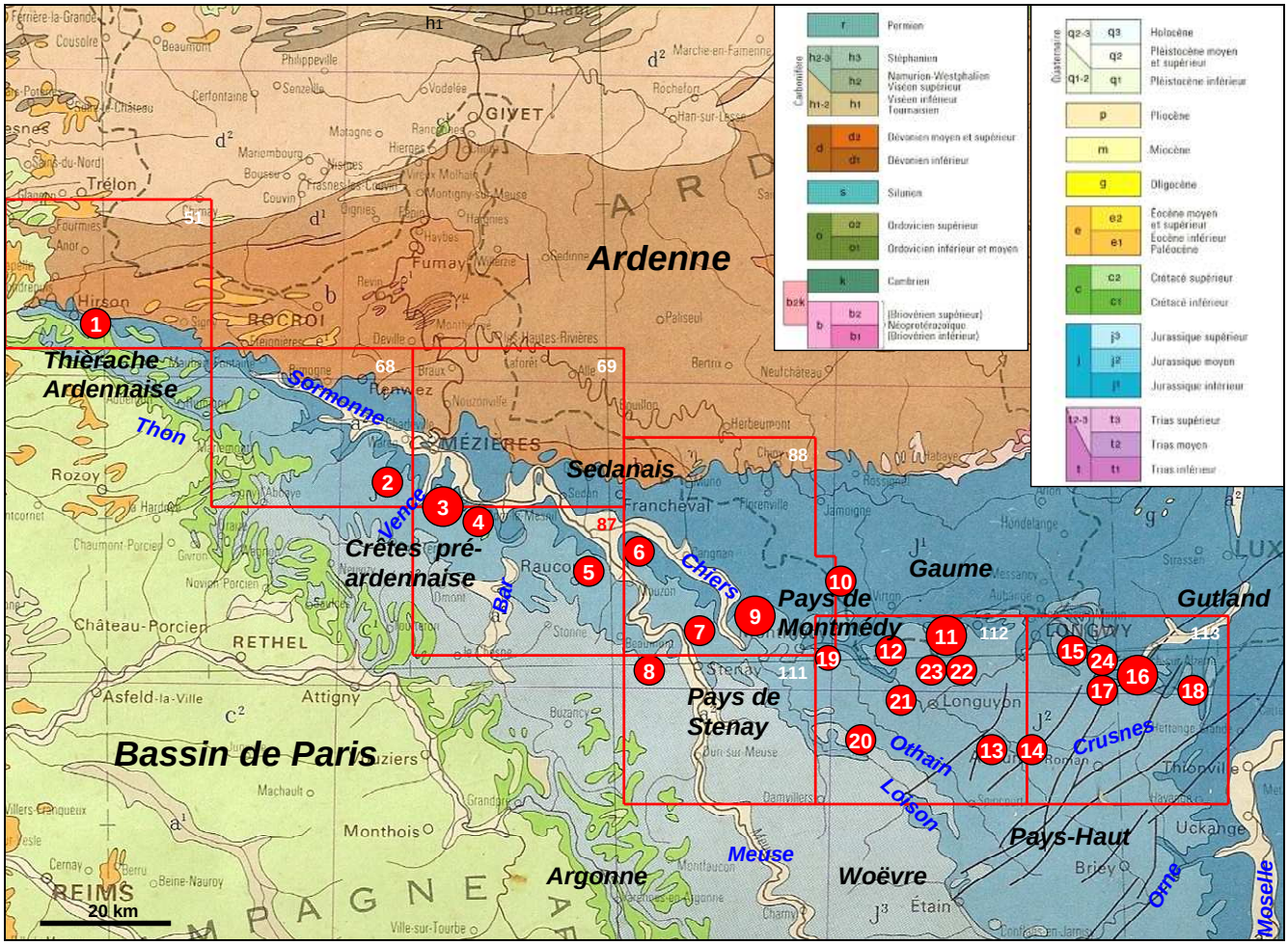


Fig. 3.02 : Carte géologique et localisation des sites de la Thiérache ardennaise au Pays-Haut – **Sites des plateaux :** (1) Gîte de la Butte au Genêt / Bucilly, (2) minières du bois des Ivis / Neuville-lès-This, (3) minières du bois d'Énelle / Balaives-et-Butz, (4) gîte de la Côte des Vignes / Sapogne-et-Feuchères, (5) minières du bois l'Agace / Haraucourt, (6) gîte de la Truche / Amblimont, (7) minières de la ferme d'Heurtebise / Stenay, (8) gîte du bois de Nouart / Tailly, (9) minières de Signy-Montlibert, (10) gîtes de Verneuil-Grand et Thonne-la-Long, (11) minières de Saint-Pancré, (12) minières d'Allondrelle-la-Malmaison, (13) site de la Caüatte / Pierrepont, (14) site de la Couleuvre / Mercy-le-Bas, (15) minières d'Hussigny-Godbrange, (16) minières de la Borne de Fer / Audun-le-Tiche, (17) minières du bois de Butte / Villerupt, (18) carrière de Reserveviertel / Volmerange-les-Mines. **Sites des vallées et de remaniement :** (19) minières de Villécloye, (20) sites de l'interfluve Othain-Loison, (21) méandre abandonné de Charency-Vézin, (22) paléo-terrasse de Braumont, (23) gouffre-minière du Haut-de-Sery / Viviers-sur-Chiers, (24) site de Godewiese / Russange. **Géologie :** Les rectangles rouges et les chiffres associés représentent la couverture des cartes géologiques à 1/50.000^{e} avec le n° de référence : (51) Hirson, (68) Renwez , (69) Charleville-Mézières, (87) Raucourt et Flaba, (88) Montmédy/ Francheval, (111) Stenay, (112) Longuyon / Corcy, (113) Longwy / Audun-le-Roman - (Extrait carte géologique de la France au 1/1000000e, BRGM & TECHNIP, Goguel *dir.*,1968)

Dans les cavités karstiques situées sur ces plateaux, se rencontrent de très nombreux gisements de minerai de fer.

Ce minerai a été appelé “Fer fort” dans la Lorraine septentrionale, plus précisément dans le Pays-Haut (Gardet et Moulinet, 1932 ; Hottenger, 1923 ; Jacquot, 1849, 1854 ; Jacquot *et collab.*, 1868).

Dans le secteur étudié, les gisements s’observent, pour l’essentiel sur le revers du plateau bordant la cuesta des calcaires du Bajocien et du Bathonien, puissamment taraudés par les circulations souterraines anciennes et récentes, depuis l’ouest, de la Thiérache ardennaise, jusqu’au Pays de Montmédy à l’est.

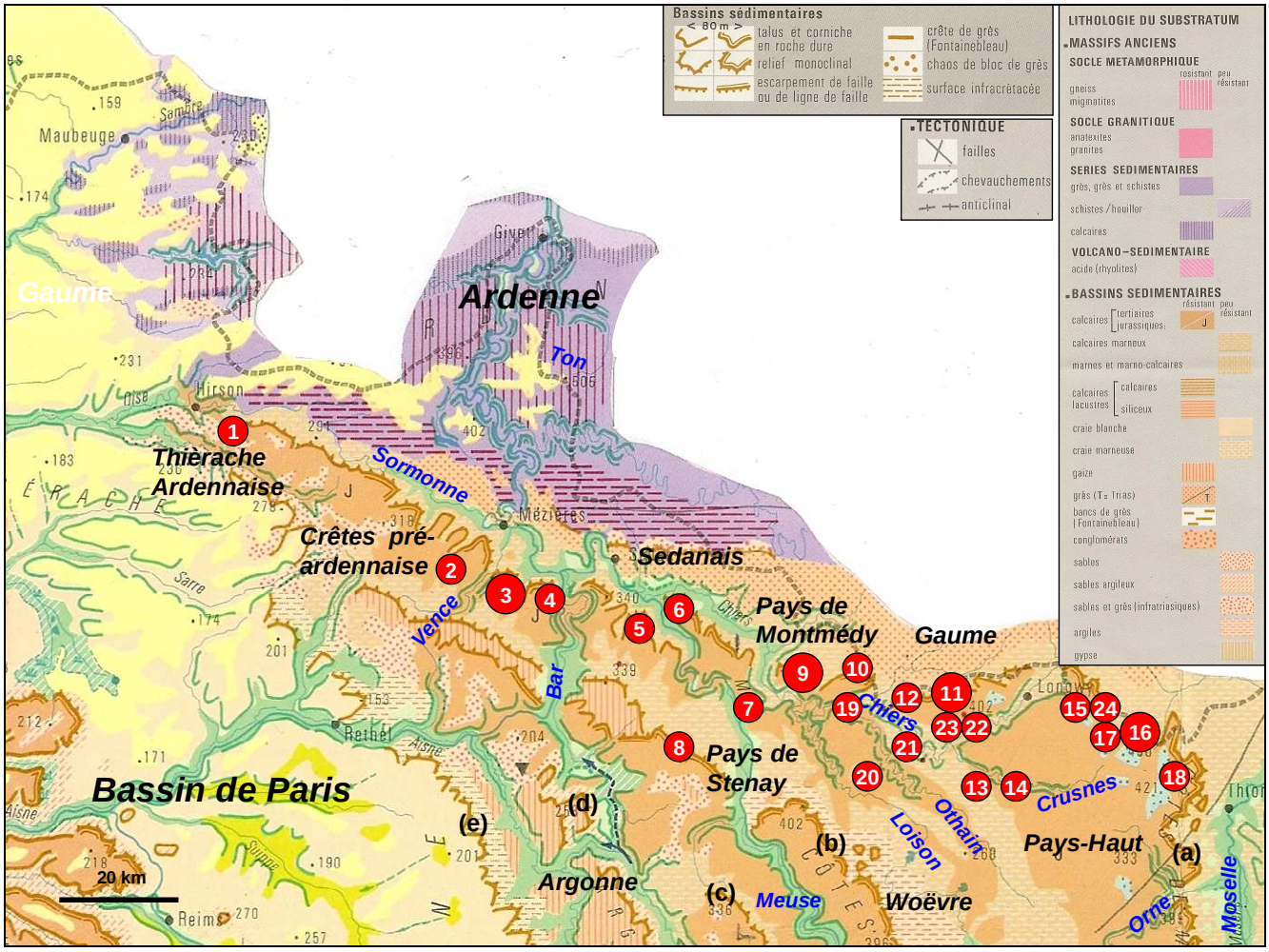


Fig. 3.03 : Carte géomorphologique et localisation des sites de la Thiérache ardennaise au Pays-Haut – **Sites des plateaux** : (1) Gîte de la Butte au Genêt / Bucilly, (2) minières du bois des Ivis / Neuville-lès-This, (3) minières du bois d’Énelle / Balaives-et-Butz, (4) gîte de la Côte des Vignes / Sapogne-et-Feuchères, (5) minières du bois l’Agace / Haraucourt, (6) gîte de la Truche / Amblimont, (7) minières de la ferme d’Heurtebise / Stenay, (8) gîte du bois de Nouart / Tailly, (9) minières de Signy-Montlibert, (10) gîtes de Verneuil-Grand et Thonne-la-Long, (11) minières de Saint-Pancré, (12) minières d’Allondrelle-la-Malmaison, (13) site de la Caüatte / Pierrepont, (14) site de la Couleuvre / Mercy-le-Bas, (15) minières d’Hussigny-Godbrange, (16) minières de la Borne de Fer / Audun-le-Tiche, (17) minières du bois de Butte / Villerupt, (18) carrière de Volmerange-les-Mines. **Sites des vallées et de remaniement** : (19) minières de Villécloye, (20) sites de l’interfluve Othain-Loison, (21) méandre abandonné de Charency-Vézin, (22) paléo-terrasse de Braumont, (23) gouffre-minière du Haut-de-Sery / Viviers-sur-Chiers, (24) site de Godewiese / Russange – **Relief de côtes :** (a) côte de Moselle, (b) côte de Meuse, (c) côte des Bars, (d) côte d’Argonne, (e) côte de Champagne - (Extrait carte géomorphologique de la France au 1/1000000e, Joly F., 1986)

Dans la zone qui retient notre attention, le relief est surtout constitué de plateaux très disséqués par un réseau de vallées dont une grande partie est actuellement représentée par des vallons secs, colmatés par des dépôts périglaciaires (Ardaens *et al.*, 1983). En effet, actuellement, les plateaux calcaires sont affectés par la karstification, en témoignent les nombreux phénomènes mentionnés sur les cartes et dans les notices géologiques de la Thiérache au Pays de Montmédy et dans les travaux de Harmand (2004), Devos *et al.* (1999) et Losson *et al.* (2011).

Le karst récent est marqué par un nombre considérable de phénomènes karstiques d'échelle plus réduite, exprimés par des dolines, des effondrements, des pertes plus ou moins diffuses, des résurgences (résurgence de Butz, Fontaine de Bué à Vendresse, résurgence de la Dionne à Chémery-sur-Bar, Trou Redel sur l'Yoncq, etc.). Dans le Pays-Haut, le karst actif est tout aussi dense mais à échelle plus grande : on y recense des cavités pénétrables (réseau du Grand Bichet à Mercy-le-Bas, gouffre AV1 à Villette, gouffre Armand à Sancy-le-Haut, etc.)

Le karst ancien et fossile ou paléokarst est constitué de galeries et de puits remplis soit de dépôts wealdiens, soit de dépôts albiens. Dans le premier cas, le plus important, l'exploitation du minerai de fer et des sables de fonderie a, au XIXe siècle, mis en lumière l'importance des cavités fossilisées. Sauvage et Buvignier (1842) signalent, au bois d'Énelle des poches d'une profondeur pouvant atteindre une cinquantaine de mètres et qui recoupent de longues galeries étroites et sinueuses. Ce karst ancien, s'il est développé essentiellement dans Bathonien moyen et inférieur, peut atteindre localement le Bajocien supérieur.

À noter que paléokarsts et karsts récents nichent souvent dans les mêmes écarts (exemples : résurgence de Butz, au sud du gîte du bois d'Enelle ; gouffre AV1 et grotte-minière du Haut-des-Scieries à proximité des gîtes de Saint-Pancré et d'Allondrelle).

L'étendue de cette région (6000 km^2, fig. 3.02 et 3.03) et la localisation des dépôts ferrugineux nous amènent à dissocier les sites de plateaux (de la Thiérache ardennaise au Pays-Haut, en passant par le Pays de Montmédy) d'une part, et d'autre part, les sites des vallées ou de remaniement (essentiellement en Pays-Haut) :

1) De la Thiérache ardennaise au Pays de Montmédy (4200 km^2) : cette entité comprend les différentes assises du Dogger qui dominent au sud les vallées de la Sormonne, de la Meuse et de la Chiers. Entre Charleville-Mézières et Montmédy, le Bajocien possède un réseau de vallées entaillées avec des encaissements pouvant dépasser la centaine de mètres lorsqu'il s'agit d'un drainage directement lié à la Meuse.

2) Le Pays-Haut (1800 km^2) : Situé à l'extrémité E de la zone étudiée, le Pays-Haut se localise dans la Lorraine du Nord, sur le revers de la côte du Dogger et correspond d'une part à un plateau d'érosion situé vers 400 m d'altitude (surface des 400 m, Liedtke *et al.*, 2010), d'autre part, à la surface structurale des différentes formations calcaires du Dogger : Oolithe de Jaumont, Oolithe de Doncourt (fig. 3.41 et 3.53). Les dénivellations y sont marquées. Par exemple, la cuesta du Dogger ou côte de Moselle, présente un abrupt pouvant dépasser les 180 m de commandement (Hetschenberg, 1 km à l'ouest de Volmerange-les-Mines).

Le Pays-Haut correspond à une situation de seuil (cf. : seuil de la Borne de Fer, Le Roux et Harmand, 2003) dans l'axe du synclinal du Luxembourg, à la limite des bassins versants de la Meuse et du Rhin. Les affluents de la Meuse, Chiers et ses tributaires (Moulaine, Crusnes, Othain, Loison…) et secondairement ceux de la Moselle coulent dans des vallées à méandres encaissés qui recoupent la côte du Dogger à contre-pendage (Orne) ou témoignent à plusieurs reprises (Chiers) de leur caractère surimposé.

Le Pays-Haut est éminemment karstique. Pour l'essentiel, le minerai (le Fer fort) des exploitations des deux gîtes historiques de Saint-Pancré et de la Borne de Fer a été extrait des dolines et ruelles d'un paléokarst très étendu.

À noter que deux sites étudiés se situent hors du cadre géologique de la côte du Dogger : ils ont été retenus pour nous permettre d'appréhender les problématiques des paléokarsts à remplissage non ferrugineux ainsi que les prémices du remaniement et de l'évolution des formations ferrugineuses. Il s'agit respectivement du paléokarst à remplissage argileux et sableux de Tailly développé dans les calcaires argovo-rauraciens et des formations ferrugineuses remaniées dans le karst quaternaire de l'interfluve Loison-Othain.

3.2 LES SITES DE PLATEAUX

3.2.1 THIÉRACHE ARDENNAISE

1 GÎTE DE LA BUTTE AU GENÊT (Bucilly)

Description du site (LIIe. 728.170-2544.802-206 m)

Le gîte (fig. 3.02, 3.03 et 3.04), situé sur le plateau, à l'altitude de 206 m, à 5 km au SE de la ville de Hirson, occupe la position la plus occidentale de la zone étudiée, à l'endroit où viennent en contact, au sud du plateau du Cambrien, la terminaison des cuestas du Jurassique qui forment la ceinture du Bassin de parisien et la limite orientale des auréoles crétacées de la Thiérache. La carte géologique de France, feuille de Hirson (Hatrival *et al.*, 1969a) et feuille de Renwez (Bonte *et al.*, 1960) mentionnent de nombreuses poches de dissolution dans les calcaires du Bathonien. Ces poches ont piégé des dépôts continentaux du Wealdien constitués de sables grossiers peu usés, mal triés et de grès bruns consolidés par un ciment plus ou moins abondant de limonite jadis exploité comme minerai de fer.

Carpentier (1926) qui a étudié 250 espèces de la flore abondante des argiles des formations continentales du Wealdien de la région d'Hirson, conclut à l'existence concomitante d'un climat chaud avec des périodes de sécheresse interrompues brusquement par des pluies abondantes. Cette flore constitue un terme de passage entre celle du Jurassique et celle du Crétacé.

Pour l'essentiel, les dépôts ne sont plus accessibles sauf l'un d'eux qui est judicieusement traversé par la tranchée de la voie ferrée qui relie Hirson à Charleville-Mézières et à proximité du lieu-dit "Les Minières". À cet endroit, la tranchée, recoupe à la hauteur de la Butte au Genêt (Bucilly) le substrat des Calcaires blancs du Bathonien moyen (fig. 3.05). Plusieurs diaclases (photo 3.01) livrent un remplissage argilo-sableux et ont permis la collecte de blocs ferrugineux (échantillon 6-0807/1).

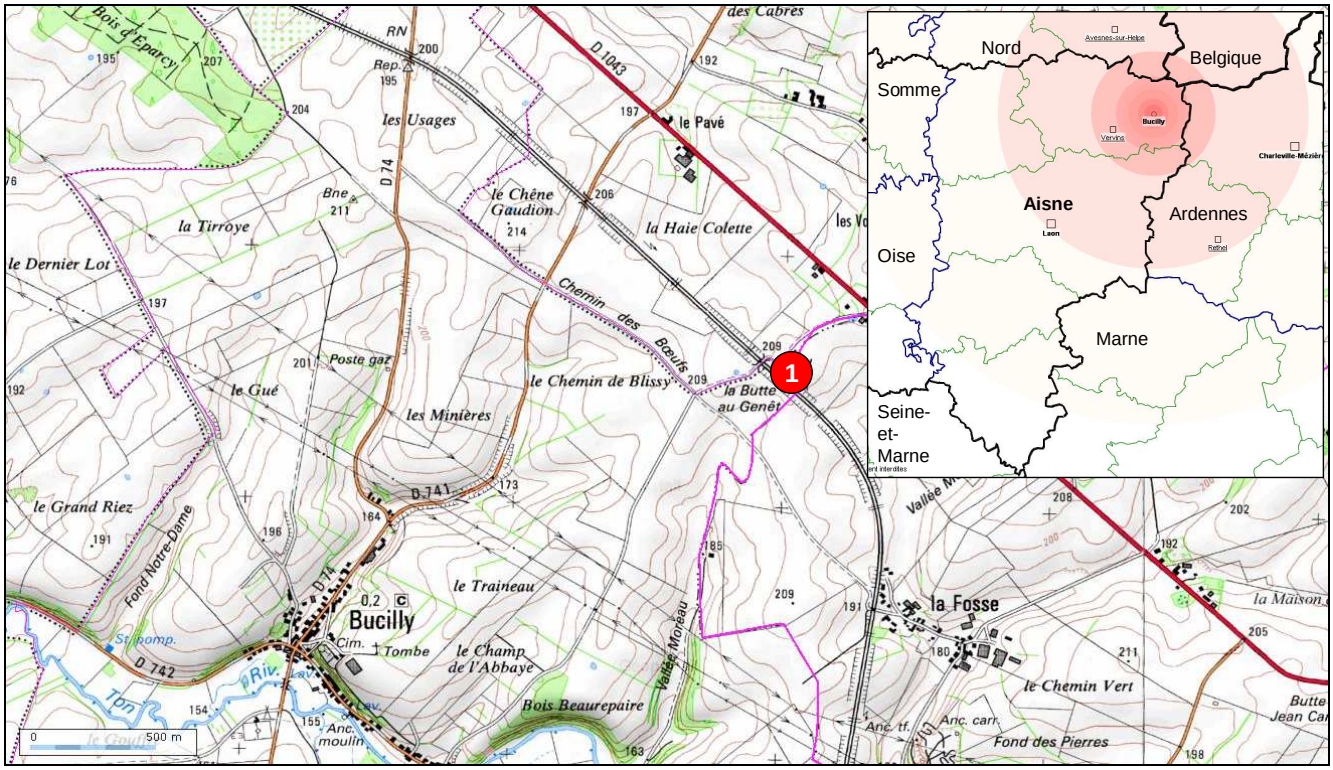


Fig. 3.04 : Localisation du gîte de la Butte au Genêt (Bucilly, Aisne) – (http://www.geoportail.fr)

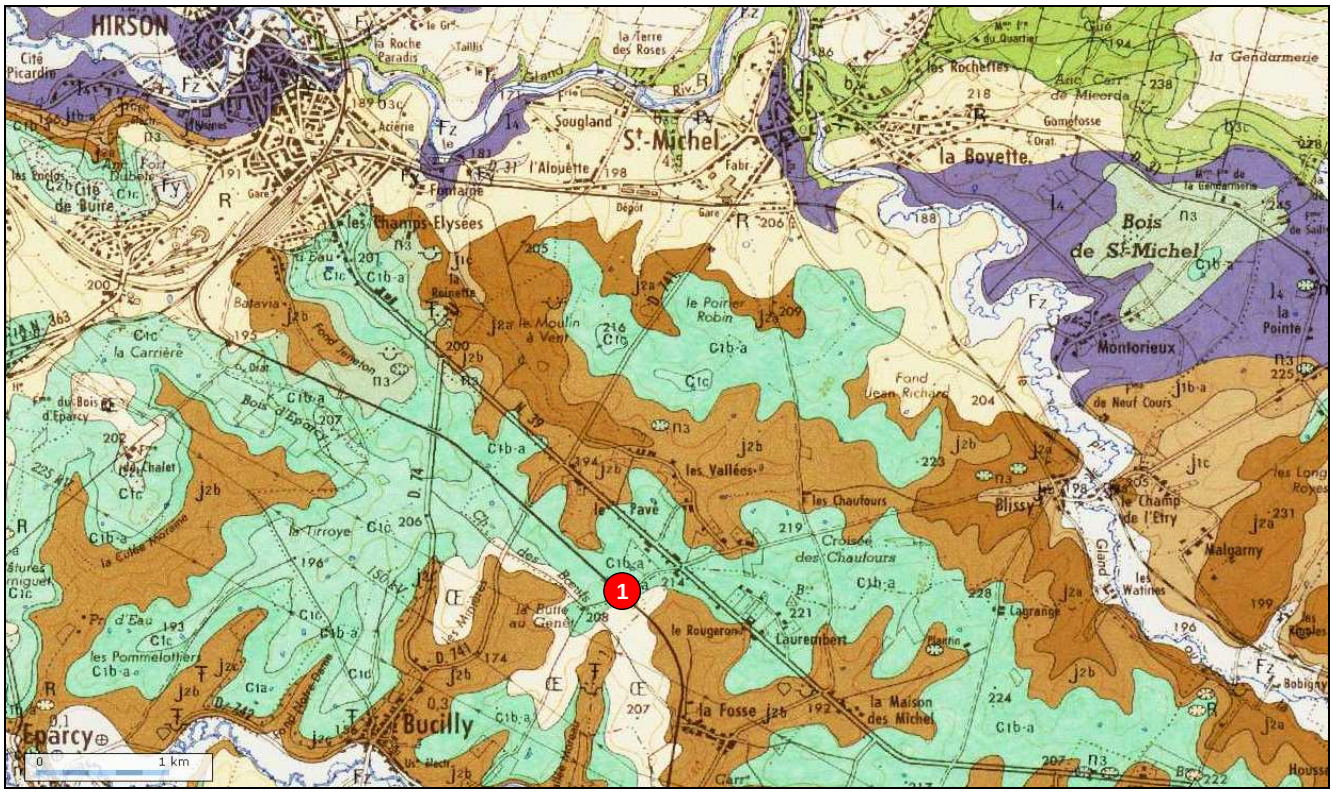


Fig. 3.05 : Carte géologique du gîte de la Butte au Genêt (Bucilly) (Feuille de Hirson, d'après Hatrival *et al.*, 1969a). Géologie : (b3c) Revinien (phyllades), (l4) Pliensbachien (Marnes à ovoïdes), (j1b-a) Bajocien moyen (calcaires à débris), (j1c) Bajocien supérieur (Marnes à *Ostrea acuminata*), (j2a) Bathonien inférieur (Oolithe miliaire), (j2b) Bathonien moyen (Calcaires blancs), (n3) Wealdien (sables, argiles, minerai de fer, (c1a) Albien inférieur (Sables verts), (c1c) Albien supérieur (argile foncée avec gaize), (Œ-LP) Limons des plateaux, (Fz) Alluvions récentes, (R) Colluvions.

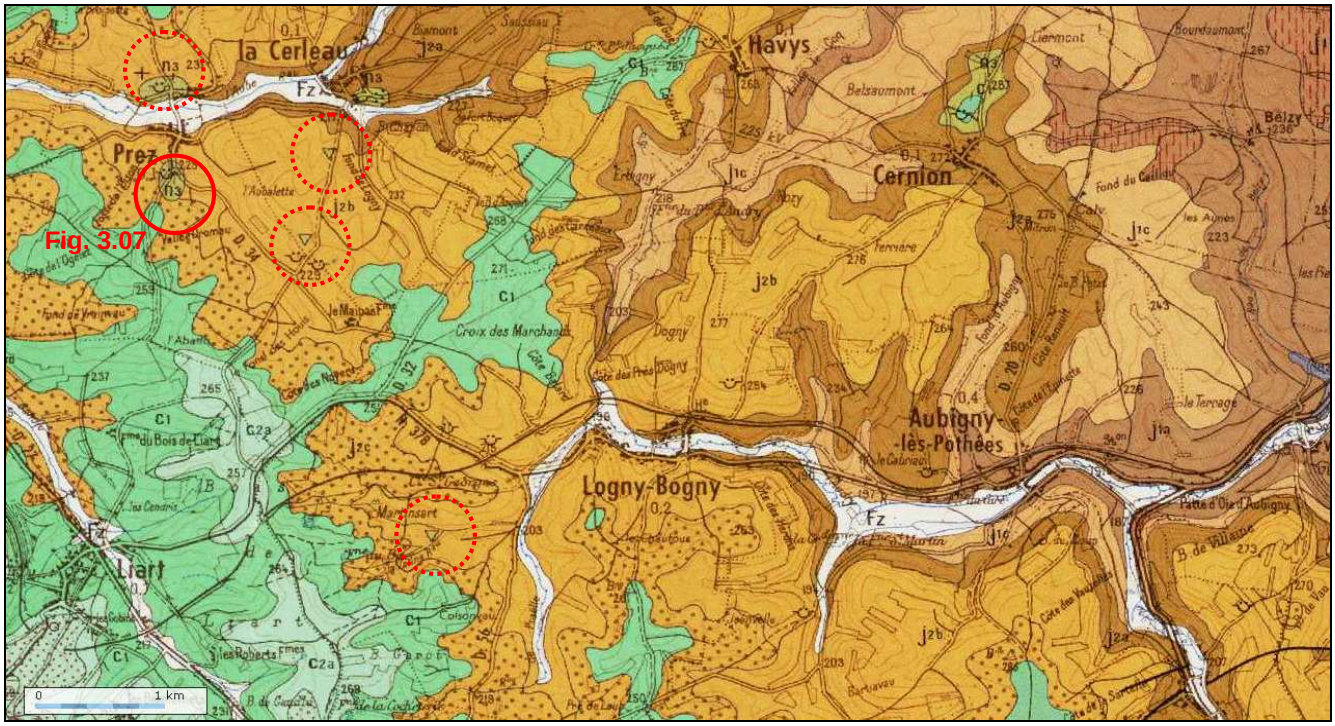


Fig. 3.06 : Carte géologique / Poches wealdiennes de Prez et environs (Feuille de Renwez, d'après Bonte *et al.*, 1960). Géologie : (j1a) Bajocien inférieur (calcaires à débris), (j1b) Bajocien moyen (bioherm à Polypiers), (j1c) Bajocien supérieur (Marnes à *Ostrea acuminata*), (j2a) Bathonien inférieur (Oolithe miliaire), (j2b) Bathonien moyen (Calcaires blancs), (j2c) Bathonien supérieur (calcaires oolithiques), (n3) Wealdien, (c1) Albien (Gaize et sables), (c2a) Cénomanien inférieur (Gaize et marnes), (Fz) Alluvions récentes. Les cercles en pointillé indiquent les autres poches wealdiennes.

Observations effectuées

Échantillon 6-0807/1

L'échantillon se présente sous la forme d'un bloc induré à l'aspect terreux, à la surface mat brun gris très foncé (code Munsell : 2,5 Y 3/2), parcouru par des plages brun vif (code Munsell : 7,5 YR 5/6). Au toucher, l'aspect est rugueux avec de nombreuses aspérités acérées.

La découpe confirme l'hétérogénéité observée en surface avec la répartition de plages argilo-sableuses claires parcourues par un semis plus ou moins lité de micro-grains de quartz blanc et des concentrations de granules ferrugineuses isolées ou agglomérées et de géodes dont les parois sont tapissées d'oxydes de fer.

L'examen microscopique révèle un plasma ferrugineux homogène brun vif parcouru par de courtes fentes de dessiccation et par des plages de vides. Le squelette est constitué par des grains de quartz : les plus petits (20 à 50 µm) ont une faible sphéricité, sont monocristallins, anguleux à très anguleux ; par contre, les plus gros (250 à 1200 µm) ont une sphéricité moyenne à forte et sont majoritairement émoussés, polycristalllins ou à extinction roulante. Une grande proportion des grains est éclatée avec des fissures multidirectionnelles envahies par le plasma. Des golfes de corrosion et des stylolithes témoignent également de l'importance de l'altération du squelette.



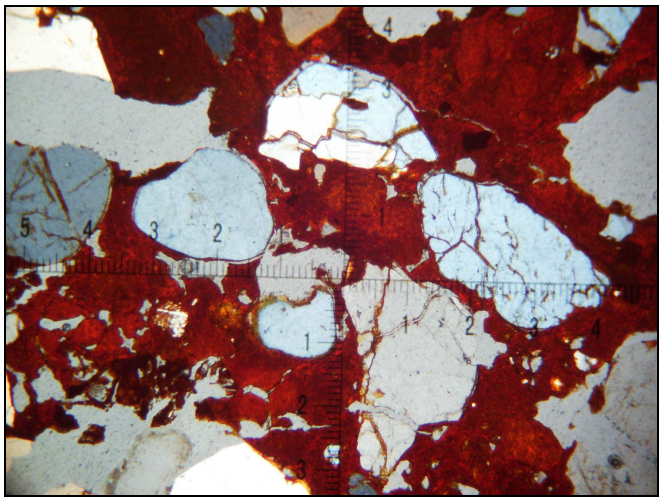


Photo 3.01 : Réseaux karstiques recoupés par la voie ferrée de Charleville-Mézières à Hirson / La Butte au Genêt (Bucilly) – Des diaclases ou des galeries de taille réduite débouchent sur la tranchée en coté sud de la voie ferrée et livrent leur remplissage d'argiles sableuses et de rognons de minerai de fer - (Photo JPF, 2006)

Photo 3.02 : Microscopie d'un échantillon de minerai (6-0807/1) / la Butte au Genêt (Bucilly).- Sur ce cliché, on aperçoit, noyés dans le plasma ferrugineux homogène, des grains de quartz (taille de 300 à 800 µm) éclatés et dont les multiples fissures sont colmatées par les oxydes de fer - La photographie a été réalisée par adjonction d'une lame retardatrice (¼ λ) - LPA x40 (1 graduation = 25 µm) - (Photo JPF, 2010)

L'analyse chimique (tab. 3.01) confirme les observations macroscopiques et microscopiques : teneurs concurrentes entre les oxydes de fer (46,96 %) - ne rendant que 32,34 % de fer métal - et la silice (38,74 %). On observe un faible taux d'alumine (2,28 %) et une indigence des teneurs des résidus alcalins et des autres métalloïdes. La perte au feu (10,53 %) se situe, pour cet échantillon, dans la moyenne des formations ferrugineuses gréseuses.

Eléments	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO2	P_2O5	PF	**Total**
Rognons de minerai de fer (Remplissage karstique)	**38,74**	2,28	**46,96**	0,06	0,18	0,20	< L.D.	0,44	0,10	0,49	10,53	99,97

Tab. 3.01 : Résultats de l'analyse chimique des 10 principaux éléments de l'échantillon 6-0807/1 - (CRPG, 2009)

La diffractométrie RX (tab. 3.02) ne révèle que deux minéraux : gœthite (pics à 2,69 2,44 Å) et quartz (pics à 4,25 et 3,34 Å). La couleur de l'échantillon, après broyage, est brun rouge (code Munsell : 5 YR 5/4).

Les constats réalisés en macroscopie et microscopie confirment les observations faites par les auteurs cités précédemment : des grains de quartz hétérométriques très altérés, cimentés et pénétrés par un plasma homogène de gœthite (photo 3.02). Cette altération apporte la preuve de la puissance de l'altération à laquelle la formation a été exposée.

Albite	Alunite	Anatase	Calcite	Chamosite Chlorite	Dolomite	(Fluo)apatite	Gœthite	Hématite	Illite	Kaolinite	Lépidocrocite	Microcline	Muscovite	Orthoclase	Quartz	Zircon

Tab. 3.02 : Synthèse du diagramme de l'analyse diffractométrique RX de l'échantillon 6-0807/1 - (MHNN, 2009)

3.2.2 INTERFLUVES DU BASSIN DE LA MEUSE (CHIERS EXCLUE)

2 MINIÈRES DU BOIS DES IVIS (Neuville-lès-This)

Description du site

Le site du bois des Ivis (fig. 3.02, 3.03 et 3.07), situé à 14 km à l'W.SW de Charleville-Mézières, se développe sur le revers du plateau, au sommet d'un des éperons (altitude 292 m) de la cuesta du Dogger surplombant au nord, d'environ 140 mètres, la dépression orthoclinale où coule la Sormonne. Il est bordé à l'est par la Vence dont le cours S-N incise le plateau. Le toponyme du lieu-dit du gîte est explicite : les Minières. Selon la carte géologique de Renwez (Bonte *et al.*, 1960), le site se développe au sein d'une poche wealdienne contenue dans les calcaires du Bathonien moyen (Calcaires blancs, fig.3.10).

Cette première concentration de minières, en venant de l'ouest, se trouvait dans le bois des Ivis et sa périphérie et se prolongeait aux environs de Neuville-lès-This et Mondigny. On exploitait là un minerai dont la qualité variait en fonction de sa charge inverse en silice, c'est-à-dire en sables quartzeux cimentés par le fer (Mine poivrée). Une partie de ce minerai était abandonnée à cause de la présence de nombreux grains de quartz agglomérés avec l'oxyde de fer, dont on peut les séparer (Sauvage et Buvignier, 1842). Un tri préalable s'avérait nécessaire avant le transport vers les lieux de transformation : le minerai rejeté alimentait les empierrements routiers dont les blocs sont visibles, aujourd'hui encore, dans quelques anciennes voies d'accès au fosses d'extraction (Voisin, 1994).

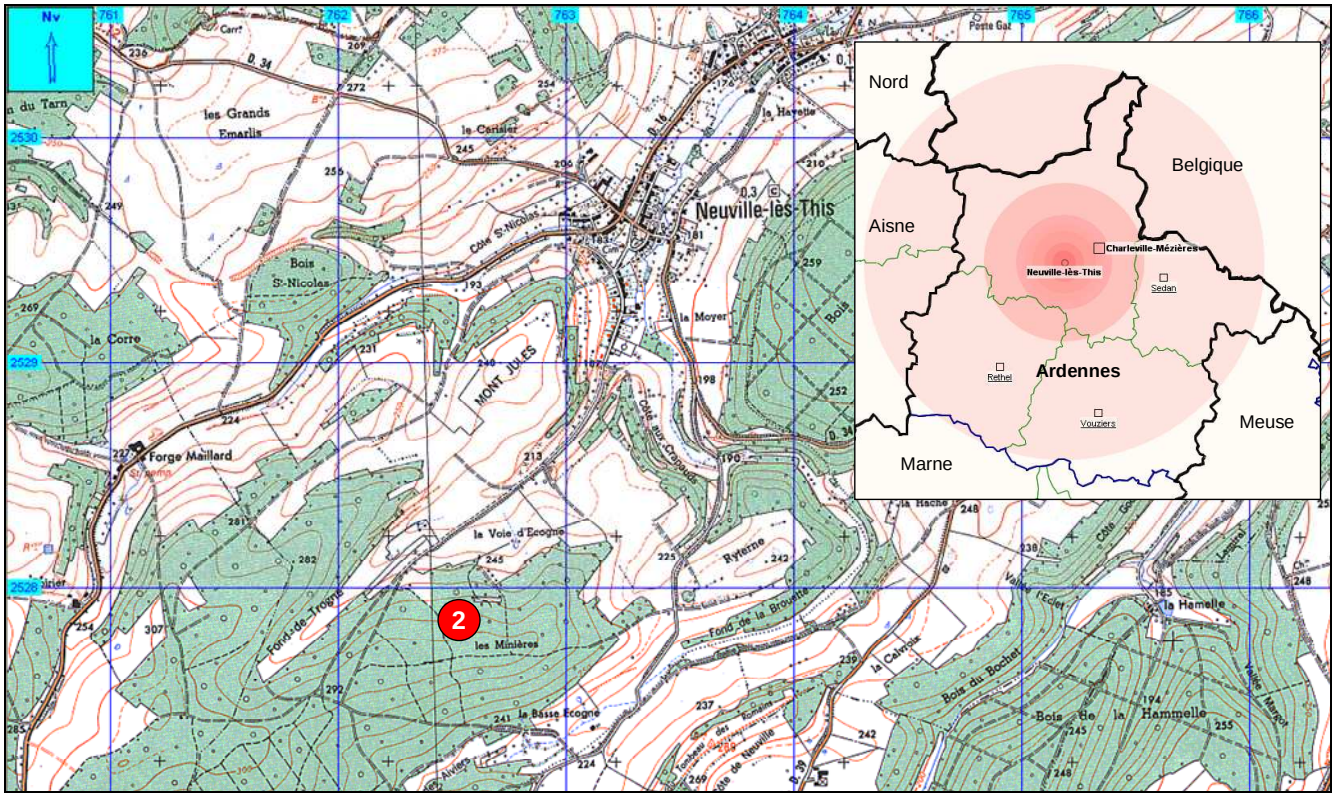


Fig. 3.07 : Localisation du site des Minières du bois des Ivis (Neuville-lès-This, Ardennes) – (CartoExplorer 3D, Ardennes Nord)

Sur place les dérangements consécutifs à l'activité minière sont encore visibles : fosses d'extraction profondes de quelques mètres, avec ça et là, de gros blocs ferrugineux abandonnés sur place (photos 3.03 et 3.04). Les affleurements, sur les lèvres des dépressions calcaires du Bathonien attestent la concordance avec des dolines.

Une carte du site (fig. 3.11) fait apparaître pour les dolines deux axes de direction préférentielle : un premier orienté E.NE-W.SO, correspondant à la direction des failles affectant le Dogger et un second, sensiblement orthogonal, orienté NW-SE.

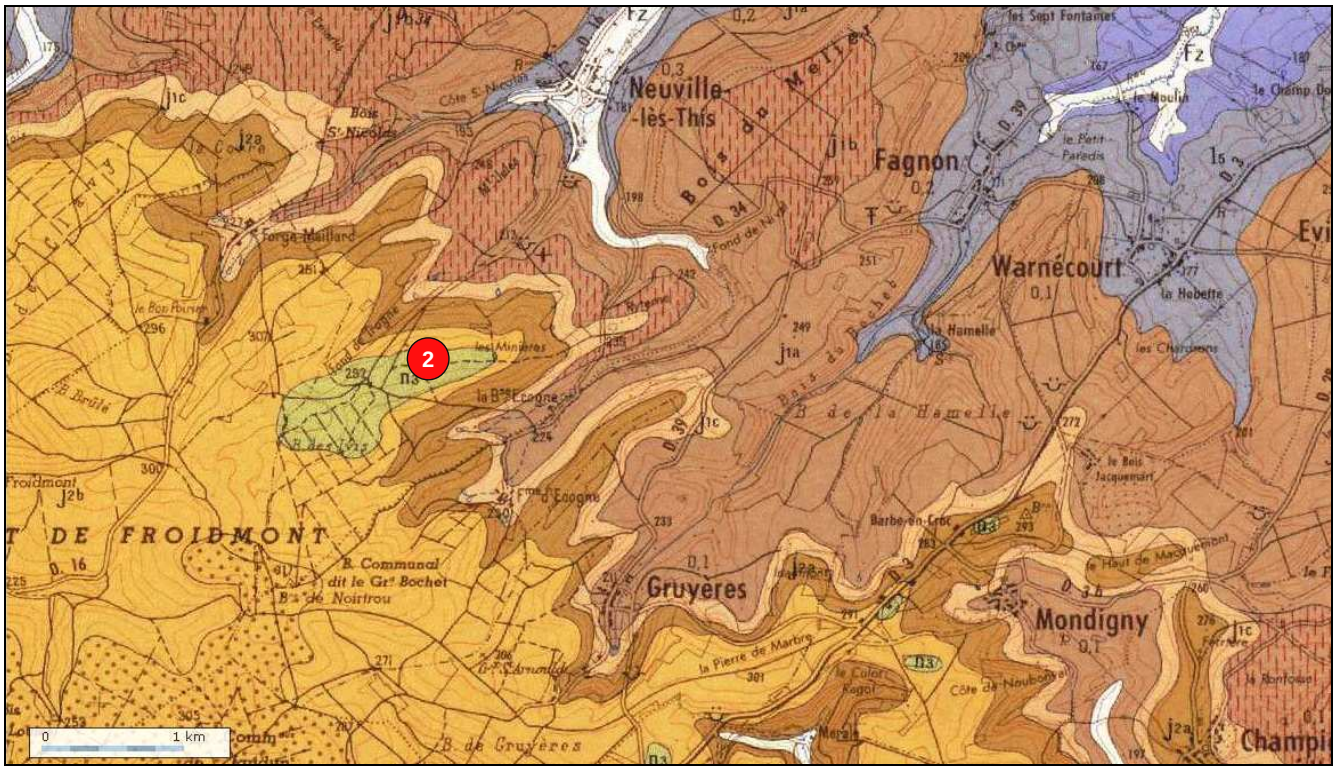


Fig. 3.08 : Carte géologique du site des Minières du bois des Ivis (Neuville-lès-This, Ardennes) (Feuille de Renwez, d'après Bonte *et al.*, 1960). Géologie : (l4) Pliensbachien (marnes bleues), (l5) Toarcien (marnes schisteuses), (j1a) Bajocien inférieur (Calcaires à débris), (j1b) Bajocien moyen (bioherm à Polypiers), (j1c) Bajocien supérieur (Marnes à *Ostrea acuminata*), (j2a) Bathonien inférieur (Oolithe miliaire), (j2b) Bathonien moyen (Calcaires blancs), (j2c) Bathonien supérieur (calcaires oolithiques), (n3) Wealdien (Sables, argiles et minerai de fer), (Fz) Alluvions récentes.

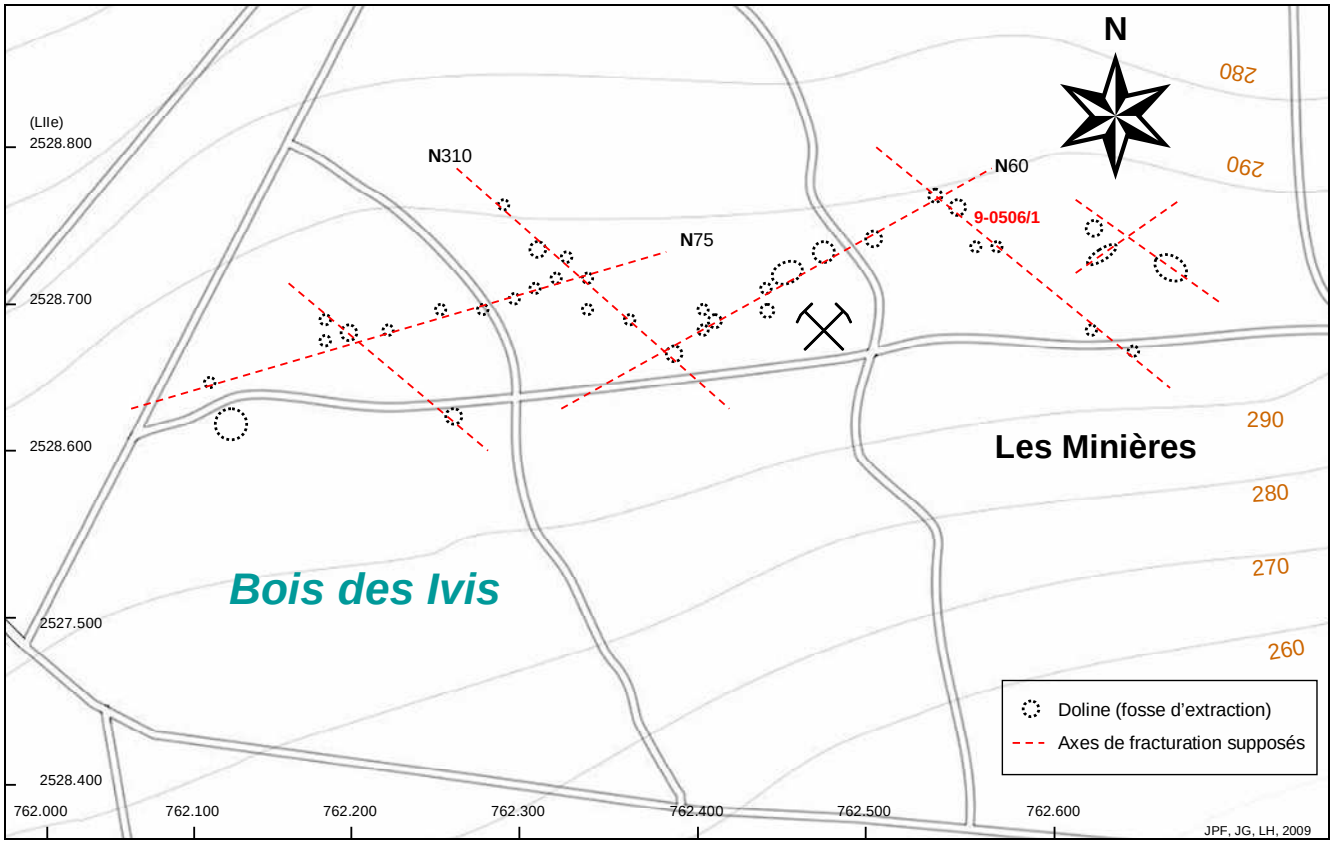


Fig. 3.09 : Bois des Ivis - Topographie des phénomènes karstiques révélés par l'exploitation minière – (JPF, 2010)

Observations effectuées

Échantillon 9-0506/1 (LIIe. 762.585-2527.756-292 m)





Photo 3.03 : Minières du bois des Ivis / Fosses d'extraction abandonnées- (Photo JPF, 2009)

Photo 3.04 : Minière du bois des Ivis / Bloc de Mine poivrée (échantillon 9-0506/1) - (Photo JPF, 2009)

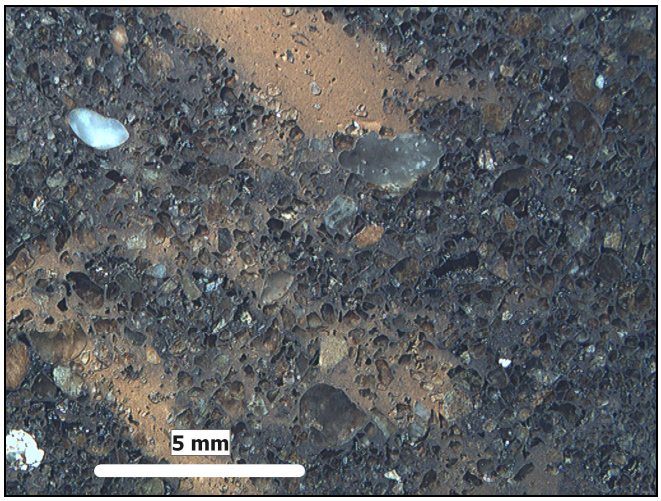
L'échantillon a été prélevé sur l'un des blocs abandonnés sur place et dont certains atteignent une taille métrique. L'échantillon se présente sous la forme d'un bloc très induré de grès ferrugineux dite "Mine poivrée" (Sauvage et Buvignier, 1842). La surface montre un aspect granuleux de couleur brun olive (code Munsell : 2,5 Y 4/4) à gris (code Munsell : 5 Y 5/1) avec des plages argileuses de couleur jaune (code Munsell : 2,5 Y 7/6).

La découpe confirme la texture grèseuse avec quelques grains de quartz arrondis pouvant atteindre plusieurs millimètres de diamètre. Les plages argileuses de couleur jaune observées en surface se développent également de manière importante, à l'intérieur selon une disposition plus ou moins parallèle à la surface sommitale de l'échantillon.

La microscopie à faible grossissement (photo 3.05) nous montre un squelette constitué de grains de quartz de forte densité (supérieure à 50 %) noyé dans un plasma ferro-argileux présentant de larges plages disposées, comme il a été dit, plus ou moins parallèlement. Les grains de quartz présentent, pour les plus gros (de à 500 à 1500 µm), une moyenne à forte sphéricité ; ils sont majoritairement subémoussés, polycristallins et certains dévoilent une extinction roulante.

À plus fort grossissement, on observe que les grains plus petits (de 20 à 500 µm) possèdent une faible sphéricité, sont subanguleux et présentent parfois des golfes de corrosion. L'assemblage est de type aggloméré. Le plasma uniformément opaque présente, avec un plus fort grossissement (photo 3.07), à la périphérie des vides et au contact des grains, des cutanes d'excrétion de gœthite (gœthitane) plus hydratée de couleur rouge vif. Le cliché de la surface polie (photo 3.08) révèle de façon contrastée les figures d'altération des grains de quartz. Les vides semblent correspondre aux emplacements de grains perdus au montage.

L'analyse chimique (tab. 3.03) est conforme aux observations macroscopiques et historiques. Le dioxyde de silice presque majoritaire (48,80 %), principalement représenté par les grains de quartz, obnubile la composition, au détriment des oxydes de fer avec une teneur de 40,90 %, ne rendant que 32,84 % de métal. À noter la très faible teneur en alumine (1,57 %) et les teneurs indigentes des résidus alcalins et des autres métalloïdes. De même, la perte au feu se situe à un niveau très bas (4,24 %) et semble être la caractéristique des formations gréseuses.



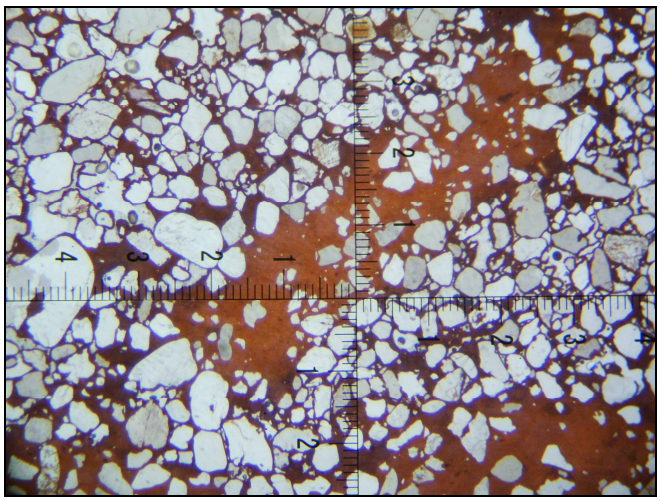
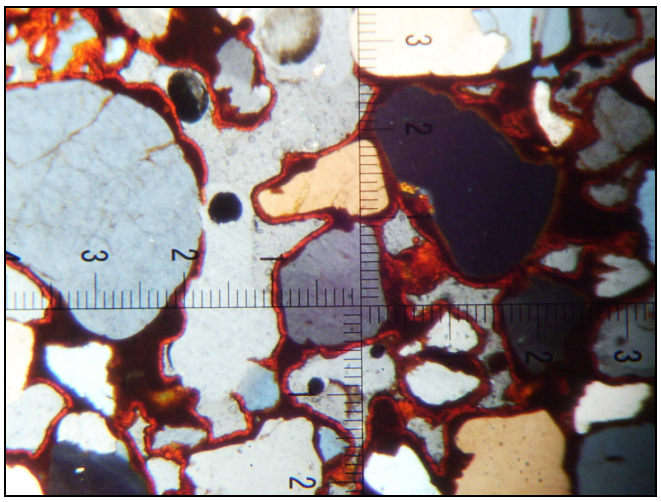


Photo 3.05 : Microscopie à faible grossissement d'une surface polie de Mine poivrée / Minières du bois des Ivis (Neuville-lès-This) – Ce cliché montre la grande densité des grains de quartz au contact les uns des autres et séparés par de grandes plages ferro-argileuses parallèles - (Photo LAM Jarville, 2009)

Photo 3.06 : Microscopie à faible grossissement d'une lame mince de Mine poivrée / Minières du bois des Ivis (Neuville-lès-This) – Vue de même nature que la photo précédente mais réalisée sur une lame mince. Les grains de quartz, colonisent en forte densité mais de manière irrégulière le plasma ferrugineux - LPNA x10 (1 graduation = 100 µm) - (Photo JPF, 2010)



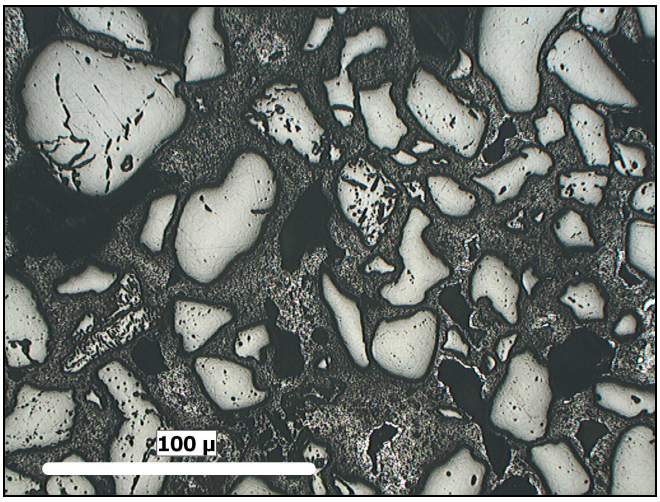


Photo 3.07 : Microscopie à fort grossissement de Mine poivrée / Minières du bois des Ivis (Neuville-lès-This) – Sur cette microphotographie apparaissent sous forme d'un liseré rouge vif, les cutanes de gœthite hydratée qui surlignent la périphérie des vides des grains de quartz. La photographie a été réalisée par adjonction d'une lame retardatrice (¼ λ) - LPA x40 (1 graduation = 25 µm) - (Photo JPF, 2010)

Photo 3.08 : Microscopie métallurgique de Mine poivrée / Minières du bois des Ivis (Neuville-lès-This) – Ce cliché nous montre de manière plus fine les figures d'altération (stylolithes) affectant en profondeur les grains de quartz- (Photo LAM Jarville, 2009)

Eléments	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5	PF	**Total**
Grès ferrugineux piégé dans le karst	**48,80**	1,57	**40,90**	0,05	0,01	0,10	< L.D.	0,22	0,26	0,26	7,24	99,42

Tab. 3.03 : Résultats de l'analyse chimique des 10 principaux éléments de l'échantillon 9-0506/1 - (CRPG, 2009)

La diffractométrie RX (tab. 3.04) découle également, sans surprise, des observations précédentes : elle est strictement binaire (gœthite et quartz). La couleur de l'échantillon, après broyage, est brun vif (code Munsell : 7,5 YR 5/8).

Albite	Alunite	Anatase	Calcite	Chamosite Chlorite	Dolomite	(Fluo)apatite	Goethite	Hématite	Illite	Kaolinite	Lépidocrocite	Microcline	Muscovite	Orthoclase	Quartz	Zircon

Tab. 3.04 : Synthèse du diagramme de l'analyse diffractométrique RX de l'échantillon 9-0506/1 - (MHNN, 2009)

3 MINIÈRES DU BOIS D'ÉNELLE (Balaives-et-Butz)

Description du site

Les minières ouvertes dans les remplissages argilo-sableux furent un des ensembles les plus exploités dans la région en raison des teneurs intéressantes du colmatage ferruginisé, assimilable au "Fer fort" de la Lorraine septentrionale (Pays-Haut) et de la relative abondance du produit utile (Voisin, 1994).

Un groupe d'exploitations profondes existait, dans le bois d'Énelle et ses abords, à 9 km au sud de Charleville-Mézières (fig. 3.02, 3.03, 3.10 et 3.11). Le bois d'Énelle, situé au sud de la ferme Éva, se développe au sommet de la côte dominant la vallée de la Meuse d'environ 140 mètres. La surface porte encore les stigmates qui témoignent de l'importance de l'exploitation avec de nombreuses et profondes dolines ennoyées aux parois abruptes (photo 3.09). En revanche, on ne trouve pratiquement pas de minerai abandonné sur place ; les seuls témoins des remplissages qui scellaient les cavités sont les talus d'argile et de sable qui bordent les cavités et quelques blocs de grès quartzite ou de Pierre de Stonne (photo 3.10) dont Meugy (1855) signale la récurrence forte dans les mêmes argiles que le minerai de fer. L'analyse détaillée de Sauvage et Buvignier (1842) montre que le minerai était piégé dans un paléokarst constitué en surface de dolines et d'un endokarst aux formes variées. Ce paléokarst comprenait des puits de 20 à 25 m de profondeur, pouvant atteindre parfois plus de 50 m, et des galeries sinueuses pouvant atteindre plusieurs centaines de mètres de longueur (fig. 3.12).

Un tel développement ainsi que les profondeurs mentionnées impliquent un karst se développant non seulement dans les calcaires du Bathonien mais se prolongeant encore plus en profondeur dans ceux du Bajocien (fig. 3.11 et 3.12). Le remplissage qui comble les vides du calcaire est constitué par : des argiles de diverses couleurs blanches, bleuâtres ou rougeâtres (au contact du minerai) ; des sables blancs et jaunes, des graviers siliceux ou des cailloux roulés de quartz, des blocs de calcaire fortement altérés et, massivement à la base de la fosse, du minerai du fer sous diverses formes (en grains, en concrétions tuberculeuses, en "stalactites" ou "stalagmites", en plaquettes).

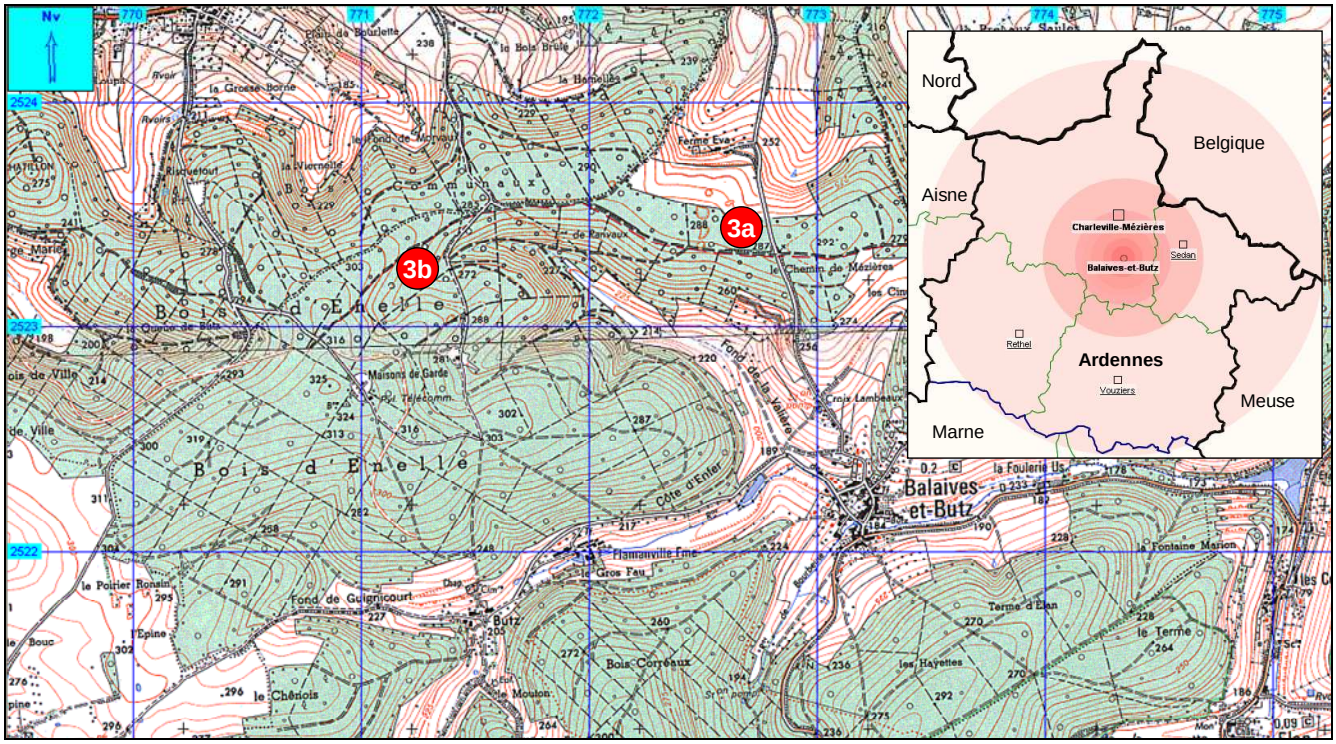


Fig. 3.10 : Localisation des minières du bois d'Énelle (Balaives-et-Butz, Ardennes) – (3a) Minières de la ferme Éva ; (3b) Minières des Maisons de gardes - (CartoExplorer 3D, Ardennes Nord)

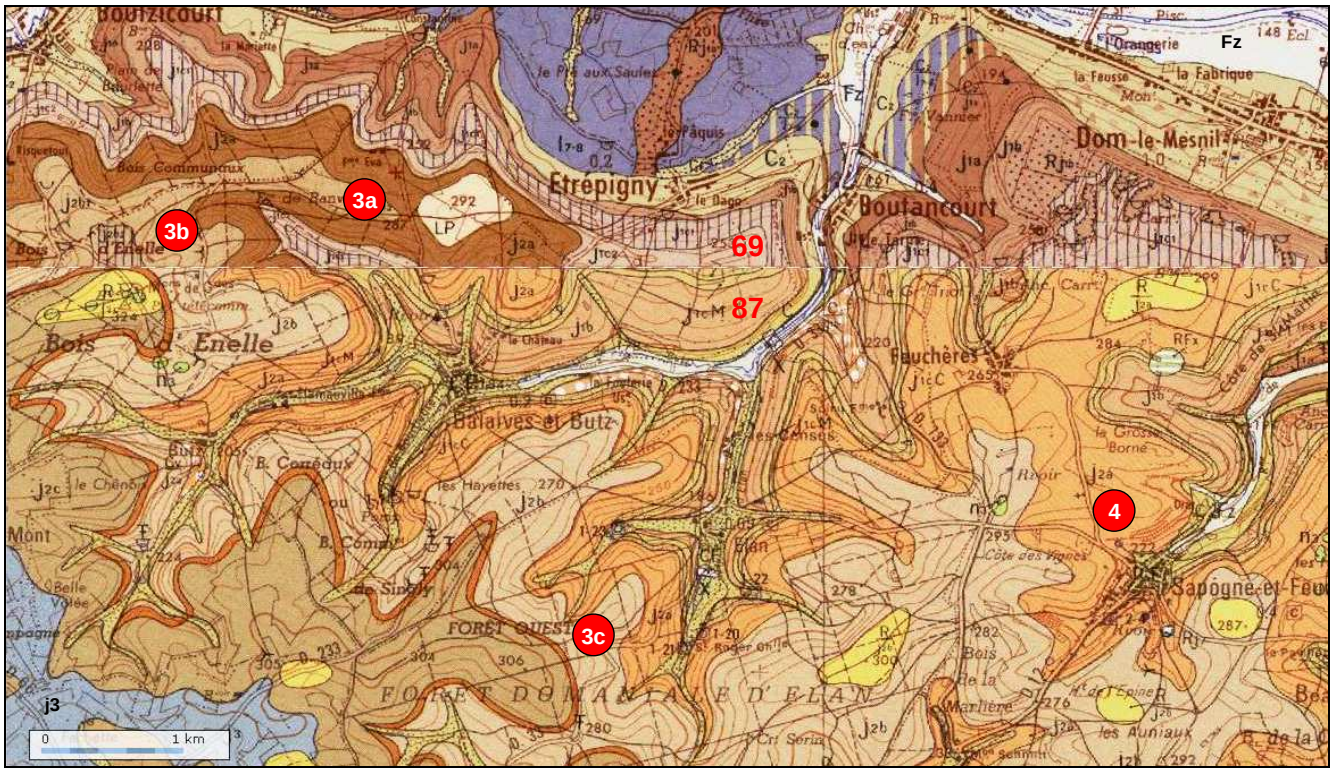


Fig. 3.11 : Carte géologique des sites du bois d'Énelle, d'Élan et de Sapogne et Feuchères (Ardennes) (Feuilles de Charleville-Mézières [69] d'après Hatrival, Beugnies et Marcar, 1969 ; de Raucourt et Flaba [87], d'après Ardaens *et al.*, 1983). **Sites :** (3a) Minières de la ferme Éva ; (3b) Minières des Maisons de Gardes ; (3c) Bois d'Élan. **Géologie :** (l7-8) Toarcien (argiles bleues), (j1a, Rj1a) Bajocien inférieur (calcaires gréseux, sables et argiles de décalcification), (j1b, Rj1b) Bajocien moyen (Calcaires à débris, argiles de décalcification), (j1c1, j1c2) Bajocien supérieur (Calcaires et marnes à *Ostrea acuminata*), (j2a) Bathonien inférieur (Oolithe miliaire, calcaires détritiques), (j2b1, j2b2) Bathonien moyen (Calcaires blancs et calcaires crayeux), (j2c) Bathonien supérieur (calcaires oolithiques et marneux), (j3) Callovien (argiles compactes), (n3) Wealdien (sables, argiles et minerai de fer) (Fz) Alluvions récentes, (LP) Couverture limoneuse, (R) Complexe résiduel d'altération.

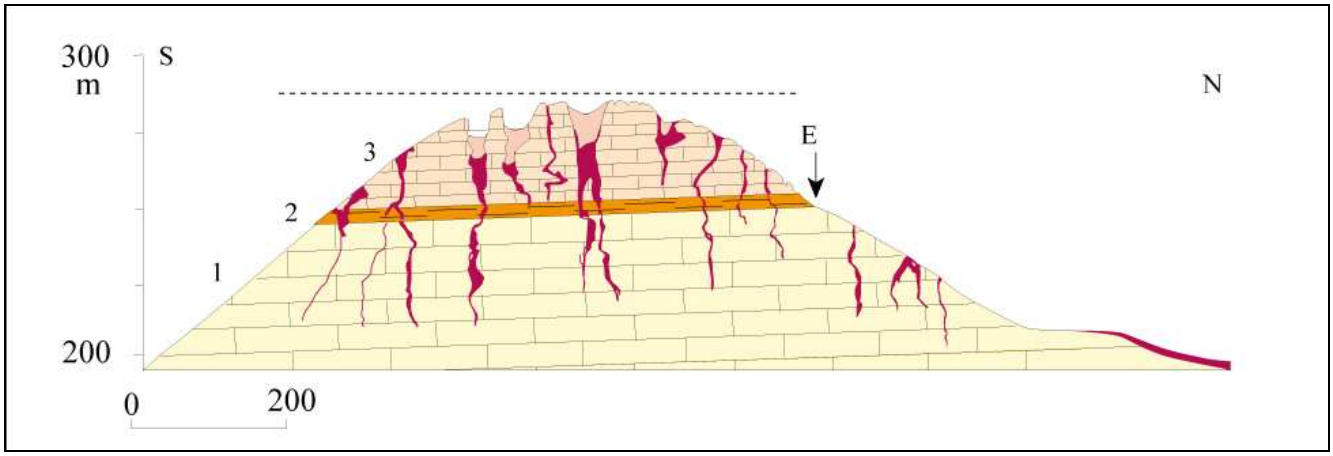


Fig. 3.12 : Coupe du gisement du bois d'Énelle, au sud de la ferme Éva (Balaives-et-Butz) – (1) Bajocien, Calcaires à lumachelles et Calcaires à débris ; (2) Marnes grises à *Ostrea acuminata* ; (3) Bathonien karstifié, Oolithe miliaire ; (4) formation de remplissage des cavités karstiques avec éléments fins argilo-silteux, sables calcaires et siliceux et bocs calcaires avec une densité plus ou moins forte d'éléments ferrugineux (voir fig. 3.13) ; (E) Ferme Éva. Le niveau marneux (2) a constitué une limite efficace aux fortes dissolutions et marque la base du gisement. On a retrouvé des blocs de minerai sur la pente vers le nord – (d'après Voisin, 1994 ; modifié Harmand et JPF, 2012)

Les descriptions détaillées fournies par Sauvage et Buvignier (1842) sont suffisamment précises et rigoureuses pour être traduites sous forme d'une coupe lithologique (fig. 3.13). Le remplissage du puits principal du bois d'Énelle était constitué de deux types de dépôts :

À la base, sur une vingtaine de mètres, existait une formation riche en minerai (unité A) tandis que le sommet du remplissage (unité B) était formé par un diamicton constitué surtout « *d'argiles ocreuses, de blocs calcaires et de sables…* » (Sauvage et Buvignier, 1842). La matrice de l'unité A était quant à elle, formée d'argiles ocreuses et de sables renfermant des galets de quartz et des éléments ferrugineux. Ces éléments ferrugineux se présentent sous plusieurs formes : amas formés de concrétions tubulaires d'échelle millimétrique ou submillimétrique (Mine en clous), blocs arrondis de couleur jaune avec parfois des géodes remplies d'argiles (Mine jaune) ou encore fragments anguleux de diverses dimensions (de celle d'un pois à une noix) à la surface présentant un éclat métallique (Mine en grains).

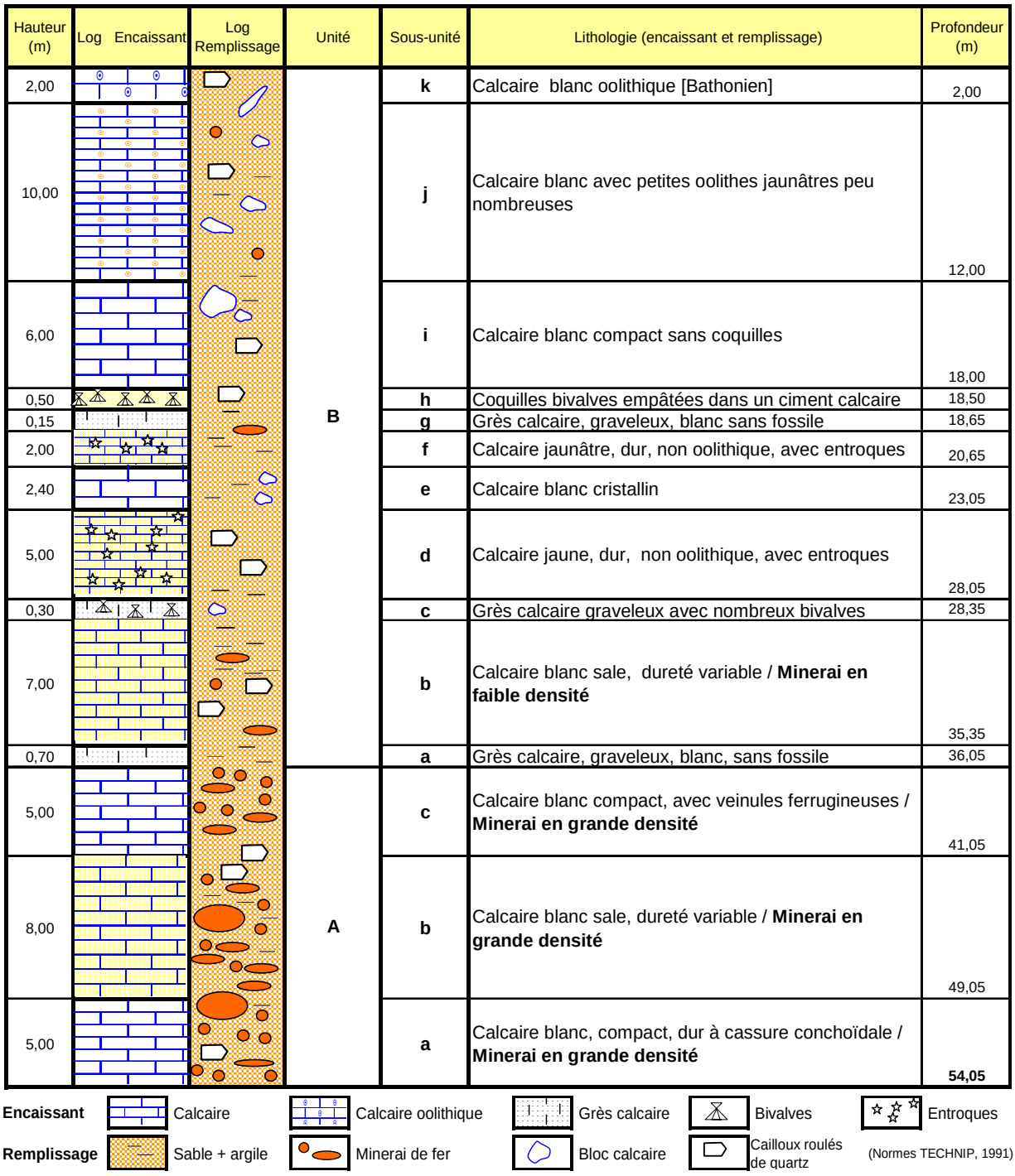


Fig. 3.13 : Bois d'Énelle : Coupe lithologique du puits principal – (Reconstitution d'après descriptions de Sauvage et Buvignier, 1842)





Photo 3.09 : Bois d'Énelle / Ancienne fosse d'extraction – Les argiles qui colmatent la doline conduisent à un ennoiement temporaire des dépressions - (Photo JPF, 2007)

Photo 3.10 : Bois d'Énelle / Ancienne fosse d'extraction – Sur le cliché sont visibles deux blocs de taille métrique constitués de Pierre de Stonne (*s.l.*) et, peut-être, extraits du remplissage par les mineurs. Le bloc supérieur (S_1) encore en place sur la surface sommitale des calcaires tandis que le bloc inférieur (S_2) a basculé sur les pentes de la fosse. Sur ce dernier bloc a été prélevé l'échantillon 9-0601/1 (voir description et lame mince) - (Photo JPF, 2009)

Le relevé topographique (fig. 3.14) que nous avons dressé montre des alignements de dolines orientées sur deux axes principaux (N.NW-S.SSE et NE-SW) et un axe secondaire de direction W-E. Ces directions sont dissemblables au gîte du bois des Ivis et la corrélation avec les failles éventuelles est impossible dans la mesure où la carte géologique de Raucourt-et-Flaba (Ardaens *et al.*, 1983) n'en fait pas état. Par contre, un relevé sur 600 directions des vallées et des vallons de la notice de cette même carte indique une direction majeure NE-SW compatible avec l'un des axes relevés sur le site.

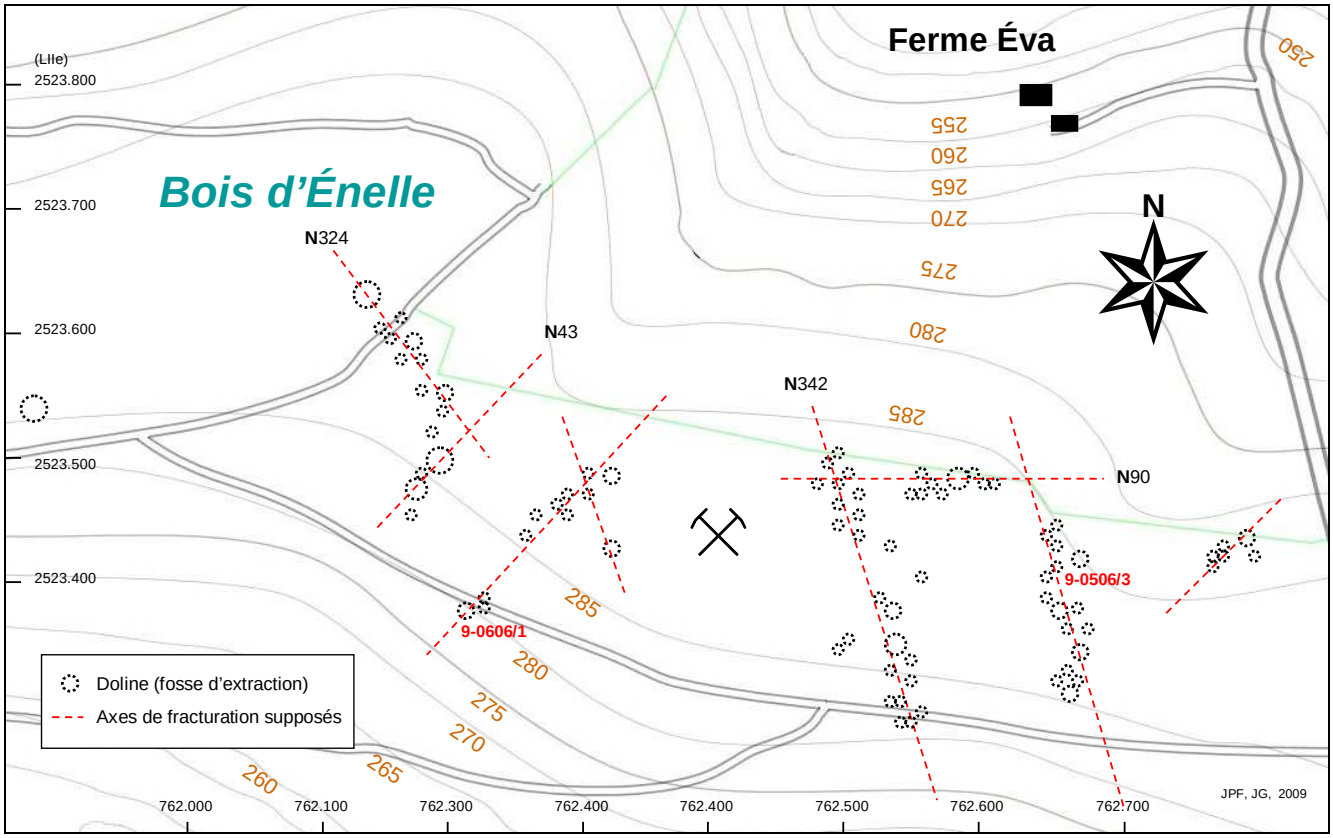


Fig. 3.14 : Bois d'Énelle : Topographie des phénomènes karstiques révélés par l'exploitation minière – (JPF, 2010)

3.2.2.2.3 Observations effectuées

Échantillon 9-0506/2 (LIIe. 772.551-2523.445-288 m)

L'échantillon récolté dans les déblais sur le bord d'une doline (photo 3.11) se présente sous forme d'un bloc compact, empâté dans une argile ocreuse. La cassure présente une couleur très prononcée, lie de vin, mate. Les structures bacillaires caractéristiques (photo 3.12) et les vides tubulaires allongés, de taille submillimétrique et accolés les uns aux autres, décelables sur d'autres sections (photo 3.13), nous incitent à classer cet échantillon comme "Mine en clous". De plus, outre les similitudes macroscopiques, cet échantillon en possède les caractéristiques minéralogique et chimique.

Du fait de sa richesse en fer, il n'était pas utile, de soumettre la Mine en clous au lavage à la différence des autres types de minerais.

L'examen en microscopie optique ou métallurgique ne révèle pas l'habituel squelette de grains de quartz développé. Seuls quelques rarissimes grains de faible sphéricité, anguleux à très anguleux de très petite taille (20 à 50 µm) sont observables. L'essentiel de l'espace est occupé par un plasma présentant des zones différenciées par la couleur (photos 3.12 et 3.13) : d'une part, des papules agglomérées, plus ou moins ovoïdes et hétérométriques (taille de 20 à 1500 µm) de couleur jaune à brun clair (gœthite) ; d'autre part, des plages opaques, de couleur brun foncé (hématite) occupant les vides interstitiels de grande taille. On observe également, parcourant le plasma, des chenaux et des vacuoles, libres de matière et ne présentant pas de cutane.



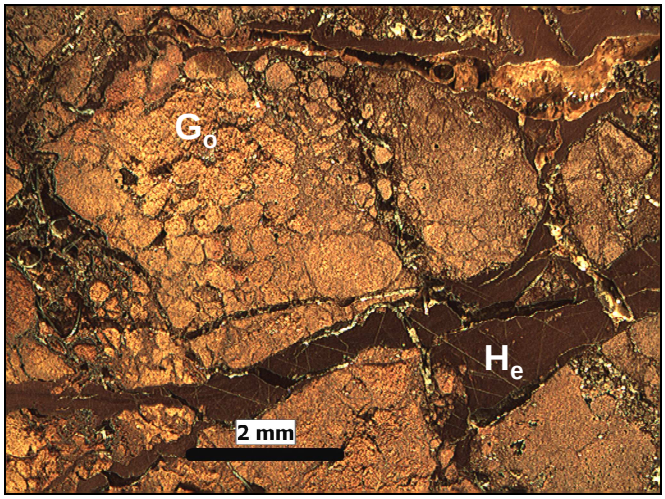


Photo 3.11 : Bloc de minerai fortement hématisé (Mine en clous) / Minières du bois d'Énelle (Balaives-et-Butz) - La cassure fait apparaître une teinte lie de vin caractéristique d'une concentration d'hématite (Échantillon 9-0506/2). Le bloc était empâté dans une argile ocreuse qui a fait l'objet d'une diffractométrie RX (voir échantillon 9-0506/3) - (Photo JPF, 2009)

Photo 3.12 : Macroscopie optique d'un échantillon de Mine en clous / Minières du bois d'Énelle (Balaives-et-Butz – Le cliché montre l'organisation du plasma avec, de couleur jaune à brun, les papules hétérométriques et agglomérées de gœthite (G_o), et, de couleur brun foncé, les remplissages occupés par l'hématite (H_e). LN x20 (1 graduation = 50 µm) - (Photo LAM Jarville, 2009)

L'analyse chimique (tab. 3.05) corrobore les observations précédentes avec une teneur parmi les plus élevées en oxydes de fer de 80,28 % donnant un fer total de 56,14 %.

On comprend, dès lors, l'intérêt des mineurs dans la recherche de ce minerai qui, outre la forte teneur en fer, présentait un très faible taux de phosphore, ce qui devait conférer à l'acier obtenu, d'excellentes caractéristiques mécaniques.

À titre indicatif, nous avons comparé notre analyse avec celle pratiquée par Sauvage et Buvignier (1842) : elle sont très proches. La plus faible teneur en fer (75,00 %) du second échantillon est compensée par une teneur en silice plus élevée (8,90 contre 2,34 %) ; le taux d'alumine est comparable (2,24 contre 3,10 %). Les résidus alcalins et autres métalloïdes sont, dans les deux échantillons, impécunieux ou inexistants.

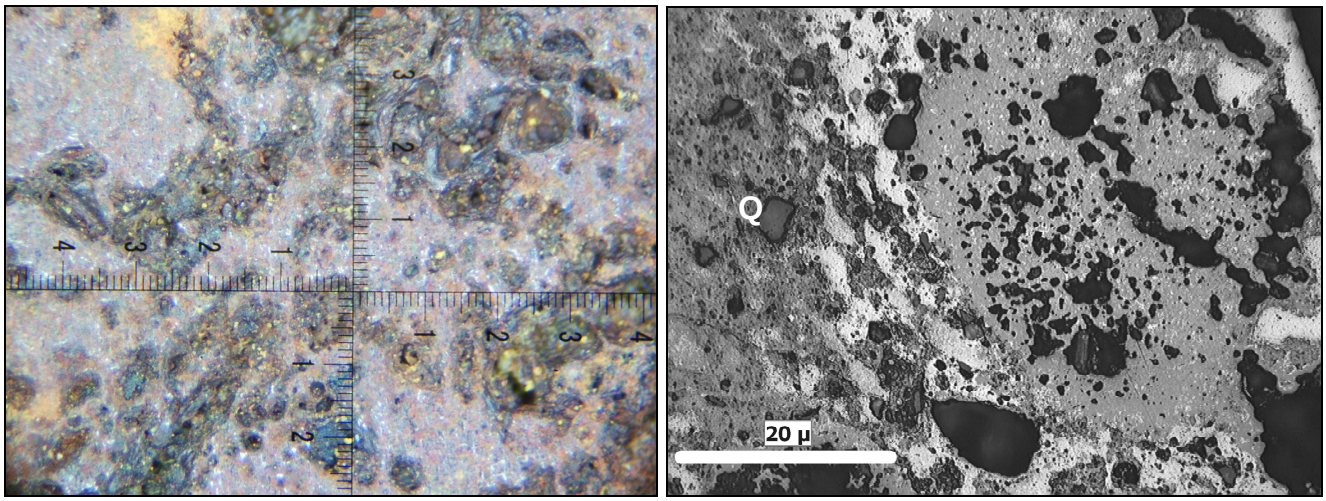


Photo 3.13 : Microscopie optique à faible grossissement de l'échantillon de Mine en clous / Minières du bois d'Énelle (Balaives-et-Butz) - Ce cliché nous montre les sections en long et en coupe des minces cavités tubulaires caractéristiques de la Mine en clous. LN x20 (1 graduation = 50 µm) (Photo JPF, 2009)

Photo 3.14 : Microscopie métallurgique à fort grossissement de l'échantillon de Mine en clous / Minières du bois d'Énelle (Balaives-et-Butz) – Sur cette microphotographie, la différenciation de luminosité, permet de distinguer de la structure concentrique d'une papule ovoïde de gœthite de petite taille (cœur : 40 µm). À gauche, on aperçoit un minuscule (3 µm) grain de quartz (Q) - (Photo LAM Jarville, 2009)

Du fait de la quasi-absence de grains de quartz détritiques, il est possible d'utiliser pour cet échantillon, le rapport K_i (1,7 * SiO_2 / Al_2O_3) (Gourdon, 1973). Le résultat indique une valeur de 1,78 : un rapport inférieur à 2 est l'indice d'une allitisation avec une prédominance d'alumine libre (gibbsite, kaolinite) sous des climats chauds et humides. Le second rapport, calculé à partir des teneurs en Si et Al reconstituées, inférieur à 1 (0,92), est un indicateur de substitution de l'aluminium au fer dans les oxy-hydroxydes de fer. C'est, dans la région étudiée, le seul échantillon présentant ces caractéristiques de manière absolue. La teneur en aluminium nous permet de calculer la teneur en kaolinite (5,67 %).

Eléments	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5	PF	**Total**
Échantillon 9-0506/2 (JPF, 2009)	**2,34**	**2,24**	**80,28**	0,02	< L.D.	0,03	< L.D.	< L.D.	0,05	0,19	14,27	99,42
Mine en clous (Buvignier, 1842)	**8,90**	**3,10**	**75,00**	0,30	-	-	-	-	-	-	12,70	100,00

Tab. 3.05 : Résultats de l'analyse chimique des 10 principaux éléments de l'échantillon 9-0506/2 (CRPG, 2009) **comparés à l'analyse chimique réalisée sur un échantillon de Mine en clous** (Sauvage et Buvignier, 1842)

La diffractométrie RX (tab. 3.06) de l'échantillon est strictement binaire : seuls sont révélés des oxydes de fer : gœthite et hématite. L'hématite (2,69 Å) est peu commune sur l'ensemble des diffractométries réalisées sur le Bassin parisien (voir chapitres synthèses et interprétations). Le rapport entre les hauteurs de pics à 4,18 Å de la gœthite et 2,69 Å - 2,52 Å communs à la gœthite et à l'hématite permet de calculer une approximation du rapport gœthite / hématite (Besnus, 1977). Pour l'échantillon, le rapport $R_e = G_o/H_e$ (gœthite / hématite) est de 1,50. La couleur de l'échantillon, après broyage, est brun rouge faible (code Munsell : 10 R 4/4).

Albite	Alunite	Anatase	Calcite	Chamosite Chlorite	Dolomite	(Fluo)apatite	Gœthite	Hématite	Illite	Kaolinite	Lépidocrocite	Microcline	Muscovite	Orthoclase	Quartz	Zircon

Tab. 3.06 : Synthèse du diagramme de l'analyse diffractométrique RX de l'échantillon 9-0506/2 - (MHNN, 2009)

Échantillon 9-0506/3 (LIIe. 772.551-2523.445-288 m)

Une fouille minutieuse à proximité de l'échantillon de minerai de fer (9-0506/2) a permis l'exhumation d'un bloc décimétrique d'argile sableuse de couleur jaune olive, (code Munsell : 2,5 Y 6/6) moyennement induré, ne s'effritant pas sous la pression des doigts et légèrement onctueux au toucher.

Une attaque à l'acide chlorhydrique ne produit aucune réaction. L'examen à la binoculaire révèle l'existence de petits grains de quartz (20 à 100 µm) et de minuscules granules (10 à 20 µm) d'oxydes de fer, noyés dans un plasma argilo-ferreux où alternent des plages de couleur variant de l'ocre au brun clair. La couleur de l'échantillon, après broyage, est jaune rouge (code Munsell : 7,5 YR 6/8).

La diffractométrie RX (tab. 3.07) est conforme aux observations précédentes : outre le quartz (3,34, 1,817 et 1,542 Å) et la gœthite (2,44 Å) - ce qui explique la coloration jaune - on ne révèle la présence que d'un seul minéral argileux de type 2/1 de la classe des phyllosilicates : l'illite (3,34 et 2,05 Å) courant dans nombre d'échantillons de minerai récolté.

Albite	Alunite	Anatase	Calcite	Chamosite Chlorite	Dolomite	(Fluo)apatite	Gœthite	Hématite	Illite	Kaolinite	Lépidocrocite	Microcline	Muscovite	Orthoclase	Quartz	Zircon

Tab. 3.07 : Synthèse du diagramme de l'analyse diffractométrique RX de l'échantillon 9-0506/3 - (MHNN, 2009)

Échantillon 9-0606/1 (grès saccharoïde) (LIIe. 772.210-2523.409-282 m)

Sur les bords d'une des doline (photo 3.10) du gîte du bois d'Énelle, des blocs épars de taille métrique, nous ont permis d'opérer un prélèvement d'un grès quartzite, très induré, de couleur blanc (code Munsell : 5 Y 8/1) à gris clair (5 Y 7/1).

L'observation de la lame mince (photo 3.15), nous révèle un squelette composé de grains fins jointifs de quartz de dimension relativement homogène (majoritairement < à 100 µm). Pour l'essentiel, les grains de quartz sont monocristallins, certains présentent toutefois une extinction roulante. Globalement, ils ne sont que peu altérés ; on n'observe ni fissure, ni inclusion ; on peut toutefois observer des grains montrant des golfes de corrosion. Leur forme est hétérogène : ils possèdent une faible à forte sphéricité et vont de très anguleux à subémoussés. Un plasma d'oxydes de fer, sous forme pelliculaire, ne s'observe que localement. Eu égard, aux observations précédentes comparées aux descriptions de Voisin (1981, 1988), cet échantillon s'apparente d'avantage à un grès saccharoïde qu'à un élément de Pierre de Stonne (*s.s.*). Au cœur de la lame mince, nous avons repéré un minéral sous forme d'un petit prisme (60 µm) quadratique à l'aspect plat et à cassures irrégulières, à relief moyen et avec une biréfringence également moyenne (photo 3.16). La couleur bleu-vert au vert-brun n'est pas régulièrement répartie. Le pléochroïsme est intense dans l'axe *ng* du cristal, et l'extinction du grain est à droite. Ces deux caractéristiques sont propres à la tourmaline. En comparaison, les grains ovales à presque ronds ont des biréfringences si élevées que lorsqu'on additionne la lame de teinte sensible en lumière polarisée, la biréfringence, elle, est déjà très élevée. Il s'agit de grains uniaxe de zircon.

Échantillon 9-1219/1 (grès saccharoïde) (LIIe. 773.235-2519.635- 250 m)

Voisin (1988) signale dans la forêt d'Élan, à environ 14 km au S de Charleville-Mézières (fig. 3.11 et 3.15, repère 3c), des blocs silicifiés concentrés au pied des ravins sous forme de véritables "convois" au terme de loupes de solifluxion.

C'est le cas de la tête d'un vallon sec de la forêt d'Élan où un semis de blocs, de dimension métrique, jalonne le fond du thalweg. La proximité avec le gîte du bois d'Énelle, où des grès saccharoïdes sont mêlés aux argiles contenant le minerai de fer, nous a incités à effectuer une lame mince comparative entre les deux matériaux silicifiés. L'échantillon prélevé sur l'un des blocs possède une grande dureté et réagit fortement à l'acide chlorhydrique, contrairement au grès saccharoïde précédent totalement insensible. La découpe montre un ciment homogène blanc (code Munsell : 5 YR 8/1) piqueté de petites taches d'oxydes de fer et dans lequel apparaissent de manière ténue, des figures ovoïdes de taille millimétrique (maxi 15 mm). La dureté Mohs est estimée à 5-6. L'examen microscopique nous montre un plasma de silice amorphe présentant des vides ou chenaux dans lesquels se sont développés des méga-cristaux de calcite (60 à 600 µm) à la biréfringence caractéristique. Les faciès de silicification sont extrêmement variés, les observations effectuées nous incitent toutefois à disculper une parenté avec la Pierre de Stonne ou les grès saccharoïdes : il s'agit vraisemblablement d'un calcaire silicifié.

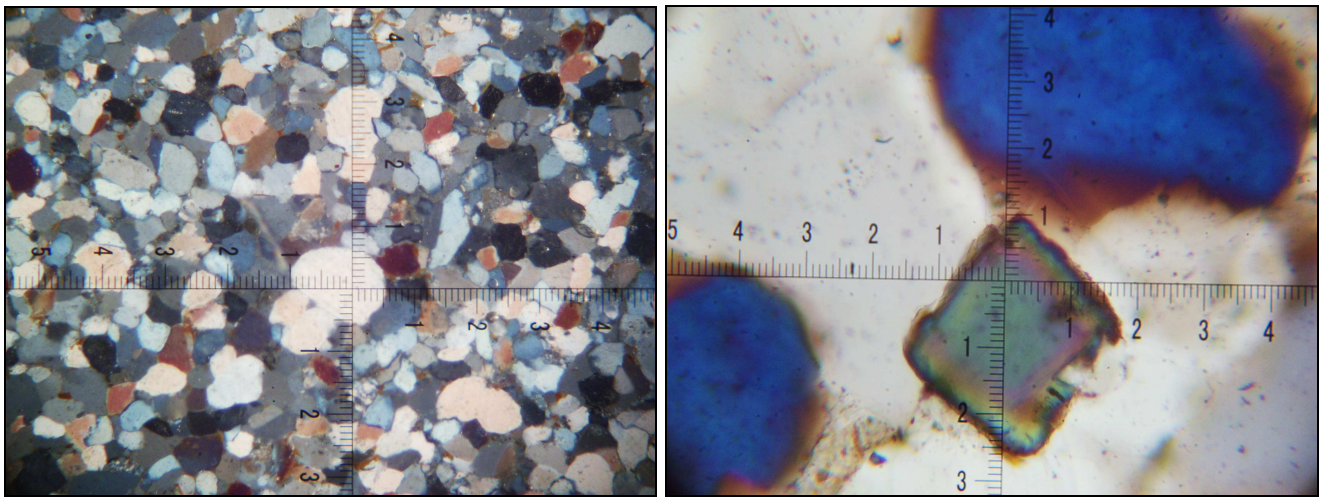


Photo 3.15 : Microscopie d'un échantillon de grès saccharoïde / Gîte du bois d'Énelle (Balaives-et-Butz) – le cliché nous montre un squelette de grains de quartz jointifs et peu altérés, de dimensions relativement homogènes (50 à 25 µm). Le plasma d'oxydes de fer n'apparaît que de façon sporadique sous forme pelliculaire au contact de certains grains - LPA x40 (1 graduation = 25 µm) - (Photo JPF, 2010)

Photo 3.16 : Microscopie à fort grossissement d'un grain de zircon / Échantillon de grès saccharoïde / Gîte du bois d'Énelle (Balaives-et Butz) - Ce minéral lourd à section quadratique (60 µm) présente une biréfringence et un relief moyens. Les autres minéraux de couleur bleu intense sont des zircons - LPA x400 (1 graduation = 2,5 µm) - (Photo JPF, 2010)

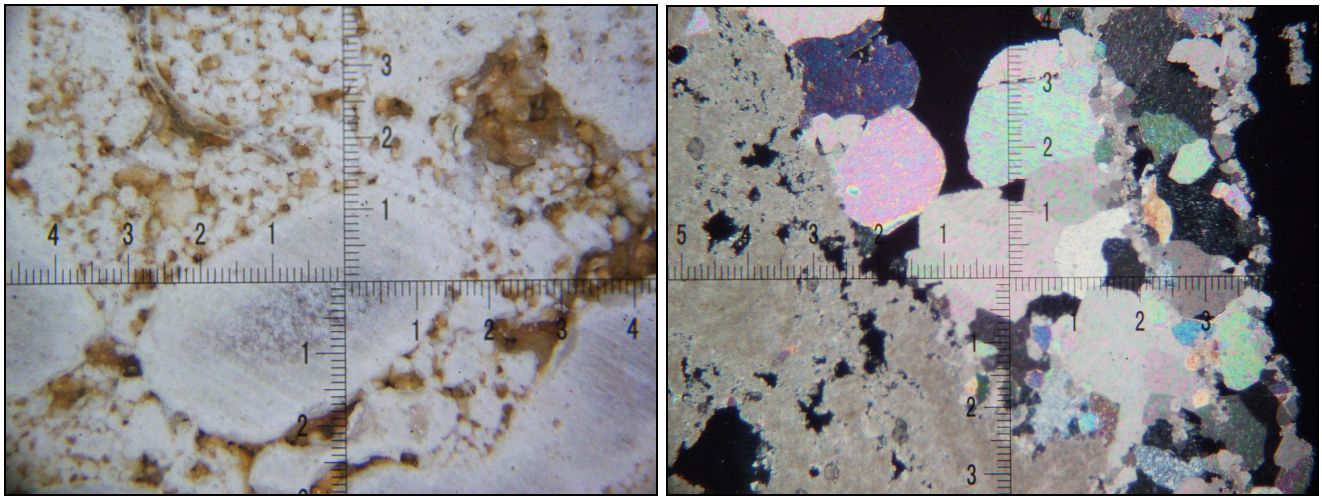


Photo 3.17 : Microscopie d'un échantillon de calcaire silicifié / Forêt d'Élan (Élan) – Sur cliché à faible grossissement, on distingue les anciennes structures ovoïdes du calcaire épigénisées par la silice - LN x8 (1 graduation = 125 µm) - (Photo JPF, 2010)

Photo 3.18 : Microscopie d'un échantillon de calcaire silicifié / Forêt d'Élan (Élan) – La microphotographie montre, à gauche, le plasma de silice amorphe et à droite, les méga-cristaux de calcite automorphes (100 à 500 µm) qui se sont développés dans les vides de la matrice siliceuse - LPA x40 (1 graduation = 25 µm) - (Photo JPF, 2010)

4 GÎTE DE LA CÔTE DES VIGNES (Sapogne-et-Feuchères)

Description du site

Tout autour du village de Sapogne-et Feugères (fig. 3.02, 3.03 et 3.15), à une douzaine de km au SW de Sedan, sur le plateau dominant en rive gauche la Bar peu avant sa confluence avec la Meuse, la carte géologique de Raucourt-et-Flaba (Ardaens *et al*., 1983) mentionne, perforant la surface des calcaires du Bathonien inférieur (Oolithe miliaire, Calcaires à débris), plusieurs poches de Wealdien, des dolines et des dépressions comblées par un complexe de formations superficielles et d'altération à une altitude proche ou supérieure à 300 mètres.

Aucun des divers inventaires miniers consultés du département des Ardennes, ne mentionne d'activités minières sur le site ; pourtant le minerai de fer affleure sous forme de plaquettes ou de rognons dans les cultures. C'est notamment le cas du lieu-dit de Côte des Vignes où a été collecté l'échantillon décrit plus loin.

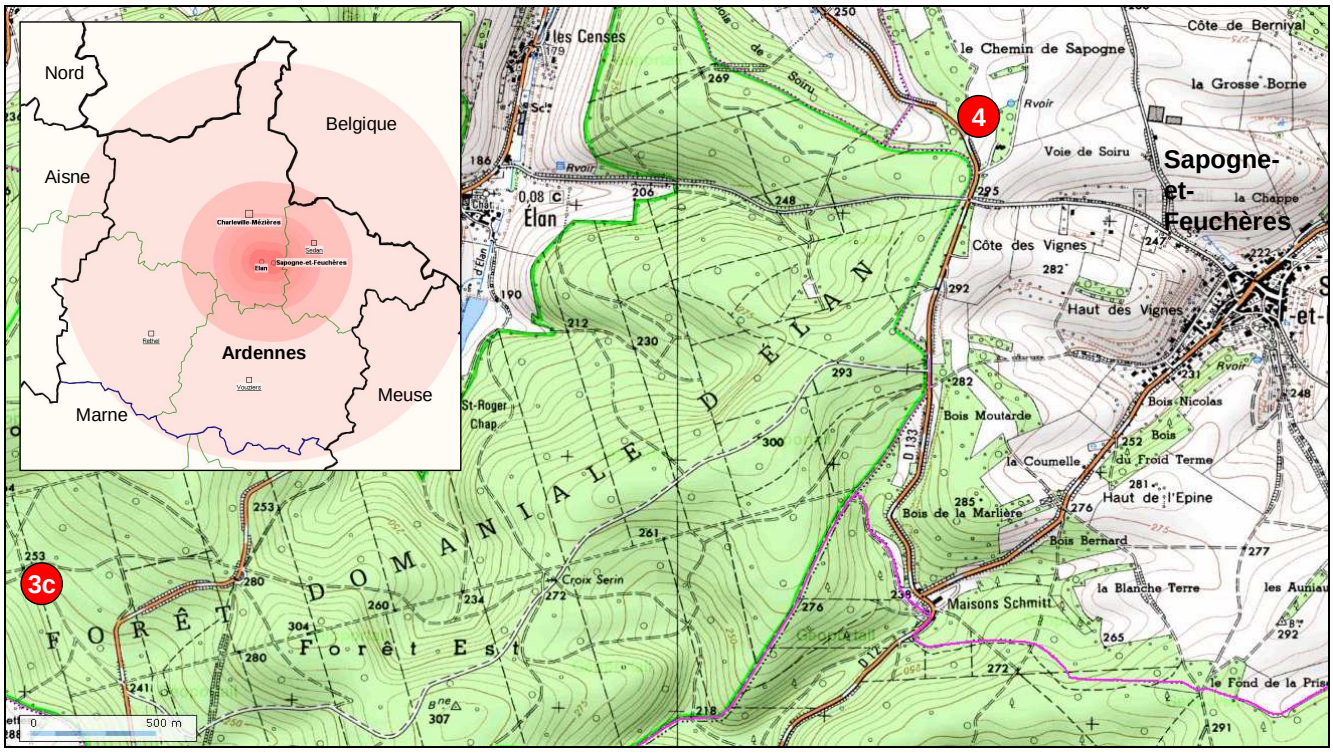


Fig. 3.15 : Localisation des gîtes de minerai de fer de Sapogne-et-Feuchères et de grès saccharoïde (Élan, Ardennes) – (3c) forêt d'Elan, (4) gîte de la Côte des Vignes - (http://www.geoportail.fr)

Observations effectuées

Échantillon 7-0110/4 (LIIe. 776.725-2521.405-295 m)

L'échantillon affiche la forme d'un rognon plus ou moins anguleux, très induré, à la surface mate de couleur brun jaune foncé (code Munsell : 10 YR 4/4). La découpe montre une organisation concentrique qui semble s'être développée par accrétion successive d'oxydes de fer plus ou moins hydraté. L'examen des géodes à la binoculaire montre, soit des géodes vides dont les parois sont tapissées d'un enduit mat ocre, soit un remplissage constitué d'une multitude de micro-pisolites plus ou moins ovoïdes (200 à 1500 µm).

La microscopie (photo 3.19) montre clairement l'alternance des cortex successifs d'oxydes de fer épousant de manière concentrique et discontinue les géodes. Le semis dense de points clairs qui séparent les accroissements successifs du plasma opaque plus ou moins hydraté, est constitué en fait de micro-vides résultant de la floculation des oxydes de fer.

La limite entre chaque cortex est nette et semble devoir correspondre à de nouvelles phases de reprise de la précipitation du fer liée au rythme cyclique d'origine climatique. Seuls quelques minuscules grains de quartz de très petite taille (20 à 150 µm) sont discernables (Q). Ils présentent une faible sphéricité, sont anguleux à subanguleux, monocristallins et peu altérés.

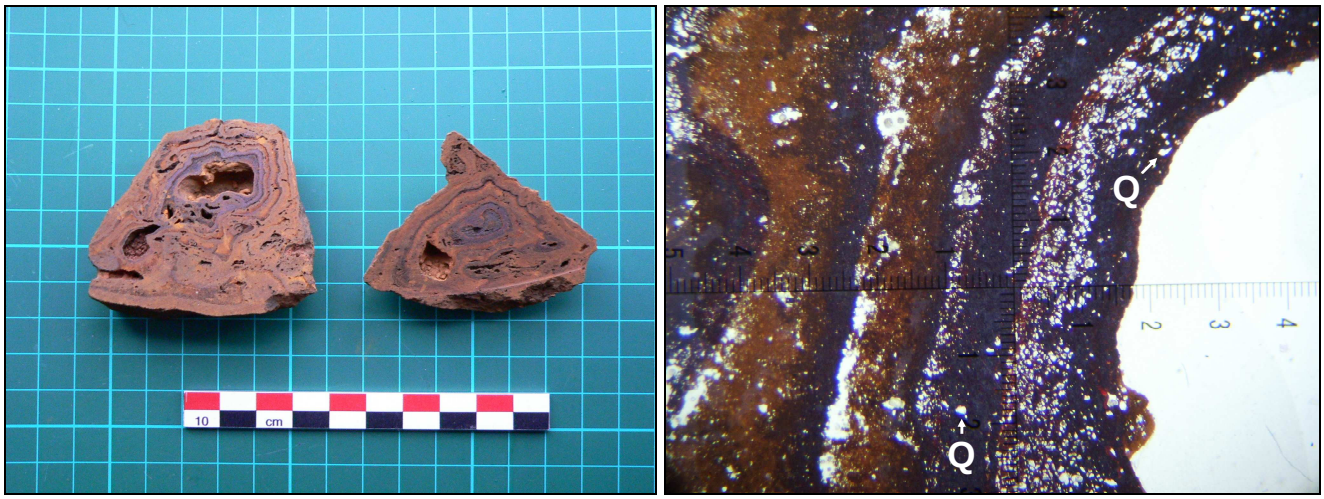


Photo 3.19 : Coupe macroscopique d'un rognon de fer construit autour de géodes / Site de la Côte des Vignes (Sapogne-et-Feuchères) – Le rognon s'est développé autour de géodes vides ou remplies de micro-pisolites par accrétions successives de cortex d'oxydes de fer plus ou moins hydraté – (photo JPF, 2010)

Photo 3.20 : Microscopie d'un rognon de fer construit autour de géodes / Site de la Côte des Vignes (Sapogne-et-Feuchères) - La microcopie montre l'alternance des cortex entrelardés par un semis dense de micro-vides (10 à 50 µm) et de quelques grains (Q) de quartz (50 à 150 µm) - Photographie réalisée par adjonction d'une lame retardatrice (¼ λ) - LPA x40 (1 graduation = 25 µm) - (Photo JPF, 2010)

L'analyse chimique (tab. 3.08) traduit les observations précédentes et nous indique un minerai comparable en nombre de points avec la Mine en clous du bois d'Énelle : très forte teneur en oxydes de fer (80,00 % contre 80,28 %) ; teneurs voisines pour la silice (3,90 % contre 2,24 %), l'alumine (1,62 % contre 2,34 %) et la perte au feu (14,10 % contre 14,27 %).

En revanche, malgré la quasi-absence de grains de quartz détritiques, il n'est pas possible d'utiliser pour cet échantillon, les rapports K_i et Si/Al, respectivement supérieur à 2 (4,09 %) et supérieur à 1 (2,12 %). L'altération n'est donc pas aussi poussée que dans la Mine en clous du bois d'Énelle.

Eléments	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO2	P_2O5	PF	**Total**
Rognon de minerai de fer (7-0110/4)	**3,90**	1,62	**80,00**	0,51	0,07	0,18	< L.D.	0,09	0,07	0,16	14,10	100,71

Tab. 3.08 : Résultats de l'analyse chimique des 10 principaux éléments de l'échantillon 7-0110/4 - (CRPG, 2009)

Corollaire de ce qui précède, la diffractométrie RX (tab. 3.09) se résume à deux minéraux : gœthite (pics à 4,21, 2,69 et 2,44 Å) et quartz (3,34 Å). La couleur de l'échantillon, après broyage, est brun rouge faible (code Munsell : 10R 4/4). La couleur de l'échantillon, après broyage, est rouge jaune (code Munsell : 5 YR 5/6).

Albite	Alunite	Anatase	Calcite	Chamosite Chlorite	Dolomite	(Fluo)apatite	Gœthite	Hématite	Illite	Kaolinite	Lépidocrocite	Microcline	Muscovite	Orthoclase	Quartz	Zircon

Tab. 3.09 : Synthèse du diagramme de l'analyse diffractométrique RX de l'échantillon 7-0110/4 - (MHNN, 2009)

5 MINIÈRES DU BOIS L'AGACE (Haraucourt)

Description du site

Un autre secteur important de minières (fig. 3.02, 3.03 et 3.16), existait à l'est d'Haraucourt, à une dizaine de km au S.SE de Sedan. Les anciennes minières se repèrent encore facilement sur les hauteurs de Montjoie et dans le bois l'Agace (photo 3.21) vers 300 m d'altitude. Le minerai se trouvait dans des fentes et des dolines de quelques mètres, peu profondes, creusées dans les calcaires du Bathonien moyen représentés par les Calcaires subcrayeux et pseudo-oolithiques et ceux du Bathonien inférieur avec les Calcaires détritiques et l'Oolithe miliaire (fig. 3.17, 3.18 et 3.19). L'orientation préférentielle des dolines s'établit autour de la direction N.NW-S.SE (fig. 3.20).

La formation ferrugineuse, est constituée par une matrice sablo-argileuse rougeâtre qui représente environ 80 % de la masse totale. Les éléments épars de minerai sont parfois mêlés à des galets de quartz, de dimension millimétrique à centimétrique, semblables aux galets vosgiens des alluvions de la Meuse.

La réputation du produit était bonne : il était souvent recherché comme appoint indispensable, dans la charge du haut-fourneau, de minerais moins riches ou comme minerai de base pour une métallurgie de qualité (Sauvage et Buvignier, 1842)

Un autre élément du comblement du paléokarst mérite une attention : les sables siliceux blancs et jaunes à oolithes silicifiées, signalés dès le XIXe siècle (de Lapparent, 1878). Pissart (1960) note la présence de petits graviers, le plus souvent inférieurs à 1 cm de longueur (sauf un galet de quartz de 3,5 cm de grand axe). Les comptages réalisés sur 206 graviers, en général bien arrondis, révèlent la prépondérance des éléments siliceux (76 %), notamment du quartz, la rareté des éléments ferrugineux (2,5 %) et la part notable des oolithes silicifiées (5,5 %). Nous avons pu, au cours d'une séance sur le terrain, récolter un de ces derniers éléments (photo 3.21)

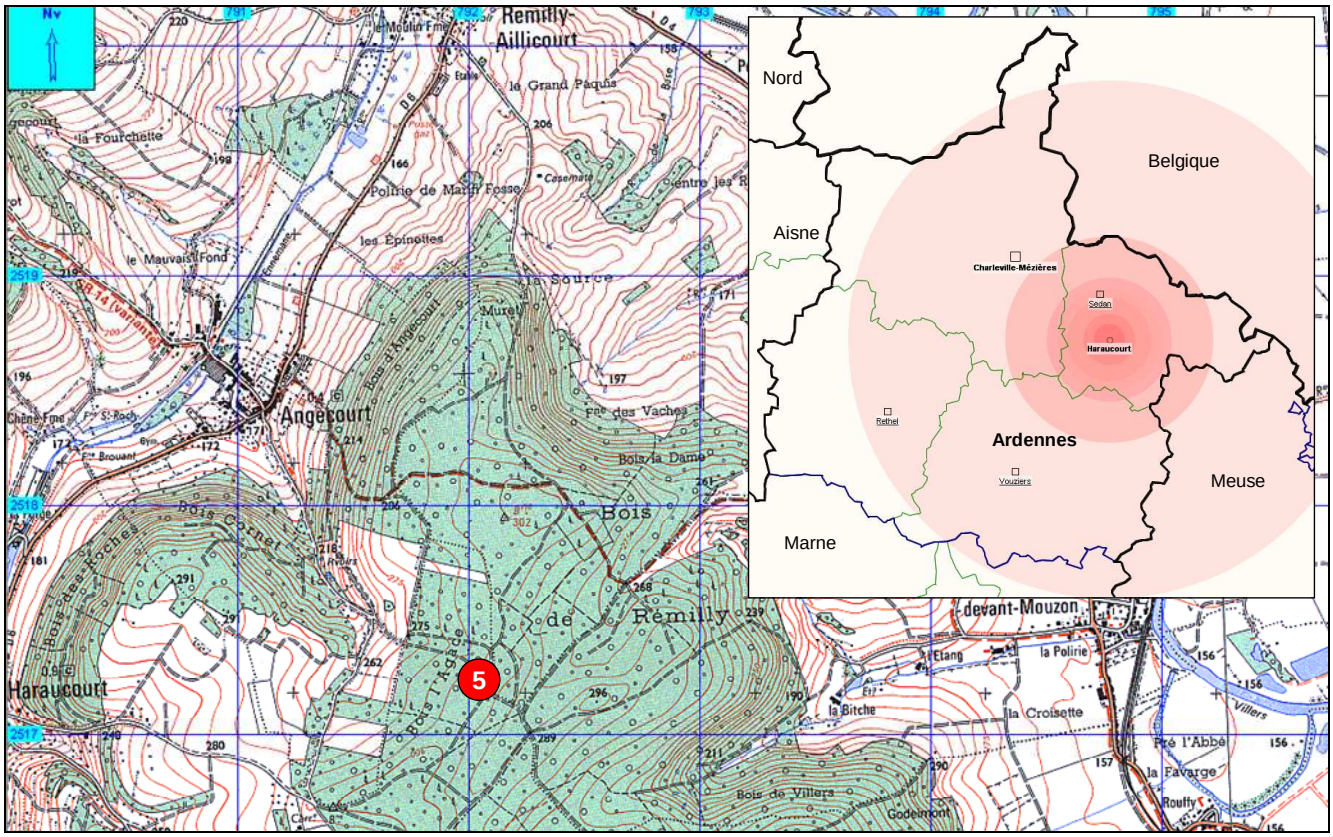


Fig. 3.16 : Localisation des minières du bois l'Agace (Haraucourt, Ardennes) – (CartoExplorer 3D, Ardennes Nord)

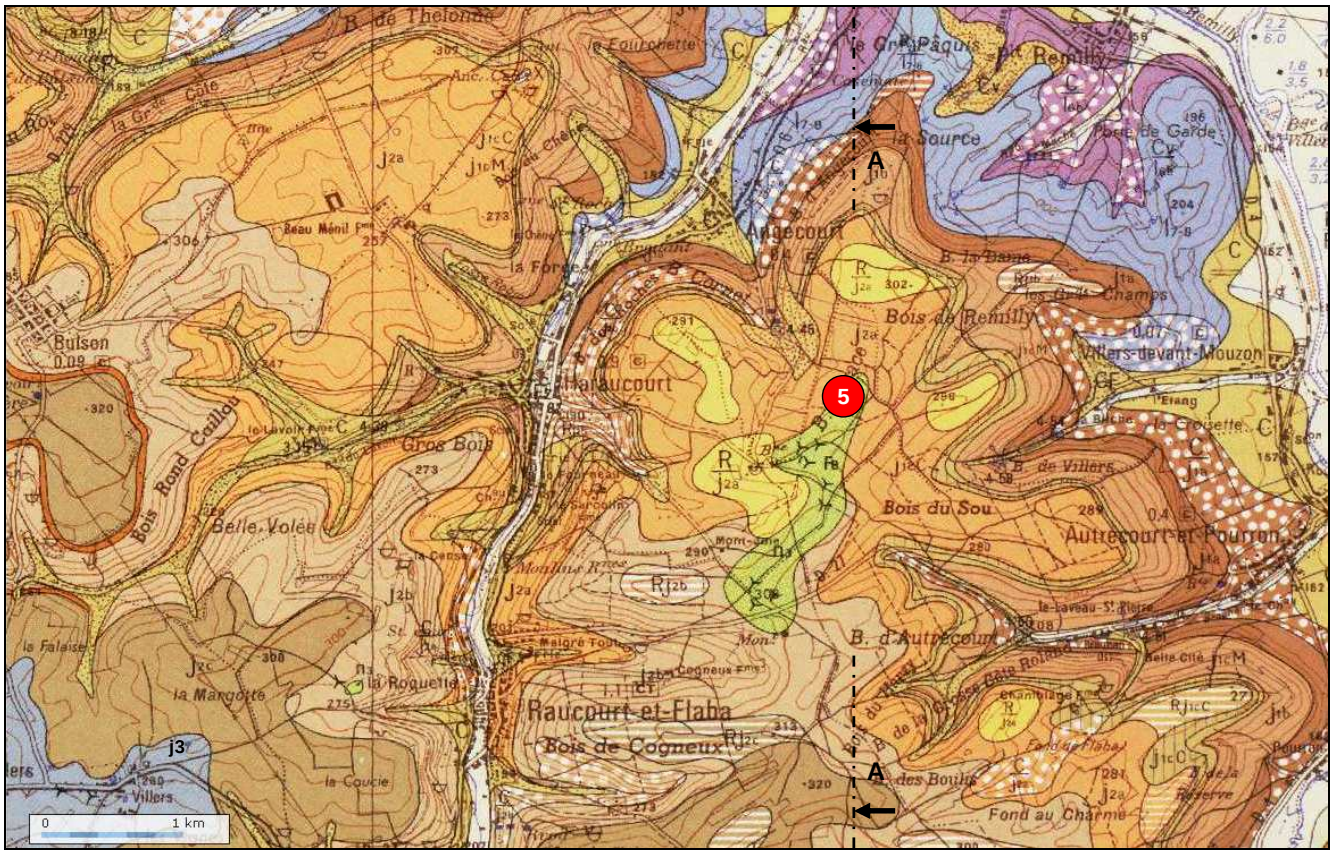


Fig. 3.17 : Carte géologique des minières du bois L'agace (Haraucourt, Ardennes) (Feuille de Raucourt et Flaba, d'après Ardaens *et al.*, 1983). Géologie : (l6b) Domérien supérieur (Grès ferrugineux), (l7-8) Toarcien (Argiles bleues), (j1a, Rj1a) Bajocien inférieur (Calcaires gréseux, sables et argiles de décalcification), (j1b, Rj1b) Bajocien moyen (Calcaires à débris, argiles de décalcification), (j1c1, j1c2) Bajocien supérieur (Calcaires et marnes à *Ostrea acuminata*), (j2a) Bathonien inférieur (Oolithe miliaire), (j2b1, j2b2) Bathonien moyen (Calcaires blancs et calcaires crayeux), (j2c) Bathonien supérieur (calcaires oolithiques et marneux), (j3) Callovien (argiles compactes), (n3) Wealdien (sables, argiles et minerai de fer) (Fz) Alluvions récentes, (LP) Couverture limoneuse, (R) Complexe résiduel d'altération, (C) Colluvions. (A-A) indication de la coupe de la fig. 3.19.

Légende	Puissance	Log	Etage	Formation
n3	2 à 50 m		"Wealdien"	Sables roux, argiles et fer noduleux (remplissage de poches karstiques des calcaires du Bathonien et du Bajocien)
j2c	15 à 20 m		Bathonien supérieur	Calcaires marneux et détritiques
j2b	40 à 45 m		Bathonien moyen	Calcaires subcrayeux et pseudo- oolithiques, calcaires marneux
j2a	20 m		Bathonien inférieur	Calcaires détritiques, Oolithe miliaire
j1cM	5 m		Bajocien supérieur	Marnes grises à *Ostrea acuminata*
j1cC	5 m			Calcaires à *Ostrea acuminata*
j1b	40 m		Bajocien moyen	Calcaires à débris, Pierre de Dom-le-Mesnil
j1a	30 m		Bajocien inférieur	Calcaire gréseux à oolithes et nodules d'oxydes de fer
l7-8	50 à 60 m		Toarcien	Argiles bleues
l6b	25 m		Domérien supérieur	Calcaires ferrugineux
l6a	60 m		Domérien inférieur	Marnes à ovoïdes

Fig. 3.18 : Log des formations lithologiques du gîte du bois l'Agace à Haraucourt - (JPF, 2011, d'après notice et carte géologique de Raucourt-et-Flaba, Ardaens *et al.*, 1983)

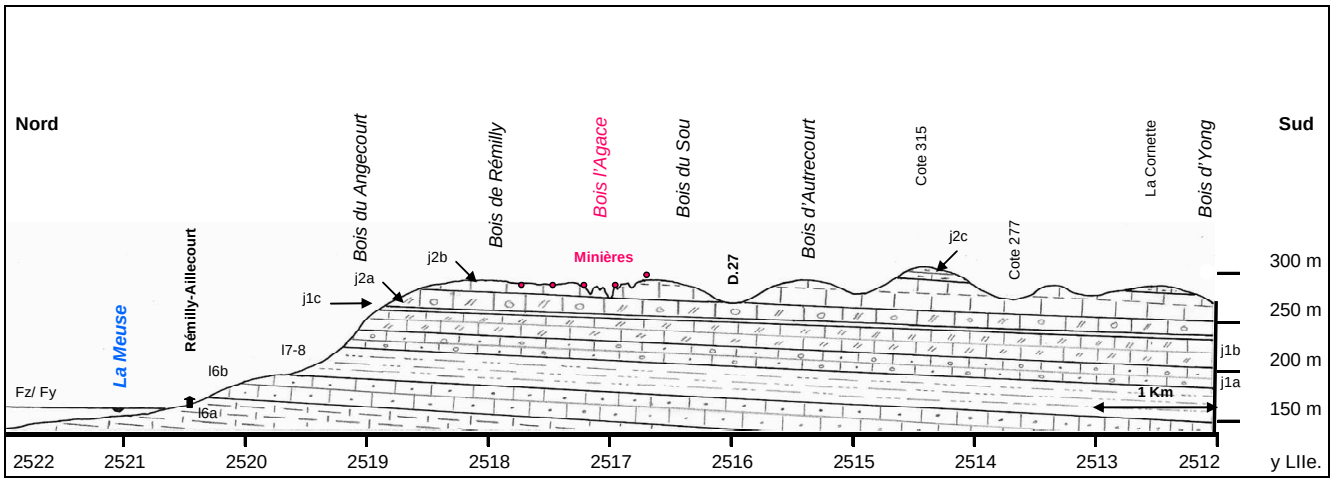


Fig. 3.19 : Coupe géologique du gîte du bois l'Agace à Haraucourt – La coupe de direction N-S a été réalisée au droit des minières du bois l'Agace à Haraucourt. La légende est celle de la figure 3.18 - (JPF, 2011)

Observations effectuées

Échantillon 6-0923/1 (791.773-2516.310-303 m)

Les échantillons récoltés se présentent sous forme de nodules de forme tuberculeuse, indurés, de taille centimétrique. La surface, généralement, est lisse et montre un éclat métallique. La découpe de l'un d'eux, montre des zones différenciées : les unes, homogènes, lisses au toucher, de couleur brun gris foncé (Code Munsell : 10 YR 4/2) et d'autres, légèrement rugueuses au toucher, de couleur brun rouge foncé (5 YR 3/2).

L'examen à la loupe binoculaire, de ces dernières zones, montre en fait une agglomération de minuscules grains de 40 à 250 µm affichant une surface lisse à éclat métallique comparable à la surface de l'échantillon.

L'examen microscopique reflète cette dichotomie des deux zones. La première affiche un plasma homogène d'oxydes de fer. Dans celui-ci, on trouve, en faible densité (entre 2 et 5%) des grains de quartz de petite taille (50 à 200 µm), de faible sphéricité, très anguleux à anguleux, souvent éclatés avec fissures comblées par le plasma. La seconde zone montre un maillage de plasma présentant des vides en "nids d'abeille" dont certains sont occupés par les minuscules grains évoqués précédemment : il s'agit en fait de grains de quartz, à très forte sphéricité, arrondis dont la superficie est enduite d'oxydes de fer. L'examen révèle également l'organisation d'une zone de transition (photo 3.22) où l'on trouve cette disposition en "nids d'abeille" avec des vides de forme polygonale présentant une alternance de cutanes, d'hydratation différente, avec des couleurs variant du jaune orangé à brun foncé. Cette zone de transition n'est pas systématique.

Pour le site du bois de l'Agace, nous ne disposons que de l'analyse mentionnée par Sauvage et Buvignier (1842) : celle-ci fait apparaître une teneur élevée en oxydes de fer (60 %). Si la teneur en silice (14,30 %) ne suscite pas de commentaire (très variable d'un échantillon à l'autre pour les minerais de ce type), en revanche, la valeur de l'alumine (10,20 %) est anormalement élevée. La perte au feu est conforme aux autres échantillons du bois d'Énelle (9-0506/2) ou de la Côtes des Vignes (7-0110/4).

Eléments	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO2	P_2O5	PF	**Total**
Minerai du Bois de l'Agace (Sauvage et Buvignier, 1842)	**14,30**	10,20	**60,00**	0,50	-	-	-	-	-	0,50	14,50	100,00

Tab. 3.10 : Analyse chimique du minerai du bois de l'Agace - (Sauvage et Buvignier, 1842)

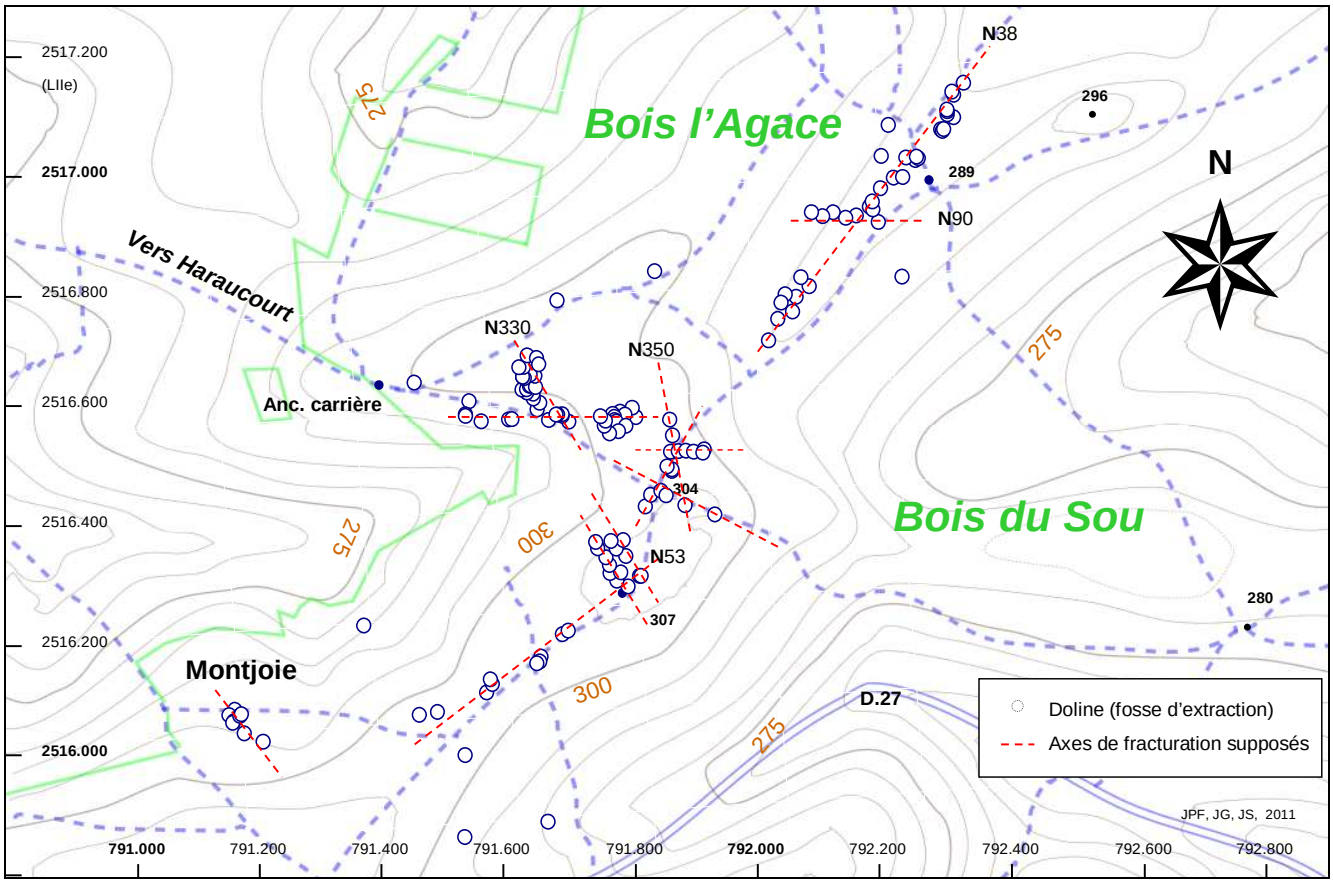


Fig. 3.20 : Bois de l'Agace - Topographie des phénomènes karstiques révélés par l'exploitation minière – (JPF, 2010)

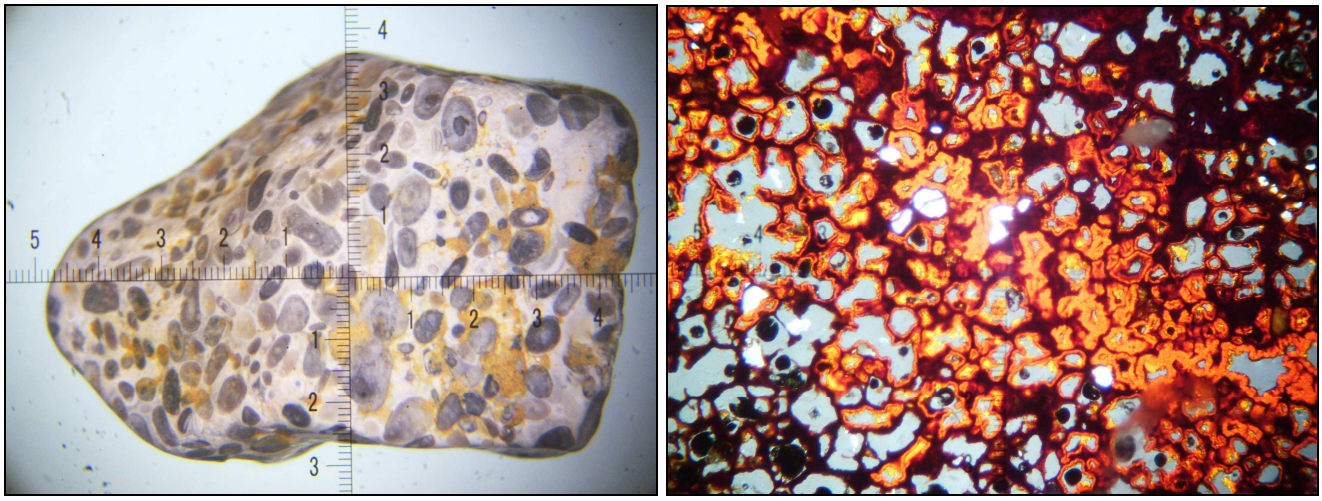


Photo 3.21 : Gravier avec oolithes silicifiées / Bois de l'Agace (Haraucourt) – la macrophotographie nous montre un gravier aux bords arrondis (1,2 mm de grand axe) présentant les oolithes silicifiés de 250 à 1000 µm - LN x8 (1 graduation = 125 µm) - (Photo JPF, 2011)

Photo 3.22 : Microscopie d'un échantillon de minerai de fer (6-0923/1) / Bois de l'Agace (Haraucourt) - En bas et à gauche du cliché, la zone à structure en "nids d'abeille" plus ou moins lâches des vides dont certains sont occupés par de minuscules grains de quartz sphériques (100 à 150 µm). Au centre, la zone de transition montre un assemblage du même type mais avec des vides prismatiques occupés totalement ou en partie par des accrétions successives, plus ou moins hydratées, d'oxydes de fer - La photographie a été réalisée par adjonction d'une lame retardatrice (¼ λ) - LPA x40 (1 graduation = 25 µm) - (Photo JPF, 2010)

6 SITE DE LA TRUCHE (Amblimont)

Description du site

Au sommet de la côte du Dogger, sur l'éperon dissymétrique qui domine, au nord de Mouzon (fig. 3.02, 3.03 et 3.21), la zone de confluence de la Meuse et de la Chiers, on trouve deux placages de "Néocomien ferrugineux" (Maubeuge et Beugnies, 1982, fig. 3.22). Ces derniers semblent accréditer l'idée d'un prolongement possible, vers l'est, des témoins à faciès wealdien. Le sommet de l'éperon, situé à 340 m, prolonge la surface d'érosion qui tronque les calcaires du Dogger (Calcaires à polypiers et Oolithe de Doncourt) sur le revers de la "Côte de Moselle" entre Meuse et Chiers.

Sur ce plateau, Harmand (1989) avait cartographié un placage de sables grossiers et de graviers ainsi que des cailloux de quartz, subanguleux de dimensions centimétriques. Ces éléments assimilés à une très haute terrasse de la Chiers (*Ibid*) ont été attribués, au Wealdien par ce même auteur (Harmand, 2004). Ces dépôts sont, semble-t-il, nichés dans des poches de dissolution affectant les calcaires du Bajocien (Oolithe de Doncourt surmontant les calcaires à polypiers). Sur place, il n'y a pas de traces d'exploitation visibles, mais les travaux de culture ont exhumés de nombreux blocs de grès ferrugineux.

La présence d'éléments pluricentimétriques de grès ferrugineux avait été signalée plus au sud, sur le revers de la côte de Meuse par Harmand (1989) et Gamez (renseignement oral) au bois de la Ville à Bréhéville (15 km au SE de Stenay, coordonnées LIIe. env. 817,500-2490,500-373 m).

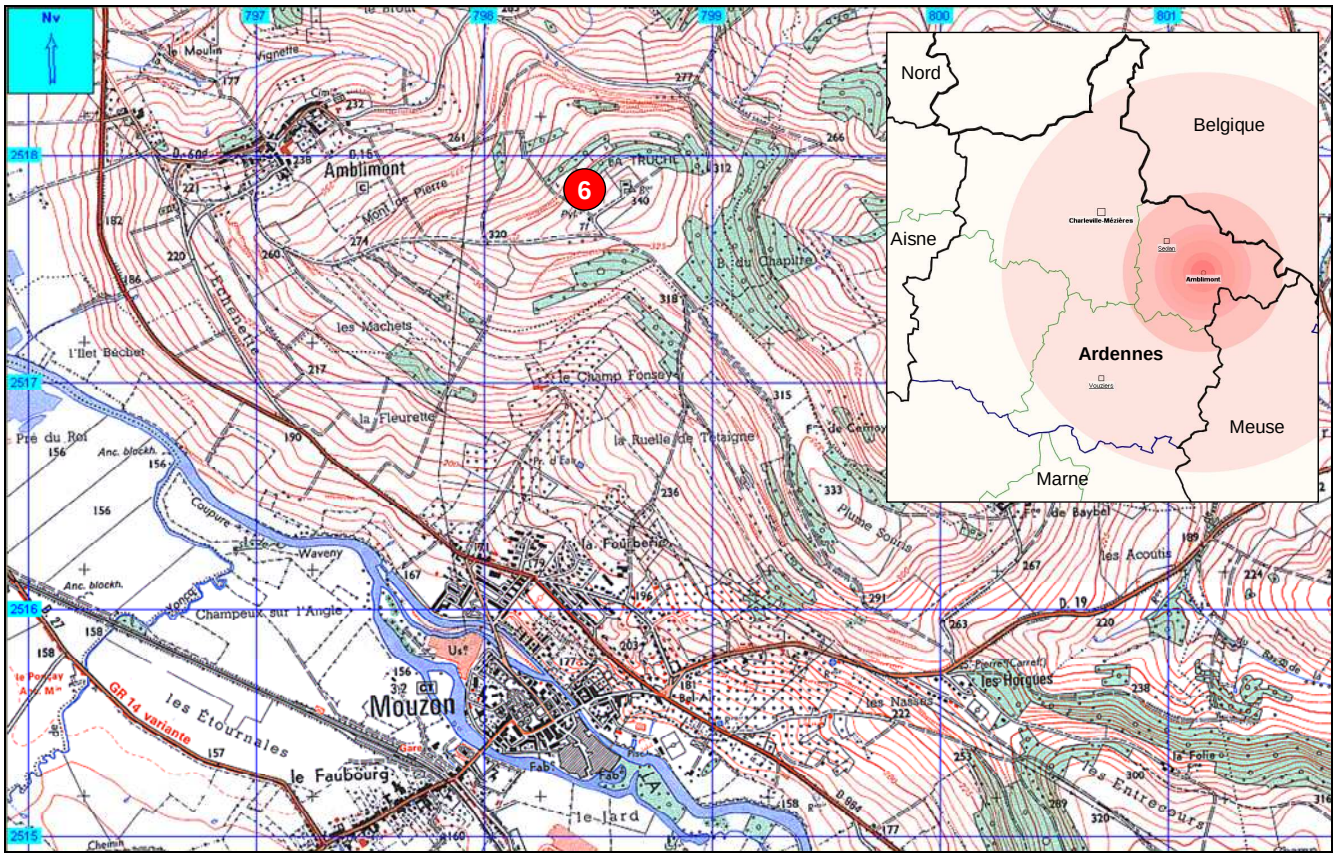


Fig. 3.21 : Localisation du gîte de la Truche (Amblimont, Ardennes) – (CartoExplorer 3D, Ardennes Nord)

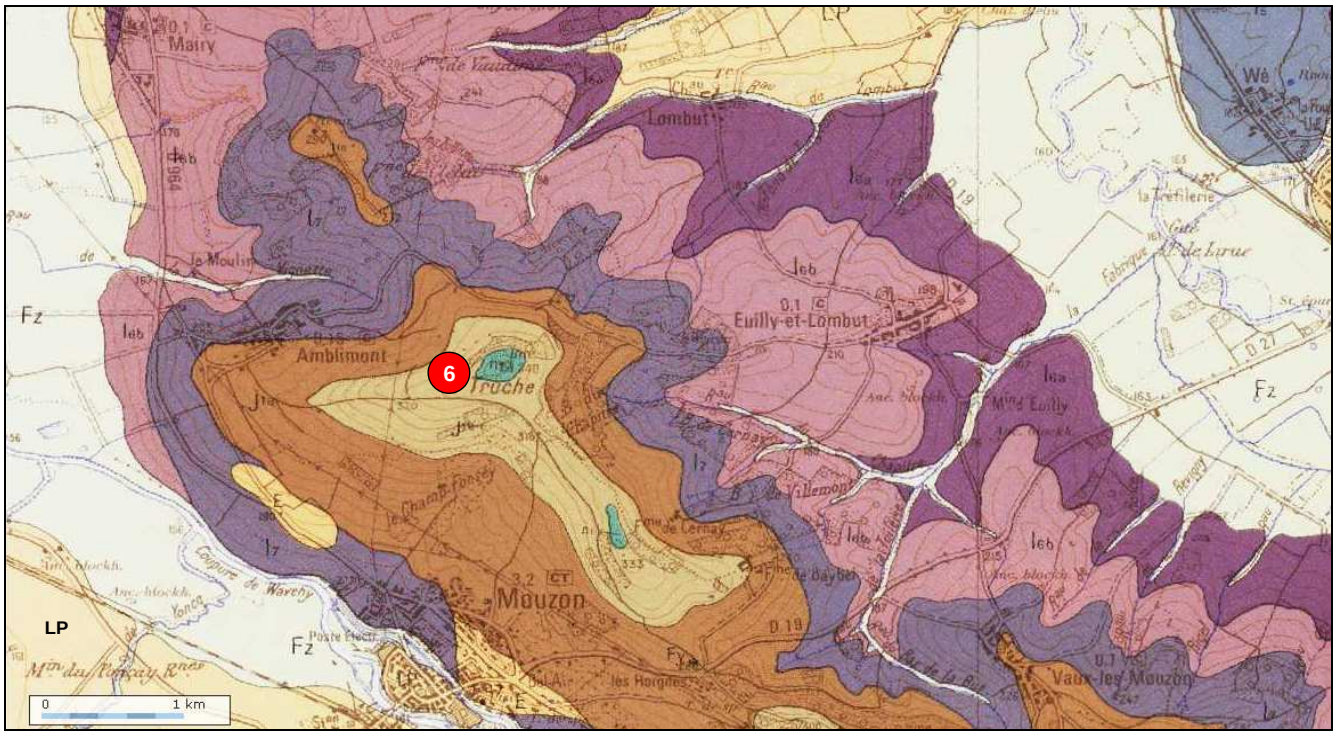


Fig. 3.22 : Carte géologique du gîte de la Truche (Amblimont, Ardennes) (Feuille de Montmédy et Francheval, d'après Maubeuge et Beugnies, 1982). Géologie : (l5) Lotharingien (Grès de Limay), (l6a) Domérien inférieur (Argiles à *Amaltheus*), (l6b) Domérieur supérieur (Macigno d'Aubange), (l7) Toarcien (Schistes-cartons), (j1a) Bajocien inférieur (Calcaires à Polypiers), (j1b-c) Bajocien moyen (Oolithe de Doncourt), (n1-3) Néocomien (grès ferrugineux), (Fz) Alluvions récentes, (LP) Couverture limoneuse.

Observations effectuées

Échantillon 6-1209/4 (LIIe. 798.476-2517.715-337 m)

À l'instar des autres échantillons récoltés, celui étudié est un nodule de taille centimétrique, de forme tuberculeuse, très induré, à la surface brun foncé (code Munsell : 10 YR 3/3). La découpe montre, à la binoculaire une concentration des grains de quartz à l'intérieur d'enveloppes ovoïdes coalescentes (5 à 12 mm) délimitées par un pseudo-cortex d'oxydes de fer.

L'examen microscopique permet de préciser l'organisation précédente : squelette constitué de grains de quartz mono-cristallins, non altérés, en forte densité (> 66 %), noyés dans un plasma ferrugineux et regroupés en cercles agglomérés (photos 3.23 et 3.24).

Les grains les plus gros (100 à 500 µm) possèdent une forte sphéricité et ont des angles émoussés ou subémoussés ; les plus petits (20 à 200 µm) ont une sphéricité faible avec des angles anguleux à subanguleux. À la périphérie des cercles de grains se développe une écorce d'oxydes fer pratiquement dépourvue de grains de quartz. Ce pseudo-cortex affiche de manière concentrique une alternance de zones diversement hydratées, de brun foncé à rouge vif (principalement au contact des vides). Les vides s'expriment sont forme de chenaux (à l'intérieur des enveloppes d'oxydes de fer) ou de chambres disposées de manière aléatoire.

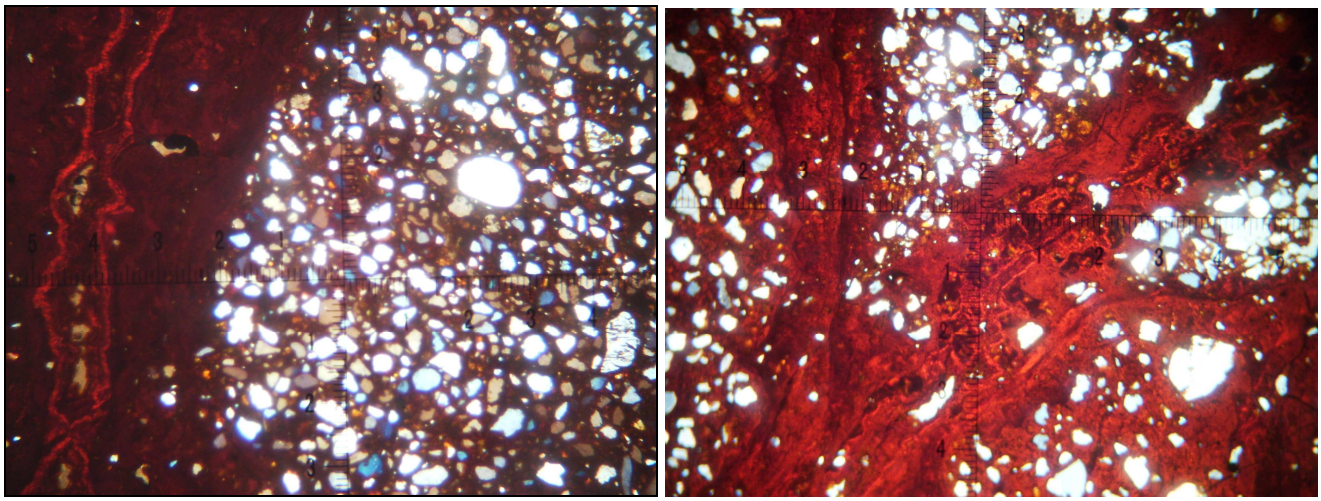


Photo 3.23 : Microscopie d'un échantillon de grès ferrugineux (6-1209/4) / La Truche (Amblimont) – Cette microphotographie illustre l'organisation du semis, en forte densité, des grains de quartz disposés en espaces circulaires (à gauche) délimités par une enveloppe d'oxydes de fer (à droite) avec des cernes concentriques d'hydratation différenciée - LPA x40 (1 graduation = 25 µm) - (Photo JPF, 2010)

Photo 3.24 : Microscopie d'un échantillon de grès ferrugineux (6-1209/4) / Détail des enveloppes coalescentes d'oxydes de fer – Le cliché illustre les différentes phases de précipitation et d'accrétion des oxydes de fer des enveloppes coalescentes, matérialisées par l'alternance de couleur variant du brun foncé au rouge vif LPA x40 (1 graduation = 25 µm) - (Photo JPF, 2010)

7 MINIÈRES DE LA FERME D'HEURTEBISE (Stenay)

Description du site

Le site (fig. 3.02, 3.03 et 3.23) mentionné se trouve, à 6 km au nord de Stenay, en rive droite de la Meuse, à une altitude comprise entre 260 et 300m, sur l'interfluve qui sépare cette dernière de la Chiers. Actuellement, les traces des anciennes exploitations ne sont décelables que par les dépressions très évasées, à peine visibles dans les cultures qui se développent sur les calcaires du Bathonien connus sous le terme de "Dalle d'Étain" (fig. 3.24, 3.33 et 3.34). Ce faciès calcaire est puissamment karstifié : en attestent les phénomènes karstiques de la forêt de Jaulnay, de la forêt de Woëvre et de l'interfluve Othain-Loison (Harmand, 1989 ; Gamez, 1992 ; Thomassin, 2005). La récolte d'échantillons de minerai de fer, s'est révélée décevante : seuls quelques plaquettes et nodules exhumés par les travaux agricoles ont pu être collectés.

Ce site, développé dans les fissures du plateau calcaire, a été mentionné par Buvignier (1852) comme étant peu productif par rapport aux autres sites de l'ancien département de la Moselle [sites de Saint-Pancré et de la Borne de Fer].

Observations effectuées

Échantillon 6-1209/3 (LIIe. 806.566-2508.463-290 m)

L'échantillon retenu est un nodule de taille centimétrique, induré, à la surface globuleuse faisant penser à un faciès de type protopisolitique couleur brun (code Munsell : 7,5 YR 5/2).

L'examen microscopique (photo 3.36) ne confirme pas cette structure d'apparence pisolitique. Un plasma brun ferrugineux foncé opaque, est interrompu par des vides représentés par des fentes de dessiccation ou des vacuoles.

À la périphérie et dans les chenaux qui y débouchent, se développent de petites illuviations d'oxydes de fer faiblement cristallisé, de couleur jaune sale à jaune orangé.

Le squelette est matérialisé par des micro-grains (20 à 350 µm) de quartz en faible densité (entre 2 et 5 %). Ces grains sont monocristallins, de faible sphéricité, très anguleux à subanguleux. Certains sont altérés (stylolithes, golfes de corrosion, fissures…).

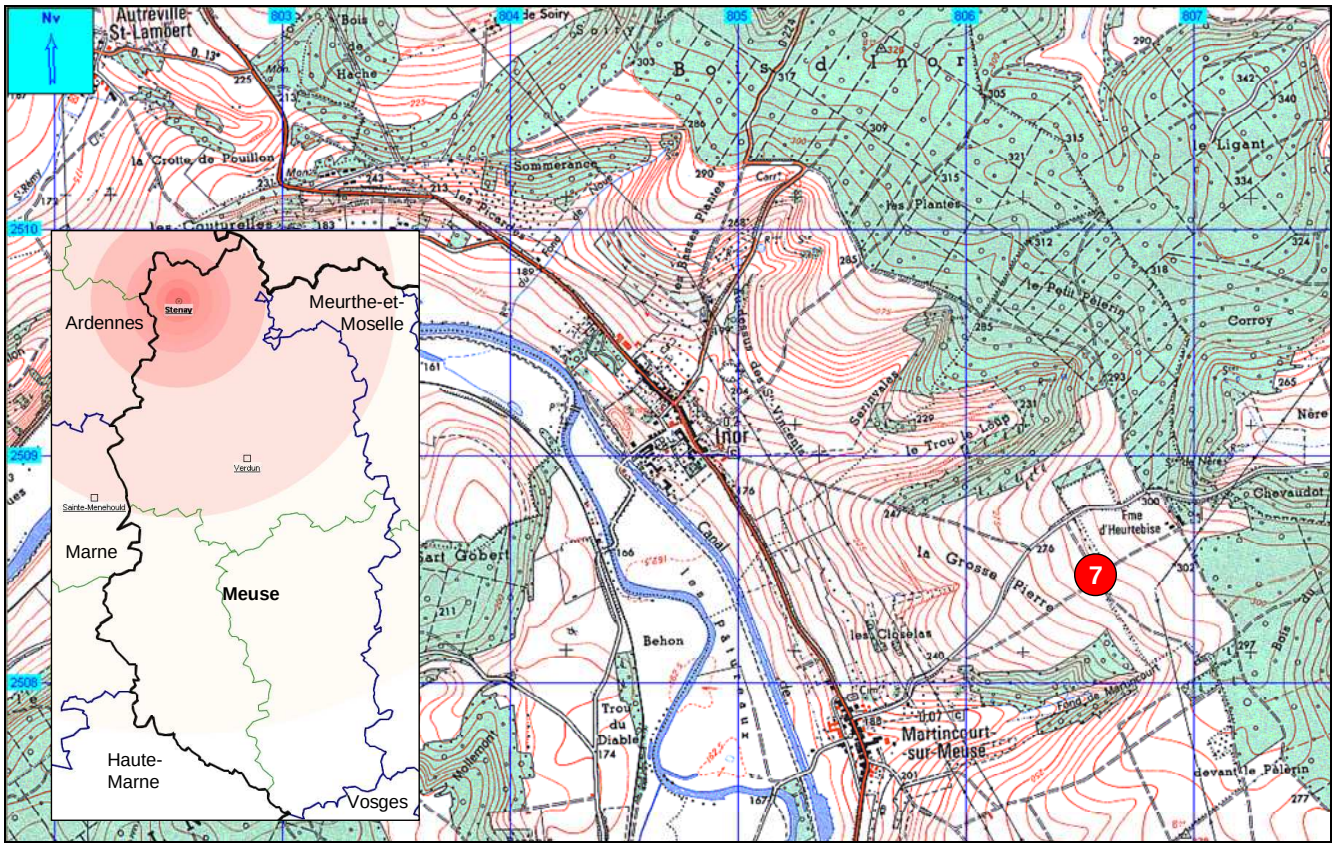


Fig. 3.23 : Localisation des minières de la ferme d'Heurtebise (Stenay, Meuse) – (CartoExplorer 3D, Meuse Nord)

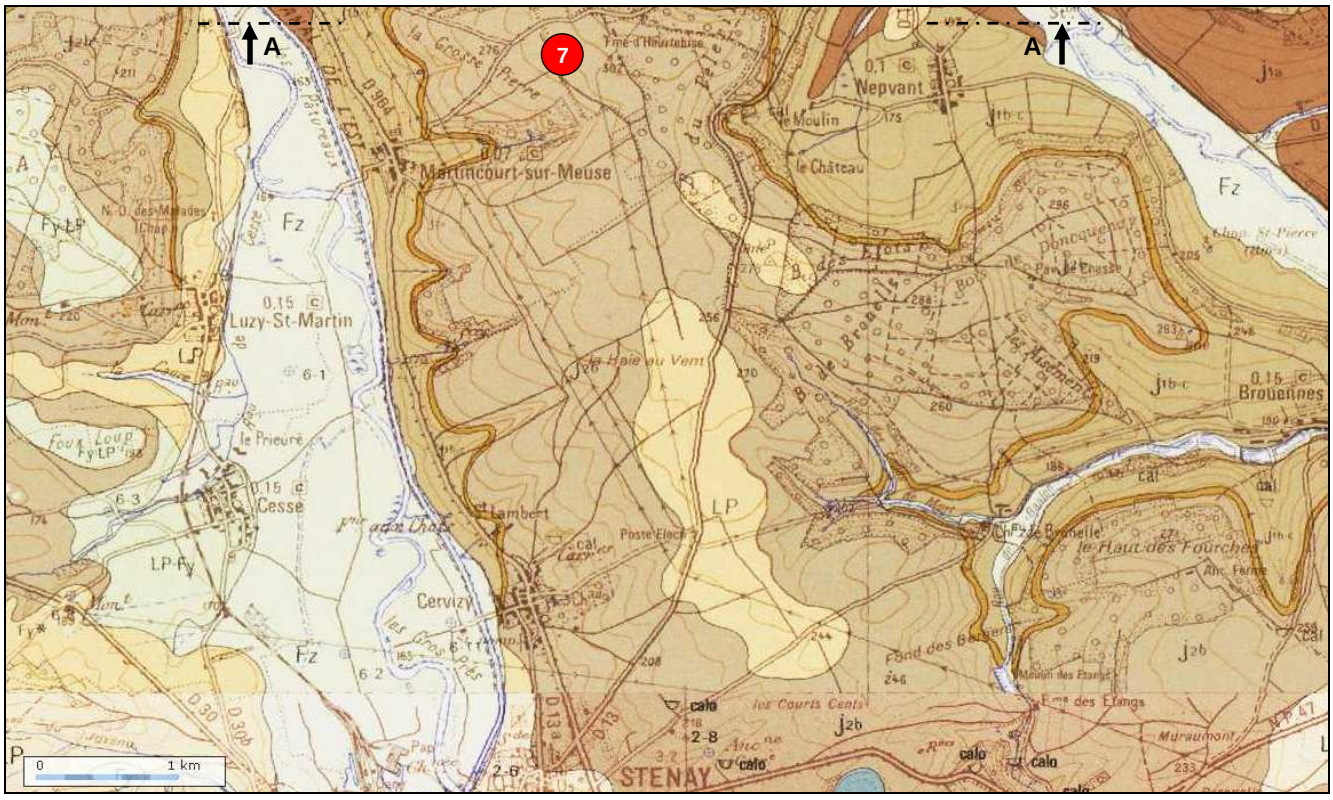


Fig. 3.24 : Carte géologique des minières de la ferme d'Heurtebise (Stenay, Meuse) (Feuille de Montmédy, d'après Maubeuge et Beugnies, 1982). Géologie : (l7) Toarcien (Schistes-cartons), (j1a) Bajocien inférieur (Calcaires à Polypiers), (j1b-c) Bajocien moyen (Oolithe de Doncourt), (j2a) Bathonien inférieur (Caillasses à *Anabacia*), (j2b) Bathonien moyen (Dalle d'Étain), (Fz) Alluvions récentes, (LP) Couverture limoneuse. (A-A) indication de la coupe de la fig. 3.34.



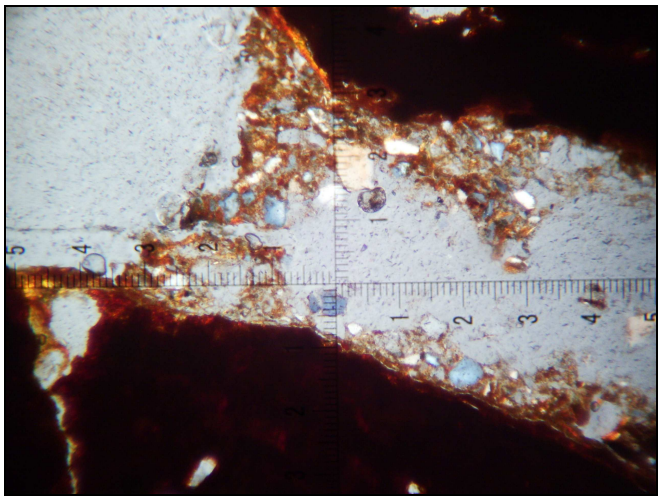


Photo 3.25 : Tranchée de la route D947 entre Baâlon et Stenay – Les travaux de terrassement ont mis en évidence une poche de dissolution au sommet de la surface des calcaires du Bathonien (Dalle d'Étain). Le fond de la poche est occupé par des argiles de couleur rouge sombre (code Munsell : 10 R 3/3) et dans lesquelles sont disséminées des granules d'oxydes de fer - (Photo JPF, 2006)

Photo 3.26 : Microscopie de l'échantillon minerai de fer (6-1209/3) / Ferme de Heurtebise (Stenay) – Le cliché montre l'hétérogénéité du plasma dans une vacuole : à la marge du plasma ferrugineux opaque, se développent de courtes éluviations d'oxydes de fer faiblement cristallisées de couleur jaune orangé. La photographie a été réalisée par adjonction d'une lame retardatrice (¼ λ) - LPA x100 (1 graduation = 10 µm) - (Photo JPF, 2010)

8 GÎTE DU BOIS DE NOUART (Tailly) / Côte de Meuse

Description du site

Si, à l'ouest et au centre de la zone étudiée les dépôts de sables du Wealdien sont mentionnés (feuille de Hirson, Hatrival *et al.*, 1969a ; de Renwez, Bonte *et al.*, 1960 ; Raucourt-et-Flaba, Ardaens *et al.*, 1983), ni les feuilles de Montmédy (Maubeuge et Beugnies, 1982) et de Stenay (Maubeuge, 1976) n'en font état. Pourtant, près de Tailly (fig. 3.02, 3.03 et 3.25), on trouve d'anciennes extractions à 18 km au sud de Mouzon, sur la Côte de Meuse, au sommet de l'éperon du bois de Nouart, qui domine en rive gauche la vallée de la Meuse (photos 3.27 et 3.28).

Cette activité est confirmée par Sauvage et Buvignier (1842) qui signalent que sur le territoire de la commune, il était extrait des sables rouges propres au moulage de la fonte et de la terre à briques [argile].

L'importance et la configuration des poches suggèrent l'existence en ce lieu d'un paléokarst de taille réduite, comblé par les remplissages évoqués précédemment et matérialisé par des dépressions affectant les Calcaires lithographiques à *Astartes* "argovo-rauraciens" de l'Oxfordien moyen (fig. 3.26).

Sur l'interfluve situé en rive droite du Ruisseau de Tailly, à 280 m, Harmand (1989) a observé dans le bois de Tailly, une dépression circulaire profonde de plusieurs mètres en bordure de laquelle l'auteur a trouvé des galets centimétriques de forme sphérique constitués de quartz et de grès noir d'origine ardennaise ? Ces galets sont comparables à ceux qui existent dans l'ancienne exploitation du bois de Nouart. Les sables siliceux sont caractérisés par un spectre minéralogique pauvre, marqués surtout par la tourmaline et le zircon (Harmand, 2004). Les galets de quartz sphériques (photo 3.30) et de grès noirâtres, sont différents des éléments grossiers d'origine vosgienne qui recouvrent les terrasses dégradées de la vallée de la Meuse (Harmand, 1989). Aussi, l'auteur a attribué un âge wealdien au paléokarst et à son remplissage siliceux.

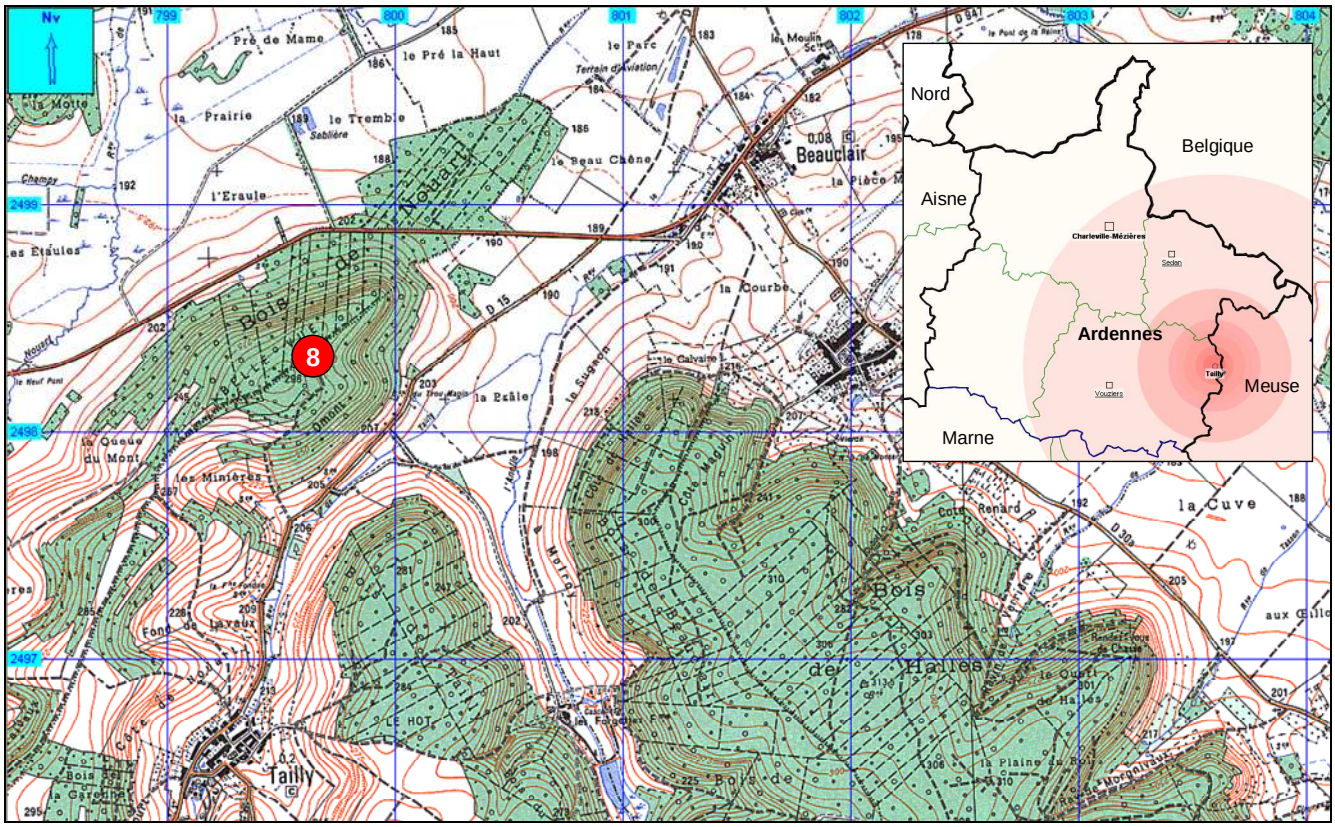


Fig. 3.25 : Localisation du paléokarst du bois de Nouart (Tailly, Ardennes) – Le site se trouve sur l'éperon barré qui domine, en rive gauche, la vallée de la Meuse - (CartoExplorer 3D, Ardennes Nord)

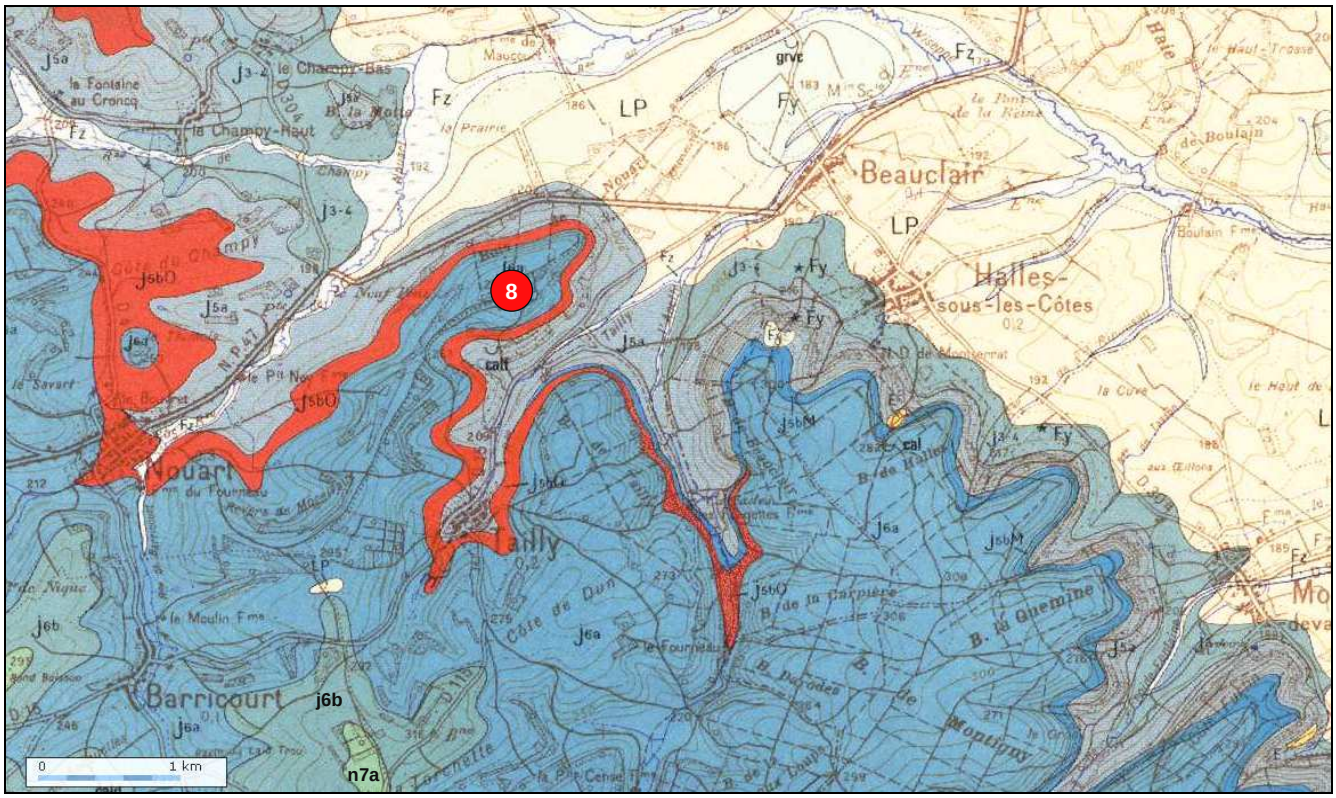


Fig. 3.26 : Carte géologique du gîte du bois de Nouart (Tailly, Ardennes) (Feuille de Stenay, d'après Maubeuge, 1976). Légende : (j3-4) Callovien (Argiles de la Woëvre), (j5a, j5bO, jb5M) Oxfordien moyen (terrain à chailles, oolithe ferrugineuse, Calcaires marneux d'Ornes), (j6a, j6b) Kimméridgien (Calcaires "argovo-rauraciens", Calcaires à Astartes), (n7) Albien (Sables verts), (Fz) Alluvions récentes, (LP) Couverture limoneuse.





Photo 3.27 : Anciennes fosses d'extraction de sable et d'argile / Gîte du bois de Nouart (Tailly) – Le cliché montre la fosse principale (diamètre ≈30 m, profondeur 6 m.) située au sommet du gîte - (Photo JPF, 2007)

Photo 3.28 : Vestiges d'installations industrielles / Gîte du bois de Nouart (Tailly) – Les vestiges d'une ancienne installation industrielle, constituée d'un ensemble de poutres semble correspondre à la partie amont d'un système de manutention permettant d'acheminer les produits extraits (sable et argile) jusqu'à la voie de circulation en fond de vallée - (Photo JPF, 2007)

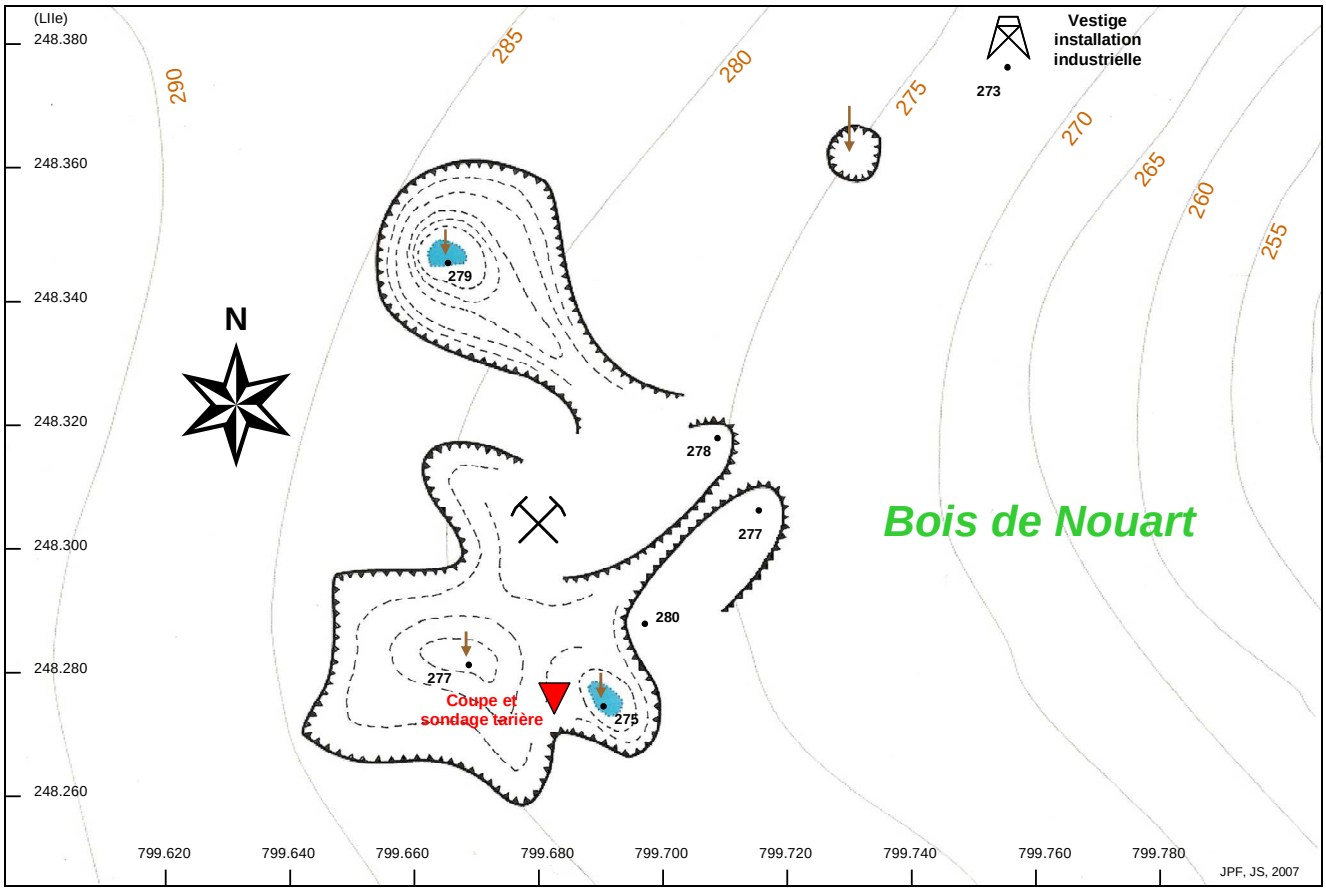


Fig. 3.27 : Plan de l'ancienne exploitation (extraction de sable pour fonderie) – - (JPF, 2010)

Observations effectuées

Sur le site, nous avons dressé une topographie en plan de l'exploitation (fig. 3.27) avec une coupe stratigraphique (fig. 3.28, photo 3.29) complétée par un sondage à la tarière (fig. 3.29) et procédé à la collecte d'échantillons des différentes unités.



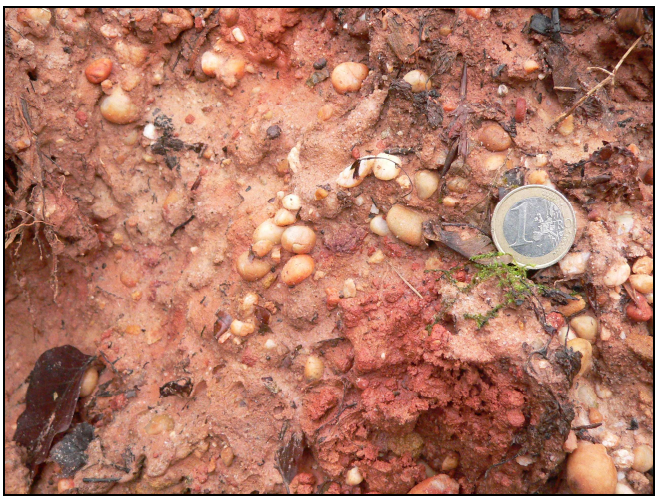


Photo 3.29 : Travaux relatif à la coupe stratigraphique /Gîte du bois de Nouart (Tailly) - Le cliché montre les deux tranchées (flèches) dont le raccordement a permis l'établissement de la coupe stratigraphique. Le sondage à la tarière a été exécuté en fond de la tranchée inférieure - (Photo JPF, 2007)

Photo 3.30 : Remplissage en place d'une des doline du gîte du bois de Nouart (Tailly) – Cette photographie nous renseigne sur la nature du remplissage initial : petits galets de quartz roulés mélangés dans des argiles sableuses dont la couleur varie du rose au rouge lie de vin - (Photo JPF, 2007)

Coupe et sondage

La coupe, pratiquée dans le talus sud de l'ensemble de dolines, intègre au sein d'une même formation (II), plusieurs unités sableuses et/ou argileuses, avec de la base à la surface (fig. 3.28, la base de coupe correspond à l'emplacement où a été réalisé le sondage à la tarière, repère 0,00) :

- l'unité (A) est représentée par 3 sous-unités sableuses (1 à 3, sables) ou argilo-sableuses différenciées principalement par la couleur. À la base de la série, les sables quartzeux sont plus fins, mêlés à des galets et des graviers de quartz ;

- l'unité (B) se limite à une unité d'argile bariolée, de couleur dominante ocre (code Munsell : 10 YR 6/8), d'une puissance de 10 cm ;

- l'unité (C) est constituée de sables quartzeux grossiers sur une quinzaine de cm et de couleur blanc à ocre (code Munsell : 10 YR 7/4) ;

- l'unité (D) se compose d'argile rose (code Munsell : 2,5 R 6/6). C'est dans cette unité, qu'a été prélevé un échantillon pour une diffractométrie RX (échantillon 7-0416/2),

-l'unité (E), résultant de remblais consécutifs à l'exploitation ancienne, n'est pas utilisable pour cette étude.

À la base de cette coupe a été pratiqué sur 2 m. de profondeur, un sondage à la tarière manuelle (fig. 3.29). La formation (I) traversée, se décompose en une série argileuse (A) et une série sableuse (B) :

- l'unité (A), est constituée de 2 lits (a et b, d'une épaisseur une vingtaine de cm) d'argiles différenciées par leur couleur (codes Munsell : 5 YR 4/6 et 7,5 YR 5/6) ;

- l'unité (B) se décompose en 3 sous-unités (1 à 3) sableuses : (1) sur 5 cm, sables quartzeux bariolés à dominante brun (code Munsell : 7,5 YR 5/4) mêlés à des galets (échantillon 7-0703/5) ; (2a) sur 30 cm, sables quartzeux gris foncé (code Munsell : 7,5 YR 4/0) (échantillon 7-0703/4) ; (2b) sables quartzeux gris-rose (code Munsell : 7,5 YR 5/2) sur 25 cm (échantillon 7-0703/3) ; (3a) sur une quinzaine de cm, sables quartzeux de couleur jaune rouge (code Munsell : 7,5 YR 6/8) avec des galets (échantillon 7-0703/2) ; (3b) sables quartzeux jaune rouge (code Munsell : 5 YR 6/8) sur une épaisseur de 65 cm (échantillon 7-0703/1) ; et enfin terminant le sondage, un lit (3c) de 25 cm de sables quartzeux blancs (code Munsell : 5 Y 8/1).

m	Log	Formation	Unité	Sous-unité	Lit	Lithologie	Code Munsell	N°échantillon
1,40		II	E			Remblais		
1,00								
0,85			D			Argile rose	2,5 R 6/6	7-0416/2
0,70			C			Sables grossiers (blanc à ocre)	10 YR 7/4	
0,60			B			Argile bariolée (ocre dominant)	10 YR 6/8	
			A	3	b	Sables (gris)	10 YR 7/6	
0,40					a	Sables (ocre)	7,5 YR 7/8	
0,20				2		Sables bariolés + galets + argile blanc/jaune/rouge	7,5 YR 5/8	
		Tarière		1	b	Sables bariolés (jaune à rouge)		
0,00					a	Sables fins (ocre à gris) + galets (5 cm) + graviers (quartz dominant)	7,5 YR 6/4	

Fig. 3.28 : Paléokarst du bois de Nouart à Tailly / Coupe en bordure de la grande doline - (JPF, 2010)

Profondeur m	Log	Formation	Unité	Sous-unité	Lit	Lithologie	Code Munsell	N°échantillon
0,25		I	B	3	c	Sables blanc + galets	5 Y 8/1	
0,90					b	Sables (jaune rouge) + galets	5 YR 6/8	7-0703/1
1,05					a	Sables (jaune rouge) + galets	7,5 YR 6/8	7-0703/2
1,30				2	b	Sables (gris rose)	7,5 YR 5/2	7-0703/3
1,60					a	Sables (gris foncé)	7,5 YR 4/0	7-0703/4
1,65				1		Sables bariolés + galets	7,5 YR 5/4	7-0703/5
1,80			A	1	b	Argile (brun vif)	7,5 YR 5/6	
2,00					a	Argile (olive pâle)	5 YR 4/8	

Fig. 3.29 : Paléokarst du bois de Nouart à Tailly / Sondage à la tarière - (JPF, 2010 d'après notes manuscrites Gamez)

Échantillon 7-0416/2 (argile) (LIIe. 799.744-2498.325-280 m)

La diffractométrie RX (tab. 3.11) pratiquée sur l'argile rose de l'échantillon (7-0416/2) de la coupe (fig. 3.28) donne une minéralogie très diversifiée. Outre les minéraux argileux de type 2/1 comme l'illite (2,05 Å) ou de type 1/1 comme la kaolinite (7,17 Å), on rencontre un feldspath potassique comme la microcline (3,247 Å). Plus classiques, sont le quartz (3,34 Å) et la calcite (3,05 Å). *A contrario*, plus singulière est la présence d'un oxyde de fer sous forme de lépidocrocite (1,943 Å). Encore plus rare (seule occurrence parmi les 50 analyses effectuées) est l'apparition d'un sulfate, sous forme d'un minéral assez peu fréquent : l'alunite (3 Å).

Albite	Alunite	Anatase	Calcite	Chamosite Chlorite	Dolomite	(Fluo)apatite	Goethite	Hématite	Illite	Kaolinite	Lépidocrocite	Microcline	Muscovite	Orthoclase	Quartz	Zircon

Tab. 3.11 : Synthèse du diagramme de l'analyse diffractométrique RX de l'échantillon 7-0416/2 – L'échantillon correspond à la formation II, série D de la coupe réalisée sur le bord sud de la doline (Fig. 3.28)- (MHNN, 2009)

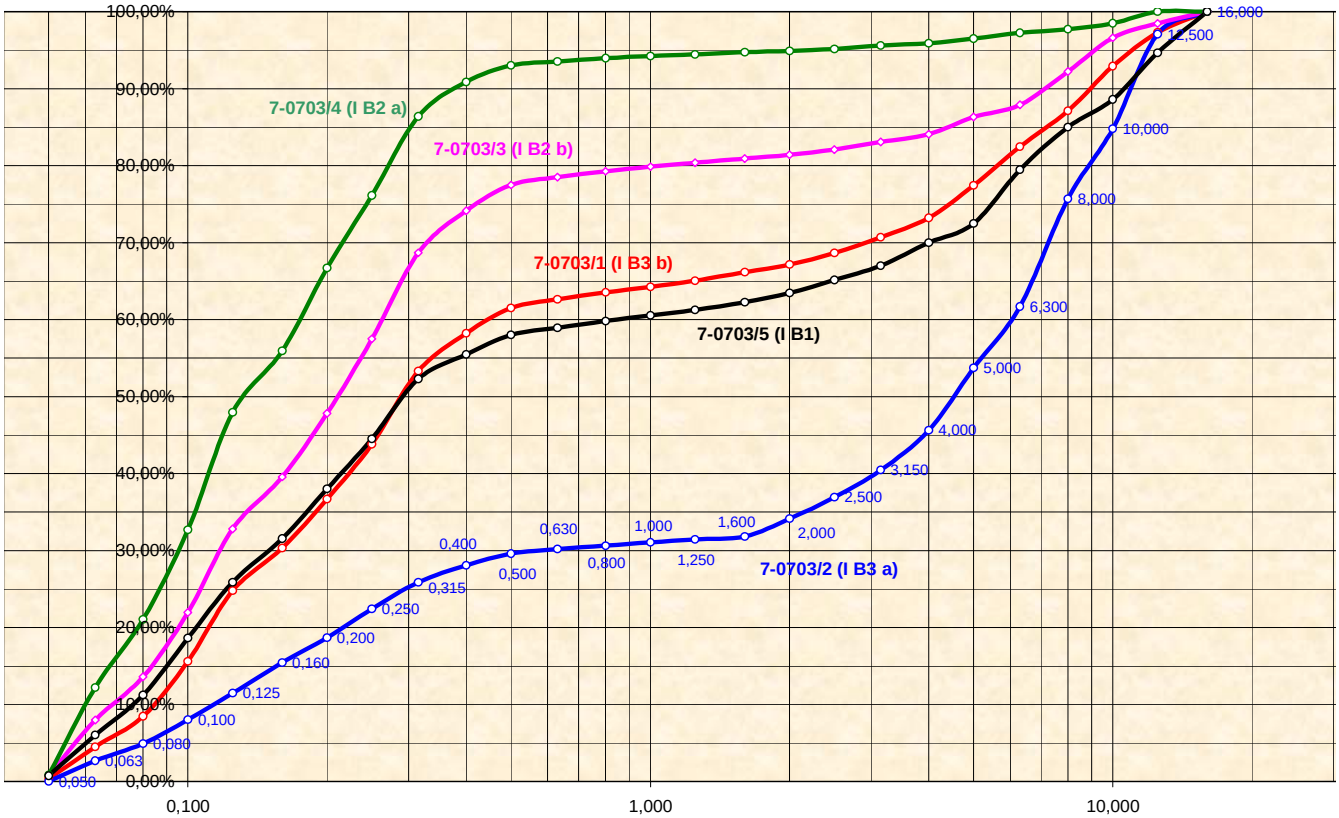
La couleur de l'échantillon, après broyage (donc moins hydraté que l'observation *in situ*), est rouge clair (code Munsell : 2,5 YR 6/6).

Analyse granulométrique

Une analyse granulométrique, des sables aux gravillons (fig. 3.30 et tab. 3.12), a été effectuée sur les 5 lits (B1 à B3 b) de la formation (I) du sondage à la tarière.

Les courbes des lits supérieurs (IB3b) et inférieurs (IB1) ont une allure sensiblement identique avec un très mauvais classement, une asymétrie avec un classement meilleur coté sables fins, une taille moyenne du grain autour de 2,5 mm et une acuité très platykurtique.

Il en est de même pour les deux courbes des unités médianes (1B2b et IB2a) qui présentent des allures comparables avec un bon classement, une asymétrie neutre avec un classement proche de 1, seule diffère légèrement la taille moyenne du grain (respectivement 0,168 et 1,421 mm) ; l'acuité se situe à la limite entre leptokurtique et très leptokurtique. La dernière courbe (1B3a) est très mal classée avec une asymétrie meilleure du coté des sables grossiers ; l'acuité est très platykurtique. Il est vraisemblable que les dépôts ont connu des afflux d'eau brefs et irréguliers et qu'ils ont été soumis à des remaniements.



Échantillon	Unité	Quartiles et centiles (mm)							Classement Trask (SO) mm	Asymétrie Trask (SK) mm	Acuité (φ)	Taille moyenne Tm mm
		95%	84%	75%	50%	25%	16%	5%				
7-0703/1	**I B3 b**	0,064	0,102	0,151	0,291	4,448	6,697	11,121	5,435	2,809	0,624	2,363
7-0703/2	**I B3 a**	0,080	0,167	0,296	4,550	7,971	9,951	11,019	5,186	0,338	0,613	4,890
7-0703/3	**I B2 b**	0,057	0,084	0,107	0,211	0,422	3,970	9,133	1,990	1,006	1,510	1,421
7-0703/4	**I B2 a**	0,054	0,071	0,087	0,133	0,244	0,300	2,479	1,678	1,096	1,512	0,168
7-0703/5	**I B1**	0,061	0,093	0,121	0,294	5,422	7,788	12,694	6,692	2,751	0,576	2,725

Fig. 3.30 et tab. 3.12 : Paléokarst du bois de Nouart à Tailly / Granulométrie de la fraction sables et granules du sondage à la tarière – Les échantillons (7-0703/1 à 7-0703/5) correspondent à la fraction sables + granules de la formation I, unité B, lits c à g - (JPF, 2010)

3.2.3 INTERFLUVES DES VALLÉES DE LA CHIERS ET DE L'ALZETTE

3.2.3.1 SITES DU PAYS DE MONTMÉDY

Dans la région de Montmédy, nous avons retrouvé des vestiges de minières dans les bois de Signy et de Champel, sur le plateau situé au sud du vallon de la Carité. Ces minières ne sont signalées ni par Voisin (1994) ni par les géologues qui l'ont précédé.

9 MINIÈRES DE SIGNY-MONTLIBERT ET ENVIRONS

Description des sites

Les sites (fig. 3.02, 3.03 et 3.31) étudiés, à 7 km au NW de Montmédy, occupent l'extrémité du revers de la cuesta du Bajocien à une altitude comprise entre 320 et 365 m. Au sommet de cette côte, les calcaires karstifiés (Calcaires à polypiers) dominent la dépression du Lias dont les ultimes auréoles viennent mourir sur les premiers contreforts de l'Ardenne (fig. 3.32, 3.33 et 3.34).

Des traces d'extraction sont visibles dans les bois de Champel et de Signy. Dans le bois de Champel (9b), à proximité de plusieurs fosses d'extraction, nous avons mis au jour deux départs de galeries parallèles d'une dizaine de mètres de profondeur (fig. 3.36, photo 3.33) dont les parois calcaires fortement corrodées et altérées plaident en faveur d'un vide karstique sans doute comblé par un ancien remplissage, comparable à celui des dolines du bois de Signy (photo 3.31, sables siliceux, argiles et de minerai de fer. Plus à l'ouest, au point culminant (368 m) du bois de Signy (9b), on peut encore apercevoir d'anciennes fosses dont le remplissage d'argile rougeâtre borde encore les dépressions (photo 3.31). De même, dans les cultures du vallon du Trou du Diable (9c), il est possible de récolter de nombreux nodules dont le faciès diffère avec le minerai sédimentaire liasique (nodules marneux de sidérose) du site des Minières à Margut (9e, cité à titre de comparaison).

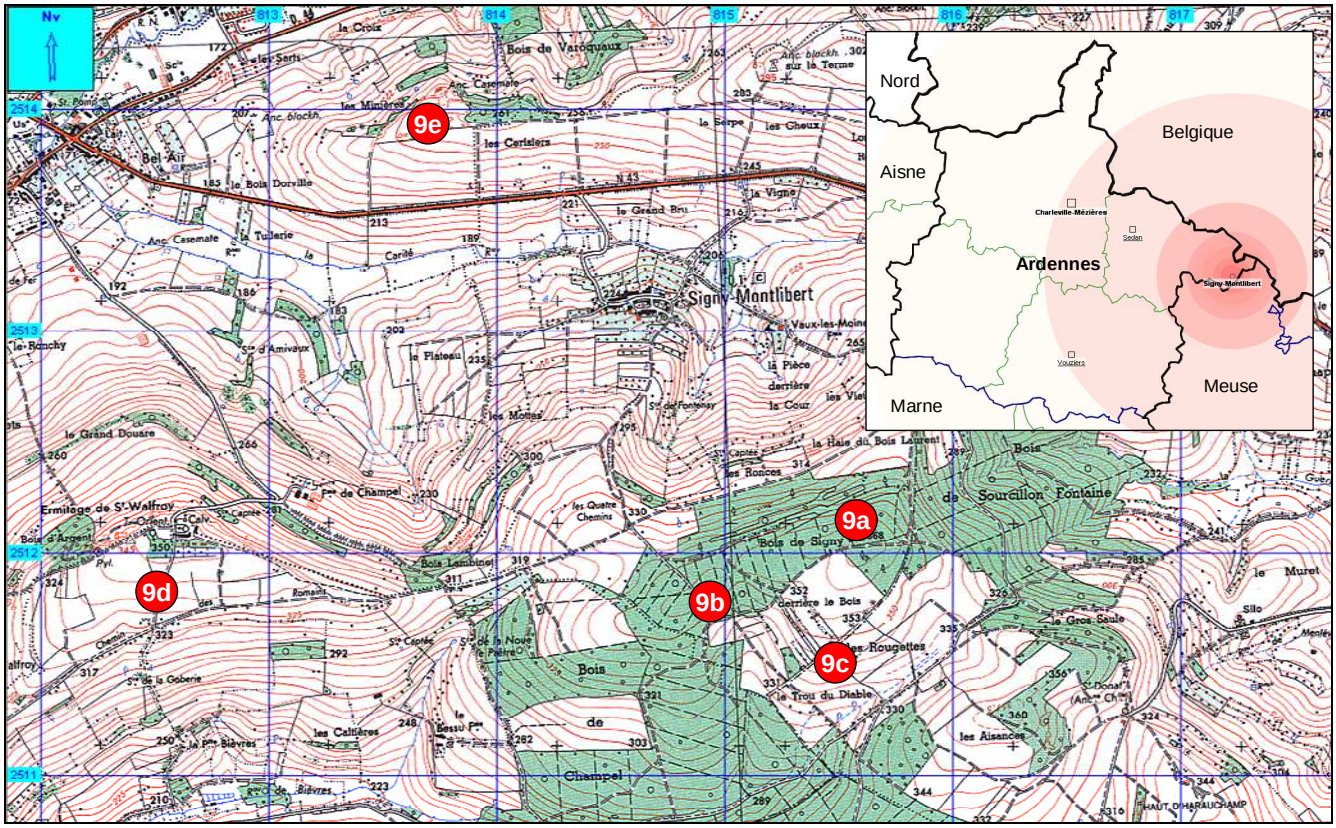


Fig. 3.31 : Localisation des minières de Signy-Montlibert et environs (Ardennes) – Sites : (9a) Minières du bois de Signy, (9b) galeries du bois de Champel, (9c) Site du Trou du Diable, (9d) site de l'ermitage de Saint-Walfroy, (9e) minières de Margut - (CartoExplorer 3D, Meuse Nord)

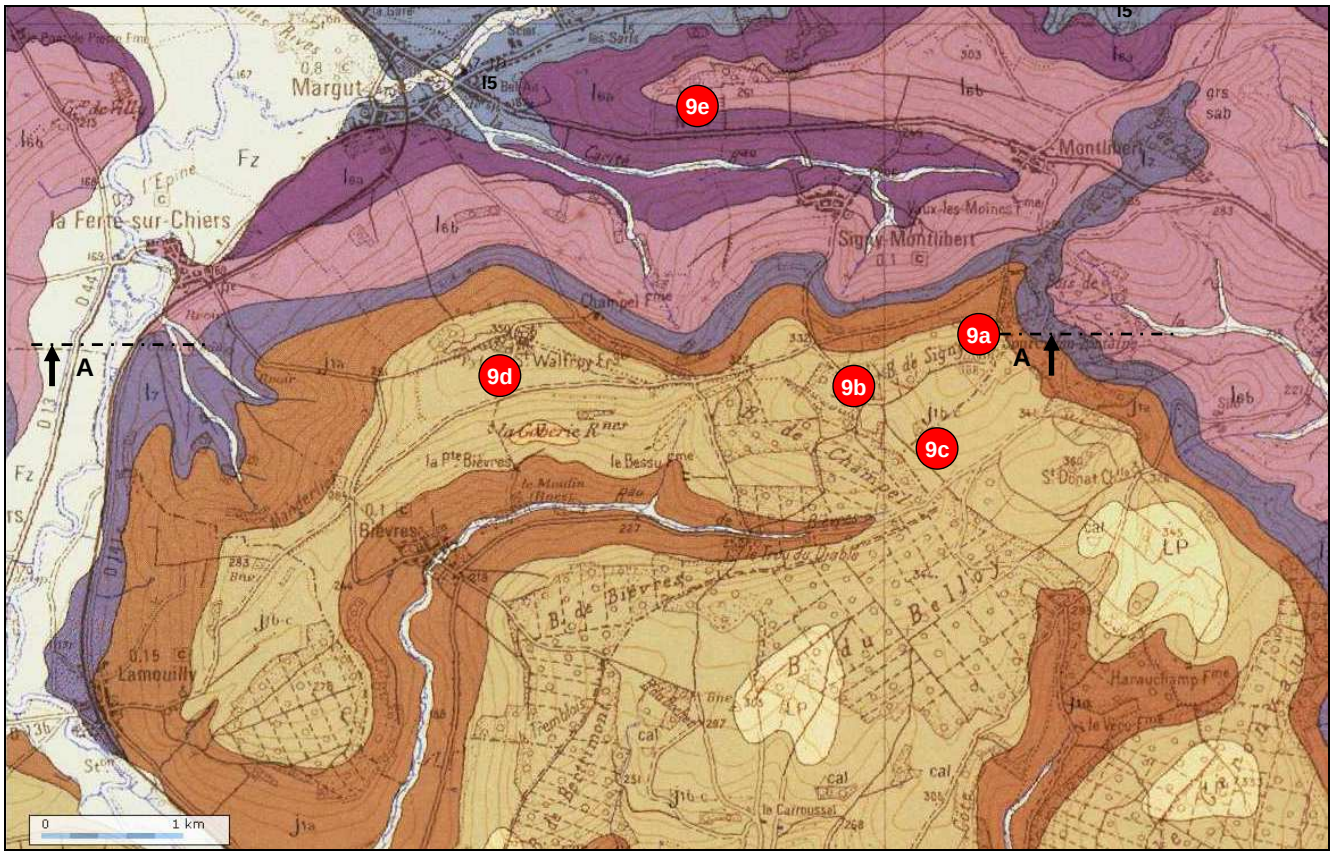


Fig. 3.32 : Carte géologique des minières de Signy-Montlibert et environs (Ardennes) (Feuille de Montmédy, d'après Maubeuge et Beugnies, 1982). **Sites :** (9a) Minières du bois de Signy, (9b) galeries du bois de Champel, (9c) Site du Trou du Diable, (9d) site de l'ermitage de Saint-Walfroy, (9e) minières de Margut (citées pour mémoire : minerai sédimentaire du Domérien). **Géologie :** (l5) Lotharingien (Grès de Limay), (l6a) Domérien inférieur (Argiles à *Amaltheus*), (l6b) Domérieur supérieur (Macigno d'Aubange et minerai de fer sédimentaire), (l7) Toarcien (Schistes-cartons), (j1a) Bajocien inférieur (Calcaires à Polypiers), (j1b-c) Bajocien moyen (Oolithe de Doncourt) (Fz) Alluvions récentes, (LP) Couverture limoneuse. (A-A) indication de la coupe de la fig. 3.34.

Légende	Puissance	Log	Etage	Formation
E				Éboulis calcaires
n1-3	Quelques m		Néocomien	Grès ferrugineux
j3	Maxi 200 m		Callovien	Argiles de la Woëvre
j2b	31 m		Bathonien moyen et supérieur	Dalle d'Étain (calcaire oolitique)
j2a	12 m		Bathonien inférieur	Caillasses à *Anabacia* (marnes et argiles sableuses)
j1b-c	35 m		Bajocien supérieur	Oolithe de Doncourt, marno-calcaires à *Clypeus ploti* , Marnes de Longwy
j1a	40 m		Bajocien inférieur	Calcaire à polypiers, Pierre de Dom-le-Mesnil, calcaires spathiques
l7	20 m		Toarcien	Argiles, Schistes-cartons
l6b	50 m		Domérien supérieur	Magino d'Aubange (Grès médioliasique)
l6a	35 m		Domérien inférieur	Argiles à *Amaltheus margaritus*

Fig. 3.33 : Log des formations lithologiques des interfluves de la Chiers et de la Meuse - (JPF, 2011, d'après notice et carte géologique de Montmédy, Maubeuge et Beugnies, 1982)

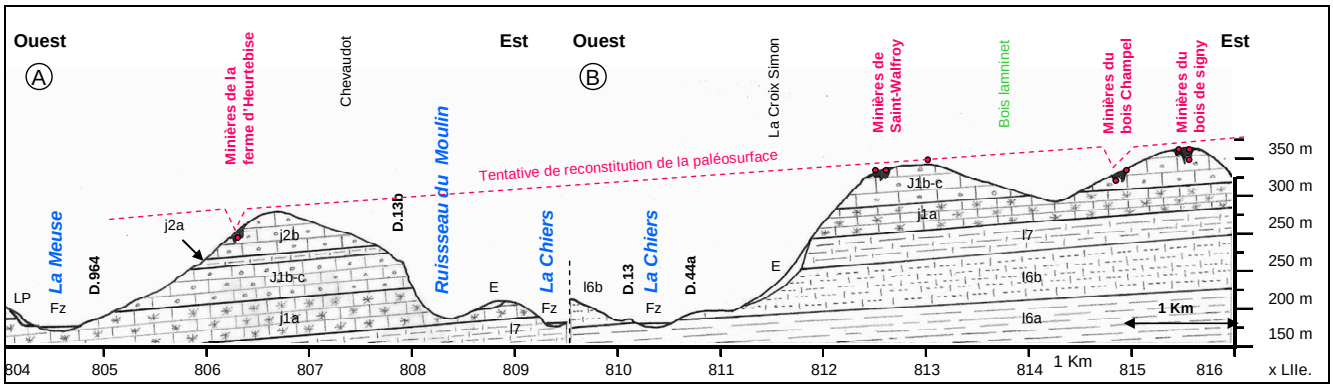


Fig. 3.34 : Coupe géologique des minières de Signy-Montlibert et environs (Ardennes) – Les coupes de direction W-E ont été réalisées, d'une part (coupe A), au droit des minières du bois de Signy, du bois de Champel et de l'ermitage de Saint-Walfroy et d'autre part (coupe B) au droit des minières de la ferme d'Heurtebise. La légende est celle de la figure 3.33 - (JPF, 2011)

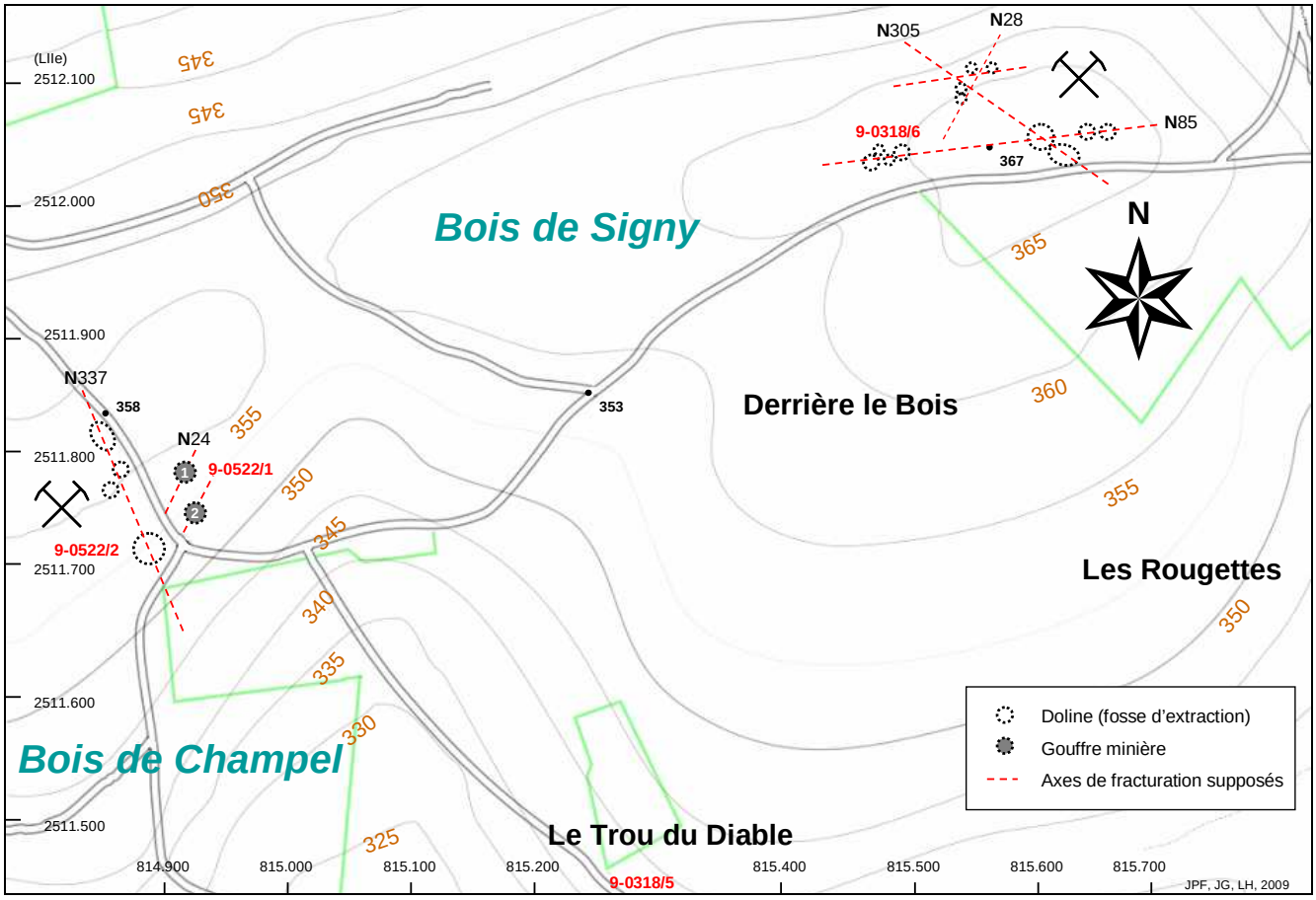


Fig. 3.35 : Bois de Signy et de Champel - Topographie des phénomènes karstiques révélés par l'exploitation minière – (JPF, 2010)

Observations effectuées

9a Minières du bois de Signy *(échantillon 9-0318/6*, LIIe 815.525-2512.050- 368 m)

Les minières du bois de Signy (9a) occupent le point culminant du plateau à 368 m d'altitude. Une dizaine de fosses sont encore visibles et s'alignent selon 3 directions principales : E.NE-W.SW, N.NE-S.SW et NW-SE.

L'échantillon a été récolté dans les déblais argileux abandonnés sur les bords des fosses. Cet échantillon, de même que les autres récoltés, se présente sous forme d'un nodule centimétrique, de forme tuberculeuse, induré, à la surface lisse, de couleur brun foncé (code Munsell : 7,5 YR 4/2), avec un léger éclat métallique. La découpe fait apparaître une structure homogène parsemée de micro-vides au cœur. La périphérie présente une zonation dépourvue de vides, de couleur plus sombre.

La microscopie (photo 3.32) nous montre un plasma d'oxydes de fer de couleur brun moyen parcouru par des fentes de dessiccation et constellé de vides semblant correspondre à l'emplacement ou à la perte de grains de quartz au montage de la lame. Le squelette est constitué de grains de quartz en forte densité (> à 50 %), équidimensionnels (50 à 300 µm) qui présentent la particularité de ne pas afficher la biréfringence qui leur est propre : ils sont en effet, de couleur brun clair quel que soit l'angle de rotation de la platine. Leur forme apparente présente une sphéricité faible à forte et des contours francs. Ils sont subémoussés à émoussés. Une des hypothèses suggèrerait une altération ultime des grains de quartz dont la silice, devenue amorphe, est pénétrée par la kaolinite ou encore il peut être envisagé une confusion ou interversion possible avec le minerai sédimentaire liasique des minières de Margut (9e), situées nettement en contrebas (261 m). La comparaison avec une lame mince de ce dernier site nous montre un faciès sans structure apparente avec un plasma opaque de limonite.



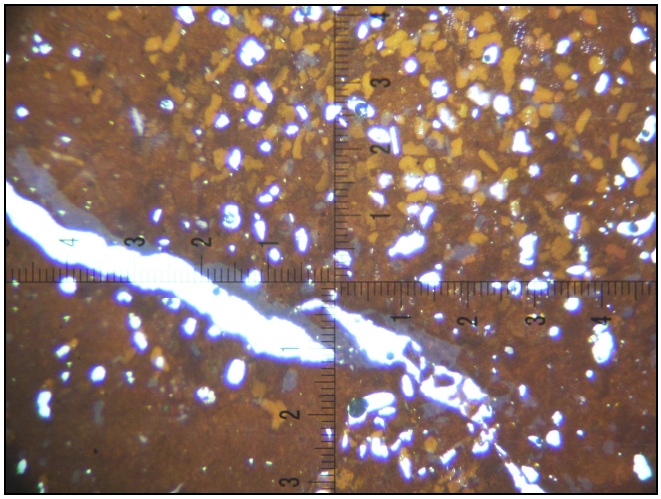


Photo 3.31 : Minières du bois de Signy (Signy-Montlibert) – L'argile, partie stérile du remplissage, comble actuellement le fond et les bords des anciennes fosses d'extraction du minerai de fer - (Photo JPF, 2009)

Photo 3.32 : Microscopie d'un nodule de minerai de fer (9-0318/6) / Bois de Signy (Signy-Montlibert) – Cette microphotographie montre deux aspects du plasma séparé par une fente de dessiccation. En bas, à gauche, un plasma homogène ; en haut à droite, un plasma de même nature mais colonisé en forte densité (entre 50 et 66 %) par des grains de quartz (50 à 300 µm) dont la silice devenue amorphe est pénétrée et colorée par les argiles - La photographie a été réalisée par adjonction d'une lame retardatrice (¼ λ) - LPNA x20 (1 graduation = 50 µm) - (Photo JPF, 2010)

Le minerai récolté est pauvre (30,59 % d'oxyde fer rendant seulement 21,39 % de fer total) mais compensé, comme à l'accoutumée par une teneur élevée de silice (52,73 %), ce qui prouve accessoirement que la silice des grains de quartz n'a pas été évacuée. La teneur en alumine, pour les minerais continentaux de la région, est exceptionnellement importante (7,57 %), par contre, la perte au feu (7,88 %) est conforme à la moyenne constatée.

Une analyse de Sauvage et Buvignier (1842) avait donné pour un site situé à La Ferté (2 km à l'ouest de l'ermitage de Saint-Walfroy), outre une teneur en Fe_2O_3 de 48,4 %, les résultats suivants : 10 % de carbonate de chaux, 1,2 % d'oxyde phosphorique, 1,2 % d'oxyde de manganèse. Ce minerai paraît devoir se rapporter au minerai sédimentaire du Domérien supérieur (repère 9e, fig. 3.31 et 3.32). En effet, ces valeurs élevées ne plaident pas en faveur d'un minerai de type continental où on observe des taux inférieurs à 0,15 %, si ce n'est à l'état de traces.

Eléments	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5	PF	**Total**
Fer fort	**52,73**	7,57	**30,59**	0,01	< L.D.	< L.D.	< L.D.	< L.D.	0,48	0,13	7,88	99,38

Tab. 3.13 : Résultats de l'analyse chimique des 10 principaux éléments de l'échantillon 9-0318/6 - (CRPG, 2009)

La diffractométrie RX, outre la présence attendue de gœthite (2,69 Å) et de quartz (3,34 Å) nous mentionne, conformément à ce que révélait l'observation microscopique, l'existence de minéraux argileux : l'un de type 2/1 avec l'illite (3,34 Å) ou de type 1/1 avec la kaolinite (7,17 Å). Ce sont ces minéraux qui ont colonisé la silice amorphe des grains de quartz altérés. La couleur de l'échantillon après broyage est jaune rouge (code Munsell : 5 YR 6/6)

Albite	Alunite	Anatase	Calcite	Chamosite Chlorite	Dolomite	(Fluo)apatite	Gœthite	Hématite	Illite	Kaolinite	Lépidocrocite	Microcline	Muscovite	Orthoclase	Quartz	Zircon

Tab. 3.14 : Synthèse du diagramme de l'analyse diffractométrique RX de l'échantillon 9-0318/6 - (MHNN, 2009)

9b Minières du bois de Champel *(échantillon 9-0522/2,* LIIe. 814.966-2511.535-348 m)

Les minières du bois de Champel (9b) se composent d'une série de dolines alignées N.NW-S.SE et de deux diaclases que nous avons désignées comme étant des gouffres-minières (n° 1 et n° 2). Ces deux diaclases, pénétrables jusqu'à une profondeur d'une dizaine de mètres, présentent la même orientation N.NE-S.SW déjà rencontrée dans les minières du bois de Signy.

Au plafond du gouffre-minière n°1 (fig. 3.36), a été prélevé un échantillon de calcaire altéré dont la surface présente de nombreuses aspérités. Sur le plan stratigraphique, l'encaissant correspond au sommet du Bajocien avec un faciès suboolithique et miliaire. La découpe montre de nombreux débris coquilliers noyés dans un ciment de calcite blanc à blanc-jaunâtre, piquetés de points brun-rouge d'oxydes de fer. L'examen microscopique permet de qualifier de manière plus précise les différents organismes épigénisés en partie par le fer : aiguilles d'oursins, milioles, céphalopodes, bivalves, etc.



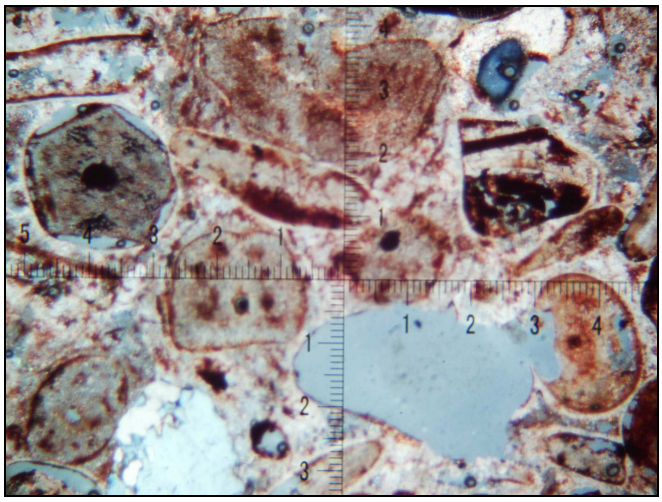


Photo 3.33 : Entrée de la galerie de la grotte-minière n°2 du bois Champel (Signy-Montlibert) - (Photo JPF, 2009)

Photo 3.34 : Microscopie d'un échantillon de calcaire altéré (9-0522/2) / Minières du bois de Champel (Signy-Montlibert) - Ce cliché nous donne un aperçu de la diversité et de la densité des débris coquilliers. Remarquez notamment en haut à gauche, un article à la section pentagonale caractéristique de *Pentacrinus bajocensis* (600 µm). La photographie a été réalisée par adjonction d'une lame retardatrice (¼ λ) LPNA x40 (1 graduation = 25 µm) - (Photo JPF, 2010)

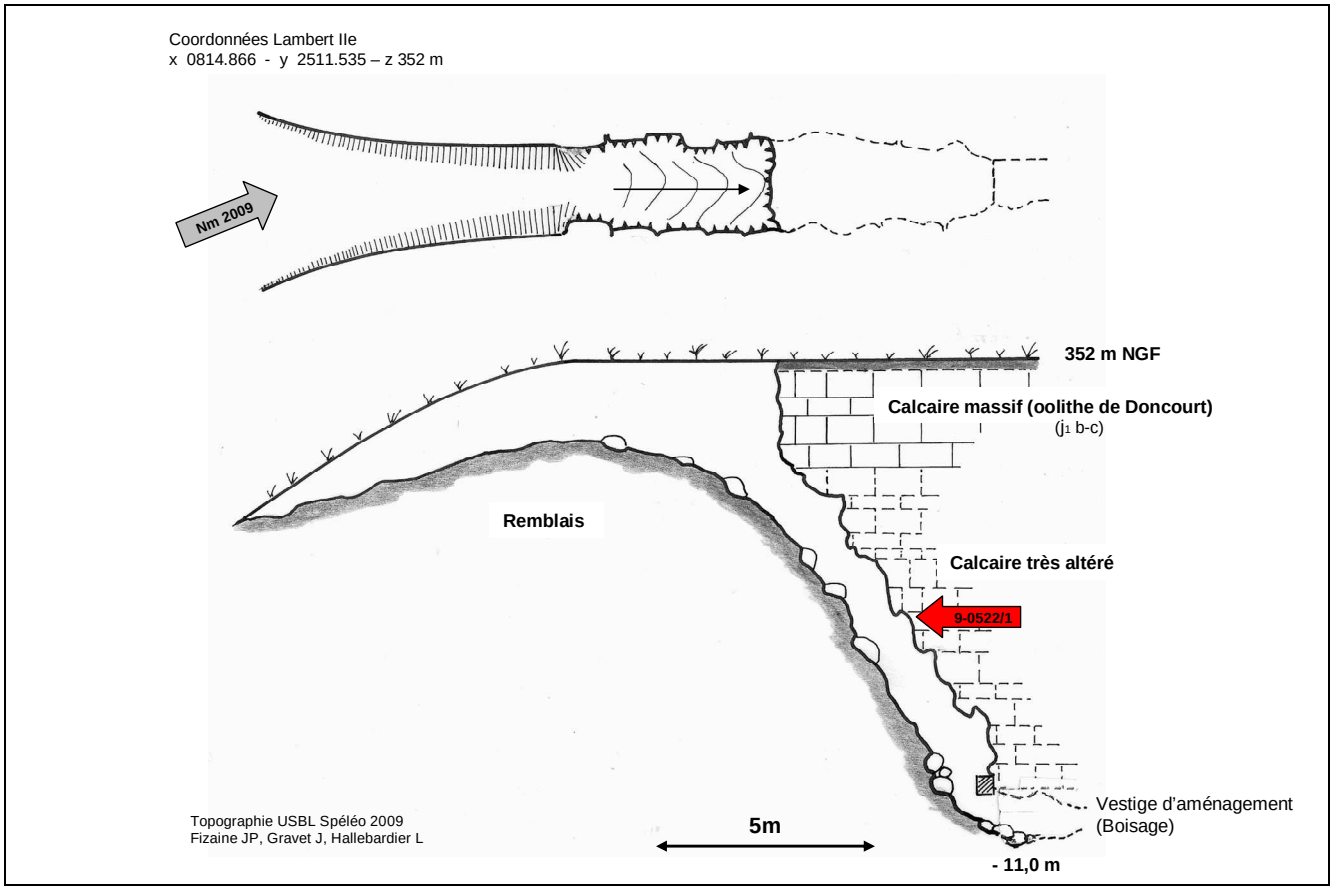


Fig. 3.36 : Bois de Champel – Plan et coupe du gouffre-minière n°1 du bois de Signy – (JPF, 2009)

9c Vallon du Trou du Diable *(échantillon 9-0318/5,* LIIe. 815.490-2511.340-325 m)

Les cultures de la pente nord du vallon du Trou ont exhumé de nombreux morceaux de grès ferrugineux. Les échantillons récoltés se présentent sous forme de nodules tuberculeux, de taille centimétrique, très indurés. Leur surface affiche une couleur variant de brun gris (code Munsell : 10 YR 5/2) à brun foncé (code Munsell : 7,5 YR 4/2), l'aspect est mat ou avec un léger éclat métallique.

La découpe montre une alternance de plages ovoïdes, rouge sombre (code Munsell : 7,5 R 4/4) entourées par d'autres, brun gris foncé (code Munsell : 10 YR 4/2).

L'examen microscopique (photo 3.35) montre un plasma homogène, ferrugineux, brun foncé, opaque, et colonisé de manière irrégulière par un squelette de grains de quartz en forte densité (entre 50 et 66 %). Il s'agit de grains détritiques dont la taille varie de 20 à 300 µm. Les plus gros ont majoritairement une forte sphéricité et sont subémoussés à émoussés ; par contre, les plus petits ont une faible sphéricité et sont plutôt subanguleux à anguleux. Globalement, ils sont monocristallins, quelques uns présentent une extinction roulante. Ils sont ordinairement peu altérés, seuls quelques uns affichent des golfes de corrosion et des inclusions. Les vides semblent correspondre à la perte de grains au montage. Des cutanes d'oxydes de fer hydraté (ferranes) surlignent les vides et les contours des grains. Cet échantillon est un grès ferrugineux classique et s'apparente aux faciès du bois des Ivis (9-0506/1) ou de la Truche (6-1209/4).

Buvignier (1852) reprend dans son inventaire meusien, pour Thonne-le-Thil, une analyse réalisée par Sauvage qui pourrait s'appliquer à l'échantillon récolté et qui dénote un minerai d'origine continentale (abstraction faite de la teneur en CaO à 1,43 %, qui bien que faible, est anormalement élevée pour ce type de minerai). Il s'agit d'un minerai riche avec comme éléments principaux : oxydes de fer (64 % rendant 44,76 % de fer métal), silice (14,80 %) et alumine (3,06 %). La perte au feu, importante pour un grès ferrugineux est comparable à l'échantillon (7-0100/4) de la Côte aux Vignes à Sapogne-et-Feuchères.

Eléments	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5	PF	**Total**
Minerai de Thonne-le-Thil Buvignier (1852)	**14,80**	3,06	**64,00**	1,40	0,90	1,43				0,44	13,97	100,00

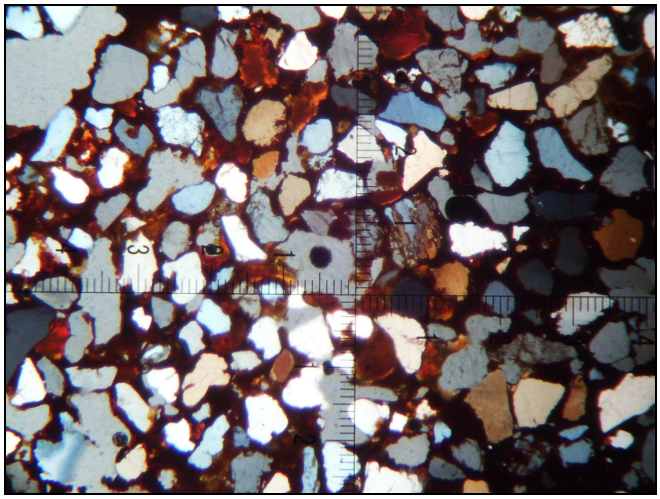
Tab. 3.15 : Analyse chimique du minerai de Thonne-le-Thil - (Buvignier, 1852)

9d Ermitage de Saint-Walfroy *(échantillon 9-0214/1*, LIIe. 812.565-2511.744-323 m)

L'échantillon a été récolté à la surface sommitale de l'extrémité ouest de l'éperon (altitude 325 m) qui domine la confluence de la Chiers et de la Marche. Les nombreux nodules que nous avons collectés sont comparables à ceux du vallon du Trou du diable : forme tuberculeuse, surface d'aspect mat ou avec un léger éclat métallique, mêmes gammes de couleur.

La découpe montre un ciment présentant des plages sans organisation apparente, plus ou moins ferruginisé, de couleurs variant du brun jaune (code Munsell : 10 YR 4/4) au brun foncé (code Munsell : 10 YR 3/3). La surface est perforée par une multitude de minuscules tubulures et vacuoles.

La microscopie (photo 3.36) montre un plasma ferrugineux (gœthite), de couleur homogène brun foncé, opaque avec des plages chagrinées laissant entrevoir des vides de tailles hétérométriques. Le squelette, pratiquement inexistant se résume à quelques grains de quartz dispersés dans le plasma. Leur taille varie de 50 à 200 µm, ils sont monocristallins et présentent une faible sphéricité, les extrémités varient de subanguleux à subémoussés. Certains sont éclatés et pénétrés par les oxydes de fer. Ce minerai s'apparente aux faciès de Fer fort qui jalonnent l'extension au sud, des épandages de ce minerai dans le Pays-Haut : sites de la Caüatte (5-0101/3) et de la Couleuvre (9-0214/4).



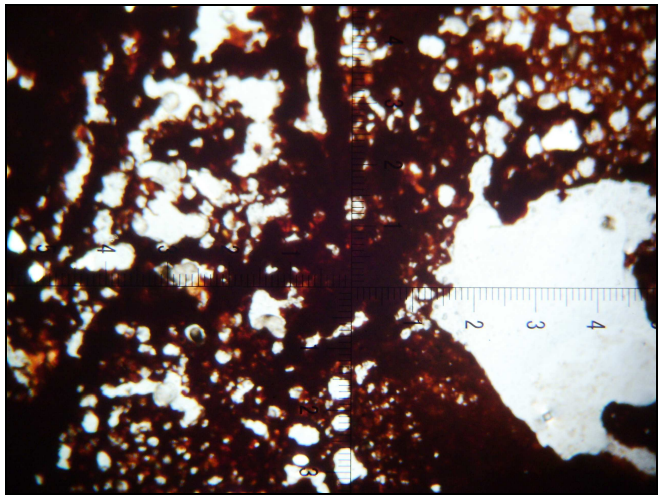


Photo 3.35 : Microscopie d'un échantillon de grès ferrugineux (9-0318/5) / Vallon du Trou du Diable (Thonne-le-Thil) – Le plasma ne remplit pas la totalité de l'espace et présente un assemblage de type aggloméré. Remarquez la densité importante des grains de quartz dont le contact avec le plasma est surligné par une ferrane. De nombreux vides (en gris clair) sont visibles- La photographie a été réalisée par adjonction d'une lame retardatrice (¼ λ) - LPA x40 (1 graduation = 25 µm) - (Photo JPF, 2010)

Photo 3.36 : Microscopie de minerai de fer (9-0214/1) / Ermitage Saint-Walfroy (Bièvres) - Cette microphotographie montre le plasma opaque et chagriné que présente par endroit la lame mince. Les vides, nombreux, de tailles diverses correspondent à des vacuoles, des chenaux ou des tubulures dont la taille ici varie de 20 à 800 µm. La photographie a été réalisée par adjonction d'une lame retardatrice (¼ λ) - LPA x40 (1 graduation = 25 µm) - (Photo JPF, 2010)

10 SITES DE VERNEUIL-GRAND ET DE THONNE-LA-LONG

Description des sites

À l'extrémité NE de la zone étudiée, à une demi-douzaine de kilomètres au NE de Montmédy, deux sites (fig. 3.02, 3.03 et 3.37) n'ayant pas fait apparemment l'objet de travaux d'exploitation minière nous permettent de préciser l'extension des minerais de fer continentaux à la frontière franco-belge. La présence de minerai en faible quantité est signalée par Buvignier (1852) et par Delhez (2004) qui a étudié sur le plan historique, les sites proches en Gaume (Province du Luxembourg, Belgique).

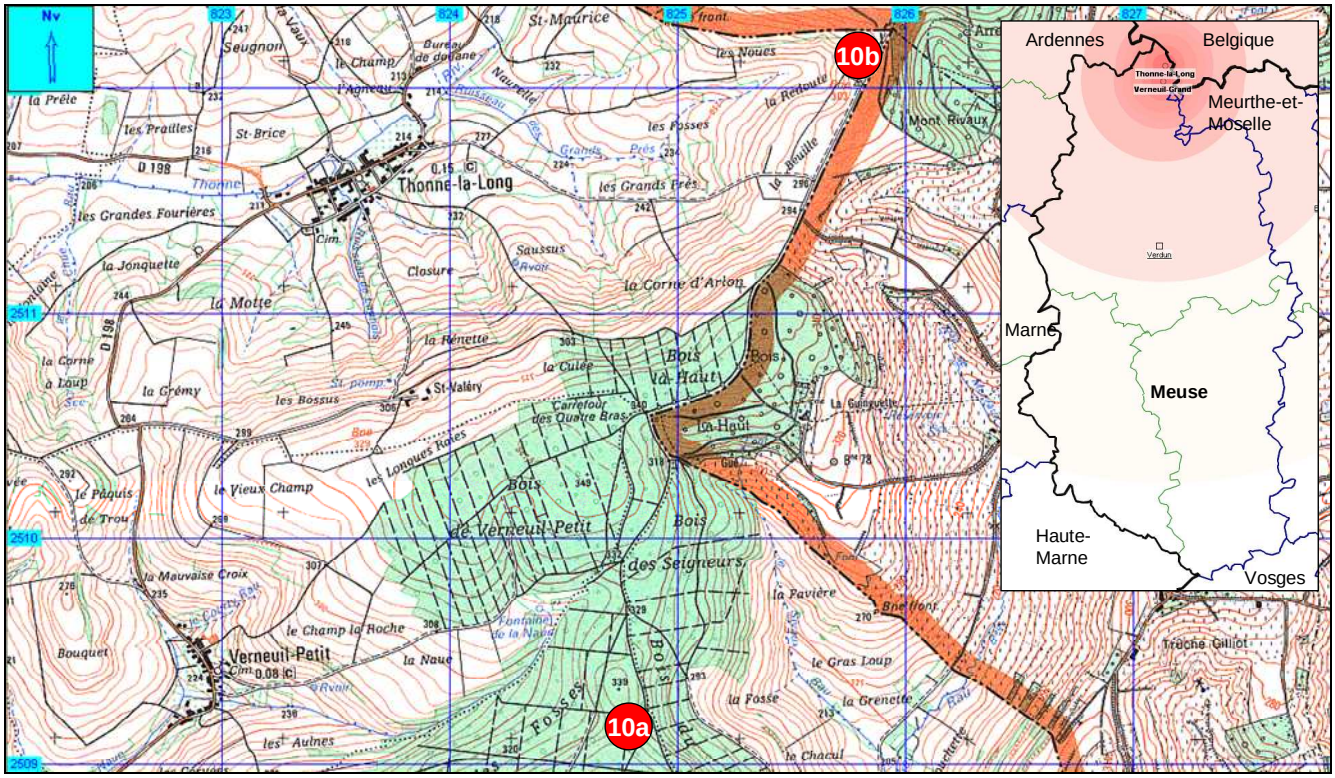


Fig. 3.37 : Localisation des gîtes de Verneuil-Grand et Thonne-la-Long (Meuse) – (10a) Site du Haut des Essarts, (10b) Site due la Redoute- (CartoExplorer 3D, Meuse Nord)

Observations effectuées

10a Site du Haut des Essarts *(échantillon 9-0214/4,* LIIe. 824.805-2509.190-331 m)

Le premier site (10a) se situe au sommet d'une butte-témoin (altitude 348 m) de la côte du Dogger, délimitée par la Thonne au nord, le ruisseau de Naue à l'ouest, le ruisseau de Couvreu à l'est et la Chiers au sud, au lieu-dit "Haut des Essarts" dans le bois des Fosses (commune de Verneuil-Grand). La surface du plateau est constituée par les calcaires à polypiers du Bajocien inférieur (fig. 3.38).

L'échantillon est un bloc décimétrique, très induré, aux formes anguleuses. La surface a un aspect mat et rugueux. La couleur est brun foncé (code Munsell : 10 YR 3/3).

La découpe montre un faciès apparenté aux autres faciès de minerai de Fer fort : ciment ferrugineux, lisse au toucher, de couleur brun foncé (code Munsell : 10 YR 4/3 à 7,5 YR 4/2) parcouru par des veinules de quartz et perforé, par endroit en forte densité, par de minuscules vacuoles.

L'examen microscopique nous montre un plasma ferrugineux, opaque, brun, interrompu par quelques plages plus hydratées de couleur jaune orangé. Le squelette est constitué, d'une part de rares grains de quartz détritiques (50 à 400 µm), mono ou polycristallins, de faible sphéricité, subanguleux à subémoussés.

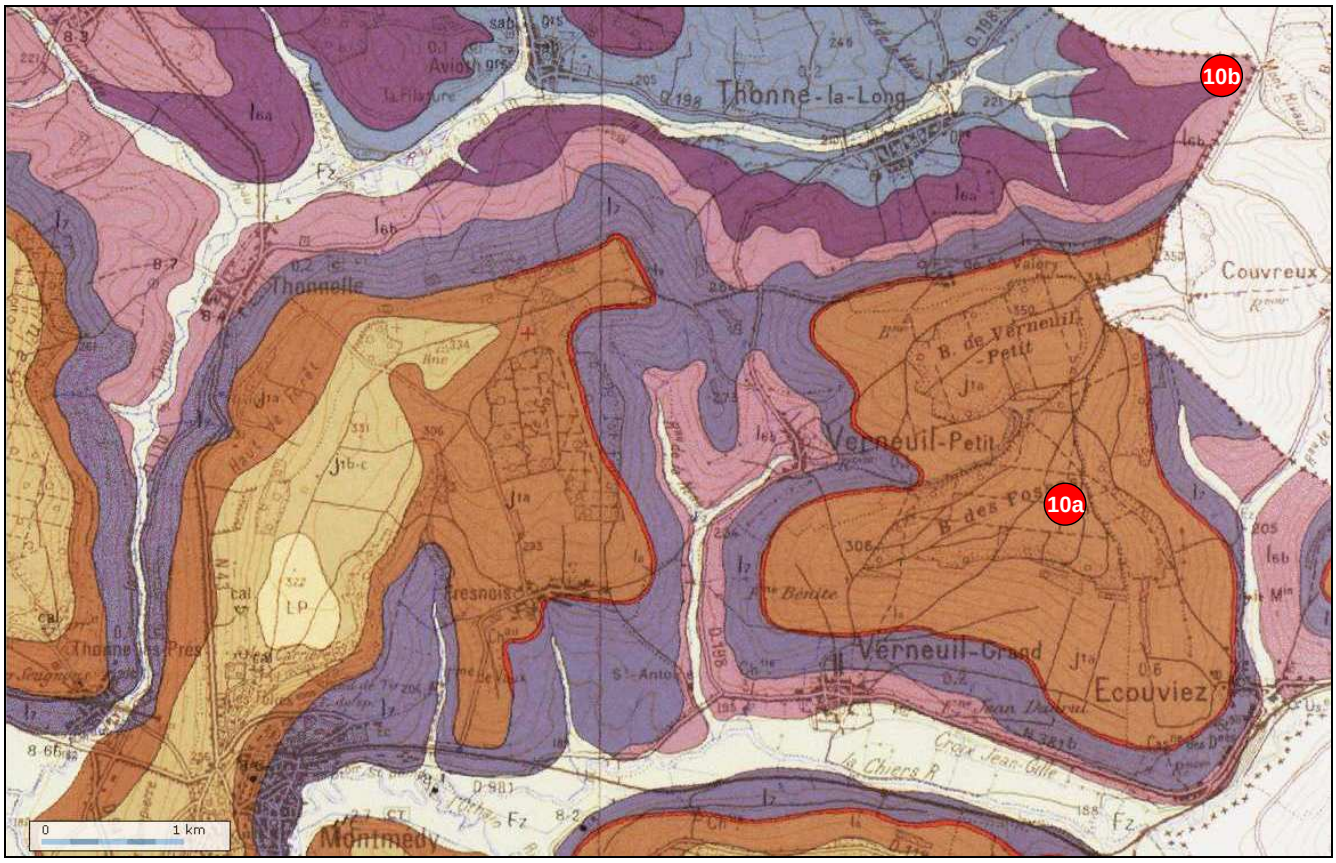


Fig. 3.38 : Carte géologique des gîtes de Verneuil-Grand et Thonne-la-Long (Meuse) (Feuille de Montmédy, d'après Maubeuge et Beugnies, 1982). **Sites :** (10a) Site du Haut des Essarts, (10b) Site due la Redoute. **Géologie :** (l5) Lotharingien (Grès de Limay), (l6a) Domérien inférieur (Argiles à *Amaltheus*), (l6b) Domérieur supérieur (Macigno d'Aubange), (l7) Toarcien (Schistes-cartons), (l8) Toarcien (minerai de fer oolithique "Minette"), (j1a) Bajocien inférieur (Calcaires à Polypiers), (j1b-c) Bajocien moyen (Oolithe de Doncourt) (Fz) Alluvions récentes, (LP) Couverture limoneuse.

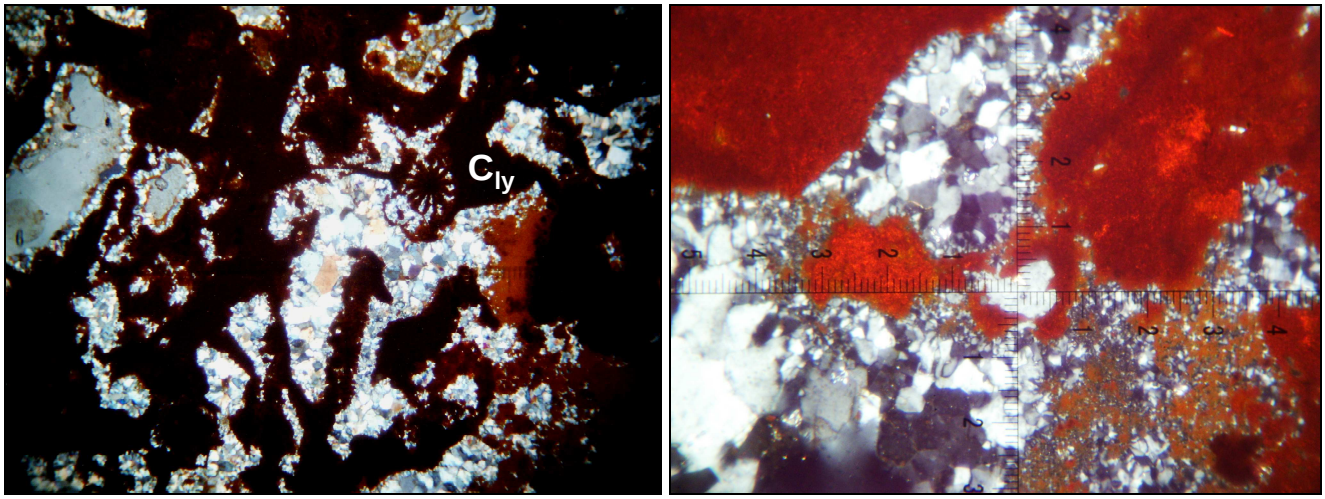


Photo 3.37 : Microscopie d'un échantillon de Fer fort (9-0214/4) / Le Haut des Essarts (Verneuil-Grand) – On observe, sur cette microphotographie rompant avec un plasma opaque une multitude de chambres ou de vacuoles occupées en totalité ou partiellement par des grains de quartz néoformés. Remarquez (C_{ly}) le verticille à 14 "quartiers" de *Clypeina.* La photographie a été réalisée par adjonction d'une lame retardatrice (¼ λ) - LPA x40 (1 graduation = 25 µm) - (Photo JPF, 2010)

Photo 3.38 : Microscopie des grains de quartz néoformés / Échantillon de Fer fort / Le Haut des essarts (Verneuil-Grand) – Ce cliché à fort grossissement nous montre la genèse de la croissance des grains de quartz néoformés : en premier lieu, apparition de micro-grains (10 à 50 µm) à la périphérie du vide puis développement de plus gros cristaux (100 à 300 µm). La photographie a été réalisée par adjonction d'une lame retardatrice (¼ λ) - LPA x100 (1 graduation = 10 µm) - (Photo JPF, 2010)

Certains de ces grains détritiques présentent des figures d'altération (golfes de corrosion, stylotithes).

D'autre part, on observe colonisant, en partie ou en totalité les chambres, des grains de quartz néoformés dont la taille (10 à 300 µm) s'accroît progressivement au fur et à mesure que l'on s'éloigne de la périphérie initiale du vide (photo 3.38). Peu de chambres ou de vacuoles échappent à la colonisation par les grains de quartz automorphes.

On n'observe pas de traits pédologiques. Par contre à l'instar d'autres lames minces de minerai du Pays-Haut (échantillons : 4-1231/4 des minières d'Allondrelle-La Malmaison, 5-0501/ de la doline de la Blanche-Haye et 5-0501/7 des minières du bois de Butte), nous avons identifié plusieurs sections radiales d'un verticille isolé de *Clypeina* (photo 3.37) d'un diamètre variant de 200 à 400 µm.

10b Site de la Redoute *(échantillon 9-0214/12*, LIIe. 825.820-2512.175-300 m)

Le second site (10b) est localisé sur des terrains liasiques (Pliensbachien, Grès médioliasique ou Macigno d'Aubange), au lieu-dit "La Redoute" (altitude 303 m) qui domine à l'est, le village de Thonne-la-Long (fig. 3.38).

L'échantillon de minerai de fer se présente sous forme de petites plaquettes pluricentimétriques avec des angles vifs, une surface mate de couleur brun foncé (code Munsell : 7,5 YR 4/4). La découpe montre un ciment avec des plages ovoïdes et des espaces interstitiels ou périphériques, variant du brun jaune au brun foncé (code Munsell : 10 YR 5/6 à 7,5 YR 4/4) que viennent rompre des fentes de dessiccation. Un semis de grains de quartz blancs (densité 10 à 25 %) est visible à l'œil nu (taille de 200 à 1500 µm).

L'examen microscopique (photo 3.39), se réduit à un plasma d'oxydes de fer plus ou moins hydraté dont la couleur varie du jaune orangé au brun foncé, interrompu par des longues fentes de dessiccation dépourvues de cutanes et libres de cristaux néoformés. Le squelette est composé d'une grande quantité de grains de quartz majoritairement non jointifs (assemblage porphyrique). Leur taille est très hétérogène et varie de 20 à 1300 µm. Il en est de même pour leur forme : les plus petits (< à 200 µm) sont plutôt monocristallins, de faible sphéricité, anguleux à subanguleux ; les plus gros (> à 200µm) sont mono ou polycristallins, de moyenne ou forte sphéricité, subémoussés à émoussés. L'échantillon est donc un grès ferrugineux.

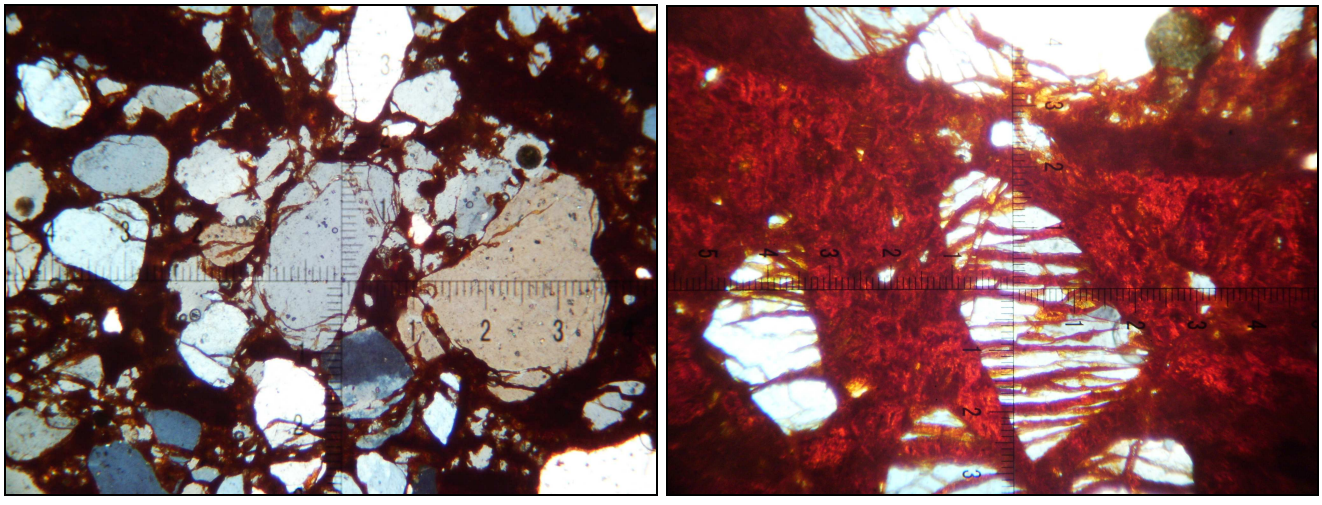


Photo 3.39 : Microscopie d'un échantillon de grès ferrugineux (9-0214/12) / La Redoute (Thonne-la-Long).- Cette microphotographie nous montre le faciès classique d'un grès ferrugineux dont les grains de quartz sont fortement altérés - La photographie a été réalisée par adjonction d'une lame retardatrice (¼ λ) - LPA x40 (1 graduation = 25 µm) - (Photo JPF, 2010)

Photo 3.40 : Microscopie à fort grossissement d'un échantillon de grès ferrugineux (9-0214/12) / La Redoute (Thonne-la-Long).- Le grain de quartz situé au centre du cliché est éclaté suivant une orientation préférentielle en de multiples fractions. Les vides intercalaires ont été colonisés par les oxydes de fer - La photographie a été réalisée par adjonction d'une lame retardatrice (¼ λ) - LPA x100 (1 graduation = 10 µm) - (Photo JPF, 2010)

Mais la caractéristique essentielle de ces derniers réside dans le degré d'altération des grains de quartz : ils présentent tous des fissures et de nombreux sont éclatés. À l'intérieur des espaces ainsi aménagés se sont précipités les oxydes de fer. Globalement, la direction de ces fissurations se développe d'une manière préférentielle : les contraintes chimiques et mécaniques qui en sont l'origine, se sont exercées de manière constante et unidirectionnelle (photo 3.40).

La description micromorphologique suggère un grès ferrugineux de même type que ceux rencontrés en Lorraine belge (Souchez-Lemmens 1968 ; Fizaine, 2005) ou évoqués ultérieurement dans d'autres chapitres (échantillons 9-0214/6 dans le Pays-Haut, 6-0728/1 dans le nord-est de la Champagne berrichonne). En Lorraine belge, ces grès résultent du lessivage des formations sableuses avec concentration et précipitation du fer au niveau de la zone de battement de la nappe.

3.2.3.2 SITES DU PAYS-HAUT (Bassin versant de la Chiers)

11 GÎTES DE FER FORT DE SAINT-PANCRÉ

Description du site

On comprend sous le nom de minières de Saint-Pancré, les exploitations qui s'étendent sur le territoire de sept communes : Cosnes, Gorcy, Ville-Houdlémont, Saint-Pancré, Tellancourt, Villers-la-Chèvre et Fresnois-la-Montagne. Elles constituent avec la Borne de Fer et le bois de Butte, l'un des sites majeurs du Pays-Haut.

Le gîte (fig. 3.02, 3.03 et 3.39), situé à 8 km à l'W de Longwy, se développe sur la partie supérieure du front de la cuesta et le revers du plateau (altitude comprise entre 350 et 400 m), limité au nord par le front de côte dominant la dépression du Lias où coulent la Batte et la Vire. La roche encaissante du minerai est constituée selon la position dans le profil : au sommet par les Calcaires du Bajocien supérieur représentés par l'Oolithe de Doncourt et l'Oolithe de Jaumont (j1c2 et j1c1), et à la base par la formation des Calcaires à polypiers supérieurs (Bajocien moyen, j1 b-a).

La carte géologique au 1/50.000^{e} (Maubeuge, 1969) mentionne la présence sur ces calcaires (fig. 3.40, 3.41 et 3.42) d'une couverture de limons des plateaux (LP) à prédominance argileuse, associée à du minerai de fer en grains et à des éléments de Pierre de Stonne

Sur les minières de Saint-Pancré, 3 sites ont été particulièrement étudiés fig. 3.39) : la doline de la Blanche-Haye (11a), les ruelles du bois du Pas Bayard (11b) et le parc éolien (11c).

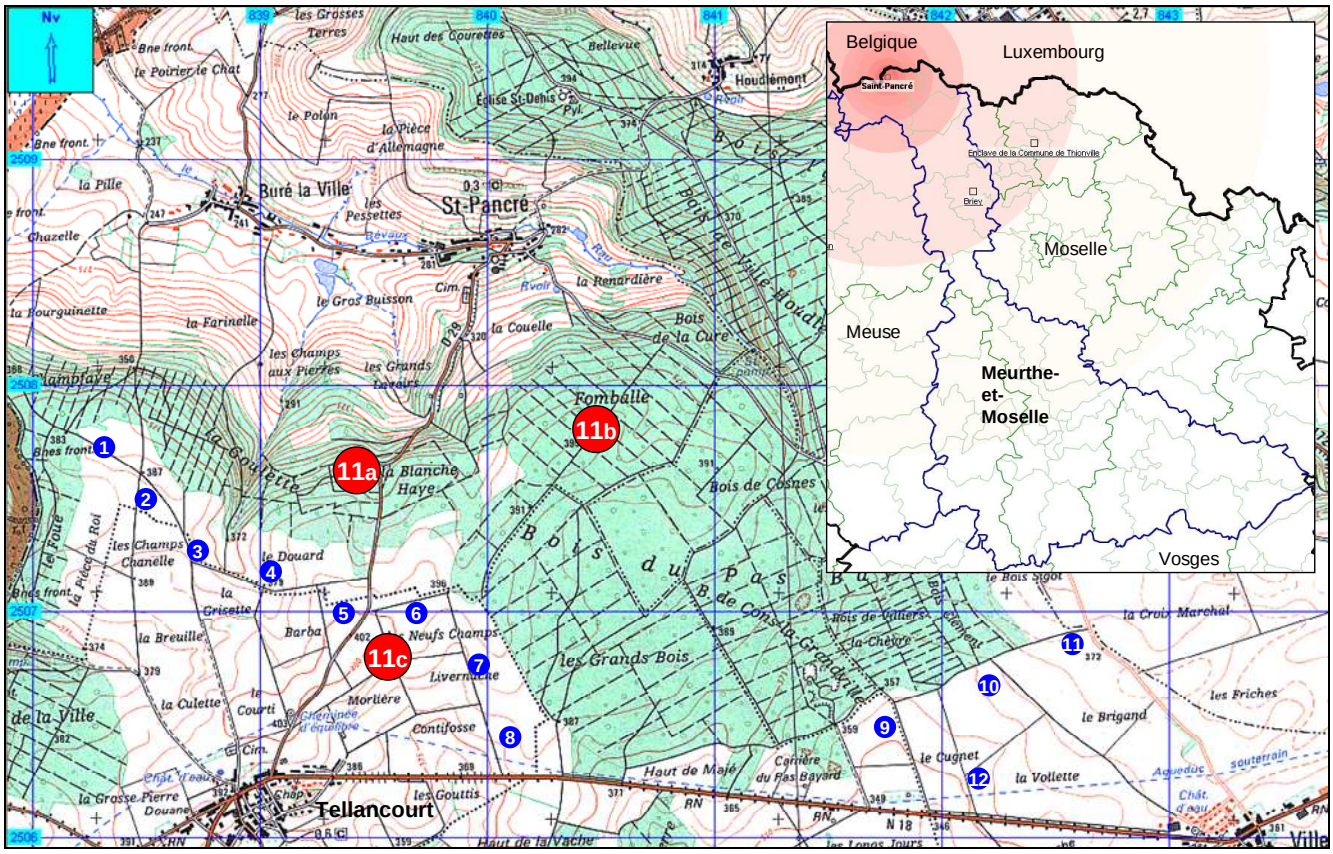


Fig. 3.39 : Localisation des différents sites du gîte de Fer fort de Saint-Pancré (Meurthe & Moselle) – (11a) Doline de la Blanche-Haye ; (11b) ruelles du bois du Pas Bayard ; (11c) parc éolien localisation des sondages pressiométriques et de sismique-réfraction aux emplacements des éoliennes (cercles bleus de 1 à 12) - (CartoExplorer 3D, Meurthe et Moselle, Nord)

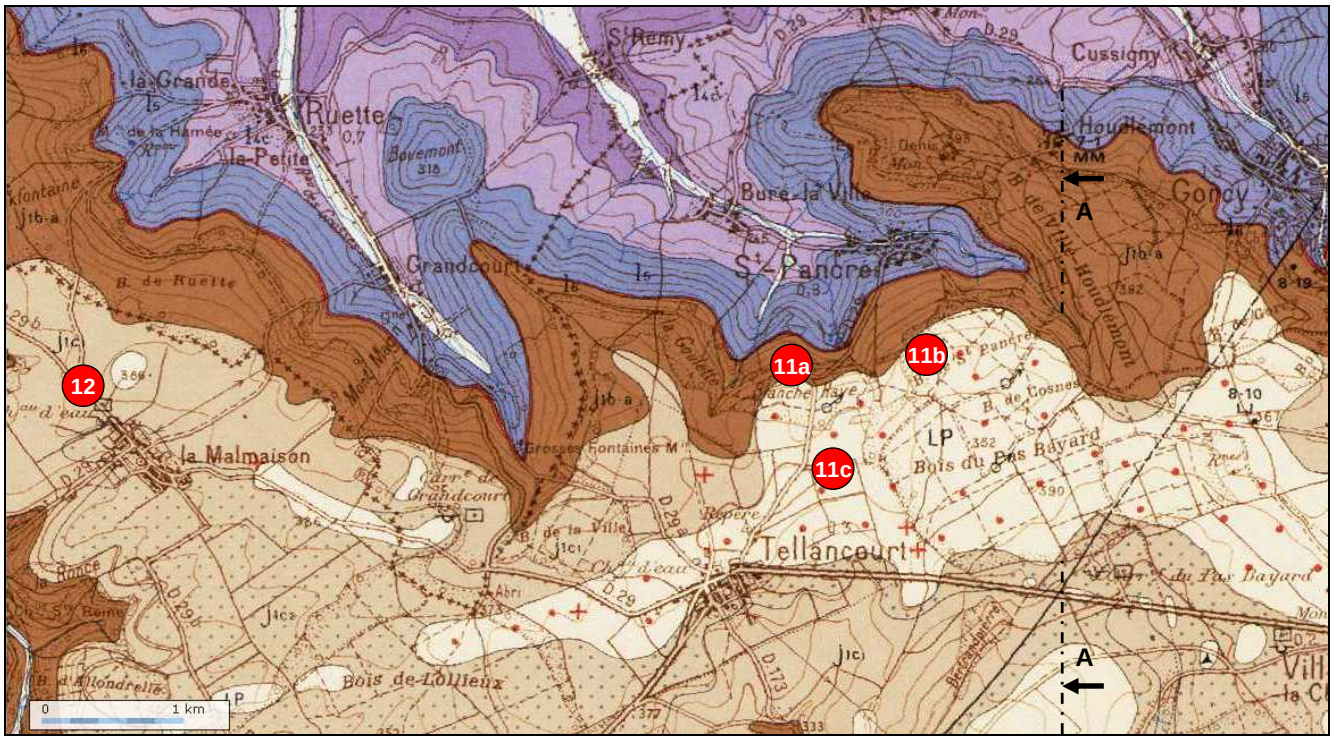


Fig. 3.40 : Carte géologique des gîtes de Saint-Pancré (11a à 11c) et d'Allondrelle-la-Malmaison (12) (Feuille de Longuyon / Gorcy, d'après Maubeuge, 1969). Géologie : (l4b, l4c) Pliensbchien (Macigno de Messancy, Macigno d'Aubange), (l5) Toarcien (Schistes-cartons), (l6) Minerai de fer oolilthique : "Minette", (j1b-a) Bajocien inférieur et moyen (Calcaires à polypiers), (j1c1, j1c2) Bajocien supérieur (Oolithe de Jaumont et Oolithe de Doncourt), (LP) Limons des plateaux, (+) Pierre de Stonne, (•) Fer fort. (A-A) indication de la coupe de la fig. 3.42.

Légende	Puissance	Log	Etage	Formation
j4b-j3c	Jusqu'à 150 m		Oxfordien inf. et Callovien sup.	Argiles de la Woëvre (zone à *Qu. lamberti*)
j3b	Quelques m		Callovien moyen	Minerai de fer oolithique marneux (zone à *Reineckeia anceps*)
j3a	35 m		Callovien inférieur	Argiles de la Woëvre (zone à *M. macrocephalus*)
j2c-b2	30 m		Bathonien supérieur	Dalle d'Étain (calcaire oolithique)
j2c-b1	7 à 8 m		Bathonien moyen	Marnes à *Rhynchonelloïdella*
j2a			Bathonien inférieur	Caillasses à *Anabacia* et marnes à *Terabratula globata*
j1c2	15 m		Bajocien supérieur	Oolithe de Doncourt (calcaire cristallin)
	2 m			Niveau des Clapes
j1c1	25 m			Oolithe de Jaumont (calcaire oolithique et lumachellique)
j1b-a	17 m		Bajocien inf. et moyen (Aalénien sup. *pro parte*)	Calcaires à polypiers supérieurs
	12 à 15 m			Calcaires cristallin à *Echinotis*
	45 m			Calcaires à polypiers inférieurs
	24 m			Calcaires de Haut-Pont (zone à *S. sowerbyi*)
				Calcaires d'Ottange
	4 à 5 m			Marnes micacées
l6	10 m		Toarcien sup. (Aalénien *pro parte)*	Minerai de fer oolithique
l5	35 à 150 m		Toarcien	Marnes et schistes de Grandcourt (Schistes-cartons)
l4c	45 m		Pliensbachien	Macigno d'Aubange (grès médioliasique)
l4b				Macigno de Messancy

Fig. 3.41 : Log des formations lithologiques du gîte de Saint-Pancré et du gouffre-minière du Haut des Scieries (JPF, 2011, d'après notice et carte géologique de Longuyon-Gorcy, Maubeuge, 1969)

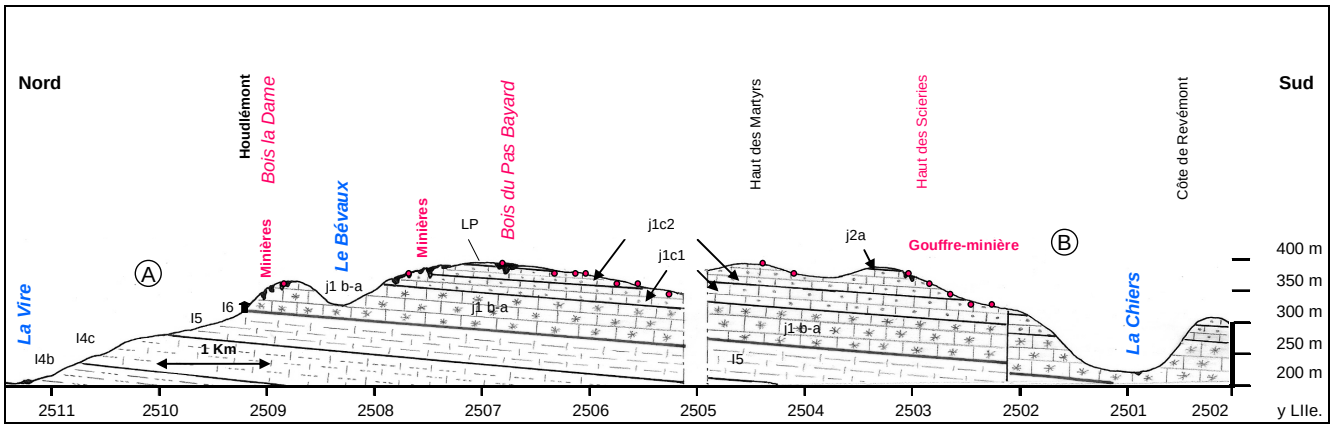


Fig. 3.42 : Coupes géologiques du gîte de Saint-Pancré et du gouffre-minière du Haut des Scieries – (A) Coupe de direction N-S des gîtes de Ville-Houdlémont (bois la Dame) et de Saint-Pancré (bois du Pas Bayard) ; (B) coupe, également de direction N-S, du gouffre-minière du Haut des Scieries à la Chiers (JPF, 2011)

Typologie des formes karstiques de surface

Le site de Saint-Pancré, un des tous premiers exploités, offre le spectacle d'un paléokarst dont de nombreuses formes ont été dégagées par l'exploitation minière. Les prospections, voire les désobstructions, nous ont permis d'observer les phénomènes caractéristiques des modelés calcaires de surface (Fizaine, 2005) :

- Type ① : Des dolines (photos 3.41 et 3.43) de différents types (doline en baquet, en entonnoir ou en cuvette, ouvala) et de taille variable (diamètre de quelques mètres à plusieurs décamètres, profondeur pouvant atteindre 10 mètres) occupant exclusivement le revers du plateau (plusieurs centaines, altitude supérieure à 380 m) ;

- Type ② : Des ruelles (fig. 3.43, photo 3.42) de vastes dimensions, (entre 10 et 15 m. en largeur, profondeur de 5 à 15 mètres, pouvant atteindre plusieurs hectomètres de longueur), s'étagent sur la partie supérieure du front de la cuesta. A l'instar des alignements de dolines, les orientations préférentielles seraient de nature à démontrer la relation entre la fissuration et la karstogenèse (Fizaine, 1980, 2005).

- Type ③ : Un paléoréseau témoin d'une circulation dans le niveau de l'endokarst (fig. 3.43 et 3.44, photos 3.51 et 3.52).

- Type ④ : Un lapiaz représentatif des modelés de surface (fig. 3.43 et 3.45, photos 3.53 et 3.54).

Une cuirasse ferrugineuse (démantelée ou non), à l'origine, remplissait des irrégularités du substrat calcaire et n'avait été que peu observée de manière contemporaine sur le site, réputé épuisé : le dégagement en 2004 d'un bloc de Fer fort *in situ* a permis de combler partiellement cette lacune (photo 3.44).

Trois sites illustrant les formes de surface, la nature du remplissage et la surface du substrat calcaire ont été retenus :

- Doline de la Blanche-Haye, avec les observations suivantes : description du remplissage ; études (macroscopie, microscopie, analyse chimique, diffractométrie RX) des échantillon 5-0501/0, 5-0501/1 et 5-0501/2.
- Ruelles des minières des bois du Pas Bayard et de la Dame, où ont été réalisées : topographies des ruelles ; topographies des microformes de surface (lapiaz et paléoréseau), études (macroscopie et microscopie) de l'échantillon 5-0501/5.
- Lapiaz couvert du revers de la côte de Moselle où une tentative de reconstitution du toit du substrat calcaire a été réalisée grâce à l'exploitation de données de sismique-réfraction de la société Fugro Géotechnique S.A., fournies le maître d'œuvre Antéa™ Group.




Photo 3.41 : Doline / Minières du Bois du Pas Bayard (Saint-Pancré) – La topographie initiale de la doline a été modifiée par les stériles (argiles, sable) issus de l'exploitation - (Photo JPF, 2009)

Photo 3.42 : Ruelle / Minières du bois du pas Bayard (Saint-Pancré) - La morphologie de cette ruelle, qui accuse une profondeur d'une dizaine de mètres, a été moins altérée du fait de l'extraction de pierres de construction, postérieurement au minerai de fer- (Photo JPF, 2009)

11a **Doline de la Blanche-Haye** (LIIe. 839.448-2507.631-369 m)

Description du site

Dans une des dolines du bois de la Blanche-Haye il a été découvert, après un dégagement sommaire, un bloc plurimétrique de Fer fort (photos 3.43 et 3.44), surplombant une doline dont le fond a été remblayé depuis. Les travaux entrepris pour dégager ce bloc ont permis les observations suivantes :

- Concernant le bloc de Fer fort à faciès massif (échantillon 5-0501/2) : Le volume et le poids de ce bloc sont considérables (plusieurs tonnes, voire plus) et excluent l'hypothèse d'une mise en place par transport et posent le problème des formations *in situ.*

- Concernant le remplissage d'argile : Le bloc, sans contact avec l'éponte calcaire, est ennoyé dans une gangue d'argile silteuse compacte. La couleur de l'argile de la gangue passe du rouge à l'orangé, de l'intérieur vers l'extérieur. À l'intérieur, on observe des taches blanches d'un matériel très fin ne produisant pas d'effervescence à l'acide chlorhydrique (échantillon 5-0501/0).




Photo 3.43 : Doline de la Blanche-Haye (Saint-Pancré) / Aspect avant remblaiement – Les mineurs ont laissé sur place les hums ou piliers de calcaires - (Photo JPF, 1995)

Photo 3.44 : Doline de la Blanche-Haye (Saint-Pancré) / Bloc massif de Fer fort - Ce bloc de plusieurs tonnes situé à la lèvre de la doline a été négligé par les mineurs. Les flèches indiquent les localisations des prélèvements des échantillons - (Photo JPF, 2005)

- Concernant les autres éléments fournis par le remplissage : il convient de noter la présence de blocs compacts de plusieurs kilogrammes de limonite dont certains portent l'empreinte de fossiles de cardite (échantillon 5-0501/1). De même, on observe, dans le remplissage, des concrétionnements importants (taille décimétrique) apparaissant comme étant de la calcite très dégradée (aspect comparable au mondmilch).

Échantillon 5-0501/0 (argile siliceuse)

Sur le plan macroscopique, l'échantillon se présente sous la forme d'une poudre (sable argileux) ne réagissant pas à HCl. Un examen à la binoculaire révèle des agrégats de silice amorphe de couleur blanche et d'une taille de l'ordre de 100 µm présentant des structures de nourrissage. Quelques grains (anatase ?) de couleur brun ou jaunâtre sont également observables.

L'analyse chimique (tab. 3.16) donne un matériau avec une forte proportion de silice (84,24 % de SiO_2) et légèrement ferrifère (1,54 % de Fe_2O_3). Son caractère argileux est confirmé par un taux important d'alumine (7,17 % Al_2O_3).

À l'instar des autres formations analysées dans divers remplissages du karst, les éléments alcalins (Mg, Ca, K et P) soumis au lessivage, sont réduits, et ne subsistent que de manière résiduelle (moins de 0,5 %). Les métalloïdes sont uniquement représentés par l'oxyde de titane, rencontré systématiquement dans toutes les analyses, mais avec une teneur supérieure à la moyenne (TiO_2 de 0,56 % pour une moyenne de 0,20 %).

Eléments	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO2	P_2O5	PF	**Total**
Argile siliceuse	**84,24**	**7,17**	1,54	0,00	0,48	0,10	0,04	1,06	0,56	0,14	3,50	98,84

Tab. 3.16 : Résultats de l'analyse chimique des 10 principaux éléments de l'échantillon 5-0501/0 - (CRPG, 2010)

La diffractométrie RX (tab. 3.17), outre le quartz, fait apparaître des minéraux argileux : illite (3,34 Å), kaolinite (7,17 Å) ainsi que des feldspaths K : microcline (3,24 Å) et muscovite (2,57 Å). La présence d'oxyde de titane est révélée sous la forme peu courante d'anatase (3,53 et 1,89 Å). Ce dernier minéral n'a été rencontré que dans un seul autre cas : échantillon 6-0501/6 de Volmerange-les-Mines). Après broyage, à température ambiante la couleur de l'échantillon, est blanc (code Munsell : 2,5 Y 9/0).

Albite	Alunite	Anatase	Calcite	Chamosite Chlorite	Dolomite	(Fluo)apatite	Gœthite	Hématite	Illite	Kaolinite	Lépidocrocite	Microcline	Muscovite	Orthoclase	Quartz	Zircon

Tab. 3.17 : Synthèse du diagramme de l'analyse diffractométrique RX de l'échantillon 5-0501/0 - (MHNN, 2009)

Échantillon 5-0501/1 (limonite néoformée)

En macroscopie, l'échantillon débarrassé de sa gangue d'argiles se présente comme un bloc très induré, pluridécimétrique en forme de tubercule avec des protubérances. La surface, de couleur brun (code Munsell : 10 YR 5/3, rugueuse au toucher, montre de multiples aspérités. Quelques empreintes particulièrement bien conservées (taille 8 mm) de fossiles de la famille des cardites sont visibles (photo 3.45). Les cassures font apparaître des géodes de quartz à dominante gris olive (code Munsell : 5 Y 4/2).

La microscopie nous montre un plasma constitué d'oxydes de fer, de couleur brun foncé à brun clair ; il se présente sous une forme discontinue (plages plus moins foncées : brun foncé à brun clair) et dispersée (assemblage de type agglomérat). Le squelette est essentiellement constitué de grains de silice néoformés, mono ou polycristallins (taille de 20 à 200 µm) qui colonisent la périphérie des vides des anciens organismes. On remarquera la disposition en peigne des grains dont la taille est proportionnelle à l'espace disponible.

Des fantômes ou figures aux formes incertaines ouvrent la voie à diverses hypothèses d'indentification : Vestiges de coquilles de bivalves : il pourrait s'agir de la section longitudinale des fossiles (cas des vides de forme oblongue, photo 3.46) ou des sections radiales (alignement de points en disposition radiale dans le plasma, photo 3.47), des vestiges ou fantômes de pentacrine ou de cristal de tourmaline : le figuré de formes pentagonales emboîtées (photo 3.48) pourrait correspondre à une entroque de tige de crinoïdes. Ce fossile est présent au Bajocien et des espèces similaires ont été signalées à l'Éocène (Fischer, 2004). À noter, rigoureusement au centre du pentagone, ce qui apparaît comme étant une papule (taille 80 µm) qui aurait pu se substituer au vide correspondant à l'emplacement de la veine radiale de la tige. Les traits pédologiques se limitent à quelques papules (taille de 200 à 500 µm). Les vides, importants, occupent 1/3 de l'espace.



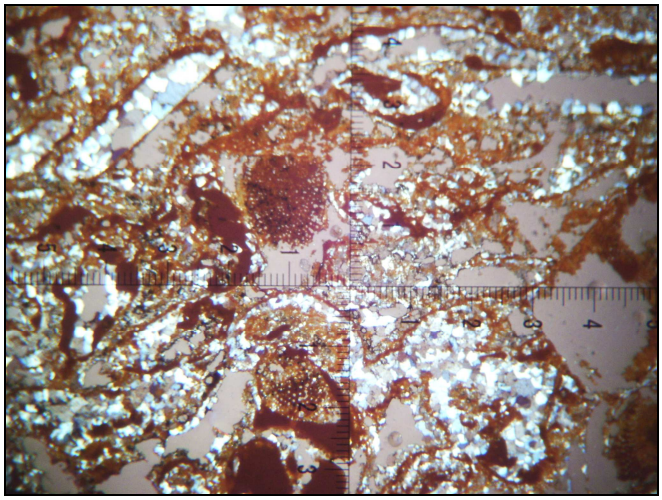


Photo 3.45 : Macroscopie d'un bloc de limonite néoformée et empreintes de cardites (doline de la Blanche-Haye, Saint-Pancré) - On distingue nettement les empreintes, faces internes et externes des coquilles de fossiles de la famille des cartidités - Photo JPF, 2010)

Photo 3.46 : Microscopie d'une limonite néoformée / Échantillon 5-0501/1 (doline de la Blanche-Haye, Saint-Pancré) –La microphotographie montre l'organisation interne de structure limoniteuse : on y mesure la dispersion du plasma et l'importance des vides. À remarquer les vides de forme oblongue colonisés à partir de la périphérie par des cristaux de silice néoformés ainsi que des papules (au centre, en bas). La photographie a été réalisée par adjonction d'une lame retardatrice (¼ λ) pour augmenter le contraste entre les minéraux LPA x40 (1 graduation = 25 µm) - (Photo JPF, 2010)

L'analyse chimique (tab. 3.18) nous montre une proportion sensiblement équivalente de silice et d'oxydes de fer (respectivement 43,91 et 49,37 %). À noter la pauvreté en alumine (0,69 %) caractéristique de nombre d'échantillons de Fer fort ainsi que la teneur réduite de la perte au feu.

Eléments	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO2	P_2O5	PF	**Total**
Limonite néoformée	**43,91**	**0,69**	**49,37**	0,02	0,03	0,05	< L.D.	0,04	0,03	0,17	6,68	100,98

Tab. 3.18 : Résultats de l'analyse chimique des 10 principaux éléments de l'échantillon 5-0501/1 - (CRPG, 2009)

L'analyse diffractométrique (tab. 3.19) est strictement binaire et est en conformité avec l'analyse chimique : seuls sont révélés la gœthite (4,21 et 2,44 Å) et le quartz (3,34 Å). La couleur de l'échantillon après broyage, à température ambiante, est brun vif (code Munsell : 7,5 YR 5/8).

Albite	Alunite	Anatase	Calcite	Chamosite Chlorite	Dolomite	(Fluo)apatite	Goethite	Hématite	Illite	Kaolinite	Lépidocrocite	Microcline	Muscovite	Orthoclase	Quartz	Zircon

Tab. 3.19 : Synthèse du diagramme de l'analyse diffractométrique RX de l'échantillon 5-0501/1 - (MHNN, 2009)

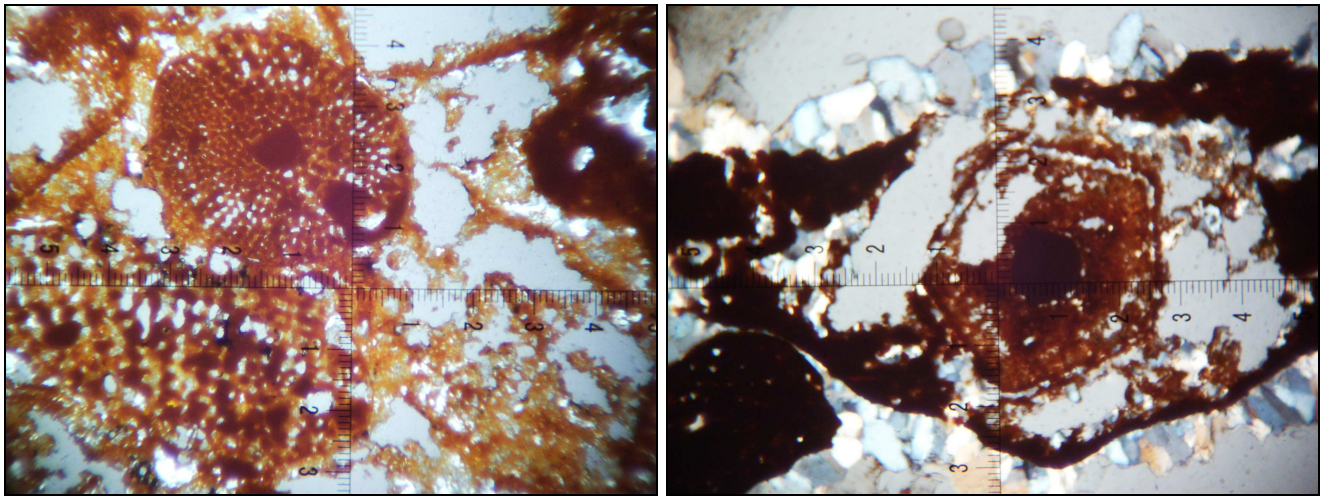


Photo 3.47 : Microscopie d'une limonite néoformée / Échantillon 5-0501/1 (doline de la Blanche-Haye, Saint-Pancré) - Ce cliché montre plusieurs fantômes de fossiles très altérés difficilement identifiables : il pourrait s'agir d'un reste d'Échinidé. La photographie a été réalisée par adjonction d'une lame retardatrice (¼ λ) pour augmenter le contraste entre les minéraux LPA x100 (1 graduation = 10 µm) - (Photo JPF, 2010)

Photo 3.48 : Microscopie d'une limonite néoformée / Echantillon 5-0501/1 (doline de la Blanche-Haye, Saint-Pancré) - Ce cliché montre un fantôme à section pentagonale (coté 100 µm). La forte altération ne permet pas d'identification précise : il pourrait s'agir soit d'un vestige de pentacrine, soit des contours de la section basale d'une tourmaline. La photographie a été réalisée par adjonction d'une lame retardatrice (¼ λ) pour augmenter le contraste entre les minéraux LPA x100 (1 graduation = 10 µm) - (Photo JPF, 2010)

Échantillon 5-0501/2 (Fer fort

L'échantillon a été prélevé directement sur le bloc métrique émergeant à la bordure de la doline de la Blanche-Haye. Sur ce bloc, d'induration très prononcée, a pu être détachée une fraction qui présente une couleur brun gris foncé (code Munsell : 2,5 YR 4/2). Sur le plan macroscopique, la découpe montre une matrice brun foncé (code Munsell : 4,5 YR 4/2) truffée de micro-vides (< 1 mm) et parcourue par des veines de quartz. De nombreuses géodes avec des cristaux de quartz millimétriques peuvent être observées.

L'observation microscopique nous révèle un plasma essentiellement constitué d'oxydes de fer de couleur brun foncé à rouge orangé. La photo 3.49 nous montre les différentes phases d'accrétion résultant de la précipitation du fer avec une alternance de cernes successives présentant une hydratation plus ou moins prononcée. Le squelette se compose exclusivement de grains de quartz hétérométriques (de 50 µm à 1,5 mm), néoformés et d'une grande fraîcheur. Les grains, les plus représentés sont généralement subautomorphes et polycristallins, subanguleux à subémoussés. Des fantômes ou figures aux formes plus moins identifiables, autorisent les constats suivants : de manière identique à l'échantillon précédent, on observe des vestiges de coquilles de bivalves : il pourrait s'agir de la section longitudinale des fossiles (cas des vides de forme oblongue) ou des sections radiales (alignement de points en disposition radiale dans le plasma).

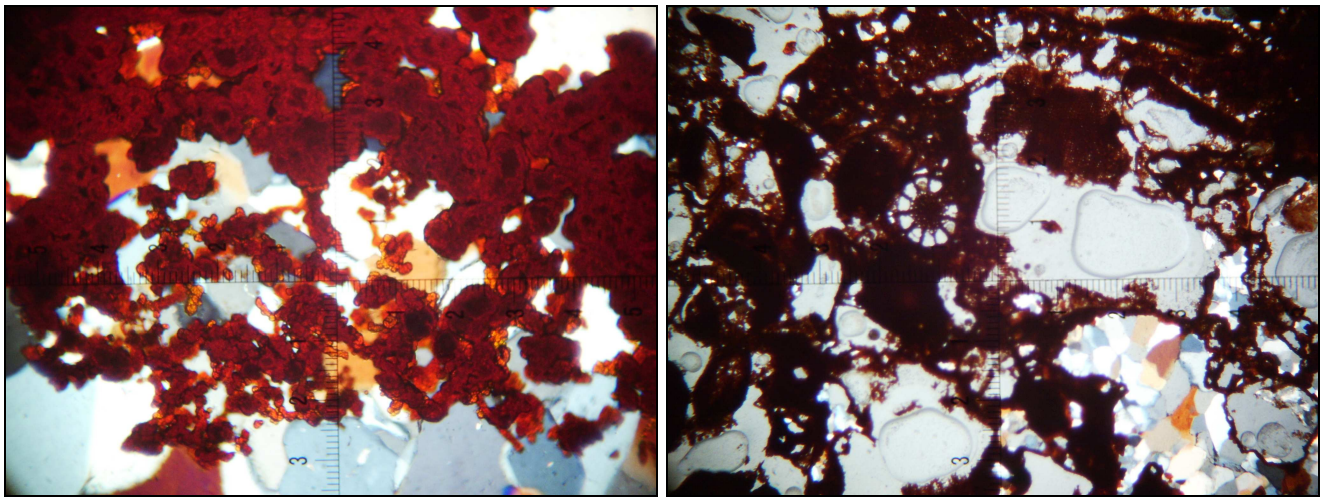


Photo 3.49 : Microscopie d'un faciès massif de Fer fort / Echantillon 5-0501/2 (doline de la Blanche-Haye, Saint-Pancré)- Ce cliché illustre l'organisation plasmique des oxydes de fer notamment les accrétions successives plus ou moins hydratées, caractérisées par des alternances de teinte de brun foncé à rouge orangé. La photographie a été réalisée par adjonction d'une lame retardatrice (¼ λ) pour augmenter le contraste entre les minéraux LPA x40 (1 graduation = 25 µm) - (Photo JPF, 2010)

Photo 3.50 : Microscopie d'un faciès massif de Fer fort / Échantillon 5-0501/2 (doline de la Blanche-Haye, Saint-Pancré) - A noter, la présence au centre du cliché, d'une forme en corolle qui évoque nettement un verticille d'une algue (*Clypeina*). Le vide, en bas, à gauche, est colonisé par des méga-cristaux (taille maxi : 250 µm) de quartz néoformés - La photographie a été réalisée par adjonction d'une lame retardatrice (¼ λ) pour augmenter le contraste entre les minéraux LPA x40 (1 graduation = 25 µm) - (Photo JPF, 2010)

Plus significative, est l'identification d'une section radiale (11 "quartiers" visibles) d'un verticille isolé de *Clypeina* (photo 3.50) d'une taille de 300 µm. Ce test de fossile a été également identifié sur la lame mince de l'échantillon 4-1231/6, récolté dans les minières d'Allondrelle-La-Malmaison qui occupent une position identique sur le plateau à 15 kilomètres à l'ouest de Saint-Pancré. Les traits pédologiques se limitent à quelques papules (taille de 100 à 500 µm). Les vides occupent environ 10 % de la surface de la lame mince.

L'analyse chimique (tab. 3.20) de ce faciès massif de Fer fort, nous montre une teneur élevée en oxydes de fer (67,88 %) rendant 47,47 % de fer métal. À noter, comme pour l'échantillon précédent, l'indigence de la teneur en alumine (0,70 %) caractéristique de nombre d'échantillons de Fer fort. Par contre, alors que la gœthite est par nature moins hydratée que la limonite, la perte au feu est plus importante (9,69 contre 6,68 %).

Eléments	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO2	P_2O5	PF	**Total**
Minerai de fer fort (faciès massif)	**20,19**	**0,70**	**67,88**	0,03	0,05	0,06	< L.D.	0,01	0,03	0,18	9,69	98,83

Tab. 3.20 : Résultats de l'analyse chimique des 10 principaux éléments de l'échantillon 5-0501/2 - (CRPG, 2009)

À l'instar de l'échantillon précédent, l'analyse diffractométrique (tab. 3.21) est d'une simplicité monotone et est en conformité avec l'analyse chimique : seules sont révélés la gœthite (4,21 et 2,44 Å) et le quartz (3,34 Å). La couleur de l'échantillon après broyage, à température ambiante, est brun jaune (code Munsell : 10 YR 5/6).

Albite	Alunite	Anatase	Calcite	Chamosite Chlorite	Dolomite	(Fluo)apatite	Gœthite	Hématite	Illite	Kaolinite	Lépidocrocite	Microcline	Muscovite	Orthoclase	Quartz	Zircon

Tab. 3.21 : Synthèse du diagramme de l'analyse diffractométrique RX de l'échantillon 5-0501/2 - (MHNN, 2009)

11b Ruelles du bois du Pas Bayard

Description du site

Le site se développe dans la partie nord du bois du Pas Bayard, au lieu-dit Fontballe (fig. 3.43) entre 360 et 390 m d'altitude. Il se compose d'une série d'une demi-douzaine de ruelles qui se développent sur une distance pluri-hectométrique et dont l'orientation est conforme à la direction préférentielle E.NE (fig. 3.80 et 3.82). Ces ruelles d'une largeur d'une dizaine de mètres présentent sur une grande partie des bords abrupts dont l'encaissement peut atteindre une dizaine de mètres. Le fond est encombré de blocs détachés des parois.

Typologie des formes karstiques

① **Le paléoréseau de Saint-Pancré** (fig. 3.44, photos 3.51 et 3.52)

La ruelle principale (LIIe. 840.400-2507.850-390 m) d'une profondeur de 9 m. et orientée E.NE) recoupe une fissuration secondaire. Cette dernière, profonde de 1 à 4 m, présente une orientation suborthogonale de direction méridienne observable de part et d'autre et matérialisée par un alignement évident de dolines. Cette excavation de l'endokarst constitue un paléoréseau et c'est l'un des rares témoins observés d'une ancienne circulation aquifère : le ruisseau souterrain dont on peut observer, sur les parois, les vagues d'érosion fortement dégradées, a abandonné dans son lit des sédiments sablo-argileux contenant des pisolites de Fer fort.

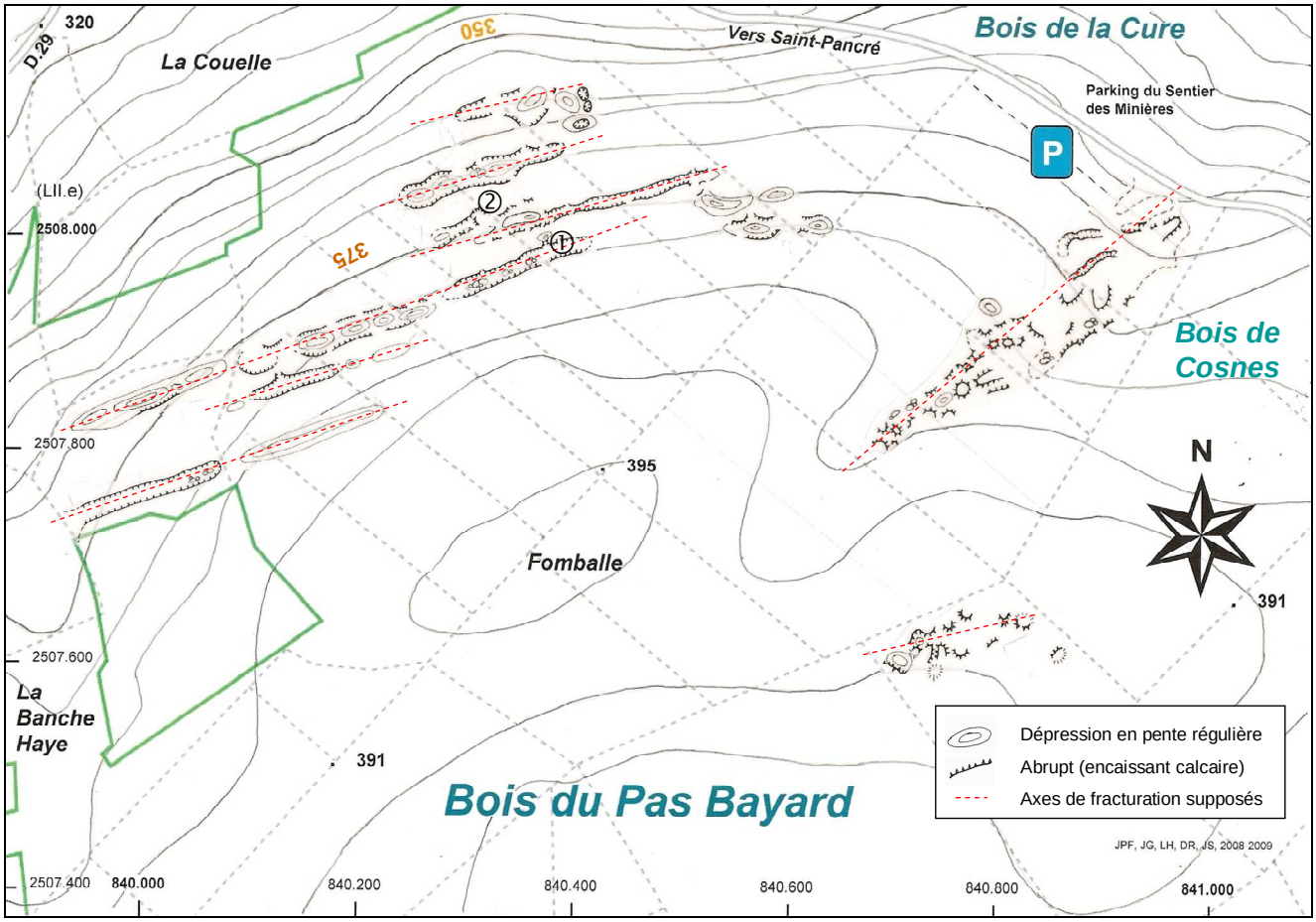


Fig. 3.43 : Les ruelles du Bois du Pas Bayard : Remarquez la direction préférentielle marquée de l'alignement des ruelles. Le paléoréseau et le lapiaz décrits ci-après sont désignés respectivement par les repères ① et ② - (JPF & USBL Spéléo, 2008-2009)

On peut conclure, grâce à l'observation des alignements témoins de la fissuration que la galerie du ruisseau souterrain s'est établie dans le prolongement de cet alignement et que son cours est trépané par la ruelle principale. Il est donc possible de déduire, que la formation de la galerie du ruisseau souterrain est antérieure au creusement de la ruelle.





Photos 3.51 et 3.52 : Paléoréseau (Endokarst de Saint-Pancré) – Photo de gauche : Au premier plan, la ruelle principale - au second plan, le chantier de désobstruction avec les vestiges du paléoméandre ; photo de droite : à gauche, détail du paléoméandre - au centre, le diverticule trépané par la ruelle principale – (Photos JPF, 2005)

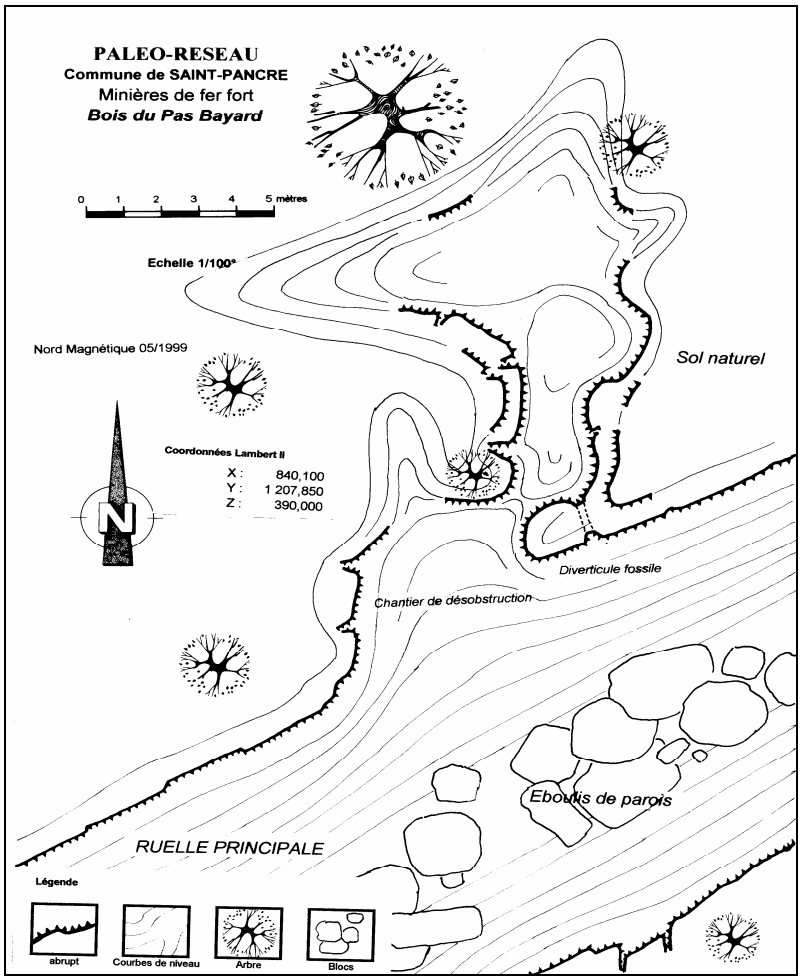


Fig. 3.44 : Le paléoréseau de Saint-Pancré (Repère ① sur la carte fig. 3.43) – (JPF & USBL Spéléo, 1995)

② **Le lapiaz exhumé** (fig. 3.45, photos 3.53 et 3.54)

A mi-pente, sur le front de la côte de Moselle dominant Saint-Pancré, on peut suivre 5 ruelles principales (largeur de 10 à 15 m, profondeur 9 m.) parallèles dont la direction est conforme à l'orientation préférentielle du secteur (N60°). Sur le bord nord d'une des ruelles (panneau 6 du sentier des minières) on peut observer un petit lapiaz exhumé témoin de la karstification, et dont les couloirs (largeur 1 m, profondeur 0,50 à 2 m.) dégagés par l'exploitation, recoupent la ruelle principale. Ces couloirs sont d'orientation sensiblement N-S, identique à celle du paléoréseau.

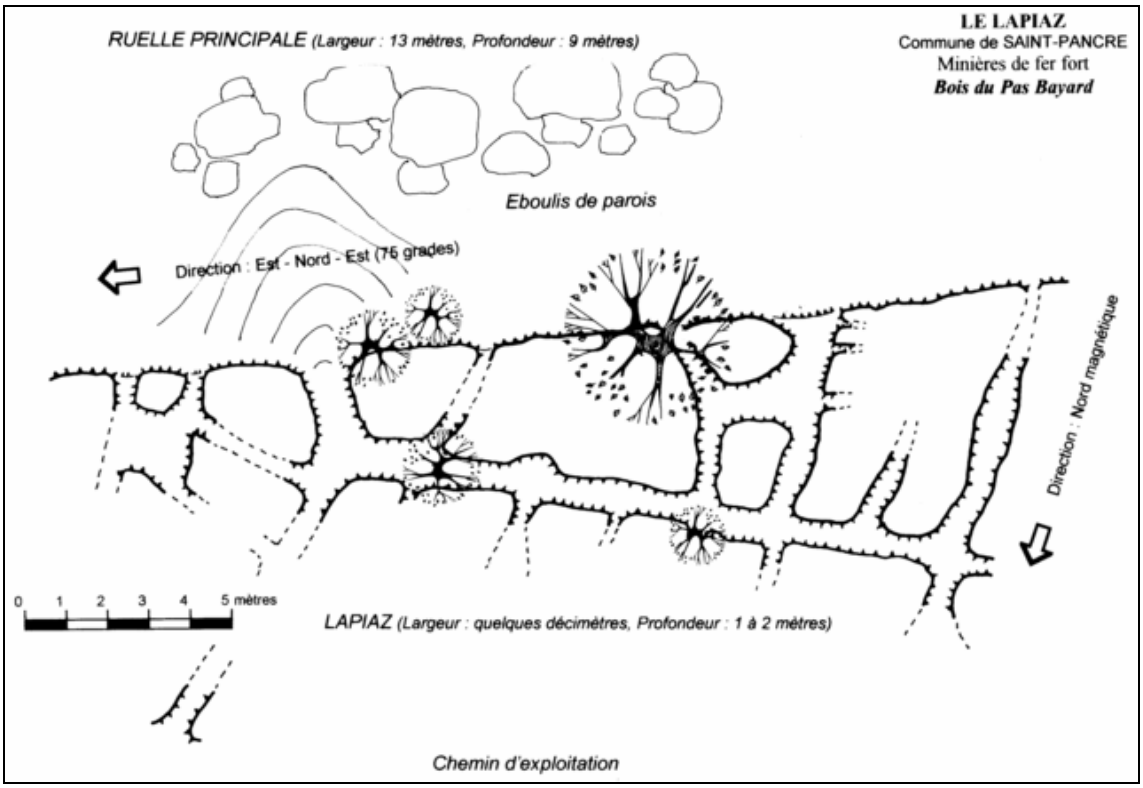


Fig. 3.45 : Le lapiaz de Saint-Pancré - (Repère ② sur la carte fig. 3.43) – (JPF& USBL Spéléo, 1999)





Photo 3.53 : Lapiaz exhumé (Saint-Pancré) - Au premier plan, la ruelle principale - à gauche, sur le bord supérieur de la ruelle principale : le lapiaz - (Photo JPF, 2005)

Photo 3.54 : Lapiaz exhumé (Saint-Pancré) - Les petites ruelles de ce lapiaz perché, se recoupant dans des directions sub-orthogonales - (Photo JPF, 2005)

Échantillon 5-0501/5

L'échantillon a été récolté sous la forme d'un bloc décimétrique extrait d'une des dolines surplombant la série de ruelles du bois du Bas Bayard. Sur le plan macroscopique, l'aspect est assez semblable à celui de l'échantillon de faciès massif de la doline de la Blanche-Haye (5-0501/2) : induration forte de couleur brun (code Munsell : 7,5 YR 5/6) à brun foncé (code Munsell 7,5 YR 3/2), patine avec léger éclat métallique et plages avec cristaux millimétriques de quartz. La découpe montre une matrice brun rouge foncé (code Munsell : 2,5 YR 3/4) parcourue par des veines de quartz. Les vides sont peu nombreux et concentrés à la périphérie.

En microscopie (photos 3.55 et 3.56), la lame mince présente les similitudes suivantes avec l'échantillon précédent (5-0501/2, faciès massif, doline de la Blanche-Haye) :

Le plasma est essentiellement constitué d'oxydes de fer de couleur brun foncé à rouge vif. Les clichés 2.14 et 2.15 nous montrent les différentes phases d'accrétion résultant de la précipitation du fer avec une alternance de cernes successives présentant une hydratation plus ou moins prononcée. Le squelette se compose exclusivement de grains de quartz hétérométriques (de 50 µm à 1,5 mm), néoformés et d'une grande fraîcheur. Les grains, les plus représentés sont généralement subautomorphes et polycristallins, subanguleux à subémoussés. On n'observe pas de faciès pisolitique. Les vides occupent la surface de la lame mince (environ 10 %). Par contre, il n'est observé ni fossile, ni fantôme ou figure aux formes plus moins identifiables d'anciens organismes du substratum ou de la roche mère.

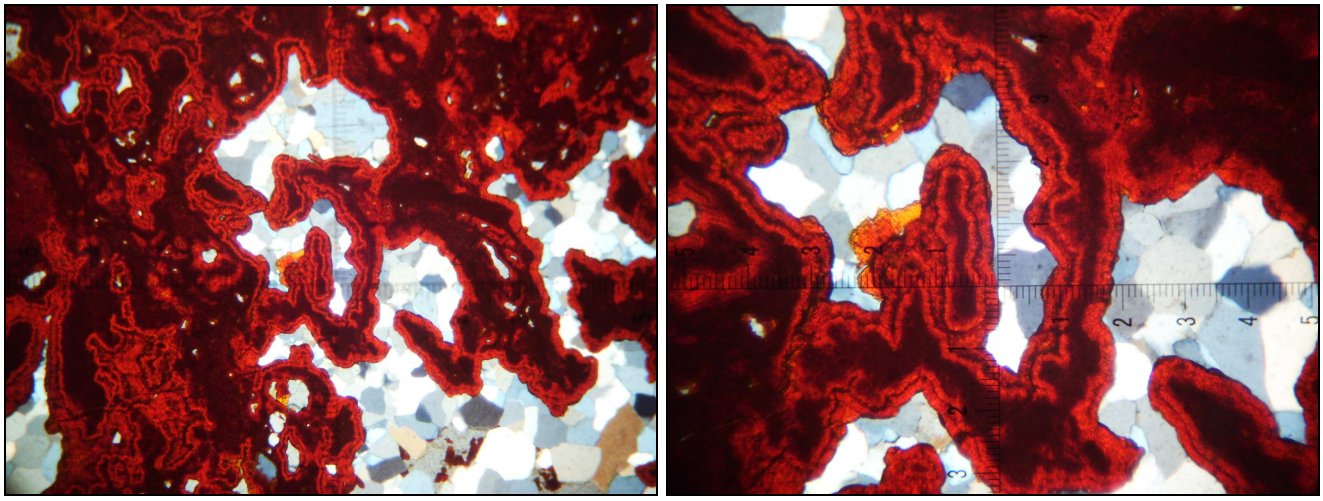


Photo 3.55 : Microscopie d'un faciès massif / Échantillon 5-0501/5 (lapiaz du bois du Pas Bayard, Saint-Pancré) - Ce cliché illustre un des faciès massifs caractéristiques : il ne reste aucune structure de la roche-mère, l'échantillon se résume à des accrétions ferrugineuses plus ou moins hydratées et à des cristaux de quartz néoformés. La photographie a été réalisée par adjonction d'une lame retardatrice (¼ λ) pour augmenter le contraste entre les minéraux LPA x40 (1 graduation = 25 µm) - (Photo JPF, 2010)

Photo 3.56 : Microscopie à fort grossissement d'un faciès massif / Échantillon 5-0501/5 (lapiaz du bois du Pas Bayard, Saint-Pancré) – Cette photographie reprend à un grossissement plus important (x100) la partie centrale du cliché précédent. La photographie a été réalisée par adjonction d'une lame retardatrice (¼ λ) pour augmenter le contraste entre les minéraux LPA x100 (1 graduation = 10 µm) - (Photo JPF, 2010)

11c Parc éolien

Reconstitution du contact des calcaires du Bajocien et des formations superficielles

Dans le cadre de l'implantation d'un parc éolien (12c, éoliennes repérées de 1 à 12, fig. 3.39) sur les communes de Tellancourt et Saint-Pancré, la société Antéa a réalisé une analyse du risque souterrain suite aux informations que nous avions communiquées sur la karstification active des calcaires du Bajocien et corrélativement, à l'existence d'un paléokarst avec un remplissage ferrugineux correspondant à des minières exploitées ou non.

Ce risque a été évalué sur la base d'investigations géotechniques notamment par sismique-réfraction (voir Chapitre 2, Méthodologie). En retour, des données du rapport (Clément, 2009) il nous a paru judicieux de récupérer les résultats pour mettre en évidence l'importance de la karstification non visible à la surface du plateau car masquée par des dépôts argilo-limoneux cartographiés sur la carte géologique (Maubeuge, 1969) comme Limons des plateaux (LP). Les fouilles (photos 3.57 et 3.58) et les sondages réalisés ont confirmé les recouvrements géologiques suivants, de haut en bas :

- limon argileux d'une épaisseur comprise entre 1 et 7 m (vitesse sismique : 500 m/s) ;

- calcaire altéré (caillasses et blocs de calcaires présentant des faciès de corrosion marquée, enrobés dans une matrice argilo-limoneuse), observé jusqu'à une profondeur comprise entre 3 et 17 m (vitesse sismique : entre 800 et 1100 m/s). Cet horizon peut aussi correspondre à une zone de remplissage de minière (nodules, blocs ou plaquettes ferrugineux hétérométriques, argiles et sables) ;

- calcaire jaunâtre du Bajocien (Oolithe de Doncourt et Oolithe de Jaumont), considéré comme le substratum, reconnu jusqu'en fin de sondage à 25 m (vitesse sismique : entre 2000 et 2700 m/s).

Les coupes sismiques (voir Annexes) interprétées permettent de formuler les remarques suivantes :

- Éolienne 1 (LII.e 838,372-2507,681-385 m) : les terrains sont subhorizontaux avec des limons reposant directement sur le massif calcaire. La coupe sismique interprétée ne présente pas d'anomalie et donne un toit subhorizontal des calcaires à 3 m de profondeur, soit la cote 382 m ;

- Éolienne 2 (LII.e 838,550-2507,430-383 m) : la profondeur du toit du calcaire est hétérogène (entre 5 et 8 m de profondeur) et forme une dépression du massif rocheux en direction du nord. On peut positionner le toit du substratum à la cote minimale de 375 m ;

- Éolienne 3 (LII.e 838,768-2507,197-380 m) : observations identiques à l'éolienne 1. La coupe sismique interprétée ne présente pas d'anomalie et donne un toit subhorizontal des calcaires Le toit du calcaire à 4 m sous la surface, permet de fixer la cote à 376 m ;

- Éolienne 4 (LII.e 839,072-2507,097-383 m) : le toit du calcaire (profondeur entre 6 et 7 m) présente une faible pente d'environ 5 à 10°. Cette valeur ponctuelle du pendage est conforme à la structure locale. La cote du toit est retenue à 376 m ;

- Éolienne 5 (LII.e 839,356-2506,981-400 m) : le profil du toit à la profondeur de 7 m n'est pas reconnu sur l'ensemble de la coupe, notamment au centre où elle atteint une profondeur au moins égale à 15 m. Ceci indique clairement la présence d'une importante dépression karstique dont le fond est estimé à la cote 385 m ;

- Éolienne 6 (LII.e 839,711-2506,935-396 m) : On note un approfondissement important du massif rocheux vers les nord et l'est de la zone (profondeur ponctuelle à 19 m sur le bord E, contre 7 m à l'extrémité N. Le fond de cette poche karstique se situe à la cote 377 m ;

- Éolienne 7 (LII.e 839,951-2506,766-391 m) : Cette zone se caractérise par un approfondissement du massif rocheux de l'ordre de 7m dans la partie centrale suivant une direction E-W. La cote basse du toit du calcaire est estimée à 384 m ;

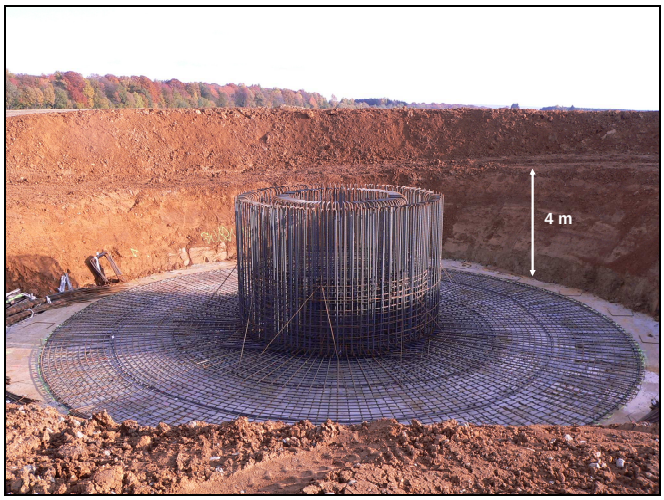
- Éolienne 8 (LII.e 840,131-2506,463-385 m) : La coupe sismique fait état d'un profil bombé dans la partie centrale avec une surface dont la profondeur varie de 8 m aux extrémités et dont la cote peut être fixée à 377 m ;

- Éolienne 9 (LII.e 841,786-2506,463-351 m) : La coupe montre un bombement comparable à l'éolienne précédente mais à un approfondissement plus important (11 m) vers l'est, ce qui permet d'évaluer la cote à 340 m ;

- Éolienne 10 (LII.e 842,190-2506,628-360 m) : La coupe montre une incohérence entre les profil N-S (3,5 m) et W-E (8,5 m). Cette anomalie peut être expliquée par la présence d'une zone rigide longitudinale (étroite ruelle avec remplissage ferrugineux ?) qui guide les ondes selon une direction N-S. En revanche le profil E-W ne serait pas influencé. La cote des calcaires sains se trouve à 351 m ;

- Éolienne 11 (LII.e 842,604-2506,862-372 m) : les deux coupes cardinales montrent un affaissement net du profil en son centre dont la profondeur passe de 1 m à 5 m (N-S) et de 4 à 7 m (W-E), soit une cote de 365 m ;

- Éolienne 12 (LII.e 842,164-2506,463-353 m) : L'une des coupes nous montre une dépression dont la profondeur varie entre 2 m à l'extrémité W à 9 m au centre de la cavité dont la cote peut être estimée à 344 m.



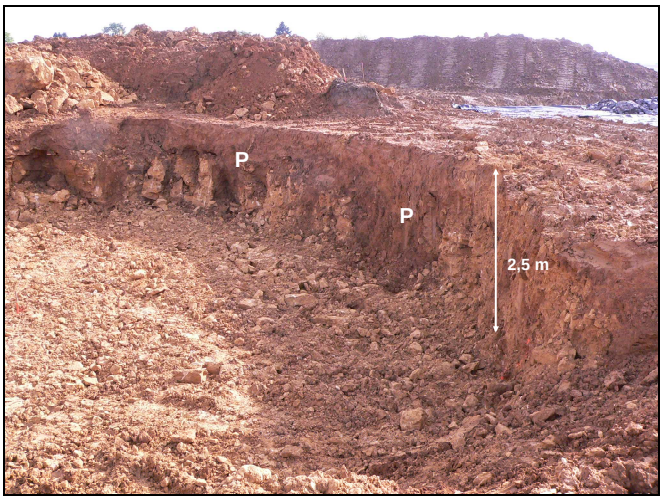


Photo 3.57 : - **Travaux de terrassement de l'éolienne 6 (Tellancourt)** – La fouille, d'une profondeur de 4 m ne montre que le remplissage d'argile. Les calcaires altérés et *a fortiori* le substratum rencontré à près de 20 m de profondeur ne pas sont visibles – (Photo JPF, 2010)

Photo 3.58 : - **Travaux de terrassement de l'éolienne 8 (Tellancourt)** – Ce cliché nous montre de manière contrastée les nombreuses poches (P) remplies d'argile (profondeur minimale de 2,5 m) que présente le toit du calcaire du Bajocien – (Photo JPF, 2010)

À partir de ces différentes descriptions, sont mises en évidence deux surfaces distinctes correspondant aux deux formations calcaires affleurantes à la surface du plateau (fig. 3.46) : la première située dans l'intervalle d'altitude 375-385 m est celle de l'Oolithe de Doncourt (j1c2) ; la seconde, située dans l'intervalle 340-350 m est celle de l'Oolithe de Jaumont. Ces deux formations calcaires sont séparées par un horizon marno-calcaire ou marneux, peu épais (moins de 2 m) : le "niveau des Clapes". Bien que le différentiel d'altitude soit modeste (de l'ordre de 10 m), ces surfaces ne sont pas homogènes en terme de morphologie et présentent des anomalies qui révèlent des formes karstiques bien identifiées : poche, doline ou dépression symétrique, structure inversée, déclivité asymétrique importante, etc.

Les fouilles de génie civil, à la surface du plateau, ont révélé sous la couverture limono-argileuse, la présence d'un karst de type lapiaz avec des poches et des ruelles. Par contre, les remplissages des dépressions karstiques n'ont livré que très peu d'éléments ferrugineux.

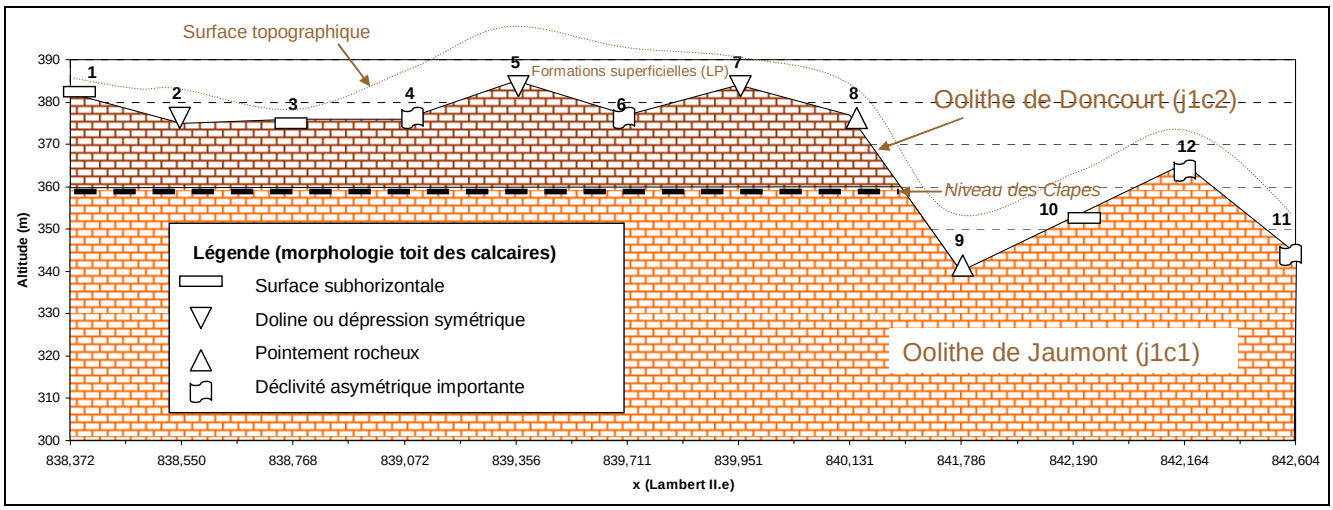


Fig. 3.46 : Reconstitution du contact des calcaires du Bajocien et des formations superficielles (revers du plateau, Tellancourt / Saint-Pancré) : D'après les données de sismique-réfraction - (JPF, 2011)

12 MINIÈRES D'ALLONDRELLE-LA-MALMAISON

Description du site (LIIe. 834.240-2507.965-365 m)

Ce site se trouve sur le revers du plateau, à l'altitude 365 m, entre la route de Longuyon à Virton et le front de la cuesta qui forme à cet endroit la frontière entre la France et la Belgique, à 7 kilomètres à l'ouest de celui de Saint-Pancré (fig. 3.02, 3.03 et 3.47). Il se compose d'une série de dolines développées dans l'Oolithe de Jaumont (fig. 3.40), correspondant aux travaux d'extraction avec des "veines" de minerai affectant la direction de 30°N signalé par Jacquot, 1849). Cette orientation est sensiblement celle de la direction préférentielle des ruelles, relevée sur le site de Saint-Pancré.

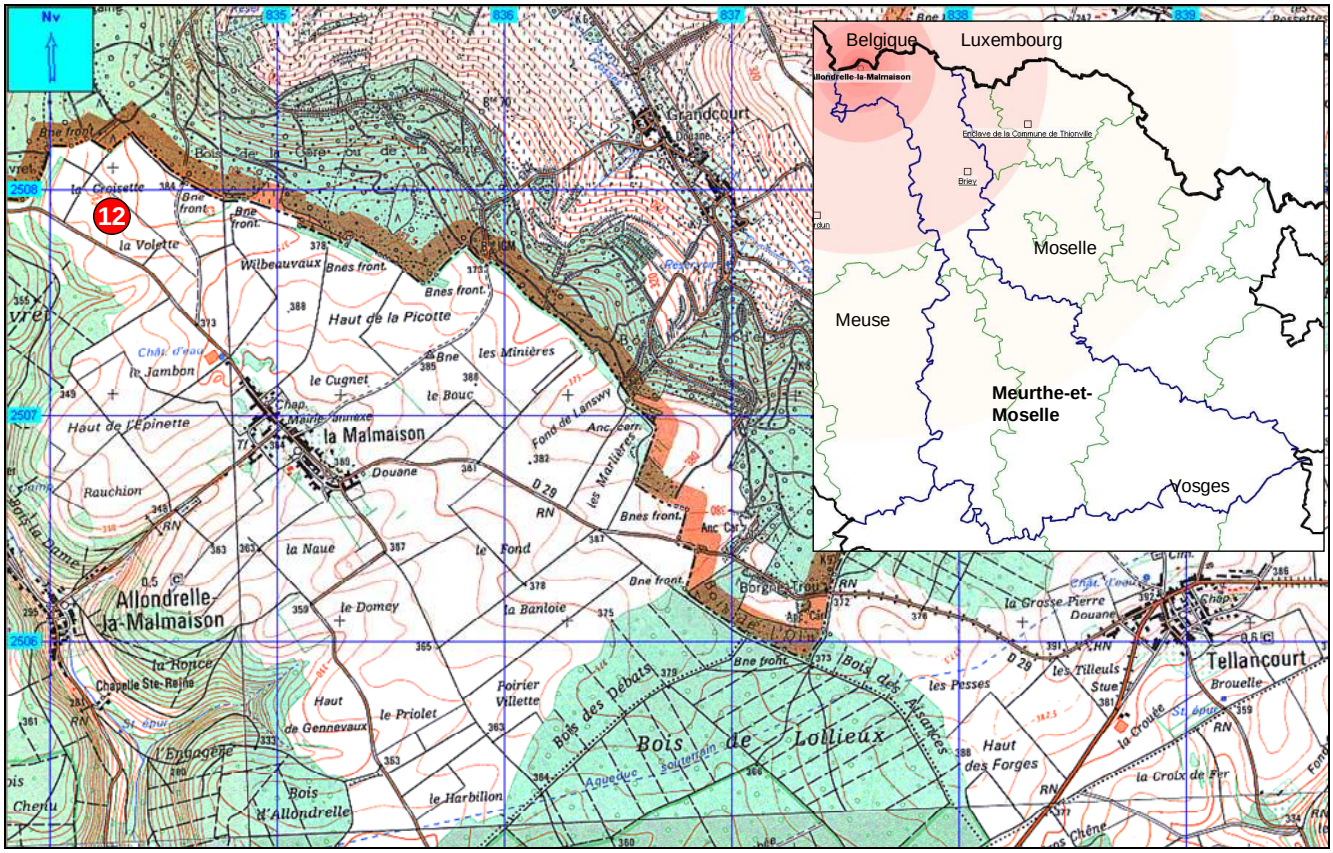


Fig. 3.47 : Localisation des minières de La Malmaison (Allondrelle-La Malmaison, Meurthe et Moselle) (12) doline où ont été prélevés les échantillons. (CartoExplorer, Meurthe-et-Moselle Nord)

Observations effectuées

Échantillon 4-1231/6

L'échantillon se présente sous la forme d'une plaquette pluricentimétrique aux contours émoussés, de teinte brun foncé (code Munsell : 7,5 YR 3/2) avec un léger éclat métallique.

L'examen micromorphologique présente des similitudes avec les échantillons de la doline de la Blanche-Haye à Saint-Pancré (5-0501/1 et 5-0501/2) : Le plasma se présente sous forme de gœthite microgrenue montrant des sections prismatiques de petite taille (10 à 80 µm) de couleur rouge orangé. Ces grains sont plus ou moins organisés et dessinent des fantômes de structures végétales ou de microorganismes présentant des figures de floculation. On remarque aussi des concentrations de couleur brun foncé et d'allure sphérique formant des papules (photo 3.59). Le squelette est essentiellement constitué de grains de silice néoformés, de moindre densité et dont la resilicification est moins franche. Les grains de quartz qui colonisent la périphérie des vides des anciens organismes, sont généralement monocristallins (taille de 20 à 100 µm).

Des fantômes (photo 3.60) ou figures aux formes incertaines ouvrent la voie à diverses hypothèses d'indentification : fantômes de coquilles de bivalves : il pourrait s'agir de la section longitudinale des fossiles (cas des vides de forme oblongue ou des sections radiales (alignement de points en disposition radiale dans le plasma.

De manière plus significative, à l'instar de l'échantillon (5-0501/2) de la doline de la Blanche-Haye, l'identification d'une section radiale (15 sections visibles) d'un verticille isolé de *Clypeina* (photo 3.60) d'une taille identique (300 µm) est confirmée. Les vides, ténus, occupent environ1/10 de l'espace.

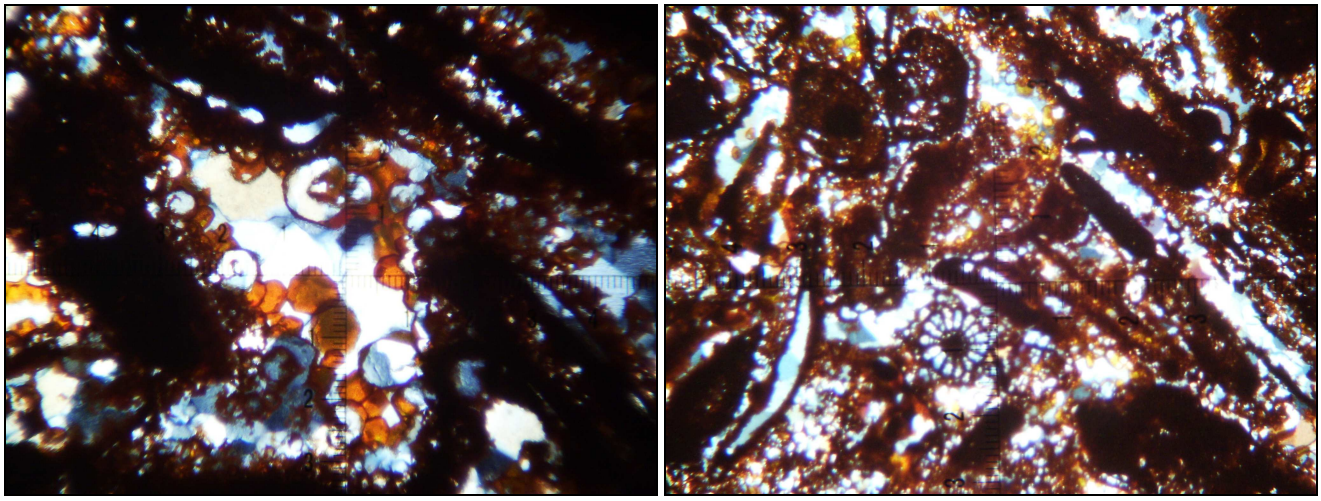


Photo 3.59 : Microscopie d'un faciès massif de Fer fort/ Échantillon 4-1231/6 (mlnières d'Allondrelle- La-Malmaison) Ce cliché nous montre la structure prismatique de la gœthite microgrenue ainsi que les grains de quartz néoformés colonisant les vides - LPA x100 (1 graduation = 10 µm) - (Photo JPF, 2010)

Photo 3.60 : Microscopie d'un faciès massif de Fer fort/ Échantillon 4-1231/6 (minières d'Allondrelle-La-Malmaison) - À noter, de manière identique à l'échantillon de la doline de la Blanche-Haye, la présence d'un verticille d'une algue (*Clypeina*). Le vide, en bas, à gauche, est colonisé par des méga-cristaux de quartz néoformés (taille maxi : 250 µm) - La photographie a été réalisée par adjonction d'une lame retardatrice (¼ λ) - LPA x40 (1 graduation = 25 µm) - (Photo JPF, 2010)

13 SITE DE LA CAÜATTE (Pierrepont)

Description du site (LIIe. 844.440-2496.000- 265 m)

Le site de la Caüatte, se trouve sur un éperon en rive droite de la Crusnes fig. 3.02, 3.03 et 3.48) à 8 km à l'E.SE de Longuyon. À cet emplacement, la carte géologique au 1/50.000^{e} (Maubeuge, 1969) mentionne localement un placage de limons des plateaux surmontant les calcaires du Bajocien moyen et supérieur (Calcaires à polypiers, Oolithes de Jaumont et de Doncourt) au pied des premiers affleurements de la Dalle d'Etain (fig. 3.49). La prospection a permis la récolte dans les cultures, de nodules de Fer fort, très indurés et associés à des éléments centimétriques de Pierre de Stonne.

Observations effectuées

Échantillon 5-0101/2

Le premier échantillon (5-0101/2) s'apparente à un nodule en forme de tubercule pluricentimétrique, avec une surface mate, de couleur brun foncé (code Munsell : 7,5 YR 4/2). La découpe ne montre pas de structure pisolitique.

L'examen micromorphologique (photo 3.61) fait apparaître un plasma d'oxyde de fer : rigoureusement uniformément opaque en LPA, l'examen en LPNA laisse apercevoir quelques cristaux rouge orangé à rouge vif. Cette opacité et la couleur sombre du plasma suggèrent la présence massive d'hématite.

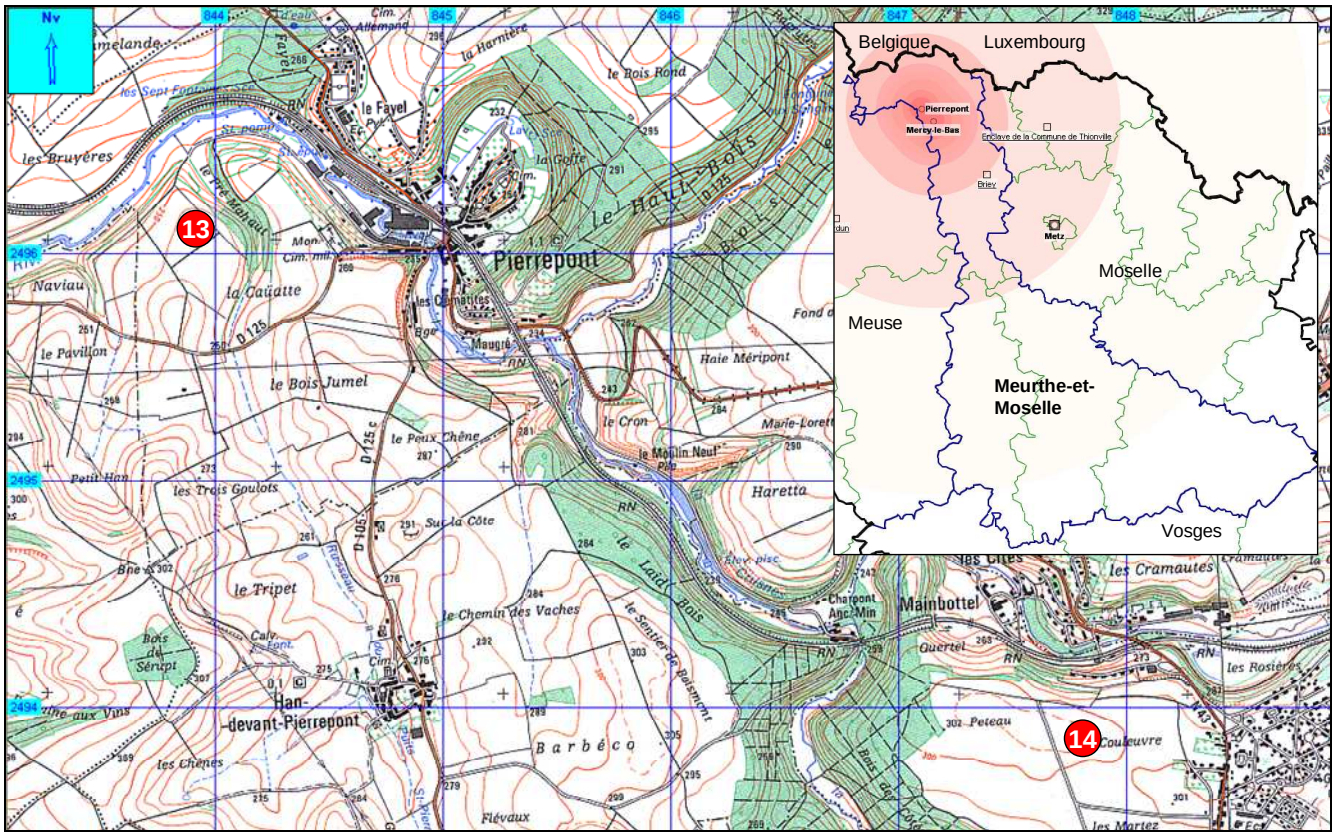


Fig. 3.48 : Localisation des sites de Fer fort de la vallée de la Crusnes (Meurthe et Moselle) – (13) Site de la Caüatte à Pierrepont, (14) site de la Couleuvre à Mercy-le-Bas. (CartoExplorer, Meurthe-et-Moselle Nord)

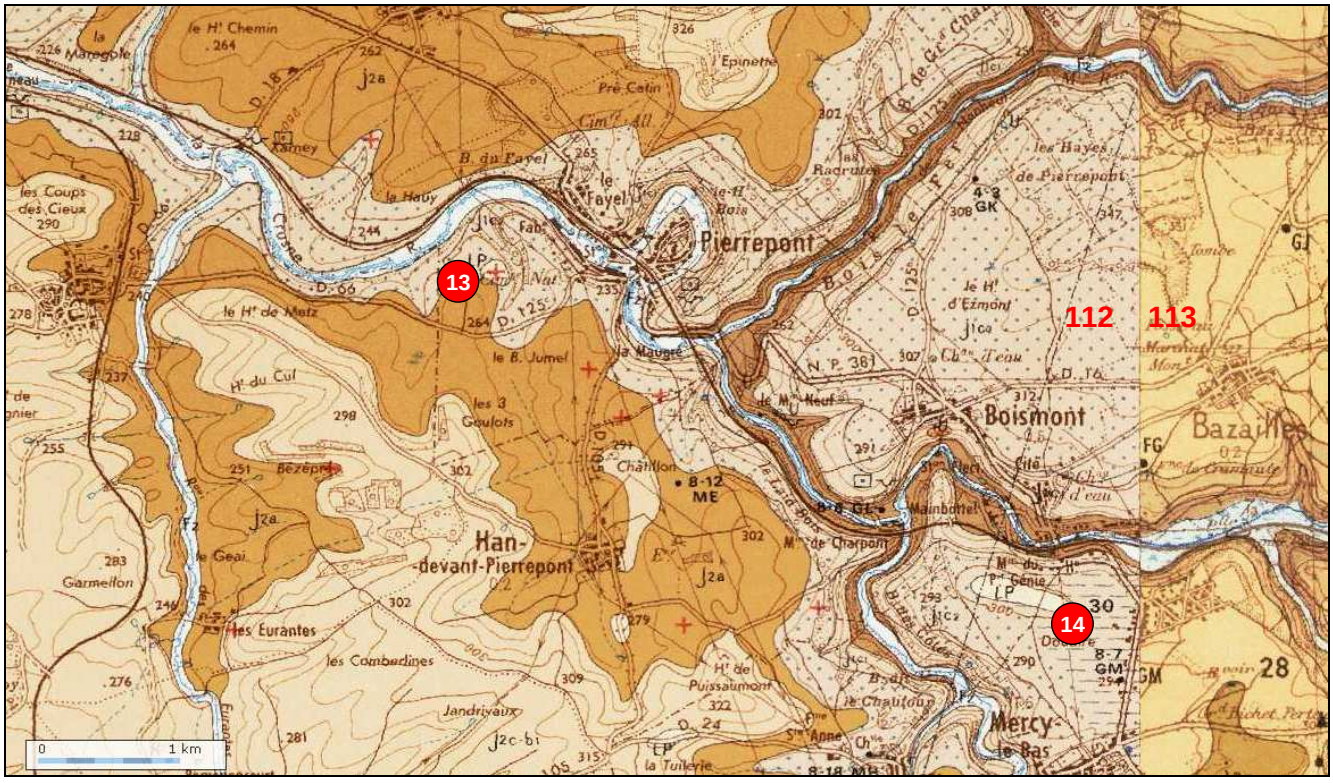


Fig. 3.49 : Carte géologique des sites de la Cauätte (13) et de la Couleuvre (14) (Feuilles de Longuyon / Gorcy [112], d'après Maubeuge, 1969 ; et de Longwy / Audun-le-Roman [113], d'après Maubeuge, 1959). Géologie : (j1b-a) Bajocien inférieur et moyen (Calcaires à polypiers), (j1c1, j1c2) Bajocien supérieur (Oolithe de Jaumont et Oolithe de Doncourt), (j2a) Bathonien inférieur (Caillasses à *Anabacia*), (LP) Limons des plateaux.

Le squelette est essentiellement constitué de grains de quartz xénomorphes, de faible sphéricité, anguleux à subanguleux et de taille comprise entre 20 à 100 µm. Généralement, ils sont monocristallins, seuls quelques uns présentent des golfes de corrosion et une extinction roulante. Les vides se limitent à une porosité primaire intergranulaire ou de dissolution ou de disparition sélective de grains.

Une analyse chimique a été pratiquée (tab. 3.22). Elle révèle une teneur parmi les plus élevées, pour les minerais de Fer fort du Pays-Haut, en oxyde de fer (71,54 % pour un maximum constaté de 79 %) et en alumine (6,67 % pour une limite haute de 6,75 %). Aucun des échantillons du Pays-Haut, n'atteint les valeurs critiques (K_i < 2 et Si / Al < 1), mais l'échantillon 5-0101/2 est celui qui s'en approche le plus avec respectivement les valeurs 3,07 et 1,59. La couleur de l'échantillon après broyage est brun rouge (code Munsell : 2,5 YR 4/4) et laisse supposer la présence d'hématite.

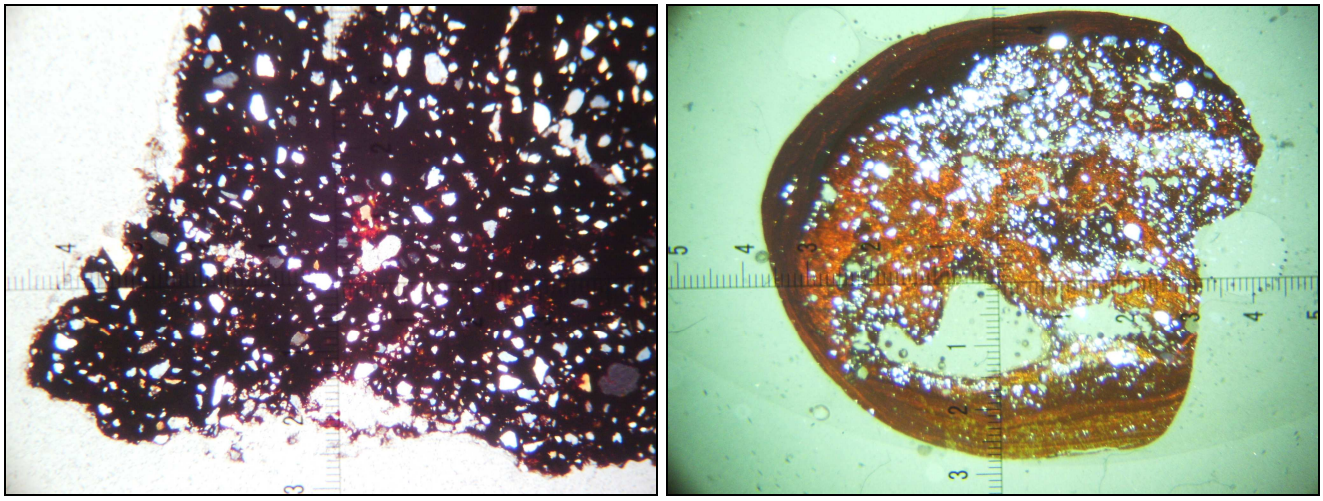


Photo 3.61 : Organisation interne d'un nodule de Fer fort / Échantillon 5-0101/2 (La Caüatte, Pierrepont) - Le cliché montre le plasma opaque de couleur brun foncé (hématite) où apparaissent, par endroit, de petites plages de couleur orangée (gœothite). Le plasma est colonisé ,en densité moyenne, par des grains de quartz de petite taille (20 à 100 µm) **-** LPNA x40 (1 graduation = 25 µm) - (Photo JPF, 2010)

Photo 3.62 : Pisolite à cortex unique / Échantillon 5-0101/3 (La Caüatte, Pierrepont) – L'unique cortex, discordant et incomplet, est peu colonisé par les micro-grains de quartz qui envahissent le cœur - LPA x8 (1 graduation = 125 µm) - (Photo JPF, 2010)

Eléments	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO2	P_2O5	PF	**Total**
Fer fort (faciès massif)	**12,04**	**6,67**	**71,54**	0,15	0,04	0,09	< L.D.	0,02	0,27	0,33	**9,34**	100,49

Tab. 3.22 : Résultats de l'analyse chimique des 10 principaux éléments de l'échantillon 5-0101/2 - (CRPG, 2010)

Échantillon 5-0101/3

Le second échantillon (5-0101-3) est constitué de pisolites libres de forme sphérique ou ovoïde avec une surface de couleur brun gris très foncé (code Munsell : 2,5 YR 3/2) présentant un éclat métallique et d'une taille comprise entre 7 et 11 mm. Afin de permettre un examen microscopique, Les pisolites ont été préalablement montés sur résine avant confection de la lame mince. L'examen (photo 3.62) fait apparaître les deux types de pisolites classiquement rencontrés : tout d'abord, un pisolite "vrai" avec un cortex unique discordant et incomplet. Le cœur de ce pisolite est constitué d'un plasma argilo-ferrugineux montrant une alternance de plages dont la couleur varie du brun foncé au rouge orangé. Le cœur est colonisé de grains de quartz anguleux de petite taille (20 à 200 µm). Une partie du cœur présente un vide dont la périphérie est surlignée par des cutanes plus ou moins hydratées.

Le second type de pisolites est comparable à ceux de la grotte-minière du Haut-de-Sery : il s'agit en fait de nodule ne présentant pas de cortex, constitué d'un plasma ferrugineux, très induré, opaque, de couleur brun foncé, colonisé par des grains de quartz, subémoussés à subanguleux, généralement peu corrodés.

14 SITE DE LA COULEUVRE (Mercy-le-Bas)

Description du site (LIIe. 847.785-2493.855- 303 m)

Le site de la Couleuvre, se trouve également sur le plateau, en rive droite de la Crusnes, à 12 km à l'E.SE de Longuyon et à 4 km en amont du site de la Caüatte (fig. 3.02, 3.03 et 3.48).

Á cet emplacement, la carte géologique au 1/50.000^{e} (Maubeuge, 1969) mentionne localement un placage de limons des plateaux surmontant les calcaires de l'Oolithe de Doncourt (fig. 3.49). La prospection a permis la récolte dans les cultures, en faible densité, des nodules de Fer fort de taille centimétrique, non associés à des éléments de Pierre de Stonne.

Observations effectuées

Échantillon 9-0214/2

L'échantillon récolté dont la taille est celle d'un caillou, présente une surface grumeleuse et mate, de couleur brun foncé (code Munsell : 7,5 YR 4/4). La découpe permet d'observer une dispersion de vides ténus (quelques centaines de µm à 2 mm) distribués selon une orientation préférentielle en bandes. Aucune structure pisolitique n'est visible.

L'examen micromorphologique (photos 3.63 et 3.64) de la lame mince révèle un plasma de couleur brun foncé avec, par endroit, une hydratation plus marquée caractérisée par des plages de couleur rouge orangé. Les grains de quartz sont rarissimes, de faible ou moyenne sphéricité, subémoussés à subanguleux.

Peu altérés, leur taille varie de 20 à 300 µm. Les vides, nombreux, sous forme de chambres, vacuoles et chenaux, ne montrent pas de figures d'illuviations. Il s'agit d'un faciès massif dont la morphologie est comparable à l'échantillon du site de Saint-Walfroy (voir chapitre Pays de Montmédy).

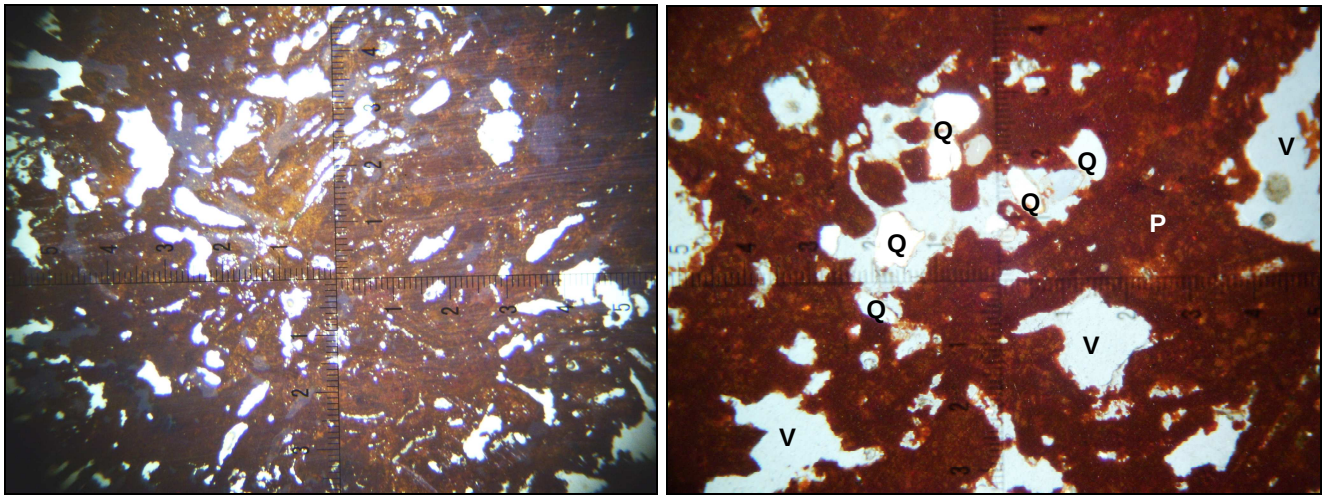


Photo 3.63 : Microscopie à faible grossissement d'un l'échantillon de Fer fort / Échantillon 9-0214/2/2 (La Couleuvre, Mercy-le-Bas) - Le fond matriciel est constitué pour l'essentiel d'un plasma de couleur variant de brun foncé à brun brun clair et dont l'uniformité est rompue par de nombreux vides. Les grains de quartz sont absents de ce cliché - LPNA x8 (1 graduation = 125 µm) - (Photo JPF, 2010)

Photo 3.64 : Détail / Échantillon 9-0214/2/2 (La Couleuvre, Mercy-le-Bas) – Ce cliché nous résume la micromorphologie de cet échantillon : plasma relativement uniforme de gœthite (P), vides (V) et rares grains de quartz subanguleux à subarrondis (Q). La photographie a été réalisée par adjonction d'une lame retardatrice (¼ λ) - LPA x40 (1 graduation = 25 µm) - (Photo JPF, 2010)

15 MINIÈRES D'HUSSIGNY-GODBRANGE

Description du site (LIIe. 854.820-2505.800-387 m)

Le site des Minières d'Hussigny-Godbrange (fig. 3.02, 3.03 et 3.50) se situe à mi-distance entre les gîtes principaux de Saint-Pancré et de la Borne de Fer au sommet de la côte du Dogger (altitude proche de 400 m) disséqué à l'ouest par la vallée de la Moulaine (tributaire de la Chiers) et à l'est par la vallée de son affluent, la Côte Rouge formant frontière entre la France et le Grand Duché du Luxembourg. L'altitude moyenne des fonds de vallées est comprise entre 285 et 320 m. Le site se développe dans l'amorce d'une vallée sèche retournée à l'usage de cultures débouchant sur le cours amont de la Moulaine.

Limité au nord par la vallée du ruisseau de la Côte Rouge, les minières présentent encore de nos jours les traces des anciennes dépressions consécutives à l'extraction du minerai de Fer fort dont de nombreux échantillons sont remontés à la surface à l'occasion des labours.

La roche encaissante des Minières, selon la carte géologique au 1/50.000^{e} (Maubeuge, 1959) est représentée par les Calcaires à polypiers (Bajocien moyen et inférieur) que surmontent localement les Limons des plateaux (fig. 3.51).

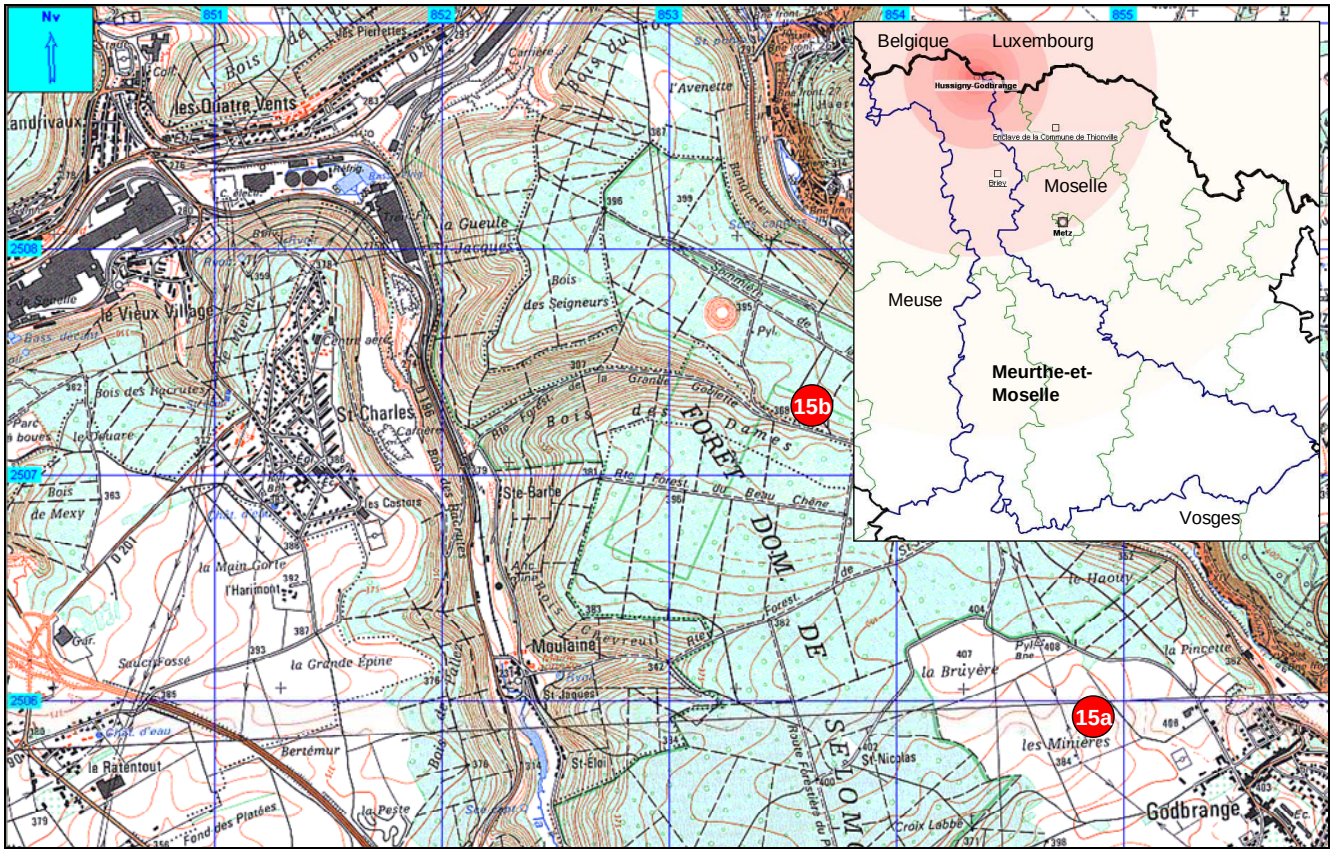


Fig. 3.50 : Localisation des minières du la forêt de Selomont (Hussigny-Gobrange, Meurthe et Moselle) – (15a) Gîte des Minières (Hussigny-Godbrange), (15b) minières de la Goulette (Husigny-Godbrange). (CartoExplorer, Meurthe-et-Moselle Nord)

Observations effectuées

Échantillon 5-0501/3

Sur le site des Minières, le Fer fort abonde son forme de rognons ou de plaquettes très indurés, aux formes contournées, de taille pluricentimétrique, La surface est mate ou présente un léger éclat métallique et varie du brun gris très foncé (code Munsell : 2,5 Y 3/2) au brun rouge (code Munsell : 2,5 YR 4/4).

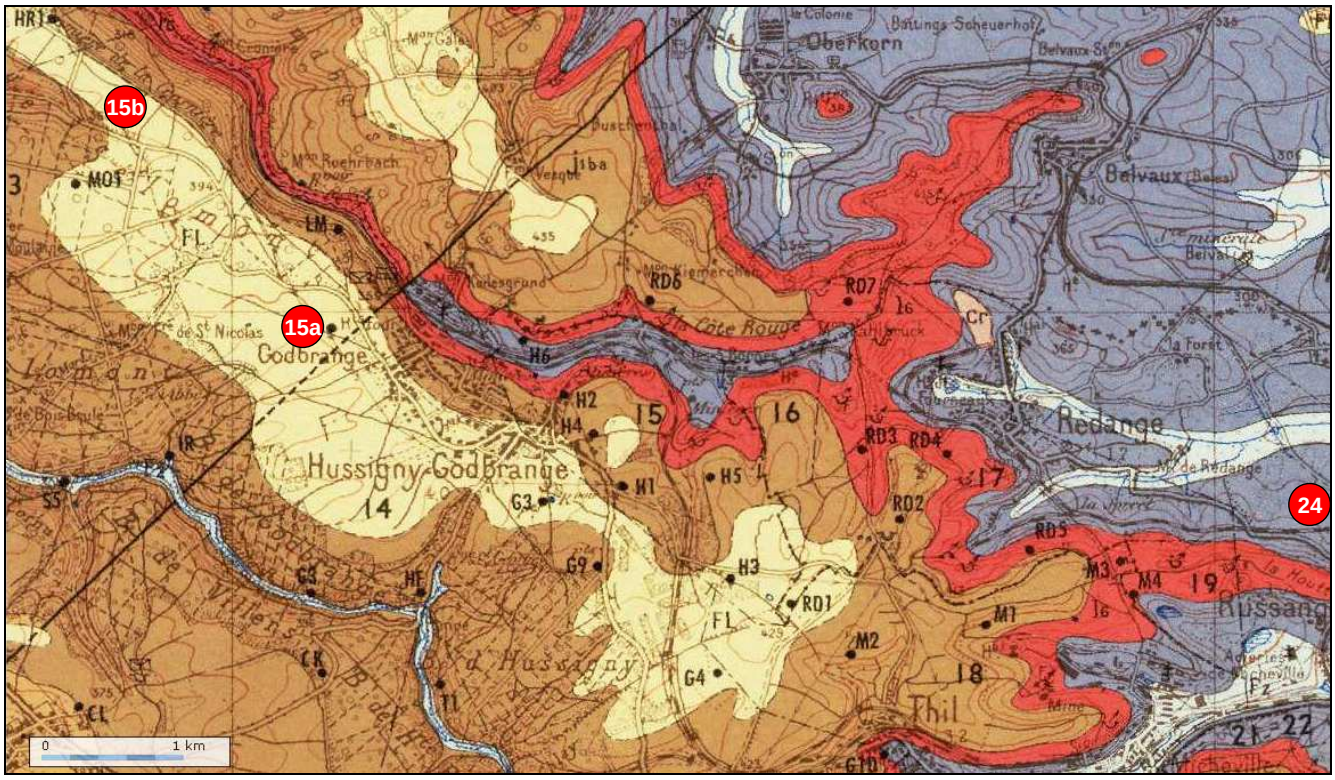


Fig. 3.51 : Carte géologique des gîtes des minières d'Hussigny-Godbrange (15a et 15b) et de Godewiese (24) (Feuille de Longwy / Audun-le-Roman, d'après Maubeuge, 1959). Géologie : (l5) Toarcien (Schistes-cartons), (l6) Aalénien (Minerai de fer oolilthique : "Minette"), (j1b-a) Bajocien inférieur et moyen (Calcaires à polypiers), (FL) Limons des plateaux.

L'aspect micromorphologique présente des analogies de structure avec l'échantillon 5-0501/2 de la Caüatte à Pierrepont : le plasma d'oxyde de fer est également uniformément réparti mais présente en LPA, une teinte rouge orangé (photo 3.65). Cette couleur du plasma révèle la présence massive de gœthite. Par contre, si le squelette est essentiellement constitué de grains de quartz xénomorphes, de faible sphéricité, anguleux à subanguleux, leur taille diffère (entre 20 à 300 µm contre 100 µm dans l'échantillon de la Caüatte). De plus, nombreux sont polycristallins et présentent des golfes de corrosion et des associations du type convexe-concave (photo 3.66).

Les vides se limitent à la disparition sélective de grains de quartz. Si aucune structure pisolitique n'est décelable tant à la découpe de l'échantillon qu'en microscopie optique, il en est différemment en microscopie métallurgique : les clichés (photos 3.67 et 3.68), réalisés sur des surfaces polies, font apparaître nettement des structures circulaires ou ovoïdes, avec ou sans cortex caractéristiques des pisolites et des nodules.

Une analyse chimique a été pratiquée (tab. 3.23). Elle met en valeur une teneur parmi les plus élevées en oxyde de fer (70,29 % pour un maximum constaté de 79 %) en conformité avec les appréciations portées au XIXe siècle (Jacquot, 1849) La teneur en alumine se situe dans la moyenne (4,35 % pour une limite haute de 6,75 %). La teneur en SiO_2 de 12,18 % est comparable à celle de l'échantillon de la Caüatte (12,04 %).

Eléments	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO2	P_2O5	PF	**Total**
Minerai de fer fort (Nodules)	12,18	4,35	**70,29**	0,14	0,18	0,12	< L.D.	0,11	0,16	0,39	12,06	**99,99**

Tab. 3.23 : Résultats de l'analyse chimique des 10 principaux éléments de l'échantillon 5-0501/3 - (CRPG, 2009)

L'analyse diffractométrique (tab. 3.24) est d'une simplicité monotone et est en conformité avec l'analyse chimique : seuls sont révélés la gœthite (4,21 et 2,44 Å) et le quartz (3,34 Å).

Toutefois, la présence de calcite pose problème dans la mesure où l'analyse chimique ne montre qu'une teneur infime en CaO de 0,12 %. La couleur de l'échantillon après broyage, à température ambiante, est brun rouge (code Munsell : 5 YR 5/4).

Albite	Alunite	Anatase	Calcite	Chamosite Chlorite	Dolomite	(Fluo)apatite	Gœthite	Hématite	Illite	Kaolinite	Lépidocrocite	Microcline	Muscovite	Orthoclase	Quartz	Zircon

Tab. 3.24 : Synthèse du diagramme de l'analyse diffractométrique RX de l'échantillon 5-0501/3 - (MHNN, 2009)

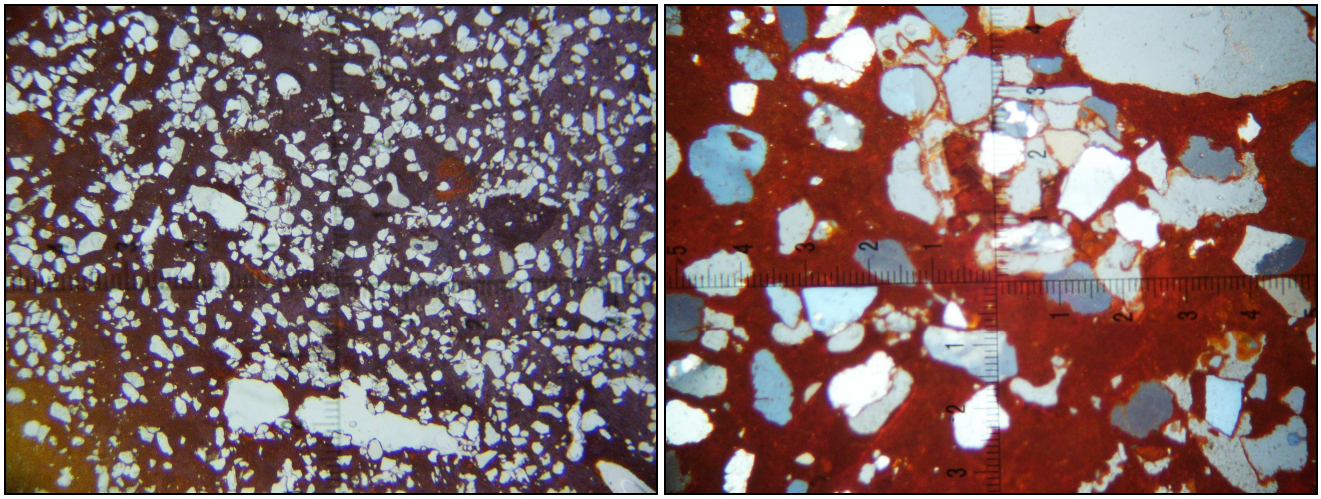


Photo 3.65 : Rognon de Fer fort, faciès massif / Échantillon 5-0501/3 (Les Minières, Hussigny-Godbrange) – On ne distingue sur le cliché qu'un plasma opaque colonisé par des grains de quartz en grande densité- LPNA x8 (1 graduation = 125 µm) - (Photo JPF, 2010)

Photo 3.66 : Rognon de Fer fort, faciès massif / Échantillon 5-0501/3 (Les Minières, Hussigny-Godbrange) – Détail de la photographie précédente montrant l'aspect des grains de quartz : sphéricité plus ou moins forte, subémoussés et pour certains présentant des golfes de corrosion et des contacts de type convexe-concave. La photographie a été réalisée par adjonction d'une lame retardatrice (¼ λ) - LPA x40 (1 graduation = 25 µm) - (Photo JPF, 2010)

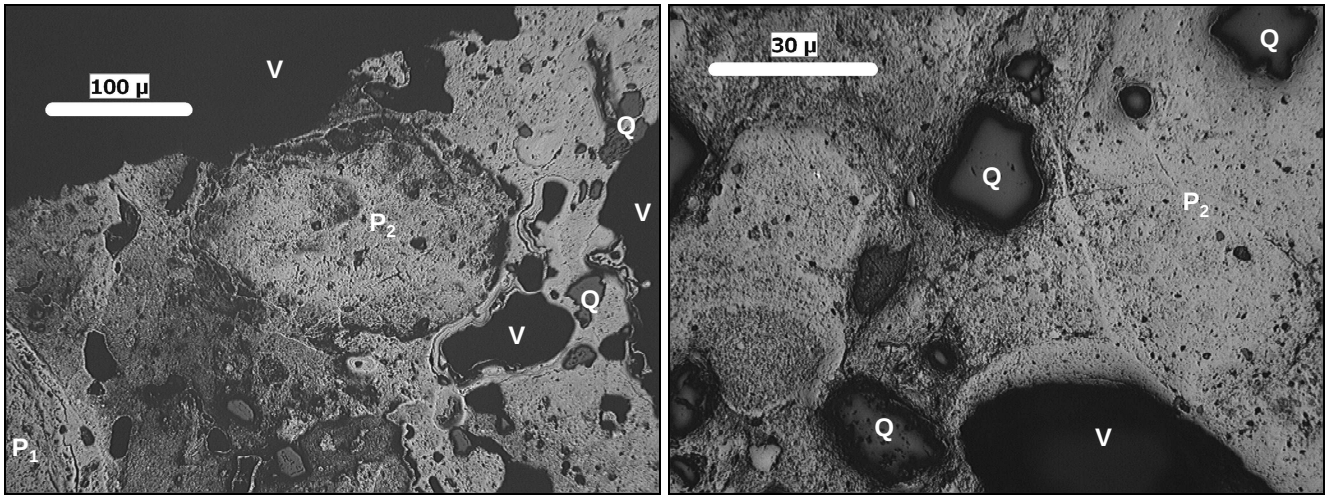


Photo 3.67 : Microscopie métallurgique, rognon de Fer fort, faciès massif / Échantillon 5-0501/3 (Les Minières, Hussigny-Godbrange) – Ce cliché, réalisé avec un microscope métallurgique, met en évidence les traits pédologiques non visibles au microscope optique, eu égard à l'opacité des oxydes de fer : (P_1) pisolite avec cortex avec un diamètre estimé à 800 µm, (P_2) pisolite sans cortex. Les quartz (Q) et les vides (V) apparaissent en teinte plus sombre – (Photo LAM, 2009)

Photo 3.68 : Microscopie métallurgique, rognon de Fer fort, faciès massif / Échantillon 5-0501/3 (Les Minières, Hussigny-Godbrange) – Autre cliché du même échantillon, réalisé avec un microscope métallurgique. On y distingue : (P_2) nodule sans cortex d'un diamètre de l'ordre d'environ 1 mm. Les grains de quartz (Q) se distinguent des vides (V) par la présence d'un halo plus sombre en périphérie - (Photo LAM Jarville, 2009)

3.2.3.2 SITES DU PAYS-HAUT (Bassin versant de l'Alzette)

16 MINIERES DE LA BORNE DE FER (Audun-le-Tiche)

Description et historique du site

Le gîte de la Borne de Fer (fig. 3.02, 3.03 et 3.52), le plus important et le plus riche des trois sites majeurs du Pays-Haut (autres sites : Saint-Pancré et celui du bois de Butte, traité dans les autres gîtes / bassin versant de l'Alzette) se situe, sur la frontière à 5 km de la ville luxembourgeoise d'Esch-sur-Alzette. Le gîte, matérialisé par une butte qui culmine à 450 m, est établi sur la côte du Dogger et domine de plus de 150 m, la dépression du Lias (Gutland).

La butte présente un aspect surbaissé par rapport au plateau d'érosion du Dogger qu'elle domine d'une trentaine de mètres (fig. 3.55, photo 3.69). Les minières s'étendent sur environ 125 ha. La roche encaissante des Minières, selon la carte géologique de Longwy / Audun-le-Roman (Maubeuge, 1959) est représentée par les Calcaires à polypiers supérieurs (fig. 3.53, 3.54 et 3.55). La profondeur du gîte atteint au niveau de ce point caractéristique une profondeur de plus de 30 m : un puits a été foré à 31 m sans rencontrer la roche calcaire (Jacquot, 1849).

L'évaluation approximative du gîte est estimée en 1849 à 2.436.195 tonnes de minerai propre à la fusion et son épuisement à 120 ans (*Ibid*). La fermeture définitive est intervenue en 1881 ; à raison d'une extraction moyenne annuelle de 11.000 tonnes, on peut estimer, sur les bases de l'évaluation précédente que plus de 2.000.000 de tonnes de minerai sont encore disponibles sur les différents gîtes de la Borne de Fer.

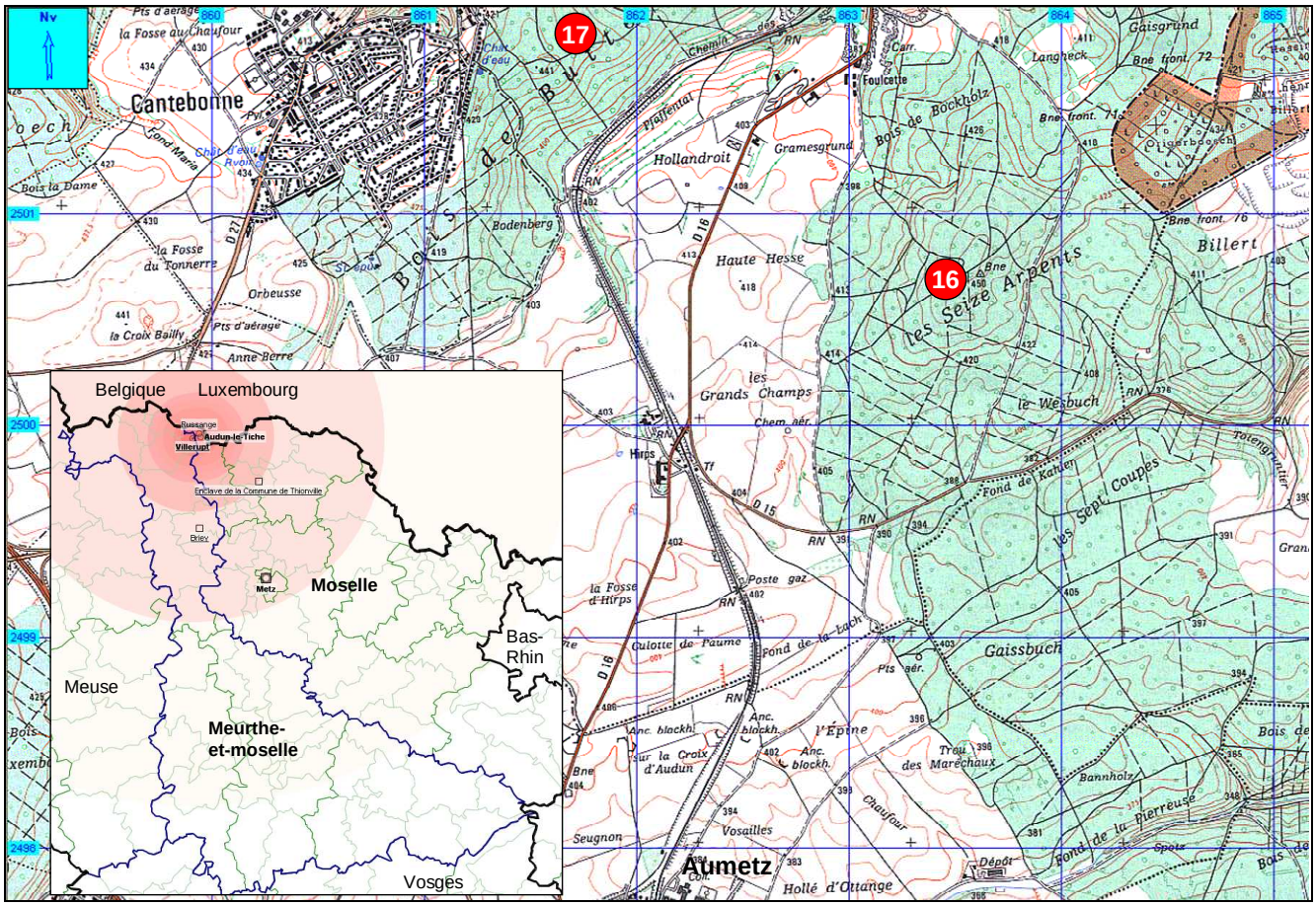


Fig. 3.52 : Localisation des gîtes de la Borne de Fer à Audun-le-Tiche (Moselle) et du Bois de Butte à Villerupt (Meurthe & Moselle) – (13) Minières de la Borne de Fer (Les Seize Arpents, cote 450) ; (19) Minières du bois de Butte (Pour mémoire : voir autres gîtes de Fer fort / Bassin versant de l'Alzette) - (CartoExplorer 3D, Moselle, Nord)



Photo 3.69 : Vue aérienne de la Borne de Fer (Audun-le-Tiche, Moselle). Cette vue est prise à la verticale d'Aumetz. Au centre, le chevalement de l'ancienne mine d'exploitation du minerai oolithique sédimentaire (Minette). Au second plan, le bois des Seize Arpents qui couvre la butte de la Borne de Fer. À l'arrière plan se développe la dépression du Lias (Gutland, Luxembourg) – (Photo CERPA, réf. 94.0234)

Photo 3.70 : Vestige du réservoir (capacité initiale de 100 m^3) destiné à alimenter les lavoirs à minerai de Fer fort de la Borne de Fer. En 1861, afin de réduire au maximum, les coûts inhérents au transport du minerai, l'exploitant installa au sommet de la Butte un système de lavoirs. L'eau nécessaire aux opérations de lavage, était acheminée par refoulement grâce à une machinerie à vapeur installée au Fond de Khaler – (Photo JPF, 1996)

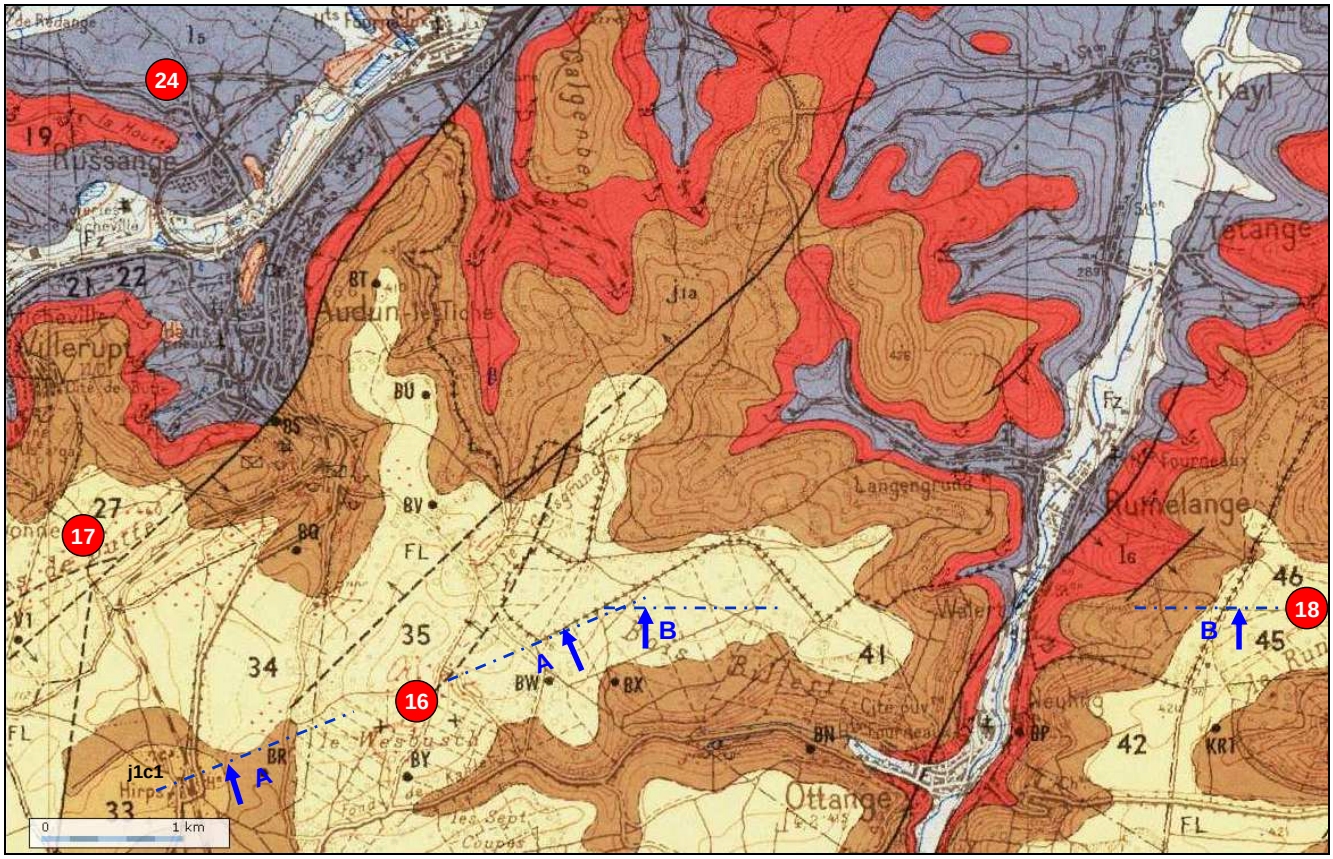


Fig. 3.53 : Carte géologique des gîtes de la Borne de Fer (16), du bois de Butte (17), de Reserveviertel (18) et de Godewiese (24) (Feuille de Longwy / Audun-le-Roman, d'après Maubeuge, 1959). Géologie : (l5) Toarcien (Schistes-cartons), (l6) Aalénien (Minerai de fer oolilthique : "Minette"), (j1b-a) Bajocien inférieur et moyen (Calcaires à polypiers), (j1c1,) Bajocien supérieur (Oolithe de Jaumont), (FL) Limons des plateaux, (•) Fer fort. (A-A) et (B-B) : indication des coupes (A) et (B) de la fig. 3.55.

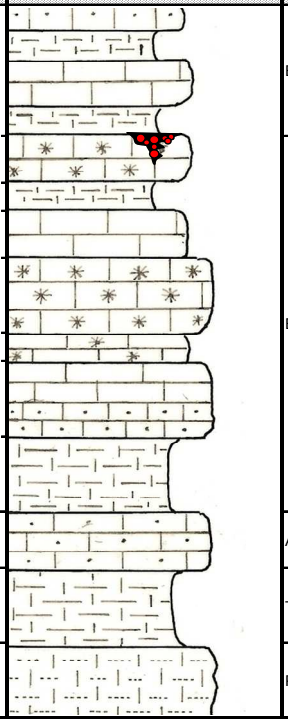
Légende	Puissance	Log	Etage	Formation
j1c1	52 m		Bajocien supérieur	Oolithe de Doncourt (calcaire cristallin)
				Niveau des Clapes
				Oolithe de Jaumont (calcaire oolithique et lumachellique)
				Marnes de Longwy
j1b-a	23 m		Bajocien inférieur et moyen	Calcaires à polypiers supérieurs
	10 m			Marnes d'Audun-le-Tiche
	30 m			Calcaires d'Audun-le-Tiche
	47 m			Calcaires à polypiers inférieurs
	10 m			Calcaires de la Hutie
	40 m			Calcaires de Haut-Pont
				Calcaires d'Ottange
	39 m			Marnes micacées
l6	20 à 60 m		Aalénien	Minerai de fer oolithique
l5	35 à 150 m		Toarcien	Marnes et grès médioliasique
l4b	45 m		Pliensbachien supérieur	Grès de Dippach (Grès médioliasique)

Fig. 3.54 : Log des formations lithologiques du gîte de la Borne de Fer et de carrière de Reserveviertel (JPF, 2011, d'après notice et carte géologique de Longwy – Audun-le-Roman, Maubeuge, 1959)

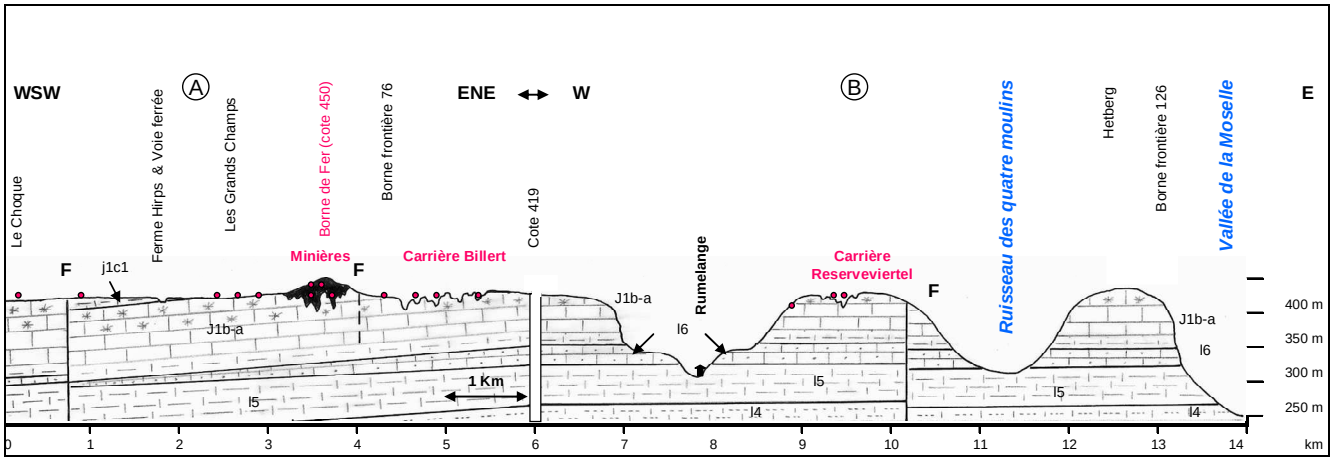


Fig. 3.55 : Coupes géologiques du gîte de la Borne de Fer, des carrières Billert et Reserveviertel – (A) Coupe de direction WSW-ENE du gîte de la Borne de Fer et de la carrière Billert ; (B) coupe de direction W-E, au droit de la carrière de Reserveviertel (JPF, 2011)

Le site a fait l'objet de nombreuses études récentes (Quesnel *et al.*, 2002 ; Quesnel *coord.*, 2003b ; Quesnel *et al.*, 2006 ;Wyns, 2002 ; Wyns *et al.*, 2003) et a été daté par paléomagnétisme (Théveniaut *et al.*, 2002, 2007) à la Borne de Fer. Sur le site, 75 échantillons orientés ont été prélevés et analysés. Les pôles mesurés et leur ellipse recoupent la dérive du pôle apparent au voisinage de 120 Ma avec une incertitude de 10 à 20 Ma. Ceci permet de situer la cristallisation des oxydes-hydroxydes de fer, et donc de l'altération latéritique, au Crétacé inférieur. Ce résultat confirme donc les données géomorphologiques régionales permettant de distinguer une paléosurface infracrétacée au sommet de la côte de Moselle (Le Roux et Harmand, 2003).

En complément de ces travaux, nous avons souhaité apporter des informations complémentaitres sur des points qui n'avaient pas été traités ou publiés dans les travaux précédemment cités : coupe stratigraphique, étude macroscopiques et microscopiques, analyses chimiques et étude granulométrique des éléments sableux.

Observations effectuées

Sur le site de la Borne de Fer, à proximité de la borne de la cote 450, s'ouvre une vaste doline (LIIe. 863.625-2500.675-448 m) qui présente plusieurs affleurements des différents faciès composant la cuirasse ferrugineuse (photo 3.71). Dans cette doline ont été récoltés les échantillons ayant permis les observations suivantes :

- Coupe stratigraphique.
- Étude macroscopique, microscopique et chimique : Échantillon 4-1231/2 (lame mince), échantillons 5-0501/11 et 12 (lame mince, surface polie, analyse chimique).
- Granulométrie des éléments sableux : Échantillon 5-0501/23.

Coupe stratigraphique

Au pied du point culminant matérialisé par une borne (cote NGF 450 m), a été établie une coupe (fig. 3.56 et photo 3.71) dans la paroi nord de la grande doline. Cette coupe développe sur 3,35 m, une formation massive (I), en place, surmontée d'un sol argileux dans lequel sont mêlés des pisolites et des plaquettes anguleuses de Fer fort de taille décimétrique.



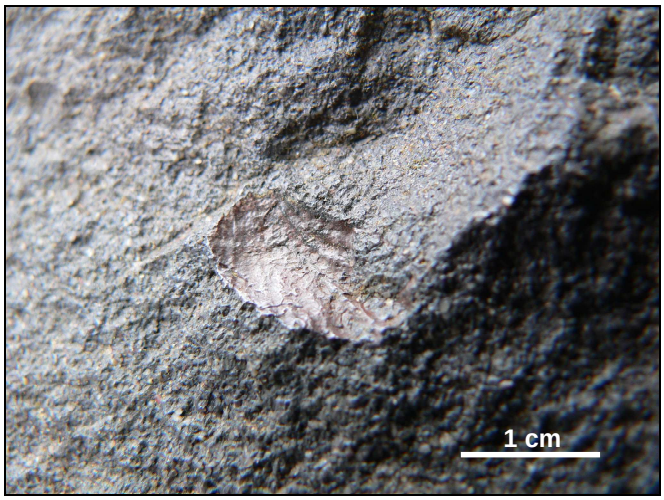


Photo 3.71 : Fer fort en place / Paroi nord de la doline du sommet de la Borne de Fer (Audun-le-Tiche) - Sur le gîte de la Borne de Fer, les excavations consécutives à l'extraction minière permettent d'observer en nombre d'endroits des affleurements de la cuirasse à différents stades d'évolution. Ce cliché correspond également à l'endroit où a été pratiquée la coupe stratigraphique, décrite dans le chapitre précédent - (Photo JPF, 2009)

Photo 3.72 : Empreinte de fossile de cardite sur un bloc de Fer fort à faciès massif / Gîte de la Borne de Fer (Audun-le-Tiche) – Sur l'une des faces du bloc extrait de l'affleurement de la photo précédente, on distingue l'empreinte d'une coquille de fossile de la famille des cartidités semblable à celle décrite de l'échantillon 5-0501/1 de la doline de la Blanche-Haye du gîte de Saint-Pancré – (Photo JPF, 2005)

La formation massive présente deux niveaux fortement cuirassés, constitués de Fer fort de faciès massif très induré se développant sur un demi-mètre et plus et un banc de blocs de même nature provenant du démantèlement de la cuirasse. Ces niveaux indurés sont séparés par des formations mêlant sables et argiles en proportions variables dans les teintes brunâtre à rougeâtre plus ou moins soutenues. Des lentilles ou "miche" d'argile blanchâtre, vraisemblablement de kaolinite, sont dispersées de manière inégale dans le remplissage. Un prélèvement de sables (échantillon 5-0501/23) a été effectué pour la réalisation d'une granulométrie.

m	Log	Lithologie			Commentaires	Code Munsell	N° et position Echantillon
		Formation	Unité	Sous-unité			
3,35		Cote NGF 450 m			Pisolites et rognons de fer fort épars		
2,90		II			Sol (terre végétale avec pisolites et rognons de fer fort) brun	10 YR 5/3	5-0501/20
2,45		I	D		Argile silteuse brun jaune	10 YR 5/6	5-0501/21
1,90			C		Cuirasse (faciès massif) brun gris	10 YR 5/2	5-0501/22
1,70			B	5	Sables siliceux très fins empâtés dans une argile rougeâtre	5 YR 4/3	5-0501/23
1,50				4	Plaquette de démantèlement de la cuirasse (faciès massif) brun jaunâtre	10 YR 5/6	5-0501/24
0,80			A	2	Argile silteuse brun clair	7,5 YR 6/4	5-0501/25
0,65				3	Lentille argile blanchâtre	5 Y 8/1	5-0501/26
0,30				2	Argile silteuse brun clair	7,5 YR 6/4	5-0501/27
0,00				1	Cuirasse (faciès massif) brun gris	10 YR 5/2	5-0501/28
					Non accessible		

Cuirasse ferrugineuse — Rognon (Gœthite) — Pisolite (Gœthite) — Argile — Sol — (Normes TECHNIP adaptées, 1991)

Fig. 3.56 : Coupe stratigraphique / Paroi nord de la doline du sommet de la Borne de Fer (Audun-le-Tiche) – (JPF, 2011)

Échantillon 4-1231/2

L'échantillon a été découpé dans un bloc de Fer fort en place (photo 3.71), prélevé à la lèvre de la grande doline près de la Borne de Fer proprement dite (cote 450 m), c'est-à-dire au sommet du profil. Sur le plan macroscopique, l'élément extrait possède une induration très forte. La surface, mate, finement grumeleuse présente une couleur variant de brun foncé (code Munsell : 7,5 YR 4/4) à brun gris foncé (code Munsell : 2,5 YR 4/2) à S71. L'une des faces (photo 3.72) présente une cardite déjà rencontrée sur l'échantillon 5-0501/1 de la doline de la Blanche-Haye à Saint-Pancré. Le faciès est considéré comme massif, aucune structure pisolitique n'est observable en surface.

L'examen microscopique (photos 3.73 et 3.74) montre un plasma constitué d'oxydes de fer plus ou moins hydraté dont la couleur varie du jaune à brun foncé. Le squelette est formé de grains de quartz détritiques en grande densité (bords jointifs) avec un assemblage de type porphyrique. Ils sont hétérométriques (50 à 500 µm), pour l'essentiel monocristallins, et ne présentent pas de golfes de corrosion Les plus petits sont subanguleux alors que les plus gros sont subémoussés. De très petits grains (20 à 50 µm) néoformés à extinction roulante ou polycristallins tapissent les parois de quelques vides. Les traits pédologiques sont essentiellement représentés par des structures de type métanodulaire ou protopisolitique, noyées dans le plasma et le squelette, montrant un contour sphérique ou ovoïde. Plusieurs types de structures sont observables :

- Structures sans cortex, uniformément brun foncé, colonisées par des grains de quartz de même nature que le squelette mais en moins grande densité (photo 3.73, P_1). Ces structures qui s'apparentent d'avantage à des nodules dont certains possèdent un centre creux dans lequel subsistent à la périphérie, des lambeaux de plasma avec des grains de quartz (Photo 3.73, P_2 et photo 3.74) ;

- Structures avec une zone corticale marquée, de couleur brun foncé, avec une moindre concentration de grains de quartz plus petits. Cette zone montre parfois des alternances de lits plus clairs, plus ou moins visibles dans lesquels sont concentrés des grains de quartz (photos 3.73 et 3.74). Ces structures peuvent être considérées comme des protopisolites (pisolites en voie de formation).

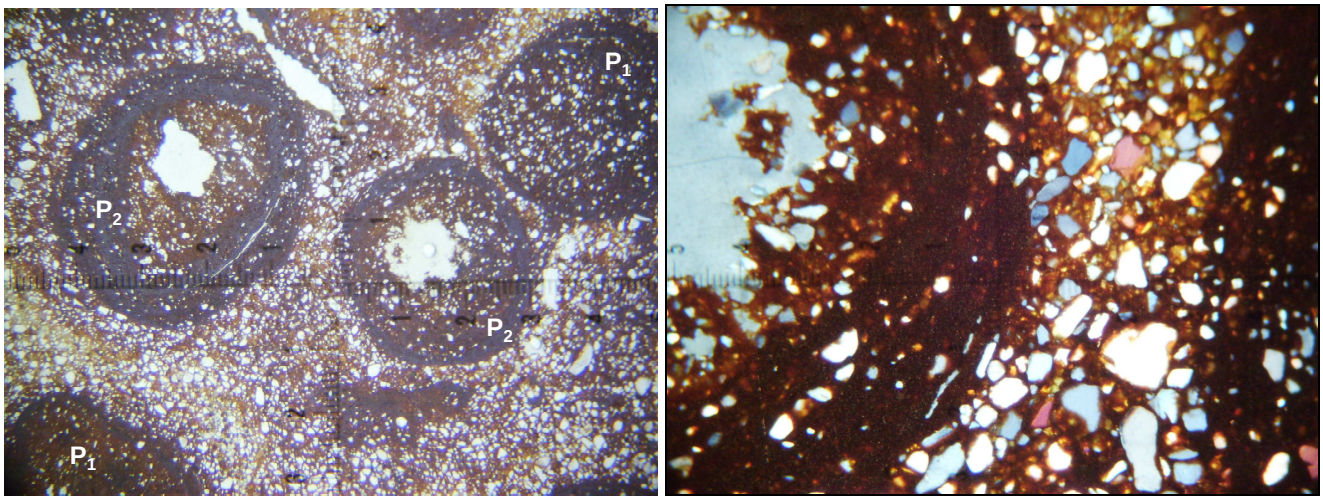


Photo 3.73 : Organisation interne d'un faciès massif / Échantillon 4-1231/2 (Borne de Fer, Audun-le-Tiche) – Sur ce cliché on distingue les deux types de structure des traits pédologiques : (P_1) nodule sans cortex ; (P_2) protopisolite avec un cœur évidé - LN x8 (1 graduation = 125 µm) - (Photo JPF, 2010)

Photo 3.74 : Détail d'un protopisolite avec cœur évidé / Échantillon 4-1231/2 (Borne de Fer, Audun-le-Tiche) - La photographie a été réalisée par adjonction d'une lame retardatrice (¼ λ) pour augmenter le contraste entre les minéraux LPA x40 (1 graduation = 25 µm) - (Photo JPF, 2010)

Échantillon 5-0501/11

Le bloc dont est issu l'échantillon, présente un faciès protopisolitique : il se présente sous forme d'un conglomérat fortement induré, de couleur brun foncé (code Munsell : 7,5 YR 3/2) formé de pisolites d'une taille de 2,5 à 11 mm coalescentes. Certains espaces interstitiels sont comblés par des sables blancs quartzeux (code Munsell : 5 YR 8/1). Pour partie la surface est recouverte par une pellicule rouge sombre (code Munsell : 7,5 R 3/8) de lépidocrocite. La découpe confirme un faciès protopisolitique évoluant en faciès massif vers les parties périphériques où s'est formée la lépidocrocite (photo 3.75)

L'examen microscopique révèle un plasma essentiellement constitué d'oxydes de fer, plus ou moins hydraté et dont la couleur varie du jaune à brun foncé. Le squelette est comparable à l'échantillon précédent : grains de quartz détritiques en grande densité (bords jointifs) avec un assemblage de type porphyrique, hétérométriques (50 à 500 µm), monocristallins et ne présentant pas de golfes de corrosion. Les plus petits sont subanguleux alors que les plus gros sont subémoussés. Pour l'essentiel, ils sont monocristallins. Les traits pédologiques sont essentiellement représentés par des structures tout à fait comparables à l'échantillon précédent : type métanodulaire ou protopisolitique, noyées dans le plasma et le squelette, montrant un contour sphérique ou ovoïde :

- Structures sans cortex, uniformément brun foncé, colonisées par des grains de quartz de même nature que le squelette, s'apparentant à des nodules ;

- Structures avec une zone corticale marquée, de couleur brun foncé. Les cortex montrent parfois des alternances de lits plus clairs (photos 3.76).

La même similitude est observée pour les vides : on en rencontre au cœur des structures nodulaires et répartis dans le plasma. Il est plausible d'envisager que ces derniers vides correspondent aux concentrations interstitielles de sables fins observées en macroscopie (photo 3.76). Les oxydes peu hydratés comme l'hématite et la lépidocrocite sont opaques et donc difficilement observables en lumière polarisée. Nous avons soumis le "sucre" de cet échantillon, après réalisation d'un polissage minutieux, à un examen au microscope métallurgique : les clichés font nettement apparaître l'organisation concentrique des pisolites en voie de formation (photos 3.77 et 3.78).

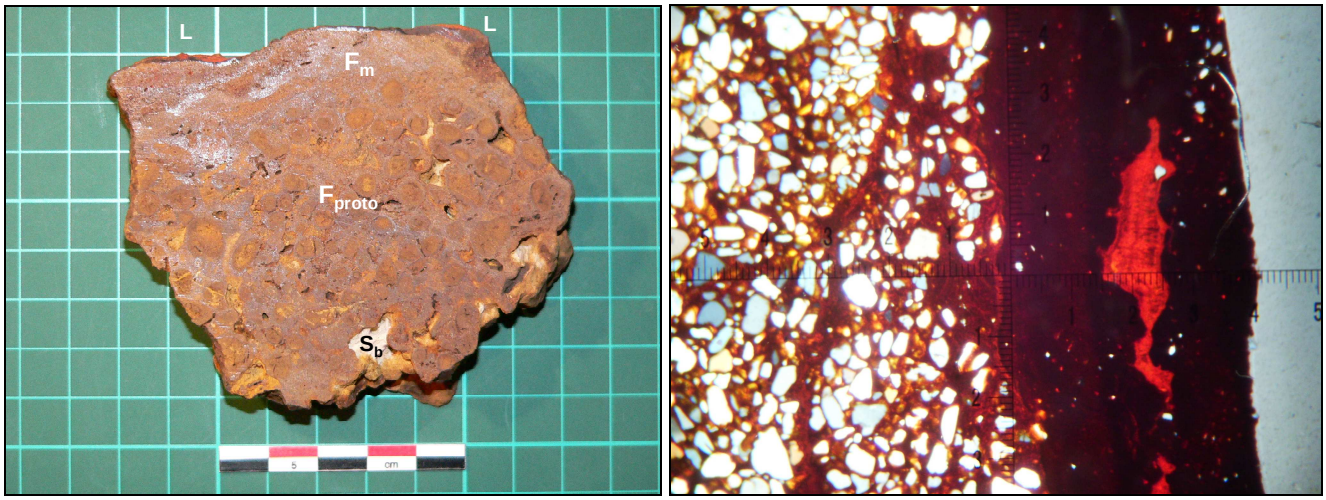


Photo 3.75 : - Découpe d'un bloc de Fer fort à faciès pisolitique (Borne de Fer, Audun-le-Tiche) – Du bas en haut, : (S_b) espace interstitiel occupé par des sables fins ; (F_{proto}) faciès protopisolitique ; (F_m) faciès massif ; (L) pellicule de lépidocrocite de couleur rouge sombre – (Photo JPF, 2010)

Photo 3.76 : Détail de l'organisation du faciès massif au contact de la pellicule de lépidocrocite / Échantillon 5-0501/11 (Borne de Fer, Audun-le-Tiche) – Le faciès massif, à gauche, est constitué en fait d'un semis de grains de quartz (20 à 300 µm), subanguleux à subémoussés cimentés par les oxydes de fer. ; à droite, la pellicule de lépidocrocite opaque montre en son centre une inclusion rouge vif différenciée. La photographie a été réalisée par adjonction d'une lame retardatrice (¼ λ) pour augmenter le contraste entre les minéraux LPA x40 (1 graduation = 25 µm) - (Photo JPF, 2010)

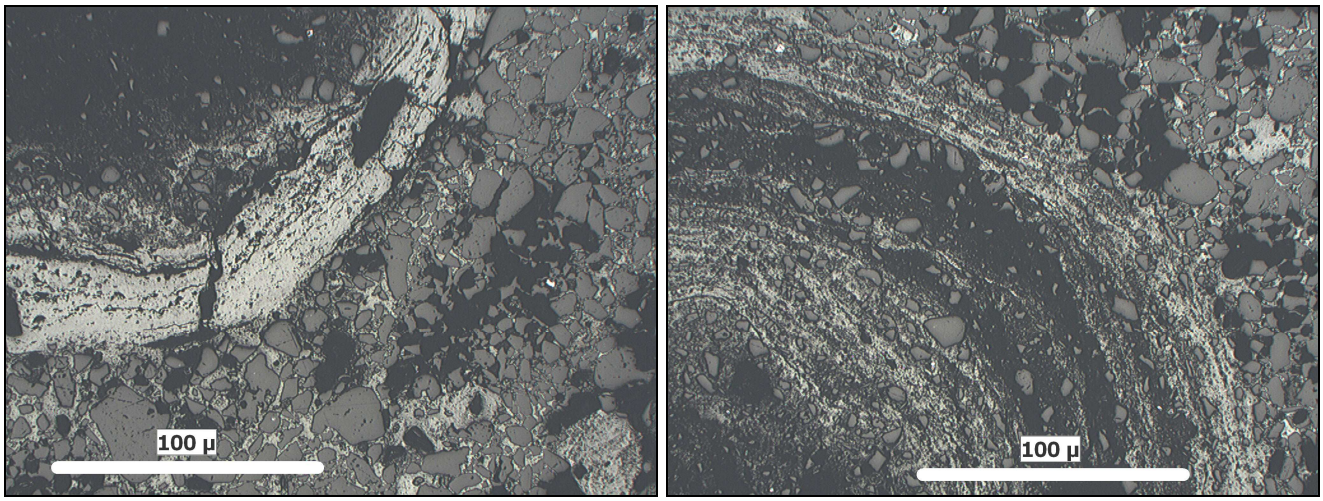


Photo 3.77 : Pisolite à cortex unique vu au microscope métallurgique / Faciès protopisolitique, échantillon 5-0501/11 (Borne de Fer, Audun-le-Tiche) – Le pisolite à cortex unique se développe dans la partie en haut à gauche du cliché. Le cœur apparaît en couleur gris foncé, alors que le cortex ressort de manière gris très clair - (Photo LAM Jarville, 2009)

Photo 3.78 : Pisolite à cortex multiples vu au microscope métallurgique / Faciès propisolitique, échantillon 5-0501/11 (Borne de Fer, Audun-le-Tiche) – L'alternance des cortex de ce pisolite "vrai" est matérialisée par des teintes variant du gris très clair à gris très foncé(Photo LAM Jarville, 2009)

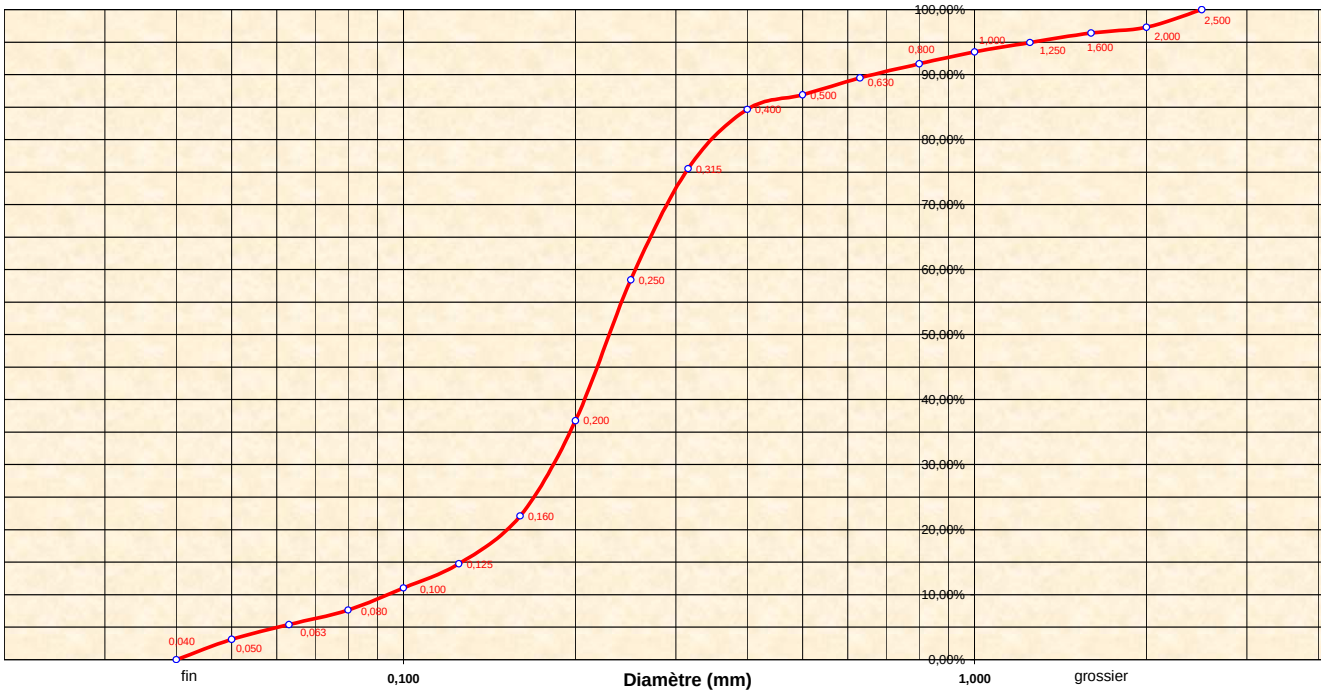
L'analyse chimique (tab. 3.25) révèle que les minerais protopisolotiques de la Borne de Fer sont relativement pauvres où la silice l'emporte nettement (52,64%) sur les oxydes de fer (35,95 %.). À l'instar des autres analyses relevées pour la Borne de Fer et à Saint-Pancré (voir synthèse), le taux en alumine est très faible (2,56 %). La couleur de l'échantillon après broyage, à température ambiante, est brun vif (code Munsell : 7,5 YR 5/6).

Eléments	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO2	P_2O5	PF	**Total**
Fer fort (faciès massif et protopisolitique), pellicule de lépidocrocite	**52,64**	**2,56**	**35,95**	0,07	0,07	0,04	< L.D.	< L.D.	0,35	0,24	**6,79**	98,72

Tab. 3.25 : Résultats de l'analyse chimique des 10 principaux éléments de l'échantillon 5-0501/11 - (CRPG, 2010)

Granulométrie (Échantillon 5-0501/23)

Une analyse granulométrique (fig. 3.57 et tab. 3.26) a été effectuée sur la fraction sableuse de l'unité IB5. L'indice de classement de Trask, inférieur à 2,5 indique un sédiment bien classé. Le coefficient d'asymétrie, proche de 1, donc neutre, ne montre pas de tendance au profit des sables fins ou des sables grossiers. La taille moyenne des grains est de 247 µm et la courbe affiche une acuité inférieure à 0,67, donc très platykurtique et plutôt significative de remaniement.



Échantillon	Unité	Quartiles et centiles (mm)							Classement Trask (SO) mm	Asymétrie Trask (SK) mm	Acuité (φ)	Taille moyenne Tm mm
		95%	84%	75%	50%	25%	16%	5%				
5-0501/23	**IB5**	0,562	0,126	0,167	0,219	0,313	0,397	1,279	1,368	1,046	0,538	0,247

Fig. 3.57 et tab. 3.26 : Grande doline du sommet de la Borne de Fer à Audun-le-Tiche / Granulométrie de la fraction sableuse de l'échantillon 5-0501/23 - (JPF, 2011)

17 MINIÈRES DU BOIS DE BUTTE (Villerupt)

Description du site (LIIe. 861.875-2501.940-415 m)

Le site des minières du bois de Butte qui jouxte au SE la ville de Villerupt (fig. 3.52, repère 17) n'est distant de celui de la Borne de Fer que de 2 kilomètres. Il se situe sur un éperon du plateau surplombant (altitude comprise entre 400 et 440 m) directement la dépression du Gutland (Grand-Duché du Luxembourg) d'environ 90 à 125 m. Le site présente encore de nos jours les traces visibles de l'ancienne extraction : dolines ou ruelles que l'on peut suivre sur une grande longueur et dont l'orientation s'établit de N.NE à E.NE. La roche encaissante des Minières, selon la carte géologique au 1/50.000^{e} (Maubeuge, 1959) est représentée par les Calcaires à polypiers supérieurs (Bajocien moyen et inférieur).

En partant d'une estimation du stock de 3.000.000 tonnes et d'un rythme d'exploitation moyen de 8.800 tonnes / an, le gîte présentait une espérance de 340 ans (Jacquot, 1849). Localement, le remplissage (argiles, sables et éléments ferrugineux) des ruelles et dolines était désigné sous le terme de "terre de gazon" (*Ibid*).

Observations effectuées

Échantillon 5-0501/7

L'échantillon a été prélevé dans un bloc décimétrique de Fer fort en place (photo 3.79), récolté dans l'argile, en fond de remplissage, à l'extrémité est de la ruelle principale. L'élément extrait possède une induration très forte. La surface mate présente un fond de couleur brun jaune (code Munsell : 10 YR 5/6) interrompu par des plages ou des veines de couleur brun gris foncé (code Munsell : 2,5 YR 4/2). De nombreuses géodes, tapissées de quartz, perforent la surface.

La découpe (photo 3.80) confirme cette absence d'uniformité : surface poreuse de couleur brun jaune à proximité de la périphérie, puis, lisse avec alternance de couleurs brun foncé à brun clair vers le cœur de l'échantillon. On retrouve comme en surface les veinules et les géodes de quartz. Le "sucre" de la lame mince a été découpé dans la zone de transition entre les faciès de couleurs claire (C_1) et sombre (C_2) du cœur du bloc

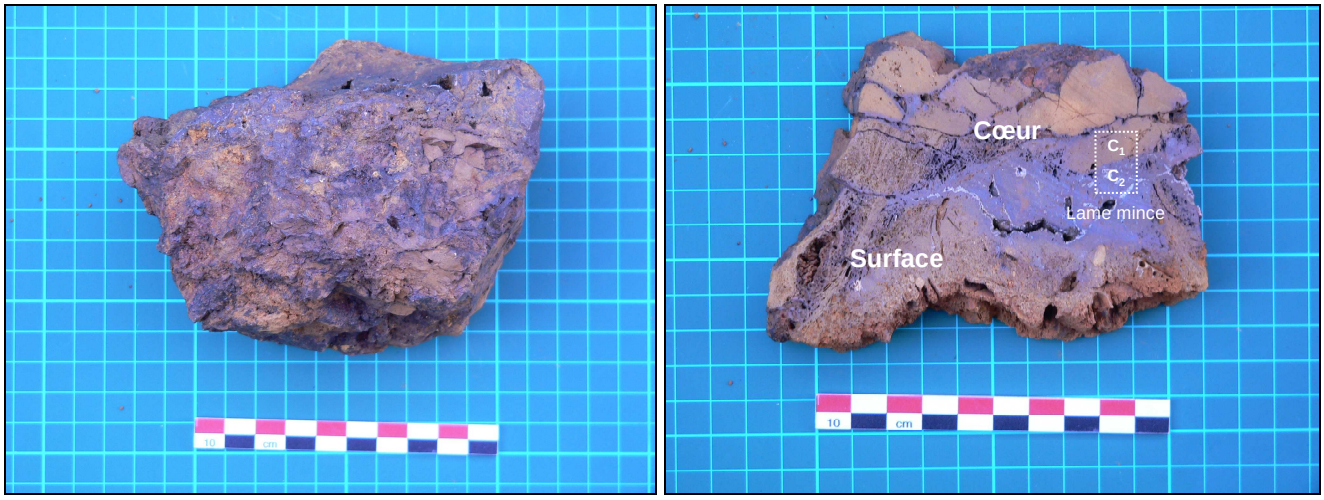


Photo 3.79 : Bloc de Fer fort à faciès massif (minières du bois de Butte, Villerupt) - (Photo JPF, 2010)

Photo 3.80 : Découpe du bloc de Fer fort de la photo précédente - L'opposition de faciès entre la surface et le coeur est matérialisée par une différence d'aspect de la surface (poreuse contre lisse et compacte) et par une diversification des couleurs. L'emplacement de la lame mince analysée est concrétisé par un rectangle en pointillé avec deux zones différenciées : C1 et C2 – (Photo JPF, 2010)

La lame mince est, par ses similitudes, un condensé de deux échantillons de Saint-Pancré et d'Allondrelle-La Malmaison : la partie repérée C_1 (photo 3.81) est comparable à l'échantillon 5-0501/2 (doline de la Blanche-Haye) et 4-1231/6 (minière d'Allondrelle-La-Malmaison) avec des fantômes ou figures aux formes incertaines qui ouvrent la voie à diverses hypothèses d'indentification : fantômes de coquilles de bivalves et de *Clypeina* (photos 3.82 et 3.83) ; la partie repérée C_2, est assimilable à l'échantillon 5-0501/5 (bois du Pas Bayard) avec un plasma, est essentiellement constitué d'oxydes de fer de couleur brun foncé à rouge vif et un squelette composé exclusivement de grains de quartz hétérométriques (50 µm à 1,5 mm), néoformés et d'une grande fraîcheur (photo 3.84). Les autres observations sont aussi communes : pas de structure pisolitique visible et présence de vides de l'ordre de 10 %.

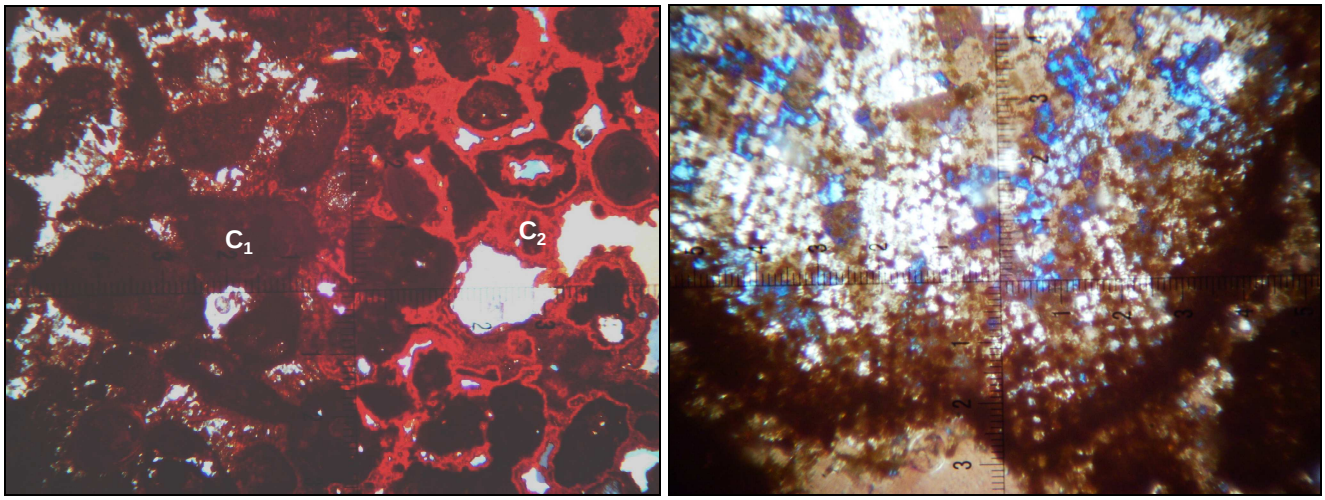


Photo 3.81 : Microscopie de la zone de transition (C_1 / C_2) / Échantillon 5-0501/7 (minières du bois de Butte, Villerupt) – Le cliché illustre de manière ponctuelle, le front d'altération : à gauche en (C_1), on observe des papules ferrugineuses plus ou moins coalescentes, séparées par des vides où sont visibles en périphérie des micro-grains de quartz. Au fur et à mesure que l'on progresse vers la droite (C_2), les papules s'amenuisent et sont graduellement remplacées par des accrétions d'oxyde de fer de couleur rouge (front de réhydratation ?) et les vides sont remplis par des méga-cristaux de quartz néoformés. La photographie a été réalisée par adjonction d'une lame retardatrice (¼ λ) - LPA x40 (1 graduation = 25 µm) - (Photo JPF, 2010)

Photo 3.82 : Fossile altéré (C_1) / Échantillon 5-0501/7 (minières du bois de Butte (Villerupt) – La disposition des cristaux évoque bien que très altérées, les côtes de la coquille d'un bivalve - LPA x100 (1 graduation = 10 µm) - (Photo JPF, 2010)

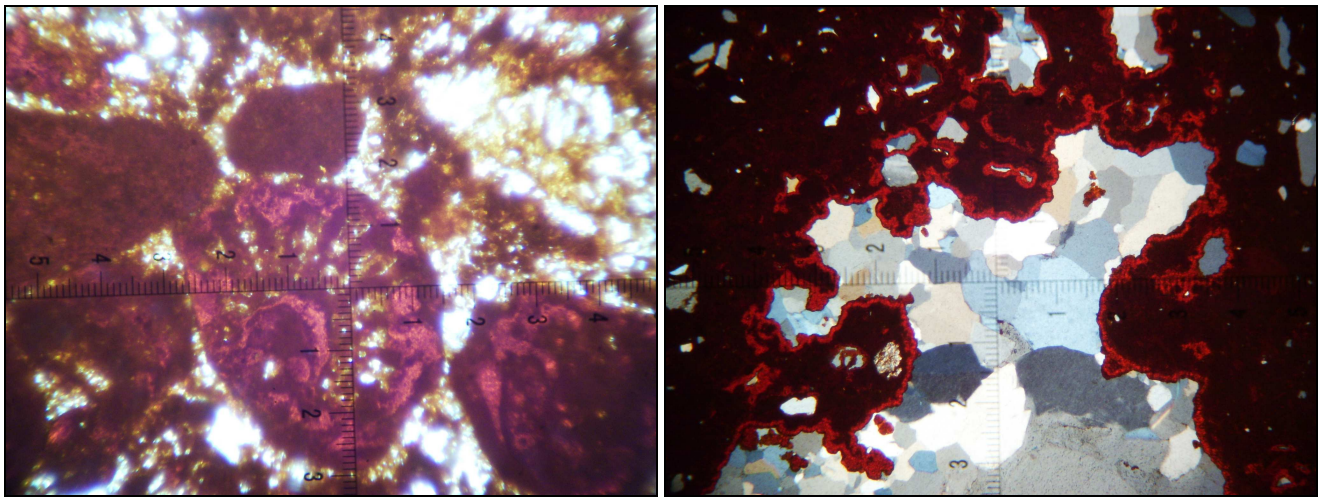


Photo 3.83 : Fantôme de *Clypeina* / Échantillon 5-0501/7 (minières du bois de Butte, Villerupt) – Au centre du cliché : un article épigénisé de *Clypeina* (Ø 1,25 mm). Il s'agit de la 4e occurrence observée dans le Pays-Haut et le Pays de Montmédy. La photographie a été réalisée par adjonction d'une lame retardatrice (¼ λ) - LPA x40 (1 graduation = 25 µm) – (Photo JPF, 2010)

Photo 3.84 : Cristaux de quartz néoformés / Échantillon 5-0501/7 (minières du bois de Butte, Villerupt) – Il s'agit du même type de faciès que celui observé sur l'échantillon 5-0501/5 (photos 3.59 et 3.60 de Saint-Pancré. La photographie a été réalisée par adjonction d'une lame retardatrice (¼ λ) - LPA x40 (1 graduation = 25 µm) – (Photo JPF, 2010)

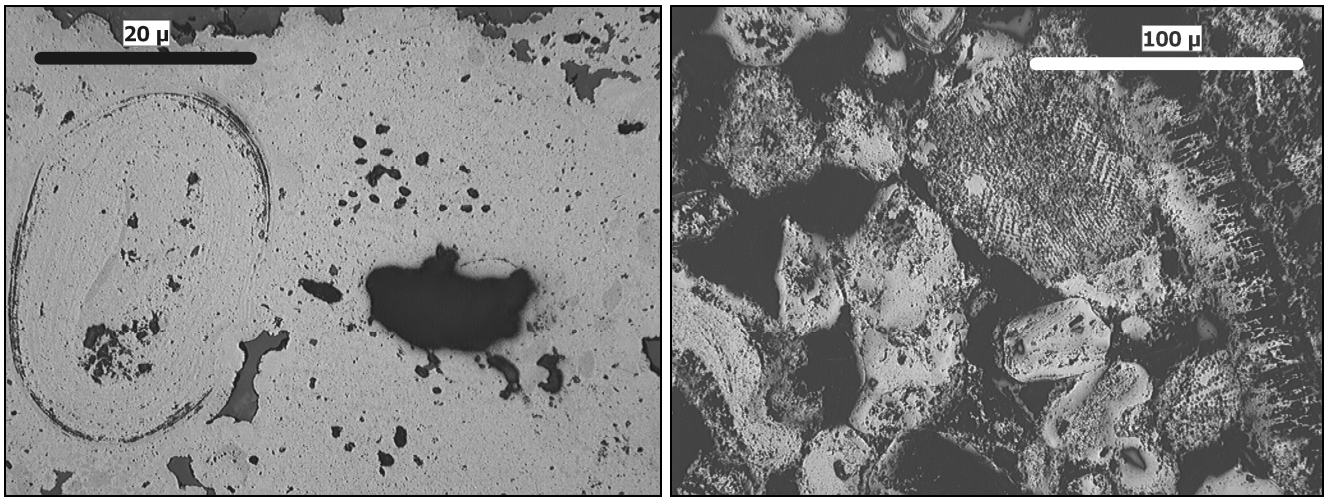


Photo 3.85 : Papule / Échantillon 5-0501/7 (minières du bois de bois de Butte, Villerupt) – Le cliché réalisé au microscope métallurgique nous laisse entrevoir, à l'intérieur du faciès massif (C_2) le contour d'une papule "digérée" par les illuviations d'oxyde de fer- x200 - (Photo LAM Jarville, 2009)

Photo 3.86 : Fossile altéré (C_1) / Échantillon 5-0501/7 (minières du bois de Butte, Villerupt) – Le cliché a été réalisé au microscope métallurgique dans la zone (C_1) : les alignements de points pourraient correspondre à la mise en relief d'organismes très dégradés par l'altération - x50 (Photo LAM Jarville, 2009)

L'analyse chimique (tab. 3.27) de ce faciès massif de Fer fort, nous montre une teneur élevée en oxydes de fer (70,82 %) rendant 49,57 % de fer métal. À noter, l'indigence de la teneur en alumine (1,12 %) caractéristique de nombre d'échantillons de Fer fort.

Eléments	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO2	P_2O5	PF	**Total**
Fer fort (faciès massif)	**15,71**	**1,12**	**70,82**	0,05	0,09	0,08	< L.D.	0,02	0,06	0,33	**10,37**	98,63

Tab. 3.27 : Résultats de l'analyse chimique des 10 principaux éléments de l'échantillon 5-0501/7 - (CRPG, 2010)

À l'instar de l'échantillon précédent, l'analyse diffractométrique (tab. 3.28) est d'une simplicité monotone et est en conformité avec l'analyse chimique : seuls sont révélés la gœthite (4,21 et 2,44 Å) et le quartz (3,34 Å). La couleur de l'échantillon après broyage, à température ambiante, est rouge jaune (code Munsell : 5 YR 5/6).

Albite	Alunite	Anatase	Calcite	Chamosite Chlorite	Dolomite	(Fluo)apatite	Gœthite	Hématite	Illite	Kaolinite	Lépidocrocite	Microcline	Muscovite	Orthoclase	Quartz	Zircon

Tab. 3.28 : Synthèse du diagramme de l'analyse diffractométrique RX de l'échantillon 5-0501/7 - (MHNN, 2009)

18 CARRIÈRE RESERVEVIERTEL (Volmerange-les-Mines)

Description du site (LIIe. 869.600-2501.565-423 m)

La carrière Reserveviertel (fig. 3.02, 3.03 et 3.58) se situe à 6 kilomètres à l'est du site de la Borne de Fer, entre Ottange et Volmerange-les-Mines. À l'instar des autres sites du Pays-Haut, il se situe sur l'avant-dernier éperon du revers de la côte du Dogger (altitude comprise entre 415 et 428 m) à proximité immédiate du front de la cuesta dominant la dépression du Lias du Gutland.

Il est vraisemblable que ce site ait été utilisé comme minière : Jacquot (1854) mentionne très brièvement quelques poches remplies de minerai dans les bois de Volmerange, Mais le site est bouleversé par l'exploitation de la carrière, toutefois les découvertes successives du front de taille ont mis au jour, de manière éphémère, des poches et des puits karstiques dont le remplissage est constitué d'argiles et d'éléments de Fer fort. La carrière exploite principalement l'Oolithe de Jaumont (Bajocien supérieur) ici recouverte des Limons des plateaux.

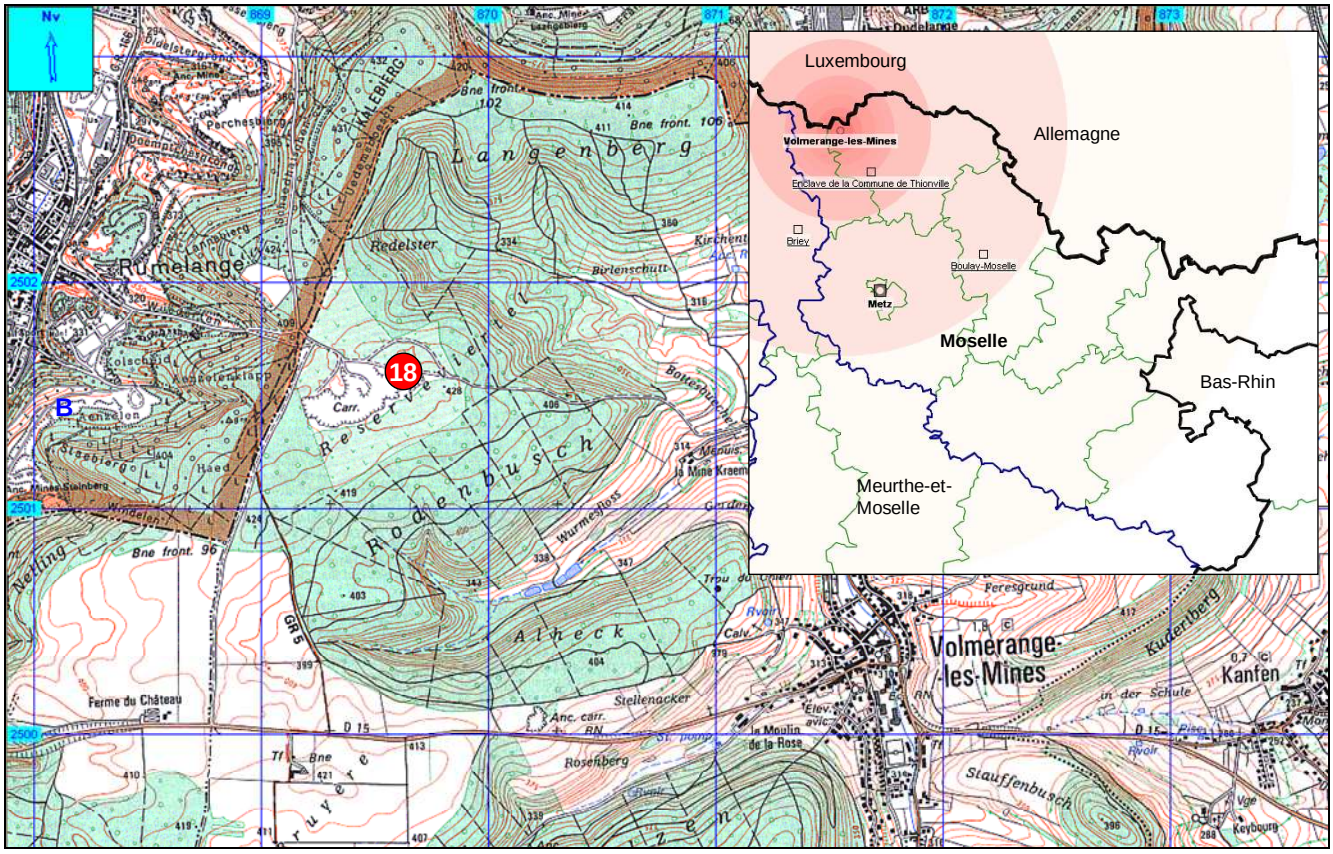


Fig. 3.58 : Localisation de la carrière de Reservieviertel (Volmerange-les-Mines, Moselle) – (12) Gîte de la carrière de Reserveviertel (Volmerange-les-Mines) - (CartoExplorer, Moselle Nord)

Observations effectuées

Échantillon 5-0501/6

L'échantillon a été prélevé dans un bloc décimétrique de Fer fort récolté à la base du remplissage d'un puits karstique trépané par l'exploitation du calcaire (Calcaires à polypiers). Le bloc présente une induration très forte et une surface mate avec de nombreuses aspérités avec des couleurs alternant du gris très foncé (code Munsell : 2,5 Y 3/0) au brun jaune (code Munsell : 10 YR 5/6). La découpe, par contre, présente une couleur homogène brun gris foncé (code Munsell : 2,5 YR 4/2) ; elle est disséquée par de nombreux vides sous forme de petites géodes ou fentes de dessiccation tapissées d'oxydes de fer.

L'aspect micromorphologique présente des analogies de structure avec l'échantillon 5-0501/2 de la Caüatte à Pierrepont et avec l'échantillon 5-0501/3 des Minières à Hussigny-Godbrange : comme ce dernier, le plasma d'oxyde de fer est uniformément réparti et présente en LPA, une teinte rouge orangé (photo 3.87). Cette couleur du plasma indique plutôt la présence massive de gœthite. Cette uniformité du plasma présente quelques exceptions, notamment autour des vides, où l'on assiste à des accrétions successives d'oxyde de fer plus moins hydratées (photo 3.88). De même, le squelette est constitué de grains de quartz xénomorphes, de faible sphéricité, subanguleux à subémoussés, et sensiblement de même taille (entre 50 et 300 µm).

Par contre, leur densité est beaucoup plus faible que les échantillons cités précédemment et les contacts entre les grains sont quasi-inexistants. Inversement les vides sont nombreux et peuvent atteindre sur la lame mince plusieurs millimètres. Si aucune structure pisolitique n'est décelable tant à la découpe de l'échantillon qu'en microscopie optique, il en est différemment en microscopie métallurgique : le cliché (photo 3.89), réalisé sur une surface polie, fait apparaître des structures circulaires ou ovoïdes, sans cortex qui s'assimilent à des papules.

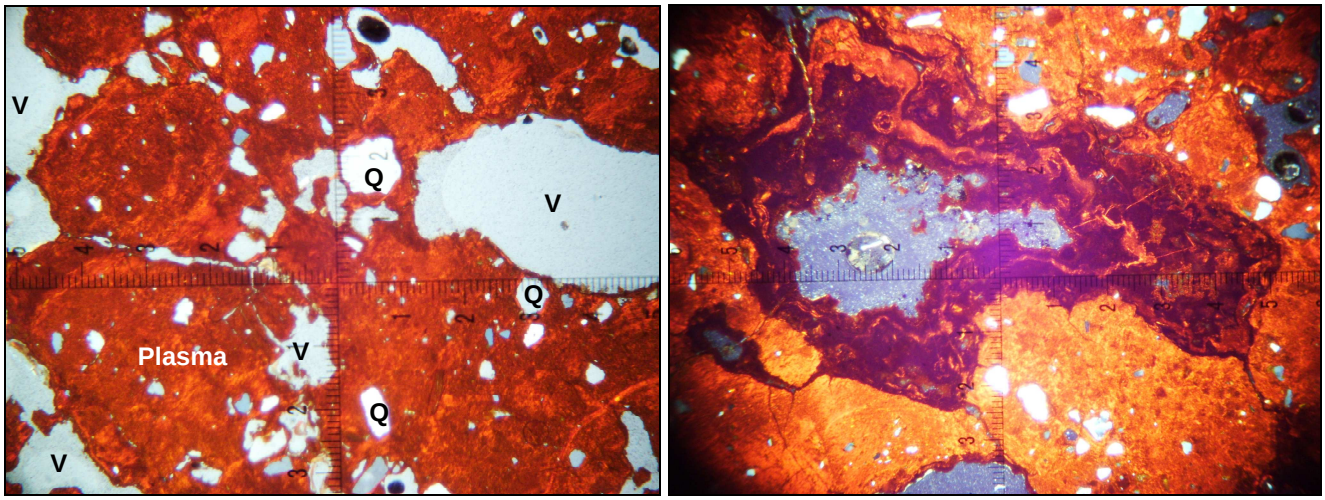


Photo 3.87 : Microscopie optique / Échantillon de 5-0501/6 (carrière de Reserveviertel, Volmerange-les-Mines) - La photographie nous montre un plasma de couleur rouge vif, discontinu, présentant de nombreux vides (V). Les grains de quartz (Q) sont peu nombreux. Le cliché a été réalisé par adjonction d'une lame retardatrice (¼ λ) - LPA x40 (1 graduation = 25 µm) - (Photo JPF, 2010)

Photo 3.88 : Microscopie optique/ Échantillon 5-0501/6 (carrière de Reserveviertel, Volmerange-les-Mines) – Les parois d'un vide sont le témoin de sécrétions ou d'accrétions par des ferranes successives, plus ou moins hydratées - LPA x40 (1 graduation = 25 µm) - (Photo JPF, 2010)

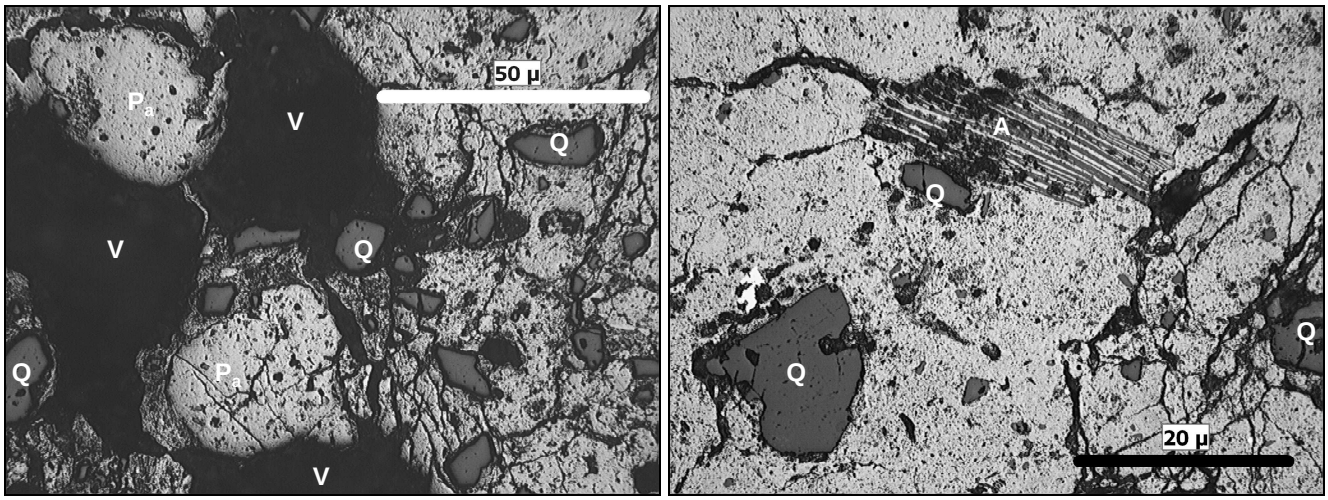


Photo 3.89 : Microscopie métallurgique / Échantillon 5-0501/6 (carrière de Reserveviertel, Volmerange-les-Mines – Ce cliché nous montre, cernés par des vides (V), 2 papules (P_a) d'oxyde de fer de petite taille (40 µm) de couleur gris clair. Les grains de quartz (Q) apparaissent en gris foncé et surlignés d'un liseré noir - (Photo LAM Jarville, 2009)

Photo 3.90 : Microscopie métallurgique / Échantillon 5-0501/6 (carrière de Reserveviertel, Volmerange-les-Mines – Le plasma uniformément gris clair comporte 2 types de minéraux : des grains de quartz (Q) présentant des inclusions et des golfes de corrosion et ce qui pourrait être de l'anatase (A) avec des clivages caractéristiques - (Photo LAM Jarville, 2009)

L'analyse chimique (tab. 3.29) nous montre un minerai parmi les plus riches rencontrés (74, 80 % de Fe_2O_3, soit 52,36 % de fer métal). Les autres teneurs sont conformes aux observations effectuées précédemment : densité faible des grains de quartz traduite par une faible teneur en SiO_2 (11,55 %). La teneur en alumine, comme tous les échantillons de Fer fort, est peu élevée (2,70 %).

Si les autres éléments, alcalins et métalloïdes sont dans les moyennes habituelles, la perte au feu se situe parmi les plus élevées parmi les minerais de Fer fort (11,52 %, pour un maximum de 13,34 %).

Eléments	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO2	P_2O5	PF	**Total**
Fer fort (faciès massif)	**11,55**	**2,70**	**74,80**	0,29	0,16	0,20	< L.D.	0,15	0,15	0,20	**11,52**	101,72

Tab. 3.29 : Résultats de l'analyse chimique des 10 principaux éléments de l'échantillon 5-0501/6 - (CRPG, 2010)

Singularité avec l'échantillon précédent, l'analyse diffractométrique (tab. 3.30) comporte outre de la gœthite (4,21 et 2,44 Å) et du quartz (3,34 Å), la présence d'un pic nettement identifiable (3,53 Å) d'anatase, non confirmé par une teneur exceptionnelle dans l'analyse chimique (0,15 % de TiO_2) mais dont l'un des cristaux apparaît fortuitement sur la photo 3.90. La couleur de l'échantillon après broyage, à température ambiante, est brun rouge (code Munsell : 5 YR 4/3).

Albite	Alunite	Anatase	Calcite	Chamosite Chlorite	Dolomite	(Fluo)apatite	Gœthite	Hématite	Illite	Kaolinite	Lépidocrocite	Microcline	Muscovite	Orthoclase	Quartz	Zircon

Tab. 3.30 : Synthèse du diagramme de l'analyse diffractométrique RX de l'échantillon 5-0501/6 - (MHNN, 2009)

3.3 LES SITES DE VALLÉES ET DE REMANIEMENT

Un certain nombre de sites étudiés se trouvent en contrebas des plateaux, soit dans les vallées encaissées de la Chiers ou de ses affluents (Othain, Loison…), soit en bordure des dépressions argileuses des Argiles de la Woëvre (Callovo-Oxforfordien) et du Lias (Gutland).

3.2.1 LA VALLÉE DE L'OTHAIN

19 MINIÈRES DE VILLÉCLOYE (LIIe. 0822.015-2504.245- 215 m)

Description du site

Les vallées du bassin versant de la Chiers sont encaissées de 60 à 180 mètres en contrebas des plateaux du Dogger. Elles présentent plusieurs terrasses essentiellement rocheuses (une dizaine pour la Chiers et ses affluents). En effet, la nature carbonatée du substratum du bassin versant n'a pas permis, le plus souvent, de conserver les alluvions qui les recouvraient (fig. 3.60). Toutefois localement, des dépôts siliceux et/ou ferrugineux ont été observés. C'est le cas de la partie aval de la vallée de l'Othain où se trouve le gîte des Minières. Le gîte (fig. 3.02, 3.03 et 3.59, repère 19a) se situe au débouché de la vallée entaillant la côte du Bajocien, peu avant sa confluence avec la Chiers. À cet endroit, l'Othain présente un méandre accentué en amont duquel se situe, en rive gauche une terrasse dégradée surplombant de 25 à 35 mètres le lit majeur. Le site se trouve actuellement dans une culture dont les labours ont mis au jour un placage avec nombreux blocs centimétriques voire décimétriques d'un conglomérat ferrugineux.

Observations effectuées

Échantillons 9-0303/1 et 9-0303/2

L'échantillon (photos 3.91 et 3.92) se présente sous forme d'un bloc très induré, affichant une surface de couleur brun foncé (code Munsell : 7,5 YR 4/3) avec un éclat légèrement métallique et laissant entrevoir des pisolites de taille millimétrique, de petites inclusions de calcaire très altéré et surtout des gravillons et galets de quartz hétérométriques ; certains affichent une taille avellanaire (jusqu'à 3 cm).

L'examen microscopique (photos 3.93 et 3.94) montre un plasma, en grande partie opaque qui emplit la quasi-totalité de l'espace entre les grains du squelette et les traits pédologiques. Autour de certains vides s'observent des structures de nourrissage de silice amorphe.

Le squelette se compose majoritairement de grains de quartz d'une grande hétérométrie (taille de 20 µm à 8 mm). Les grains les plus gros (> à 500 µm) ont une sphéricité forte, sont polycristallins, subémoussés et parcourus de veinules d'oxydes parallèles d'oxydes de fer. Les plus petits montrent parfois une extinction roulante et sont subanguleux. On observe dans de nombreux cas des phénomènes de dissolution : pénétration convexe-concave des grains, golfes de corrosion, micro-stylolithes, etc. D'autres minéraux, peu nombreux sont identifiables : cristaux de feldspath de couleur blanc à jaune sale (photo 3.94), micro-cristaux (10 µm) de calcite à la périphérie de certains grands vides interstitiels.

Les traits pédologiques sont représentés par des pisolites de toutes tailles (1 à 6 mm), sphériques ou ovoïdes, entiers ou brisés et de toute nature : pisolite à cortex multiple ou unique, régulier ou discordant ; le cœur peut être argilo-ferrugineux, occupé par un vide ou encore constitué d'un débris de cortex. Des micro-grains de quartz (20 à exceptionnellement 250 µm), anguleux à subanguleux, tapissent, en densité moyenne, le cœur et les cortex de certains pisolites.

Les vides sont peu nombreux : de petite taille (à l'intérieur des pisolites), ils correspondent à des emplacements de grains de quartz perdus au polissage ; les plus importants correspondent à des espaces interstitiels dont le plasma a été lessivé ou dissous.

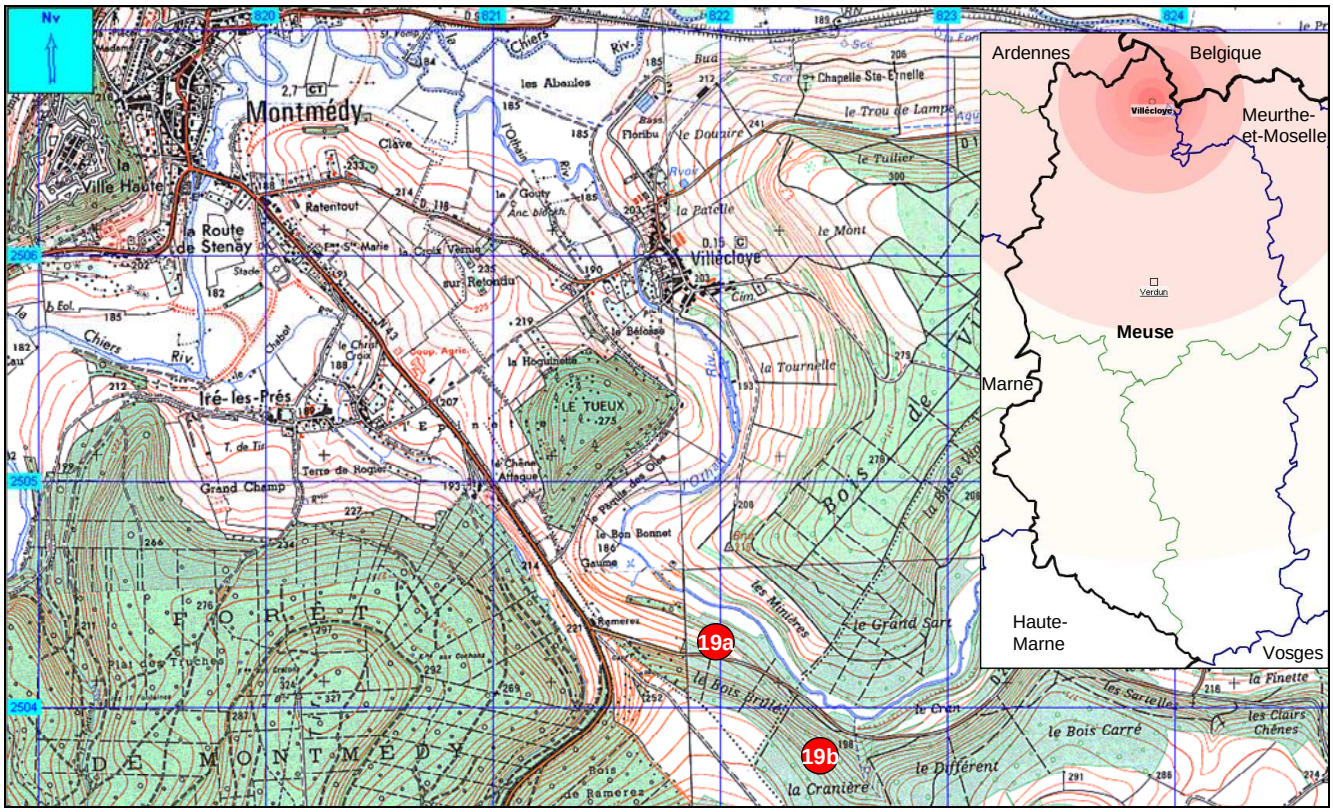


Fig. 3.59 : Localisation du gîte des Minières (Villécloye, Meuse) - (19a) Terrasse en rive gauche de l'Othain où ont été prélevés les échantillons, (19b) travertins d'origine karstique - (CartoExplorer, Meuse Nord)

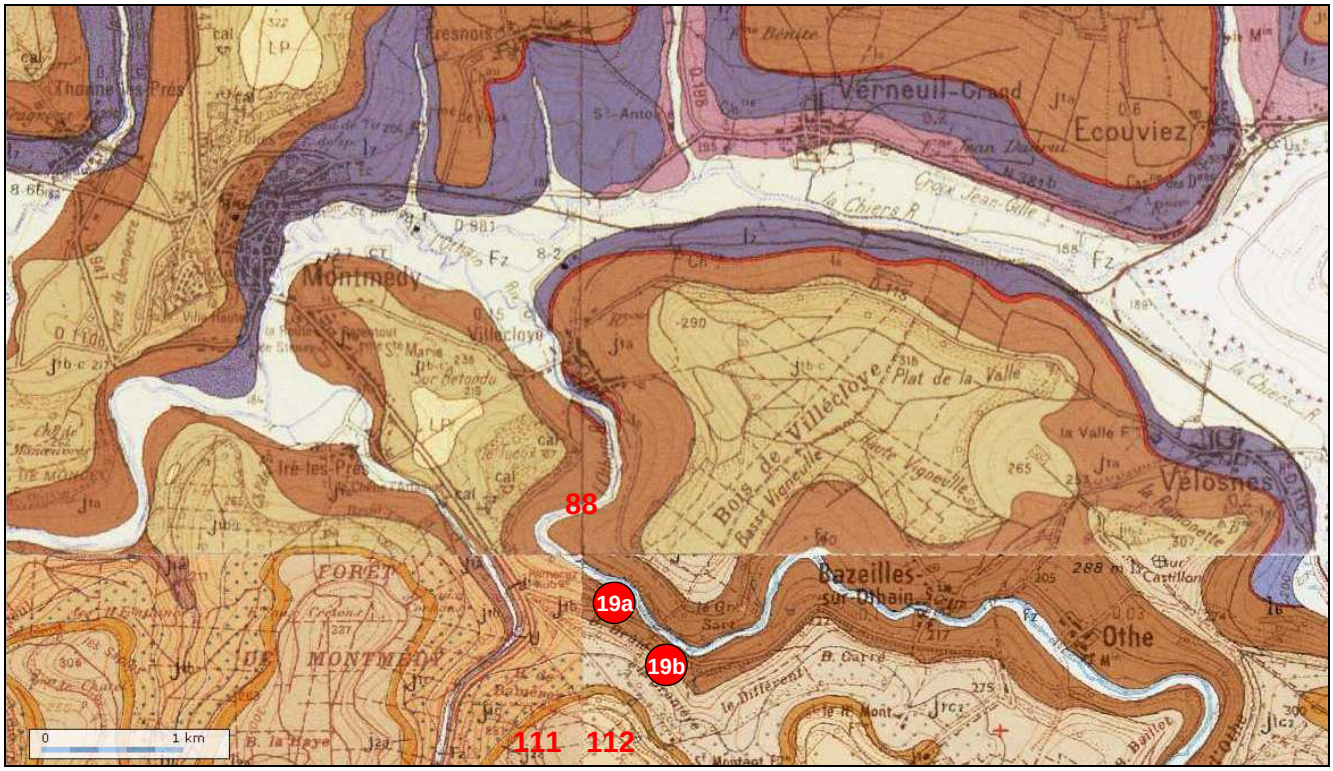


Fig. 3.60 : Carte géologique du gîte des Minières (Villécloye, Meuse) (Feuilles de Longuyon / Gorcy [112], d'après Maubeuge 1969 ; de Montmédy [88], d'après Maubeuge et Beugnies, 1982), de Stenay [111], d'après Maubeuge, 1976. Géologie : (l5) Lotharingien (Grès de Limay), (l6a) Domérien inférieur (Argiles à *Amaltheus*), (l6b) Domérieur supérieur (Macigno d'Aubange), (l7) Toarcien (Schistes-cartons), (l8) Toarcien (minerai de fer oolithique : "Minette"), (j1a) Bajocien inférieur (Calcaires à polypiers), (j1b-c) Bajocien moyen (Oolithe de Doncourt), (Fz) Alluvions récentes, (LP) Couverture limoneuse.

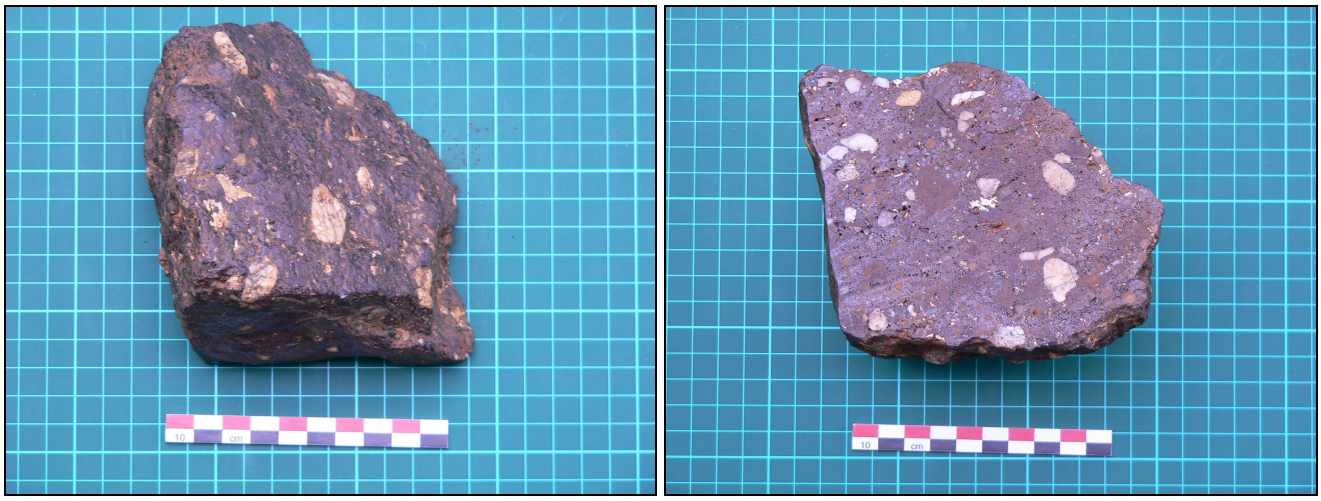


Photo 3.91 : Conglomérat à pisolites et galets de quartz (Les Minières, Villécloye) - (Photo JPF, 2010)

Photo 3.92 : Découpe du conglomérat à pisolites et galets de quartz (Les Minières, Villécloye) - (Photo JPF, 2010)

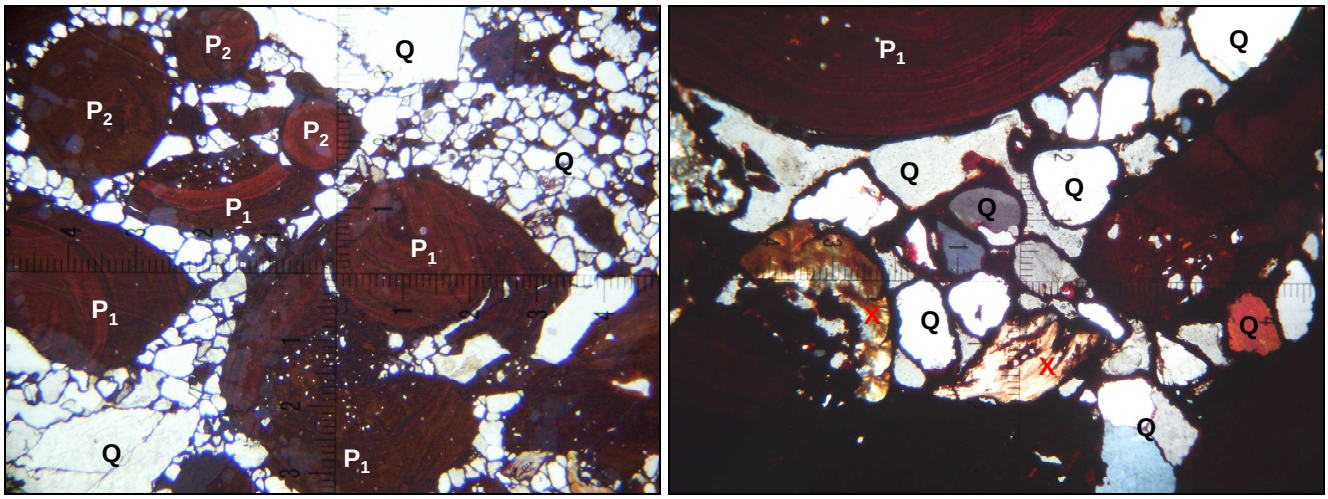


Photo 3.93 : Conglomérat de pisolites et galets de quartz/ Échantillon 9-0303/1 (Les Minières, Villécloye) – Cette microphotographie nous montre : en blanc, le squelette constitué de grains de quartz (Q) hétérométriques dont certains sont en position convexe-concave ; en brun, les pisolites "vrais" à cortex multiples (P_1) et les pisolites à cortex unique (P_2), sous forme intégrale ou de débris - LPNA x10 (1 graduation = 100 µm) - (Photo JPF, 2010)

Photo 3.94 : Détail de la micromorphologie d'un conglomérat de pisolites et galets de quartz / Échantillon 9-0303/2 (Les Minières, Villécloye) – Sur ce cliché, entre deux pisolites éclatés, sont disposés : des cristaux de quartz (Q) ; des cristaux de feldspath (X). La photographie a été réalisée par adjonction d'une lame retardatrice (¼ λ) – LPA x40 (1 graduation = 25 µm) - (Photo JPF, 2010)

L'analyse chimique (tab. 3.31) nous montre une importante teneur en oxyde de fer (57,31 %) justifiant une exploitation comme minerai. Les éléments résiduels alcalins ainsi que les autres métalloïdes présentent des teneurs dans la moyenne des autres échantillons du Pays-Haut, en revanche le taux en alumine est proche de la limite haute (6,11% pour 6,75 %).

Eléments	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5	PF	**Total**
Conglomérat de pisolites et galets de quartz	**25,60**	**6,11**	**57,31**	0,04	0,03	0,18	< L.D.	0,03	0,23	0,41	**9,13**	99,06

Tab. 3.31 : Résultats de l'analyse chimique des 10 principaux éléments de l'échantillon 9-0303/1 - (CRPG, 2010)

La diffractométrie RX (tab. 3.32) de l'échantillon est strictement ternaire : seule est révélée la présence de quartz (3,34 Å) et d'oxydes de fer : gœthite et surtout hématite. L'hématite (2,69 Å) est peu commune sur l'ensemble des diffractométries réalisées sur le Bassin parisien.

Le rapport entre les hauteurs de pics à 4,16 Å de la gœthite et 2,69 Å - 2,52 Å communs à la gœthite et l'hématite permet de calculer une approximation du rapport gœthite / hématite (Besnus, 1977). Pour l'échantillon, le rapport $R_e = G_o/H_e$ (gœthite / hématite) est de 1,74. À noter l'absence de calcite. La couleur de l'échantillon après broyage, à température ambiante, est brun rouge (code Munsell : 5 YR 4/4).

Albite	Alunite	Anatase	Calcite	Chamosite Chlorite	Dolomite	(Fluo)apatite	Gœthite	Hématite	Illite	Kaolinite	Lépidocrocite	Microcline	Muscovite	Orthoclase	Quartz	Zircon

Tab. 3.32 : Synthèse du diagramme de l'analyse diffractométrique RX de l'échantillon 9-0303/1 - (MHNN, 2009)

3.3.2 LA DÉPRESSION ARGILEUSE de WOËVRE

20 LE MINERAI CALLOVIEN DE L'INTERFLUVE LOISON-OTHAIN

Description des sites

Un minerai sédimentaire a été cartographié sur la carte géologique à 1/50.000e, feuille de Longuyon-Gorcy (Maubeuge, 1969) au sein des argiles de la Woëvre (fig. 3.62). Cette formation ferrugineuse de quelques mètres de puissance, est selon l'auteur de la carte géologique, un minerai de fer oolithique marneux, parfois pisolitique.

Ce minerai a donné lieu à une activité sidérurgique ancienne (au XIXe siècle au profit des hauts-fourneaux de la région comprise entre Longwy et Longuyon) voire très ancienne : c'est ainsi que nous avons découvert, lors d'une campagne de terrain, des ferriers avec des scories de bas-fourneaux (photo 3.95) dans le bois de Parfondevaux (interfluve Loison-Othain, 1 km au S.WW de Saint-Laurent-sur-Othain).

Ce minerai, identifié comme sédimentaire, sur plusieurs sites aériens (les Minières à Mangiennes, LIIe. 833.745-2489.775-244 m), peut se retrouver transporté et remanié par le karst au pied des pentes ou encore soutiré par celui-ci. En effet, de nombreux phénomènes karstiques (plus d'un millier à ce jour, inventaire USBL Spéléo en cours) de tous types (doline, perte, gouffre…) ont été recensés notamment sur les auréoles de contact entre les Argiles de la Woëvre et les calcaires de la Dalle d'Étain.

C'est ainsi que nous avons retrouvé mêlés aux argiles qui scellaient la tête du puits du gouffre-perte n° 725 (LIIe. 830.200-2492.600.246 m) plusieurs nodules et plaquettes caractéristiques de ce minerai sédimentaire (fig. 3.61 et 3.63, repère 20a ; photo 3.96).

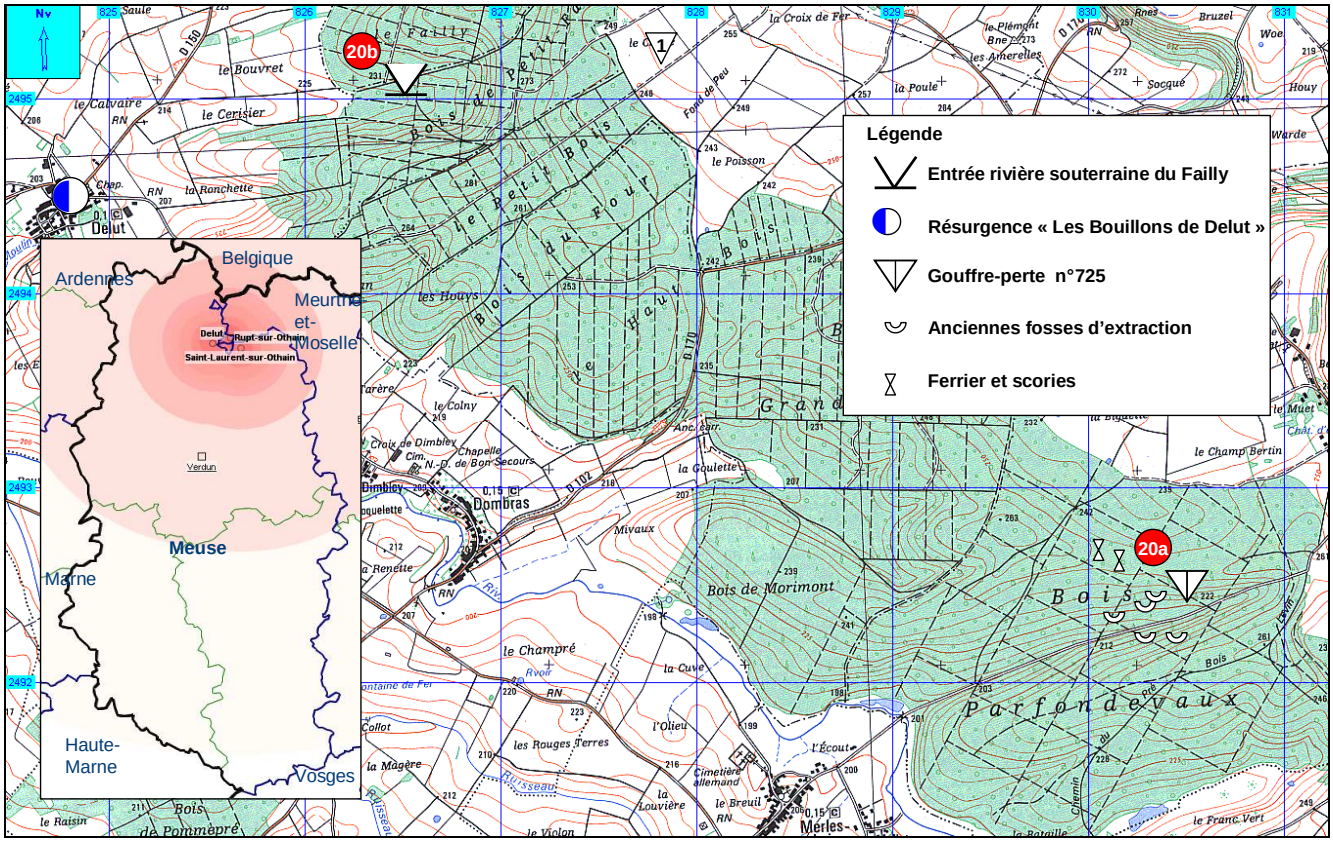


Fig. 3.61 : Plan de localisation de l'entrée de la rivière souterraine du Failly (repère 20b, bois du Petit Failly, Rupt-sur-Othain, Meuse) ainsi que des vestiges de bas-fourneaux et du gouffre-perte n° 725 (repère 20a, bois de Parfond evaux, Saint-Laurent sur-Othain) – À noter à proximité du gouffre-perte n° 725, la prés ence de nombreuses dolines qui portent la marque d'une exploitation de minerai de fer (présence de talus) - (JPF, 2011, symboles spéléologiques BRGM)

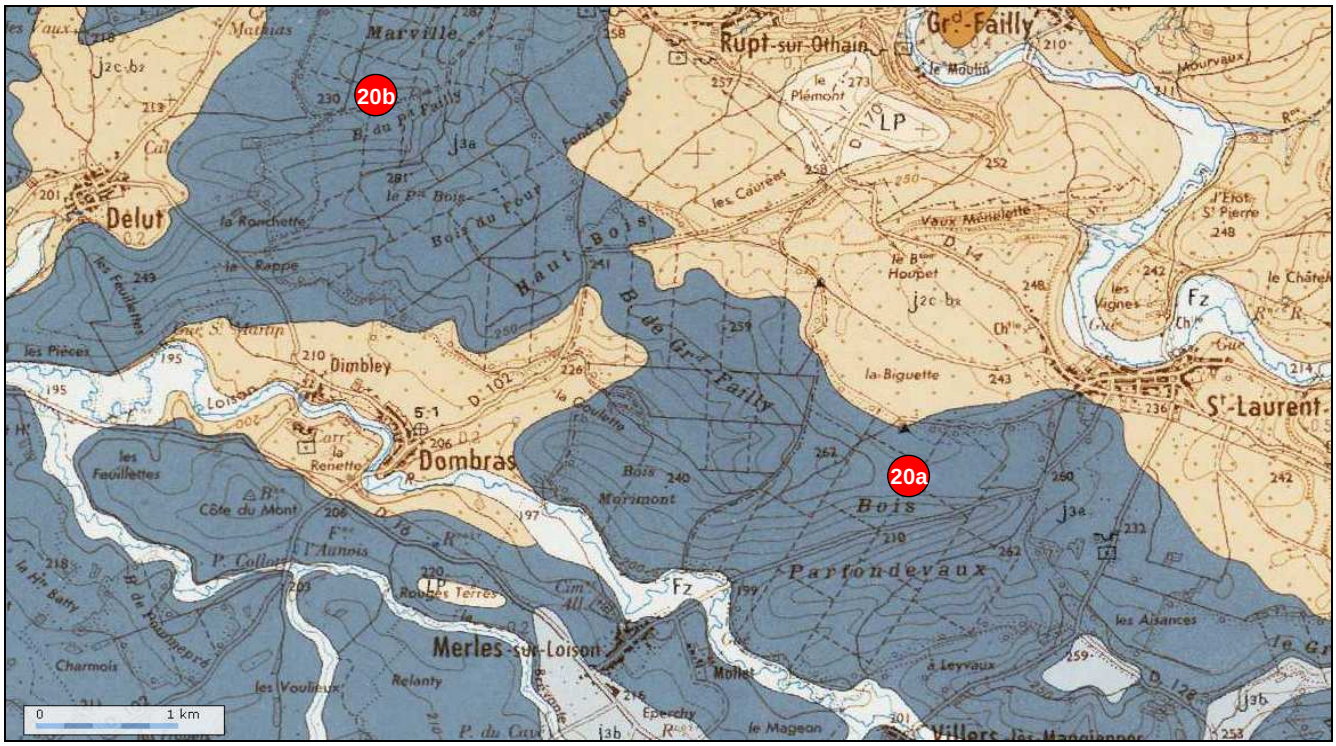


Fig. 3.62 : Carte géologique de l'interfluve Loison-Othain avec entrée de la rivière souterraine du Failly (20b) et le gouffre-perte n° 725 (20a) (Feuille de Longuyon / Gorcy, d'après Maubeuge, 1969). Légende : (j2a) Bathonien inférieur (Caillasses à *Anabacia*), (j3a, j3b) Callovien moyen (Argiles de la Woëvre, minerai de fer à *Reineckeia anceps*), (LP) Limons des plateaux, (+) Pierre de Stonne, (Fz) Alluvions récentes.



Photo 3.95 : Scories de bas-fourneaux (bois de Parfondevaux, Saint-Laurent-sur-Othain) – Sur le replat nord du bois de parfondevaux d'importants monticules de scories vitreuses mêlées à des parois de four attestent la présence d'au moins deux bas-fourneaux – (Photo JPF, 2011)

Photo 3.96 : Gouffre-perte n°725 (bois de Parfonde vaux, Saint-Laurent-sur-Othain) – Travaux de désobstruction de l'entrée du gouffre perte n°725. Les plaquettes et nodules de minerai de fer sédimentaire ont été déposés par le remaniement en sommet de puits (spéléo en bleu) entre la base des argiles et le toit de l'encaissant calcaire – (Photo JPF, 2011)

Cette migration d'éléments de minerai de fer callovien à l'intérieur du karst est également illustrée par une découverte fortuite, lors des premières explorations de la rivière souterraine du Failly (LIIe. 826.570-2495.020-232 m), à l'été 1976. Cette rivière souterraine (repère 20b, fig. 3.61 et 3.62 et fig. 3.63) se situe dans le bois de Petit-Failly à 4,5 km au NW du site précédent.

Comme nombre de gouffres de l'interfluve Loison-Othain, son entrée s'ouvre au fond d'une doline dans les Argiles de la Woëvre, à l'altitude de 232 m (gouffre G14).

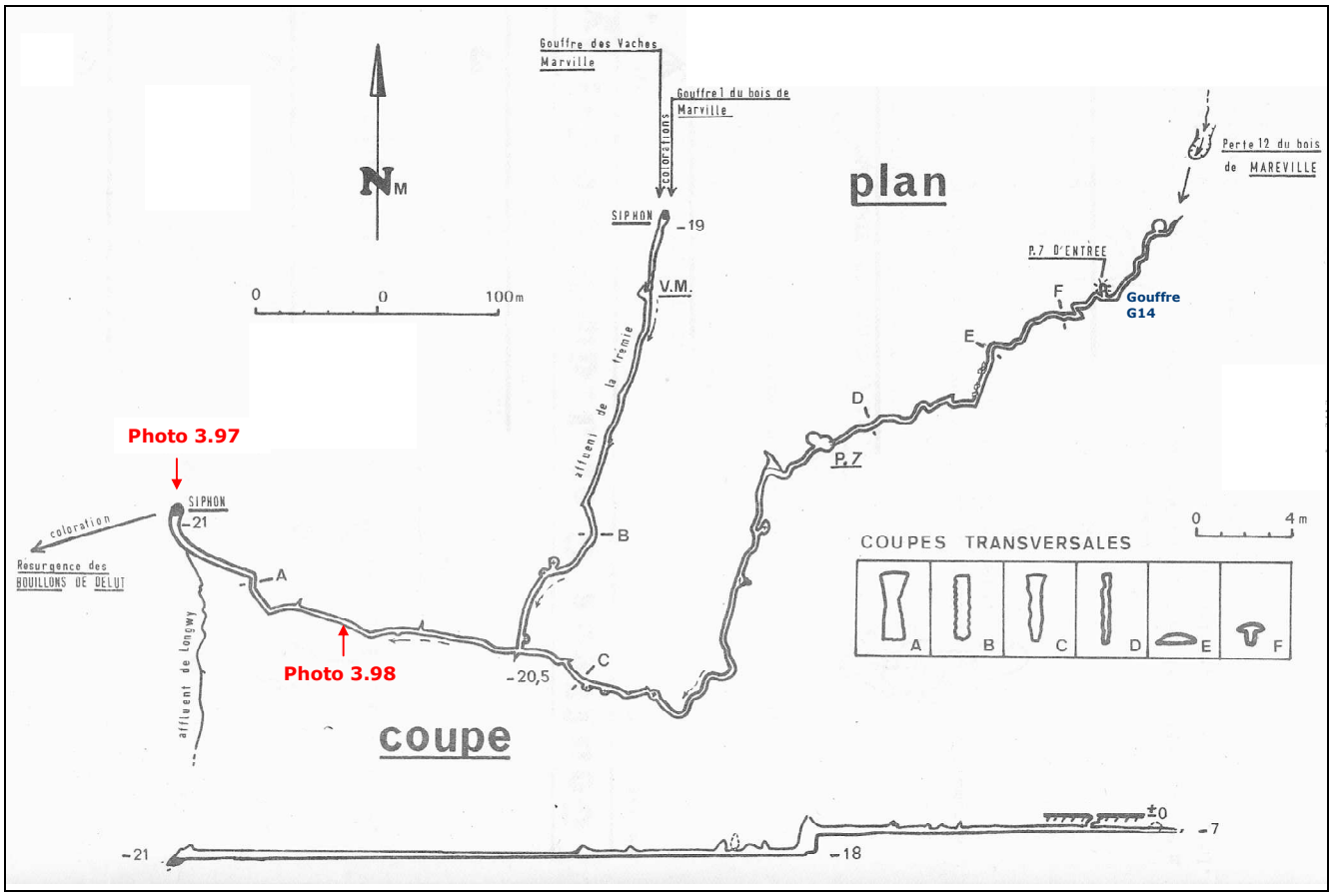


Fig. 3.63 : Topographie de rivière souterraine du Failly (Delut, Meuse) – (Devaux, Louis et Ballereau *in* Gamez, 1992)





Photo 3.97 : Ruisseau souterrain du Failly (Rupt-sur-Othain) / Siphon terminal – Niveau du siphon à l'étiage (cote – 21 m) - (Photo JPF, 1976)

Photo 3.98 : Ruisseau souterrain du Failly (Rupt-sur-Othain) / Galerie principale (été 1976) - Vagues d'érosion tapissant le plancher de la galerie principale. Les dépressions du plancher sont colmatées par les gels de dissolution de fer ferreux en provenance d'éléments de minerai de fer du Callovien apportés par une crue antérieure – (Photo JPF, 1976)

La galerie principale, après un développement de 900 m dans les calcaires du Bathonien (Dalle d'Étain) bute sur un siphon (cote -21 m, photo 3.97) dont les eaux résurgent de manière temporaire à Delut. Ce phénomène est connu sous le nom de "Bouillons de Delut" (Gamez, 1992).

Dans la galerie active de la cavité, pendant l'été 1976, nous avons observé la présence de laisses de gels d'oxydes de fer de couleur rouge sang (photo 3.98) piégées par les vagues d'érosion qui tapissent le plancher de la galerie. Ces gels ferreux provenaient de morceaux de minerai de fer callovien entraînés dans la cavité en période de crue. La stagnation prolongée de ces éléments ferrugineux dans l'eau, retenue par les vagues d'érosion, a permis la dissolution du fer ferreux.

Cette observation permet d'affirmer que la mobilisation du fer s'effectue actuellement sous les mécanismes climatiques qui affectent le Bassin parisien.

3.3.3 LA VALLÉE DE LA CHIERS

21 LE MÉANDRE FOSSILE DE CHARENCY-VÉZIN

Description du site (LIIe. 828.850-2502.275-267 m)

En rive gauche de la Chiers, à 8 kilomètres en aval de Longuyon, à Charency-Vézin (fig. 3.02, 3.03 et 3.64), existe un remarquable méandre fossile (photo 3.99) entaillant de 20 à 30 mètres les plateaux du Dogger modelés par les calcaires de l'Oolithe de Jaumont et de l'Oolithe de Doncourt, relayés sur la paléo-rive concave par les caillasses à *Anabacia* du Bathonien inférieur (fig. 3.65). À l'intérieur du méandre situé à environ +80 mètres d'altitude relative, on trouve en grande quantité, des galets et graviers émoussés de Fer fort (photo 3.100) associés à de nombreux éléments centimétriques de Pierre de Stonne (photo 3.101).

Les éléments de Pierre se présentent sous forme de galets de taille centimétrique ou de plaquettes aux angles très émoussés d'une taille comprise entre 5 et 20 centimètres.

Les éléments récoltés de Fer fort, présentent des tailles comprises entre 3 et 8 millimètres pour les graviers et de 1 à 8 centimètres pour les galets. Les graviers ont une forme généralement sub-arrondie avec une surface lisse et un éclat métallique, alors que les galets se rencontrent d'avantage sous forme de plaquettes aux angles émoussés avec une surface mate.

Le site correspond à la terrasse Ch 8 (fig. 3.66) de la Chiers (Harmand, 2004).

Jacquot (1854) nous signale ce site comme étant une minière : « *le minerai se trouve en très petits grains arrondis* [Nota : de même nature que celui de la grotte-minière du Haut de Sery] *dans un dépôt argileux d'une épaisseur de 1,5 m recouvert lui-même sur une hauteur de 2 à 3 m par une argile sableuse stérile. Le gîte était assez étendu et renferme encore de grandes quantité de richesse ; il a fourni en 1848, 320 tonnes de minerai* ».

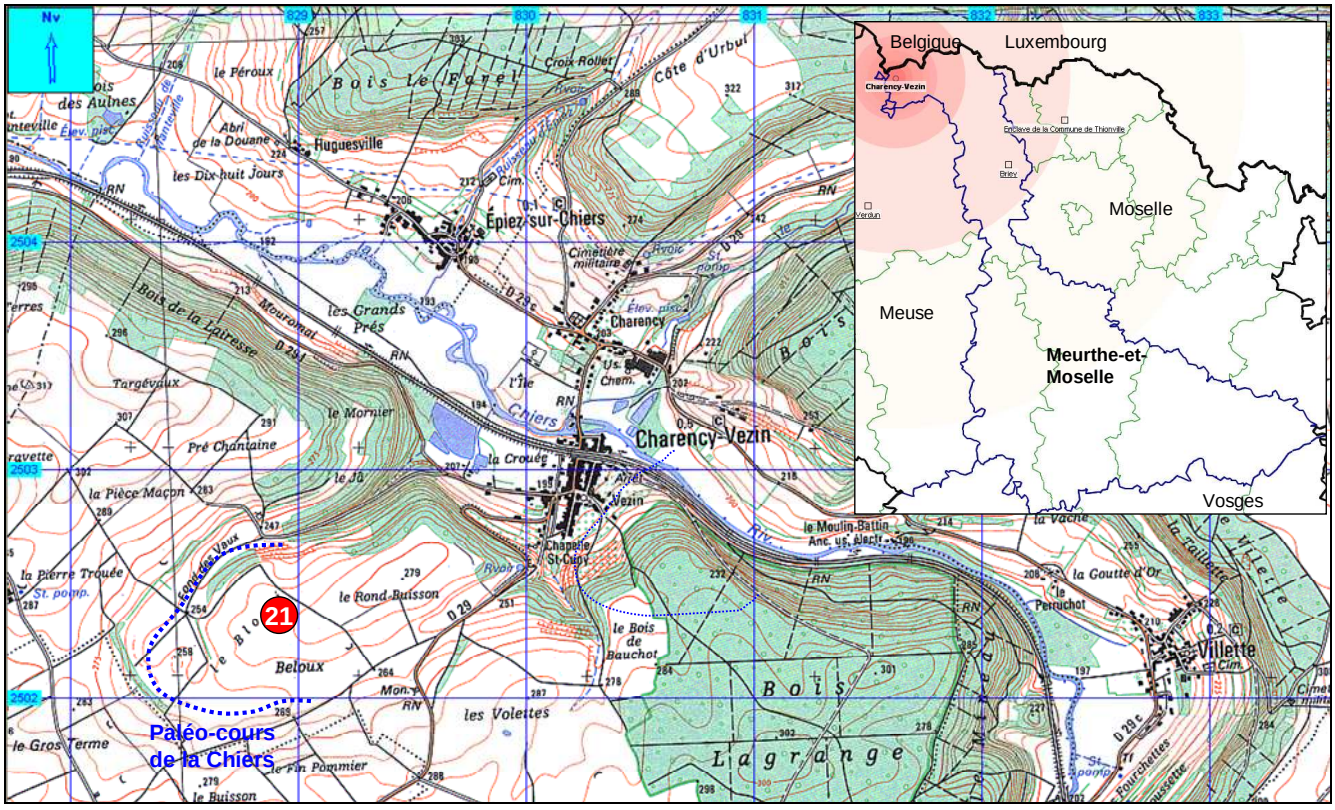


Fig. 3.64 : Site du méandre abandonné de la Chiers (Charency-Vézin, Meurthe et Moselle) – Sur cette carte, on distingue au sud-ouest de la localité l'ancien méandre abandonné de la Chiers avec son lobe (21) et le paléocours du cours d'eau matérialisé en pointillé (CartoExplorer, Meurthe-et-Moselle Nord)

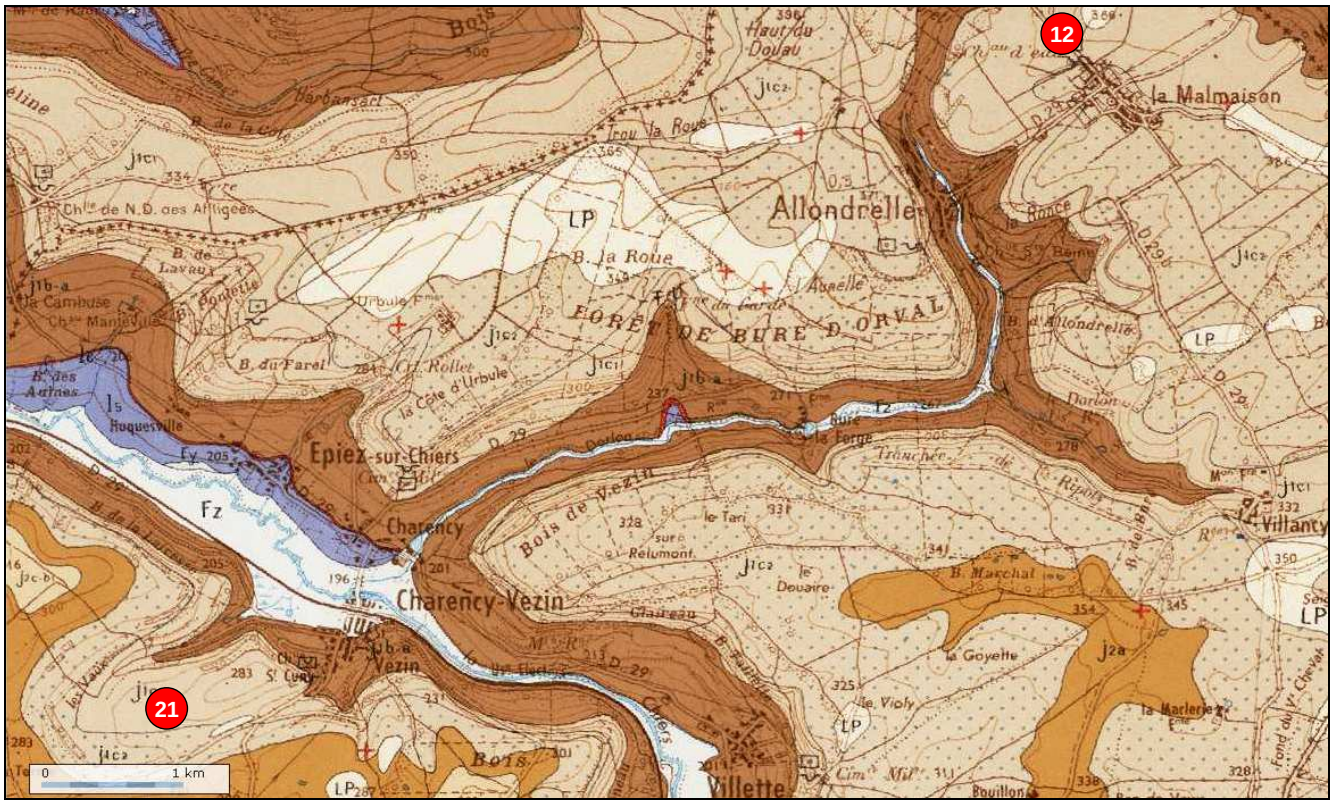


Fig. 3.65 : Carte géologique du méandre abandonné de la Chiers (21) et des minières d'Allondrelle-la-Malmaison (12) (Feuille de Longuyon / Gorcy, d'après Maubeuge, 1969). Géologie : (l5) Toarcien (Schistes-cartons), (l6) Minerai de fer oolilthique : "Minette", (j1b-a) Bajocien inférieur et moyen (Calcaires à polypiers), (j1c1, j1c2) Bajocien supérieur (Oolithe de Jaumont et Oolithe de Doncourt), (j2a) Bathonien inférieur (Caillasses à *Anabacia*), (LP) Limons des plateaux, (+) Pierre de Stonne, (Fz) Alluvions récentes.

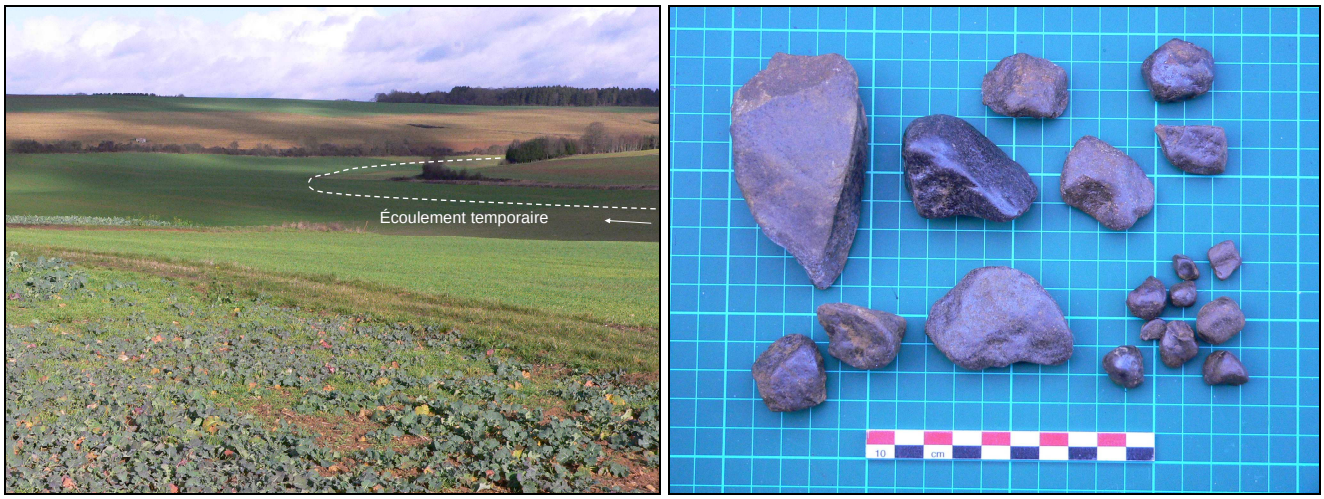


Photo 3.99 : Méandre abandonné de la Chiers à Charency-Vézin (Meurthe-et-Moselle). L'ancien lit est mis en évidence par la zone actuellement en prairie. À droite, surligné par un rideau d'arbustes, on aperçoit l'extrémité du lobe où ont été récoltés les galets de Pierre de Stonne et les nodules de Fer fort – (Photo JPPF, 2011)

Photo 3.100 : Nodules de Fer fort en provenance du lobe du méandre abandonné de la Chiers – (Photo JPF, 2011)

Observations effectuées

Échantillon 5-0501/10 (élément de Pierre de Stonne)

L'échantillon retenu se présente sous la forme de galets de Pierre de Stonne de forme sphérique, plus ou moins aplatie. Il est très induré, avec une surface de couleur brun (code Munsell : 7,5 YR 5/4) et affiche 7 centimètres de grand axe.

La découpe fait apparaître un cœur gris rose (code Munsell : 7,5 YR 6/2) avec des nuances jaune olive (code Munsell : 2,5 Y 6/6) à la périphérie (photo 3.101).

L'observation en lame mince nous montre un plasma pélitique et silteux très consolidé, colonisé par un semis de grains de quartz d'une hétérométrie affirmée (10 à 300 µm), subémoussés à émoussés, monocristallins. La périphérie des vides et le contour des grains montrent parfois des illuviations ferrugineuses (photo 3.102).

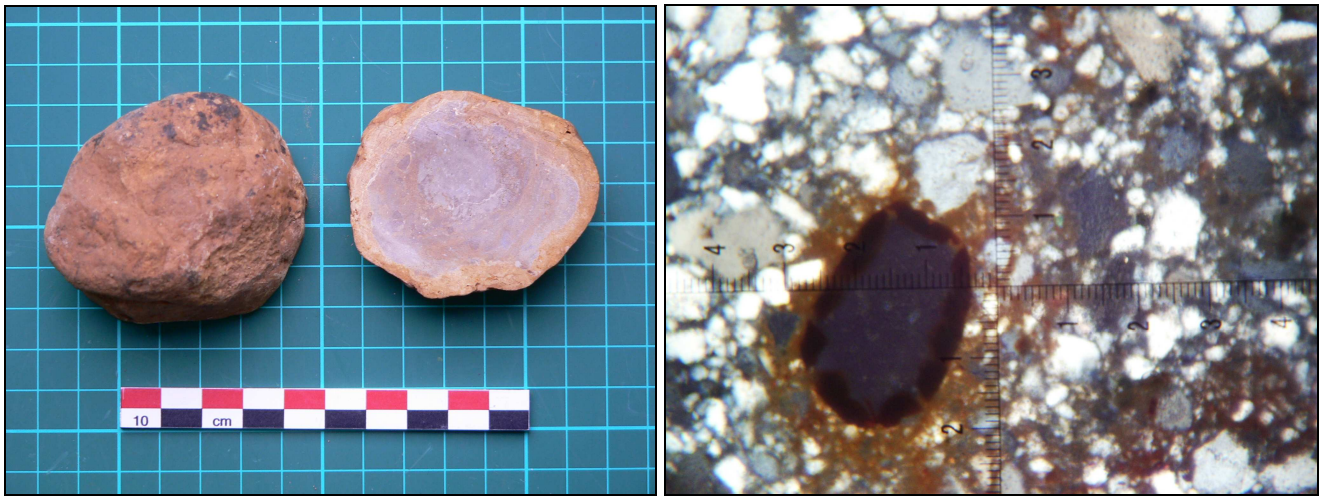


Photo 3.101 : Galet de Pierre de Stonne / Échantillon 5-0501/10 (méandre abandonné de la Chiers, Charency-Vézin) – La découpe met en évidence la différenciation de couleur entre le cœur et la périphérie (teinte jaune olive). De même, le toucher plus lisse du cœur laisse supposer une granulométrie plus fine - (Photo JPF, 2010)

Photo 3.102 : Micromorphologie d'un galet de Pierre de Stonne / Échantillon 5-0501/10 (méandre abandonné de la Chiers, Charency-Vézin) – Le cliché confirme la finesse moyenne du grain et l'hétérométrie du matériau (de 10 à 200 µm). Autour du vide, des oxydes ferriques ont envahi le plasma - LPA x100 (1 graduation = 10 µm) - (Photo JPF, 2010)

22 LA TERRASSE DÉGRADÉE DE BRAUMONT (Viviers-sur-Chiers)

Description du site (LIIe. 839.550-2502.300-300 m)

La première terrasse Ch 10 (fig. 3.66) de la vallée de la Chiers, bien exprimée dans la topographie se situe à une douzaine de kilomètres en val de Longwy, de part et d'autre du village de Braumont, à une altitude voisine de 300 mètres, soit à plus d'une centaine de mètres du lit actuel de la Chiers (fig. 3.02, 3.03 et 3.69). Elle entaille l'Oolithe de Jaumont (fig. 3.70). Sur cette terrasse, nous avons trouvé plusieurs centaines de galets de quartzite subarrondis de 2 à 10 centimètres de grand axe.

Cette terrasse de la Chiers, repérée Ch 10 (fig. 3.66), est attribuée par Harmand (2004), à la fin du Tertiaire

Observations effectuées

Échantillon 5-0501/8 (élément de Pierres de Stonne)

L'échantillon (photo 3.103) se présente sous forme d'un galet de Pierre de Stonne peu aplati, à la surface lisse de couleur brun très pâle (code Munsell : 10 YR 7/3). La découpe ne montre pas de différenciation de structure et de couleur, entre le cœur et la périphérie. La matrice assez homogène, très lisse au toucher, de couleur gris clair (code Munsell : 2,5 YR 7/2 laisse apparaître un léger litage.

L'observation en lame mince met en évidence un plasma pélitique et silteux très consolidé dans lequel est noyé un semis de grains de quartz hétérométriques (10 à 200 µm), subémoussés à émoussés et pour l'essentiel monocristallins. Le plasma est entaché par de nombreuses illuviations d'oxyde de fer, plus ou moins hydratées (photo 3.104) d'orientation unique (séparation masépique).

Aucun vide n'est observé sur la surface de la lame mince. À l'instar de l'échantillon précédent du méandre fossile de Charency-Vézin, les caractéristiques sont celles de la Pierre de Stonne étudiée en Thiérache ardennaise et les régions limitrophes par Voisin (1988).

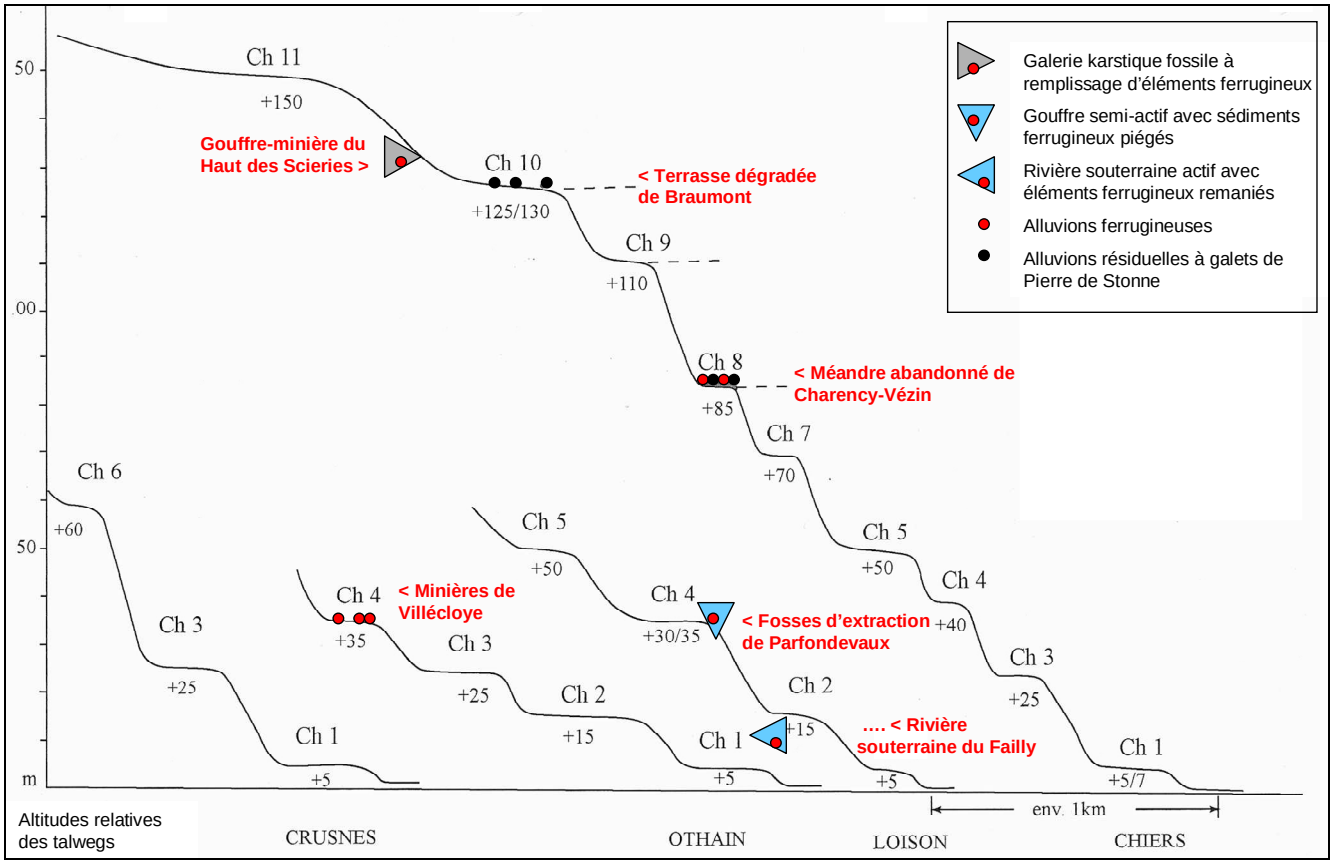


Fig. 3.66 : Profils transversaux des niveaux d'érosion fluviatile de la Chiers et de ses affluents – La terrasse (Ch 10) correspond à la paléo-terrasse de Braumont , (Ch 8 et Ch 7) correspondent au méandre abandonné de la Chiers à Charency-Vezin, (▶) désigne la grotte-minière du Haut des Scieries - (d'après Farina, 1999 ; Harmand, 2004, complété JPF, 2011)



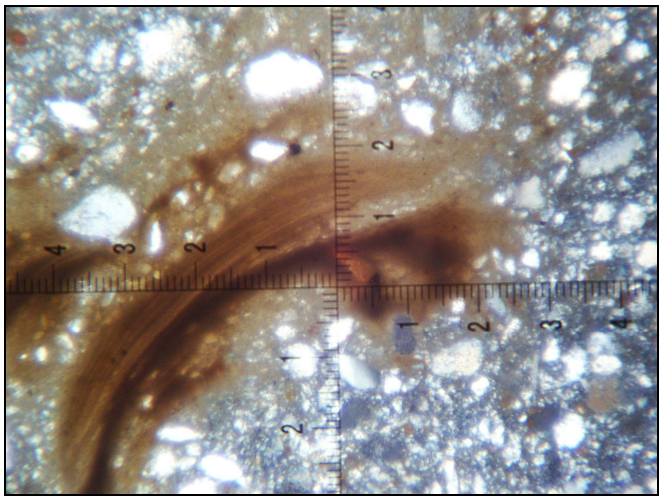


Photo 3.103 : Macroscopie d'un galet de Pierre de Stonne / Échantillon 5-0501/8 (paléo-terrasse en rive droite de la Chiers, Viviers-sur-Chiers) – L'échantillon se présente sous une forme de galet très émoussé mais peu aplati. La découpe montre une assez grande homogénéité de la matrice - (Photo JPF, 2010)

Photo 3.104 : Micromorphologie Pierre de Stonne / Échantillon 5-0501/8 (paléo-terrasse en rive droite de la Chiers, Viviers-sur-Chiers) – Le cliché nous montre le semis de grains de quartz hétérométriques, subémoussés à émoussés, noyés dans un plasma pellitique envahi par des illuviations d'oxyde de fer plus ou moins hydratées - LPA x100 (1 graduation = 10 µm) - (Photo JPF, 2010)

Étude la fraction grossière

Une étude du climax morphométrique (fig. 3.67 et 3.68) a été entreprise sur une population, certes trop peu représentative, de 60 galets de Pierre de Stonne, et nous montre des galets peu usés (médiane I = 216) et faiblement aplatis (médiane Ap = 1,63).

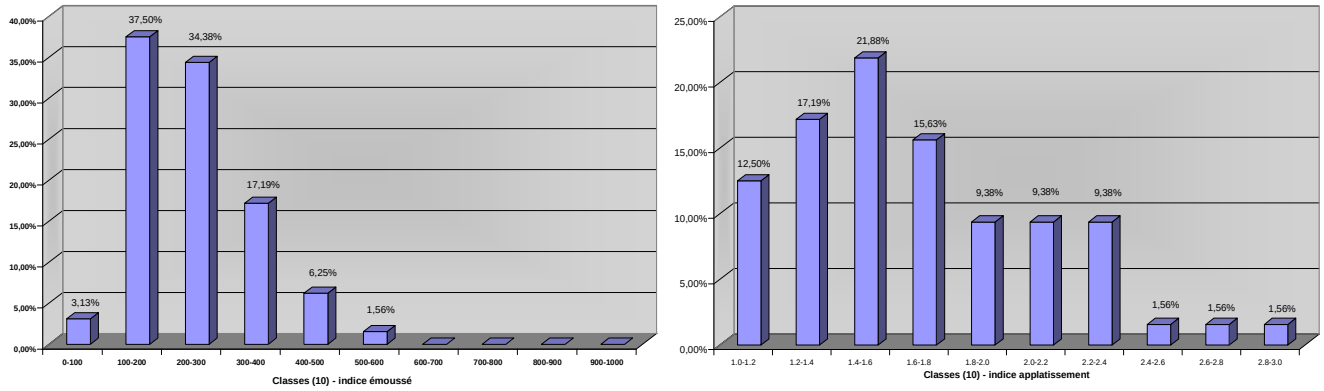


Fig. 3.67 et 3.68 : Histogramme de distribution des indices d'émoussé (I) et d'aplatissement (Ap) des Pierres de Stonne des paléo-terrasses de la Chiers (Braumont, Viviers-sur-Chiers) – (JPF, 2008)

23 LE GOUFFRE-MINIÈRE DU HAUT DES SCIERIES (Braumont / Viviers-sur-Chiers)

Description du site (LIIe. 0838.095-2503.410-363 m)

Le gouffre-minière du Haut des Scieries (ou de Sery) se trouve sur le plateau du Dogger, à 4 kilomètres au N.NE de Longuyon et surplombant de près de 150 m la Chiers dont il est distant de 1,7 km (fig. 3.02, 3.03 et 3.69).

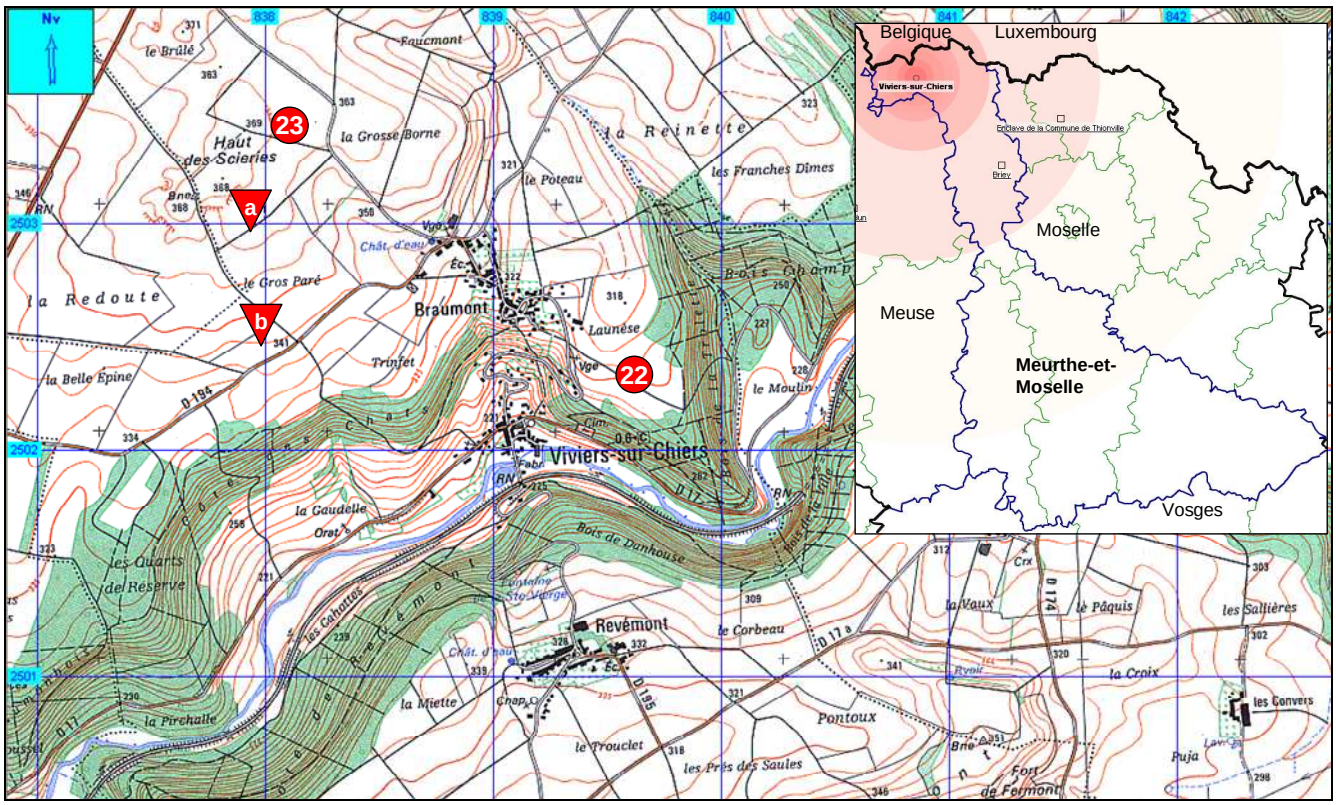


Fig. 3.69 : Localisation de la grotte-minière du Haut des Scieries [Haut de Sery] et de son contexte (Viviers-sur-Chiers, Meurthe et Moselle). (23) entrée de la grotte-minière du Haut-de-Sery ou du Haut-des-Scieries ; (a) et (b) pertes ou bétoires, (22) paléo-terrasse de la Chiers où ont été récoltés des galets de Pierre de Stonne. (CartoExplorer, Meurthe-et-Moselle Nord)

La cavité, découverte fortuitement en 1997 lors d'une séance de prospection du club spéléologique de Longwy (nota : la cavité n'est plus accessible), se développe dans l'Oolithe de Doncourt (fig. 3.42 et 3.70). Elle se présente sous forme d'une galerie unique longue d'une trentaine de mètres, d'un mètre de largeur moyenne et profonde d'une dizaine de mètres (fig. 3.71).

La primauté de la découverte a permis la mise en évidence d'une exploitation ancienne dont les traces d'extraction sont nombreuses et bien conservées : aménagement de plusieurs puits d'accès (P1 à P4, fig. 3.71), nombreuses traces de pics dans le remplissage, aménagement d'un chantier en interstrate (Photo 3.105), construction de murets, de piliers de soutènement, vestiges d'éclairage, etc. L'ancienneté est certaine puisque cette minière n'est pas répertoriée dans l'inventaire établi par Jacquot en 1849. On peut lui imputer, *a priori*, un âge antérieur au XVIIIe siècle.

La cavité a été vidée par les mineurs de la quasi-totalité de son remplissage. De ce remplissage initial, il ne subsiste que quelques reliques, au plafond de la partie basse de la cavité et à l'extrémité sud de la galerie (rep. 1, fig. 3.71). Le sédiment encore en place présente deux unités bien distinctes (photo 3.106) : au sommet, on observe une argile stérile dépourvue d'éléments ferrugineux, visible sur une trentaine de centimètres avec des rythmites argileuses bien litées s'affaissant au centre de la galerie ; la base du remplissage conservé, nous montre sur une cinquantaine de centimètres, des micropisolites d'oxydes de fer (taille comprise entre 1 et 10 mm) empâtés par une argile de même nature que l'unité supérieure. La porosité de l'unité inférieure a permis le développement de courtes stalactites (rep. 2, fig. 3.71) de calcite. Ce concrétionnement, même limité à quelques centimètres, témoigne de l'ancienneté de l'arrêt de l'exploitation.

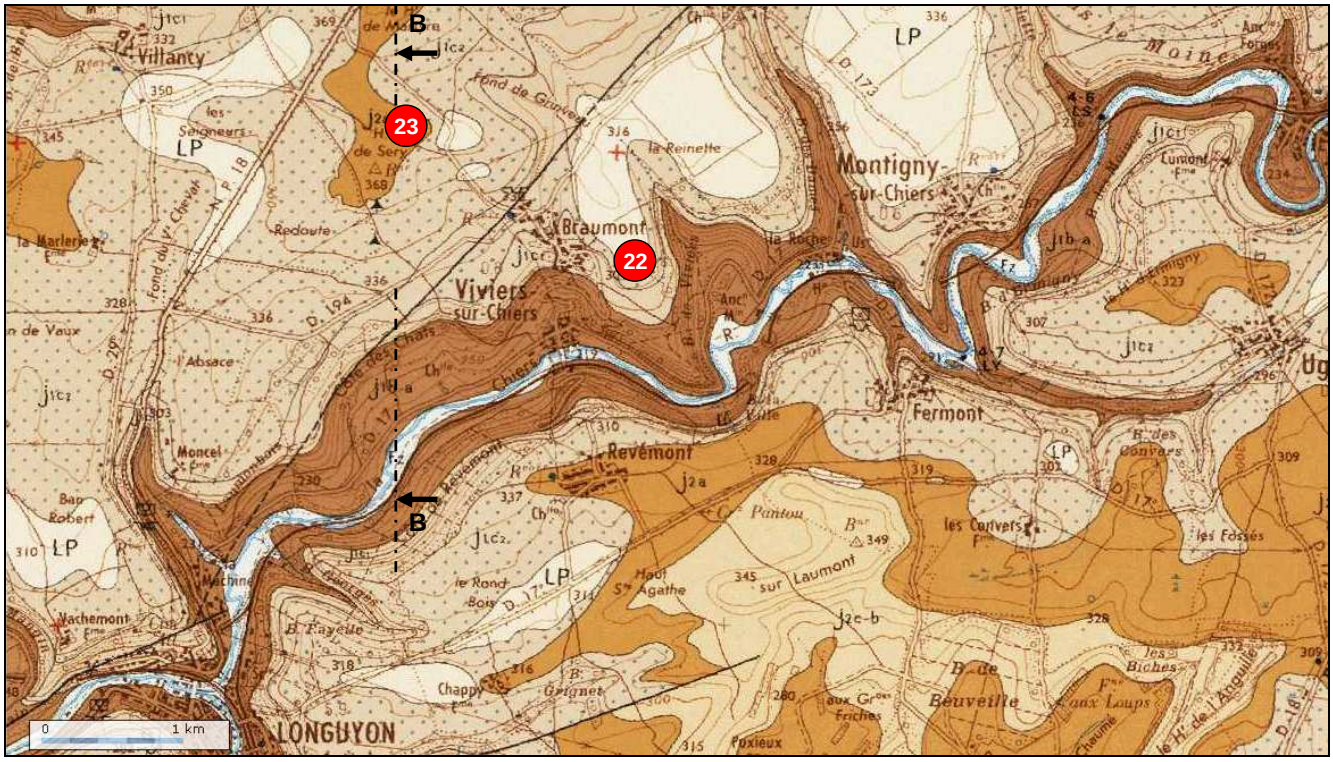


Fig. 3.70 : Carte géologique de la grotte-minière du Haut des Scieries (23) et de la paléo-terrasse de la Chiers (22) (Feuille de Longuyon / Gorcy, d'après Maubeuge, 1969). Géologie : (j1b-a) Bajocien inférieur et moyen (Calcaires à polypiers), (j1c1, j1c2) Bajocien supérieur (Oolithe de Jaumont et Oolithe de Doncourt), (j2a) Bathonien inférieur (Caillasses à *Anabacia*), (LP) Limons des plateaux. (B-B) indication de la coupe (B) de la fig. 3.42.

Observations effectuées

Nous avons effectué dans le remplissage de la galerie principale plusieurs échantillonnages pour des analyses ganulométriques, micromorphologiques et chimiques.

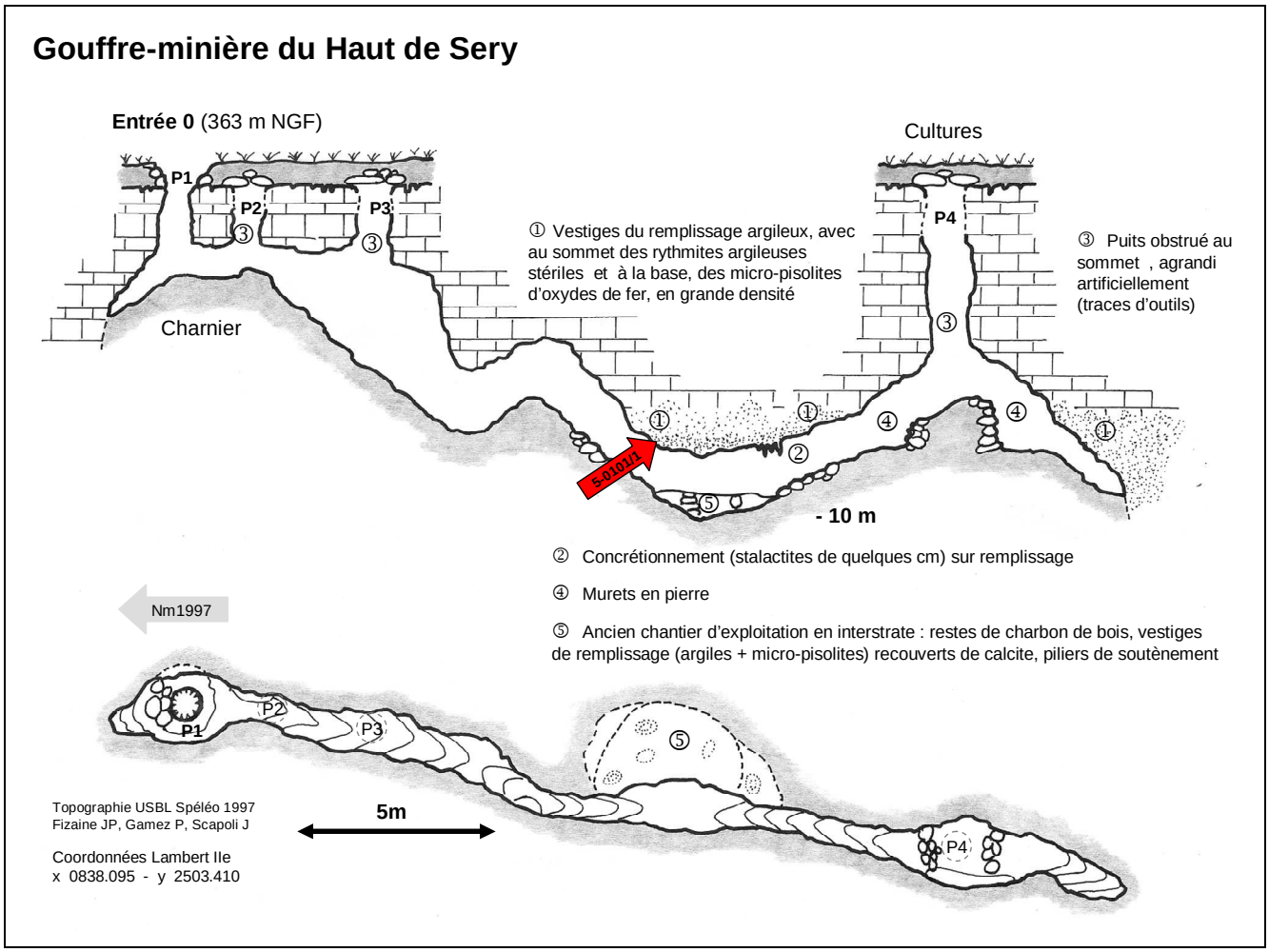
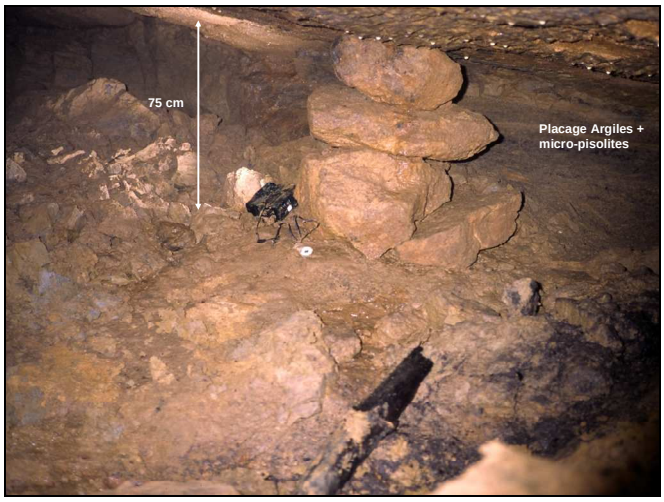


Fig. 3.71 : Topographie (coupe et plan) du gouffre-minière du Haut-de-Sery ou Haut des Scieries (Viviers-sur-Chiers) - (USBL Spéléo, JPF, 1997)



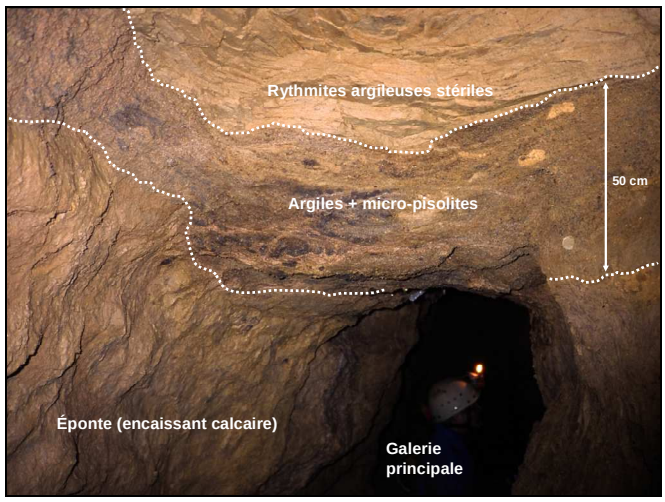


Photo 3.105 : Gouffre-minière du Haut des Scieries (Viviers-sur-Chiers) / Ancien chantier de fouille en interstrate. Cette photographie correspond au repère 5 de la topographie (fig. 3.71). Le chantier bute après quelques mètres sur le remplissage d'argiles et de micro-pisolites. On remarque au premier plan des restes de bois carbonisé (torche ?) et au second plan un pilier de soutènement - (Photo JPF, 1998)

Photo 3.106 : Gouffre-minière du Haut des Scieries (Viviers-sur-Chiers) / Détail du remplissage. Le cliché permet d'examiner les vestiges du remplissage abandonné par les mineurs au sommet de la galerie : à la base du remplissage conservé, on observe encore des lits d'argiles avec une forte densité de micro-pisolites et au sommet, des rythmites argileuses, affaissées au centre et totalement exemptes d'éléments ferrugineux – (Photo JPF, 1998)

Échantillon 5-0101/1 (microscopie et analyse chimique)

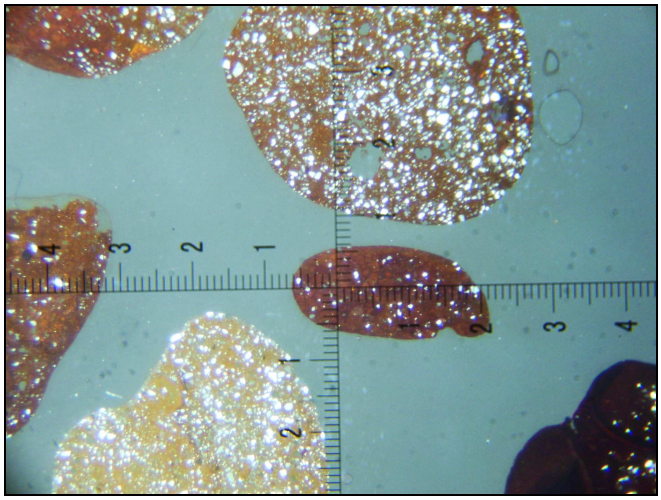
L'échantillon a été prélevé dans les reliques du remplissage au plafond de la galerie principale de la grotte-minière (fig. 3.71).

Les pisolites montés sur résine, pour examen micromorphologique, correspondent au refus du tamis n° 36 (3,15 mm). Cet examen ne concerne que les traits pédologiques. Ceux-ci sont représentés par des particules sphériques ou ovoïdes de deux types :

- en premier lieu des nodules indurés dépourvus de cortex (celui-ci a peut-être été arraché et le cœur qui seul subsiste, a été soumis à l'érosion) s'apparentant à des papules (photo 3.107). Le ciment qui constitue ces nodules est de type argilo ferreux de couleur variant de jaune sale à brun foncé en passant par le rouge orangé. Ce ciment est colonisé en forte densité par des grains de quartz détritiques, anguleux à subémoussés, monocristallins dont la taille varie de 20 à 300 µm ;

- en second lieu, des pisolites entiers ou brisés montrant un cortex à développement irrégulier et discontinu, constitués parfois de plusieurs micropisolites associés (photo 3.108).

Accessoirement, il a été observé, parmi les pisolites, la présence d'un orbitoïde avec loges équatoriales d'âge crétacé – oligocène (Fischer, 2004).



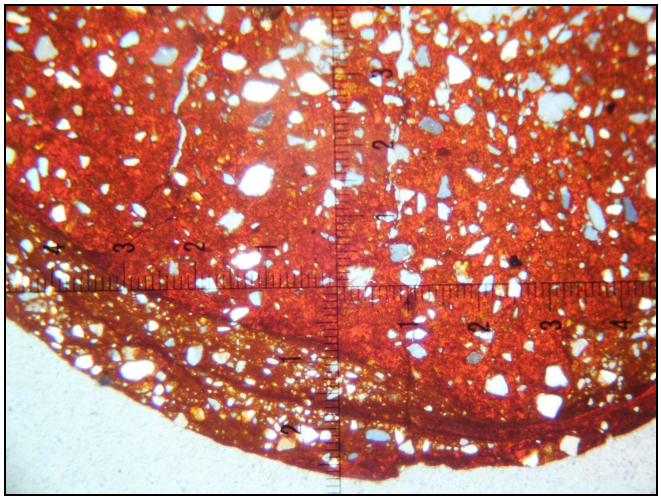


Photo 3.107 : Microscopie à faible grossissement des micropisolites / Échantillon 5-0101/1 (grotte-minière du Haut-de-Sery, Viviers-sur-Chiers) – Le cliché nous montre, en fait, plusieurs nodules indurés ne présentant pas de cortex (arraché ?). De forme sphérique ou ovoïde, ils sont essentiellement constitués de grains de quartz (100 à 750 µm) cimentés par un plasma dont la variation de couleur (de jaune sale à brun foncé) trahit l'intensité de la ferruginisation - LPA x8 (1 graduation = 125 µm) - (Photo JPF, 2010)

Photo 3.108 : Détail d'un micropisolite / Échantillon 5-0101/1 (grotte-minière du Haut des Scieries, Viviers-sur-Chiers) – Ce cliché nous montre le détail d'un pisolite (taille 4 mm) à cortex unique (épaisseur 4 à 500 µm). Le cœur et le cortex montrent des couleurs différenciées (rouge vif et brun) caractérisant des degrés de ferruginisation et d'hydratation différenciés. Tous deux sont colonisés, en grande densité, par des micro-grains de quartz. La photographie a été réalisée par adjonction d'une lame retardatrice (¼ λ) LPA x40 (1 graduation = 25 µm) - (Photo JPF, 2010)

L'analyse chimique (tab. 3.33) nous montre un minerai dont la teneur en oxyde de fer autorise une exploitation (45,70 %). Les éléments résiduels alcalins présentent, à l'instar des autres échantillons du Pays-Haut, des teneurs très faibles (traces à maxi 0,30 %), par contre le taux en alumine est proche de la limite haute (5,59% pour 6,75 %). La teneur en oxyde de titane (0,80 %) représente la valeur maximale observée dans le Pays-Haut. La couleur de l'échantillon après broyage, à température ambiante, est rouge-jaune (code Munsell : 5 YR 5/6).

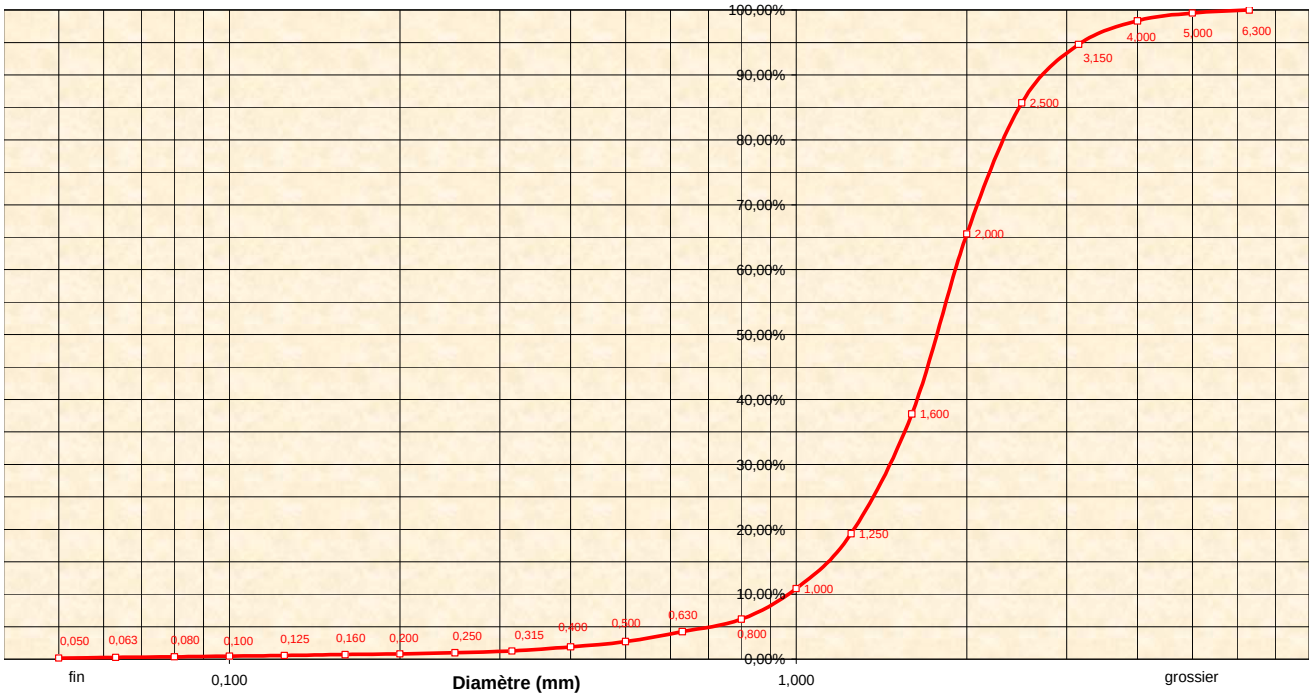
Eléments	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO2	P_2O5	PF	**Total**
Micropisolites	**36,90**	5,59	**45,70**	0,15	0,09	0,10	< L.D.	0,04	0,80	0,25	9,85	99,46

Tab. 3.33 : Résultats de l'analyse chimique des 10 principaux éléments de l'échantillon 5-0101/1 - (CRPG, 2010)

Granulométrie

Une analyse granulométrique (fig. 3.72 et tab. 3.34) a été effectuée sur la fraction sableuse et graveleuse du remplissage constitué de pisolites et d'argiles. A été conservé, l'ensemble des pisolites et papules dont la taille s'échelonne de 50 µm à 6,3 mm.

L'indice de classement de Trask, inférieur à 2,5 indique un sédiment bien classé. Le coefficient d'asymétrie, proche de 1, donc neutre, ne montre pas de tendance au profit des sables fins ou des sables grossiers. La taille moyenne des grains est élevée : 1,797 mm du fait de la prise en compte de la fraction graveleuse. La courbe affiche une acuité comprise entre 1,11 et 1,50, et est du type leptokurtique. De ces chiffres et des position et configuration de la grotte-minière, on peut en déduire un régime d'énergie suffisante pour permettre le transport des graviers par séquence, un tri des éléments et des phases d'écoulement forcé avec un enrichissement en fines.



Échantillon	Unité	Quartiles et centiles (mm)							Classement Trask (SO) mm	Asymétrie Trask (SK) mm	Acuité (φ)	Taille moyenne Tm mm
		95%	84%	75%	50%	25%	16%	5%				
4-1231/1	**I**	0,715	1,160	1,355	1,775	2,229	2,458	3,195	1,283	0,979	1,233	1,797

Fig. 3.72 et tab. 3.34 : Gouffre-minière du Haut des Scieries (Viviers-sur-Chiers)/ Granulométrie de la fraction sableuse et graveleuse de l'échantillon 5-0101/1 - (JPF, 2011)

3.3.4 LA DÉPRESSION DU GUTLAND

24 Le site de Godewiese (Russange)

Description du site (LIIe. 862.275-2505.135- 301 m)

Un bloc de minerai a été récolté dans les labours, au pied de la cuesta du Bajocien à 1,5 km au N.NW d'Audun-le-Tiche, à une altitude de 301 mètres (fig. 3.02, 3.03 et 3.73). La carte géologique de Longwy / Audun-le-Roman (Maubeuge, 1959) mentionne à cet endroit, la série marneuse des "Schistes-cartons" du Toarcien (fig. 3.51).

Langlois et Jacquot (1851) l'attribuent à la période "diluvienne" et en précisent l'exploitation en deux points du département de la Moselle : à Russange et à Florange dans la même position géomorphologique. Les analyses chimiques, effectuées à l'époque, indiquent un minerai riche (66,40 % de peroxyde de fer) mais accusant de l'acide phosphorique en proportion assez notable (0,80 %). À cet égard, les auteurs mentionnent que la fonte obtenue était si mauvaise, qu'on a dû renoncer à l'employer. Jacquot (1849) désignait ce minerai sous le terme de "mine de gazon".

Ce type de minerai se rencontre également au-delà de la frontière, au Luxembourg où la dépression prend le nom de Gutland. Lucius (1952) évoque ce minerai dans la Revue Technique Luxembourgeoise, sous le nom de "Fer tendre", "Minerai des près" ou encore "Wascherz" (minerai lavé) donnant un fer phosphoreux, cassant à froid. Le minerai, enrobé d'argile nécessitait un lavage. L'auteur attribue à ce minerai un âge miocène.

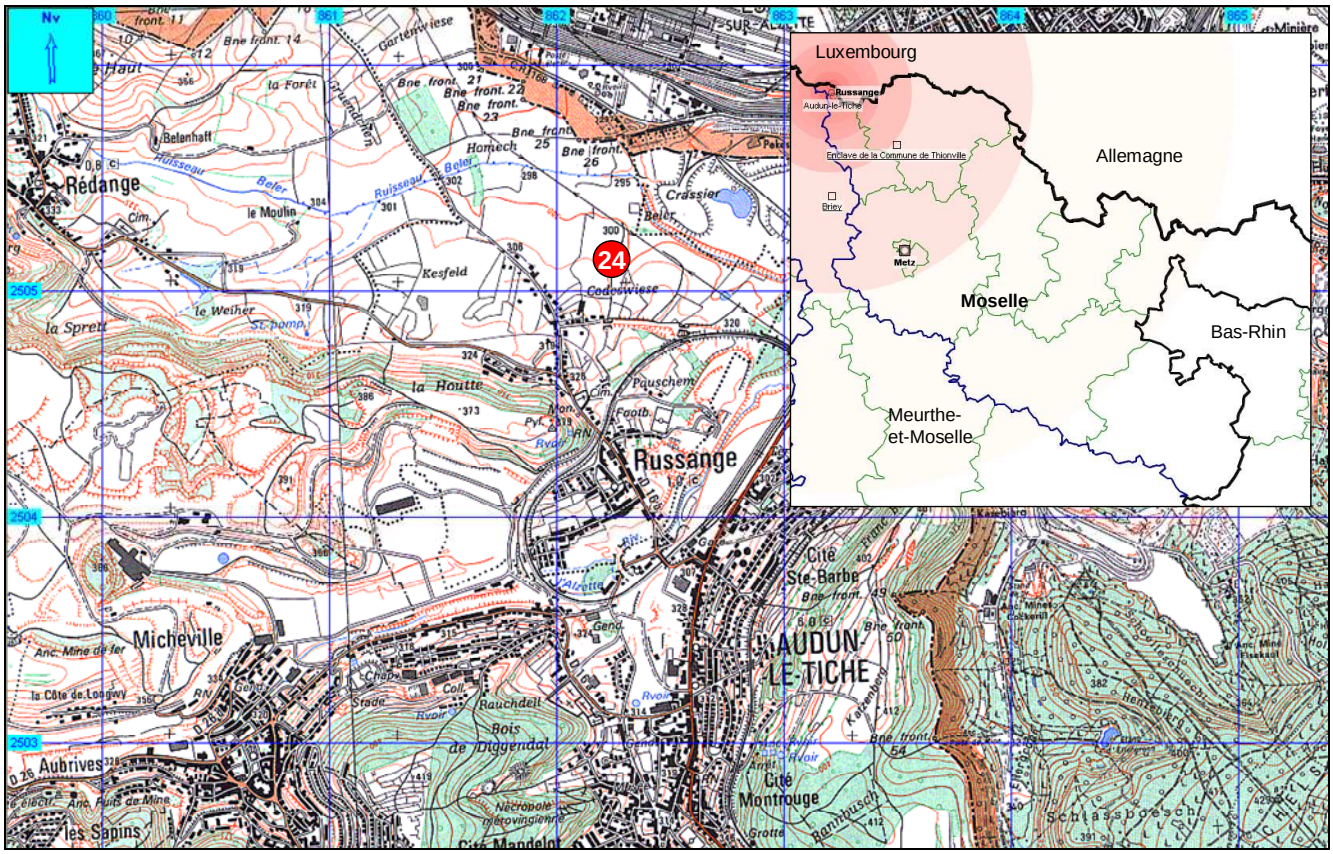


Fig. 3.73 : Localisation du site de Russange (Moselle) – (24) - Lieu-dit "Godewiese" où a été prélevé l'échantillon, entre Audun-le-Tiche (F) et Esch-sur-Alzette (GDL) (CartoExplorer, Moselle Nord)

Observations effectuées

Échantillon 9-0214/6

L'échantillon se présente sous forme de petites plaquettes aux angles arrondis (photo 3.109), de couleur brun foncé (code Munsell : 7,5 YR 3/2).

La découpe montre un ciment homogène de même couleur que la surface et que viennent rompre des fentes de dessiccation.

L'examen microscopique (photo 3.110) nous montre un grès ferrugineux classique présentant des similitudes avec d'autres échantillons de grès ferrugineux de la Lorraine belge (voir grès ferrugineux du site de la Redoute [10b] à Thonne-la-long), du Berry ou encore des Ardennes. L'observation se réduit à un plasma d'oxyde de fer opaque dans lequel sont noyés en grande densité des grains de quartz de petite taille (30 à 300 µm), de faible sphéricité (certains ont une forme triangulaire très effilée), anguleux à subanguleux.

L'assemblage est de type porphyrique et ne présente pas au contact du plasma et des grains, des séparations plasmiques. Certains sont très altérés et montrent des golfes de corrosion et des inclusions. Pour l'essentiel, ils sont monocristallins.



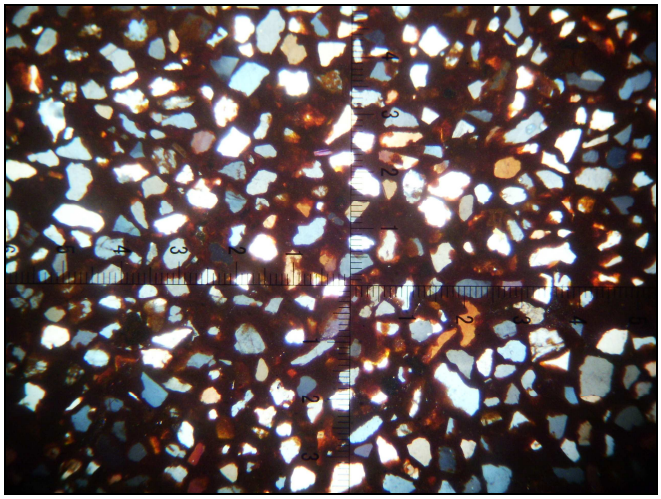


Photo 3.109 : Échantillon de grès ferrugineux / Échantillon 9-0214/6 (Godwiese, Russange) - (Photo JPF, 2010)

Photo 3.110 : Micromorphologie d'un nodule de grès ferrugineux / Échantillon 9-0214/6 (Godwiese, Russange) – Il s'agit d'un grès ferrugineux classique : plasma opaque dans lequel sont noyés sans transition des grains de quartz équidimentionnels - LPA x40 (1 graduation = 25 µm) - (Photo JPF, 2010)

3.4. SYNTHÈSES DES RÉSULTATS (Chapitre 3)

3.4.1 LES APPORTS DES ANALYSES CHIMIQUES ET MINÉRALOGIQUES

Analyses chimiques

Pour le secteur étudié, et uniquement pour les minerais de fer, nous disposons de 35 analyses récentes. Le nombre d'analyses récentes de la Thiérache au Pays de Montmédy étant plus restreint (5 analyses), nous y avons adjoint 3 analyses anciennes de minerai, établies par Sauvage et Buvignier (1842). Sur le panel retenu, on observe (tab. 3.35, fig. 3.74 à 3.79) :

- Mis à part quelques exceptions, les minerais sont généralement très riches en Fe_2O_3. Ainsi, on observe une teneur supérieure à 50 % pour 87 % des échantillons. La médiane se situe à 67,25 % et deux échantillons (9-506/2 de Balaives-et-Butz et 7-0110/4 de Sapogne-et-Feuchères) atteignent voire dépassent les 80 %.

- Pour l'alumine, exception faite de l'échantillon (HA d'Haraucourt) qui affiche une teneur de 10,20 %, la totalité des échantillons montre des spécimens peu bauxitisés (moyenne Al_2O_3 = 3,27 %).

- En revanche, la teneur en silice est très disparate (entre 2,34 et 52,73 %). Les faciès gréseux ou protopisolitiques présentent évidemment les teneurs les plus élevées. Ceci confirme, si besoin était, l'équilibre fer / silice. À cet égard, les échantillons de même nature de Sauvage et Buvignier (*Ibid*) posent problème en donnant des teneurs en silice comprises entre 12 et 18 % (interrogation sur la fiabilité du dosage alumine/silice).

- Contrairement à nos attentes, seul l'échantillon de "Mine en clous" (9/506-2 de Balaives-et-Butz) montre un ratio Si / Al < 1, lequel indique une intensité d'altération beaucoup plus poussée. La teneur en oxydes de fer supérieure à 80 % en témoigne par ailleurs. Deux échantillons de Fer fort (5-0101/2 de Pierrepont et LAM 631 d'Hussigny-Godbrange) s'en rapprochent avec des valeurs voisines de 1,6 et avec des teneurs en Fe_2O_3 élevées (respectivement 71,54 et 73,96 %).

- Les teneurs en calcium sont faibles et pour 65 %, comprises entre 0 et 0,20 % (médiane à 0,19 %), Le minerai (VDM) de Villers-devant-Mouzon détonne avec 2,20 % : Sauvage et Buvignier (1842) en louaient le caractère fondant eu égard à des teneurs en carbonate avoisinant les 7 %. Cette présence anormale de carbonate résulte, peut-être, d'une colonisation des vides par de la calcite néoformée. L'absence de description microscopique ne permet pas de confirmer cette hypothèse.

- Pour les autres résidus alcalins (MgO, Na_2O, K_2O), les teneurs médianes sont, du fait du lessivage, conformes aux autres ferricrètes et se réduisent respectivement à 0,13 % ; 0,03 % et 0,05 %.

- Pour le phosphore, la teneur médiane est de 0,25 %. Seuls deux échantillons présentent une teneur proche ou supérieure à 0,50 % : en Thiérache ardennaise, l'échantillon (6-0807/1 de Bucilly) avec 0,49 % et, en Pays-Haut, l'échantillon (LAM 932) qui présente un taux 1,58 %. Nous ne connaissons pas le lieu exact de prélèvement de cet échantillon, mais cette valeur élevée en P_2O_5, nous conduit à le considérer comme un "Minerai des près".

Les teneurs des autres métalloïdes (NnO et TiO_2) comprises dans les mêmes écarts (entre 0 et 0,91 %) ne sont pas significatives.

- Les pertes au feu des analyses, comprises entre 1,39 et 15,50 %, sont disparates. Pour les échantillons dont on possède un examen microscopique permettant de caractériser les minerais, il apparaît que les grès ferrugineux possèdent une perte au feu moindre que les faciès plus altérés de type Fer fort. Cette affirmation mérite toutefois d'être nuancée : les variations des stades d'agradation et dégradation de la cuirasse rendent difficile une classification binaire entre les faciès gréseux et les faciès massifs. Il est permis toutefois de signaler des faibles taux de perte au feu (autour de 6,7 %) pour la limonite néoformée de la doline de la Blanche-Haye à Saint-Pancré (5-0501/1) et le faciès protopisolitique de la Borne de Fer à Audun-le-Tiche (5-0501/11).

- L'indice d'altération et de lessivage (Φ_{jp} ; tab. 3.36 et 3.37, fig. 3.78 et 3.79) n'est également fourni que pour les analyses récentes, suffisamment fiables. Pour les échantillons des Crêtes pré-ardennaises, l'essentiel des échantillons exprime un indice compris entre 0,10 et 0,069, seul l'échantillon déjà mentionné pour son anomalie en P_2O_5 de la Thiérache ardennaise (6-0807/1 de Bucilly) se situe hors du champ. Pour le Pays-Haut, l'indice permet de dissocier nettement deux populations : 25 % des échantillons se situent autour de 0,05 (fig. 3.79, repère b) alors que 75 % ont une valeur comprise entre 0,10 et 0,36 (fig. 3.79, repère a). Cette dernière population traduit un degré de lessivage et d'altération poussé. Le seul échantillon hors champ est l'échantillon (LAM 932, Pétange) déjà signalé également pour son anomalie en phosphore.

Échantillon	Auteur	Type de minerais	Commune	Dpt	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5	PF	Total
6-0807/1	JPF	Grès ferrugineux	Bucilly (la Butte au Genet)	02	38,74	2,28	46,96	0,06	0,18	0,20		**0,44**	0,10	0,49	10,53	**99,97**
9-0506/2	JPF	Mine "en clous"	Balaives-et-Butz (Bois d'Énelle)	08	**2,34**	2,24	**80,28**	0,02		**0,03**			0,05	0,19	14,27	**99,42**
BB	SB	Mine "en clous"	Balaives-et-Butz (Bois d'Énelle)	08	12,00		75,00	0,30							12,70	**100,00**
HA	SB	Fer fort	Haraucourt (Bois l'Agace)	08	14,30	**10,20**	60,00								**15,50**	**100,00**
9-0506/1	JPF	Grès ferrugineux	Neuville-lès-This (Bois des Ivis)	08	48,80	1,57	40,90	0,05	0,01	0,10		0,22	0,26	0,26	7,24	**99,42**
7-0110/4	JPF	Fer fort	Sapogne-et-Feuchères (Côtes des Vignes)	08	3,90	1,62	80,00	0,51	0,07	0,18		0,09	0,07	0,16	14,10	**100,71**
9-0318/6	JPF	Grès ferrugineux	Signy-Montlibert (Bois de Signy)	08	**52,73**	7,57	**30,59**	0,01					0,48	0,13	7,88	**99,38**
VDM	SB	Grès ferrugineux	Villers-devant-Mouzon	08	17,90		66,90	0,80	**0,80**	**2,20**					11,40	**100,00**
LAM 939	LAM	Nodule de Fer fort	Hussigny (Bois d'Haouy)	54	10,17	3,18	72,69	0,14	0,40	0,96		0,11	0,14	0,38	11,75	**99,92**
5-0501/3	JPF	Nodule de Fer fort	Hussigny (Les Minières)	54	12,18	4,35	70,29	0,14	0,18	0,12		0,11	0,16	0,39	12,06	**99,99**
LAM 631	LAM	Nodule de Fer fort	Hussigny (Les Minières)	54	7,34	4,00	73,96	0,00	0,05	0,10			0,20	0,28	13,90	**99,83**
N GRPG 2	X	Nodule de Fer fort	Hussigny (Les Minières)	54	18,53	4,87	67,60	0,03	0,12	0,19	0,09	0,01	0,31	0,09	8,16	**100,00**
N GRPG 3	X	Nodule de Fer fort	Hussigny (Les Minières)	54	13,31	3,41	76,51	0,03	0,21	0,16			0,21	**0,09**	6,07	**100,00**
LAM 940	LAM	Nodule de Fer fort	Hussigny-Godbrange (Champ de frênes)	54	34,92	6,27	50,37	0,02	0,24	1,03	0,02	0,05	0,41	0,25	6,28	**99,86**
N CRPG 4	X	Nodule de Fer fort	Hussigny-Godbrange (Champ de frênes)	54	10,28	4,42	75,47	0,05	0,12	0,19	**0,10**	0,06	0,16	0,15	9,00	**100,00**
N CRPG 5	X	Nodule de Fer fort	Hussigny-Godbrange (Champ de frênes)	54	11,16	2,99	73,86	0,05	0,18	0,13	0,07	0,14	0,16	0,28	10,98	**100,00**
5-0101/2	JPF	Nodule de Fer fort	Pierrepont (La Caüatte)	54	12,04	6,67	71,54	0,15	0,04	0,09		0,02	0,27	0,33	9,34	**100,49**
LAM 931	LAM	Rognon de Fer fort	Saint-Pancré (au Douard)	54	22,13	6,75	60,64	0,02	0,35	0,94	0,03	0,05	0,36	0,29	6,66	**98,22**
5-0501/1	JPF	Limonite néoformée	Saint-Pancré (Doline Blanche-Haye)	54	43,91	0,69	49,37	0,02	0,03	0,05		0,04	0,03	0,17	6,68	**100,98**
5-0501/2	JPF	Fer fort (faciès massif)	Saint-Pancré (Doline Blanche-Haye)	54	20,19	0,70	67,88	0,03	0,05	0,06		0,01	0,03	0,18	9,69	**98,83**
LAM 930	LAM	Rognon de Fer fort	Saulnes	54	14,94	5,15	64,05	0,08	0,35	0,88	0,02	0,03	0,30	0,25	13,34	**99,39**
5-0501/7	JPF	Fer fort (faciès massif)	Villerupt (Bois de Butte)	54	15,71	1,12	70,82	0,05	0,09	0,08		0,02	0,06	0,33	10,37	**98,63**
LAM 936	LAM	Fer fort (faciès massif)	Villerupt (Bois de Butte)	54	17,54	2,47	67,77	0,02	0,39	0,98		0,13	0,08	0,45	10,12	**99,95**
LAM 937	LAM	Fer fort (faciès massif)	Villerupt (Bois de Butte)	54	18,10	3,33	65,45	0,13	0,40	0,91	0,01	0,26	0,13	0,40	10,83	**99,95**
5-0101/1	JPF	Micro-pisolites	Viviers / Chiers (Gouffre-minière)	54	36,90	5,59	45,70	0,15	0,09	0,10		0,04	**0,80**	0,25	9,85	**99,46**
9-0303/1	JPF	Conglomérat de pisolites	Villecloye (Les Minières)	55	25,60	6,11	57,31	0,04	0,03	0,18		0,03	0,23	0,41	9,13	**99,06**
5-0501/11	JPF	Fer fort (faciès protopisolitique)	Aumetz (Borne de Fer)	57	52,64	2,56	35,95	0,07	0,07	0,04			0,35	0,24	6,79	**98,72**
LAM 933	LAM	Fer fort (faciès massif)	Aumetz (Borne de Fer)	57	19,50	0,83	66,35	0,14	0,65	0,38	0,02	0,02	0,00	0,54	10,94	**99,37**
N CRPG 1	X	Fer fort (faciès massif)	Aumetz (Borne de Fer)	57	15,94	1,32	71,62	0,10	0,01	0,23			0,03	0,16	10,59	**100,00**
LAM 2214	LAM	Rognon de Fer fort	Lommerange (Les Longues Raies)	57	4,67	1,17	79,00	0,04	0,35	0,33		0,20	0,05		13,47	**99,28**
5-0501/6	JPF	Fer fort (faciès massif)	Volmerange-les-Mines (Réserveviertel)	57	11,55	2,70	74,80	0,29	0,16	0,20		0,15	0,15	0,20	11,52	**101,72**
JCD 14	JCD	Rognon de Fer fort	Couvreux (B)	B	19,80	1,10	66,82	0,06	0,16	0,17		0,04	0,02	0,40	11,18	**99,75**
JCD 01	JCD	Rognon de Fer fort	Dampicourt (B)	B	36,36	**0,38**	61,27	0,01	0,10	0,09		0,02	0,01	0,19	**1,39**	**99,82**
JCD 05	JCD	Rognon de Fer fort	Grandcourt (B)	B	40,64	1,17	53,00	0,15	0,13	0,20	0,02	0,04	0,03	0,11	4,11	**99,60**
JCD 15	JCD	Rognon de Fer fort	Ruette (B)	B	35,90	0,47	54,42	0,02	0,00	0,13				0,10	8,65	**99,69**
JCD 22	JCD	Rognon de Fer fort	Sommethonne (B)	B	10,30	0,77	76,99	0,04	0,00	0,22		0,03	0,02	0,32	10,93	**99,62**
LAM 135	LAM	Rognon de Fer fort	Lieu non précisé (GDL)	GDL	15,60	3,20	70,36	0,15	0,10	0,30				0,21	11,50	**101,42**
LAM 932	LAM	Minerai des Près	Pétange (GDL)	GDL	12,42	4,59	64,24	0,91	0,79	1,11	0,03	0,36	0,20	**1,58**	13,65	**99,88**

Nota : les calcus statistiques sont éffectués uniquement sur les indurations ferrugineuses. Les échantillons autres, notamment les argiles en sont exclus	Médiane		16,74	2,84	67,25	0,05	0,13	0,19	0,03	0,05	0,15	0,25	10,56
	Moyenne		21,34	3,27	64,12	0,13	0,20	0,38	0,04	0,10	0,18	0,30	10,07
	Ecart-type		13,88	2,37	12,49	0,20	0,21	0,46	0,03	0,11	0,17	0,26	3,00
	Limite haute		52,73	10,20	80,28	0,91	0,80	2,20	0,10	0,44	0,80	1,58	15,50
	Limite basse		2,34	0,38	30,59	0,00	0,00	0,03	0,01	0,01	0,00	0,09	1,39
	Capabilité		0,60	0,69	0,66	0,75	0,63	0,78	0,46	0,65	0,78	0,97	0,78

Tab. 3.35 : Synthèse des analyses chimiques récentes effectuées sur les formations ferrugineuses continentales, des Crêtes pré-ardennaises (Thiérache ardennaise au Pays de Montmédy) et du Pays-Haut *s.l.* (Pays-Haut, Lorraine belge, Gutland) – Les échantillons sont classés par code département, nom de commune et référence de l'échantillon. Auteurs des analyses : Sauvage et Buvignier (SB, 1842), Laboratoire d'Archéologie des métaux / Centre de Recherches Pétrographiques et Géochimiques (LAM) ; Laboratoire d'Archéologie des métaux / extérieur au CRPG (X) ; (JPF) nous-mêmes (JPF, CRPG 2009-2010)

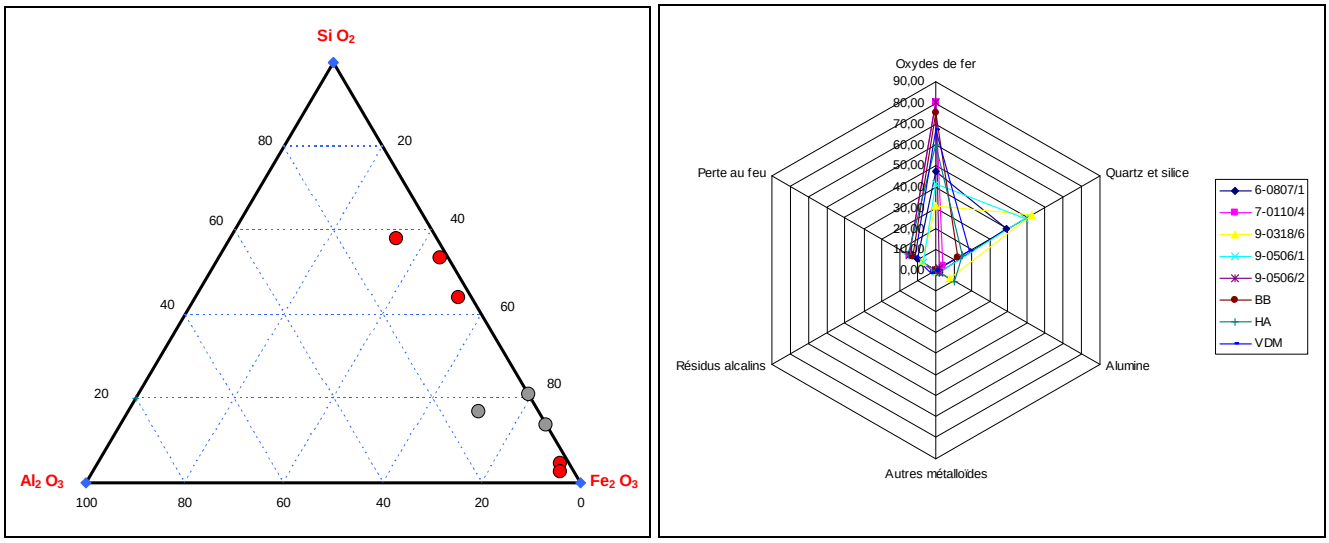


Fig. 3.74 : Graphique ternaire des principaux composants (Fe_2O_3, SiO2 et Al_2O_3) des minerais karstiques des Crêtes pré-ardennaises – (rouge) analyses récentes, (gris) analyses anciennes – (JPF, 2011)

Fig. 3.75 : Diagramme radar des analyses chimiques récentes et anciennes des Crêtes pré-ardennaises – (JPF, 2011)

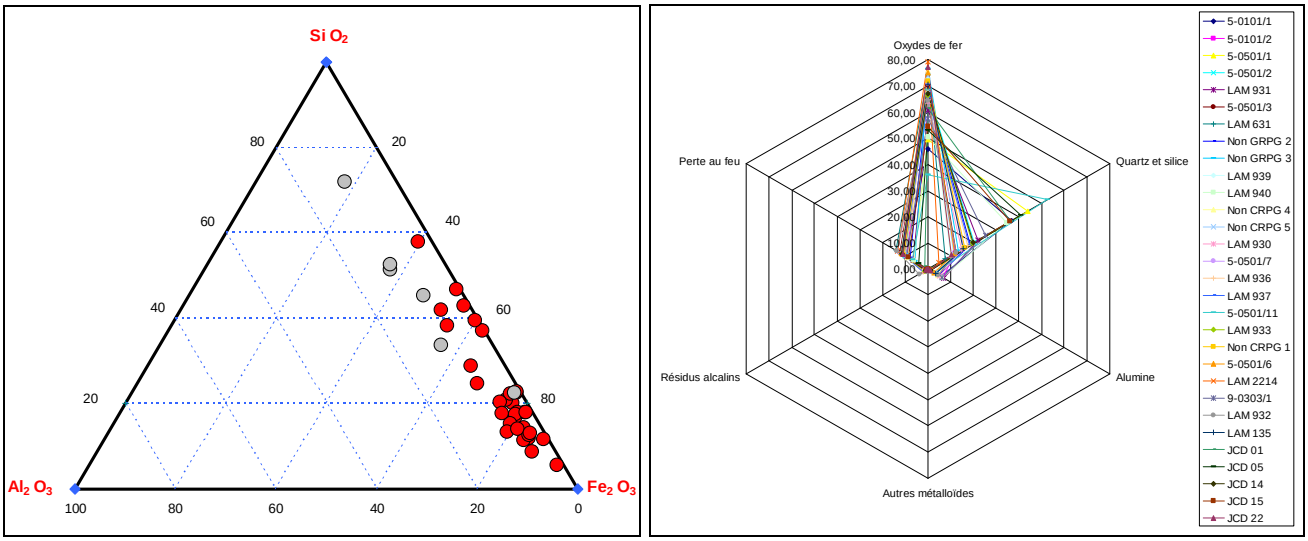
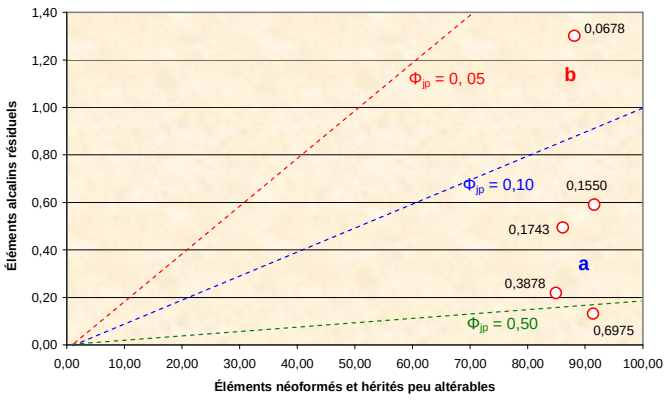


Fig. 3.76. : Graphique ternaire des principaux composants (Fe_2O_3, SiO2 et Al_2O_3) des minerais de Fer fort du Pays-Haut, de la Lorraine belge et du Gutland – (rouge) analyses récentes, (gris) analyses anciennes – (JPF, 2011)

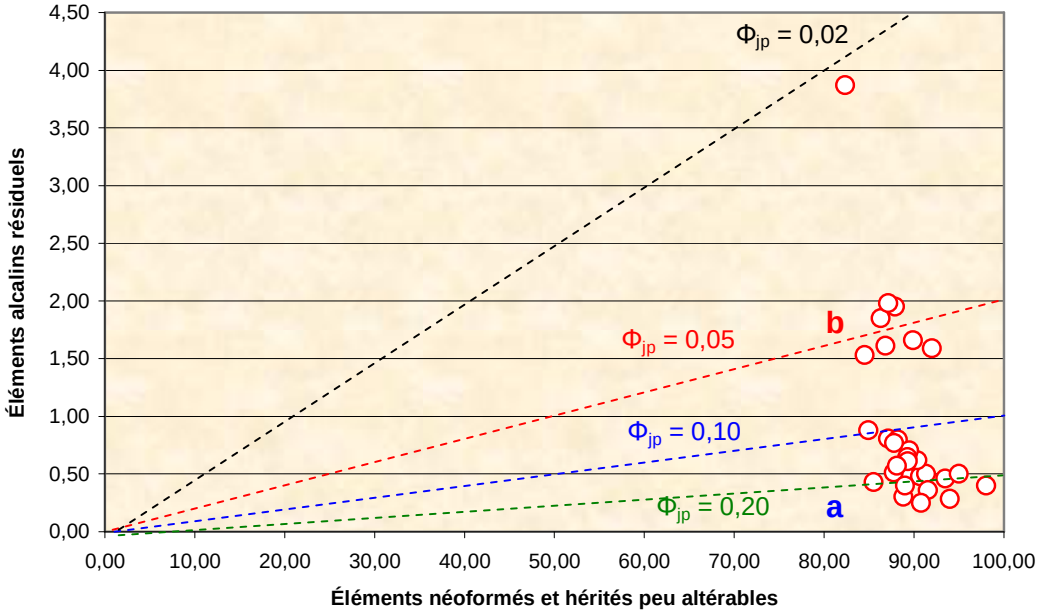
Fig. 3.77 : Diagramme radar des analyses chimiques récentes et anciennes des minerais de Fer fort du Pays-Haut, de la Lorraine belge et du Gutland – (JPF, 2011)

Échnatillon	Oxydes de fer + Silice + Alumine	Résidus alcalins	Indice Φ_{jp}
6-0807/1	88,14	1,30	**0,0678**
7-0110/4	86,11	0,49	**0,1743**
9-0318/6	91,37	0,13	**0,6975**
9-0506/1	91,59	0,59	**0,1550**
9-0506/2	84,93	0,22	**0,3878**



Tab. 3.36 et Fig. 3.78 : Indices d'altération et de lessivage de l'ensemble des échantillons récents des crêtes pré-ardennaises – Les valeurs sont croissantes de haut en bas – (JPF, 2011)

Échnatillon	Oxydes de fer + Silice + Alumine	Résidus alcalins	Indice Φ_{jp}
5-0101/1	89,13	0,48	0,0054
5-0101/2	90,68	0,48	0,0053
5-0501/1	94,02	0,28	0,0030
5-0501/2	88,84	0,30	0,0034
LAM 931	89,90	1,66	0,0185
5-0501/3	87,12	0,81	0,0093
LAM 631	85,50	0,43	0,0050
Non GRPG 2	91,34	0,50	0,0055
Non GRPG 3	93,47	0,46	0,0049
LAM 939	86,32	1,85	0,0214
LAM 940	91,99	1,59	0,0173
Non CRPG 4	90,38	0,62	0,0069
Non CRPG 5	88,22	0,80	0,0091
LAM 930	84,52	1,53	0,0181
5-0501/7	87,74	0,51	0,0058
LAM 936	87,88	1,95	0,0222
LAM 937	87,14	1,98	0,0227
5-0501/11	91,57	0,36	0,0039
LAM 933	86,82	1,61	0,0185
Non CRPG 1	89,01	0,40	0,0045
5-0501/6	89,49	0,71	0,0079
LAM 2214	84,93	0,88	0,0104
9-0303/1	89,29	0,65	0,0072
LAM 932	82,36	3,87	0,0470
LAM 135	89,31	0,61	0,0068
JCD 01	98,03	0,40	0,0041
JCD 05	94,99	0,50	0,0053
JCD 14	87,80	0,77	0,0088
JCD 15	90,81	0,25	0,0028
JCD 22	88,12	0,57	0,0065



Tab. 3.37 et Fig. 3.79 : Indices d'altération et de lessivage de l'ensemble des minerais de Fer fort du Pays-Haut, de la Lorraine belge et du Gutland - Les valeurs sont, sur le graphique, croissantes de haut en bas – (JPF, 2011)

Analyses minéralogiques

Pour le secteur étudié, nous disposons de 14 analyses diffractométriques (tableau 3.38) : 11 pour les formations ferrugineuses et 3 pour les argiles (représentées en teinte grise) :

- La composition minéralogique des échantillons de minerai de fer se résume pour l'essentiel à un seul oxyhydroxyde de fer : la gœthite systématiquement accompagnée de quartz. Deux échantillons de minerai tranchent singulièrement avec cette monotonie, en affichant de l'hématite peu commune dans le Bassin parisien : d'une part, pour les Crêtes pré-ardennaises, la "Mine en clous" (9-0506/2 de Balaives-et-Butz), dépourvue de quartz et qui comporte une proportion d'hématite non négligeable (rapport $R_e = G_o/H_e$ (gœthite / hématite = 1,50) et d'autre part le conglomérat de pisolites (9-0303/1 de Villécloye) avec un rapport $R_e = G_o/H_e$ de 1,74. La différence entre ces deux minerais réside dans leur teneur en quartz : très faible (2,34 %) et pour partie solubilisée pour la "Mine en clous", importante (25,60 %) et sous forme de galets et de grains roulés pour le conglomérat de pisolites.

- L'autre échantillon atypique est le grès argileux du bois de Signy (9-0318/6 de Signy-Montlibert) récolté dans les minières du bois de Signy qui révèle outre la gœthite et le quartz, deux minéraux argileux : illite et kaolinite, généralement peu observés dans les autres minerais car en proportion insuffisante. L'examen microscopique de ce dernier n'est pas suffisamment probant pour expliquer cette anomalie.

- L'échantillon d'argiles du bois d'Énelle (9-0506/3, Balaives-et-Butz) est d'une grande pureté : essentiellement de l'illite teintée par de la gœthite. Les échantillons du bois de Nouart (7-0416/2, Tailly) et de la doline de la Blanche-Haye (5-0501/0, Saint-Pancré) sont d'une plus grande complexité (6 minéraux) : ils possèdent en commun de l'illite, de la kaolinite et du microcline. Du fait, de l'absence de pourcentages relatifs de l'extrême diversité des minéraux révélés, nous ne nous autorisons pas d'interprétation.

Échantillon	Auteur	Type	Commune	Dpt	Albite	Alunite	Anatase	Calcite	Chamosite Chlorite	Dolomite	(Fluo)apatite	Goethite	Hématite	Illite	Kaolinite	Lépidocrocite	Microcline	Muscovite	Orthoclase	Quartz	Zircon
6-0807/1	JPF	Grès ferrugineux	Bucilly (la Butte au Genet)	02																	
7-0110/4	JPF	Fer fort	Sapogne-et-Feuchères (Côtes des Vignes)	08																	
7-0416/2	JPF	Argile	Tailly (Bois de Nouart)	08																	
9-0318/6	JPF	Grès ferrugineux	Signy-Montlibert (Bois de Signy)	08																	
9-0506/1	JPF	Grès ferrugineux	Neuville-les-This (Bois des Ivis)	08																	
9-0506/2	JPF	Mine “en clous”	Balaives-et-Butz (Bois d’Énelle)	08																	
9-0506/3	JPF	Argile	Balaives-et-Butz (Bois d’Énelle)	08																	
5-0501/0	JPF	Argile siliceuse	Saint-Pancré (Doline Blanche-Haye)	54																	
5-0501/1	JPF	Fer fort (faciès massif)	Saint-Pancré (Doline Blanche-Haye)	54																	
5-0501/2	JPF	Fer fort (faciès massif)	Saint-Pancré (Doline Blanche-Haye)	54																	
5-0501/3	JPF	Nodules Fer fort	Hussigny (Les Minières)	54																	
5-0501/7	JPF	Fer fort (faciès massif)	Villerupt (Bois de Butte)	54																	
5-0501/6	JPF	Fer fort (faciès massif)	Volmerange (Reserverviertel)	57																	
9-0303/1	JPF	Conglomérat de pisolites	Villécloye (Les Minières)	55																	

Tab. 3.38 : Synthèse minéralogique des formations ferrugineuses et des argiles, de la Thiérache ardennaise au Pays-Haut – Légende : En couleur noire, les indurations ferrugineuses et en teinte grises, les argiles - (JPF, 2001)

3.4.2 TYPOLOGIE DES FORMATIONS FERRUGINEUSES ET DES MODELÉS KARSTIQUES

Typologie des faciès ferrugineux

Les données chimiques, minéralogiques et surtout pétrographiques permettent difficilement de déterminer des familles distinctes de minerais :

(1) Des minerais se rapprochant des **grès ferrugineux** classiques : ils sont définis par la présence de nombreux grains de quartz détritiques à des degrés divers d’altération, cimentés par des oxydes de fer, sans ségrégation particulière.

Entre la Thiérache ardennaise et le Pays de Montmédy, on peut ranger dans cette catégorie les échantillons, de la Butte au Genêt (échantillon 6-0807/1), du bois des Ivis (échantillon 9-0506/1), du vallon du Trou du Diable (échantillon 9-0318-5), de la Truche (échantillon 6-1209/4) ou encore de la Redoute (échantillon 9-0214/12).

(2) Des **minerais dits de “Fer fort”** ou s’y apparentant. Ils sont issus d’une même cuirasse originelle, soit en place comme dans la doline de la Blanche-Haye à Saint-Pancré ou à la Borne de Fer à Audun-le-Tiche, soit remaniés et dispersés sous forme de nodules, de plaquettes ou de pisolites résiduels en épandage plus ou moins dense à la surface du plateau ou piégés dans les vides du calcaire.

Les différents stades d’évolution sont observables dans toutes les configurations. Pour les Crêtes pré-ardennaises, on observe ce minerai : à la Côte des Vignes (échantillon 7-0110/4) et au bois l’Agace. Il présente des ségrégations en lits ou dispositions concentriques, riches en Fe_2O_3 (> 60 %).

Dans le Pays-Haut, on l’y retrouve à tous les stades d’évolution : faciès massif caractéristique présentant des plasmas plus ou moins homogènes et dépourvus de grains de quartz comme ceux du bois de Butte (échantillon 5-501/7) ou de la carrière Reserviertel (échantillon 5-0501/6), faciès à structure pisolitique plus ou moins affirmée comme les minerais de la Borne de Fer (échantillons 4-1231/2 et 5-0501/11) ou au stade de démantèlement sous forme de pisolites libres comme au gouffre-minière du Haut des Scieries (échantillon 5-0101/1), ou encore, faciès s’assimilant à des grès ferrugineux. Cette classification s’applique aux éléments ferrugineux de la Caüatte (échantillon 5-0101/2) et des Minières de Hussigny (échantillon 5-0501/3). Il convient de noter toutefois que dans ce dernier cas l’examen au microscope métallurgique fait apparaître des structures pisolitiques naissantes.

(3) Des **minerais de "2e génération"** ayant subi plusieurs stades de transformation : soit dans un domaine strictement chimique avec de nouvelles néoformations comme la limonite de la Blanche-Haye (échantillon 5-0501/1) ou les échantillons des ruelles du bois du Pas Bayard à Saint-Pancré (5-0501/2 et 5-0501/5), soit dans un domaine physico-chimique associant des actions géochimiques et des actions mécaniques liées à des processus de remaniement (minerai atypique représenté par le conglomérat de quartz et pisolites des Minières de Villécloye, contenant de l'hématite et présentant une relative richesse en oxydes de fer de 57,31 %). Ces faciès se rencontrent principalement sur le site de Saint-Pancré, au bois du Pas Bayard (photos 3.55 et 3.56) ainsi qu'au pied du site de la Borne de Fer, et au bois de Butte à Villerupt (échantillon 5-0501/7, photo 3.84).

L'examen microscopique nous montre un plasma d'oxydes de fer présentant des accrétions successives issues d'une nouvelle mobilisation et précipitation du fer et des cristaux néoformés de quartz d'une grande fraîcheur. La totalité des structures initiales de la cuirasse ou de la roche mère (pisolites, fossiles épigénisés par le fer…) a disparu. L'intensité de l'altération se mesure par la mobilisation du fer, mais surtout par la dissolution et la reprécipitation du quartz jugé particulièrement peu soluble. Dans une moindre mesure, la limonite néoformée de la doline de la Blanche-Haye à Saint-Pancré résulte également de remaniements chimiques, mais de moindre intensité puisqu'elle n'incorpore que les oxydes de fer (photos 3.46 à 3.48). De tels remaniements chimiques postérieurs à la genèse de la cuirasse initiale requièrent des conditions extrêmes que seule une phase climatique de type ferralitique permet.

(4) Des **minerais atypiques** n'entrant dans aucune des catégories précédentes. Est rangée dans cette catégorie, la "Mine en clous" hématitique du bois d'Énelle à structure columnaire microscopique. Ils peuvent être assimilés à une variante des minerais de "2e génération".

Sont exclus de cette classification, le "Minerai des près" de Godewiese à Russange (échantillon 9-0214/6) et le minerai callovien remanié de la rivière souterraine du Failly.

Typologie des modelés karstiques

Les modelés karstiques, tels que définis sur le site de Saint-Pancré, ont pu être observés sur nombre de sites. C'est ainsi que l'on a pu mettre en évidence (tab. 3.39) :

- Type ① : Des dolines de différents types (dolines en baquet, en entonnoir ou en cuvette, ouvala) et de taille variable (diamètre de quelques mètres à plusieurs décamètres, profondeur pouvant atteindre 10 mètres) ont été identifiées sur les sites du bois des Ivis (Neuvilles-les-This), du bois d'Énelle (Balaives-et-Butz), du bois l'Agace (Haraucourt), des bois de Champel et de Signy (Signy-Montlibert), des minières d'Allondrelle-la-Malmaison, des minières de Saint-Pancré, des minières d'Hussigny-Godbrange, du bois de Butte (Villerupt) et de la Borne de Fer (Audun-le-Tiche).

- Type ② : Des ruelles de vastes dimensions, (entre 10 et 15 m. en largeur, profondeur de 5 à 15 mètres, pouvant atteindre plusieurs hectomètres de longueur) sont visibles sur les sites du bois l'Agace (Haraucourt), des minières de Saint-Pancré, du bois de Butte (Villerupt) et de la Borne de Fer (Audun-le-Tiche). À Saint-Pancré, les ruelles sont exclusivement présentes au sommet du front de la cuesta du Dogger, alors que les dolines sont observables essentiellement sur le revers du plateau.

- Type ③ : Des paléoréseaux ou des puits, témoins d'une circulation dans le niveau de l'endokarst, ont été reconnus au bois d'Énelle (Balaives-et-Butz), à la Borne de Fer (Audun-le-Tiche) et à la carrière de Reserveviertel (Volmerange-les-Mines).

- Type ④ : Un lapiaz représentatif des modelés de surface n'a été observé qu'au bois du Pas Bayard (Saint-Pancré). Ce dernier pourrait être la marque d'une crypto-corrosion sous une couverture meuble et semi-perméable.

Site	Dpt	N°	Altitude (m)	Type (tab. 3.40)	① Doline	② Ruelle	③ Paléoréseau	④ Lapiaz	Observations
Bucilly / Butte au Genêt)	02	1	206	C	Ø (pm) P (m)		P (dam) D (dam) S (dm) *		* Galerie
Neuville-lès-This / Bois des Ivis	08	2	292	C	Ø (pdam) P (m)				
Balaives-et-Butz / Bois d'Énelle	08	3	288	B	Ø (pdam) P (pm)		P (pdam) S (pm) *		* puits
Sapogne-et-Feuchères / Côte des Vignes	08	4	295	C					Modelés karstiques ténus ou non visibles
Haraucourt / Bois l'Agace	08	5	303	B	Ø (pdam) P (pm)	L (phm) l (dam) P (pm)			
Amblimont / La Truche	08	6	337	C					Modelés karstiques ténus ou non visibles
Stenay / Ferme d'Heurtebise	55	7	290	C					Modelés karstiques ténus ou non visibles
Tailly / Bois de Nouart	08	8	280	C	Ø (pdam) P (dam)				Sables wealdiens
Signy-Montlibert / Bois de Signy	08	9a	368	C	Ø (pm) P (m)		P (pm) D (pm) S (m) *		* Galerie
Signy-Montlibert / Bois de Champel	08	9b	368	C	Ø (pm) P (m)				
Signy-Montlibert / Le Trou du Diable	55	9c	325	C					Modelés karstiques ténus ou non visibles
Signy-Montlibert / Ermitage Saint-Walfroy	08	9d	323	C					Modelés karstiques ténus ou non visibles
Verneuil-Grand / Bois des Essarts	08	10a	330	C	Ø (m) P (m)				
Thonne-la-Long / La Redoute	55	10b	300	C					Modelés karstiques ténus ou non visibles
Saint-Pancré / Doline de la Blanche-Haye	54	11a	369	A	Ø (pdam) P (dam)				
Saint-Pancré / Bois du Pas Bayard	54	11b	390	A	Ø (pdam) P (dam)	L (phm) l (dam) P (dam)	P (m) D (pm) S (m) *	L (dam) l m) P (pm)	* Galerie
Charency-Vézin / Méandre abandonné	54	21	267	D					Sans objet
Allondrelle-la-Malmaison	54	12	365	C	Ø (dam) P (pm)				
Pierrepont / La Cauätte	54	13	265	C					Modelés karstiques ténus ou non visibles
Mercy-le-Bas / La Couleuvre	54	14	303	C					Modelés karstiques ténus ou non visibles
Hussigny-Godbrange / Les Minières	54	15	387	C	Ø (pdam) P (m)				
Villerupt / Bois de Butte	54	17	415	B	Ø (pdam) P (dam)	L (phm) l (dam) P (dam)			
Aumetz / Borne de Fer	57	16	448	A	Ø (pdam) P (pm)	L (pdam) l (dam) P (dam)	P (pdam) S(pm) *		* puits
Volmerange-les-Mines / Reserveviertel	57	18	423	B	Ø (pdam) P (pm)		P (dam) S(m) *		* puits
Villecloye / Les Minières	55	19	215	D					Sans objet
Interfluve Loison / Othain	55	20							Sans objet
Charency-Vézin / Méandre abandonné	54	21	267	D					
Viviers-sur-Chiers / Paléo-terrasse de Braumont	54	22							Sans objet
Viviers-sur-Chiers / Gouffre-minière du haut des Scieries	54	23	363	D			P (dam) D (pdam) S (pm) *		* Grotte-minière
Russange / Godewiese	57	24							Sans objet

Tab. 3.39 : Synthèse des modelés karstiques de la Thiérache ardennaise au Pays-Haut. Légende : (Ø) diamètre, (P) profondeur, (L) longueur, (l) largeur, (m) métrique, (pm) plurimétrique, (dam) décamétrique, (pdam) pluridécamétrique, (hm) hectométrique, (phm) plurihectométrique – (JPF, 2012)

3.4.3 RELATION ENTRE LE KARST ET LA FRACTURATION

La direction des ruelles et les alignements de dolines suivent probablement une direction de fracturation (Fizaine, 1980 et 2005).

A Saint-Pancré, la traduction statistique réalisée à partir du plan de Jacquot (1849), et qui est illustrée par le diagramme polaire en degrés (fig. 3.80), indique une direction majeure de N50° / N60° (sensiblement NE-SW) et une direction secondaire sensiblement subméridienne (entre N340° et N350°).

À la Borne de Fer et au bois de Butte (fig. 3.81), les directions préférentielles d'orientation relevées diffèrent de celle de Saint-Pancré : elles s'établissent également selon deux axes préférentiels mais avec un axe principal compris entre N10° et N20° et un axe secondaire entre N50° et N70° qui se rapproche de la direction principale de Saint-Pancré.

À l'échelle locale, la corrélation avec le réseau de failles mentionnées sur les cartes géologiques Longuyon / Gorcy (Maubeuge, 1969) et Longwy / Audun-le-Roman (Maubeuge, 1959) s'avère non probante (fig. 3.82 et 3.83) : pour les failles la direction principale s'établit à N40°. Seule la direction secondaire d'orientation subméridienne semble pouvoir être rattachée avec les directions secondaires relevées sur les minières de l'ensemble des gîtes (Fizaine, 2005).

Pour les autres sites, on relève les directions majeures suivantes :

- bois des Ivis à Neuville-lès-This (N50° / N75° et N310°) ;
- bois d'Énelle à Balaives-et-Butz (N40° / N45° et N325° / N345°) ;
- bois l'Agace à Haraucourt (N35° / N55° et N330° / N350°) ;
- bois de Champel de Signy (N25° / N30° et N335°) ;
- grottes –minières du bois de Champel et du Haut des Scieries (N10° et N20°) ;
- gouffres et grottes de l'interfluve Loison-Othain (N10° ; Gamez, 1992).

Les trois premiers types correspondent à des karsts situés sur les plateaux du Dogger ou de l'Oxfordien, tronqués par la surface d'érosion dite des "400 mètres".

Les formations ferrugineuses se situent entre 206 mètres et 448 mètres d'altitude absolue. Le quatrième type correspond à des éléments transportés par les processus de versants et éventuellement fluviatiles. Ces éléments se trouvent actuellement à entre 130 et 175 mètres sous la surface des plateaux.

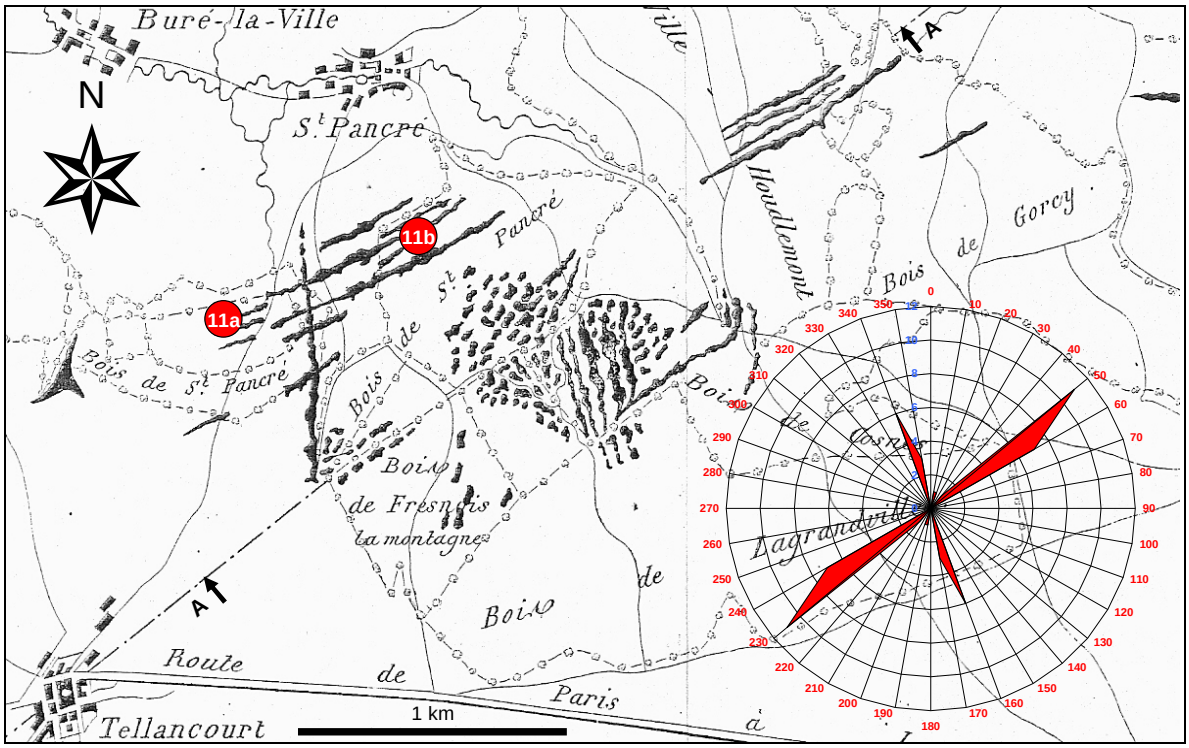


Fig. 3.80 : Plan des minières de Saint-Pancré établi par l'ingénieur des mines Jacquot en 1849 – (11a) Doline de la Blanche-Haye ; (11b) Ruelles du bois du Pas Bayard ; (A-A) indication de la coupe de la figure 3.89. Ce plan a été réutilisé pour mettre en évidence la direction préférentielle de la fissuration - (Jacquot, 1849, 1854 ; complété Fizaine, 2005)

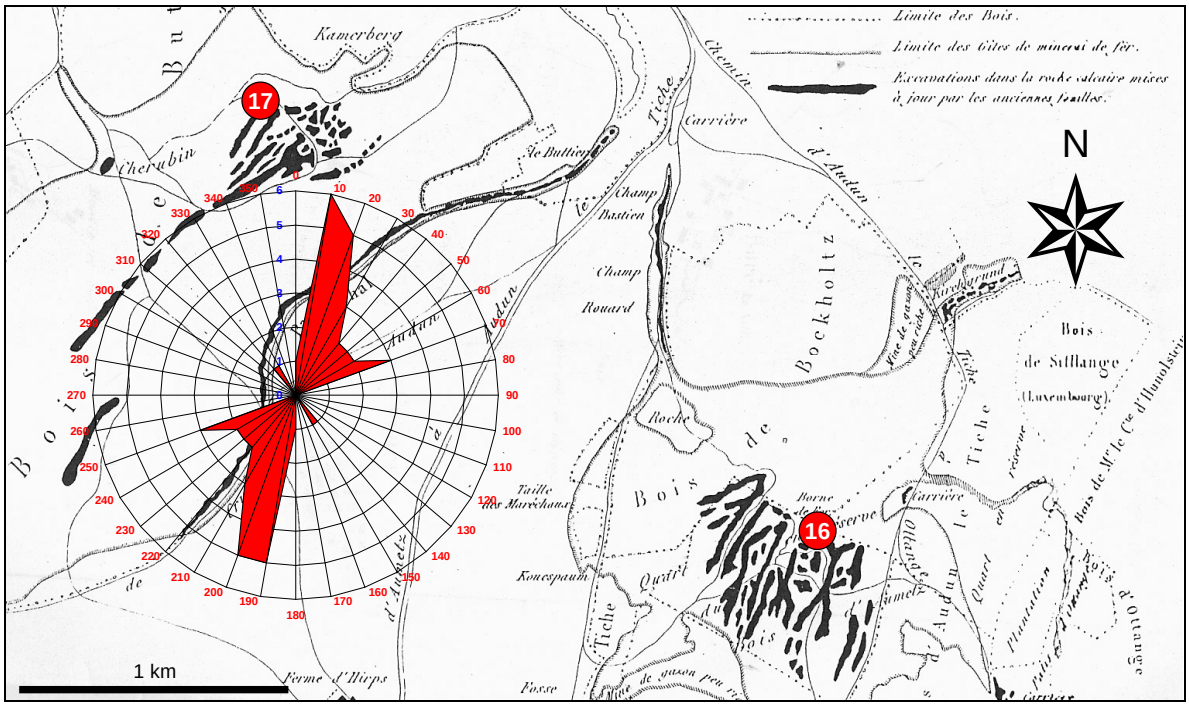


Fig. 3.81 : Plan des minières de la Borne de Fer et du bois de Butte établi par l'ingénieur des mines Jacquot en 1849 – (16) Minières de la Borne de Fer (Les Seize Arpents, cote 450) ; (17) Minières du bois de Butte Ce plan a été réutilisé pour mettre en évidence la direction préférentielle de la fissuration - (Jacquot, 1849, 1854 ; complété Fizaine, 2005)

Ces observations permettent d'établir une corrélation entre karstogenèse et fracturation. Malgré la disparité des directions relevées, deux directions préférentielles méritent d'être soulignées :

- une direction sensiblement NE-SW est fréquente sur les sites de minerais de Fer fort. Cette direction (N62°) mettant en relation les événements tectoniques et les phénomènes karstiques en corrélation avec la dynamique en extension de la plateforme actuelle européenne, a été relevée par Quinif *et al.* (2012) qui l'attribue au Crétacé. La présence d'un karst syngénétique à la formation du Fer fort est plausible ;

- une direction N10° / N20° apparaît, de manière récurrente, à la fois sur les cavités d'un karst quaternaire (interfluve Loison-Othain) et sur les grottes-minières (bois de Champel et Haut des Scieries). Cette observation est de nature à faire remonter la genèse des grottes-minières aux épisodes de karstification quaternaires.

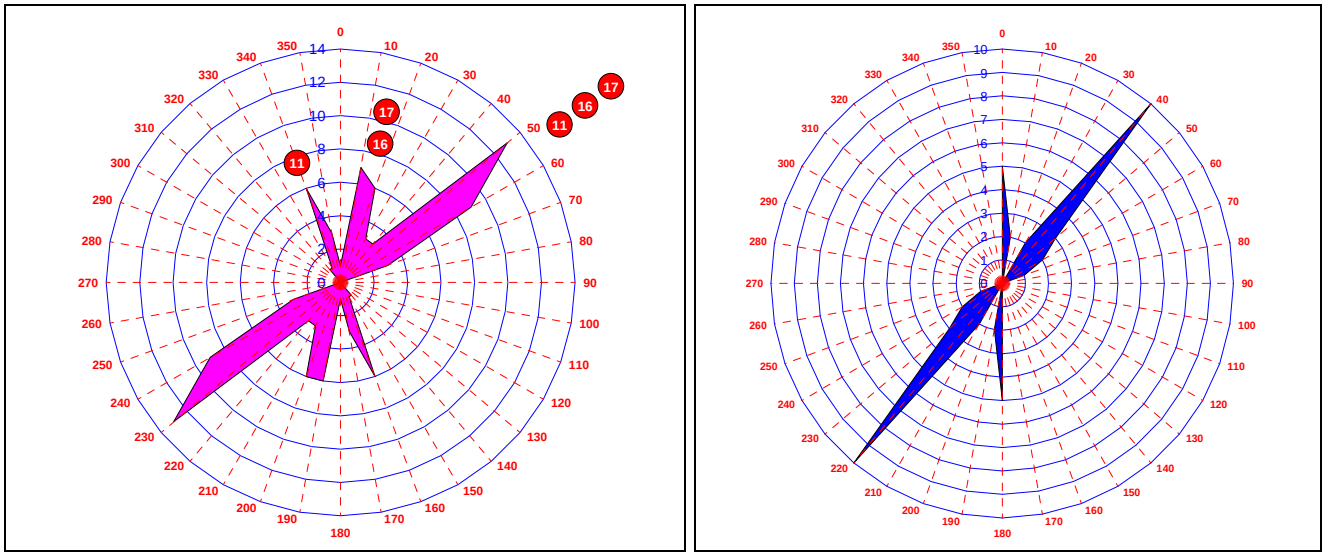


Fig. 3.82 : Statistique des directions préférentielles de fracturation relevées sur les gîtes de Saint-Pancré, du bois de Butte et de la Borne de Fer – Le diagramme circulaire fait apparaître une direction principale de N50° à N60° et deux directions s econdaires de part et d'autre du méridien. Sites : (11) Saint-Pancré, (16) Borne de Fer, (17) bois de Butte – (JPF, 2005)

Fig. 3.83 : Statistique des directions préférentielles des failles mentionnées sur les cartes géologiques de Longuyon / Gorcy et Longwy / Audun-le-Roman – Le diagramme circulaire fait apparaître une direction principale à N40° et une direction secondaire méridienne – (JPF, 2005)

3.5 INTERPRÉTATIONS (Chapitre 3)

3.5.1 LES FERRUGINISATIONS

3.5.1.1 RELATIONS ENTRE LE KARST ET LES FORMATIONS FERRUGINEUSES

Il est également possible d'établir une corrélation entre la nature des dépôts (cuirasse *in situ* ou démantelée), et l'environnement dans lequel ils se trouvent (tab. 3.40 et fig. 3.84) :

- Type A : cuirasse ferrugineuse *in situ*, associée à un karst profond. Entrent dans cette catégorie la cuirasse *in situ* de la Borne de Fer à Audun-le-Tiche et les vestiges de la cuirasse de la doline de la Blanche-Haye à Saint-Pancré, toutes deux positionnées à une altitude proche voire supérieure à 400 mètres. Aucune cuirasse n'a été identifiée à l'ouest de ces sites.
- Type B : cuirasse ferrugineuse démantelée, piégée dans le karst profond. Le karst profond s'exprime par une morphologie caractérisée par des puits de plusieurs dizaines de mètres de profondeur ou par des ruelles de grandes dimensions.
- Type C : cuirasse démantelée, soit piégée dans un karst de moindre développement (doline et lapiaz d'une profondeur de quelques mètres), soit à la surface des plateaux d'érosion du Dogger.
- Type D : éléments remaniés, voire transformés (Les Minières à Villécloye) de cuirasse ferrugineuse démantelée, situés en fond de vallée ou sur les terrasses alluviales dégradées.

Site	Dpt	N°	Altitude (m)	Type	Environnement karstique
Bucilly / Butte au Genêt)	02	1	206	C	Dépôt dans le karst sur les plateaux d'érosion
Neuville-lès-This / Bois des Ivis	08	2	292	C	Dépôt dans le karst sur les plateaux d'érosion
Balaives-et-Butz / Bois d'Énelle	08	3	288	B	Dépôt dans le karst profond
Sapogne-et-Feuchères / Côte des Vignes	08	4	295	C	Dépôt dans le karst sur les plateaux d'érosion
Haraucourt / Bois l'Agace	08	5	303	B	Dépôt dans le karst profond
Amblimont / La Truche	08	6	337	C	Dépôt dans le karst sur les plateaux d'érosion
Signy-Montlibert / Ermitage Saint-Walfroy	08	9d	323	C	Dépôt dans le karst sur les plateaux d'érosion
Signy-Montlibert / Bois de Champel	08	9b	368	C	Dépôt dans le karst sur les plateaux d'érosion
Signy-Montlibert / Bois de Signy	08	9a	368	C	Dépôt dans le karst sur les plateaux d'érosion
Verneuil-Grand / Bois des Essarts	08	10a	330	C	Dépôt dans le karst sur les plateaux d'érosion
Villecloye / Les Minières	55	19	215	D	Site de vallée et/ou de remaniement
Charency-Vézin / Méandre abandonné	54	21	267	D	Site de vallée et/ou de remaniement
Allondrelle-la-Malmaison	54	12	365	C	Dépôt dans le karst sur les plateaux d'érosion
Saint-Pancré / Doline de la Blanche-Haye	54	11a	369	A	Cuirasse *in situ*
Saint-Pancré / Bois du Pas Bayard	54	11b	390	A	Cuirasse *in situ*
Viviers-sur-Chiers / Gouffre-minière du haut des Scieries	54	23	363	D	Site de vallée et/ou de remaniement
Pierrepont / La Cauätte	54	13	265	C	Dépôt dans le karst sur les plateaux d'érosion
Mercy-le-Bas / La Couleuvre	54	14	303	C	Dépôt dans le karst sur les plateaux d'érosion
Hussigny-Godbrange / Les Minières	54	15	387	C	Dépôt dans le karst sur les plateaux d'érosion
Villerupt / Bois de Butte	54	17	415	B	Dépôt dans le karst profond
Aumetz / Borne de Fer	57	16	448	A	Cuirasse *in situ*
Volmerange-les-Mines / Reserveviertel	57	18	423	B	Dépôt dans le karst profond

Tab. 3.40 : Relation entre les dépôts ferrugineux et le karst, de la Thiérache ardennaise au Pays-Haut. Le tableau reprend pour les sites représentatifs, d'ouest en est, le type ou la nature du dépôt et l'environnement karstique dans lequel ils se trouvent - (JPF, 2011)

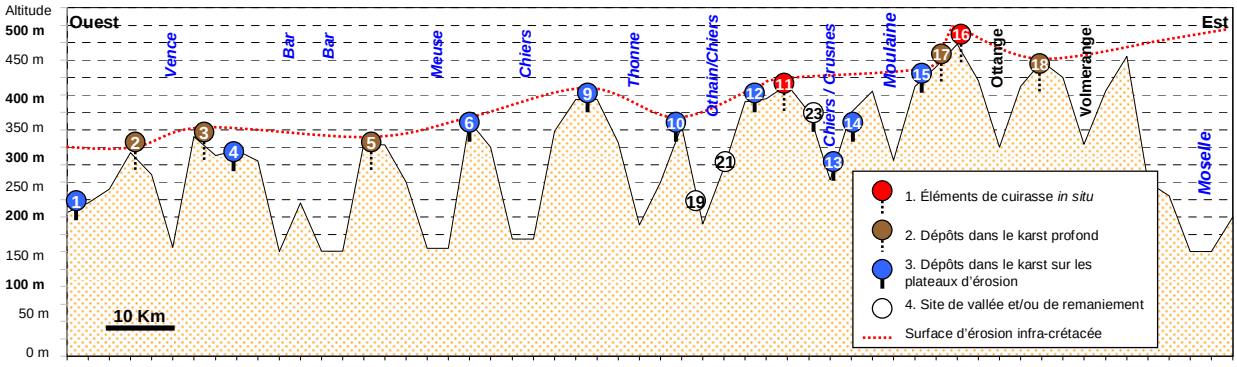


Fig. 3.84 : Coupe théorique projetée de la Thiérache ardennaise au Pays-Haut. La coupe est établie d'ouest en est. Sont repris les principaux sites étudiés avec l'altitude confrontée au type de dépôt - (JPF, 2011)

Les trois premiers types correspondent à des karsts situés sur les plateaux du Dogger ou de l'Oxfordien, sur la surface d'érosion dite des "400 mètres". Les formations ferrugineuses se situent entre 206 mètres et 448 mètres d'altitude absolue. Le quatrième type correspond à des éléments transportés sur les versants et éventuellement remaniés par les processus fluviatiles. Ces éléments se trouvent actuellement à entre 130 et 175 mètres sous la surface des plateaux.

3.5.1.2 CARACTÉRISATION ET GENÈSE DES DÉPÔTS FERRUGINEUX

Les faciès massifs des cuirasses ou des fragments de cuirasse (Type A)

Les stades d'agradation et de dégradation définis à la Borne de Fer (Audun-le-Tiche)

La ferricrète de la Borne de Fer présente un caractère quasi-unique sur le territoire national voire en Europe occidentale, car on peut y observer, *in situ*, une grande partie des faciès caractéristiques d'une cuirasse ferrugineuse. Tardy (1993) a défini 8 stades d'agradation / dégradation d'une cuirasse (fig. 1.12). Sur le site de la Borne de Fer, les stades ❶ (horizon tacheté) à ❸ (carapace à faciès paranodulaire) n'ont pas été identifiés. En revanche, l'examen attentif des différents faciès des échantillons récoltés sur le site, permet de reconnaître les stades ❹ à ❽ et ainsi d'établir la typologie suivante. Il s'agit des faciès correspondant au :

❹ Stade nodulaire de l'agradation (point le plus bas observable)

Ce stade correspond au passage de la carapace à la cuirasse : c'est celui de l'agradation et de l'accomplissement du cuirassement, il précède la cuirasse à faciès massif. Le passage à la cuirasse s'est opéré par une réduction des vides, une rubéfaction du fond matriciel et une augmentation du nombre mais surtout de la taille des nodules. L'agradation s'est développée par concrétionnement, ferruginisation et induration du plasma nodulaire et internodulaire en même temps que se perdait l'arrondi des nodules par coalescence ou par densification du fond matriciel. L'horizon de ce stade, situé dans la partie basse accessible du gîte de la Borne de Fer, est visible sur un dénivelé de 10 à 15 mètres (photos 3.111 et 3.112).

❺ Stade du faciès massif, épicentre du télescopage de l'agradation / dégradation

Ce stade est celui du cuirassement ultime : le faciès est très massif et très homogène (photo 3.113). Le fond matriciel du stade nodulaire s'est progressivement enrichi en fer, les nodules se sont dilués. Le cuirassement a atteint le paroxysme de l'accumulation du fer en milieu déshydratant. Les structures pisolitiques sont à peine observables à l'œil nu, le recours à l'examen microscopique s'avère nécessaire. Ce stade non observable sur la totalité du gîte, se développe à environ 1 m sous le niveau actuel du sol et atteint une puissance d'ordre métrique.

❻ et ❼ Stade pisolitique de la dégradation (protopisolitique, parapisololitique)

Les nodules se sont transformés progressivement en pisolites. On assiste à la dégradation du fond matriciel et à la formation de cortex de grande taille, soit à partir du faciès massif, soit directement à partir du stade métanodulaire (photos 3.112 à 3.118).

La dégradation s'est mise en place par développement des cortex et des cernes, en même temps que se perfectionnait l'arrondi des pisolites. Les concentrations de silice (sous forme d'un sable très fin et induré) et de fer sont nettement discernables (taille centimétrique). Ce stade, à l'instar des autres, illustre bien les itinéraires chimiques de la silice et du fer.

❽ Stade final de la dégradation : l'horizon de démantèlement

Les pisolites finissent par se détacher les uns des autres pour former un horizon caillouteux ou graveleux de surface meuble, résultant du démantèlement sur place, sans transport des pisolites formées au sein même de la cuirasse.

La forme arrondie ou sphérique des pisolites est obtenue par altération *in situ* des nodules ou du faciès massif de la cuirasse et non pas par transport de surface et arrondi mécanique (photo 3.119). Le cortex est constitué essentiellement de gœthite alumineuse. Les cernes de gœthite séparent ainsi deux domaines : le premier, à l'intérieur des pisolites est hématique, finement poreux et induré, le second à l'extérieur est plus riche en gœthite (Nahon, 1976).Les nodules à cœur d'hématite prennent une forme sphérique. Ce sont des pisolites "vraies" dont la taille diminue vers le haut du profil (photo 3.120).





Photo 3.111 : Cuirasse à faciès métanodulaire en place (Borne de Fer, Audun-le-Tiche) - Base de la cuirasse accessible - (Photo JPF, 2005)

Photo 3.112 : Cuirasse à faciès métanodulaire / Détail - sans cerne, coalescents, forme chagrinée, forte densité - (Photo JPF, 2005)





Photo 3.113 : Cuirasse à faciès massif (Borne de Fer, Audun-le-Tiche) – Fond ferruginisé homogène – (Photo JPF, 2005)

Photo 3.114 : Cuirasse à faciès massif / Détail – Géode de quartz blanc – (Photo JPF, 2005)





Photo 3.115 : Cuirasse massive légèrement dégradée (Borne de Fer, Audun-le-Tiche) – Il s'agit ici du stade initial de la dégradation : les cernes sont épaisses avec des bords diffus – (Photo JPF, 2005)

Photo 3.116 : Cuirasse massive légèrement dégradée / Détail – Détail des cernes du cliché précédent - (Photo JPF, 2005)





Photo 3.117 : Cuirasse dégradée / Faciès protopisolitique (Borne de Fer, Audun-le-Tiche) – (Photo JPF, 2005)

Photo 3.118 : Cuirasse très dégradée / Faciès parapisolitique (Borne de Fer, Audun-le-Tiche) – les pisolites éclatées permettent une mise en relief du cortex - (Photo JPF, 2005)





Photo 3.119 : Pisolites sphériques ou ovoïdes libres (Borne de Fer, Audun-le-Tiche) – (Photo JPF, 2005)

Photo 3.120 : Coupe d'un pisolite libre (Borne de Fer, Audun-le-Tiche) – A noter la différenciation des couleurs représentative de la minéralogie : en rouge, le cortex en goethite ; en gris sombre, brillant, le cœur en hématite – (Photo JPF, 2005)

La mise en évidence de ces différents stades caractéristiques, permet de pouvoir considérer la Borne de Fer comme une véritable cuirasse ferrugineuse telle que décrite par différents auteurs (Nahon, 1976 ; Tardy, 1993).

À la Borne de Fer (fig, 3.52 à 3.55), les échantillons récoltés ont été prélevés dans la partie sommitale du profil latéritique, proche de l'horizon de démantèlement : les faciès sont davantage siliceux que ferrugineux (Jacquot, 1849). Cette appréciation confirme le degré d'intensité de l'altération qui croît, fonction de la profondeur du karst :

- le minerai récolté à la base des puits karstiques, donc à la racine du karst, possède les teneurs en fer les plus élevées (cf. mines en clous du bois d'Énelle à Balaives-et-Butz).

- à la partie sommitale du gîte de la Borne de Fer, le minerai est appauvri. Ceci est corroboré par l'opinion de Wyns (2009) : dans un climat excessivement humide, le front de réhydratation de la cuirasse peut se déplacer plus vite que le front d'hématisation : l'épaisseur de la cuirasse diminue, amenant ainsi sa destruction.

Généralement, dans l'horizon supérieur, on observe un latosol des nodules ou pisolites entouré d'une gangue de gœthite : il s'agit des restes de cuirasse protégée de la limonitisation par une gangue de gœthite imperméable.

Les sites de Saint-Pancré

Malgré l'épuisement du gîte, on peut observer à Saint-Pancré, la présence d'un faciès massif en place comparable à ceux de la Borne de fer (bloc pluri-métrique de Fer fort à faciès massif de la doline de la Blanche-Haye).

Le site du bois du Bayard a fourni des minerais de "2ème génération" constitués de minéraux de silice et de fer néoformés (échantillons 5.0501/2 et 5-051/5). La mise en solution de la silice et du fer est la conséquence d'une altération d'une intensité peu commune, sans doute favorisée par la percolation des eaux au travers d'un remplissage d'un karst profond (20 à 30 mètres à Saint-Pancré).

La doline de la Blanche-Haye a également fourni un faciès correspondant à un faciès de remobilisation chimique avec des blocs pluridécimétriques de limonite (échantillon 5-0501/1). Du fait du recul de la cuesta, la doline de la Blanche-Haye s'est retrouvée au sommet du front de côte. Cette position a pu entraîner une reprise des circulations aquifères par l'augmentation du gradient hydraulique consécutif à l'approfondissement des vallées. La mobilisation du fer n'a pas permis la création d'une nouvelle cuirasse mais un faciès moins massif compatible avec des climats plus tempérés. On peut supposer un stade correspondant au front de réhydratation de l'hématite et à la transformation de cette dernière.

Un faciès inhabituel, mérite d'être signalé : Jacquot (1849) mentionne à Saint-Pancré, l'existence du "chalin". Il s'agit d'un conglomérat calcaire dont l'aspect diffère de la roche encaissante et qui contient des grains de minerai en quantité variable. Cette brèche, qui n'a pu être retrouvée, semble comparable à celle observée aux marges des remplissages karstiques, dans les Collines pré-jurassiennes (voir plus loin).

Les ferruginisations des racines du karst (type B)

D'autres sites, sans présenter des cuirasses massives *in situ* ont révélé des karsts profonds, constitués principalement de puits de plusieurs dizaines de mètres de profondeur.

Les Crêtes pré-ardennaises

L'intensité de l'altération, la puissance des profils et leur maturation sont directement dépendants de la durée d'émersion et des situations topographiques. Ainsi, le site du **bois d'Énelle** à Balaives-et-Butz (fig. 3.10 à 3.14) est à ce point remarquable : il associe un karst profond (> 50 m) et des faciès très évolués ainsi que le montre l'échantillon récolté de "Mine en clous" (échantillon 9-0506/2) qui affiche une grande teneur en Fe_2O_3 (80, 28 %) et des indices d'une altération très poussée (Ki = 1,7 et Si/Al = 0,92). Il pourrait donc être envisagé, pour le Bois d'Énelle, une évolution de la formation comparable à celle de la Borne de Fer à Audun-le-Tiche, datée du Barrémien inférieur (Théveniaut *et al.*, 2002 et 2007).

Le calage par rapport aux grès saccharoïdes (échantillon 9-0606/1) dont la collecte en sommet de remplissage est avérée, n'indique qu'une concomitance en terme de remaniement dans le karst. Voisin (1988) date ces grès au Thanétien, ce qui renvoie le remaniement et le piégeage de ces éléments dans le karst du Bois d'Énelle à une époque postérieure.

Le site **du bois l'Agace** à Haraucourt, présente également des dolines révélatrices de puits profonds mais également des ruelles dont on peut suivre le tracé sur plusieurs hectomètres.

Le Pays-Haut

Les interprétations formulées pour Saint-Pancré (fig. 3.39 à 3.42), sur le karst, les vestiges de fossiles, l'évolution du remplissage et la position géomorphologique, conviennent en tous points aux **minières du bois de Butte** (échantillon 5-0501/7), situé à l'ouest et au pied de la Borne de Fer.

La similitude sur le plan de la micromorphologie avec les échantillons 5-0501/2 et 5-0501/5 de Saint-Pancré est avérée et traduit une intensité de l'altération conduisant à la formation de minerai de "2ème génération" dont la genèse est sans doute favorisée par la profondeur du karst. Tous ces échantillons occupent la même position dans le profil : ils ont été prélevés dans la partie médiane, voire en fond de remplissage. C'est dans cette partie inférieure de la saprolite, gorgée d'eau, avec de larges pores et au contact de la roche-mère que s'opèrent les premières phases d'altération.

L'altitude relative des prélèvements des sites du Pays-Haut, s'établit entre 370 et 425 m. Ces échantillons offrent le spectacle unique de la transition entre le stade d'altération de la roche compacte à structure plus ou moins conservée et celui de la roche à structure modifiée sans passer par les autres stades intermédiaires. Ces éléments pourraient plaider en faveur d'une origine unique. Le même lien de parenté en terme de faciès s'applique également à l'échantillon 5-0501/6 de la **carrière de Reserveviertel** à Volmerange-les-Mines.

Les éléments de cuirasse ferrugineuse, démantelés et piégés dans le karst des plateaux d'érosion (Type C)

Sans atteindre un développement en surface et en profondeur comparable à ceux évoqués pour le type B (racines du karst), certaines minières ont exhumé un épikarst de faible profondeur (quelques mètres sur les Crêtes pré-ardennaises, une dizaine de mètres dans la Pays-Haut) principalement constitué de dolines ou de lapiaz de faible ampleur.

De la Thiérache ardennaise au Pays de Montmédy

Le site du **bois des Ivis** (fig. 3.07 à 3.09), situé à seulement une douzaine de kilomètres à l'ouest du bois d'Énelle et à une altitude voisine (≈ 290 m) présente un karst hôte moins profond, ou alors il a été arasé. Dans cette dernière hypothèse, le faciès rencontré au fond du karst, devrait être le plus évolué, or ce dernier est un grès ferrugineux caractéristique présentant un stade d'évolution de l'altération beaucoup moins mature. Ce faciès est également celui observé, plus à l'ouest, en Thiérache ardennaise à la **Butte au Genêt** de Bucilly, et plus à l'est, sur les sites des Crêtes pré-ardennaises situés de la **Côte des Vignes** à Sapogne-et-Feuchères, de **La Truche** à Amblimont ainsi que dans le Pays de Montmédy avec les minières de **Signy-Montlibert** ou les sites de **la Redoute** à Thonne-la-Long

Il faut donc envisager pour les ferruginisations de ces sites, une exposition moindre à l'altération, donc un âge plus récent, que celles des racines du karst (Wealdien).

Le Pays-Haut

Dans le Pays-Haut, trois sites, situés à proximité des cuirasses *in situ* de Saint-Pancré et de la Borne de Fer, témoignent par leur faciès d'une parenté forte avec les faciès massifs rencontrés dans ces cuirasses : présence de fossiles de *Clypeina* sur les sites du **Haut des Essarts** (photo 3.37) à Verneuil-Grand et aux **minières d'Allondrelle-la-Malmaison** (photo 3.60).

En revanche, les échantillons observés sur le site des Minières de Hussigny-Godbrange (échantillon 5-0501/3, photos 3.65 à 3.68) présentent un faciès de type grès ferrugineux mais qui dénote des autres faciès dans la mesure où les oxydes de fer, en forte teneur, l'emportent largement sur la silice matérialisée par le quartz. Cette différenciation, associée aux figures de formation des pisolites, se rattache à un faciès de type proto ou parapisolitique observé à la Borne de Fer (échantillon 4-1231/2).

Ces observations nous incitent à voir pour ces karsts de faible importance, un remaniement direct, et sans évolution chimique majeure, des éléments issus des cuirasses évoquées précédemment.

Les deux sites de **la Caüatte** à Pierrepont et de **la Couleuvre** à Mercy-le-Bas jalonnent l'extension au sud des épandages de Fer fort. Les échantillons récoltés présentent les caractéristiques habituelles des faciès du Fer fort : soit sous forme de nodules avec un cortex unique discordant et incomplet avec un cœur plus hydraté saupoudré de micro-grains de quartz ; soit des faciès dépourvus de cortex avec un plasma plus homogène parsemé de vides et de rarissimes grains de quartz.Du fait d'une exposition plus importante aux agents atmosphériques, il semblerait que l'altération se soit poursuivie mais de manière plus ténue, les conditions optimales climatiques n'étant plus réunies : réhydratation et expansion du plasma, dissolution des grains de quartz les plus fins, substitution des zones argileuses par des vides, etc.

Les éléments de cuirasse ferrugineuse démantelés, remaniés, situés en fond de vallée ou sur des terrasses alluviales dégradées (Type D)

Le conglomérat à pisolites ferrugineux et à galets de quartz de Villécloye

Aux Minières de Villécloye, on observe une structure conglomératique unique sur l'ensemble des gîtes du Bassin parisien et de la Franche-Comté : l'originalité réside dans la coexistence des galets de quartz de taille centimétrique associés à des pisolites ferrugineux, entiers ou brisés, à cortex multiple ou unique.

Au stade ultime d'évolution, la cuirasse se démantèle sous forme de pisolites libres : à défaut d'être piégés dans les anfractuosités du karst, les pisolites sont remaniés et transportés. La taille des pisolites suggère un écoulement de type fluviatile avec une compétence suffisante pour déplacer des matériaux denses (oxyde de fer) et de taille centimétrique.

Tous ces matériaux auraient été, alors, piégés dans une dépression ou des cavités karstiques où cette phase d'immobilisation et les conditions climatiques ont permis à la consolidation de s'opérer. Cette consolidation *in situ* du conglomérat et les phénomènes de remobilisation ultérieure du fer sont corroborés par les illuviations et cutanes autour des gravillons de quartz. L'altération prononcée des minéraux calcaires et potassiques procède de ce même processus. Le poids de certains blocs (plusieurs kilogrammes) issus de cette consolidation, rend un transport fluviatile, sous cette forme, improbable, sauf si des phénomènes glaciels sont intervenus.

Les papules du gouffre-minière du Haut des Scieries à Viviers-sur-Chiers

Dans le gouffre-minière du Haut des Scieries, les granules ferrugineuses sans cortex évoquent, par leur taille, les papules observées dans les échantillons 5-0501/1 (limonite néoformée) et 5-0501/2 (faciès massif) de la doline de la Blanche-Haye. L'altération se poursuivant, les papules colonisées par les grains de quartz détritiques, ont été isolées, transportées puis piégées dans le karst.

L'intensité du remaniement mécanique, opéré sur une longue distance (plusieurs kilomètres) se traduit par la perte du cortex des pisolites originelles.

Les autres ferruginisations

Certaines indurations ferrugineuses récoltées dans le cadre de cette étude dénotent par leur faciès et leur genèse des minerais de type Fer fort, mais sont susceptibles d'apporter un éclairage sur les processus ayant affecté à des stades divers les formations ferrugineuses précédentes (types A à D).

La "mine de gazon", le "minerai des près", le "fer tendre" du pied de la cuesta et les carapaces de la Lorraine belge

Ce minerai, cité par Jacquot (1849, 1854) et Lucius (1952), connu sous diverses appellations ("Mine de gazon", "Minerai des près", "Fer tendre", "Wascherz"…), est celui évoqué pour le site de **Godewiese** à Russange, au pied de la cuesta du Bajocien du Pays-Haut et qui a fait l'objet d'une exploitation dans les régions frontalières, tant au Luxembourg (Gutland) qu'en Belgique (Gaume et Pays d'Arlon).

Ce minerai présente généralement un faciès de grès ferrugineux, comparable sur l'ensemble des lames minces réalisées pour l'échantillon 9-0214/6 de Russange (photo 3.109) et pour ceux de la Lorraine belge (Fizaine, 2005) : même organisation du plasma, faciès et densité identiques des quartz.

De même, les analyses pratiquées par Langlois et Jacquot (1851) pour le département de la Moselle et Souchez-Lemmens (1968) pour la Lorraine belge interdisent une parenté avec le Fer fort. Pour le minerai de Russange, les résultats sont les suivants : peroxyde fer 66,4 % ; eau 12,0 %, alumine 2,5 % et surtout phosphore 0,8 % (Langlois et Jacquot, 1851).

Nous sommes ici, en présence, d'accumulation ferrugineuse absolue associée à la logique d'une catena.

Le minerai remanié de l'interfluve Loison-Othain

Le karst de l'interfluve Loison-Othain réside dans sa jeunesse : nous sommes tout au début du processus avec un karst actif quaternaire. Inéluctablement, ces processus d'érosion et transport des sédiments surmontant ce karst couvert, vont conduire à un comblement du karst. Comme il a été dit dans le chapitre précédent, ces formations remaniées sont constituées des Argiles de la Woëvre et du minerai de fer callovien qui formeront le futur remplissage du karst.

Les observations réalisées pendant l'été 1976, permettent de suggérer un contexte climatique autorisant cette évolution par altération des minerais dans le karst :

- Présence de laisses d'un gel d'oxydes de fer de couleur rouge sang (photo 3.98) piégées par les vagues d'érosion qui tapissent le plancher de la galerie. Ces gels provenaient d'éléments de minerai de fer callovien entraînés dans la cavité en période de crues.

- Les conditions exceptionnelles de l'été 1976 (les précipitations ont été inexistantes, les venues d'eau alimentant temporairement la rivière souterraine ont été taries), alliées à l'hygrométrie de la cavité (voisine de 100 %) ont permis la lente dissolution du minerai à l'intérieur des vasques en permanence noyées. Ce phénomène n'a plus été observé lors des explorations suivantes (sur 30 années). Cette observation illustre le processus d'altération à ses prémices avant que les gels ne précipitent pour donner des faciès massifs (fig. 3.85).

- Les nodules ferrugineux en résultant présentent un cœur plus ou moins réduit ayant conservé les structures initiales du minerai sédimentaire et une enveloppe périphérique plus ou moins développée avec un faciès massif néoformé.

Il est donc possible de se représenter les conditions requises pour que l'altération puisse atteindre son paroxysme (fig. 3.85) : imprégnation constante des éléments ferrugineux par l'eau sur un laps de temps important. Le milieu karstique avec des venues d'eau et une évaporation quasi nulle est extrêmement favorable, pour autant que ces venues d'eau soient espacées dans le temps pour permettre une dissolution durable.

L'environnement climatique le plus approprié pour l'efficacité de cette altération serait donc un climat à saisons contrastées ou mieux encore, des périodes de sécheresse pluriannuelles. Sur le plan des températures, des climats tempérés suffisent : la température actuelle de la cavité, représentative de la température moyenne annuelle du lieu, est comprise entre 11 et 13° C.

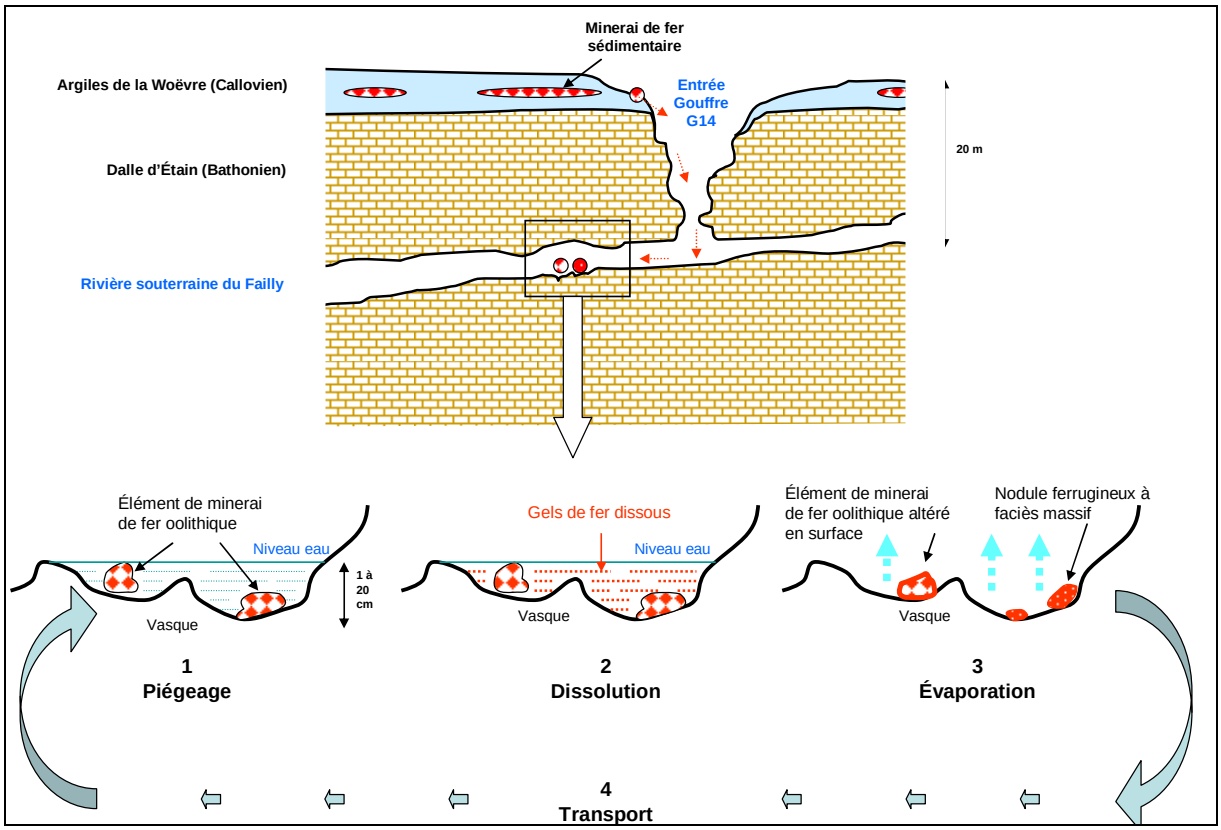


Fig. 3.85 : Stades d'évolution des éléments de minerai de fer sédimentaire piégés dans les vasques des galeries du karst – Le stade 2 (dissolution) est la schématisation de la photo 3.98 prise pendant l'été 1976 dans la rivière souterraine du Failly - Les flèches indiquent le caractère cyclique possible du processus de dissolution et d'élaboration des nodules ferrugineux - (JPF, 2011)

3.5.2 LES ÉLÉMENTS SILICEUX ASSOCIÉS AUX GÎTES OU AUX FACIÈS FERRUGINEUX

Les formations ferrugineuses sont associées à des éléments détritiques de la taille des sables et des éléments grossiers qui ont été observés à l'échelle minéralogique et à l'échelle des gîtes.

Les restes d'apports détritiques wealdiens

Des placages plus ou moins vastes de sables siliceux qui, parfois, se résument à des remplissages de dolines dans les calcaires du Bathonien, comme à Prez (Voisin, 1978 et 1988) ont été cartographiés sur la carte géologique de France au 1/50000. On les trouve notamment sur les feuilles de Renwez (Bonte *et al*., 1960).

Ces sables siliceux, rattachés au Wealdien, sont parfois associés en Thiérache ardennaise et dans le Pays-Haut, aux gîtes à faciès ferrugineux gréseux à la Butte aux Genêts à Bucilly, au bois des Ivis à Neuville-lès-This, au bois l'Agace à Raucourt.

Or, notre étude montre d'une part, que ces dépôts s'étendaient plus à l'est, d'autre part, qu'ils étaient constitués de faciès plus grossiers.

Le placage le plus significatif, non cartographié sur la carte géologique de France se situe à l'ouest de Stenay, au sommet de la côte de Meuse, dans les Bois de Nouart (Ardennes). Ce dépôt est constitué de sables au spectre minéralogique pauvre dominé par la tourmaline et le zircon et de galets et de graviers arrondis (essentiellement du quartz) (Harmand, 1989, 2004). En rive droite de la Meuse, sur le sommet de la côte de l'Oxfordien, Harmand (1989) signale des fragments de grès ferrugineux et dans le méandre fossile de Fontaine-Saint-Clair (S-E de Dun-sur-Meuse) des fragments pluricentimétriques de Fer fort.

Plus au nord, à proximité du grès ferrugineux d'Amblimont, le même auteur signale au nord de Moulins-Saint-Hubert, l'existence d'un placage de sables et de graviers quartzeux identifié par Voisin comme étant un reste de Wealdien (Harmand, renseignement oral).

Enfin, plus à l'ouest, sur le sommet de la côte du Dogger, à Raucourt - sur le même placage que celui du Bois de l'Agace - Pissart (1961) mentionne l'existence d'un dépôt situé à 2 km à l'est de la localité : les graviers, qui ont en général des dimensions inférieures à 1 cm sont constitués à 76% par le quartz et faciès siliceux divers, 16% de restes de fossiles, 5,5% d'oolithes silicifiées, et à 2,5% de débris ferrugineux. Un gravier d'oolithe silicifiée a été découvert également dans la doline du Bois l'Agace à Raucourt au cours de notre étude (photo 3.21). Les graviers d'oolithes silicifiées, récoltés sur les hautes terrasses de la Meuse pourraient ainsi être issus d'un remaniement de formations wealdiennes.

A ces restes épars de sables et de graviers quartzeux, il faut ajouter les gravillons et galets de quartz du conglomérat ferrugineux de Villécloye qui sont, selon toute vraisemblance, issus d'un apport détritique issu du Massif ardennais et déposé sur la surface continentale wealdienne.

Nous pensons qu'il est possible de généraliser ces conclusions à tous les dépôts ferrugineux qui contiennent des grains de quartz grossiers : Butte au Genêt à Bucilly, 300 à 800 µm ; bois des Ivis à Neuville-les-This, 500 à 1500 µm ; minières de Saint-Pancré, 50 à 1500 µm, Borne de Fer à Audun-le-Tiche, bois de Butte, 20 à 1500 µm ; minières de Villécloye, 200 à 8000 µm, etc. Ces derniers sont probablement issus d'apports wealdiens.

En revanche, les grains de quartz les plus petits identifiés dans les lames minces sont probablement issus des calcaires et argiles jurassiques altérées au début du Crétacé : Côte des Vignes à Sapogne, Bois l'Agace à Haraucourt, minières de Signy-Montlibert, la Cauätte à Pierrepont, la Couleuvre à Mercy-le-Bas.

Il semble donc possible de concevoir un modèle de mise en place des dépôts siliceux et ferrugineux : les premiers pourraient correspondre à des couloirs de direction subméridienne le long desquels transitaient les apports siliceux, notamment les plus grossiers d'entre eux, tandis que les seconds trouveraient leur origine sur les interfluves entre ces paléovallées wealdiennes (fig.3.86). Toutefois, les processus de karstification et d'abaissement du paysage en raison de l'altération ferralitique (Tardy, 1994) ont sans doute produit plusieurs générations de cuirasses ferrugineuses ou de grès ferrugineux certains d'entre eux se formant aux dépens de sables (bois des Ivis, Amblimont) et de galets siliceux (Villécloye). Ainsi s'expliquerait également la présence de sables siliceux grossiers dans des faciès ferrugineux témoignant d'apports fluviatiles wealdiens remaniés.

Dans cette hypothèse, les minières du bois d'Énelle à Balaives-et-Butz, de la Côte des Vignes à Sapogne-et-Feuchères, du bois de l'Agace à Haraucourt, du Trou du Diable à Bièvres, et du Haut des Essarts à Verneuil-Grand, de la Borne de Fer et de Saint-Pancré correspondraient à des paléotopographies d'interfluves**.** Ces dernières auraient permis à la fois un degré d'altération maximale et un développement plus important du karst en profondeur qui caractérisent les minières citées ci-dessus.

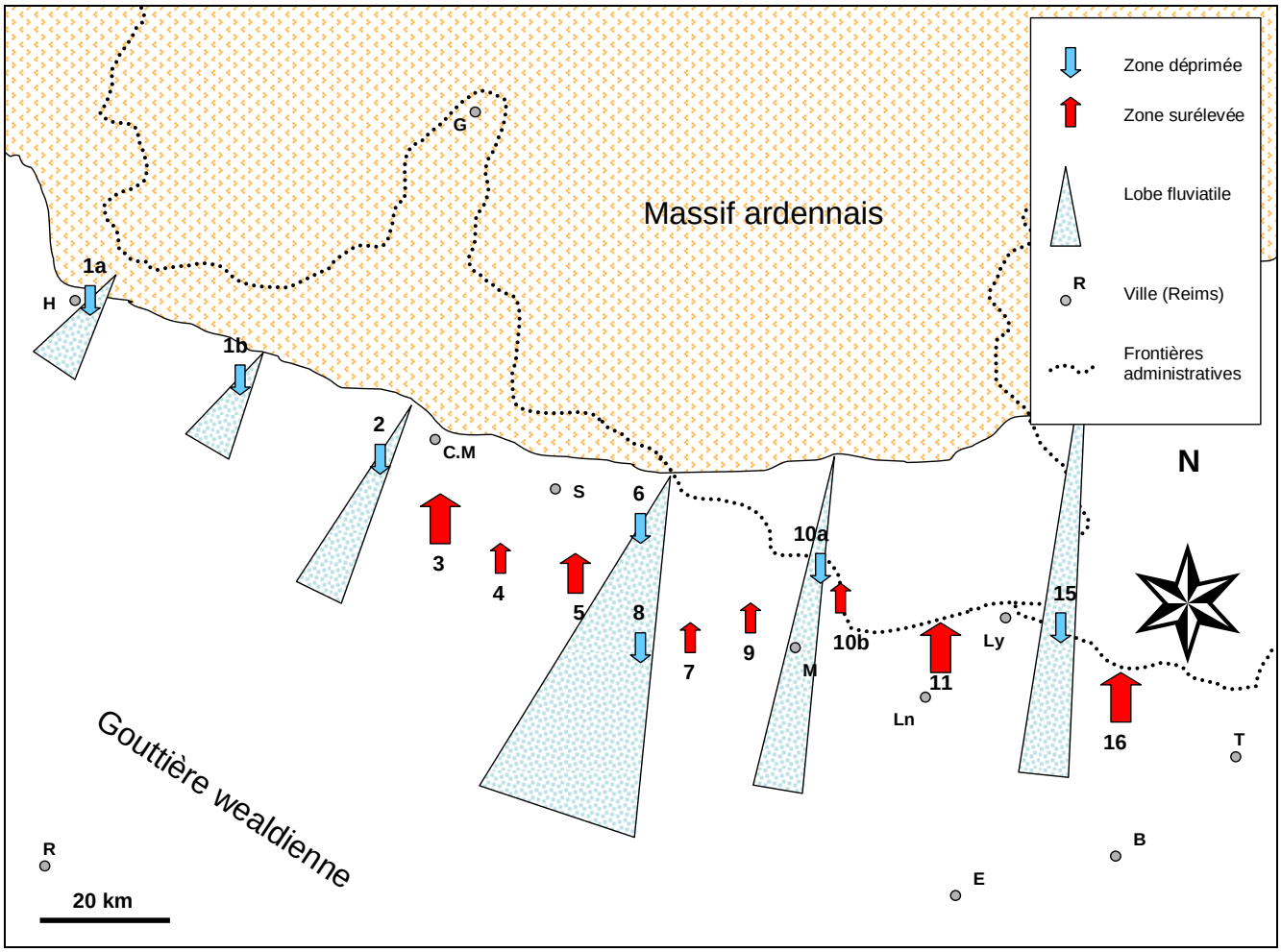


Fig. 3.86 : Esquisse de reconstitution paléogéographique de la bordure sud de l'Ardenne au Wealdien – Sites : (1a) Bucilly ; (1b) Prez ; (2) Neuville-lès-This ; (3) Balaives-et-Butz ; (4) Sapogne-et-Feuchères ; (5) Haraucourt ; (6) Amblimont ; (7) Stenay ; (8) Tailly ; (9) Signy-Montlibert ; (10a) Verneuil-Grand ; (10b) Thonne-la-Long ; (11) Saint-Pancré ; (15) Hussigny-Godbrange ; (16) Borne de fer et alentours. **Villes :** (B) Briey ; (C.M) Charleville-Mézières ; (E) Étain ; (G) Givet ; (H) Hirson ; (Ln) Longuyon ; (Ly) Longwy ; (M) Montmédy ; (R) Reims ; (S) Sedan ; (T) Thionville - (JPF, 2012)

À l'inverse, les parties plus déprimées, auraient conduit à une altération moins évoluée de type grès ferrugineux et un développement du karst moindre en profondeur : c'est le cas de la Thiérache ardennaise pour les gîtes de la Butte au Genêt à Bucilly mais aussi des poches de sables de Prez (Bonte *et al.*, 1969), du bois des Ivis à Neuville-lès-This, de la Truche à Amblimont), du bois de Signy à Signy-Montlibert et de la Redoute à Thonne-la-Long.

Les autres formations siliceuses

Les faciès ferrugineux coexistent avec d'autres formations siliceuses comme les Sables verts inférieurs albiens, des sables et des grès d'âge tertiaire : éléments résiduels de grès saccharoïdes en Thiérache, sables de Prez sparnaciens, éléments de quartzite de type Pierre de Stonne en Champagne et en Lorraine.

Le site de **la Butte au Genêt** à Bucilly situé en contrebas d'un interfluve couronné par les Sables verts inférieurs albiens appartiennent au premier cas :

- L'âge du remplissage du paléokarst et l'âge du minerai de fer *(sensu stricto)* sont inconnus : ils découlent d'un processus polygénique. En effet, les grains de quartz, inclus dans les indurations ferrugineuses, semblent contenir, à la fois des sables wealdiens (plus ou moins grossiers) et des sables albiens (hétérométriques, peu usés). Ceci plaiderait pour un remaniement post-albien. De même, il convient de noter que ces grains de quartz sont éclatés et pénétrés par un plasma ferrugineux de gœthite (photo 3.02). Cette altération apporte la preuve de la puissance de l'altération à laquelle la formation a été exposée.

- Le remplissage argilo-sableux et ferrugineux de la Butte au Genêt s'intègre en fait dans un complexe de dépôts polygéniques étudié par Voisin (1978, 1981) et réintéprété récemment par Quesnel *coord*., 2003b). La coupe de la sablière de Prez (fig. 3.87), située à 30 kilomètres à l'E.SE du dépôt de Bucilly, montrait successivement, au-dessus du substratum bathonien karstifié, des argiles grises et noires des sables grossiers et des éléments de conglomérat ferrugineux rapportés au Wealdien , des sables glauconieux albiens, un cordon de silex représentant les restes érodés de la couverture de Craie, un lit argileux, des galets siliceux , des sables landéniens, cimentés au sommet par une dalle gréseuse discontinue, et par des colluvions. La présence d'éléments de microflore dans l'unité contenant des silex, et en particulier de *Jerea pyriformis* indique un âge sparnacien supérieur ou une transition Sparnacien/Cuisien, comme dans la sablière de Regniowez localisée sur le plateau de Rocroi (Quesnel, 2003a).

Les dalles gréseuses qui sont relayées ailleurs par des éléments de Pierre de Stonne, comme sur les sables landéniens de la butte de Marlémont (Quesnel *coord*..,2003b). sont rattachées aux silicifications d'âge éocène supérieur (Quesnel, 2003c), jalonnant la surface paléogène, et récemment à la limite Paléocène-Èocène (Quesnel, renseignement oral Harmand).

La présence même du dépôt de Bucilly dans une galerie karstique impénétrable (photo 3.01) atteste que le karst ne se limite pas à des poches de dissolution mais implique également un réseau souterrain, probablement modeste, mais suffisamment développé pour acheminer les sables crétacés qui existent dans les cavités exokarstiques comme à Prez (fig. 3.88).

L'influence probable des phénomènes karstiques qui ont affecté le calcaire bathonien sous-jacent ne peut être négligée. La concentration des éléments constitutifs du conglomérat et leur consolidation sont liées aux pièges sédimentaires créés par une cryptotopographie de dissolution. Dans cette hypothèse, le Bathonien dégagé de sa couverture et très marqué par les phénomènes karstiques apparaît comme un support favorisant l'élaboration des poudingues et des brèches à silex (Voisin, 1988).

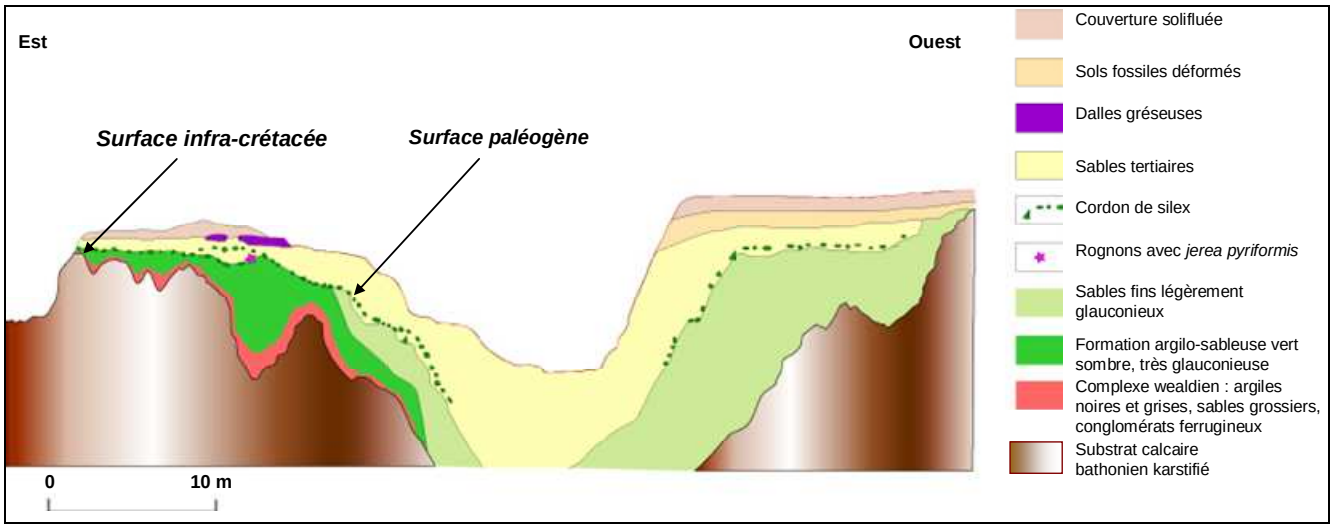


Fig. 3.87 : Coupe des formations exploitées à la sablière de Prez (Ardennes) – (DH et JPF, 2011 d'après Voisin, 1978, 1988 et reprise par Quesnel *et al.*, 2003b)

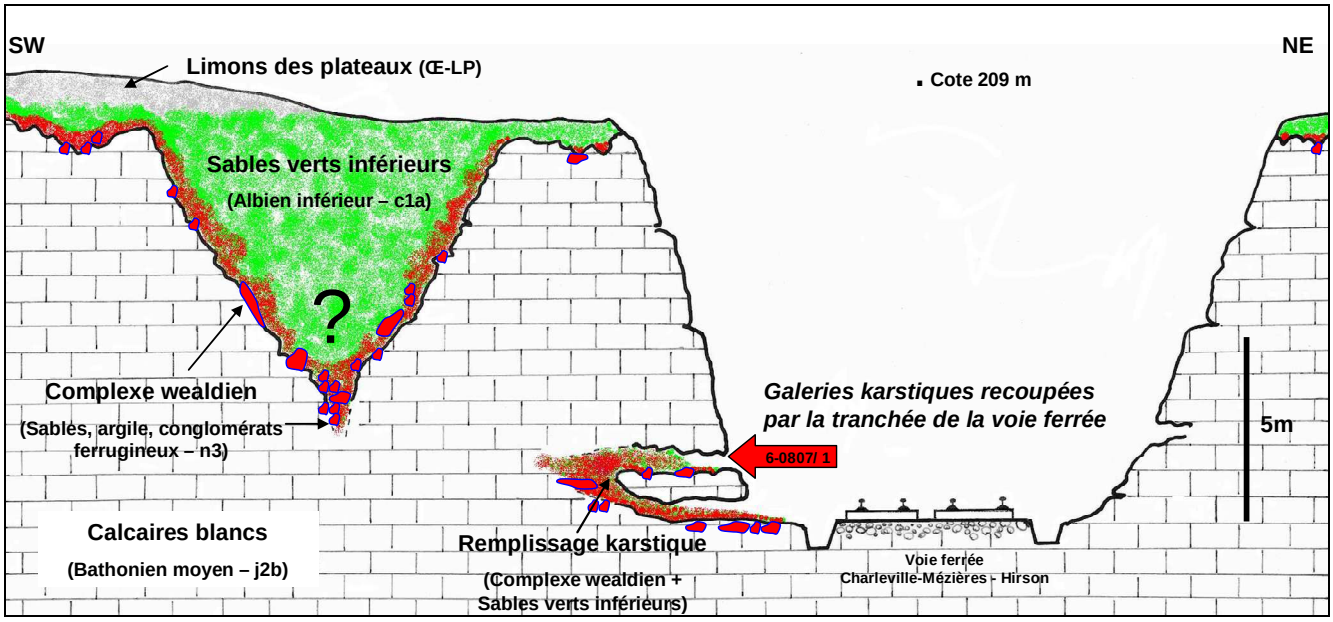


Fig. 3.88 : Coupe interprétée du gîte de la Butte au Genêt (Bucilly, Ardennes) Légende : (Œ) limon lœssique ; (c1a) Albien inférieur ; (n3) Wealdien ; (j2b) Bathonien inférieur karstifié. La poche karstique à gauche représente l'une des dépressions observées sur le plateau à proximité de la tranchée SNCF. La coupe simplifiée est inspirée de la fig. 3.87 – (JPF, 2012)

3.5.3 LES RELATIONS ENTRE LES DÉPÔTS ET LES PALÉO-SURFACES

3.5.3.1 LES FOSSILES DE *CLYPEINA* : DES MARQUEURS PALÉOGÉOGRAPHIQUES ?

Nous avons observé sur quatre gîtes, l'occurrence significative d'un fossile identifié comme étant un *Clypeina* (Foucault & Raoult, 2001) : sur le site des Essarts à Verneuil-Grand, près de Montmédy (photo 3.37), aux minières d'Allondrelle-la-Malmaison (photo 3.60), à Saint-Pancré, toujours dans le remplissage de la doline de la Blanche-Haye (photo 3.50) et enfin, près de la Borne de fer dans les minières du bois de Butte (photo 3.83). Le mode de substitution est identique au précédent : épiginisation par les oxydes de fer.

Or, cette espèce est abondante dans les faciès saumâtres, notamment ceux qui ont existé à la transition du Jurassique au Crétacé… Un autre élément notable à souligner est la distribution des vestiges de *Clypeina*. Son aire reste circonscrite à un espace géographique compris entre le NW du Pays de Montmédy et la Borne de Fer ce qui correspond à la position la plus septentrionale de la côte du Dogger. Ceci laisse supposer une différenciation marquée de cet épisode lagunaire qui aurait affecté de manière plus durable le nord du Pays-Haut.

Ceci permettrait d'accréditer la présence d'une paléo-couverture du Jurassique supérieur ou de l'Infra-Crétacé, ou encore le marquage d'un épisode d'émersion consécutive à une régression marine ou encore d'un ennoiement progressif précédant une transgression.

L'une des phases de transition se manifesterait par un paysage de lagunes ou d'étendues saumâtres propices au développement de cette flore. Il peut être également envisagé qu'il puisse s'agir de fossiles issus de la zone d'arénisation d'une roche-mère aujourd'hui disparue.

Plus incertaine reste l'investigation sur les vestiges ou fantômes de fossiles observés en sections longitudinales tels que des échinidés (photo 3.47) ou de pentacrine (photo 3.48). Si la présence d'organismes est attestée, leur identification semble difficile, voire impossible. De plus, il est vraisemblable que ces fossiles proviennent le plus souvent de la roche encaissante.

3.5.3.2 LES PALÉOSURFACES DE LA THIÉRACHE ET DU PAYS-HAUT

La figure 3.84 montre que les dépôts ferrugineux de Thiérache et du Pays-Haut se distribuent sur une surface d'érosion, tronquant les calcaires du Dogger, qui s'abaisse de l'est vers l'ouest (de 450 mètres à 300 mètres). Cette surface qui tronque le sommet de la côte de Meuse – où se localise le dépôt de Raucourt – et les autres côtes de l'est du Bassin parisien, coïncide avec la « surface des 400 m » (Liedtke *et al.*, 2010), raccordée avec la surface infra-crétacée (Le Roux et Harmand, 2003).

Or, la Borne de Fer a été datée par paléomagnétisme à 120 Ma (Théveniaut *et al.*, 2002), ce qui nous conduit à envisager pour les autres minerais de ce type qui coïncident avec la même surface, un âge comparable. Toutefois, l'examen des échantillons des minerais de 2e génération, montre plusieurs stades de transformation avec remobilisation du fer et de la silice. Des remobilisations du fer ont très bien pu s'effectuer au Wealdien qui est une période très longue, s'étendant sur environ 20 Ma (de 135 à 114 Ma environ), soumis à des climats à affinités tropicales humides. Toutefois, un remaniement des formations ferrugineuses wealdiennes, après dégagement probable de la couverture crétacée au début du Tertiaire (Le Roux et Harmand, 2003), pendant la période de ferralitisation éocène, n'est pas incongrue, d'autant plus que des dépôts résiduels (comme la Pierre de Stonne à Saint-Pancré) rattachés à l'Eocène ont été observés dans les minières. En outre, la sablière de Prez montre que les deux surfaces infra-crétacées et paléogènes se recoupent sous un angle très faible (Quesnel, 2003b et c ; Wyns, 2009).

En fait, nous proposons un autre schéma (fig. 3.90) – celui d'une surface unique wealdienne – sur la base des éléments suivants :

- La coupe du gîte de Saint-Pancré (fig. 3.89) tel qu'il se présentait avant son exploitation intensive (Jacquot, 1849) montre, d'une part, la présence du karst bien identifié au centre du gîte, d'autre part, l'existence d'une butte composée essentiellement de minerai de Fer fort. On peut, à partir de la coupe établie, estimer approximativement la hauteur de cette butte à l'altitude de 430 m, soit une altitude proche de celle de la Borne de Fer.

- L'argument de la Pierre de Stonne qui permettrait par datation relative de rattacher le paléokarst et les dépôts ferrugineux de Saint-Pancré au « Sidérolithique » éocène, mérite des réserves pour plusieurs raisons :

  * La Pierre de Stonne n'a pas été datée. Après l'avoir rattachée à l'Eocène supérieur (Quesnel, 2003), le même auteur tend à placer sa genèse à la limite Paléocène/Eocène, ce qui remettrait en cause la datation relative de la ferralitisation et de la silicification.

  * La Pierre de Stonne jalonne une surface continentale qui est par définition une surface irrégulière. Comme la silicification s'est effectuée dans les fonds de vallée, probablement aux dépens d'un limon alluvionnaire (Voisin, 1988), elle n'a probablement pas concerné le site de la Borne de Fer qui constituait vraisemblablement un point haut de la topographie, à la limite des bassins versants de la Meuse et du Rhin, comme c'est le cas aujourd'hui (Seuil de la Borne de Fer, Le Roux et Harmand, 2003). D'ailleurs, la Pierre de Stonne existe tout autour de la Borne de Fer : au sud-ouest dans le Pays-Haut (fig. 3.91), au nord dans le Gutland, à l'est sur la "surface de 400 m" qui tronque à la frontière franco-allemande les calcaires du Muschelkalk. Or, les plateaux d'érosion du sommet de la côte du Muschelkalk se situent sensiblement à la même altitude (420-430 m) que les plateaux du Bajocien qui servent de piédestal à la Borne de Fer. Il semble impossible d'évoquer des surfaces cycliques (infra-crétacées et paléogènes) qui sont par définition étagées (Demoulin, 1995).

  * Les éléments de Pierre de Stonne ne sont jamais en place. Ils jalonnent donc une paléosurface située *au-dessus* de la surface de 400 m. Or, la présence de fossiles de la Craie dans des éléments de Pierre de Stonne trouvés dans le bassin de la Sûre actuelle (Verhoeff, 1966) tend à montrer que des altérites de la Craie recouvraient le Gutland, et peut-être le Pays-Haut à l'Éocène (Harmand, 2004), mais ne renseigne pas sur la paléotopographie de la région à l'Éocène moyen, période pendant laquelle s'est formé le Sidérolithique *(sensu stricto).*

En outre, la préservation des dépôts ferrugineux et de la surface de 400 m, même si l'on admet une ablation de celle-ci de 50 m (Le Roux, *in* Cojan *et al.*, 2007) posent le problème de leur conservation sur des périodes de temps de plusieurs dizaines de millions d'années, et ne sont pas compatibles avec les taux de dissolution des carbonates sous des climats chauds ou tempérés (Campy et Macaire, 2007).

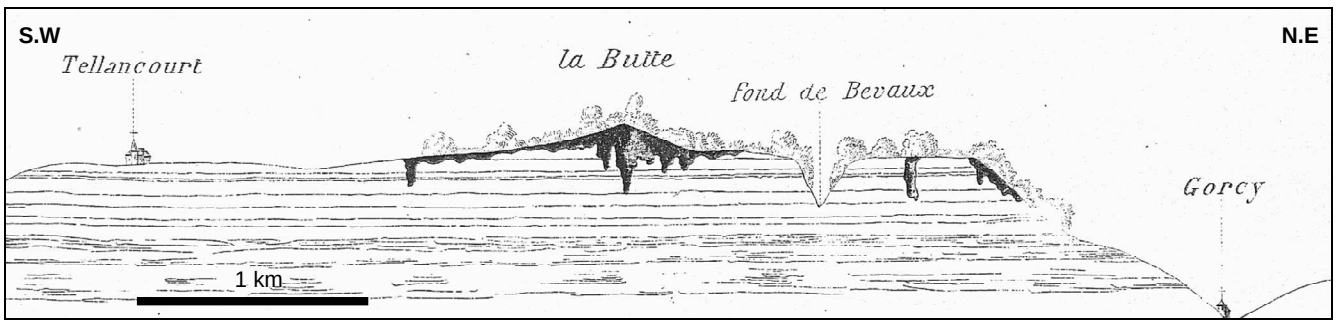


Fig. 3.89 : Coupe des minières de Saint-Pancré réalisée par l'ingénieur des mines Jacquot en 1849 – Cette coupe est établie selon les repères A-A de la figure 3.80. Pour une meilleure lisibilité, l'auteur a quintuplé les hauteurs. Cette coupe met en évidence la présence du karst ainsi que l'existence d'une butte, aujourd'hui disparue comparable à celle de la Borne de Fer – (Jacquot, 1849, 1854)

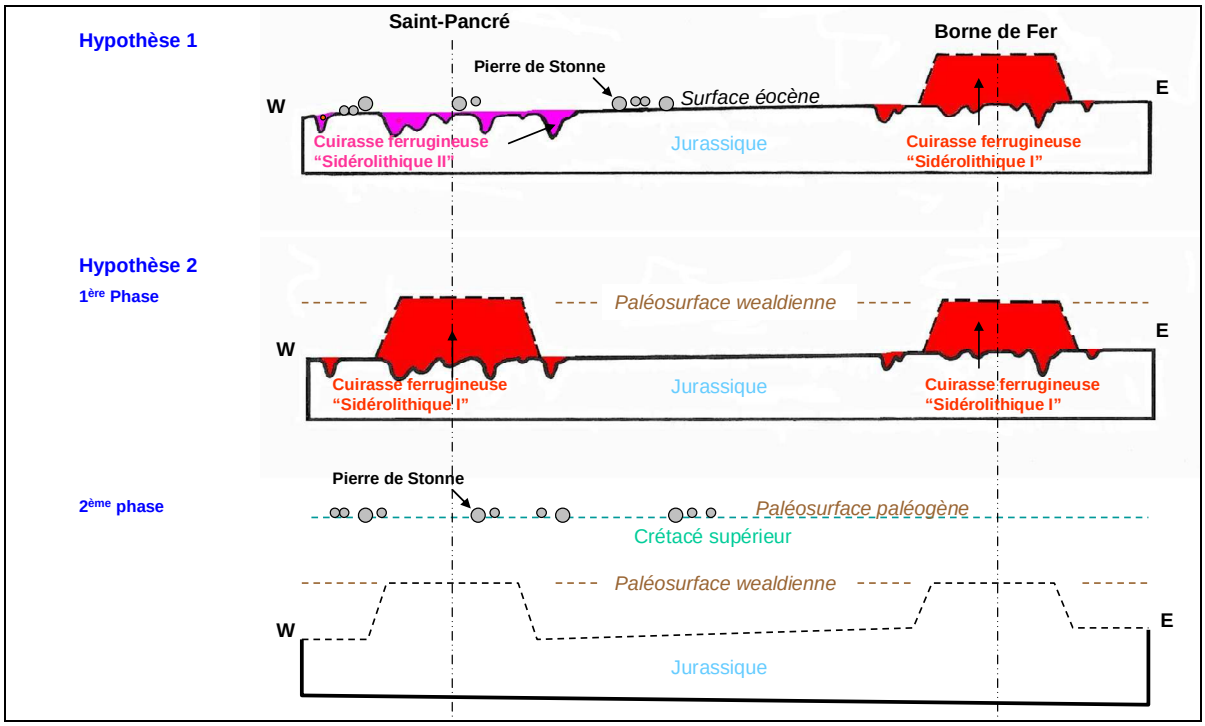


Fig. 3.90 : Hypothèses d'interprétation de la paléogéographie et des datations respectives induites des gîtes de Saint-Pancré et de la Borne de Fer – (JPF, 2011)

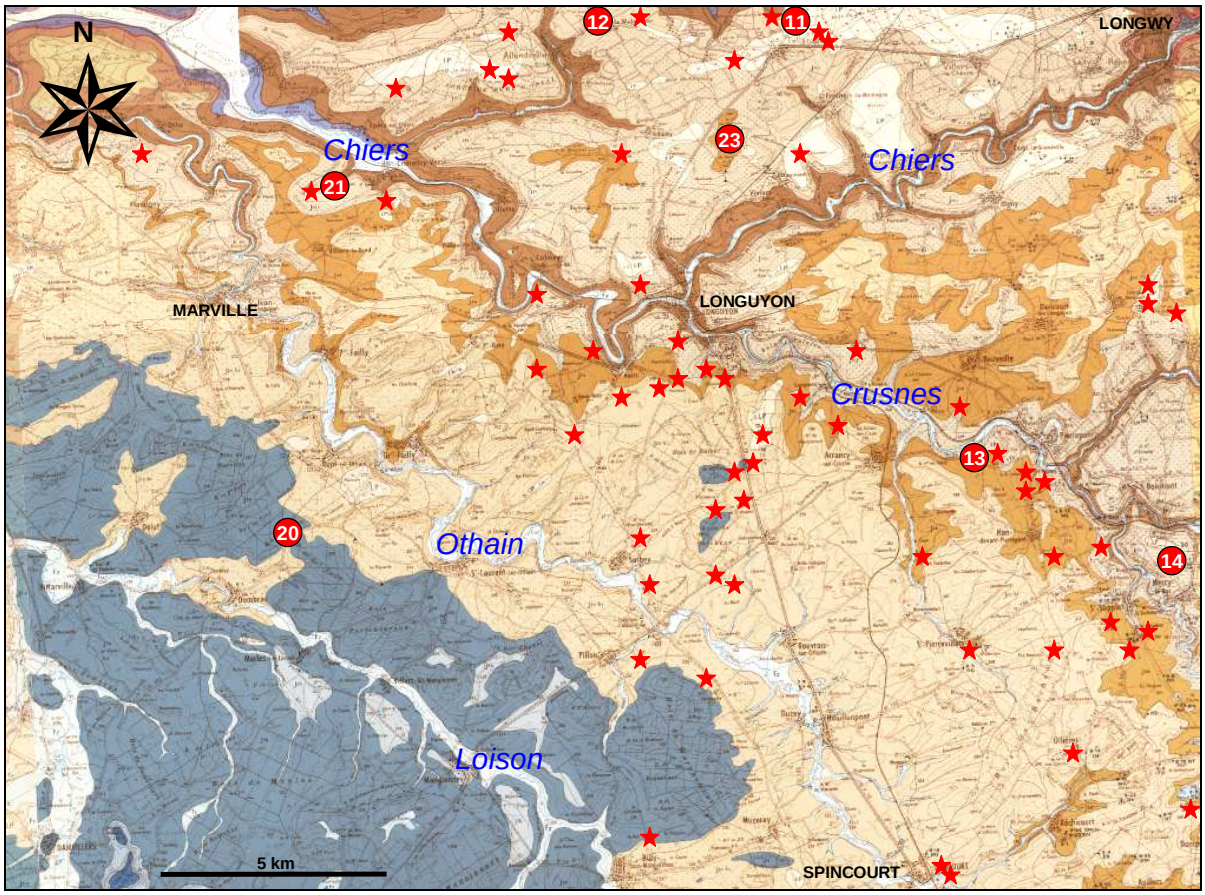


Fig. 3.91 : Cartes de répartition des éléments de Pierre de Stonne dans le Pays-Haut. (★) Éléments de Pierre de Stonne sous forme de blocs isolés ou 'épandage de galets en grande densité – Sites de Fer fort : (11) minières de Saint-Pancré, (12) minières d'Allondrelle-la-Malmaison, (13) site de la Caüatte / Pierrepont, (14) site de la Couleuvre / Mercy-le-Bas, (20) site de l'interfluve Loison-Othain, (23) gouffre-minière du Haut de Sery / Viviers-sur-Chiers - (D'après carte géologique Longuyon-Gorcy, Maubeuge, 1969, complété JPF, 2011)

3.5.3.3 L'INCIDENCE DE L'INCISION DES VALLÉES ET DU CREUSEMENT DES DÉPRESSIONS ARGILEUSES

L'évolution des paysages lorrains depuis la fin du Tertiaire et le début du Quaternaire est conditionnée par l'encaissement des cours d'eau en contrebas de la "surface des 400 m" (Harmand et Le Roux, 2006) avec pour conséquences :

- l'étagement successif de terrasses plus ou moins dégradées ;

- l'élaboration de niveaux de carapaces ferrugineuses en Gaume (Souchez-Lemmens, 1968, 1971 ; Fizaine, 2005) ;

- la réactivation du karst (grotte-minière du Haut des Scieries, minières de Villécloye, site de la Butte au Genet),

- le remaniement mécanique des éléments ferrugineux à la surface du plateau, dans le karst (grotte minière du Haut des Scieries) ou en fond de vallée (éboulis ferrugineux de Villécloye).

- les remaniements chimiques des éléments de cuirasses.

Les carapaces ferrugineuses de la Lorraine belge

Ces carapaces ferrugineuses ne constituent pas un horizon pédologique induré *stricto sensu*. Elles sont sous l'étroite dépendante de l'abaissement de la nappe consécutivement au creusement des vallées. La concentration ferrugineuse résulte d'une accumulation relative du fer au niveau de la nappe, par le lessivage des sables ferrugineux lotharingiens surmontant ces nappes. L'abaissement saccadé de la nappe conduit à la formation de plusieurs niveaux étagés de carapaces (Fizaine, 2005).

La réactivation du karst

Le karst à l'origine du gouffre du haut des Scieries à Viviers-sur-Chiers, est vraisemblablement d'âge quaternaire (fig. 3.71). On peut en effet relier cette cavité (profondeur actuelle – 10 m) à d'autres phénomènes karstiques actifs (altitudes entre 340 et 360 m) : gouffres et pertes remblayés et signalés, sous le terme de bétoires par Vacher (1950) et mentionnés sur la carte géologique au 1/50000e (Maubeuge, 1969) ainsi qu'à des découvertes récentes (gouffre AV1 à Villette).

Le gouffre-minière et les deux pertes mentionnées précédemment constituent un alignement rectiligne, orienté à l'instar de la galerie de la cavité, nord-sud, en direction de la vallée de la Chiers. Ce karst, actuellement temporairement actif, s'est amorcé à un stade précoce de l'encaissement de la Chiers et s'est développé en profondeur consécutivement à l'enfoncement des vallées (dénivelé de l'ordre de 150 mètres).

Ce karst est probablement contemporain des galeries actuellement perchées et accessibles à partir des plateaux qui existent dans d'autres régions de l'est du Bassin parisien. On peut citer par exemple le gouffre Hadès localisée à 20 m sous le plateau des calcaires oxfordiens du Haut-Pays dans le bassin de la Saulx supérieure à la limite entre la Lorraine et la Champagne (Jaillet, 2000).

Les autres phénomènes karstiques jalonnent les phases postérieures de creusement des vallées (Harmand *et al.*, 2004). Tout à l'ouest, de la région présentée, en Thiérache ardennaise sur le gîte de la Butte au Genêt à Bucilly (fig. 3.88), les galeries karstiques recoupées par la tranchée de la voie ferrée semblent correspondre à une réactivation quaternaire du paléokarst wealdien et de sables albiens (et peut-être wealdiens).

Les minières de Villécloye, en rive droite de l'Othain, pourraient correspondre à un paléogîte karstique. En effet, l'existence d'un karst est attestée par la présence à proximité de tufs calcaires d'origine karstique au lieu-dit la Cranière.

Ce terme vient de l'altération du patois lorrain de crosnière : le "cron" étant l'appellation locale des travertins.

Il est assuré qu'un certain nombre de cavités karstiques inconnues situées dans les vallées tributaires de la Meuse, de la Chiers ou de l'Oise supérieure recèlent encore des dépôts ferrugineux remaniés.

Les indices du remaniement mécanique des éléments ferrugineux dans le karst, attestent la réalité et l'intensité des transports subis.

Le remaniement mécanique des éléments ferrugineux

Certains faciès présentent des caractéristiques d'un remaniement mécanique. Les dommages d'un remaniement sont particulièrement visibles, en macroscopie, sur les pisolites libérés lors du démantèlement de la cuirasse et soumis à des chocs mécaniques répétés lors du transport du matériau se traduisant par la destruction majeure (fragmentation et éclatement des pisolites) ou partielle (usure et arrachement de parties du cortex extérieur des pisolites).

Dans le Pays-Haut, plusieurs exemples permettent de constater ce fait :

- Sur le site de la Caüatte à Pierrepont, le cliché (photo 3.62) nous montre un pisolite ébréché avec un cortex discordant et incomplet. Ces dommages peuvent s'expliquer comme étant la résultante d'un transport à la surface du plateau sur une longue distance : le site de la Cauätte est à une douzaine de kilomètres au SSE du site originel de Saint-Pancré. Cet épandage à la surface du plateau est antérieur au creusement des vallées : les vallées de la Chiers et de la Crusnes isolent les deux sites.

- Les pisolites récoltés dans le remplissage du gouffre-minière du Haut-des-Scieries, à Viviers-sur-Chiers, présentent des dommages analogues (photo 3.108) avec des fragments de cortex arrachés. Les papules sans cortex (photo 3.107) représentent sans doute le cœur d'un pisolite ayant perdu leur cortex et qui, du fait d'une résistance moindre, ont été soumis à une érosion. Ces contraintes mécaniques sont consécutives au transport à la surface du plateau et au remaniement à l'intérieur du karst.

- Dernier exemple avec le minerai des Minières de Villécloye où la macroscopie (photo 3.93) nous montre des pisolites éclatés et reconsolidés par des remaniements chimiques (voir ci-après). Le fait que les fragments de pisolites ne soient pas reconstituables dans le champ d'observations implique une dispersion des éléments consécutifs à un transport conséquent : l'hypothèse d'un éboulis de pisolites libres d'une cuirasse démantelée, en provenance du front de côtes et se stabilisant en fond de vallée (dénivelé de l'ordre d'une centaine de mètres) conforte ces observations.

Les remaniements chimiques des éléments ferrugineux en relation avec l'incision des vallées

À l'instar du remaniement mécanique, les observations de certains faciès révèlent des remaniements chimiques de la cuirasse *in* situ ou après démantèlement et suggèrent une genèse chimique polyphasée.

Un exemple enrichit cette réalité des remaniements chimiques : c'est celui du conglomérat à pisolites d'oxydes de fer et de grains de quartz des Minières de Villécloye. La microscopie nous montre, outre les structures pisolitiques entières ou éclatées, l'élaboration d'un nouveau plasma homogène et opaque d'oxydes fer occupant la totalité des espaces entre les pisolites et les grains de quartz détritiques (photos 3.93 et 3.94). Ces remaniements chimiques sont postérieurs au transport.

Ces remaniements chimiques, du fait que le fer reste sur place et que la silice sous forme soluble est partiellement évacuée, conduisent systématiquement à un enrichissement en fer (57,31 % pour l'échantillon 9-0303/1 de Villécloye).

Chapitre 4. LES FORMATIONS FERRUGINEUSES CONTINENTALES DU CONTACT JURASSIQUE-CRÉTACÉ AUX CONFINS DE LA LORRAINE ET DE LA CHAMPAGNE (Vallage, Barrois et Haut-Pays)

4.1 LE CADRE MORPHOSTRUCTURAL

La deuxième région étudiée (fig. 4.01 et 4.02) se trouve dans le bassin versant de la Marne, aux limites des plateaux calcaires jurassiques et des formations crétacées de la Champagne humide (Pays de Der et Perthois). Par rapport à la bordure nord-est du Bassin parisien, cette région représente une superficie plus faible (environ 800 km^2), et se trouve entièrement située dans bassin de la Seine.

Le cadre morphostructural est comparable à la bordure nord-est du Bassin parisien : les dépôts ferrugineux se trouvent au sommet et sur le revers des deux côtes : côte de l'Oxfordien et côte du Tithonien. En outre, le sommet des côtes coïncide avec la surface infra-crétacée (Le Roux et Harmand, 2003).

Toutefois les dépôts ferrugineux se trouvent sur des formations jurassiques plus récentes que sur la bordure nord-est du Bassin parisien. On les trouve au sommet de la côte de Meuse sur les calcaires de l'Oxfordien moyen et surtout sur le revers de la Côte des Bars (Barrois, Vallage), dans des cavités karstiques situées non loin du contact Jurassique-Crétacé. Ce dernier est constitué dans la région par les formations de base du Crétacé : Valanginien, Hauterivien, Barrémien… dont les limites se recoupent. Ces formations renferment également des éléments ferrugineux d'âges différents qui ont été exploités : c'est le cas du minerai de fer géodique ("fer de demi-roche") du Valanginien, du minerai de fer oolithique du Barrémien supérieur, du minerai remanié dans les cavités des calcaires tithoniens et attribués au Pléistocène (Stchépinsky, 1962) ainsi qu'un minerai assimilé à du "Fer fort" (Maubeuge, 1974).

En dépit de la faible superficie de la région, les plateaux de calcaires jurassiques sont découpés en petites unités par les vallées et parcourus par de nombreuses failles. Ces plateaux sont traversés par des cours d'eau (Ornain, Orge, Saulx, Rongeant, Marne) de direction SE-NW en percées cataclinales. Les vallées présentent des dénivellations plus ou moins importantes : fortes (entre 150 et 190 m) au SE en bordure de la Marne et du Rongeant où le relief est très morcelé, plus faible (entre 60 et 100 m) en bordure de la Saulx, notables (de 100 à 120 m) en bordure de l'Ornain, au NW de Gondrecourt-le-Château.

Les failles exprimées dans la topographie sous forme d'escarpements de lignes de failles, normaux ou inverses, comme dans le fossé de Gondrecourt, ont des directions orthogonales, orientées tantôt du SW au NE (failles du fossé de Gondrecourt), E.NE-W.SW (Thonnance) ou SE-NW (Poissons).

La zone étudiée recouvre trois secteurs inégaux : à l'ouest, le Vallage ; au nord-est, la partie méridionale du Barrois tandis qu'au sud-est se développe le Haut-Pays.

- Le **Vallage** est un pays champenois, borné au nord par le Châlonnais et le Perthois, à l'est et au sud par le Barrois et à l'ouest par le Pays du Der. L'agglomération principale est Joinville arrosée par la Marne qui traverse le Vallage du sud au nord. Il est formé en surface par les terrains du Néocomien qui surmontent les calcaires karstifiés du Tithonien dont les affleurements marquent les versants des vallées et constituent une zone de transition entre le Pays de Der (Champagne humide) et les Plateaux du Barrois.

- **Le Barrois** (région autour de Bar-le-Duc) est un vaste plateau limité à l'ouest par la côte des Bars et les Hauts de Meuse à l'est. La Saulx et l'Ornain, affluents de la Marne sont les principaux cours d'eau qui drainent la région. Formé par les calcaires du Tithonien, il porte encore les limites orientales des mers crétacées notamment les formations d'épaisseur variable du Valanginien qui recèlent, mêlé aux sables et aux argiles, le "fer géodique".

Le Haut-Pays est situé aux confins du Vallage, du Barrois, du Pays de Neufchâteau et du Bassigny. Prolongement méridional des plateaux du Barrois, il occupe le revers du plateau calcaire que Maubeuge (1974) qualifie comme étant celui des Hauts-de-Meuse.

Le plateau, constitué par la surface dérivée des calcaires de l'Oxfordien, est bordé par le prolongement de la côte de Meuse qui commence à accuser une inflexion vers le sud-est et domine la dépression annonçant la Meuse. Ce secteur est le plus éloigné des formations crétacées et l'ablation des terrains ne permet pas, dans le secteur, de savoir comment s'est effectuée la transgression crétacée et de reconnaître ses limites (Maubeuge, 1974).

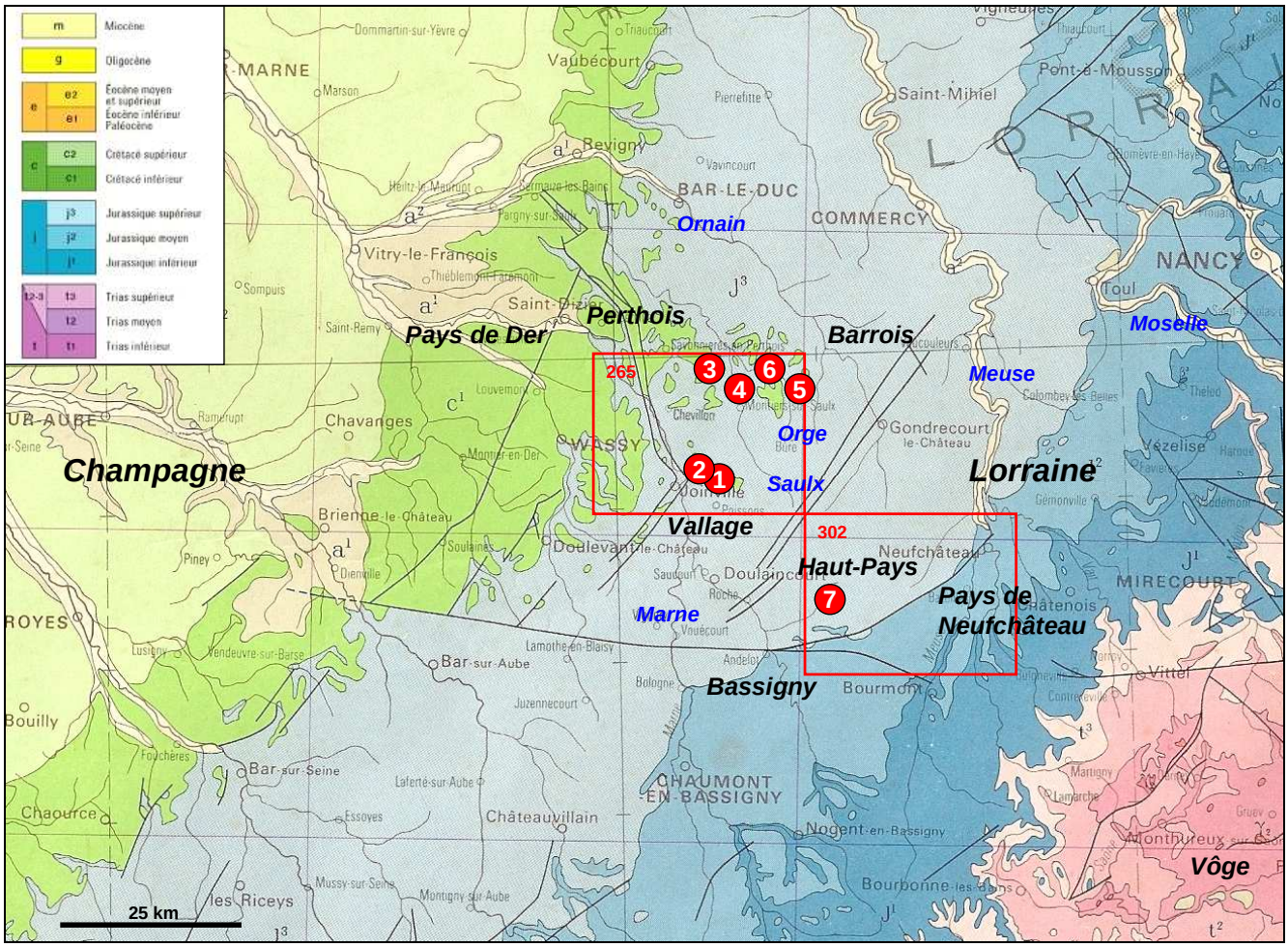


Fig. 4.01 : Carte géologique et localisation des sites du Barrois et du Vallage – Sites : (1) Minières du Laiçon et de Mélaire / Poissons, (2) les Hautes Minières / Montreuil-sur-Thonnance, (3) minières du bois de Morley et du bois des Minières / Morley, (4) Sites du Charmoi et du Jardinot / Montiers-sur-Saulx, (5) minières du bois Foucherotte / Biencourt-sur-Orge, (6) minières du bois de Tréveray / Tréveray, (7) minière de l'Épinotte / Orquevaux. **Géologie :** Les rectangles rouges et les chiffres associés représentent la couverture des cartes géologiques à 1/50.000e avec le n° de référence : (265) Joinville, (302) N eufchâteau - (Extrait carte géologique de la France au 1/1000000e, BRGM & TECHNIP, Goguel *dir.*,1968)

Travaux antérieurs

Les gisements du Barrois et plus encore ceux du Vallage, ont attiré depuis longtemps, la curiosité des géologues ou ingénieurs des mines. Cette importance s'est traduite par de nombreuses études ou publications depuis la fin du XVIIIe siècle jusqu'à nos jours.

Pour les auteurs anciens dont la lecture est fort instructive quant aux descriptions des gîtes aujourd'hui disparus ou devenus inaccessibles ; il convient de mentionner Grignon (1761), Thirria (1839), Cornuel (1839a et b, 1879), Buvignier (1852), Royer et Barotte (1865), Tombeck (1875a et b), Rigaud (1878), Salzard (1878), Bulard (1904a et b) et Corroy (1925).

Pour le milieu du XXe siècle, il convient de rappeler les travaux de Tricart (1952), de Stchépinski (1962a et b), de Louis (1970), d'Arnould-Blanquin (1978) et de Beaudouin (1989).

Enfin, parmi les dernières études, il convient d'apporter une mention toute particulière : d'une part, à la thèse de Jaillet (2000) sur le Barrois et son karst couvert avec notamment un chapitre sur le karst de Poissons et quelques lignes et figures consacrées au minières de la forêt de Tréveray ; d'autre part, au rapport du BRGM de 2004 de Marteau *et collab.* (2004) sur le contexte géologique et gîtologique des minières de fer la région de Poissons.

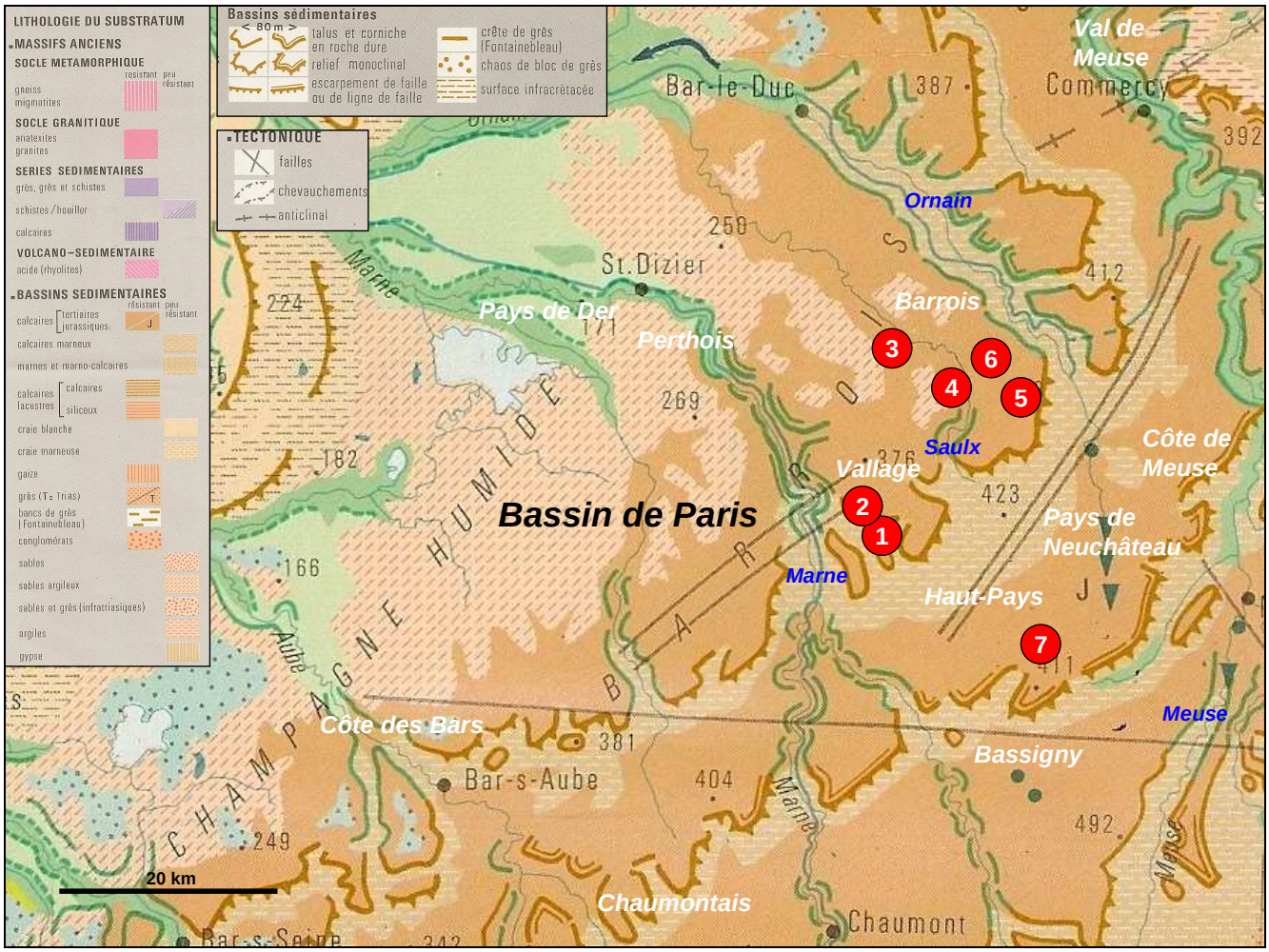


Fig. 4.02 : Carte géomorphologique et localisation des sites du Vallage, du Barrois et du Haut-Pays – (1) Minières du Laiçon et de Mélaire / Poissons, (2) les Hautes Minières / Montreuil-sur-Thonnance, (3) minières du bois de Morley et du bois des Minières / Morley, (4) Sites du Charmoi et du Jardinot / Montiers-sur-Saulx, (5) minières du bois Foucherotte / Biencourt-sur-Orge, (6) minières du bois de Tréveray / Tréveray, (7) minière de l'Épinotte / Orquevaux - (Extrait carte géomorphologique de la France au 1/1000000e, Joly F., 1986)

4.2 LE VALLAGE (Vallée de la Marne)

Historique

L'exploitation des minerais de fer dans le département de la Haute-Marne (Vallage et est du Perthois) et le sud du département de la Meuse (sud-ouest du Barrois) a été intense. Amorcée vraisemblablement dès l'Antiquité, elle a connu son paroxysme à la seconde moitié du XIXe siècle. D'après différents articles et ouvrages des auteurs anciens, il est possible de préciser l'étendue des exploitations des minerais de fer piégés dans les vides des calcaires de la région du Vallage (fig. 4.03). Ces gîtes se situent aux environs de Joinville où une exploitation a été notée au Haut-Chêne. Outre cette dernière, seuls quelques gîtes ont été identifiés en rive gauche, à Vecqueville (Bermont), ainsi qu'à Chatonrupt-et-Sommermont (La Petite forêt, Sur la Roche, route de Joinville à Saint-Dizier). En rive gauche, d'amont en aval : à Saint-Urbain-Manoncourt ; dans la vallée du Rongeant ou de ses affluents avec les gîtes de Sailly (forêts de Girmont et de la Saunoire), de Noncourt-sur-le-Rongeant (Châtet) et de Poissons (Mélaire et Laiçon) ; dans la vallée du ruisseau du Mont à Montreuil-sur-Thonnance (Haut de Gillaumont, les Hautes-Minières, la Fortelle, le Grand Bois) et à Thonnance-les-Joinville (Minières devant-le Bois, le Piquet, Plaine de la Ville, Saudeval), dans le vallée de l'Osne à Osne-le-Val (forêt de Baudray) et enfin à Chevillon dans la vallée éponyme. À cette liste, il convient d'ajouter deux sites situés dans l'extrémité sud du graben de la double faille de Gondrecourt-le-Château à Germay-Germisay et à Lezéville.

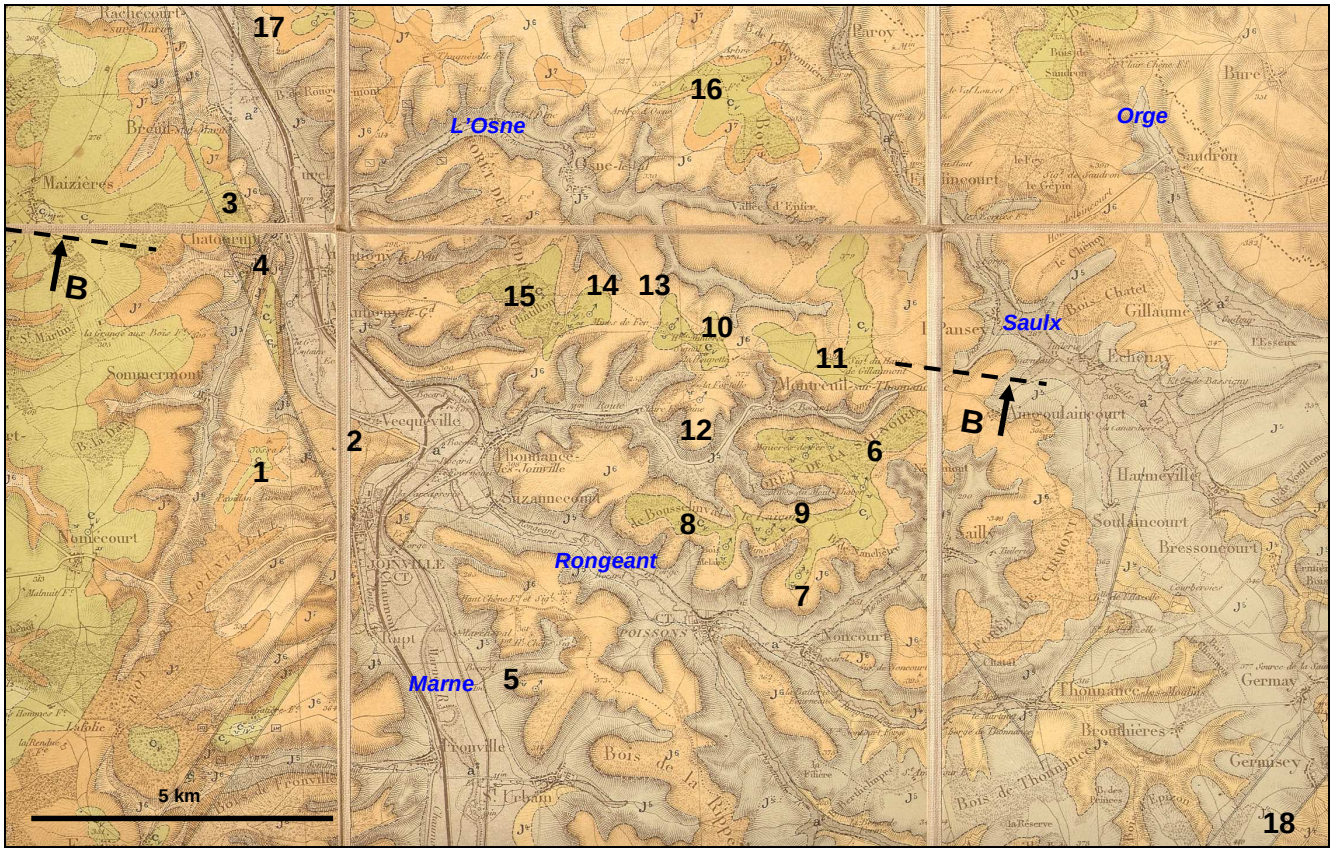


Fig. 4.03 : Carte des sites d'extraction de minerai de fer du Vallage (Carte géologique à 1/80.000^{e}, feuille de Wassy, d'après Fuchs *et al.*, 1883). **Sites :** (1) Joinville (Combe du Chêne) ; (2) Vecqueville (Bermont) ; (3)(4) Chatonrupt-et-Sommermont (la Petite Forêt, sur la Roche) ; (5) Saint-Urbain-Manoncourt (bois de Bonneval) ; (6) Sailly (forêt de la saunoire, Mont-Thabor) ; (7) Noncourt-sur-le-Rongeant (La Montagne) ; (8)(9) Poissons (Mélaire, Laiçon) ; (10)(11)(12) Montreuil-sur-Thonnance (les Hautes Minières, Haut de Gillaumont, la Fortelle) ; (13)(14)(15) Thonnance-les-Joinville (le Piquet, Devant-le-Bois, bois de Châtillon) ; (16) Osne-le Val (Haut du Mouron) ; (17) Chevillon (le Haut de Fosse) ; (18) Cerisay. **Géologie :** (j6) calcaires du Barrois, (j7) oolithe vacuolaire, (c_v) grès, sables et minerai de fer, (c_{IV}) calcaires à spartanges, (c_{III}) argile ostréenne, (c_{II}) argiles bigarrées et minerai de fer, (c_I) argiles à plicatules, (c^1) sables verts. (B-B) Indication de la coupe fig. 4.28.

1 MINIÈRES DU LAIÇON ET DE MÉLAIRE (Poissons, Haute-Marne)

Description du site

Le karst de Poissons (fig. 4.01, 4.02, 4.04 et 4.05), à 6 km à l'est de Joinville, avec les sites du Laiçon (1a) et de Mélaire (1b), est un des lieux les plus remarquables du minerai de fer en Haute-Marne.

Les minières, exploitant les innombrables cavités de ce karst perché à l'altitude de 390 m, dominent les vallées du Rongeant et du Mont, tous deux affluents, en rive droite de la Marne. Les vestiges des anciennes minières sont encore visibles aujourd'hui : la surface du plateau est perforée de nombreuses dépressions à parois verticales dont la profondeur peut atteindre plus d'une quinzaine de mètres (photos 4.01, 4.02 et 4.03).

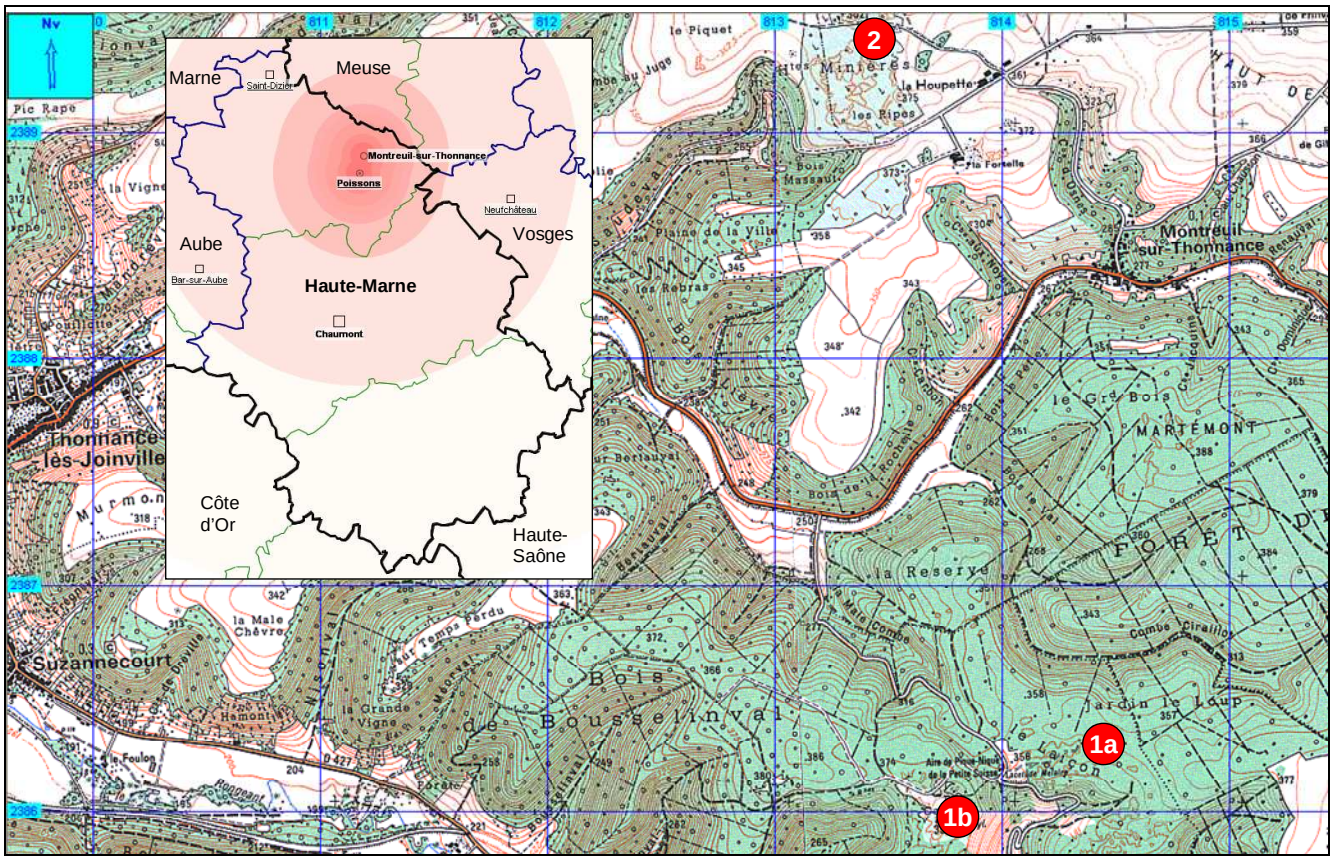


Fig. 4.04 : Localisation des minières de Poissons et de Montreuil-sur-Thonnance – Minières de Poissons : (1a) minières du Laiçon, (1b) minières de Mélaire ou de Calais ; minières de Montreuil-sur-Thonnance : (2) Les Hautes Minières. (AA) Coupe géologique fig. 4.08 - (CartoExplorer 3D, Meuse Sud)

Le calcaire tithonien inférieur (Calcaires tachetés, Oolithe de Bure) dans lequel se trouvent les puits a été soumis depuis sa mise au jour, antérieure au XXe siècle, à une forte gélifraction. Il se délite en plaquettes (photos 4.02 et 4.03) dont la chute modifie la morphologie initiale des puits et contribue à leur comblement. Le paysage actuel met en évidence l'abondance des puits décrits par les auteurs du XIXe siècle comme étant étroits (1 à quelques mètres) et profonds : la verticalité peut dépasser les 50 mètres. On est tenté de reconnaître dans ces descriptions une trame qui évoque une structure endokarstique telle qu'on en rencontre plus au nord [dans le Barrois] (Jaillet, 2000).

Quant au remplissage, les récits sont également précieux en particulier celui de Cornuel (1879) dans lequel il nous livre la découverte de fossiles dont l'interprétation sera sujette à controverses : « *L'eau s'engouffrait par le haut dans toutes les cavités béantes. Témoins les os des mammifères qu'elle y a déposés…* ». Les fossiles récoltés dans les remplissages ont incité à dater du Quaternaire les puits de Poissons : cervidés (*Cervus elaphus*), bovidés (*Bos Taurus*), éléphantidés (*Elepha primigenius*) ou équidés (*Equus caballus*) (Cornuel, 1879 ; Corroy, 1925).

Observations effectuées

Les travaux de laboratoire (micromorphologie, analyses chimiques, diffractométrie RX) que nous avons effectués, viennent compléter ceux effectués par Jaillet en 2005 (4 datations par méthode U/Th de spéléothèmes, 2 lames minces) et par Marteau et ses collaborateurs, en 2004, sur le site de Mélaire (3 lames minces, 3 analyses chimiques par fluorescence X, 1 observation au microscope électronique à balayage.)

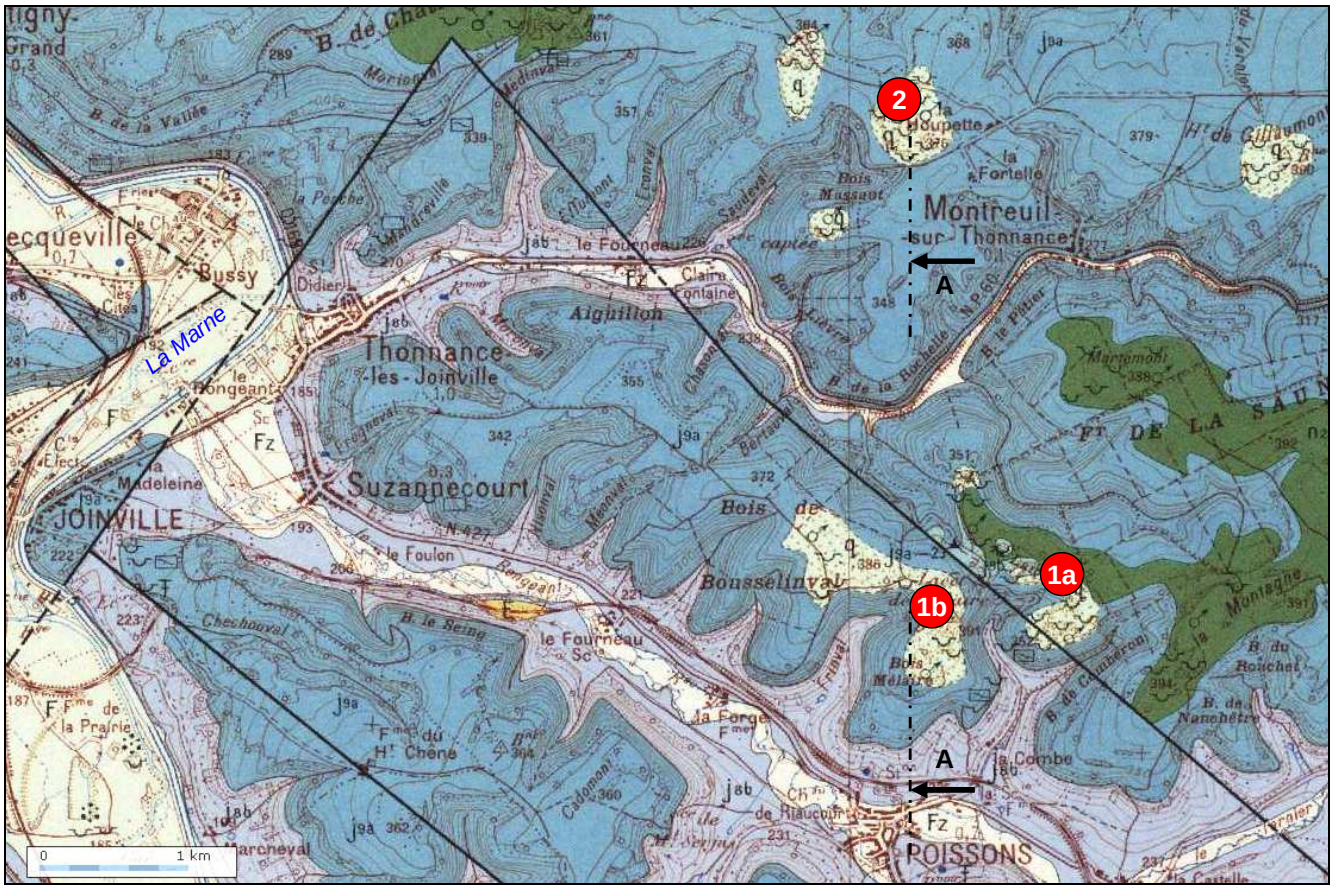


Fig. 4.05 : Carte géologique des minières de Poissons et de minières de Montreuil-sur-Thonnance (Feuille de Joinville, d'après Stchépinski, 1962). **Sites :** Minières de Poissons : (1a) minières du Laiçon, (1b) minières de Mélaire ou de Calais ; minières de Montreuil-sur-Thonnance : (2) Les Hautes Minières **Géologie :** (j8b) Kimméridgien supérieur et moyen (faciès voir fig. 4.07), (j9a et j9b) Tithonien inférieur (faciès voir fig. 4.07), (n2) Valanginien (minerai de fer géodique), (q) Pléistocène (Dépôts ferrugineux comblant les poches karstiques, (F) Alluvions anciennes), (Fz) Alluvions modernes. (A-A) indication de la coupe fig. 4.08).



Photo 4.01 : Vue aérienne des minières de Mélaire (repère 1b, fig. 4.04 et 4.05) – La surface du plateau est criblée de dépressions aux parois verticales correspondant aux anciens puits d'extraction – (Photo Jacquemot D.)

Photo 4.02 : Minière dite « Au petit pont rocheux » à Poissons – Le cliché nous montre un sommet de puits en bordure du plateau. Les parois, soumises à une importante gélifraction, se délitent en plaquettes qui contribuent au comblement des cavités et ne permettent plus l'observation des morphologies karstiques originelles – (Photo JPF, 2009)





Photo 4.03 : Puits en voie de comblement sur le site de Laiçon à Poissons (repère 1a, fig. 4.04 et 4.05) – Le cliché nous montre un sommet de puits en bordure du plateau (fig. 4.04, repère 1a). À l'instar de la photo 4.02, les parois exhumées par l'exploitation sont soumises à une puissante gélifraction, et se délitent en plaquettes – (Photo JPF, 2009)

Photo 4.04 : Minerai de fer en place dans un puits, site du Laiçon à Poissons – À l'intérieur des puits, les échantillons de minerai sont rarissimes : les mineurs ont vidangé en totalité le remplissage et les éléments ferrugineux. La base actuelle des puits ne dépasse guère 10 mètres et n'est constituée que de gélifracts tombés des parois. Ne subsistent qu'en de rares endroits des plaquages délaissés par les mineurs, témoin ce bloc de minerai enchâssé dans une cavité de la paroi et dans lequel a été prélevé l'échantillon 6-0711/11 - (Photo JPF, 2009)

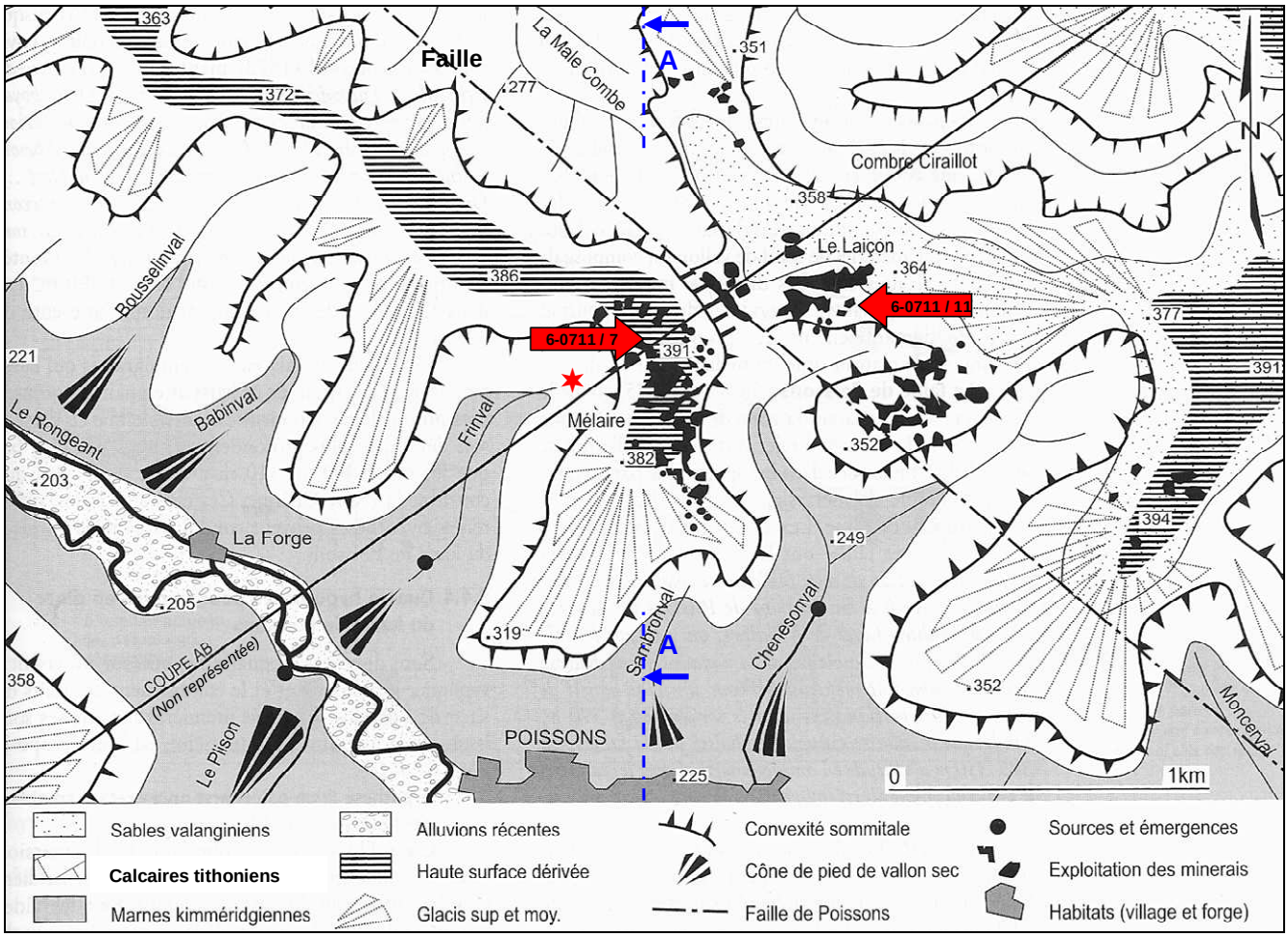


Fig. 4.06 : Contexte géomorphologique du paléokarst de Poissons (sites de Mélaire et du Laiçon) et localisation des prélèvements des échantillons –. (AA) Coupe géologique fig. 4.08, (✶) Emplacement du croquis fig. 4.29 – (Jaillet, 2000, complété JPF)

Légende	Puissance	Log	Etage	Formation
q	2 à 50 m		Pléistocène	Dépôts ferrugineux (remplissage de poches karstiques des calcaires du Tithonien)
c1b	Quelques m		Albien supérieur	Marnes grises micacées
c1a	10 m		Albien inférieur	"Sables verts"
n6	5 m		Aptien supérieur	Sables blanc jaunâtre (Gargasien)
n5	5 m		Aptien inférieur	Argiles grises (Bédoulien)
n4b	10 à 15 m		Barrémien supérieur	Minerai de fer oolithique du "Néocomien supérieur", argiles "marbrées", sables
n4a	15 m		Barrémien inférieur	"Argile ostréenne" avec bancs de calcaires marneux
n3	10 m		Hauterivien	"Calcaires à *Spatangues*"
n2	15 à 20 m		Valanginien	Minerai de fer géodique du "Néocomien inférieur", sables, marnes argileuse noirâtre
j9b	50 m		Tithonien inférieur	Oolithe vacuolaire milliaire (Oolithe de Savonnières) intercalées entre deux niveaux de de dolomie verdâtre
j9a	50 m			Calcaires tubuleux, Calcaires tachetés, Calcaires cariés, Oolithe de Bure, calcaires à débris, calcaires lithographiques, intercalations de marnes blanchâtres
j8b	100 m		Kimméridgien supérieur et moyen	Calcaires blancs supérieurs intercalées entre les Marnes à exogyres supérieures et inférieures
j8a	15 m		Kimméridgien inférieur	Calcaires suboolithiques, rocailleux

Fig. 4.07 : Log des formations lithologiques du Vallage - (JPF, 2011, d'après notice et carte géologique de Joinville, Stchépinsky, 1962b, Harmand et Leroux, 2006)

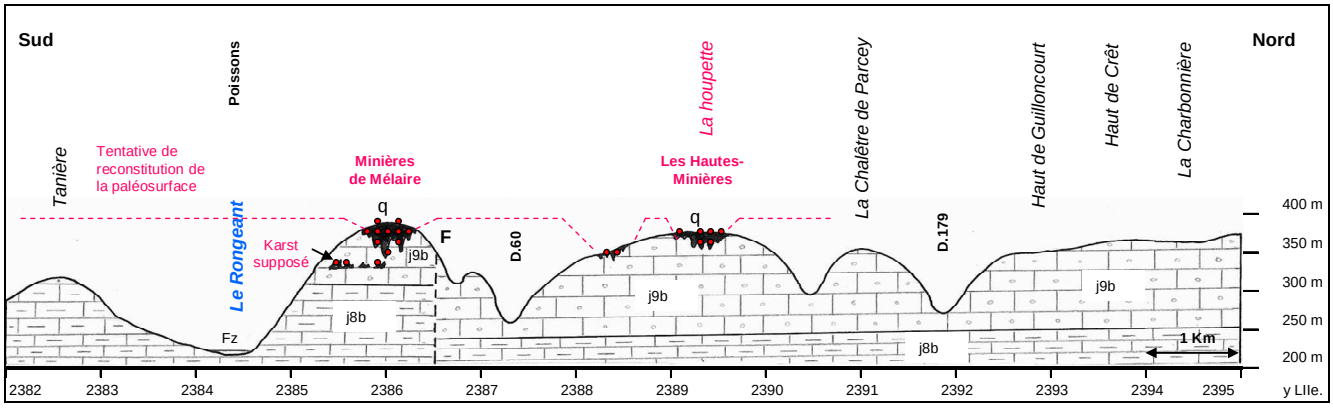


Fig. 4.08 : Coupe géologique des gîtes de Poissons et de Montreuil-sur-Thonnance – La coupe de direction N-S a été réalisée au droit des minières du Laiçon et des Hautes-Minières. La légende est celle de la figure précédente - (JPF, 2011)

Échantillon 6-0711/11 (LIIe. 814.325-2386.137-343 m)

De nombreux échantillons des diverses indurations ferrugineuses ont pu être récoltés soit comme pierres volantes en surface *soit in situ* (photos 4.04 et 4.05), à l'intérieur des cavités, sous forme de plaquages souvent associés à des dépôts de calcite.

L'échantillon, prélevé dans une cavité du Laiçon, (cote -10m) se présente sous forme d'un bloc décimétrique avec une surface rugueuse constituée d'oolithes d'oxydes de fer brun foncé, consolidées par un ciment jaune olive. Cette surface présente de nombreuses cavités ou géodes (d'où le nom de fer "géodique" donné à ce minerai) et des vides qui laissent entrevoir une nature conglomératique.

À la découpe, le caractère hétérogène apparaît de façon manifeste (photo 4.06) : l'aspect oolithique de la surface n'est qu'un placage superficiel adhérant à des zones très diversifiées montrant une alternance de zones massives d'oxydes de fer de couleur brun foncé (code Munsell : 7,5 YR 4/2) avec des zones brun jaune clair (code Munsell : 10 YR 6/4) dont l'examen à la binoculaire révèle la présence d'oolithes. Ce conglomérat comporte de nombreuses fentes de dessiccation plus ou moins parallèles ainsi que de nombreux vides strictement internes ou débouchant en surface et dont les parois sont tapissées d'un mince pellicule de couleur jaune (2,5 YR 7/6) à jaune olive (code Munsell : 2,5 YR 6/6).

L'examen microscopique en lumière polarisée nous montre un plasma opaque de couleur brun foncé seulement interrompu par des fentes de dessiccation ou des vacuoles. Pour certaines, les parois sont surlignées par des cutanes d'oxydes de fer (ferranes) plus hydratées de couleur rouge vif (photo 4.07).

Certains vides sont totalement tapissés de calcite néoformée et constituent de véritables géodes. Ces cristaux de calcite s'organisent de la façon suivante (photo 4.08) : à la marge du vide, au contact avec le plasma, on observe la formation de cristaux de petite taille (50 à 200 µm). Derrière ce premier rang se développent, occupant la totalité de l'espace disponible, des méga-cristaux automorphes (300 à 800 µm). Cette organisation est commune à de nombreux échantillons récoltés dans divers sites du bassin de Paris : on observe une disposition caractéristique, en peigne, avec hiérarchisation de la taille selon l'ordre d'apparition des cristaux de calcite.

Échantillon 6-0711/7 (LIIe. 813.700-2386.000-387 m)

Parmi les échantillons, collectés en surface à proximité des puits d'extraction des minières de Mélaire ou Calais, ont été réalisées une analyse chimique et une diffractométrie RX.

Le caractère hétérogène des divers faciès extraits des minerais du Vallage induit *ipso facto* une dispersion des analyses chimiques. L'analyse chimique (tab. 4.01) nous révèle un minerai riche (66,09 % de Fe_2O_3 rendant 46,78 % de fer métal), les teneurs de silice (7,74 %) et d'alumine (5,34 %) sont peu élevées.



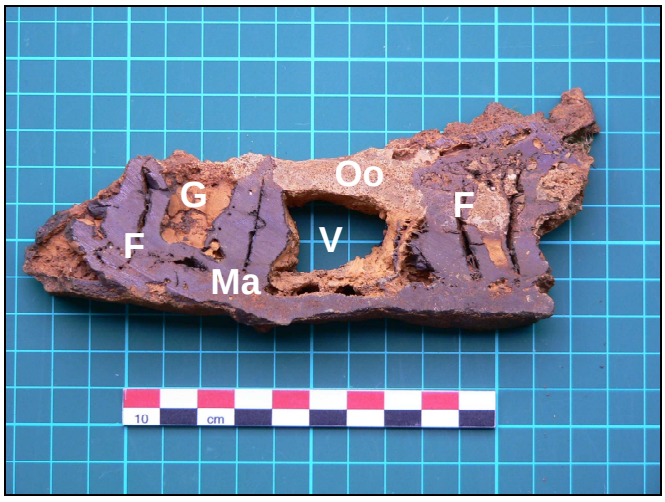


Photo 4.05 : Minerai de fer en place / Minière dite " Au petit pont rocheux" (Le Laiçon, Poissons) – Plaquettes de minerai sous forme de minerai de fer hydraté associé à des dépôts de calcite le long des parois de la cavité. Comme en surface, les parois sont soumises à une intense gélifraction et le délitage successif ne permet plus de voir la morphologie de cette dernière telle qu'elle se montrait immédiatement après la vidange du remplissage par les mineurs - (Photo JPF, 2009)

Photo 4.06 : Découpe d'un échantillon prélevé dans un puits des minières de Mélaire (Poissons) – Le caractère hétérogène de l'échantillon nous montre : une alternance de zones à faciès ferrugineux massif (Ma) ou oolithiques (Oo) que parcourent des fentes de dessiccation (F). La masse comporte des cloisons ou géodes (G) tapissées d'une mince pellicule de calcite, débouchant en surface ou strictement interne (V) - (Photo JPF, 2011)

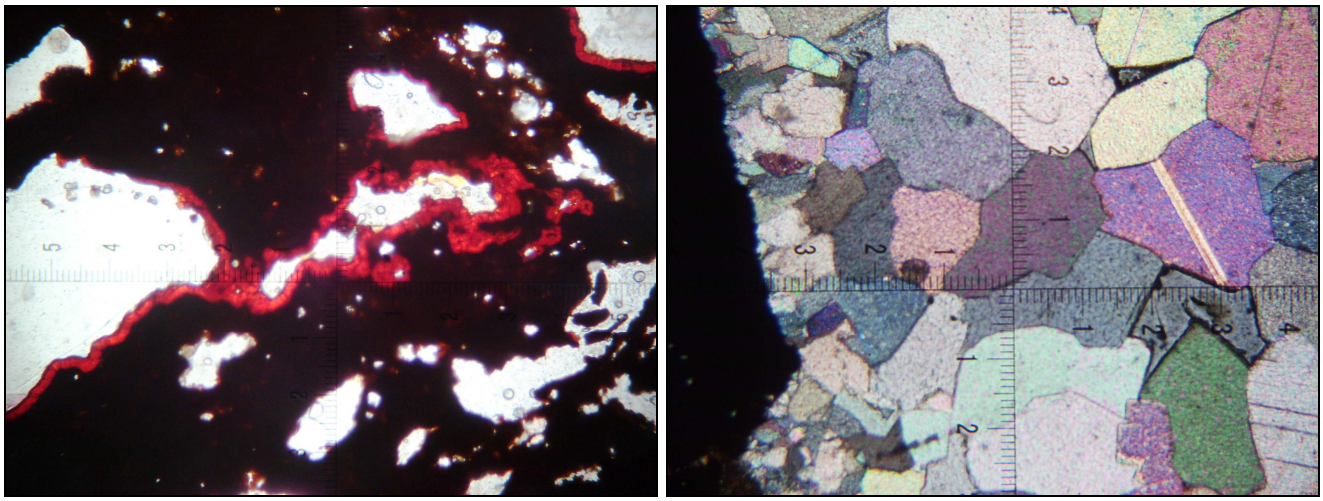


Photo 4.07 : Microscopie d'un faciès massif de minerai / Échantillon 6-0711/11 (minières du Laiçon, Poissons) – Cette microphotographie nous montre la zone à faciès massif de l'échantillon. Les parois de certains vides sont surlignées par des ferranes de couleur rouge vif montrant une hydratation plus prononcée du plasma au contact des vides parcourus par l'eau qui percole à l'intérieur de la masse. La photographie a été réalisée par adjonction d'une lame retardatrice (¼ λ) - LPA x40 (1 graduation = 25 µm) - (Photo JPF, 2011)

Photo 4.08 : Microscopie d'une géode de calcite néoformée / Échantillon 6-0711/11 (minières du Laiçon, Poissons) – Ce cliché nous montre l'organisation des cristaux de calcite des parois au centre de la géode : à la périphérie, au contact direct et sans transition avec le plasma, se développe une rangée de petits cristaux (50 à 200 µm), sur laquelle s'adossent, sans transition, des mégascristaux de calcite (300 à 800 µm) dont certains affichent des clivages caractéristiques. La photographie a été réalisée par adjonction d'une lame retardatrice (¼ λ) - LPA x40 (1 graduation = 25 µm) - (Photo JPF, 2011)

Les résidus alcalins sont, à l'instar des autres minerais continentaux, très faibles sauf pour le carbonate de calcium qui montre une teneur exceptionnelle de 2,04 % (il s'agit probablement, ainsi que nous l'avons vu dans l'échantillon précédent de calcite néoformée apportée par les eaux de percolation après formation du minerai).

Enfin on peut s'interroger sur l'importance du taux de phosphore (1,89 %) rédhibitoire quant aux caractéristiques mécaniques requises pour les aciers obtenus.

Du fait de la quasi-absence de grains de quartz détritique, il est possible d'utiliser pour cet échantillon, le rapport K_i (Gourdon, 1973). Le résultat indique une valeur de 2,46 : le rapport n'est pas inférieur à 2, mais s'en approche (<2 est l'indice d'une allitisation avec une prédominance d'alumine libre sous des climats chauds et humides). Il en est de même pour le rapport Si/Al (1,28), qui non inférieur à 1, en est toutefois voisin (<1 est un indicateur de substitution de l'aluminium au fer dans les oxy-hydroxydes de fer. Le faible taux de substitution est un révélateur de sols ou horizons hydromorphes modérément acides dans un environnement carbonaté) (Ricordel, 2007).

La carbonatométrie a été dosée à 0,50 % de CaO_3. Cette teneur est directement en rapport avec la teneur en CaO.

Eléments	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO2	P_2O5	PF	**Total**
Concrétions ferrugineuses sur calcaire	**7,74**	**5,34**	**66,89**	0,16	0,16	2,04	0,05	0,10	0,09	1,89	**14,09**	98,55

Tab. 4.01 : Résultats de l'analyse chimique des 10 principaux éléments de l'échantillon 6-0711/7 - (CRPG, 2010)

La diffractométrie RX (tab. 4.02) fait apparaître sans surprise les pics caractéristiques de la gœthite (2,69 et 4,21 Å) et du quartz (3,34 Å).

Plus singulière, est la présence d'un phosphate : l'apatite (2,8 et 2,772 Å) pouvant expliquer la teneur exceptionnellement élevée en P_2O_5 de l'analyse chimique (contamination par les ossements des faunes quaternaires ?). La couleur de l'échantillon après broyage (et non celle du ciment), à température ambiante, est brun rouge (code Munsell : 5 YR 5/4).

Albite	Alunite	Anatase	Calcite	Chamosite Chlorite	Dolomite	(Fluo)apatite	Gœthite	Hématite	Illite	Kaolinite	Lépidocrocite	Microcline	Muscovite	Orthoclase	Quartz	Zircon

Tab. 4.02 : Synthèse du diagramme de l'analyse diffractométrique RX de l'échantillon 6-0711/7 - (MHNN, 2009)

2 LES HAUTES MINIÈRES (Montreuil-sur-Thonnance, Haute-Marne)

Description du site (LIIe. 813.445-2389.562-361 m)

Le site des Hautes-Minières est situé 3 km au nord de celui de Poissons (fig. 4.02, 4.02, 4.04 et 4.05), sur le plateau dominant en rive gauche la vallée du ruisseau du Mont. Les minières présentent, actuellement, une morphologie différente des sites du Laiçon ou de Mélaire : pas de puits, mais une succession de dolines plus ou moins allongées dont les versants sont tapissés par des matériaux argileux brun rouge contenant en abondance des débris de minerais (photo 4.10).

À 700 m de la ferme de la Houpette, le long du chemin qui mène à Osne-le-Val, une tranchée récente (photo 4.09) ouverte dans les minières offre une coupe inédite de terrain, mise à profit par les archéologues d'Ermina (Équipe interdisciplinaire d'études et de Recherches sur les Mines Anciennes, Morin *et al.*, 2005). Cette coupe (fig.4.09 et 4.10) nous montre le remplissage, piégé dans la dépression des calcaires tithoniens, tel qu'il pouvait se présenter lors de l'exploitation : une succession de lits déprimés de sables et d'argiles, plus ou moins riches en nodules de minerai et des concentrations de silts ferrugineux compacts avec nodules et plaquettes de minerai adhérant aux parois calcaires.





Photo 4.09 : Tranchée ouverte sur le site des Hautes-Minières (Montreuil-sur-Thonnance) – le cliché nous montre la tranchée telle qu'elle se présentait en 2006 : la poche décrite par les figures 4.09 et 4.10 n'est plus visible, mais on observe toujours piégés dans les vides du calcaire des plaquages argileux contenant quelques plaquettes ou des nodules de minerai épars – (Photo JPF, 2006)

Photo 4.10 : Bloc de minerai récolté sur le site des Hautes-Minières (Montreuil-sur-Thonnance) – Ce bloc présente les caractéristiques morphologiques habituelles des échantillons de minerai géodique avec de nombreux évidements, vides, creux ou géodes. La surface rugueuse, formée d'oolithes rendus cohérentes par un ciment ferrugineux, n'est pas représentative du bloc : souvent, elle ne constitue qu'une mince pellicule de surface qui masque l'hétérogénéité interne de ce dernier – (Photo JPF, 2011)

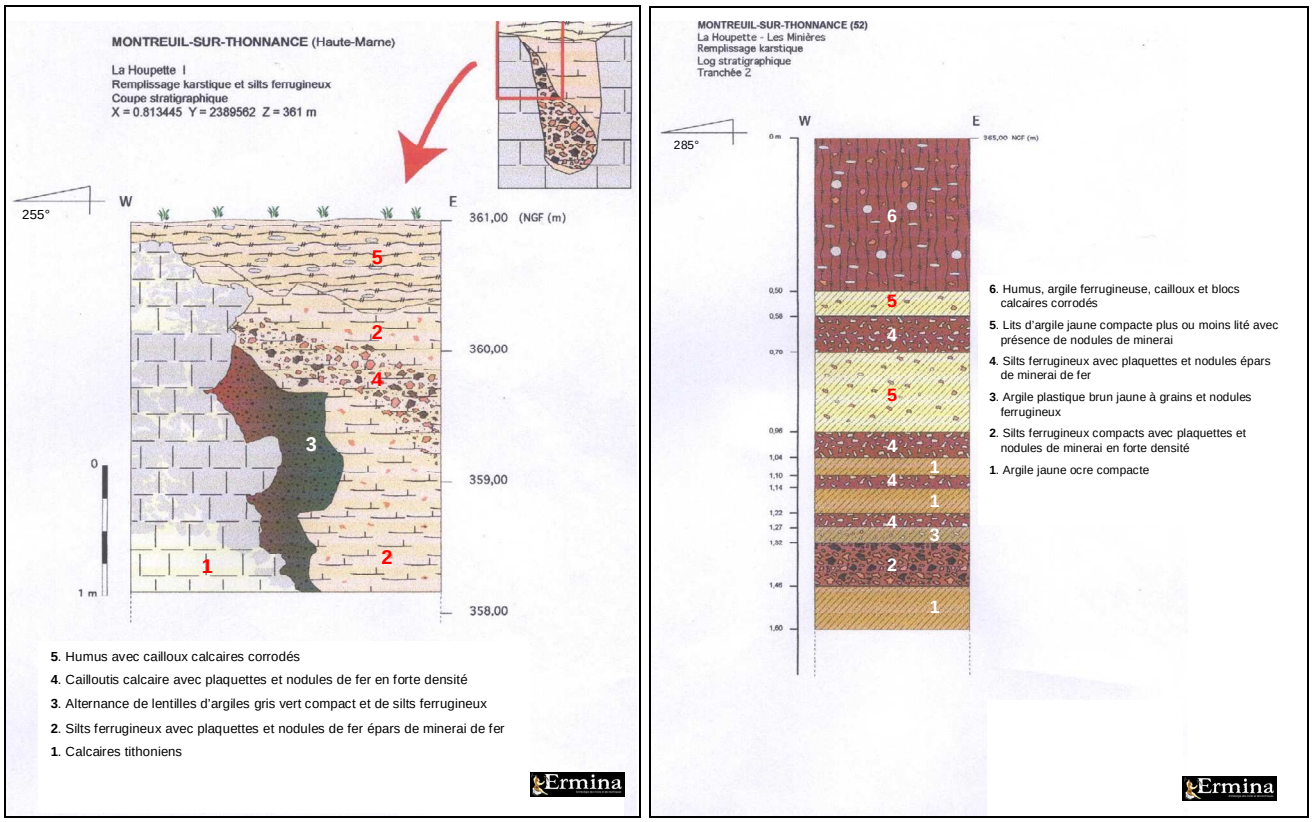


Fig. 4.09 : Coupe stratigraphique de la ferme de la Houpette (Les Hautes-Minières, Montreuil sur-Thonnance) –, (1) calcaires tithoniens, (2) silts ferrugineux avec plaquettes et nodules épars de minerai de fer, (3) alternance de lentilles d'argile gris vert compact et de silts ferrugineux, (4) cailloutis avec plaquettes et nodules de minerai en forte densité, (5) humus avec cailloux de calcaire corrodé – (Morin-Hamon., 2005)

Fig. 4.10 : Log stratigraphique de la ferme de la Houpette (Les Hautes-Minières, Montreuil sur-Thonnance) – (1) argile jaune ocre compacte, (2) silts ferrugineux compacts avec plaquettes et nodules de minerai en forte densité, (3) argile plastique brun jaune à grains et nodules ferrugineux, (4) silts ferrugineux avec plaquettes et nodules épars de minerai de fer, (5) lit d'argile jaune compacte plus ou moins litée avec présence de nodules de minerai, (6) humus, argile ferrugineuse avec cailloux et blocs calcaires corrodés – (Morin-Hamon, 2005)

Observations effectuées

Les examens, travaux de laboratoire et observations (micromorphologie, analyses chimiques, diffractométrie RX) que nous avons effectués, viennent compléter ceux effectués par Jaillet en 2000, par Marteau *et al.*, en 2004 (4 lames minces, 4 analyses chimiques par fluorescence X et 2 observations au microscope électronique à balayage) et par Morin *et al.*, en 2005, sur le site des Hautes Minières.

Échantillon 6-0711/3

Sur le plan macroscopique, l'échantillon 6-0711/3 se présente sous la forme d'une plaquette d'ordre décimétrique montrant un aspect extérieur comparable à l'échantillon 6-0711/11 : surface constituée d'oolithes coalescentes cimentées entre elles par un ciment ferrugineux et un cœur hétérogène constitué de zones à faciès massif sans structure interne et des zones plus claires à structure oolithique. Le "sucre" dans lequel a été élaborée la lame mince, a été réalisé dans le faciès massif.

L'examen microscopique nous montre un plasma plus ou moins opaque, de couleur variant du brun foncé au rouge vif, présentant de nombreux vides, chambres et vacuoles (photo 4.11). Les parois de ces dernières sont fréquemment surlignées par des cutanes d'oxydes de fer (ferranes) dont on peut suivre les phases successives d'accrétion (photo 4.12). Le faciès observé est dépourvu de squelette : aucun grain de quartz n'y est apparent.

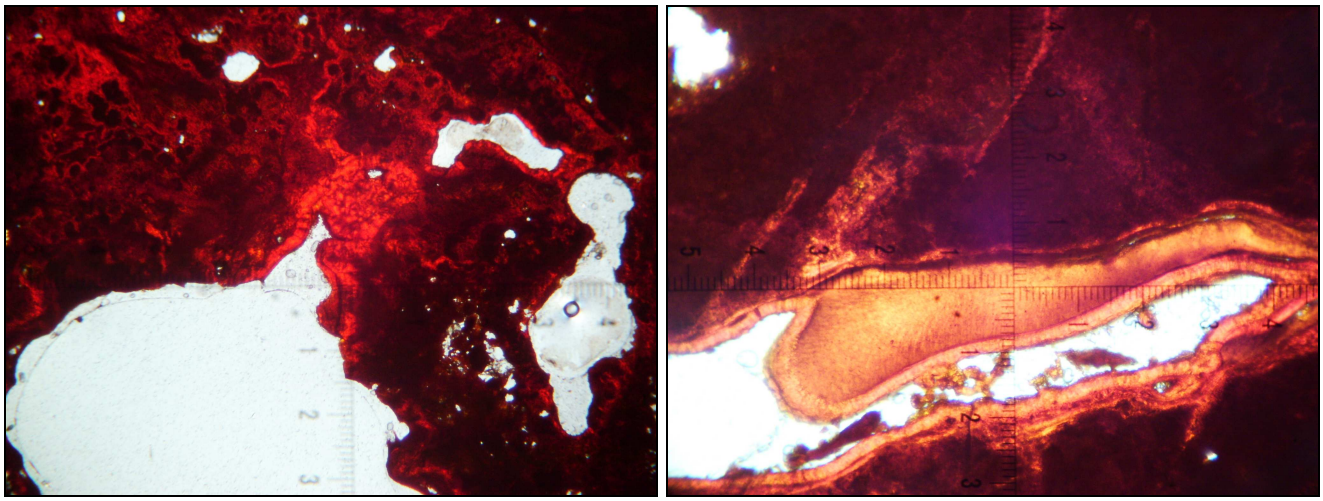


Photo 4.11 : Microscopie de l'échantillon 6-0711/3 (Les Hautes-Minières, Montreuil-sur-Thonnance) – Le cliché nous montre la variation de l'opacité du plasma : l'intensité du degré d'hydratation matérialisé par des zones de couleur rouge vif est surtout observable entre les vides et sur la périphérie de ceux-ci - LPA x40 (1 graduation = 25 µm) - (Photo JPF, 2011)

Photo 4.12: Détail d'une fente de dessiccation de l'échantillon 6-0711/3 – sur les bords de la fente de retrait on distingue une ferrocutane de couleur jaune orangé, élaborée par accrétions successives d'oxydes de fer. - LPA x100 (1 graduation = 10 µm) - (Photo JPF, 2011)

L'analyse chimique (tab. 4.03) est comparable à celle de l'échantillon précédent (6-0711/11) : elle nous révèle un minerai très riche (75,02 % de Fe_2O_3 rendant 52,46 % de fer métal), les teneurs de silice (5,57 %) et d'alumine (3,71 %) sont peu élevées. Les résidus alcalins sont, à l'instar des autres minerais continentaux, très faibles y compris le carbonate de calcium (aucun cristal de calcite n'a été observé dans le champ de la lame mince). De même, l'interrogation sur la teneur en phosphore (0,68 %) qui certes n'atteint pas le taux record de l'échantillon précédent (1,89 %) devait néanmoins poser problème quant à la qualité du métal obtenu.

Toujours en comparaison avec l'échantillon 6-0711/11, du fait de l'absence de quartz détritique, il est possible d'utiliser pour cet échantillon, le rapport K_i (Gourdon, 1973). Le résultat indique une valeur de 2,56 : le rapport n'est pas inférieur à 2, mais s'en approche <2 est l'indice d'une allitisation avec une prédominance d'alumine libre sous des climats chauds et humides).

Il en est de même pour le rapport Si/Al (1,33), qui non inférieur à 1, en est toutefois voisin (<1 est un indicateur de substitution de l'aluminium au fer dans les oxy-hydroxydes de fer (Ricordel, 2007).

Eléments	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO2	P_2O5	PF	**Total**
Minerai karstique	**5,57**	**3,71**	**75,02**	0,19	0,13	0,11	< L.D.	0,15	0,10	0,68	14,32	99,97

Tab. 4.03 : Résultats de l'analyse chimique des 10 principaux éléments de l'échantillon 6-0711/3 - (CRPG, 2009)

La diffractométrie RX (tab. 4.04) est élémentaire : le seul minéral qui apparaît est la gœthite (pics majeurs à 4,21, 2,69 et 2,44 Å). La couleur de l'échantillon après broyage (et non celle du ciment), à température ambiante, est rouge jaune (code Munsell : 5 YR 5/6).

Albite	Alunite	Anatase	Calcite	Chamosite Chlorite	Dolomite	(Fluo)apatite	Gœthite	Hématite	Illite	Kaolinite	Lépidocrocite	Microcline	Muscovite	Orthoclase	Quartz	Zircon

Tab. 4.04 : Synthèse du diagramme de l'analyse diffractométrique RX de l'échantillon 6-0711/3 - (MHNN, 2009)

Échantillon 6-0711/6

L'échantillon 6-0711/6, récolté en surface, présente une structure franchement oolithique.

La découpe du "sucre" ayant servi à la préparation de la lame mince fait apparaître une zone brun foncé (code Munsell : 10 YR 4/3) dans laquelle vient s'insérer une plage plus claire de couleur brun jaune (code Munsell : 10 YR 5/6).

L'examen microscopique révèle un plasma argilo-ferreux, brun foncé opaque dans lequel sont noyées des oolithes coalescentes, de forme sphérique ou ovoïde (photo 4.13). La taille des oolithes varie de 100 à 600 µm. Les plus petites présentent un noyau à matrice argileuse sans cortex ou avec un cortex unique (oolithes superficielles ou proto-oolithes), les plus grandes montrent une organisation avec plusieurs cortex concentriques. Certaines sont brisées ou voire déformées (spastolites, photo 4.14). Les zones différenciées par la couleur, observées à la découpe correspondent à une densité plus lâche des oolithes au profit d'un plasma plus argileux. Quelque grains rarissimes de quartz anguleux et altérés (de 100 à 800 µm) sont observables.

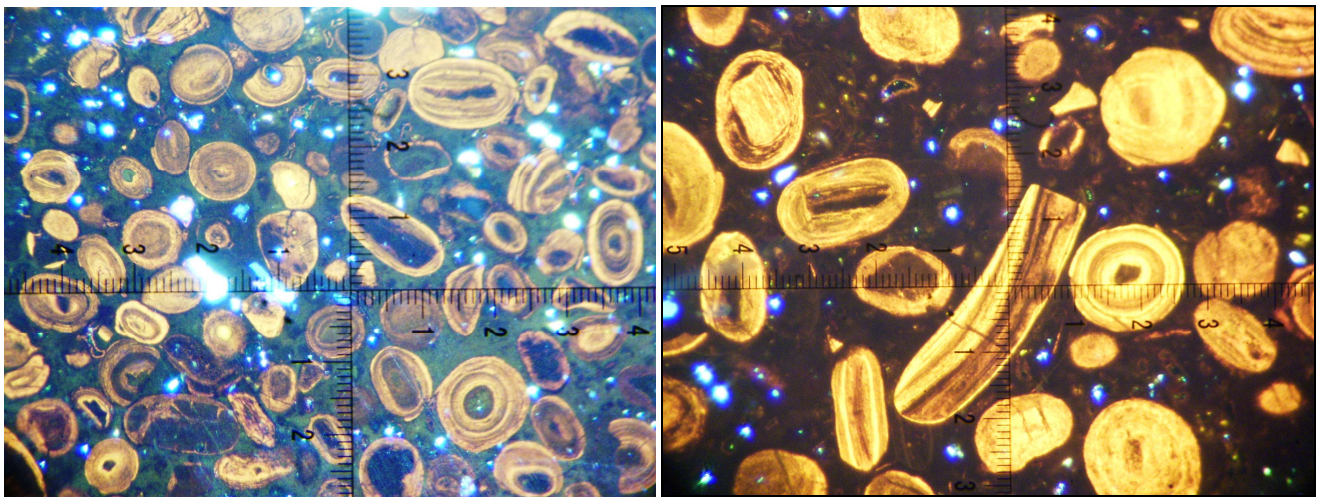


Photo 4.13 : Microscopie d'un échantillon de minerai oolithique remanié / Échantillon 9-0711/6 (Les Hautes Minières, Montreuil-sur-Thonnance) - Le cliché nous montre la matrice de l'échantillon constitué d'oolithes équidimensionnelles noyées dans un plasma de gœthite qui assure la cohérence et l'induration de l'échantillon. Il n'y a pas de grains de quartz observables dans le champ de la photographie - LN x20 (1 graduation = 50 µm) - (Photo JPF, 2011)

Photo 4.14 : Microscopie d'un échantillon de minerai oolithique remanié / Échantillon 9-0711/6 (Les Hautes Minières, Montreuil-sur-Thonnance) - Le cliché nous montre la structure interne des oolithes : à cortex unique avec un cœur argilo-ferreux (proto-oolithes) ou à cortex multiples concentriques. Certaines sont déformées (spastolites) : lors de l'accumulation, elles avaient une certaine plasticité avant les recristallisations diagénétiques LN x40 (1 graduation = 25 µm) - (Photo JPF, 2011)

Échantillon 6-0711/10

L'échantillon 6-0711/10 a été récolté également en surface, dans une des dépressions du site des Hautes-Minières. Il se présente sous forme d'une plaquette décimétrique dont la surface, plus claire présente une structure oolithique. La découpe révèle effectivement des oolithes ferrugineuses, de couleur brun jaune (code Munsell : 10 YR 5/6), non coalescentes et noyées dans un ciment blanc calcaire (code Munsell : 5 Y 8/1). Le matériau réagit fortement à l'acide chlorhydrique : c'est un calcaire ferrugineux.

Sont également visibles, quelques grands cristaux allongés (2500 µm) constitués de lamelles flexibles de chlorite. Dans ce ciment apparaissent, en densité moyenne (75 %), des oolithes sphériques dont l'organisation interne montre les effets d'une puissante altération. On observe de nombreux vides et la structure originale a pratiquement disparu. Pour partie, les nodules ferrugineux semblent être des oolithes composées englobant des oolithes de taille plus petite.

Seules, quelques oolithes présentent de manière diffuse leur organisation concentrique originelle : les fractions les plus argileuses entre les cortex ont été évacuées et la forme de ces derniers se dilue dans l'espace ainsi libéré. De même, il est possible d'observer sur la lame mince des vestiges de fossiles dont la préservation résulte certainement de l'épigénisation par les oxydes de fer : mollusques ou bivalves de petite taille et ce qui pourrait être les restes d'échinodermes (photo 4.16).

L'examen microscopique nous montre un ciment constitué de cristaux de calcite néoformée dont les plus grands (jusqu'à 800 µm) adoptent une disposition en accordéon (photo 4.15).

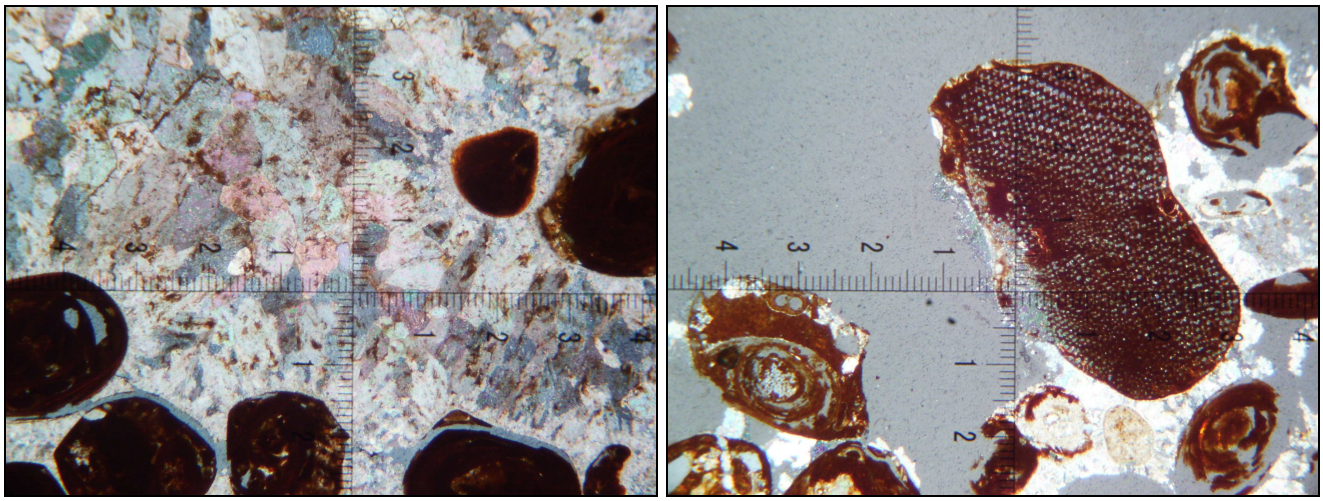


Photo 4.15 : Macroscopie d'un calcaire ferrugineux / Échantillon 6-0711/10 (Les Hautes-Minières, Montreuil-sur-Thonnance) – Cette microphotographie nous montre la nature du ciment essentiellement constitué de cristaux de calcite de taille hétérogène (de 20 à 800 µm). Les plus gros sont disposés en accordéon. Les nodules sphériques sont des oolithes ferrugineuses superficielles très altérées : la structure originale a pratiquement disparu et des vides se sont formés. Remarquez que pour beaucoup les nodules n'adhèrent pas directement à la calcite. La photographie a été réalisée par adjonction d'une lame retardatrice (¼ λ) - LPA x40 (1 graduation = 25 µm) - (Photo JPF, 2011)

Photo 4.16 : Macroscopie d'un calcaire ferrugineux / Échantillon 6-0711/10 (Les Hautes-Minières, Montreuil-sur-Thonnance) – Au centre du cliché apparaît ce qui pourrait constituer un fossile d'une fraction d'échinoderme épigénisée par les oxydes de fer (spatangue ?). De part et d'autre sont visibles des d'oolithes déliquescentes très altérées : la fraction argileuse entre les cortex a été évacuée, il ne subsiste que les parties les plus ferrugineuses, vestiges des anciens cortex. La photographie a été réalisée par adjonction d'une lame retardatrice (¼ λ) - LPA x40 (1 graduation = 25 µm) - (Photo JPF, 2011)

4.2.2 LE BARROIS (Vallée de la Saulx, de l'Orge et de l'Ormançon)

Historique

Buvignier (1852), classe le fer géodique en deux entités : le sous-groupe inférieur constitué par le fer géodique proprement dit et le sous-groupe supérieur formé des sables et grès ferrugineux. De même, il précise qu'on rencontre ces minerais indifféremment, tantôt en place, dans leur configuration initiale de dépôt ou tantôt remaniés (fig. 4.11) notamment dans les localités de Fouchères-aux-Bois, dans les forêts de Tréveray, de Biencourt-sur-Orge et de Bure. Sur la rive droite de l'Ornain, le minerai ne se trouve qu'à l'état remanié, dans les fentes et cavités du Tithonien, à Reffroy, Marson-sur-Barboure (vallée de la Barboure), Saint-Joire et Tréveray (vallée de l'Ornain). Sur la rive gauche de la Saulx, les plus beaux gisements de fer géodique sont ceux d'Aulnois-en-Perthois (hors carte), dans les bois au nord du village où on extrait le minerai dans des cavités du calcaire tithonien jusqu'à 8 m de profondeur. Dans ces formations remaniées, il est en outre précisé que l'on a rencontré du bois fossile transformé en fer hydraté ce qui traduit un phénomène d'épigénisation.

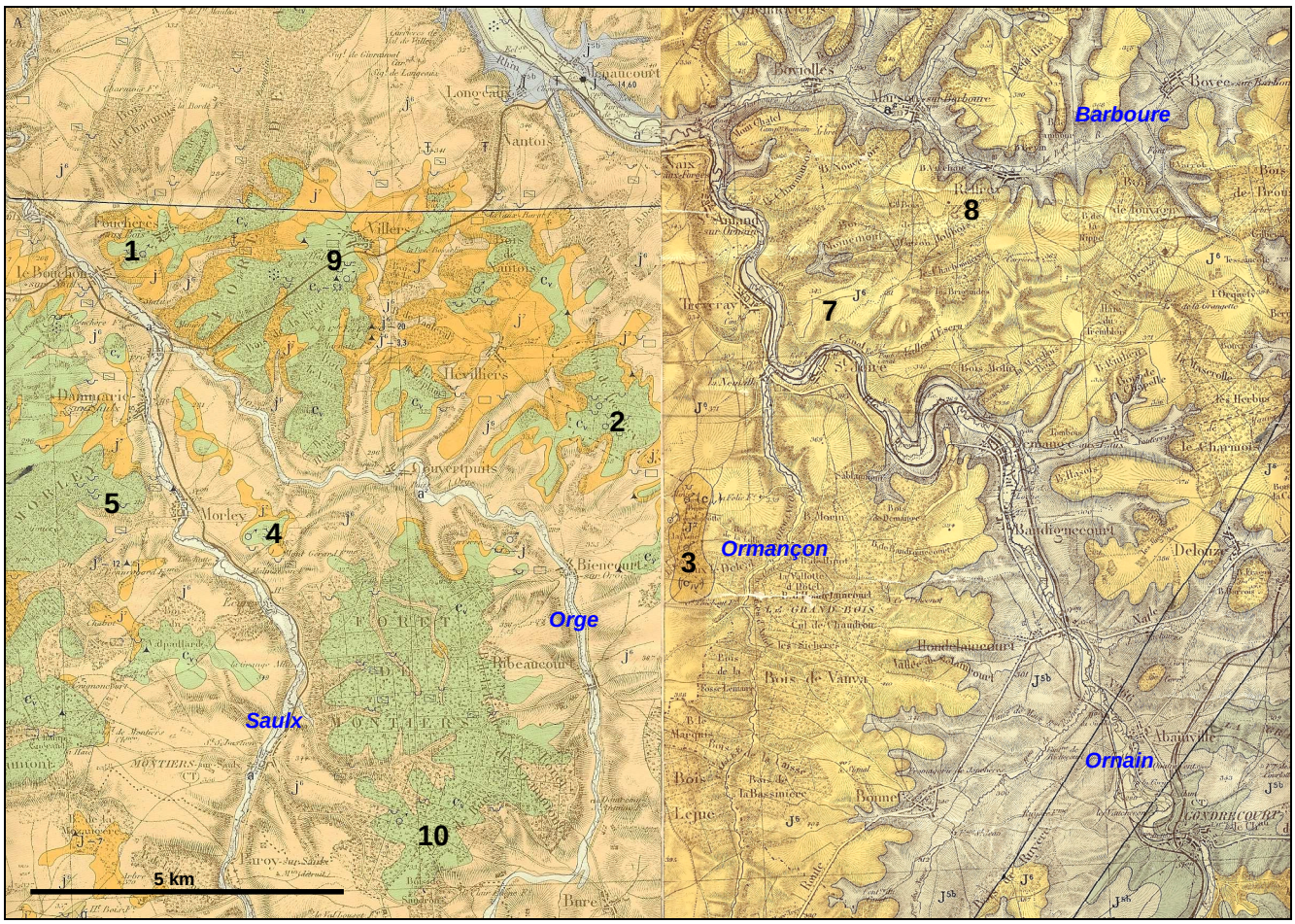


Fig. 4.11 : Carte des sites d'extraction de minerai de fer géodique du Barrois (Cartes géologiques à 1/80.000e, feuille de Wassy, d'après Stchépinsky, 1969 ; feuille de Nancy, d'après Joly H. et Gardet, 1953). **Sites :** (1) Fouchères-aux-Bois ; (2) Tréveray ; (3) Biencourt-sur-Orge (bois Foucherotte) ; (4) (5) Morley (bois de Morley, bois des Minières) ; (6) Saint-Joire ; (7) Marson-sur-Barboure ; (8) Refroy (9) ; Villers-le-Sec ; (10) Bure. **Géologie :** (j4) Séquanien, (j5a) Kimméridgien inférieur, (j5b) marnes kimméridgiennes, (j6) calcaires du Barrois, (j7) oolithe vacuolaire, (c_v) grès, sables et minerai de fer, (c_{lv}) calcaires à spartanges.

3a MINIÈRES DU BOIS DE MORLEY (Morley, Meuse)

Description du site

La carte géologique au 1/50000e de Joinville (Stchépinsky, 1962b) mentionne ces anciennes exploitations, développées dans la partie inférieure des dépôts transgressifs du Valanginien (n2) surmontant les calcaires karstifiés du Tithonien inférieur (Oolithe de Bure, Calcaires du Barrois), entre les vallées de la Saulx et de l'Ornain.

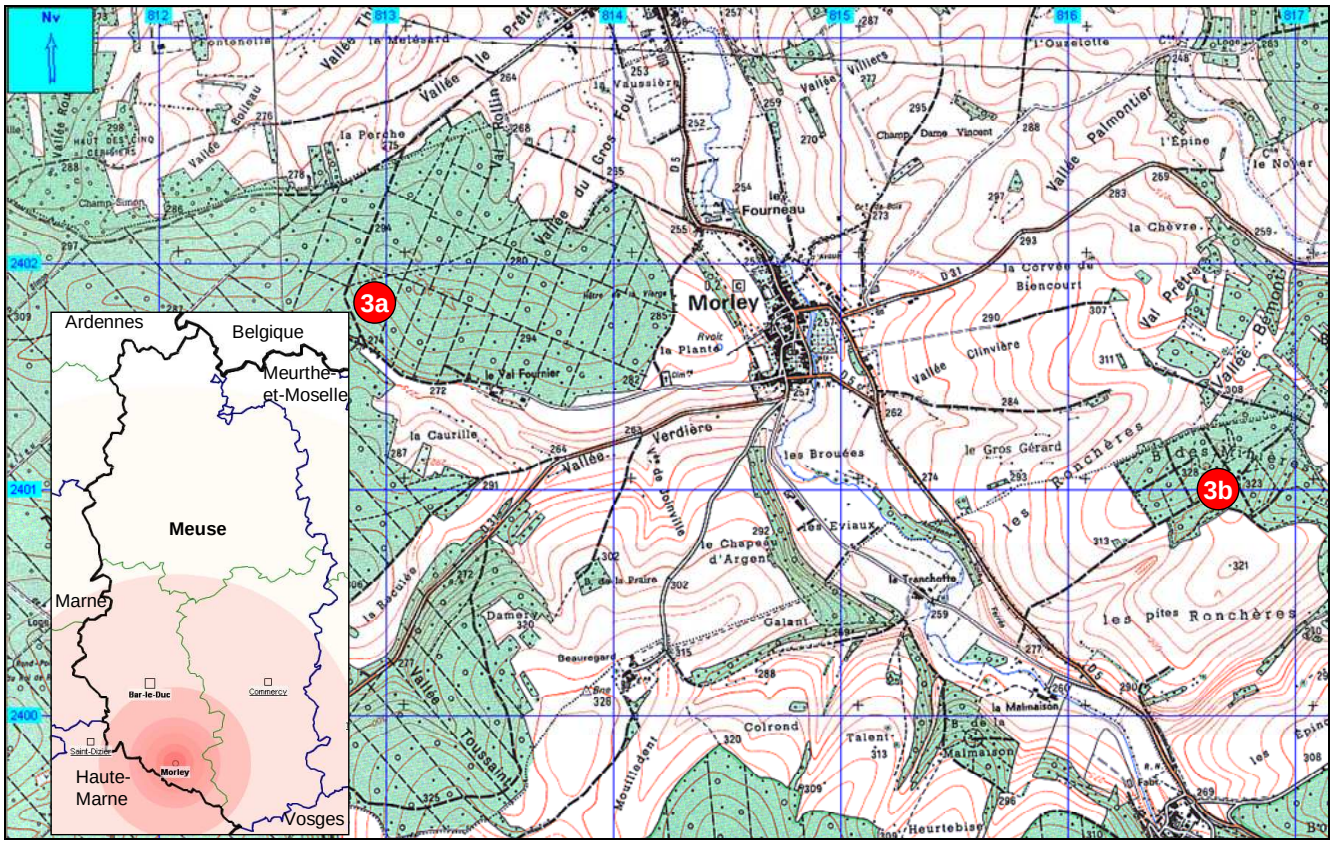


Fig. 4.12 : Localisation des gîtes des minières de Morley – (3a) Minières du bois de Morley ; (3b) minières du bois des minières - (CartoExplorer 3D, Meuse Sud)

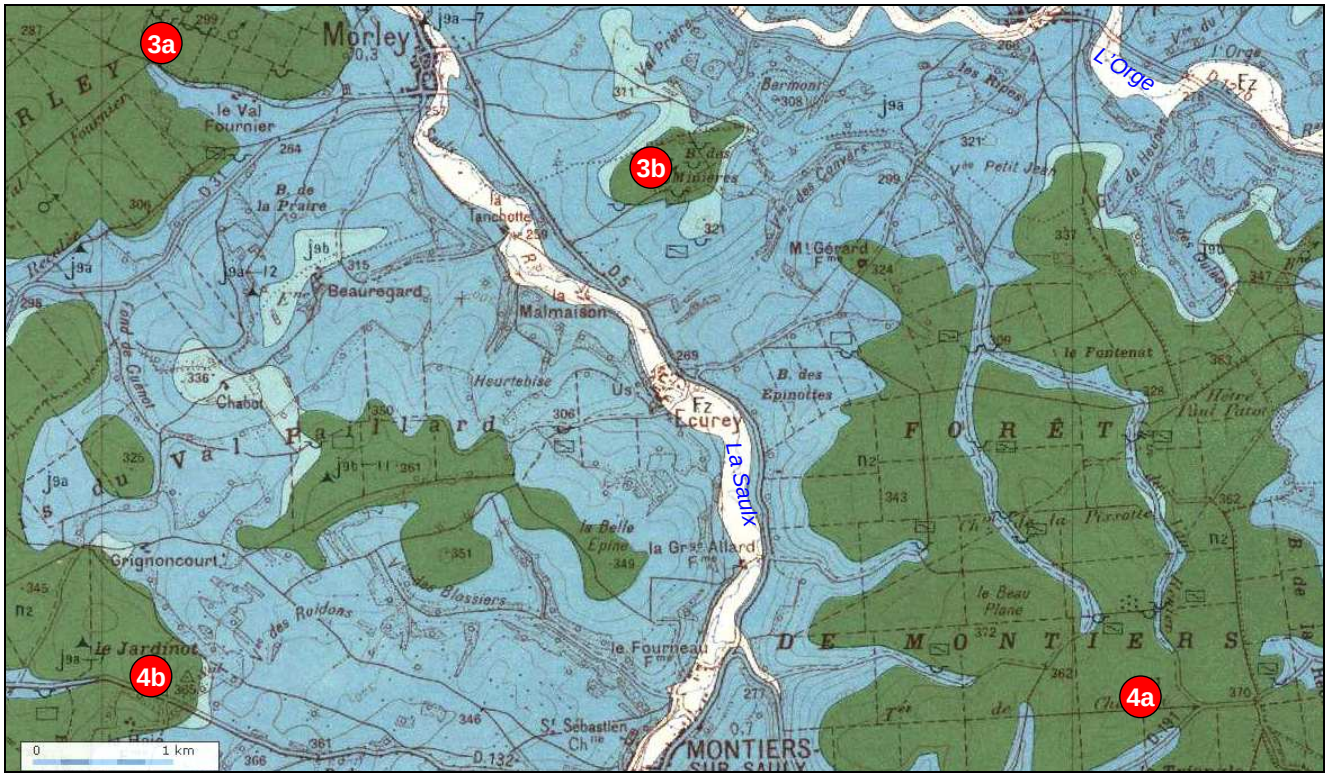


Fig. 4.13 : Carte géologique des sites de Morley et Montiers-sur-Saulx (Feuille de Joinville, d'après Stchépinski, 1962). **Sites** : (3a) Minière du Bois de Morley, (3b) minière du bois des Minières, (4a) site du Charmoi, (4b) site du Jardinot. **Géologie** : (j9a et j9b) Tithonien inférieur (faciès voir fig. 4.07), (n2) Valanginien (minerai de fer géodique), (Fz) Alluvions modernes. (A-A) indication de la coupe fig. 4.08)

Ces dépôts ferrugineux sont constitués de grès et sables grossiers plus ou moins ferrugineux, brunâtres ou jaunâtres avec du minerai de fer géodique sub-oolithique en forme de géodes ou de plaquettes parfois à cloison.

Ce minerai, également appelé fer de demi-roche a été activement exploité au siècle dernier, tandis que les sables fins étaient utilisés pour la réalisation des moules de fonderie et pour la fabrication de produits réfractaires.

Á une vingtaine de kilomètres au sud de Bar-le-Duc, dans le bois de Morley (altitude proche de 300 m), situé à l'est du village éponyme, en rive gauche de la Saulx, sont visibles de nombreuses dépressions attestant la présence des anciennes minières (fig.4.01, 4.02, 4.12 et 4.13 repère 3a).

Observations effectuées

Échantillon 6-0711/1 (LIIe. 812.988-2401.794-290 m)

L'échantillon a été récolté à la faveur d'une coupe récemment dégagée par la création d'un chemin d'exploitation. Ont été prélevés dans cette coupe où les sédiments paraissent être en place : d'une part des sables quartzeux (échantillon 6-0711/ 2) et d'autre part, de nombreuses plaquettes de fer géodique de taille centimétrique à décimétrique, très indurées. La surface rugueuse, de couleur variant du jaune brun (code Munsell : 10 YR 6/6) à brun foncé (code Munsell : 7,5 YR 4/4), est taraudée par de nombreuses petites cupules, excavations et perforations justifiant la référence aux géodes de son appellation (photo 4.17).

La découpe montre un fin litage où alternent de façon parallèle à la surface des plaquettes, de minces lits plus ou moins sableux et plus ou moins ferruginisés.

La microscopie à fort grossissement (photo 4.18) nous montre un squelette très dense (> 75 %) de grains de quartz jointifs avec un assemblage de type aggloméré. Ces grains ont une sphéricité moyenne et une taille qui varie entre 40 et 200 µm, avec une grande proportion autour de 100 µm. Mises à part quelques exceptions, ils sont monocristallins, subémoussés à subanguleux et peu altérés. Le plasma, constitué par des oxydes de fer, se limite au contact des grains et à de petites plages d'illuviation. De nombreux vides sont observables et correspondent à des emplacements de grains perdus au montage.



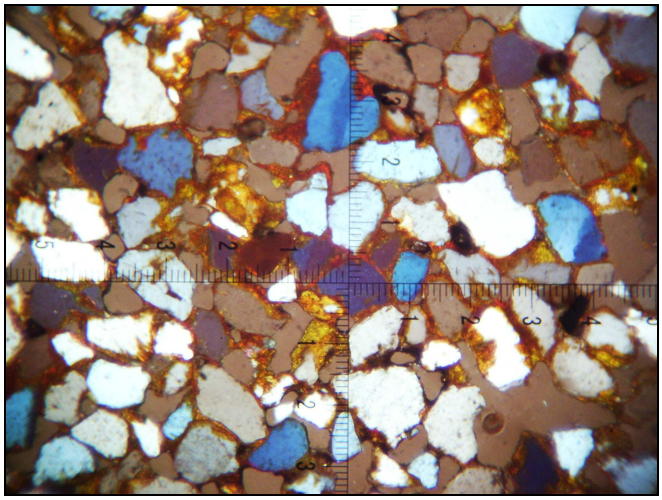


Photo 4.17 : Echantillon de fer géodique (minières du bois de Morley, Morley) – Remarquez la surface taraudée de l'échantillon justifiant son nom de fer géodique - (Photo JPF, 2011)

Photo 4.18 : Microscopie à fort grossissement de minerai de fer géodique (minières du bois de Morley, Morley) – Sur cette microphotographie apparaissent sous forme d'un liseré orangé à rouge vif, les cutanes de gœthite hydratée qui souligne la périphérie des vides des grains de quartz. La photographie a été réalisée par adjonction d'une lame retardatrice (¼ λ) - LPA x100 (1 graduation = 10 µm) - (Photo JPF, 2011)

Sans surprise, l'analyse chimique (tab. 4.05) de l'échantillon, nous révèle une faible teneur en oxydes de fer (18,11 % donnant seulement 12,67 % de fer métal).

Cette teneur classe cet échantillon comme un grès ferrugineux plutôt que comme minerai et était vraisemblablement rejeté par les mineurs lors de l'extraction. En contre partie de ce faible taux, la teneur en silice est excessivement élevée (71,69 %). Les autres éléments comme les résidus alcalins, les autres métalloïdes et la perte au feu sont comparables à ceux des autres grès ferrugineux analysés dans le Barrois ou l'Ardenne.

À noter que, ainsi qu'en témoigne Buvignier (1852), la composition chimique des fers géodiques n'est pas constante et que les différences sont importantes, non seulement sur des échantillons de points éloignés, mais également à l'intérieur d'une même minière (voir à cet égard, synthèse des analyses chimiques).

Eléments	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO2	P_2O5	PF	**Total**
Fer géodique	**71,69**	**3,16**	**18,11**	0,00	0,06	< L.D.	< L.D.	0,12	0,26	0,37	5,72	99,49

Tab. 4.05 : Résultats de l'analyse chimique des 10 principaux éléments de l'échantillon 6-0711/1 - (CRPG, 2009)

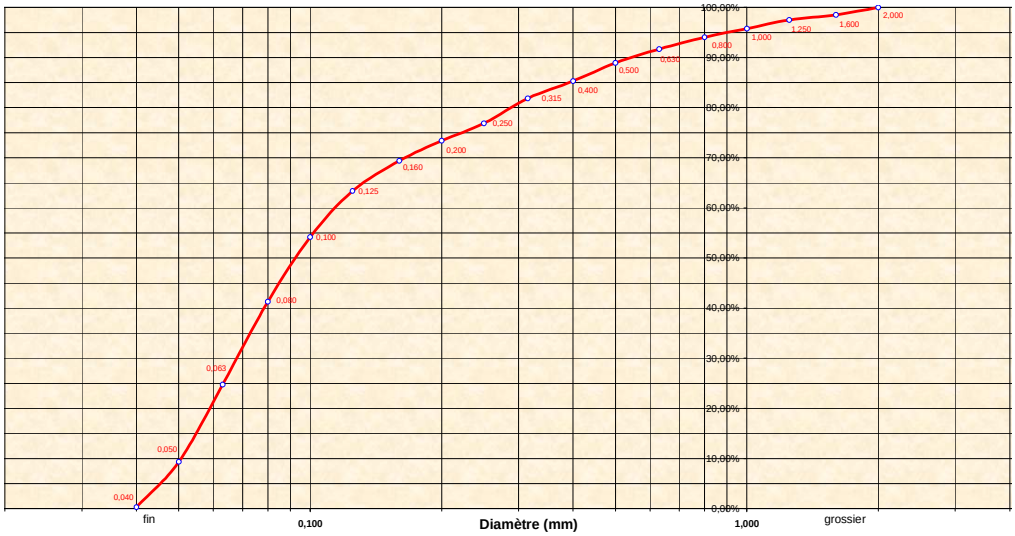
La diffractométrie RX (tab. 4.06) découle également, sans surprise, des observations précédentes : elle est strictement binaire (gœthite et quartz). La couleur de l'échantillon, après broyage, est jaune (code Munsell : 10 YR 7/6).

Albite	Alunite	Anatase	Calcite	Chamosite Chlorite	Dolomite	(Fluo)apatite	Gœthite	Hématite	Illite	Kaolinite	Lépidocrocite	Microcline	Muscovite	Orthoclase	Quartz	Zircon

Tab. 4.06 : Synthèse du diagramme de l'analyse diffractométrique RX de l'échantillon 6-0711/1 - (MHNN, 2009)

Échantillon 6-0711/2

Une analyse granulométrique a été effectuée sur la fraction sableuse du remplissage (échantillon 6-0711/2, fig. 4.14 et tab. 4.07) mis au jour par les travaux de terrassement du chemin d'exploitation.



Échantillon	Unité	Quartiles et centiles (mm)							Classement Trask (SO) mm	Asymétrie Trask (SK) mm	Acuité (φ)	Taille moyenne Tm mm
		95%	84%	75%	50%	25%	16%	5%				
6-0711/2	**I**	0,043	0,056	0,063	0,094	0,226	0,373	0,900	1,889	1,277	0,980	0,174

Fig. 4.14 et tab. 4.07 : Minières du bois de Morley (Morley, Meuse) / Granulométrie de la fraction sableuse de l'échantillon 5-0501/23 - (JPF, 2011)

L'indice de classement de Trask, inférieur à 2,5 (1,889) indique un sédiment bien classé. Le coefficient d'asymétrie est supérieur à 1 (1,277) et montre un classement meilleur du coté des sables fins. La taille moyenne des grains est de 174 µm et la courbe affiche une acuité comprise entre 0,90 et 1,11 (0,980) qui correspond à une courbe de type mésokurtique. Ces différents paramètres suggèrent plutôt une accumulation libre avec une déflation du côté des éléments grossiers.

3b MINIÈRES DU BOIS DES MINIÈRES (Morley, Meuse)

Description du site

Face au bois de Morley, en rive droite de la Saulx, le bois des Minières (fig. 4.01, 4.02, 4.12 et 4.13, repère 3b) avait suscité, du fait de son toponyme, notre curiosité : de nombreuses dolines sont encore visibles notamment dans la partie NE du bois où elles sont en grande densité. L'une d'elle montre, de façon nette, les strates décimétriques au toit taraudé, de l'encaissant constitué par les calcaires massifs du Barrois.

Quelques échantillons ont pu être récoltés mais ceux-ci n'ont fait l'objet d'aucune analyse. Les éléments ferrugineux sont comparables par leur taille et par leur faciès aux autres échantillons de fer géodique récoltés dans les autres sites du Barrois (voir ci-après : gîtes de Montiers-sur-Saulx, minières de Biencourt-sur-Orge et de Tréveray). En revanche, nous avons pu établir la topographie du site tel qu'il se présente aujourd'hui (fig. 4.15).

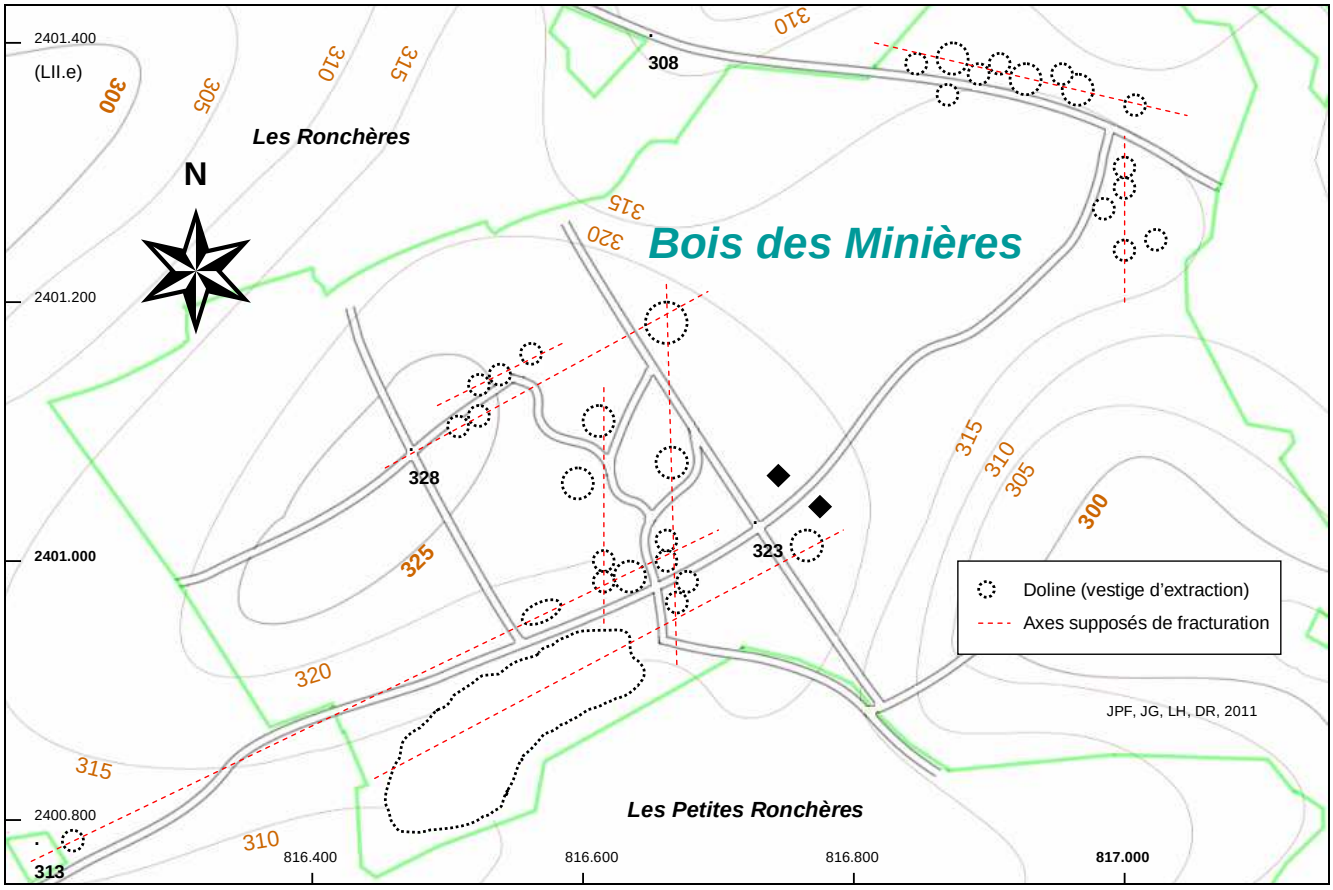


Fig. 4.15 : Gîte du bois des Minières (Morley) – Topographie des vestiges d'exploitation du bois des Minières- Deux axes de fissuration semblent se dégager : N / S et W-S.W / E-N.E - (JPF, 2011)

4 GÎTES DE MONTIERS-SUR-SAULX (Meuse)

Description du site

Le premier gîte (fig. 4.01, 4.02, 4.13 et 4.16, repère 4a) de Montiers-sur-Saulx (14 km au nord-est de Joinville) se situe de part et d'autre de la partie sommitale de la tranchée de Charmoi (altitude max 387 m) qui traverse, d'ouest en est, la forêt de Montiers laquelle occupe le plateau entre les vallées de la Saulx (altitude 273 m) et de son affluent l'Orge (altitude 297 m).

Sur ce site l'INRA de Champenoux, dans le cadre du suivi des écosystèmes forestiers pour le compte de l'Observatoire Pérenne de l'ANDRA (Turpaux, 2009), a procédé au recensement des dolines et au creusement de deux fosses (fig. 4.17, repères F1 et F2) permettant d'apprécier la nature des remplissages des dépressions karstiques et la collecte d'échantillons (9-0311/1 et 2).

Observations effectuées

La coupe (fig. 4.17, repère F1), pratiquée entre deux dolines, montre un remplissage pour l'essentiel composé d'éléments fins (argiles et silts) de couleur brun-rouge dans lesquels sont empâtées quelques rares plaquettes de minerai de fer géodique de taille centimétrique à décimétrique.

Le profil stratigraphique s'établit à partir de la base de la manière suivante (photo 4.19) : à la base, des argiles de couleur brunâtre ne contenant pas de minerai surmontent la surface taraudée et karstifiée des calcaires jurassiques du Tithonien inférieur ; au sommet, on observe sur des épaisseurs extrêmement variables (10 cm à plusieurs mètres) des limons recouvrant des argiles et des sables siliceux contenant des plaquettes de minerai de fer géodique. La base de la coupe montre des poches d'argile de couleur blanche. Alors qu'en de nombreux endroits en surface les calcaires du Tithonien affleurent, le fond n'a pas atteint, à 2,30 m, le substrat, confirmant ainsi le caractère karstifié du toit des calcaires qui forment un véritable cryptolapiaz masqué par une formation argilo-silteuse d'épaisseur très variable.

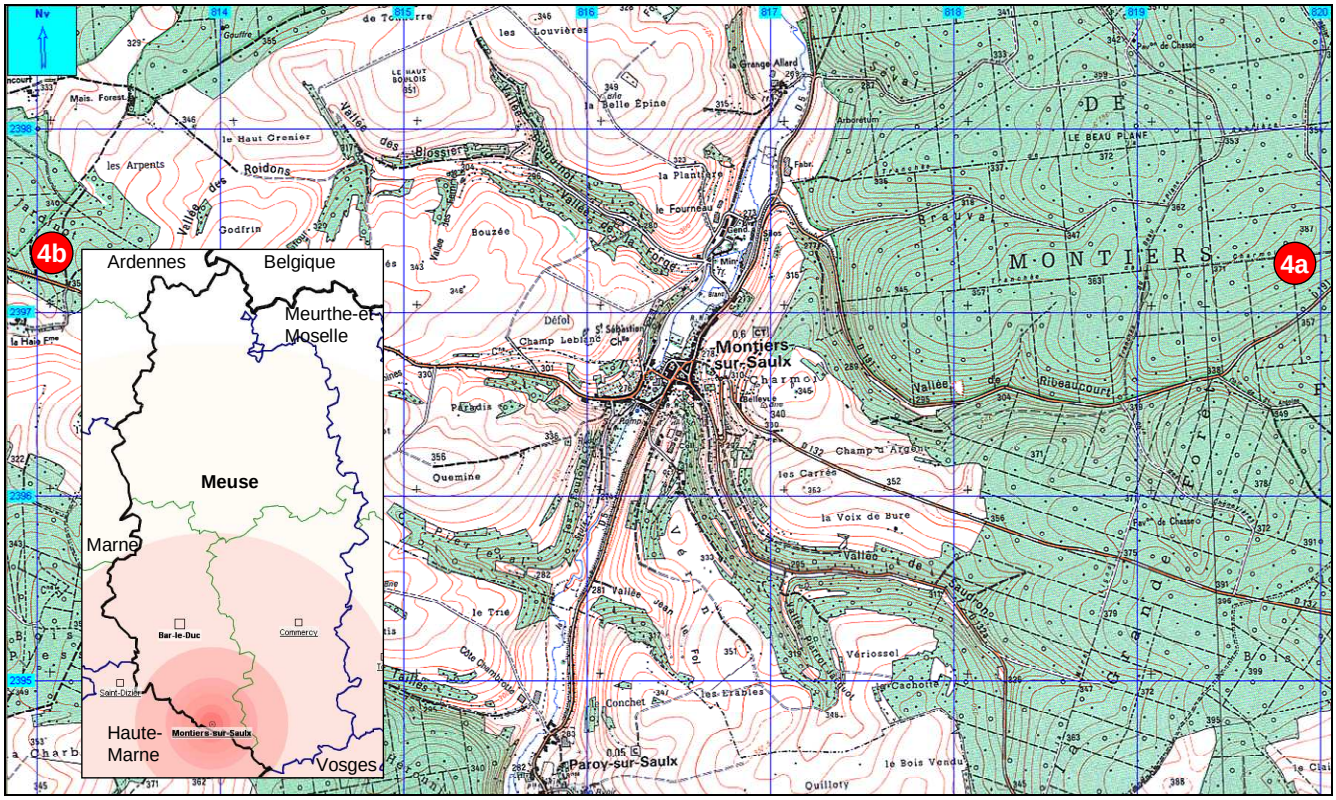


Fig. 4.16 : Localisation des gîtes de Montiers-sur-Saulx – (4a) Gîte de la Tranchée du Charmoi ; (4b) gîte du Jardinot - (CartoExplorer 3D, Meuse Sud)

Sur le plan macroscopique, l'échantillon présente un aspect semblable à la plaquette de minerai collectée dans une coupe du bois de Morley. Celui-ci est fortement induré et montre une couleur variant de jaune olive (code Munsell : 2,5 Y 6/6) à brun foncé (code Munsell : 7,5 YR 3/2), un toucher rugueux, une surface irrégulière et présente un aspect caverneux caractéristique.

Il en est de même, pour la découpe, de couleur homogène brun olive (code Munsell : 2,5 YR 4/4) qui révèle un fin litage de zones plus sableuses ainsi que de longues (plusieurs cm) et étroites (maximum : 1 mm) fentes de dessiccation parallèles.

La microscopie (photos 4.21 et 4.22) nous montre un plasma de gœthite homogène de couleur brun foncé, saupoudré (densité < 5 %) de micro-grains de quartz.

Le squelette est formé par des lits millimétriques, de disposition parallèle, de grains de quartz agglomérés en forte densité et rendus cohérents par un plasma plus ou moins hydraté. Un examen plus détaillé des grains fait apparaître un granoclassement des grains de quartz : d'un part, les lits sont parallèles et sont formés de cristaux de petites dimensions (de 50 à 250 µm), hétéromorphes, subanguleux à subémoussés, généralement monocristallins ; et d'autre part des concentrations de cristaux plus gros (100 à 600 µm), de sphéricité moyenne, subémoussés à émoussés, monocristallins. Globalement, les grains de quartz sont peu altérés, quelques uns sont éclatés et montrent parfois des inclusions et des golfes de corrosion.

Les vides, chenaux et vacuoles voient leur périphérie surlignée d'un liseré de couleur rouge vif d'oxydes de fer plus hydraté (ferrocutane) (photo 4.22).

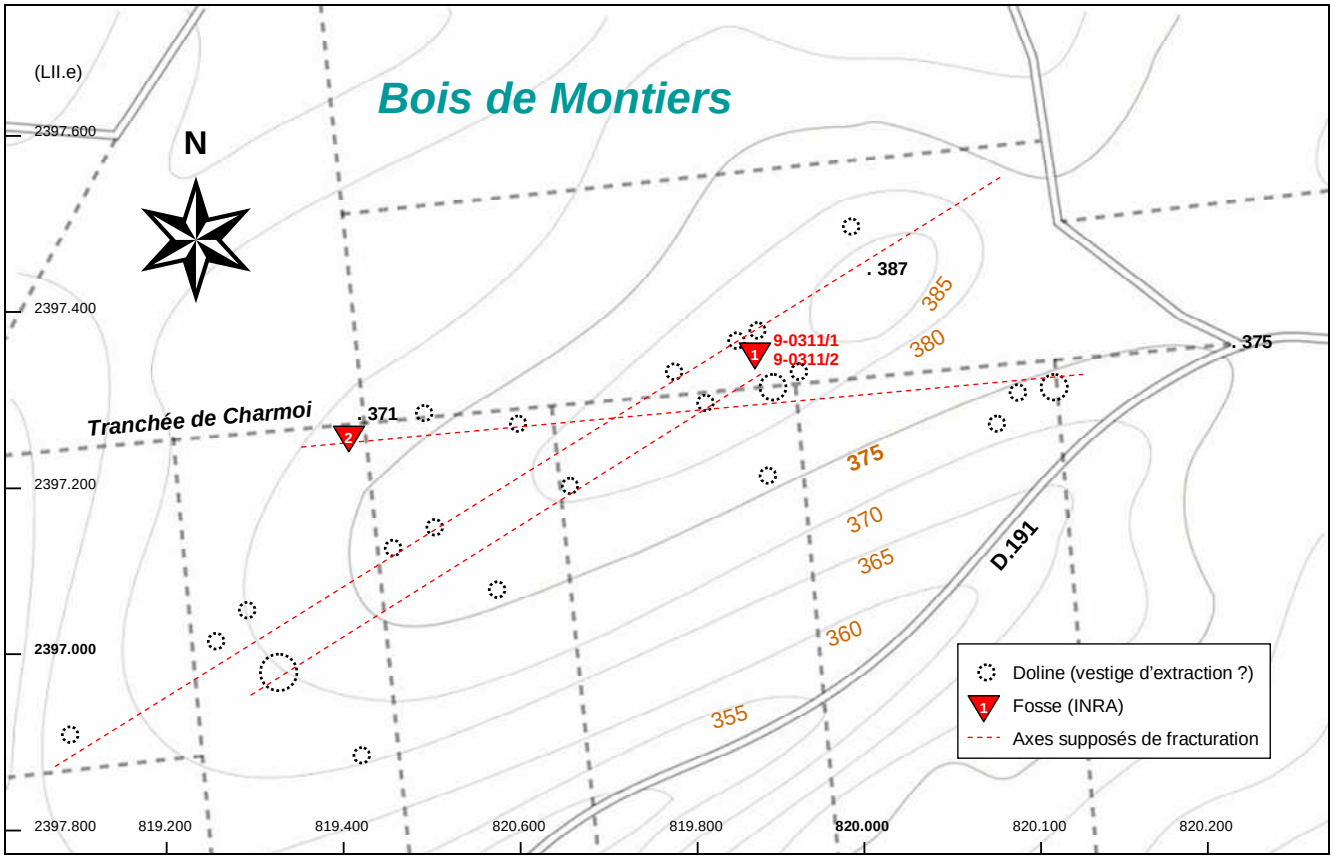
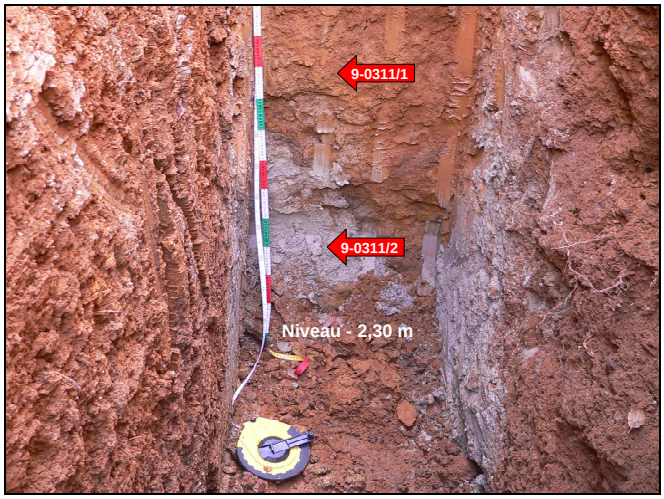


Fig. 4.17 : Gîtes de la tranchée du Charmoi (Montiers-sur-Saulx) – Topographie des phénomènes karstiques (dolines) de la Tranchée du Charmoi / Bois de Montiers - (JPF, 2009, d'après relevé inédit INRA, Champenoux)

Échantillon 9-0311/1 (LIIe. 819.801-2397.329-383 m)



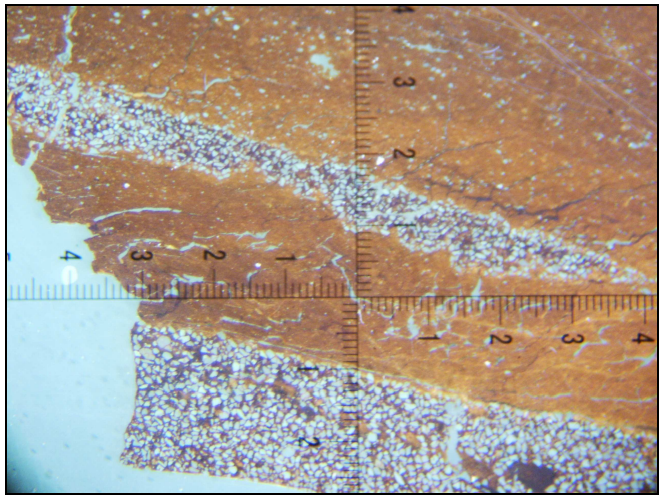
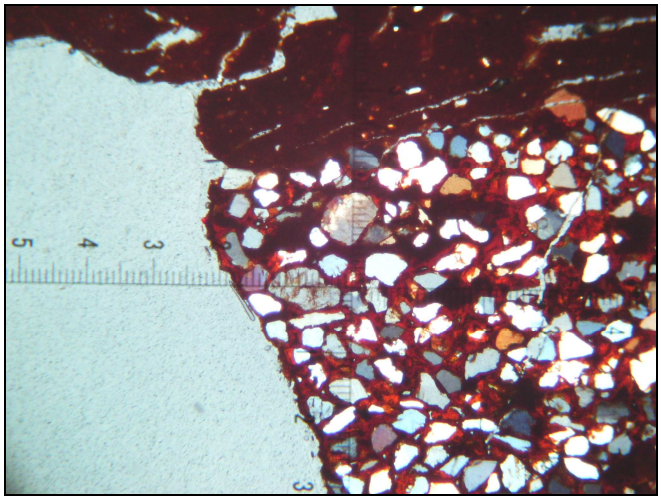


Photo 4.19 : Coupe F1 (tranchée du Charmoi, bois de Montiers, Montiers-sur-Saulx) – La photographie a été prise à base de la coupe F1. Le remplissage essentiellement argileux, comporte à la base des zones plus claires. Le fond de la coupe se trouve à 2,30 m de profondeur et n'a pas atteint les calcaires. Ont été prélevées dans cette fosse : des plaquettes de minerai de fer (échantillon 9-0311/1) et des argiles de couleur blanche (échantillon 9-0311/2) – (Photo JPF, 2009)

Photo 4.20 : Cliché à faible grossissement d'un échantillon de minerai de fer géodique (9-0311/1) – on distingue nettement la disposition parallèle des lits de grains de quartz, en forte densité, séparés par un plasma homogène d'oxydes de fer parcouru par des fentes de dessiccation - LPNA x8 (1 graduation = 125 µm) - (Photo JPF, 2010)



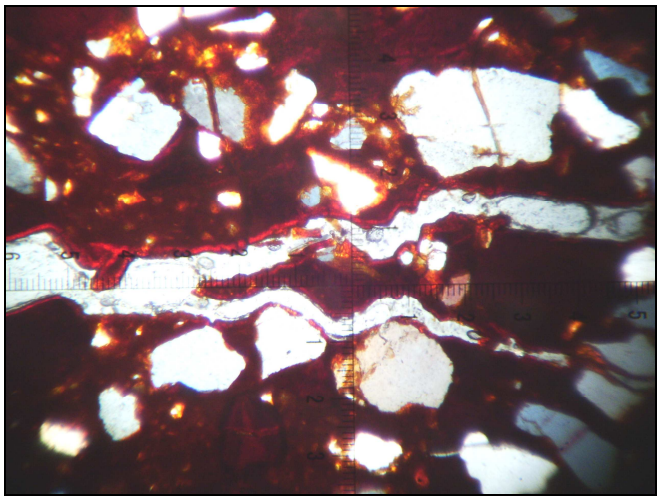


Photo 4.21 : Microscopie d'échantillon de minerai de fer géodique 9-0311/1 (tranchée du Charmoi, bois de Montiers) – Ce cliché est une vue agrandie de la photo 4.18, on y voit le détail d'un des lits où sont concentrés les grains de quartz de petites tailles (50 à 250 µm). Le plasma, sous forme de gœthite hydratée, pénètre l'espace intergranulaire et assure la cohérence de l'ensemble. La photographie a été réalisée par adjonction d'une lame retardatrice (¼ λ) - LPA x40 (1 graduation = 25 µm) - (Photo JPF, 2011)

Photo 4.22 : Détail d'une fente de dessiccation de l'échantillon 9-0311/1 (tranchée du Charmoi, bois de Montiers) – sur les bords la fente de retrait on distingue la ferrocutane de couleur rouge vif. On aperçoit également quelques grains de quartz fendus ou éclatés - La photographie a été réalisée par adjonction d'une lame retardatrice (¼ λ) - LPA x100 (1 graduation = 10 µm) - (Photo JPF, 2011)

L'analyse chimique (tab. 4.08) fait ressortir deux éléments principaux : une assez forte teneur en oxydes de fer (57,64 % donnant 40,31 % de fer métal) et une teneur complémentaire en silice (23,06 %). Cette teneur classe cet échantillon comme un minerai relativement riche. La teneur en alumine (4,89 %) et la perte au feu (11,87 %) sont élevées pour un grès ferrugineux. Par contre, les autres éléments comme les résidus alcalins, les autres métalloïdes et la perte au feu sont comparables à ceux des autres grès ferrugineux et aux autres minerais d'origine continentale

Eléments	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5	PF	**Total**
Fer géodique	**23,06**	**4,89**	**57,64**	0,21	0,21	0,12	< L.D.	0,16	0,19	0,57	11,87	98,91

Tab. 4.08: Résultats de l'analyse chimique des 10 principaux éléments de l'échantillon 9-0311/1 - (CRPG, 2009)

La diffractométrie RX (tab. 4.09) donne une minéralogie limitée à la gœthite et au quartz. La couleur de l'échantillon, après broyage, est brun (code Munsell : 7,5 YR 5/4).

Albite	Alunite	Anatase	Calcite	Chamosite Chlorite	Dolomite	(Fluo)apatite	Gœthite	Hématite	Illite	Kaolinite	Lépidocrocite	Microcline	Muscovite	Orthoclase	Quartz	Zircon

Tab. 4.09 : Synthèse du diagramme de l'analyse diffractométrique RX de l'échantillon 9-0311/1 - (MHNN, 2009)

Échantillon 9-0311/2 (LIIe. 819.801-2397.329-383 m)

L'échantillon d'argile a été prélevé dans une des poches de couleur blanche, à la base de la fosse F1 (niveau -2,30 m). La diffractométrie (tab. 4.10) révèle un seul minéral argileux de type 2/1 de la classe des phyllosilicates : l'illite (4,44 et 3,34 Å) ainsi que du quartz (3,34 et 2,46 Å), présents dans tous les échantillons d'argile récoltés. On observe également la présence de deux carbonates : la calcite (1,92 Å), assez courante et la présence exceptionnelle de dolomite (2,886 et 2,192 Å).

Signalons, à cet égard, que Thirria (1839), avait relevé dans l'assise inférieure des terrains néocomiens renfermant les plaquettes géodiques, des calcaires dolomitiques. La couleur de l'échantillon, après broyage, est jaune rouge (code Munsell : 5 YR 8/2).

Albite	Alunite	Anatase	Calcite	Chamosite Chlorite	Dolomite	(Fluo)apatite	Gœthite	Hématite	Illite	Kaolinite	Lépidocrocite	Microcline	Muscovite	Orthoclase	Quartz	Zircon

Tab. 4.10 : Synthèse du diagramme de l'analyse diffractométrique RX de l'échantillon 9-0311/2 - (MHNN, 2009)

Échantillon 9-1001/2 (LIIe. 813.175-2397.160-356 m)

Une seconde série d'échantillons de fer géodique a été récoltée, dans une autre parcelle de la forêt domaniale de Montiers, en rive droite de la Saulx, au lieu dit Le Jardinot (fig. 4.13 et 4.16, repère 4b). Sur le plan de l'hydrographie, ce gîte se situe entre les bassins versants de la Marne (amont du ruisseau de Chevillon, tributaire de la Saulx) et de la Meuse.

Sur le plan macroscopique, les échantillons se présentent sous forme de plaquettes de taille centimétrique à décimétrique, indurées, semblables aux autres échantillons de fer géodique. La surface est rugueuse et montre une couleur brun jaune (code Munsell : 10 YR 5/4) à brun rouge (code Munsell : 5 YR 4/3). Le bris au marteau de certains échantillons fait apparaître une structure en feuillets consécutive à la présence, confirmée à la découpe, de nombreux et minces lits parallèles plus quartzeux. Une découpe pratiquée sur un autre échantillon montre une disposition concentrique de grains de quartz, plus ou empâtés par un ciment ferrugineux (photo 4.23). Une lame a été réalisée sur cette zone.

L'observation microscopique (photo 4.24) reflète cette disposition concentrique, à la différence près que les zones non cimentées par les oxydes de fer, ont été éliminées lors de la confection de la lame.

Ne restent donc en place que des cernes ou concentrations ovoïdes de quartz fortement cimentées par un plasma de gœthite de couleur brun moyen à brun foncé. Le squelette est constitué de grains de quartz équidimensionnels (50 à 200 µm) de faible sphéricité, anguleux à subanguleux. D'une manière générale, ils sont monocristallins et peu altérés même si l'on remarque de temps à autres des golfes de corrosion.

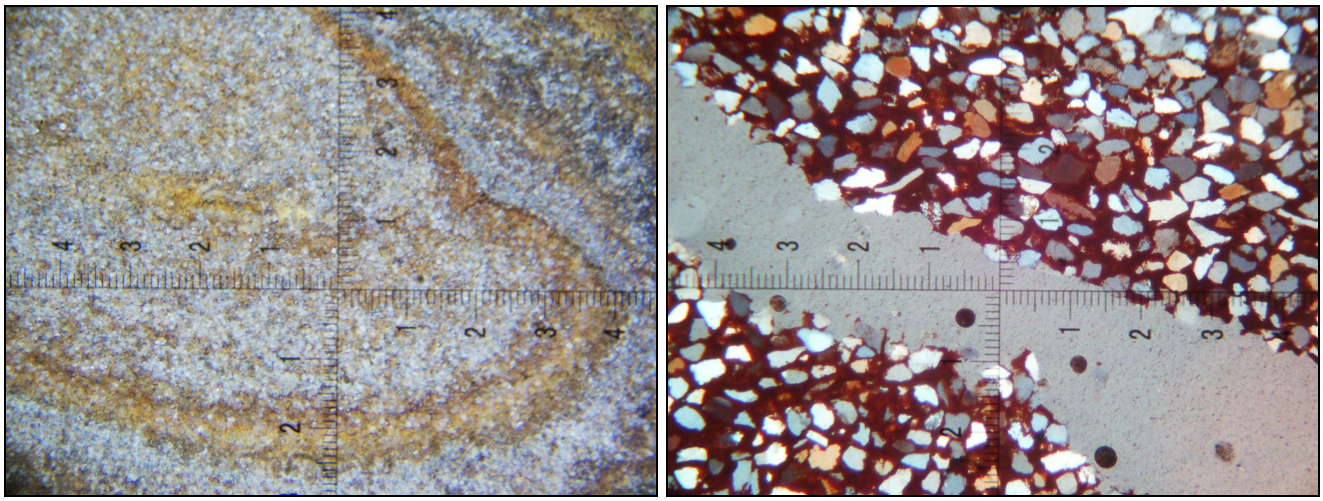


Photo 4.23 : Échantillon de minerai de fer géodique / Échantillon 9-1001/2 (gîte du Jardinot, Montiers-sur-Saulx) – Remarquez la disposition concentrique de nature et de dureté différentes, évoquée par Buvignier (1852). Dans certains cas, il arrive qu'un vide se forme, avec des grains libres décelables au son, en agitant l'échantillon [les anciens naturalistes avaient donné à ces cailloux creux le nom d'*œtite* ou *pierre d'Aigle*] - LN x8 (1 graduation = 125 µm) – (Photo JPF, 2011)

Photo 4.24 : Microscopie d'un échantillon d'un minerai de fer géodique / Échantillon 9-1001/2 (gîte du Jardinot, Montiers-sur-Saulx) – Le cliché a été réalisé entre deux zones indurées, les grains de l'espace intermédiaire, faute de cohérence assurée par le ciment n'ont pas résisté au montage de la lame mince- La photographie a été réalisée par adjonction d'une lame retardatrice (¼ λ) - LPA x40 (1 graduation = 25 µm) - (Photo JPF, 2011)

5 MINIÈRES DU BOIS FOUCHEROTTE (Biencourt-sur-Orge, Meuse)

Description du site

Le bois Foucherotte (fig. 4.01, 4.02, 4.18 et 4.19 repère 5) est situé à 2 kilomètres à l'est du village de Biencourt-sur-Orge (10 km à l'ouest de Gondrecourt-le-Château), au sommet du plateau (altitude 363 m) séparant les vallées de l'Orge (288 m), affluent au cours temporaire de la Saulx et la vallée de l'Ormançon (284 m), affluent de l'Ornain. Le sol de la partie N-W du bois Foucherotte est bouleversé par les nombreux travaux anciens d'extraction du minerai.

D'après Buvignier (1852), les minerais de Biencourt-sur-Orge sont déposés dans les anfractuosités du calcaire qui ont quelques fois 10 à 20 m, voire 25 m de profondeur sur une largeur variant de 5 à 15 m. Les parois de ces fissures sont formées de calcaires gris verdâtres et dans le fond par des calcaires gris compacts et carriés. De nombreuses traces de fouilles témoignent de l'importance des anciennes minières.

La carte géologique de Joinville (Stchépinsky, 1962b) nous montre une disposition stratigraphique comparable aux gîtes de Morley et de Montiers-sur-Saulx : anciennes exploitations développées dans la partie inférieure des dépôts transgressifs présumés du Valanginien (n2) surmontant les calcaires karstifiés du Tithonien inférieur (Oolithe de Bure, Calcaires du Barrois supérieurs).

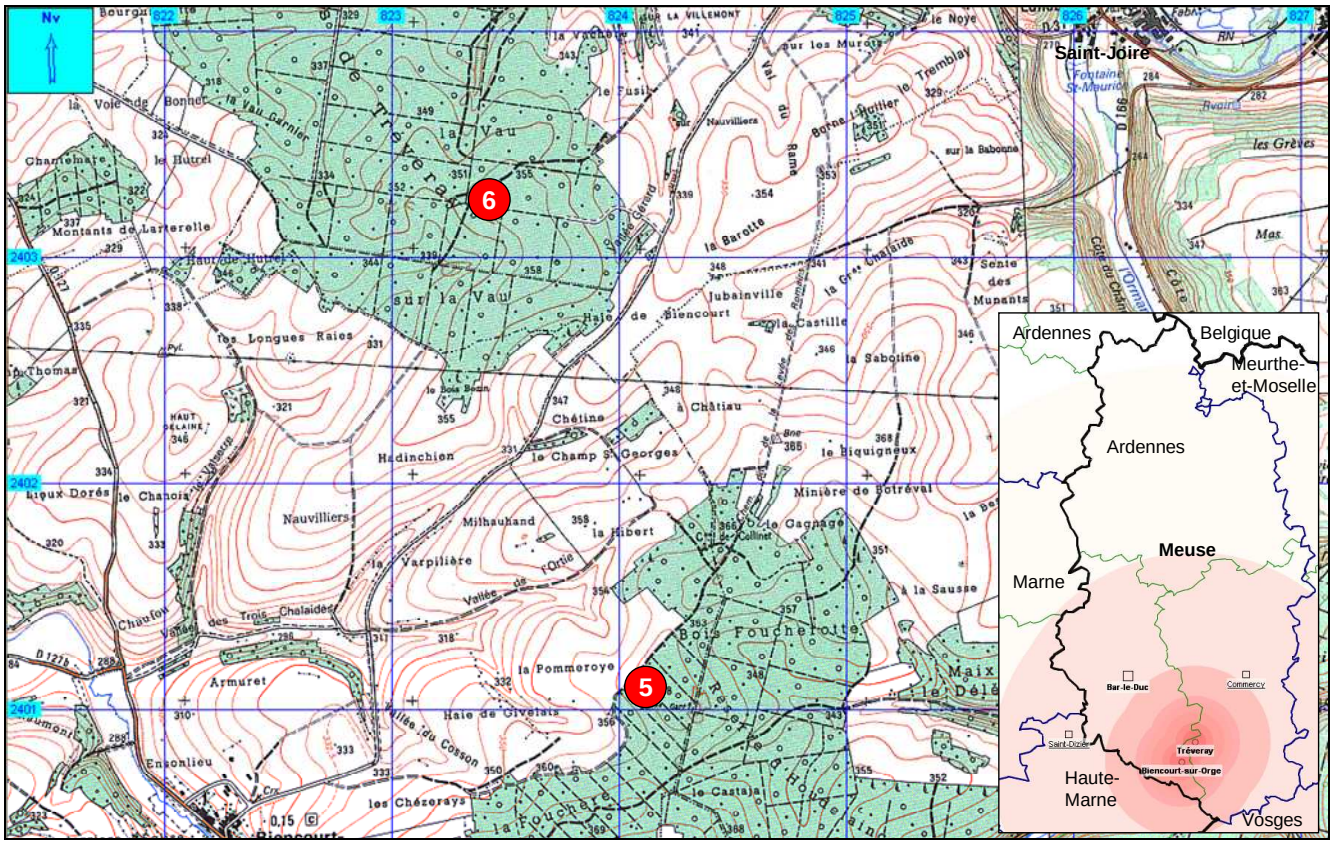


Fig. 4.18 : Localisation des minières de Biencourt-sur-Orge et de Tréveray – (5) Minière du bois Foucherotte à Biencourt-sur-Orge ; (6) minière du bois de Tréveray - (CartoExplorer 3D, Meuse Sud)

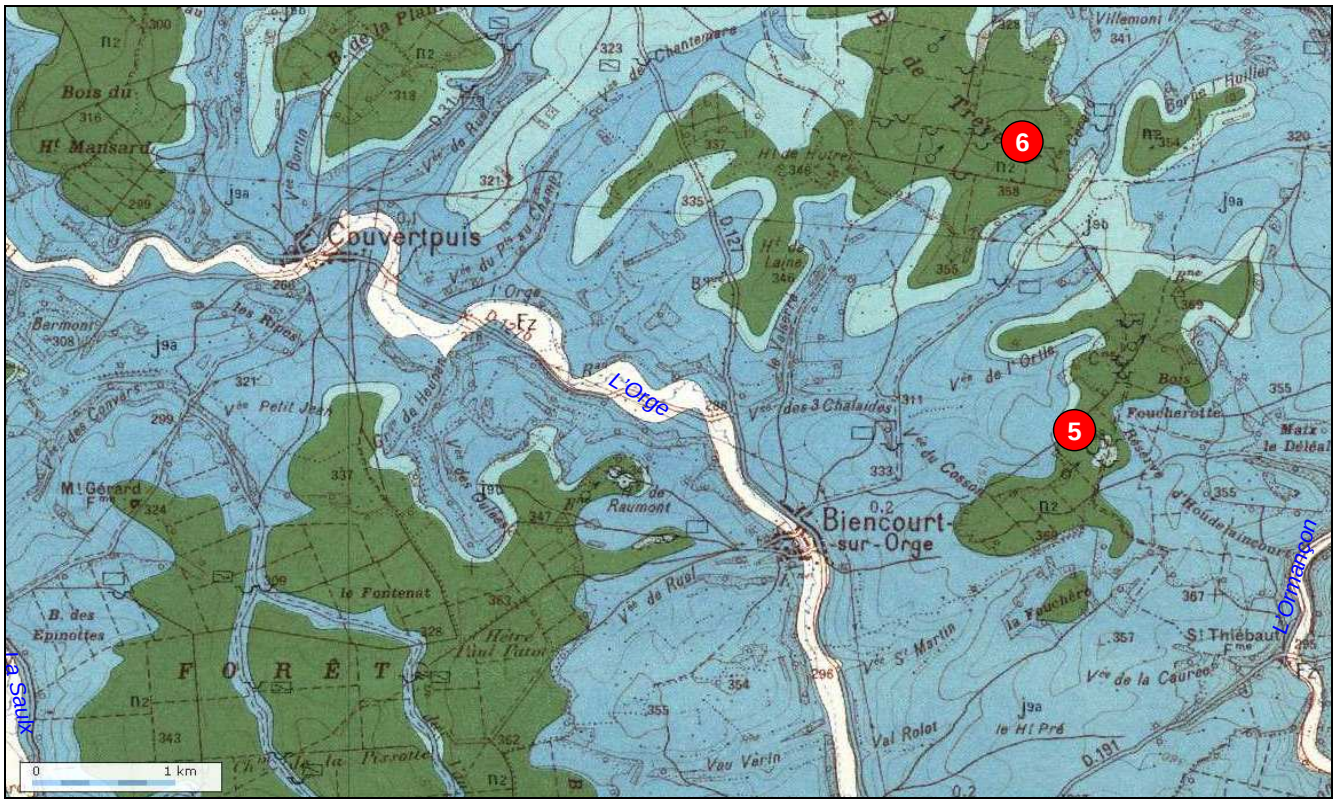


Fig. 4.19 : Carte géologique des minières de Biencourt-sur-Orge et de Tréveray (Feuille de Joinville, d'après Stchépinski, 1962). **Sites :** (5) Minière du Bois Foucherotte, (5) minière du bois de Tréveray. **Géologie :** (j9a et j9b) Tithonien inférieur (faciès voir fig. 4.07), (n2) Valanginien (minerai de fer géodique), (Fz) Alluvions modernes. (A-A) indication de la coupe fig. 4.08)

Observations effectuées

Échantillon 9-0811/1 (LIIe. 824.150-2401.075-367 m)

De nombreux échantillons qui ont pu être récoltés dans les déblais qui bordent le bord des fosses d'extraction, présentent un aspect semblable aux autres échantillons de fer géodique : forte induration, surface grumeleuse, forme tuberculeuse, couleur variant du brun jaune à brun foncé (code Munsell : 10 YR 5/6 à 10 YR 3/3). La découpe montre une couleur homogène brun jaune foncé (code Munsell : 10 YR 4/4 sans organisation décelable à l'œil nu.

En revanche, l'observation microscopique (photos 4.25 et 4.26) nous révèle une structure interne très différente des échantillons de fer géodique qui se rapproche de certains minerais de fer oolithiques remaniés des karsts du Vallage (voir notamment échantillon 6-0711/3 des Hautes-Minières à Montreuil-sur-Thonnance) : la matrice est constituée d'oolithes coalescentes, soit à cortex concentriques multiples, soit sans cortex ou avec un mince cortex unique comportant un cœur argilo-ferreux (oolithes superficielles ou proto-oolithes). Leur taille varie de 200 à 500 µm. Quelques unes sont éclatées ou déformées (spastolites, photo 4.26) témoignant d'une certaine plasticité avant que s'opèrent les cristallisations diagénétiques.

Ces oolithes sont agglomérées par un plasma de gœthite qui occupe l'espace interstitiel (assemblage porphyrique. De nombreuses chambres ou vacuoles sont observables. On n'observe pas de cutanes sur les parois de ces vides. Quelques rares grains de quartz (< 5 %) sont visibles : ceux-ci présentent une faible sphéricité, sont subanguleux à subémoussés. Ils sont monocristallins, certains sont très altérés : inclusions, golfes de corrosion.

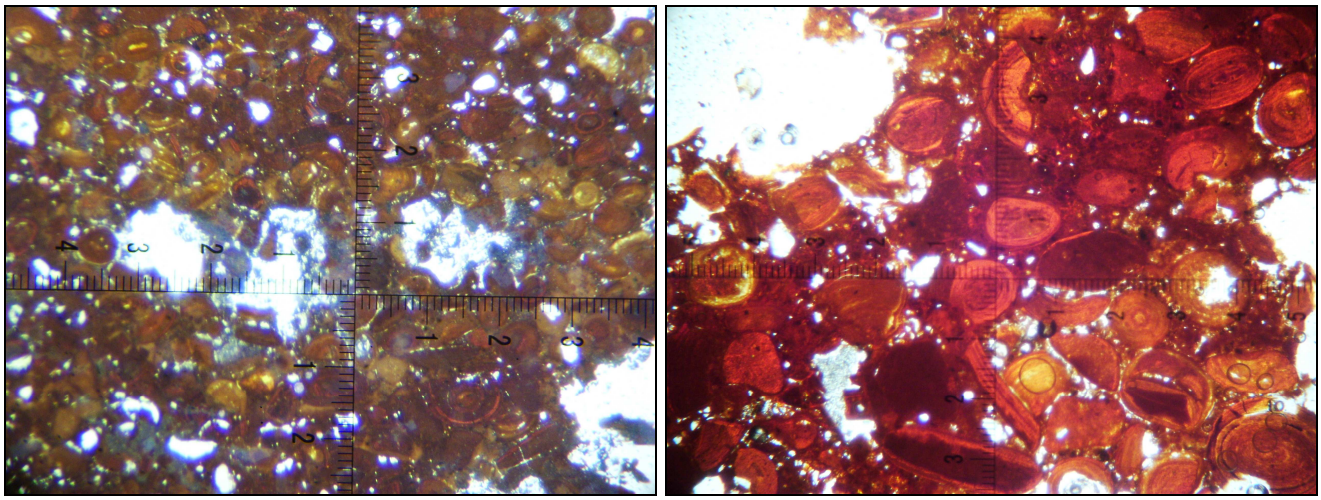


Photo 4.25 : Microscopie à faible grossissement d'un échantillon d'un minerai oolithique remanié / Échantillon 9-0811/1 (minières du bois Foucherotte, Biencourt-sur-Orge) – Le cliché nous montre la matrice de l'échantillon constitué d'oolithes équidimensionnelles noyées dans un plasma de gœthite qui assure la cohérence et l'induration de l'échantillon. Il n'y a pas de grains de quartz observables dans le champ de la photographie - LPNA x20 (1 graduation = 50 µm) - (Photo JPF, 2010)

Photo 4.26 : Microscopie d'un échantillon d'un minerai oolithique remanié / Échantillon 9-0811/1 (minières du bois Foucherotte, Biencourt-sur-Orge) – Le cliché nous montre la structure interne des oolithes : à cortex unique avec un cœur argilo-ferreux (proto-oolithes) ou à cortex multiples concentriques. Certaines (généralement les plus grosses) sont brisées ou déformées (spastolites) - La photographie a été réalisée par adjonction d'une lame retardatrice (¼ λ) - LPA x40 (1 graduation = 25 µm) - (Photo JPF, 2010)

L'analyse chimique (tab. 4.11) nous révèle un minerai à très forte teneur en fer (80,42 % de Fe_2O_3 rendant 56,23 % de fer métal). Autre élément marquant : une teneur en alumine extrêmement ténue (l'une des plus faibles rencontrées sur l'ensemble des échantillons de minerai : 0,95 %). Le taux de silice (5,64 %) est comparable aux autres échantillons de minerai du Vallage. La perte au feu est de 11, 55 %. Les autres éléments (alcalins terreux et métalloïdes) sont insignifiants.

La couleur de l'échantillon, après broyage, est brun jaune (code Munsell : 10 YR 5/6).

Eléments	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5	PF	**Total**
Minerai de fer oolithique	**5,64**	0,95	**80,42**	0,36	0,05	0,12	< L.D.	< L.D.	0,07	0,18	11,55	99,35

Tab. 4.11: Résultats de l'analyse chimique des 10 principaux éléments de l'échantillon 9-0811/1 - (CRPG, 2010)

6 MINIÈRES DU BOIS DE TRÉVERAY (Tréveray, Meuse)

Description du site (LIIe. 823.390-2403.230-355 m)

D'après Buvignier (1852), dans les forêts de Tréveray et de Ligny-en-Barrois, le minerai géodique remplit des cavités de 1 à 4 m de profondeur dans l'Oolithe de Savonnières.

Dans la partie ouest de la forêt de Tréveray (fig. 4.01, 4.02, 4.18 et 4.19 repère 6), au lieu-dit La Vau, à une altitude proche de 350 m, il est possible de découvrir une des manifestations les plus spectaculaires d'un karst de crypto-corrosion dont les modelés ont été exhumés par l'exploitation du minerai. La minière se présente comme un cirque dont les gradins sont jalonnés par des chicots ou "dents de dragon" qui rappellent, à échelle réduite, les karst à tourelles du continent asiatique (photo 4.27).

Observations effectuées

Le site présente des intérêts à plusieurs échelles. C'est ainsi qu'a été établie une carte globale du site reprenant la configuration et l'importance volumétrique des chicots calcaires composant le cirque (fig. 4.20).

Une observation des formes et microformes a permis de mettre en évidence le mode de dépôts et les témoins des circulations aquifères karstiques révélées par les formes de corrosion et/ou d'érosion (photo 4.28).





Photo 4.27 : Minières de la forêt de Tréveray / Cirque de La Vau - Il s'agit ici d'un karst de crypto-corrosion affectant les calcaires tithoniens sous la couverture crétacée. L'exploitation minière a dégagé ça et là des chicots rocheux assimilables à des "dents de dragon" qui subsistent ça et là - (Photo JPF, 2010)

Photo 4.28 : Minières de la forêt de Tréveray / Cirque de La Vau / Détail d'un chicot – Le bloc de calcaire tithonien présente des parois largement façonnées par des formes d'érosion évoquant des conduits aquifères souterrains du type méandre ou parois de puits On remarque la stratification interne des calcaires détritiques – (Photo JPF, 2011)

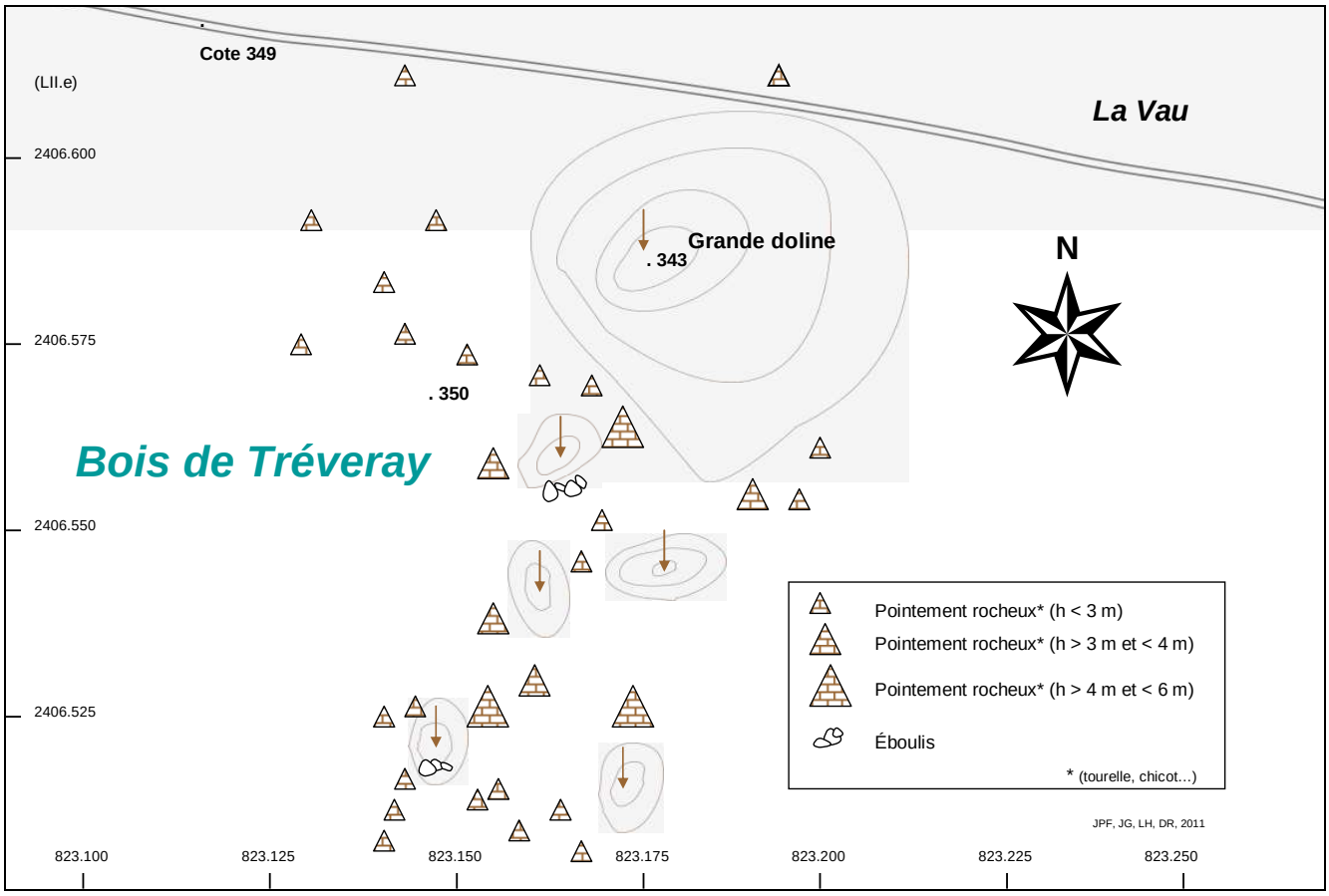


Fig. 4.20 : Relevé topographique du cirque de La Vau (forêt de Tréveray) – Les anciennes fosses d'extraction se situent à l'emplacement des dolines et les pointements rocheux sont les reliques d'un ancien karst à tourelles (JPF, 2011)

4.4 LE HAUT-PAYS (Vallée de la Manoise)

7 MINIÈRES DE L'ÉPINOTTE (Orquevaux, Haute-Marne)

Description du site

Au nord-est de la Haute-Marne, la bordure de la corniche de la côte de l'Oxfordien moyen est riche en phénomènes karstiques. Dans le Haut-Pays, le système aquifère se manifeste dans la région de Grand à la faveur des vallées qui incisent le plateau. Des circulations karstiques drainent en direction du sud l'ensemble des calcaires coralliens soit en direction de la Saônelle et de la Meuse, soit en direction de la Manoise vers le Rognon et la Marne : le réseau Hadès, la remarquable résurgence du Cul du Cerf dont les eaux sourdent au fond d'une reculée entaillée dans la puissante série des calcaires coralliens de l'Oxfordien au contact du Terrain à chailles.

À 1 km au sud de ce site, sur un plateau d'érosion (altitude 400 m), dominant de près de 100 m, en rive gauche, le cours de la Manoise (bassin versant de la Marne), les minières de l'Épinotte à Orquevaux (fig. 4.01, 4.02, 4.21 et 4.22), sont retournées à la culture et n'offrent plus les dépressions caractéristiques des anciennes exploitations.

La carte géologique de Neufchâteau (Maubeuge, 1974) mentionne à cet endroit, un dépôt de limons avec "Fer fort", sous forme de grains et de plaquettes de limonite. L'auteur de la carte envisage la possibilité que ce "Fer fort" soit issu d'éléments crétacés remaniés (fig. 4.23 et 4.24).

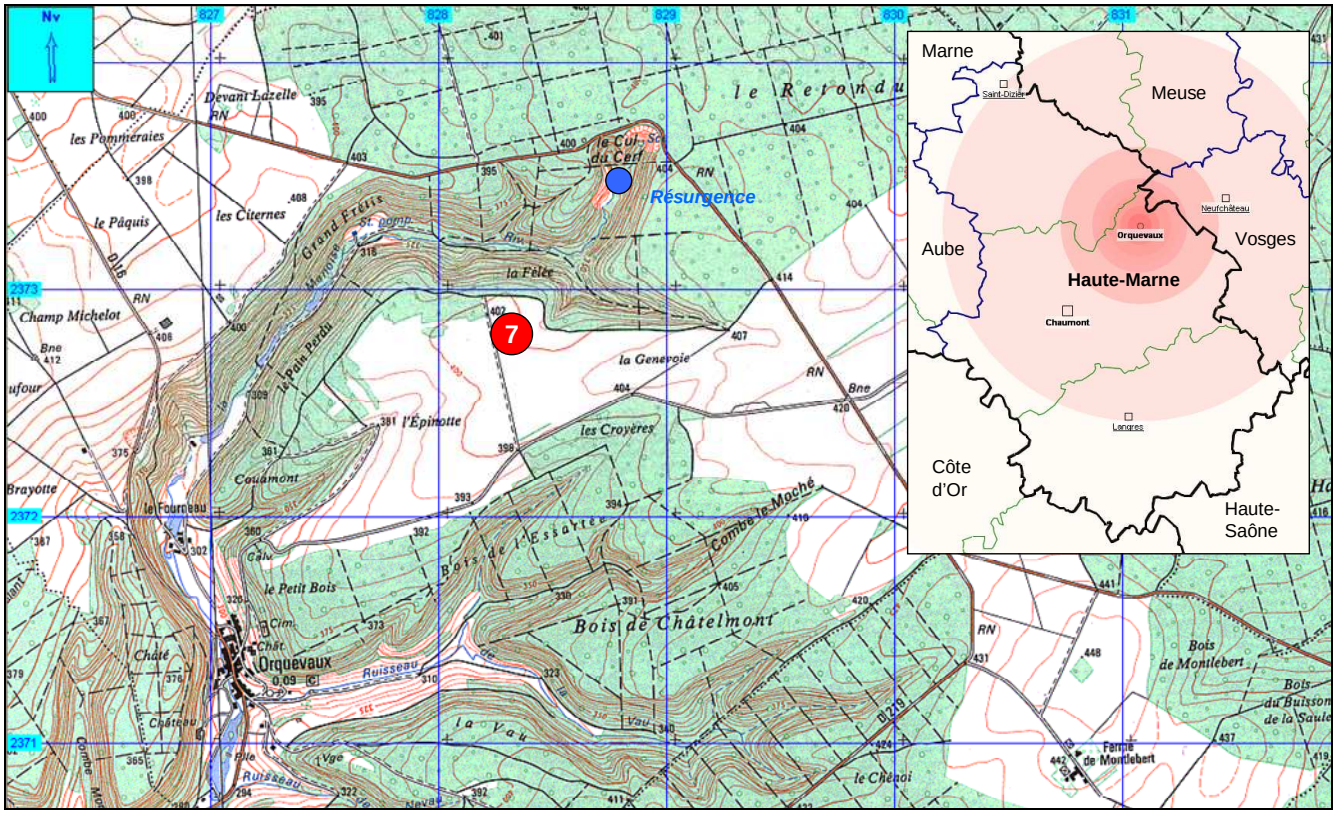


Fig. 4.21 : Localisation des minières de l'Épinotte à Orquevaux – (7) Site des minières de l'Épinotte (●) Résurgence pérenne du Cul du Cerf- (CartoExplorer 3D, Meuse Sud)

Observations effectuées

Échantillon 9-0811/2 (LIIe. 828.275-2372.800-400 m)

Les échantillons que nous avons récoltés à la faveur des labours, se présentent sous forme de plaquettes anguleuses ou de nodules mamelonnés très indurés, de taille centimétrique.

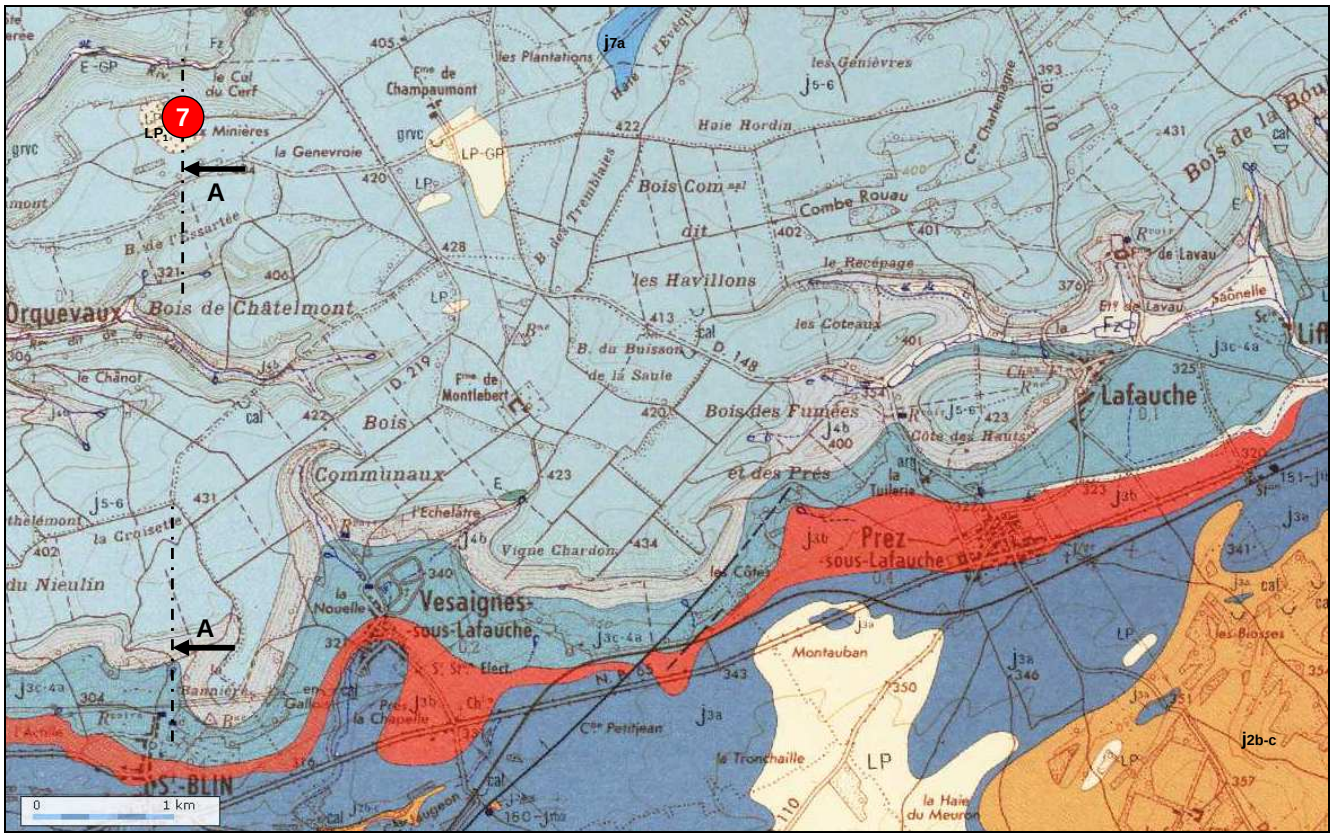


Fig. 4.22 : Carte géologique de la corniche de la côte de l'Oxfordien et des minières de l'Épinotte (Feuille de Neufchâteau, d'après Maubeuge, 1974). Géologie : (j2b-c) Bathonien (Calcaires à *Rhynchonella* et dalle oolithique), (j3a) Callovien ("Dalle nacrée"), (3b) Callovien (Marno-calcaires à oolithes ferrugineuses), (j3c-4a) Callovien (Argiles de la Woëvre), (j4b) Oxfordien inférieur (Terrain à Chailles), (j5-6) Oxfordien moyen (Calcaires coralliens), (j7a) Oxfordien supérieur (Calcaires inférieurs à astartes), (LP) Limons des plateaux, (LP_1) Limons avec Fer fort, (LP-GP) Limons avec grouine périglaciaire. (A-A) indication de la coupe de la fig. 4.24.

Légende	Puissance	Log	Etage	Formation
LP				Limons avec "Fer fort" (minerai en grains) (remplissage de poches karstiques des calcaires coralliens)
j7a	25 m		Oxfordien supérieur	Calcaire à Astartes inférieur
j5-6	110 m		Oxfordien moyen	Calcaires coralliens (Calcaires "argovo-rauraciens")
j4b	50 m		Oxfordien inférieur	Terrains à chailles
j3c-4a	50 m		Callovien	Argiles de la Woëvre
j3b	3 m			Marno-calcaires à oolithes ferrugineuses (minerai à *Reineckeia anceps*)
j3a	12 m			"Dalle nacrée" et calcaires calloviens de base
j2 b-c	58 m		Bathonien moyen et supérieur	Calcaires à *Rhynchonella* et dalle oolithique
j1 c2-3	75 m		Bajocien supérieur	Marno-calcaires de la zone à *Parkinsonia* et Oolithe miliaire supérieure

Fig. 4.23 : Log des formations lithologiques des minières de l'Épinotte à Orquevaux - (JPF, 2011, d'après notice et carte géologique de Neufchâteau, Maubeuge, 1974)

La surface, d'aspect comparable aux échantillons de "Fer fort" du Pays-Haut (voir chapitre correspondant) est lisse, uniformément brun foncé (code Munsell : 7,5 YR 3/2) et montre un léger éclat métallique. La découpe révèle également un aspect légèrement brillant et très lisse au toucher, et montre une grande homogénéité.

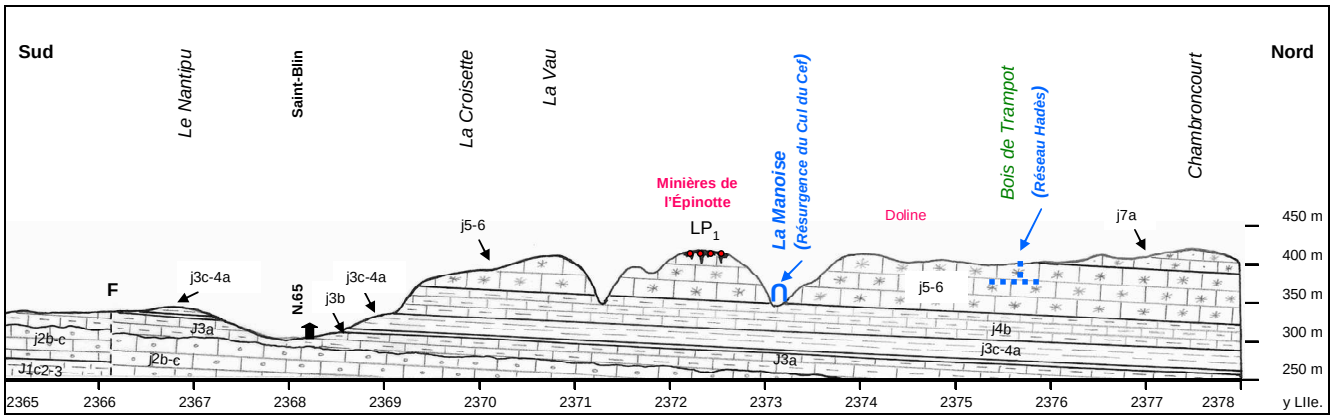


Fig. 4.24 : Coupe géologique des minières de l'Épinotte à Orquevaux – La coupe de direction N-S a été réalisée au droit des minières de l'Épinotte. La légende est celle de la figure 4.23. Sont positionnés les phénomènes karstiques majeurs : résurgence du Cul du Cerf et réseau Hadès en forêt de Trampot - (JPF, 2011)

L'examen microscopique (photos 4.29 et 4.30) ne montre pas de squelette visible : les grains de quartz sont totalement absents. Par contre se développe un plasma d'oxydes de fer qui se présente sous deux formes : l'une, au cœur de l'échantillon, composée de méga–cristaux (1000 à 1500 µm), assemblés en accordéon et de couleur brun orangé (gœthite) ou brun violacé (peut-être hématite ?) ; l'autre d'avantage visible en périphérie, forme des plages orangées de cristaux plus petits.

L'analyse chimique (tab. 4.12) classe ce minerai comme riche (66,11 % de Fe_2O_3 rendant 46,23 % de fer métal). Si la perte au feu est comparable à la moyenne des échantillons de "Fer fort". *A contrario*, les teneurs en alumine (6,00 %) et en oxydes de phosphore (0,71 %) sont dans les limites supérieures (0,71 %). La silice, à défaut d'observation visuelle de quartz, existe sous forme combinée (12,41 %).

De ce fait, le rapport (calculé à partir des teneurs en SiO_2 et Al_2O_3), compris entre 1 et 2, serait l'indice de climats plus frais et moins arrosés (Ricordel, 2007). De manière récurrente les teneurs des résidus terreux alcalins sont très faibles. La couleur de l'échantillon, après broyage, est brun jaune (code Munsell : 10 YR 5/4).

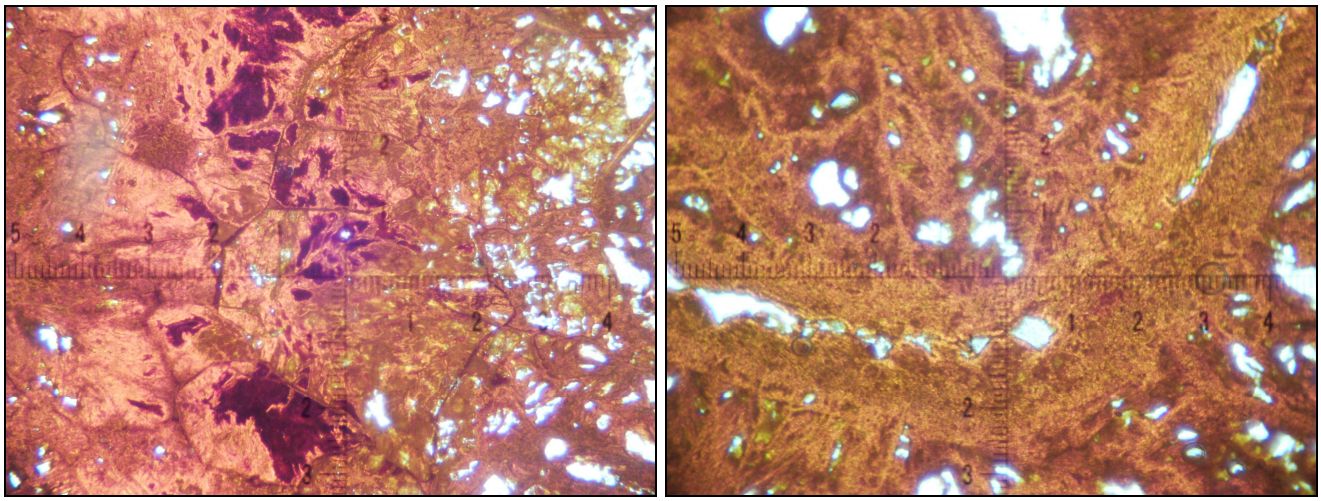


Photo 4.29 : Microscopie d'un échantillon de "Fer fort" / Échantillon 9-0811/2 (minières de l'Épinotte, Orquevaux) – Ce cliché montre les deux formes de cristallisation des oxydes de fer : à gauche, sans vide interstitiel, des méga-cristaux disposés en accordéon ; à droite, la cristallisation et la précipitation des oxydes de fer se sont opérées de manière plus lâche et laissent apparaître de nombreux vides - La photographie a été réalisée par adjonction d'une lame retardatrice (¼ λ) - LPA x40 (1 graduation = 25 µm) - (Photo JPF, 2010)

Photo 4.30 : Microscopie à fort grossissement d'un échantillon de "Fer fort" / Échantillon 9-0811/2 (minières de l'Épinotte, Orquevaux) – Détail du développement des cristaux à proximité de la surface. Les cristaux, au contact des eaux qui imbibent le remplissage, ont vu leurs parties les plus argileuses dissoutes et évacuées - La photographie a été réalisée par adjonction d'une lame retardatrice (¼ λ) - LPA x100 (1 graduation = 10 µm) - (Photo JPF, 2010)

Eléments	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5	PF	**Total**
Fer fort	**12,41**	**6,00**	**66,11**	0,34	0,21	0,09	< L.D.	0,07	0,10	0,71	**13,73**	99,77

Tab. 4.12 : Résultats de l'analyse chimique des 10 principaux éléments de l'échantillon 9-0811/2 - (CRPG, 2010)

4.5. SYNTHÈSES DES RÉSULTATS (Chapitre 4)

4.5.1 LES APPORTS DES ANALYSES CHIMIQUES ET MINÉRALOGIQUES

Analyses chimiques

Le caractère hétérogène des divers faciès extraits des minerais du Vallage induit *ipso facto* une dispersion des analyses chimiques (tab. 4.13 et 4.14 et fig. 4.25 à 4.27).

Ce problème n'avait pas échappé à Salzard (1878) qui, pour obtenir des échantillons représentatifs avait mis au point une méthode statistique : réalisation de plusieurs carottages (tube de 2 m de long et de 75 mm de diamètre), mélange des prises, extraction d'un kg de minerai, puis pulvérisation et extraction d'une prise de 100 g sur laquelle sera effectuée *in fine*, l'analyse chimique. Sans recourir à une méthode aussi rigoureuse, nous nous sommes efforcés d'obtenir par broyage et séparations successives, un échantillon aussi représentatif que possible.

Pour cette partie synthétique nous avons repris l4 analyses récentes (6 analyses que nous avons réalisées et 8 analyses effectuées par Marteau *et collab.*, 2004.), complétées, en tant que de besoin par celles pratiquées par Cornuel (1839 a et b), Buvignier (1852), ou Salzard (1878).

Sur le panel retenu, on observe que (tab. 4.13 et 4.14 et fig. 4.25 à 4.27) :

- Les minerais sont riches en oxydes de fer (hormis les deux grès ferrugineux 6-0711/1 de Morley et HM-01 de Montreuil). Il apparaît toutefois difficile de dégager des tendances par site, les moyennes se situant, abstraction faite des deux grès ferrugineux, à 68,38 % pour le Barrois, 68,17 % pour Poissons et 69,97 % pour Montreuil-sur-Thonnance. À noter que l'échantillon le plus riche provient du minerai oolithique (échantillon 9-0811/1) remanié dans les poches de Biencourt-sur-Orge, avec une valeur record de 80,42 % ;

- Les teneurs en alumine montrent des minerais peu bauxitisés, (Al_2O_3 < 10 %), très disparates et qui varient entre 0,95 % (échantillon 9-0811/1 de Biencourt-sur-Orge) et 9,40 % (échantillon POI-08 de Poissons) ;

- En dehors des faciès gréseux (échantillons 6-0711/1 de Morley, 9-0311/1 de Montiers-sur-Saulx et HM-01 de Montreuil-sur-Thonnance) et de l'échantillon atypique du bocard de Montreuil-sur-Thonnance où des grains de quartz sont observés en grande densité, la teneur en silice est comprise entre 4,50 et 9,70 %. Les minerais de Poissons sont plus siliceux que ceux des Hautes-Minières de Montreuil-sur-Thonnance ;

- Concernant les rapports des deux dernières teneurs, il est intéressant de constater que, contrairement aux échantillons du Barrois, ceux du Vallage et du Haut-Pays présentent des rapports Si/Al inférieurs ou proches de 1 qui témoignent d'une intensité d'altération beaucoup plus poussée et opérée sous des climats chauds et humides ;

- Les teneurs en calcium sont généralement faibles (< 0,30 %) sauf pour 2 échantillons (échantillons 6-0711/7 et POI-10 de Poissons) avec des valeurs respectives de 2,04 et 3,70 %. Cette dernière exception s'explique par la colonisation récente des vides par des précipitations de calcite amenées par les eaux qui percolent au travers des indurations ferrugineuses ;

- Les teneurs des autres résidus alcalins (MgO, Na_2O, K_2O), à l'instar des autres ferricrètes, sont indigentes du fait des actions de dissolution et du lessivage. On observe des médianes respectives à 0,21 %, 0,30 % et 0,11 %.

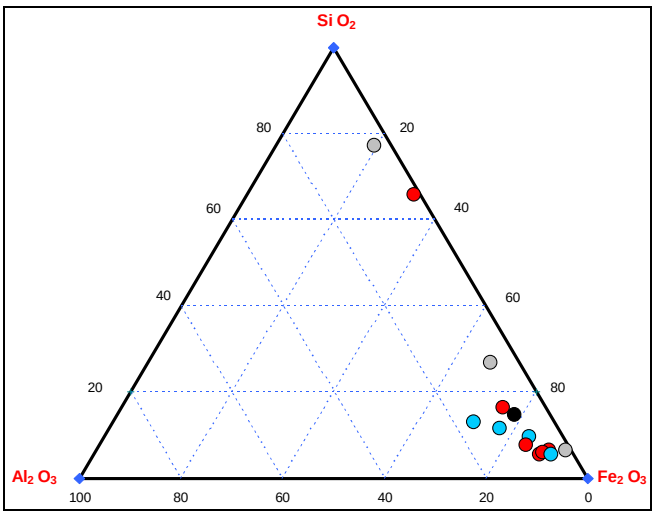
- Par contre les valeurs en P_2O_5 présentent une grande dispersion avec nombre d'échantillons du Vallage présentant des valeurs > à 1 % (maxi 1,89 %, voir à cet égard, les observations dans la synthèse minéralogique.

- Les teneurs des métalloïdes (MnO et TiO_2) ne sont pas significatives.

Echantillon	Auteur	Type de minerais	Commune	Dpt	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5	PF	Total
6-0711/1	JPF	Grès ferrugineux remanié	Morley (Bois de Morley)	55	71,69	3,16	18,11	0,00	0,06			0,12	0,26	0,37	5,72	**99,49**
6-0711/3	JPF	Cuirasse massive	Montreuil-sur-Thonnance (Les Hautes Minières)	52	5,57	3,71	75,02	0,19	0,13	0,11		0,15	0,10	0,68	14,32	**99,97**
6-0711/7	JPF	Cuirasse et minerai oolithique remanié et altéré	Poissons (Mélaire)	52	7,74	5,34	66,89	0,16	0,16	2,04	0,05	0,10	0,09	1,89	14,09	**98,55**
9-0311/1	JPF	Grès ferrugineux remanié	Montiers-sur-Saulx (Tranchée du Charmoi)	55	23,06	4,89	57,64	0,21	0,21	0,12		0,16	0,19	0,57	11,87	**98,91**
9-0811/1	JPF	Minerai oolithique remanié	Biencourt-sur-Orge (Bois Foucherotte)	55	5,64	0,95	80,42	0,36	0,05	0,12			0,07	0,18	11,55	**99,35**
9-0811/2	JPF	Cuirasse massive type "Fer fort"	Orquevaux (L'Épinotte)	52	12,41	6,00	66,11	0,34	0,21	0,09		0,07	0,10	0,71	13,73	**99,77**
HM-01	PM	Grès ferrugineux	Montreuil-sur-Thonnance	52	62,70	1,10	31,30	0,03	0,20	0,10	0,40		0,08	0,05	4,88	**100,84**
HM-02	PM	Cuirasse et minerai oolithique remanié et altéré	Montreuil-sur-Thonnance	52	4,50	5,60	72,50	0,18	0,30	0,30	0,40	0,10	0,10	1,29	14,70	**99,97**
HM-03	PM	Minerai oolithique remanié et altéré	Montreuil-sur-Thonnance	52	6,40	7,00	70,30	0,20	0,30	0,10	0,20	0,05	0,05	0,38	14,60	**99,58**
HM-04	PM	Cuirasse massive	Montreuil-sur-Thonnance	52	4,80	4,70	70,20	1,31	0,30	0,30	0,80	0,24	0,13	0,98	15,80	**99,56**
POI-06	PM	Cuirasse et minerai oolithique remanié et altéré	Poissons	52	4,90	3,90	78,20	0,32	0,30	0,30	0,20	0,18	0,11	0,26	11,90	**100,57**
POI-08	PM	Cuirasse et minerai oolithique remanié et altéré	Poissons	52	9,70	9,40	63,60	0,15	0,70	0,30	0,30	0,17	0,09	0,62	15,60	**100,63**
POI-10	PM	Minerai oolithique remanié et altéré	Poissons	52	6,30	7,60	64,00	0,12	0,40	3,70	0,20	0,07		0,66	17,10	**100,15**
Bocard	PM	Grès ferrugineux et structure pisolitique	Poissons	52	13,70	6,90	62,10	0,19	0,20	0,30	0,30	0,09	0,07	0,77	14,80	**99,42**
			Médiane		7,07	5,11	66,50	0,19	0,21	0,30	0,30	0,11	0,10	0,64	14,20	
			Moyenne		17,08	5,02	62,60	0,27	0,25	0,61	0,32	0,12	0,11	0,67	12,90	
			Ecart type		21,88	2,37	17,43	0,32	0,16	1,06	0,21	0,06	0,06	0,48	3,58	
			Limite haute		71,69	9,40	80,42	1,31	0,70	3,70	0,80	0,24	0,26	1,89	17,10	
			Limite basse		4,50	0,95	18,11	0,00	0,05	0,09	0,05	0,05	0,05	0,05	4,88	
			Capabilité		0,51	0,59	0,60	0,69	0,67	0,57	0,59	0,57	0,62	0,64	0,57	

Nota : les calcus statistiques sont éffectués uniquement sur les indurations ferrugineuses. Les échantillons autres, notamment les argiles en sont exclus

Tab. 4.13 : Synthèse des analyses chimiques récentes effectuées dans le Barrois, le Vallage et le Haut-Pays – Les auteurs de ces analyses sont Marteau, 2004 (PM) et nous-même (JPF, 2011).



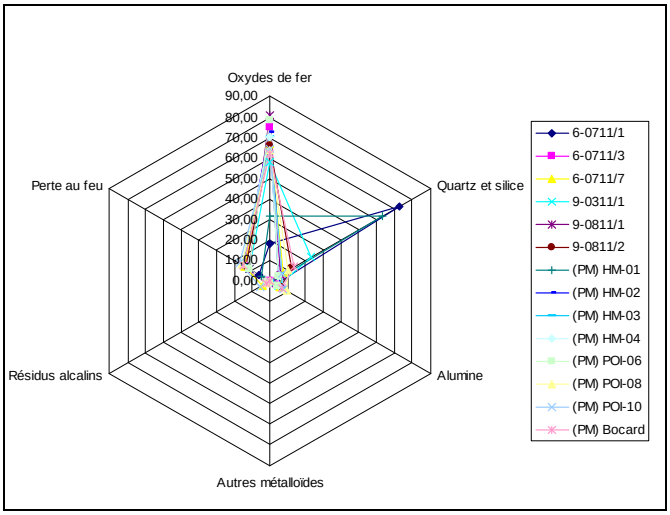
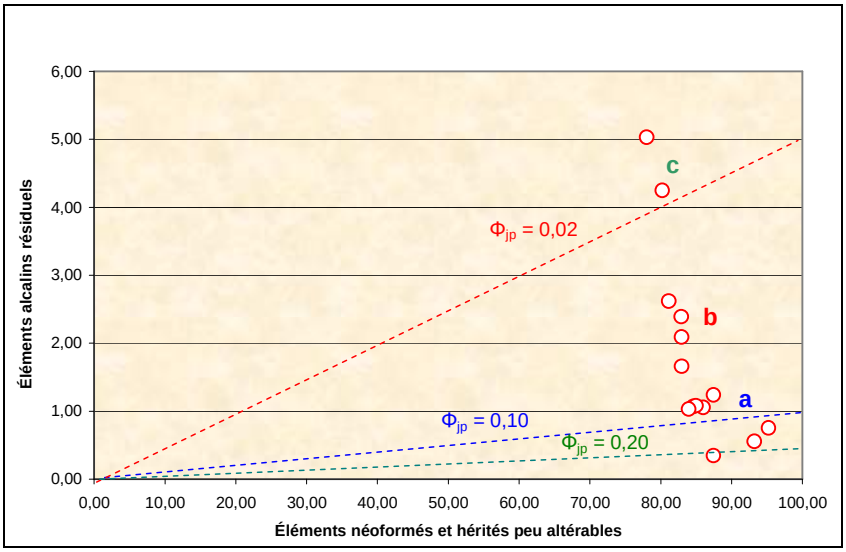


Fig. 4.25 : Graphique ternaire des principaux composants (Fe_2O_3, SiO2 et Al_2O_3) des minerais karstiques du Barrois, du Vallage et du Haut-Pays – (gris) Barrois / Morley, Montiers-sur-Saux, Biencourt-sur-Orge ; (bleu) Vallage / Poissons ; (rouge) Vallage / Montreuil-sur-Thonnance ; (noir) Haut-Pays / Orquevaux – (JPF, 2011)

Fig. 4.26 : Diagramme radar des analyses chimiques récentes des minerais de fer du Barrois, du Vallage et du Haut-Pays -– (JPF, 2011)

Échnatillon	Oxydes de fer + Silice + Alumine	Résidus alcalins	Indice Φ_{jp}
6-0711/1	93,22	0,55	0,1683
6-0711/3	84,59	1,07	0,0791
6-0711/7	80,22	4,25	0,0189
9-0311/1	85,99	1,06	0,0814
9-0811/1	87,45	0,35	0,2520
9-0811/2	84,96	1,08	0,0787
(PM) HM-01	95,21	0,75	0,1269
(PM) HM-02	82,88	2,39	0,0347
(PM) HM-03	83,95	1,03	0,0815
(PM) HM-04	81,14	2,62	0,0310
(PM) POI-06	87,43	1,24	0,0705
(PM) POI-08	82,94	2,09	0,0397
(PM) POI-10	78,02	5,03	0,0155
(PM) Bocard	82,96	1,66	0,0500



Tab. 4.14 et Fig. 4.27 : Indices d'altération et de lessivage de l'ensemble des minerais de fer du Barrois, du Vallage et du Haut-Pays - Les valeurs sont croissantes de haut en bas – (JPF, 2011)

- Les pertes au feu sont conformes aux constats opérés sur les minerais des autres régions : les grès ferrugineux possèdent une assez faible perte au feu (autour de 5%), alors que les faciès moins siliceux et plus altérés ont une perte au feu beaucoup plus importante (entre 11,55 et 17,10 %). Ces différences s'expliquent par la susceptibilité à l'imprégnation, plus ou moins importante, des différents minéraux (faible pour le quartz, élevée pour les oxyhydroxydes de fer et la calcite).

Analyses minéralogiques

La composition minéralogique (tab. 4.15) des échantillons de minerai de fer du Barrois et du Vallage se résume à un seul oxyhydroxyde de fer : la gœthite. Contrairement à ce que pourraient laisser supposer les observations microscopiques, il n'est pas décelé d'hématite et de limonite ou bien ces dernières ne sont présentes qu'en très faible quantité : les variations de couleur ne traduiraient donc qu'une hydratation plus ou moins forte sans que pour autant soit modifiée la structure. Selon toute attente, les faciès massifs sont dépourvus de quartz. Seule la (fluo)apatite relevée dans un des échantillons de minerai de Poissons (6-0711/7) composé d'éléments de cuirasse associés à des structures oolithiques, rompt cette monotonie. Son origine est à rechercher dans la corrélation avec la forte teneur en P_2O_5 (1,89 %). Il se peut que ces phosphates résultent d'une contamination par la migration du phosphore contenu dans les ossements attribués au Quaternaire que les mineurs ont trouvé au sein du gisement ou encore du ciment souvent phosphaté des minerais oolithiques remaniés. Ce phosphore est donc susceptible de provenir, soit des minerais oolithiques, soit de l'évolution des ossements des animaux piégés dans les gouffres à l'image des phosphatières du Quercy (Billaut, 1982).

Échantillon	Auteur	Type	Commune	Dpt	Albite	Alunite	Anatase	Calcite	Chamosite Chlorite	Dolomite	(Fluo)apatite	Goethite	Hématite	Illite	Kaolinite	Lépidocrocite	Microcline	Muscovite	Orthoclase	Quartz	Zircon
6-0711/1	JPF	Grès ferrugineux remanié	Morley (Bois de Morley)	55																	
6-0711/3	JPF	Cuirasse massive	Montreuil-sur-Thonnance (Les Hautes Minières)	52																	
6-7011/7	JPF	Cuirasse et minerai oolithique remanié et altéré	Poissons (Mélaire)	52																	
9-0311/1	JPF	Grès ferrugineux remanié	Montiers-sur-Saulx (Tranchée du Charmoi)	55																	
9-0311/2	JPF	Argile	Montiers-sur-Saulx (Tranchée du Charmoi)	55																	

Tab. 4.15 : Synthèse minéralogique des indurations ferrugineuses du Barrois et du Vallage – (JPF, 2011)

4.5.2 TYPOLOGIE DES FORMATIONS FERRUGINEUSES ET DES MODELÉS KARSTIQUES

Typologie des faciès ferrugineux

Les données pétrographiques, chimiques et minéralogiques permettent de déterminer, d'après leur faciès, cinq types de minerais remaniés dans le karst (épikarst ou endokarst) :

Ils sont caractérisés par une grande hétérogénéité (Pour mémoire, les minerais de fer sédimentaires géodiques non remaniés, attribués au Barrémien et au Valanginien, ne sont pas concernés). Il est donc possible de définir :

(1) des **grès ferrugineux**, présents dans le Barrois et le Vallage (échantillons 6-077/1 de Morley, 9-0311/1 Montiers-sur-Saulx, HM-01 de Montreuil-sur-Thonnance) : ils sont définis par la présence de nombreux grains de quartz détritiques issus des formations crétacées, cimentés par des oxydes de fer, et présentant des ségrégations en lits ou en dispositions concentriques. La richesse en fer est généralement faible ;

(2) des **minerais oolithiques** sans quartz apparent, présentant des oolithes plus ou moins altérées, noyés dans un ciment de proportion variable en oxydes de fer et en argile (échantillons 9-0811/1 de Biencourt-sur-Orge, HM-03 de Montreuil-sur-Thonnance et POI-10 de Poissons), généralement riche, voire très riche en oxydes de fer. On trouve ces faciès également dans le Barrois et le Vallage ;

(3) des fragments de **cuirasses ferrugineuses à faciès massif**, riches en fer, dépourvus de quartz (échantillons 6-0711/3 et HM-04 de Montreuil-sur-Thonnance) : rencontrés exclusivement dans les remplissages du Vallage (le "fer de roche"), ils présentent souvent une surface grumeleuse constituée d'une pellicule d'oolithes. Il s'agit du processus le plus abouti de la mobilisation, de la précipitation et de la concentration du fer donnant au stade ultime un profil cuirassé néoformé ;

(4) dans le Haut-Pays, il existe une variante du type précédent qui diffère par l'aspect macroscopique (échantillon 9-0811/2 d'Orquevaux) et qui se présente sous la forme de rognons de forme tuberculeuse à surface lisse présentant un aspect métallique. Leur forme et leur faciès massif les apparentent au minerai dit de **"Fer fort"** du Pays-Haut en Lorraine septentrionale et notamment aux minerais dit de **"2e génération"** ayant subi plusieurs stades de transformation : soit dans un domaine strictement chimique avec de nouvelles néoformations, soit dans un domaine physico-chimique associant des actions géochimiques et des actions mécaniques liées à des processus de remaniement (voir chap. 3.4.2, typologie des faciès de la Thiérache ardennaise au Pays-Haut).

(5) de nombreux **faciès mixtes** (échantillons 6-0711/7, POI-06 et POI-08 de Poissons) associant faciès massif et structures oolithiques à des degrés divers d'altération. L'échantillon du bocard de Montreuil nous paraît devoir entrer dans cette catégorie.

Le fer géodique est un grès ferrugineux à cavités irrégulières (Lapparent, 1899) : ce terme générique recouvre à la fois des grès ferrugineux (type 1), des minerais oolithiques (type 2) et des faciès mixtes (type 3).

Typologie des modelés karstiques

Les modelés karstiques suivants, tels que définis dans le chapitre précédent, ont pu être mis en évidence (tab. 4.16) :

- Type ① : Des dolines de différents types (dolines en baquet, en entonnoir ou en cuvette, ouvala) et de taille variable (diamètre de quelques mètres à plusieurs décamètres, profondeur plurimétrique) ont été identifiées sur les sites des Hautes-Minières (Montreuil-sur-Thonnance), au bois des Minières (Morley), à la Tranchée du Charmoi (Montiers-sur-Saulx), au bois Foucherotte (Biencourt-sur-Orge) et au bois de Tréveray (Tréveray).

- Type ③ : Des puits profonds (cités jusqu'à 50 m), témoins d'une circulation dans le niveau de l'endokarst, limités au secteur de Poissons, trépanent en grande densité la paléosurface

Dans le secteur étudié, il n'a pas été observé de ruelles comparables aux sites de Saint-Pancré ou de la Borne de Fer (type ②), ni de lapiaz (type ④).

Site	Dpt	N°	Altitude (m)	Type (tab. 4.17)	① Doline	② Ruelle	③ Paléoréseau	④ Lapiaz	Observations
Poissons / Minières du Laiçon	52	1a	343	B			P (pdam), S (pm) *		* puits
Poissons / Minières de Mélaire	52	1b	387	B			P (pdam), S (pm) *		* puits
Montreuil-sur-Thonnance / Les Hautes Minières	52	2	361	B	Ø (pdam) P (pm)		P (pdam), S (pm) *		* puits (non observables actuellement)
Morley / Bois de Morley	55	3a	290	C	Ø (dam) P (pm)				
Morley / Bois des Minières	55	3b	323	C	Ø (pdam) P (pm)				
Montiers-sur-Saulx / Tranchée du Charmoi	55	4a	383	C	Ø (pdam) P (pm)				
Montiers-sur-Saulx / Le Jardinot	55	4b	356	C	Ø (pm) P (m)				
Biencourt-sur-Orge / Bois Foucherotte	55	5	367	C	Ø (pdam) P (dam)				
Tréveray / Bois de Tréveray	55	6	355	C	Ø (pdam) P (dam)				
Orquevaux / Minières de l'Épinotte	52	7	400	C					Modelés karstiques ténus ou non visibles

Tab.4.16 : Synthèse des modelés karstiques (Vallage, Barrois, Haut-Pays). Légende : (Ø) diamètre, (P) profondeur, (L) longueur, (l) largeur, (m) métrique, (pm) plurimétrique, (dam) décamétrique, (pdam) pluridécamétrique, (hm) hectométrique, (phm) plurihectométrique – (JPF, 2012)

4.6 INTERPRÉTATIONS (Chapitre 4)

4.6.1 LES RELATIONS ENTRE LE KARST ET LES FORMATIONS FERRUGINEUSES

La région étudiée présente par rapport à la bordure nord-est du Bassin parisien (Thiérache ardennaise, Crêtes pré-ardennaises et Pays-Haut) les caractéristiques suivantes :

- Absence de massifs anciens à proximité.
- Pas de sables siliceux continentaux wealdiens localisés dans le paléokarst
- Puits karstiques remplis de grès ferrugineux et d'oolithes ferrugineuses.
- La rareté des faciès de type fer fort (sauf à Orquevaux).
- Les dépôts ferrugineux s'observent sur une paléo-surface infra-crétacée qui tronque les formations du Jurassique supérieur de l'Oxfordien (Haut-Pays) au Tithonien inférieur (Barrois, Vallage). Le remplissage ferrugineux des cavités est majoritairement constitué de grès ferrugineux et d'oolithes ferrugineuses. Les dépôts souvent résiduels, sont déconnectés des affleurements du Crétacé inférieur marin (minerai de fer oolithique du Barrémien supérieur).
- L'environnement karstique des dépôts se limite au karst profond (tab. 4.17, type B ; fig. 4.28) et au karst des plateaux d'érosion (tab. 4.17, type C ; fig. 4.28). On ne rencontre pas de cuirasse *in situ* (type A) ni de site de vallée ou de remaniement (type D).

La profondeur du karst de Poissons : la plupart des auteurs anciens nous décrivent des exploitations atteignant 50 m de fond, sans que pour autant on ait épuisé la ressource, ni *a fortiori* atteint la Pierre Châline du Tithonien qui limite à la base le développement du karst vers 30 m.

Dans les années cinquante, une équipe de l'Association Spéléologique de la Haute-Marne aurait atteint dans un gouffre à proximité de la route qui descend vers la Mal Combe, le niveau de base de 330 m (soit moins 60 m par rapport à la surface du plateau).

De nombreux témoignages semblent confirmer cette cote minimale de 300 m. En effet, Salzard (1878), avait déjà remarqué au lieu-dit Frinval, aux deux tiers de la montée (fig. 4.06, cote à environ 330 m), un boyau rempli de minerai de fer géodique concassé ne nécessitant aucun lavage.

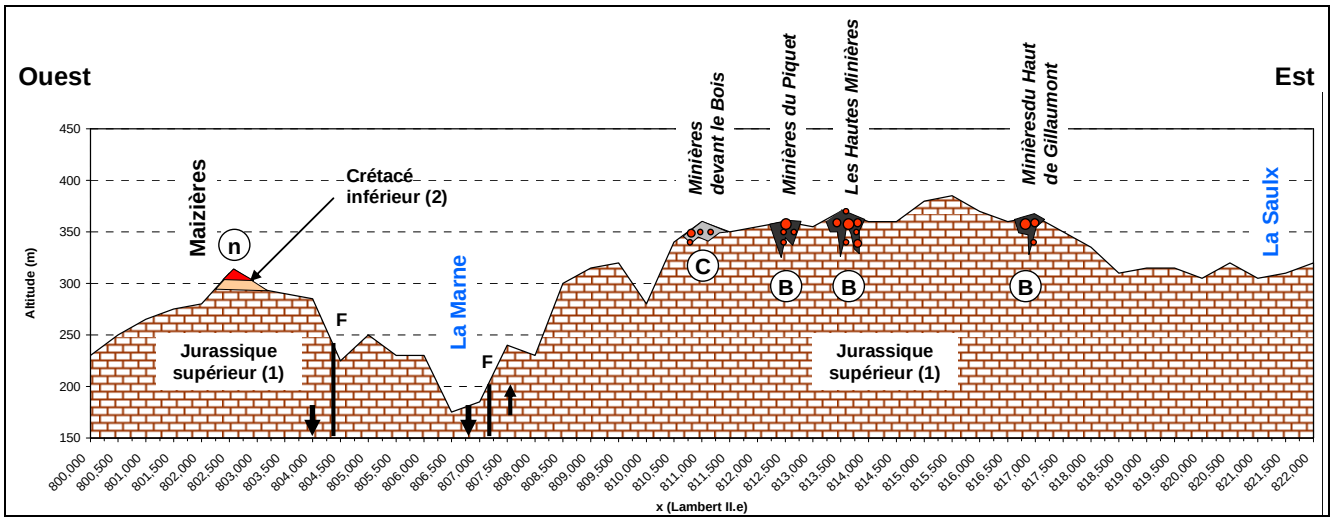


Fig. 4.28 : Coupe simplifiée montrant la position des différents dépôts ferrugineux sédimentaires et les dépôts résiduels (Barrois-Vallage). Coupe (B-B) de la fig. 4.03. Type de dépôts : (B) Dépôts dans le karst profond, (C) dépôts résiduels dans le karst sur les plateaux (nota : il n'y a pas de dépôts de type A [cuirasse *in* situ]), (n) minerai de fer oolithique du Barrémien – Géologie : (1) Formations du Jurassique supérieur (Kimméridgien, Tithonien (2) Formations du Crétacé inférieur (Hauterivien, Valanginien, Barrémien) – (JPF, 2012)

À l'instar de la bordure nord-est du Bassin parisien, il possible d'établir une corrélation entre la nature des dépôts et l'environnement dans lequel ils se trouvent (tab. 4.17). Pour la région étudiée, seuls deux types ont été recensés :

- Type B : éléments ferrugineux (faciès massif ou oolithique), piégés dans le karst profond. Le karst profond s'exprime par une morphologie caractérisée par des puits de plusieurs dizaines de mètres de profondeur.

- Type C : éléments ferrugineux (faciès massif ou oolithique, grès ferrugineux…), soit piégés dans un karst de moindre développement (doline et lapiaz d'une profondeur de quelques mètres), soit à la surface des plateaux d'érosion du Malm.

Site	Dpt	N°	Altitude (m)	Type	Environnement karstique
Poissons / Minières du Laiçon	52	1a	343	B	Dépôt dans le karst profond
Poissons / Minières de Mélaire	52	1b	387	B	Dépôt dans le karst profond
Montreuil-sur-Thonnance / Les Hautes Minières	52	2	361	B	Dépôt dans le karst profond
Morley / Bois de Morley	55	3a	290	C	Dépôt dans le karst sur les plateaux d'érosion
Morley / Bois des Minières	55	3b	323	C	Dépôt dans le karst sur les plateaux d'érosion
Montiers-sur-Saulx / Tranchée du Charmoi	55	4a	383	C	Dépôt dans le karst sur les plateaux d'érosion
Montiers-sur-Saulx / Le Jardinot	55	4b	356	C	Dépôt dans le karst sur les plateaux d'érosion
Biencourt-sur-Orge / Bois Foucherotte	55	5	367	C	Dépôt dans le karst sur les plateaux d'érosion
Tréveray / Bois de Tréveray	55	6	355	C	Dépôt dans le karst sur les plateaux d'érosion
Orquevaux / Minières de l'Épinotte	52	7	400	C	Dépôt dans le karst sur les plateaux d'érosion

Tab. 4.17 : Relation entre les dépôts ferrugineux et le karst (Vallage, Barrois, Haut-Pays). Le tableau reprend pour les sites représentatifs, d'ouest en est, le type ou la nature du dépôt et l'environnement karstique dans lequel ils se trouvent - (JPF, 2012)

Les observations de Salzard ont vraisemblablement été précédées de renseignements obtenus sur place. En effet, un document inédit que nous avons retrouvé aux Archives Départementales de la Haute-Marne plaide dans ce sens : il s'agit d'un rapport du 3 février 1859, illustré d'un croquis établi par le garde-mine et que nous avons repris. Dans ce rapport, le garde-mine suggère d'entreprendre, dans le même secteur que celui mentionné par Salzard, le creusement d'une galerie horizontale permettant d'accéder à la base du gîte, 60 m sous le plateau. Ce niveau pourrait correspondre à celui du paléo-collecteur (fig. 4.08 et 4.29).

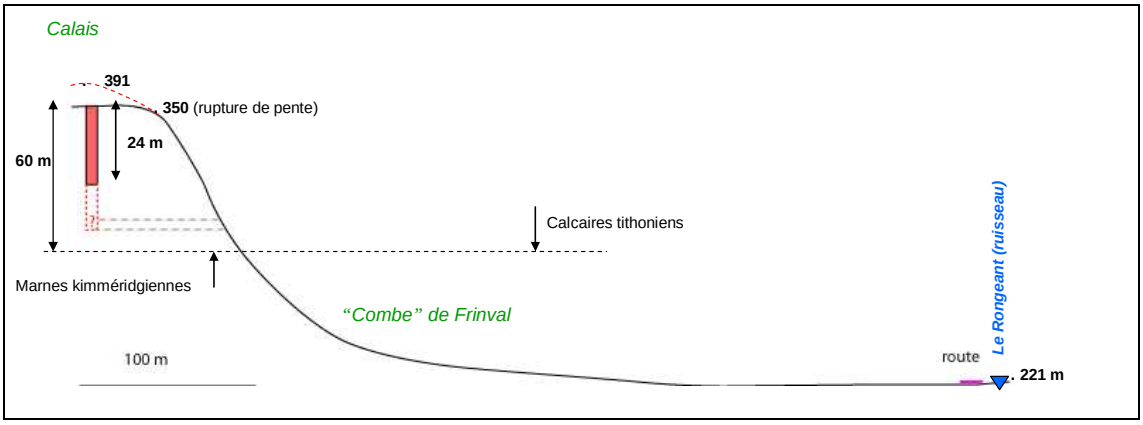


Fig. 4.29 : Croquis explicatif relatif au projet de creusement d'une galerie horizontale dans le bois de Frinval (Poissons) - (JPF, 2011, d'après rapport du garde-mines Dembour,1859, Archives Départementales de la Haute-Marne, cote 160S)

4.6.2 CRITIQUE DE LA CARTE GÉOLOGIQUE DE FRANCE

Les données de terrain (sites 3a, bois de Morley / Morley ; 3b, bois des Minières / Morley ; 4, Tranchée du Charmois / Montiers-sur Saulx ; 5, bois Foucherotte / Biencourt-Orge ; 6, bois de tréveray / Tréveray) permettent l'observation de coupes (notamment sur le site de la Tranchée du Charmoi) dans les formations de surface tendent à infirmer l'avancée du Valanginien inférieur à l'est de la Saulx dans le Barrois et à l'est de la Marne dans le Vallage :

Dans les bois de Montiers-sur-Saulx, les formations de surface sont constituées par un matériau fin, argilo-silteux comprenant de rares éléments ferrugineux. Cette formation superficielle est très différente des formations du Valanginien qui affleurent à l'ouest de la vallée de la Saulx dans les dolines de la Forêt de Trois Fontaines où il est constitué, à l'est d'Ancerville, de sables blancs avec des passées gréseuses ocres (Soudet, *in* Hilly et Haguenauer, 1979).

A l'ouest de Robert-Espagne, (Harmand, renseignement oral) le Valanginien est constitué de sables quartzeux renfermant des lentilles gréseuses parfois ferrugineuses.

Le Valanginien est représenté dans la région de Wassy par : 1) des lentilles sporadiques de marnes argileuses noirâtres, 2) un minerai de fer géodique marin, 3) des sables et des grès brunâtres ferrugineux, 4) un sable blanc extra-continental dunaire (Cornuel, *in* Stchépinsky, 1969, 3e édition, carte géologique de Wassy au 1/80 000). Stchépinsky note toutefois des variations de faciès marqués avec une moindre abondance du minerai de fer géodique, un mélange entre sable, grès et argile, mais insiste sur l'omniprésence des sables fins.

En outre, dans la formation superficielle examinée dans les bois de Montiers, nous avons observé des lits centimétriques de graviers de calcaires anguleux à 2 mètres de profondeur. Il est fort probable que les graviers calcaires soient le produit de la gélivation. Ainsi les formations superficielles qui recouvrent les interfluves à l'est de la Saulx dans le Barrois et à l'est de la Marne dans le Vallage seraient issues de formations de la base du Crétacé remaniées au Pléistocène et mélangés à des dépôts fins d'âge quaternaire.

4.6.3 LE RÔLE FONDAMENTAL DU KARST SUR L'ÉVOLUTION DES FORMATIONS FERRUGINEUSES

Les grès ferrugineux et les **minerais oolithiques** du Barrois et du Vallage sont analogues aux faciès qui existent dans le Valanginien. Pour cette raison, ces faciès observés dans le karst, notamment à Poissons, sont attribués au remaniement du Valanginien (Hilly et Haguenauer, 1979). Toutefois, ils pourraient tout aussi bien appartenir au Barrémien supérieur qui possède des faciès comparables.

Si Thirria (1839) ou Salzard (1878) voient dans ce minerai remanié le mélange des deux minerais principaux du Crétacé (Valanginien et Barrémien), Cornuel (1879) leur oppose les arguments suivants en faveur du minerai géodique : d'une part, la présence en tête de puits (repère d, figure 4.30) d'une couche de minerai de fer géodique valanginien en place, d'autre part l'absence d'huitres (*Ostrea aquila*, *Ostrea couloni* et *Ostrea leymeri*) dans les remplissages (Les huîtres étant situées dans les Argiles ostréennes du Barrémien inférieur).

En fait, les faciès hétérogènes observés suggèrent tout d'abord, une **évolution complexe de la nature du remplissage**, et notamment, des **processus répétitifs de dissolution et de précipitation des oxydes de fer**, favorisés par la configuration du karst et dans un contexte climatique alternant périodes relativement espacées de précipitations et de sécheresse.

Concernant ce dernier point, on pourrait faire le parallèle avec les processus de dissolution/précipitation du fer observés sur l'interfluve Loison-Othain en 1976 (fig. 3.85), où des éléments ferrugineux issus du minerai de fer sédimentaire du Callovien ont été piégés dans les cavités karstiques de la Dalle d'Etain (voir interprétations du chapitre 3, autres ferruginisations).

Il est probable que des processus comparables à l'interfluve Othain-Loison se soient effectués dans les cavités karstiques du Barrois et du Vallage, dans la mesure où une formation sédimentaire contenant des éléments ferrugineux : le Valanginien, surplombe une formation carbonatée karstifiée : les Calcaires du Barrois.

En effet, dans les cavités karstiques, le processus de dissolution est d'autant plus durable, donc efficace si le régime hydraulique de la cavité n'est pas perturbé par des crues trop fréquentes et si le volume d'eau réduit des pièges entraîne une concentration maximale du fer dissous.

Le « climat » spécifique au milieu souterrain où l'évaporation est quasi-nulle (hygrométrie proche de 100 %) permet la permanence des phénomènes de dissolution. Á l'inverse, la déshydratation du milieu peut entraîner la précipitation des particules de fer dissoutes soit en s'agglomérant de manière intime autour des éléments ferrugineux oolithiques, soit en constituant des nodules à faciès massif. Cette évolution a pu être facilitée lors du creusement des vallées et de l'abaissement du niveau de base.

Ainsi, les paramètres du “climat souterrain” (température et hygrométrie spécifiques au karst) sont des éléments essentiels dans le processus d’évolution de ce type de formations ferrugineuses. Sur l’interfluve Loison-Othain, on observe un stade juvénile d’un début du processus alors que les sites du Vallage ont atteint un stade mature. Le parallèle entre interfluve Othain-Loison et le Vallage montre qu’un climat tempéré est suffisant pour permettre cette évolution.

Il en résulte que **certains faciès hétérogènes, mêlant faciès massif et structures oolithiques,** pourraient être donc quaternaires. Cette affirmation relance la controverse de la datation induite par le piégeage des faunes pléistocènes de gros mammifères décrites par Thirria (1839), Cornuel (1856, 1879) et Corroy (1925), dans des paléokarsts attribués au Crétacé.

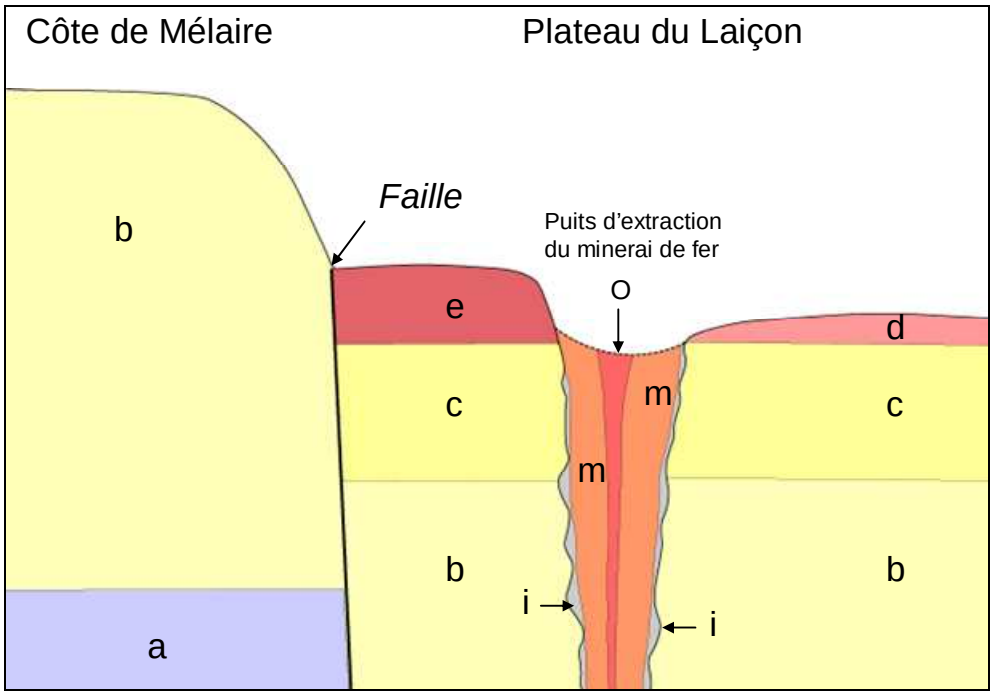


Fig. 4.30 : Minières de Poissons / Coupe d’un puits d’extraction du minerai de fer – Légende : (a) Étage kimméridgien ; (b) calcaires tithoniens inférieurs ; (c) calcaires tithoniens supérieurs ; (d) reste de la couche stratifiée de fer géodique valanginien, mélangé à de la terre végétale, (e) lambeau plus épais de la même couche, partiellement oolithique, sans mélange de terre végétale ; (f) faille dite de Poissons (g) minière en puits observée pendant son exploitation ; (i) argile bleu-noirâtre, accolée aux parois sur une épaisseur variant entre 10 cm et 1 m, suivant les anfractuosités existantes ; (m) minerai remanié, brun et jaune ocreux ; (o) partie centrale, moins dense et de couleur rouge nommée conduit - (D’après Cornuel, 1879 ; redessiné par DH et JPF, 2012)

De même, la contamination des éléments ferrugineux de la cuirasse par les phosphates en provenance des ossements des mammifères attribués au Quaternaire est confirmée par la présence d’apatite. Ce minéral a été mis en évidence par Billaut (1982) dans le paléokarst des phosphorites du Quercy où ont été piégées des faunes importantes au Paléocène

L’évolution du remplissage tend à être confirmée également par la **précipitation de calcite néoformée** soit en scellant les remplissages ferrugineux, soit en substituant au remplissage argileux lessivé des vides interstitiels (voir interprétations chap. 5, Processus de substitution argile/calcite). Toutefois, il n’existe aucune datation précise de cette évolution. Les datations spéléothèmes effectuées par Jaillet (2000), comprises entre 29.000 BP et 400.000 BP, n’enregistrent qu’un âge minimal, postérieur, voire très postérieur à la formation du remplissage.

4.6.4 L'ÂGE DES FORMATIONS FERRUGINEUSES INITIALES ET ÉVOLUTION GÉOLOGIQUE

L'étendue de ces crypto-karsts développés ponctuellement dépasse l'extension actuelle des lambeaux de Valanginien cartographiés sur les cartes géologiques. Les anciennes exploitations (fig. 4.11), circonscrivent les limites du développement des karsts ayant piégé le fer géodique : au nord et à l'ouest, Brillon-en-Barrois et Fouchères-aux-Bois ; à l'est, Marson-sur-Barboure et Reffroy ; au sud, Ribeaucourt et Bure.

Il est donc vraisemblable que les formations de la base du Crétacé, wealdienne ou/et néocomienne, s'étendaient beaucoup plus à l'est, au moins jusqu'aux dépôts ferrugineux piégés dans le paléokarst. En fait d'après Le Roux (1999, 2000) et Le Roux et Harmand (2003), une couverture crétacée se serait étendue sur l'est du Bassin parisien dans sa totalité. La surface d'érosion sommitale reconstituée à partir des plateaux d'érosion conservés au sommet des côtes lorraines, représenterait la surface infracrétacée, exhumée après dégagement de la couverture crétacée au cours du Tertiaire, puis dégradée lors du creusement des vallées au Quaternaire.

La surface d'érosion infra-crétacée a pu être ainsi reconstituée aussi bien en Thiérache et dans le Pays-Haut, que sur les marges de la Lorraine et de la Champagne, dans le Vallage et le Barrois. Dans les deux régions, la surface est karstifiée et présente des puits de plusieurs dizaines de mètres de profondeur. Pourtant, dans le Barrois et le Vallage, les dépôts ferrugineux ne correspondent jamais à des cuirasses en place et au fer fort. La parenté entre les faciès de grès ferrugineux et de minerais oolithiques les rattache aux formations en partie marines du Valanginien et du Barrémien. En outre, la diversité des faciès ferrugineux relativement peu évolués ainsi que les présomptions de soutirages pléistocènes des puits du Vallage nous incitent à considérer que les remplissages ont évolué pendant le Plio-Quaternaire. La question de l'âge des puits doit donc être posée.

Il semble que les puits de Poissons remontent au Wealdien : la densité élevée des cavités, le diamètre des puits (pouvant atteindre une cinquantaine de mètres) ainsi que leur profondeur sont davantage la marque de paléoclimats tropicaux que de karstifications du Plio-Quaternaire. Les formes subactuelles (dolines du Barrois) sont de dimensions plus modestes (profondeur n'excédant pas la quinzaine de mètres).

Cependant, l'attribution des puits à une karstification wealdienne doit tenir compte de la carte paléogéographique du Vallage et du Barrois à cette époque. En effet, ces deux régions ont été recouvertes par la mer dès le Valanginien. En effet, des puits de 50 m de profondeur n'ont pu se former que si un gradient hydraulique était suffisant. Il faut donc admettre une paléotopographie wealdienne avec des altitudes relatives, d'au moins 50 mètres au-dessus du niveau marin.

En fait, il n'est pas utile d'invoquer un affaissement de la lithosphère ou une forte érosion entre la Berriasien [âge pendant lequel les paléokarsts ont dû se former puisqu'aucun dépôt de cet étage n'est connu dans la région] et le Valanginien, si la région se situait à une altitude d'une centaine de mètres d'altitude absolue. En effet, la courbe eustatique de Hardenbol *et al.* (1997) indique un relèvement du niveau marin entre le Berriasien et le Valanginien d'une amplitude de +100 à +150 m.

Le relèvement du niveau marin a pu d'ailleurs être accompagné par une érosion des calcaires tithoniens et aussi éventuellement par un affaissement de la lithosphère. Toutefois celle-ci s'effectue surtout postérieurement au Barrémien d'après la reconstitution de Quesnel (2003c).

En outre, la présence dans les puits du Vallage d'éléments issus du Valanginien (ou/et du Barrémien) suggère :

1) un déblaiement des dépôts wealdiens (s'ils ont existé),

2) un remplissage des puits postérieurement au Valanginien (ou au Barrémien).

Le remplissage des puits implique par conséquent la réactivation du karst. Celle-ci a pu s'effectuer seulement si un soulèvement de la lithosphère et un creusement des vallées ont permis l'établissement d'un gradient hydraulique. D'après les données disponibles sur le creusement des vallées, il s'avère que celui-ci s'est effectué à partir de la fin du Pliocène et se serait accentué au Pléistocène (Harmand *et al.*, 2002 ; Lejeune *et al.*, 2002 ; Cojan *et al.*, 2007). Par conséquent la réactivation du karst du Vallage et du Barrois s'est effectuée au cours du Plio-Quaternaire en fonction de l'importance du creusement et du recul de la couverture crétacée (Jaillet, 2000).

Chapitre 5. LES FORMATIONS FERRUGINEUSES CONTINENTALES DE LA BORDURE SUD DU BASSIN PARISIEN (de la Champagne berrichonne au Montmorillonnais)

5.1 CADRE MORPHOSTRUCTURAL

Située au nord du Massif central, la région étudiée comprend les auréoles triasiques et jurassiques du sud du Bassin parisien. Orientées SW-NE, leur étendue (de l'ordre de 60 kilomètres au niveau de la vallée de la Loire) s'amenuise au fur et à mesure que l'on approche de la vallée de la Vienne (une dizaine de kilomètres). Au nord, ces auréoles sont recouvertes de manière discordante par le Crétacé, le long d'une ligne Cosnes-sur-Loire / Buzançais / Vourneuil-sur-Vienne. Ces structures monoclinales ont engendré deux lignes de cuestas : la première au sud, la côte du Dogger, formée du binôme calcaires bajociens / marnes toarciennes domine la dépression bocagère du Boischaut Sud (commandement maximum 80 m) ; la seconde au nord, la côte du Crétacé supérieur, constitue l'accident topographique de la région (de 40 m à l'ouest, son commandement dépasse les 120 m dans le Sancerrois, à l'ouest du fossé de la Loire). Exceptés ces accidents majeurs, c'est une région basse constituée surtout de plateaux calcaires dont l'altitude est comprise entre 110 et 180 m. Les dépôts ferrugineux se trouvent au sommet et sur le revers des deux côtes : côtes de l'Oxfordien et du Tithonien. En outre, le sommet des côtes coïncide avec la surface infra-crétacée (Le Roux et Harmand, 2003).

En de nombreux endroits, les formations jurassiques et crétacées sont masquées par des apports détritiques tertiaires et quaternaires continentaux, localisés dans les bassins lacustres de Vierzon, de Châteauneuf-sur-Cher, de Lignières et de la Brenne. Trois grandes générations de formations détritiques ont été identifiées : la Formation de Brenne (complexe argilo-sableux et grès, Éocène à Oligocène) occupant la petite et la grande Brenne ; la Formation de Sologne (sables et argiles, Miocène inférieur) au nord, entre la Loire et le Cher ; la Formation d'Ardentes (sables, galets et graviers, [Quaternaire]) observée dans la région d'Ardentes (vallée de l'Indre) et dans le bassin de Lignières (vallée de l'Arnon).

La région est traversée par des cours d'eau allochtones, issus du Massif central. Ce sont La Loire et ses affluents de rive gauche : le Cher et ses affluents (Arnon, Auron), l'Indre, la Creuse et ses affluents (l'Anglin, la Gartempe), la Vienne.

Situées entre la vallée de la Loire et celle de la Vienne, les formations ferrugineuses nombreuses se localisent principalement sur les affleurements jurassiques. Cette zone recouvre d'est en ouest : La Champagne berrichonne drainée principalement par la Loire et le Cher, la Brenne traversée par l'Indre et, annonçant le seuil du Poitou, le Montmorillonnais, parcouru par la Gartempe et la Vienne, (fig. 5.01 et 5.02).

La Champagne berrichonne est limitée au nord par la Sologne et le Pays Fort, à l'est par la Loire et le Val de Germigny, au sud par le Boischaut Sud et à l'ouest par le Boischaut Nord et la Brenne. La Champagne berrichonne est un vaste plateau monotone, d'altitude moyenne de 150 m, légèrement incliné vers le nord et mollement vallonné. Cette faible amplitude du relief et l'extrême rareté des affleurements naturels ou artificiels rendent difficiles les interprétations sur le terrain.

Deux régions naturelles, peuvent être distinguées : d'une part, au nord, la Champagne berrichonne proprement dite, bordée au NE par le Pays Fort et au SE par le Val de Germigny correspond aux dépôts du Dogger et du Malm, d'autre part, au sud, le Boischaut Sud est occupé par les terrains du Lias.

Les terrains sédimentaires affleurants, sont d'origine marine ou continentale. Les premiers essentiellement calcaires, sont les plus épais et les plus anciens. Les seconds sont plus divers, tant dans leur mode de dépôt : fluviatile, lacustre, éolien, que dans leur nature : calcaires, argiles, sables, galets, limons.

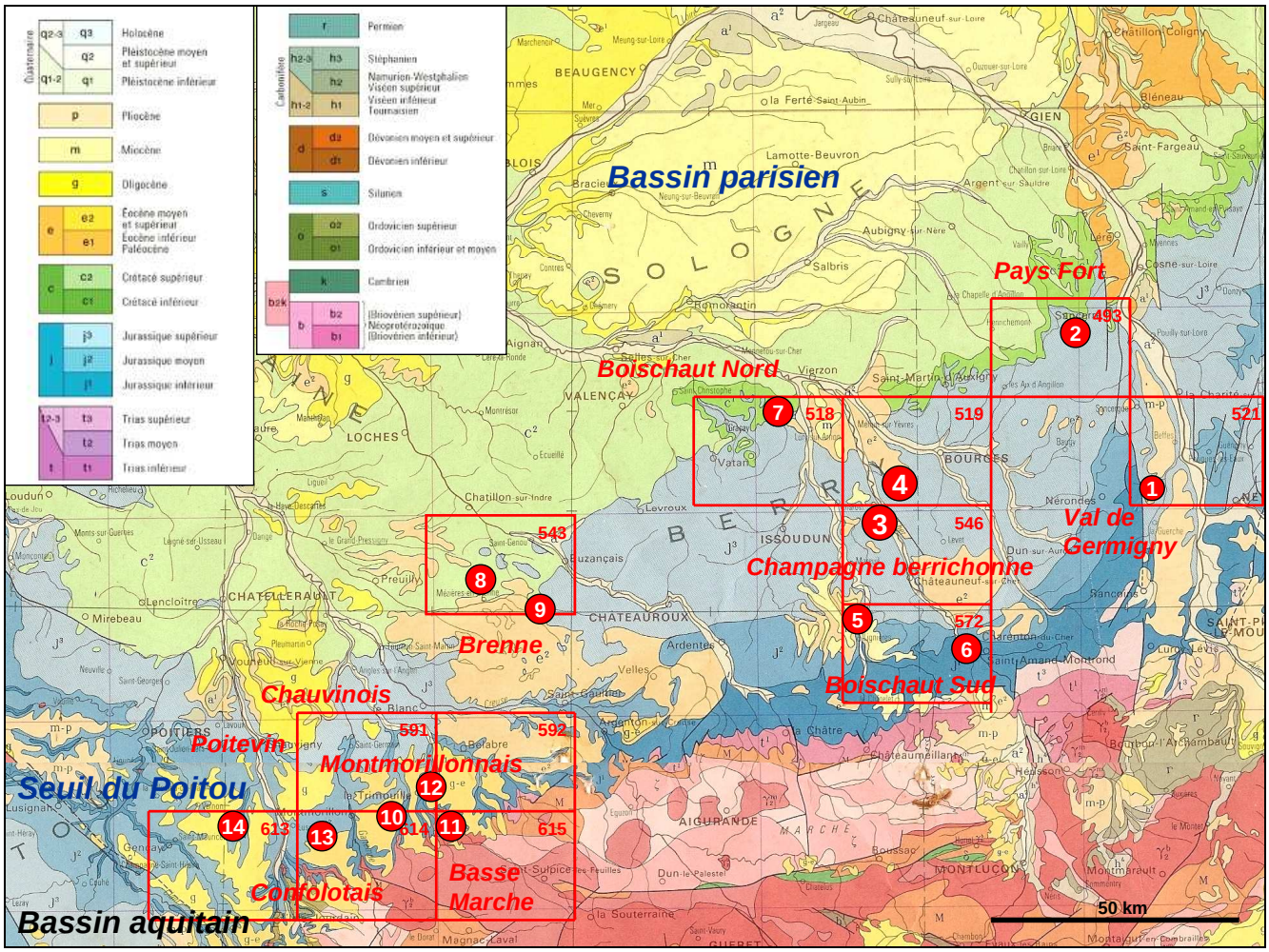


Fig. 5.01 : **Carte géologique et localisation des sites étudiés de la bordure sud du Bassin parisien (de la Champagne berrichonne au Montmorillonnais) – Sites :** (1) Carrière du bois Minon / Ménetou-Couture), (2) site du Buisson des Noirs / Crézancy-en-Sancerre, (3) sites de minerai pisolitique de Rosières et environs, (4) carrière du Soubeau / Le Subdray, (5) minière de Pont-Chauvet / La Celle-Condé, (6) formation ferrugineuse du bois de Meillant / Meillant, (7) sites de la Chaumette et des Sentiers / Massay), (8) cuirasse ferrugineuse de la Maison Neuve / Mézières-en-Brenne, (9) grès ferrugineux de Sainte-Thérèse / Vendœuvres, (10) minière des Chaumettes / Saint-Léomer, (11) Doline ennoyée des Fosses / Thollet, (12) Doline de la Clairaudie / La Trimouille, (13) carrière des Ajoncs de Siouvre / Sillars, (14) minières de la Pouge / Verrières. **Géologie :** Les rectangles rouges et les chiffres associés représentent la couverture des cartes géologiques à 1/50.000^{e} avec le n° de référence : (493) Sancerre, (518) Va tan, (519) Bourges, (521) Nevers, (543) Buzançais), (543) Châteauneuf-sur-Cher, (572) Saint-Amand-Montrond, (591) La Trimouille, (592) Bélâbre, (613) Gençay, (614) Montmorillon, (615) Saint-Sulpice-les-Feuilles - (Extrait carte géologique de la France au 1/1000000e, BRGM & TECHNIP, Goguel *dir.*,1968)

À l'affleurement, la série stratigraphique montre des lacunes importantes (Debrand-Passard *et al.*, 1977). La colonne sédimentaire est illustrée par les logs et coupes des sites de la vallée de la Loire (fig. 5.05 et 5.06, 5.10 et 5.11), de la vallée du Cher (fig. 5.15 et 5.16) et de l'Auron (5.32 et 5.33).

Les terrains secondaires sont principalement représentés par les formations carbonatées et marneuses du Jurassique supérieur. Le Crétacé, affleurant uniquement au nord et à l'est, se compose d'argiles, de sables, de grès et de poudingues silicifiés.

Pour les formations tertiaires, l'Éocène est représenté par des argiles bariolées, riches en pisolites ferrugineuses, l'Oligocène par les calcaires lacustres et le Pliocène par des sables grossiers. Des argiles à chailles ainsi des poudingues silicifiés forment également les termes d'un Tertiaire d'âge indéterminé.

Le plateau est traversé par des cours d'eau d'orientation méridienne : le Cher avec ses affluents (Auron et Arnon) et l'Indre qui traversent au sud, en percées "cataclinales", la côte du Dogger et coulent dans des vallées faiblement encaissées (moins de 50 m en contrebas du plateau, le talweg se situant à environ 120 m).

D'une manière générale, l'étendue des couvertures détritiques masquant les affleurements du substratum, rend difficiles les observations tectoniques. Les déformations sont de faible amplitude, mais nombreuses (Lablanche, 1984). Plusieurs failles, soulignées par le réseau hydrographique, ont pu cependant être mises en évidence. La plus importante, celle de Châteauneuf-sur-Cher, avec une direction NW-SE (direction armoricaine), s'aligne avec la bordure du bassin lacustre de Mehun-sur-Yèvre. Il en est autrement à l'est, vers le fossé de la Loire, où le contact des blocs armoricain et bourguignon est à l'origine d'un faisceau de failles méridiennes dont l'accident majeur est la faille de Sancerre avec un rejet au moins égal à 150 m.

Sur les versants des fossés délimités par les accidents tectoniques, les compartiments latéraux ont rejoué au Pliocène, mettant au jour des systèmes karstiques développés le long des failles, au contact entre les diverses formations calcaires (Debrand-Passard, 1982).

La Brenne, au centre, vaste dépression structurale et d'érosion, en grande partie comblée par des altérites et des sédiments tertiaires continentaux, surtout détritiques (fig. 5.41 et 5.42) présente une surface très plane avec une altitude comprise entre 100 et 110 m. Ces sédiments sont partiellement érodés à leur sommet, ce qui dégage par érosion différentielle des buttes à couronnement induré culminant aux alentours de la cote 120. Ces faciès détritiques viennent buter au nord contre la cuesta disséquée du Crétacé (Rasplus *et al.*, 1989a).

Il est malaisé de déceler l'organisation hydrographique. On peut cependant distinguer au nord de la dépression, en position orthoclinale au pied de la cuesta du Turonien, la Claisse (affluent de la Creuse) et l'Ozance (affluent de l'Indre).

Le seuil du Poitou, à l'ouest, assure la communication entre les Bassins parisien et aquitain. Dans le cadre de notre étude, il se borne à l'ensemble du Montmorillonnais. Les limites en sont : au nord, le Chauvinois ; à l'est, assurant la transition avec la Champagne berrichonne, la Brenne et le Boischaut Sud ; au sud, annonçant les premiers contreforts du Massif central, la Basse Marche et le Confolentais ; au centre du seuil, séparant les Bassins parisien et aquitain, le Poitevin.

La surface topographique majeure est une surface d'érosion. Les strates recoupent le pendage et nivellent les failles. Elle est jalonnée par des dépôts détritiques souvent ferrugineux (Sidérolithique *s.l*), provenant du Massif central.

La morphologie se compose essentiellement de plateaux calcaires du Dogger et du Lias d'une altitude inférieure à 200 m qui s'appuient sur le socle cristallin du Limousin affleurant au sud : Le Lias inférieur est principalement constitué de dolomies et le Lias moyen par du calcaire bioclastique. Cette première assise carbonatée est surmontée par les calcaires argileux du Lias supérieur. Les assises de l'Aalénien et du Jurassique moyen forment une épaisse formation carbonatée (80 à 100 m). Les calcaires grenus à silex dominent jusqu'au Bajocien moyen.

Les terrains tertiaires, discordants sur ceux du Jurassique, occupent les parties élevées du plateau. Des argiles à minerai de fer pisolitique, puis des sables et des graviers attribués à l'Éocène, remplissent les poches karstiques et les dépressions des calcaires jurassiques.

Les terrains tertiaires situés au dessus des terrains précédents sont constitués par une formation lacustre d'âge probablement éocène supérieur–oligocène inférieur, composée de calcaires plus ou moins pulvérulents (fig.5.46 et 5.48).

Le paysage est principalement marqué par des vallées faiblement encaissées, accusant un dénivelé de 20 à 60 m en contrebas des plateaux. Ces régions sont drainées par des cours d'eau d'orientation subméridienne, représentés par la Vienne et ses affluents.

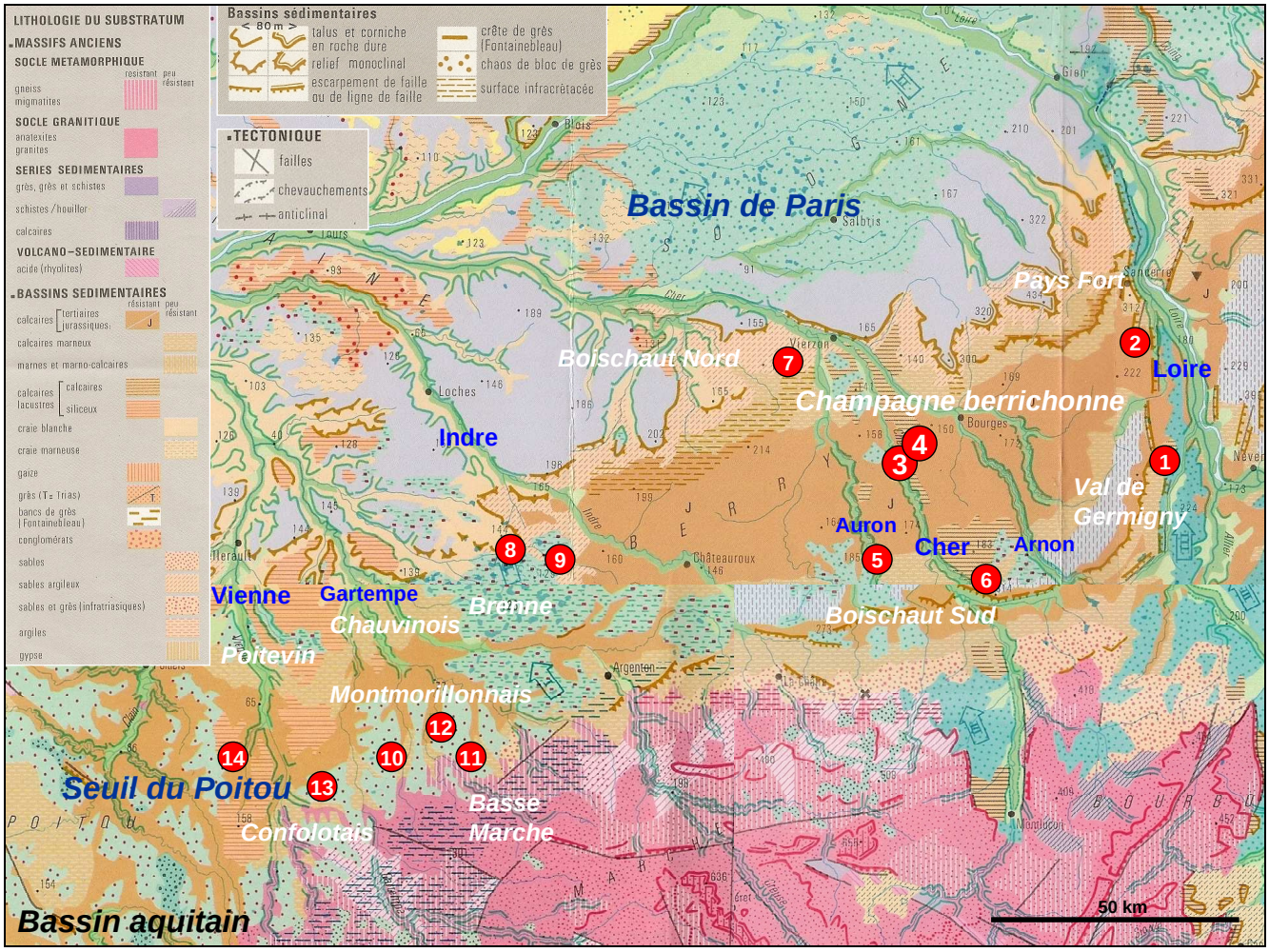


Fig. 5.02 : **Carte géomorphologique et localisation des sites étudiés de la bordure sud du Bassin parisien (de la Champagne berrichonne au Montmorillonnais) –** (1) Carrière du bois Minon / Ménetou-Couture), (2) site du Buisson des Noirs / Crézancy-en-Sancerre, (3) sites de minerai pisolitique de Rosières et environs, (4) carrière du Soubeau / Le Subdray, (5) minière de Pont-Chauvet / La Celle-Condé, (6) formation ferrugineuse du bois de Meillant / Meillant, (7) sites de la Chaumette et des Sentiers / Massay), (8) cuirasse ferrugineuse de la Maison Neuve / Mézières-en-Brenne, (9) grès ferrugineux de Sainte-Thérèse / Vendœuvres, (10) minière des Chaumettes / Saint-Léomer, (11) Doline ennoyée des Fosses / Thollet, (12) Doline de la Clairaudie / La Trimouille, (13) carrière des Ajoncs de Siouvre / Sillars, (14) minières de la Pouge / Verrières - (Extrait carte géomorphologique de la France au 1/1000000e, Joly F., 1986)

Le karst

Le karst est omniprésent dans les formations jurassiques du seuil du Poitou et celles de la région voisine de la Brenne. Ce karst est largement masqué par les altérites et formations détritiques. Ce karst, en grande partie fossile, se manifeste en surface par des paléo-dolines remplies de sédiments difficiles à dater. Il s'agirait, soit de karst anté-cénomanien avec des remplissages d'argiles sableuses du Cénomanien, soit de karst anté-éocène moyen fossilisé par la formation de Brenne.

Le karst récent est surtout visible en surface. Les dolines et les gouffres en sont l'expression sur les plateaux (karsts profonds ou de drainage des plateaux).

Souvent obturés et impénétrables, ils correspondent en profondeur à des réseaux développés sur plusieurs kilomètres. Ils sont parfois regroupés et alignés suivant les directions principales de fracturation. Des grottes et des résurgences sont aussi visibles sur les versants et dans le fond des vallées. Il s'agit d'un karst cutané, creusé particulièrement sur le haut des versants ensoleillés, lors des phases de réchauffement du Quaternaire.

Les réseaux sont difficilement pénétrables car presque toujours obstrués par des argiles rougeâtres de décalcification. Son extension semble toutefois limitée sous le plateau à quelques dizaines de mètres de la vallée. Le dernier type de karst récent correspond à un karst sous-alluvial. Il est encore moins pénétrable que les précédents car ses cavités sont noyées et masquées par la couverture des alluvions (Rasplus *et al.*, 1989a).

L'étendue de cette zone et la localisation des dépôts ferrugineux, nous amènent à dissocier les zones étudiées, par région et par bassin versant. C'est ainsi que seront étudiés, d'est en ouest :

1) les sites de la Champagne berrichonne (8500 km^2) avec successivement, la vallée de la Loire (Val de Germigny et Pays Fort), la vallée du Cher et de ses affluents (Auron) ;

2) les sites de la Brenne (500 km^2) avec la vallée de l'Indre ;

3) les sites du seuil du Poitou, limité au Montmorillonais (1000 km^2), avec les vallées de la Vienne et la Gartempe.

5.2 LA CHAMPAGNE BERRICHONNE

1 LA CARRIERE DU BOIS MINON (Ménetou-Couture)

Description et historique du site (LIIe. 645.075-2225.595-207 m)

À une vingtaine de km à l'est de Nevers, dans le Val de Germigny, la carrière du bois Minon (fig. 5.01, 5.02, 5.03 et 5.04) établie à l'extrémité orientale de la Champagne berrichonne, sur la commune de Ménetou-Couture, est située en amont d'un talweg débouchant sur l'Aubois dont la confluence avec la Loire s'opère 6 kilomètres plus au nord (partie amont du Val de Loire).

Cette carrière est actuellement exploitée pour l'argile par la société Calcia-Italcementi pour sa cimenterie de Beffes. La carrière recoupe d'anciennes minières avec des gisements, soit en poches superficielles, soit en amas lenticulaires exploités à ciel ouvert ou par petits puits jusqu'à 30 mètres de profondeur (Grossouvre, 1886).

La Carte géologique de Nevers (Delance *et al.*, 1988), le log (fig. 5.05) et la coupe géologique (fig. 5.06), montrent des formations sidérolithiques dont le minerai pisolitique (e6-7), soit remaniées ou soit encore en place : souvent elles sont recouvertes par les calcaires lacustres du Nivernais (e7-g).

Le minerai se présente sous forme de grains ou de pisolites indépendants les uns des autres ou sous forme de "callots". Les callots sont des conglomérats denses de pisolites cimentés par un ciment argilo-calcaire, qui peuvent atteindre des tailles décimétriques, voire métriques (photos 5.24, 5.63 et 5.64).

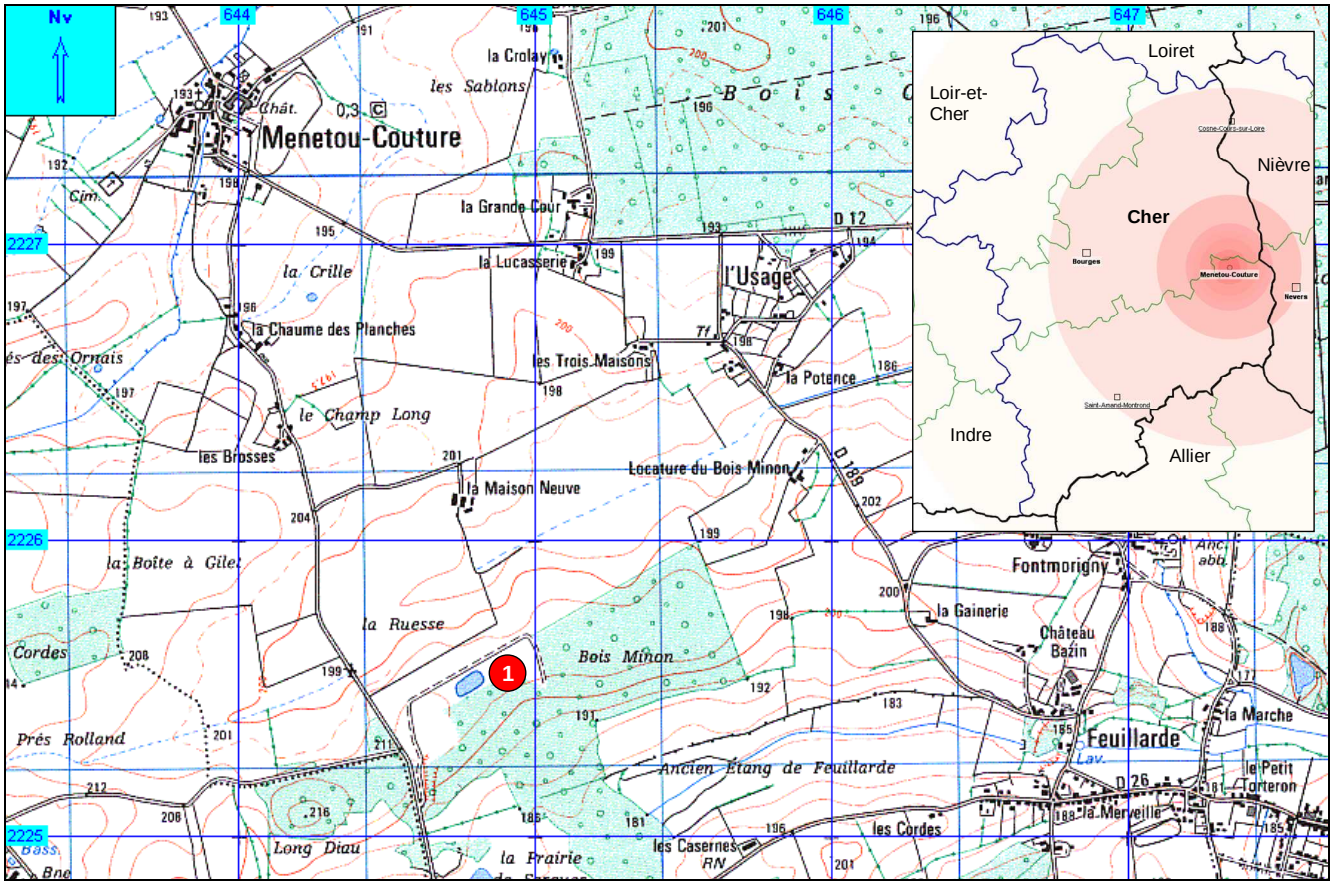


Fig. 5.03 : Plan de situation du site de la carrière de Bois Minon (Méntou-Couture, Cher) – La carrière fait l'objet actuellement d'un réaménagement et d'une exploitation d'argile par la société Calcia Italcementi pour sa cimenterie de Beffes - (CartoExplorer 3D, Cher, partie sud)

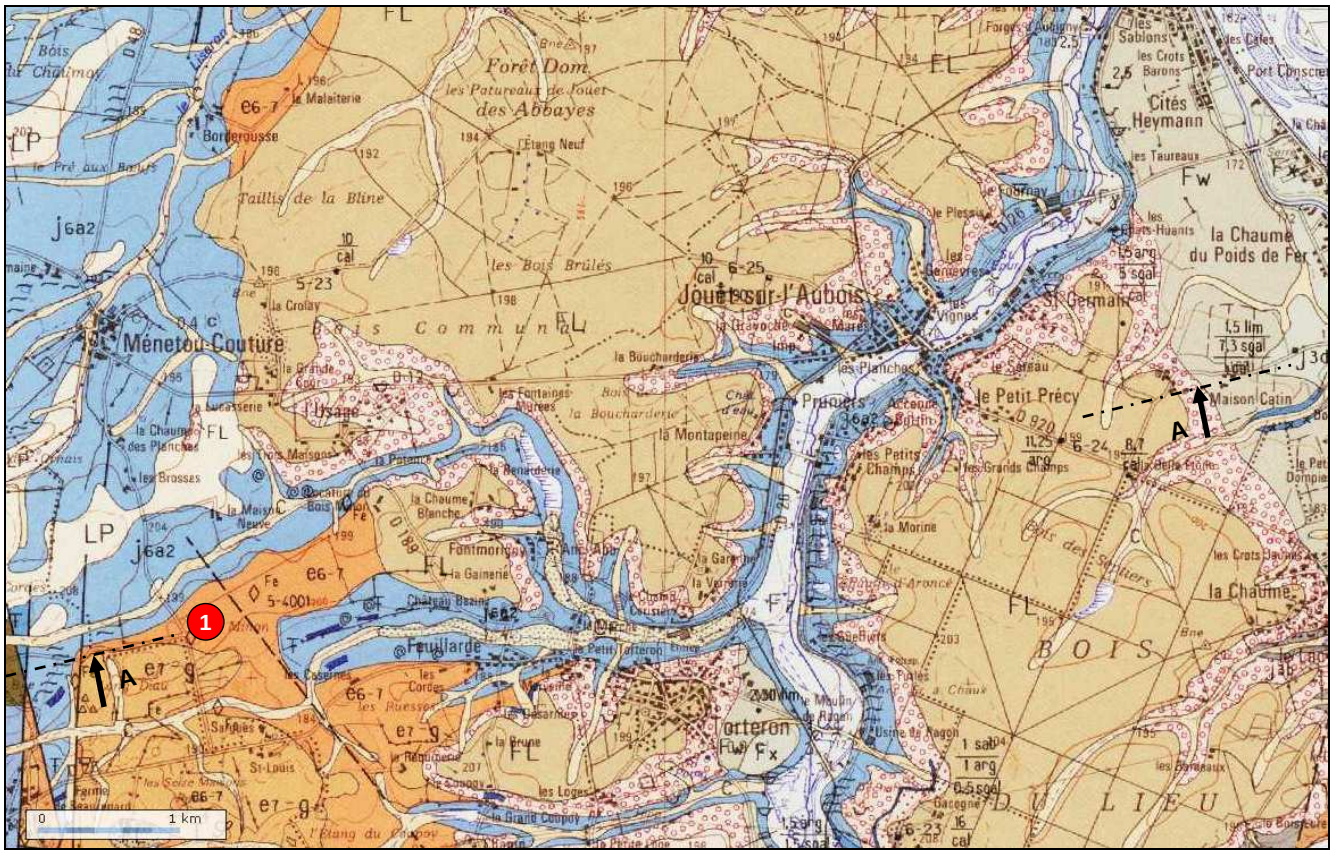


Fig. 5.04 : Carte géologique de la carrière du Bois Minon (Méntou-Couture, Cher) à la Loire (Feuille de Nevers, d'après Delance *et al.*, 1988). Géologie : (j62a) Oxfordien supérieur (Calcaires lités inférieurs), (e6-7) Éocène supérieur (Argiles à minerai de fer pisolitique), (e7-g) Éocène supérieur et Oligocène inférieur (Marnes et calcaires lacustres du Nivernais), (FL) Plio-Quaternaire (Sables et argiles du Bourbonnais), (Fw, Fx, Fy, Fz) Formations alluviales et dépôts associés. (A-A) indication de la coupe de la fig. 5.06.

Légende	Puissance	Log	Etage	Formation
FL	5 à 10 m		Plio-Quaternaire	Ensemble fluvio-lacustre : Sables et argiles du Bourbonnais
e7g	10 m		Éocène sup. et Oligocène inf.	Marnes et calcaires lacustres du Nivernais
e6-7	qq m		Éocène supérieur	Argile à minerai de fer pisolitique (en place ou remanié dans le karst
j6-a2	80 à 100 m		Oxfordien supérieur	Calcaires lités inférieurs
j5-6a1	20 à 25 m		Oxfordien supérieur et moyen	Marnes à spongiaires et calcaires glauconieux
j3-d4	1à 3 m		Oxfordien moyen et Callovien sup.	Argiles et oolithes ferrugineuses
j3 a à bc	25 à 30 m		Callovien moyen et inférieur	Calcaires sableux, calcaires argileux (Pierre de Nevers), marnes à brachiopodes
j1b-2a	15 m		Bathonien inf. et Bajocien sup.	Calcaires et marnes
l9-j1a	5 à 15 m		Bajocien inf. et Aalénien sup.	Calcaires organo-détritiques
i7-8	35 m		Toarcien	Marnes et argiles grises
l6			Plienscbachien	Marnes brun sombre à *Amaltheus margaritus*

Fig. 5.05 : Log des formations lithologiques du Val de Germiny (rive gauche de la Loire) - (JPF, 2011, d'après notice et carte géologique de Nevers, Delance *et al.*, 1988)

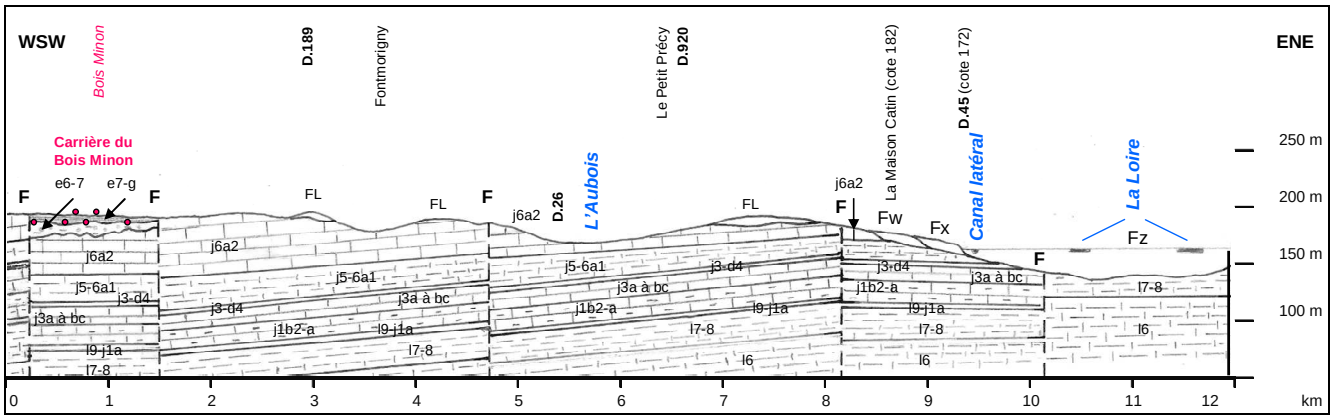


Fig. 5.06 : Coupe géologique des minières du bois Minon à la Loire – La coupe de direction WSW-ENE a été réalisée au droit des minières du bois Minon (Ménetou-Couture). La légende est celle de la figure 5.05 - (JPF, 2011)

Observations effectuées

Sondages et reconstitution du toit du substratum calcaire

Des sondages (fig. 5.07, repères 1a à 1e) ont été effectués par la société Calcia en 1998, en vue de l'exploitation d'argile entrant dans la composition des ciments. Le gisement qui repose sur un substratum calcaire de l'Oxfordien supérieur, présente une épaisseur variable comprise entre 3 m et 4,80 m. Des variations latérales importantes (fig. 5.08), du faciès argileux, limitent la réserve utile du gisement. On note aussi quelques lentilles de sable.

Contrairement aux mineurs, les cimentiers délaissent les parties riches en pisolites qu'ils considèrent comme stériles. Sur l'ensemble du sondage, la formation des calcaires lacustres du Nivernais qui surmontaient initialement les latérites, a été érodée. La partie orientale du bois Minon est celle qui a connu l'activité minière la plus intense. Les pisolites, en forte densité, révélés par le sondage (1e) en sont l'illustration. Le front de taille qui jouxte la lisière du bois, nous a fourni quantité de pisolites libres ainsi que plusieurs "callots" pluridécimétriques, l'un d'entre eux accusant un poids de 15 kg.

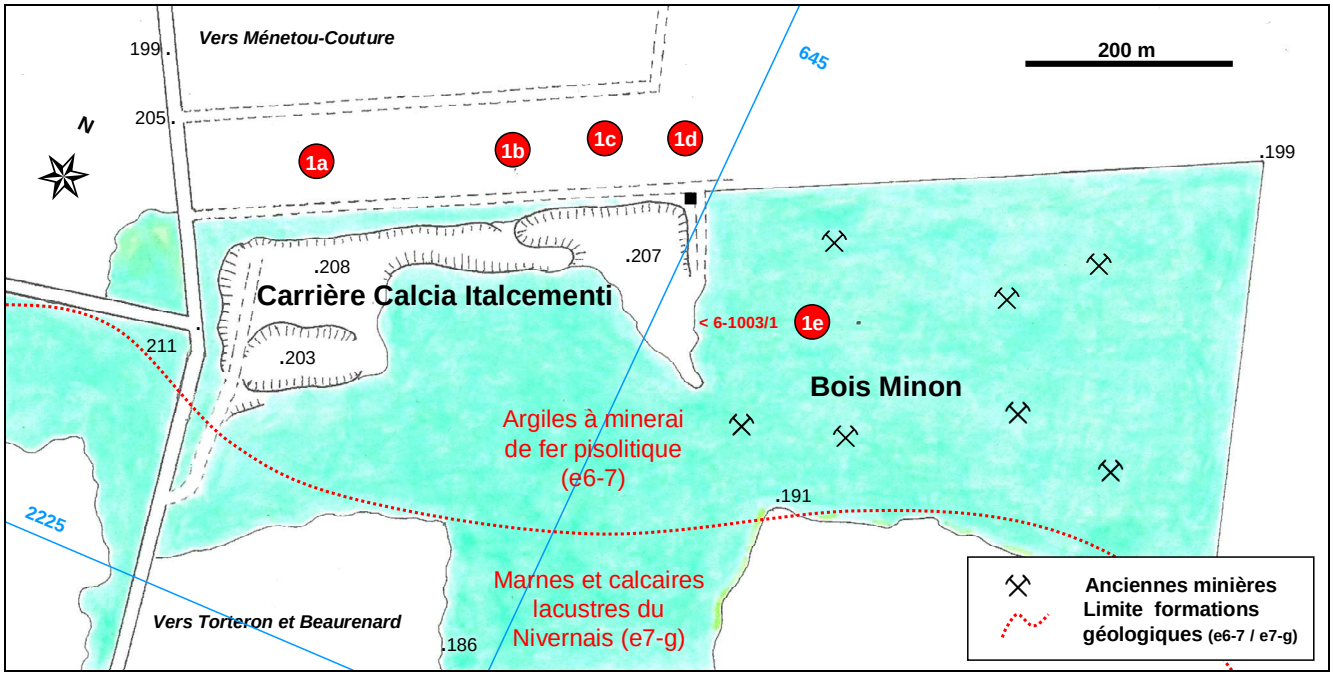


Fig. 5.07 : Plan détaillé de la carrière de Bois Minon (Ménetou-Couture, Cher) – Localisation des sondages (1a à 1e) et du prélèvement de l'échantillon 6-1003/1 - (Topographie Calcia, 1998, modifié JPF, 2006)

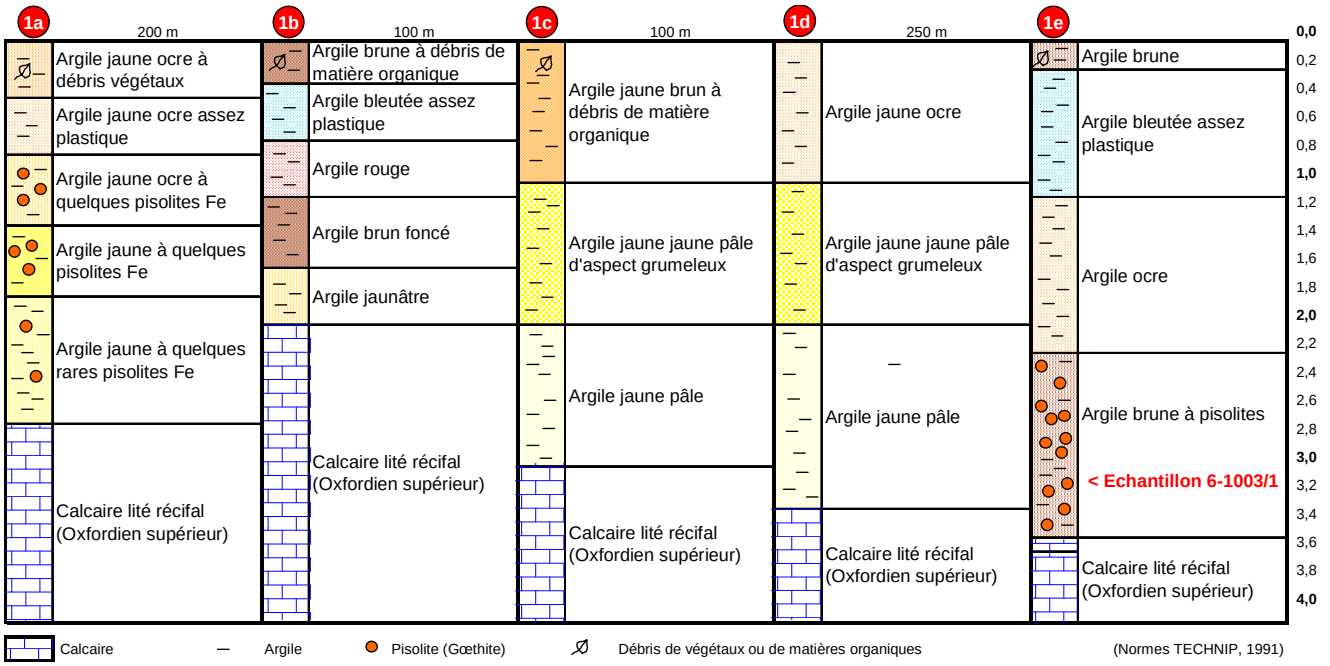


Fig. 5.08 : Logs des sondages entrepris à la carrière de Bois Minon (Ménetou-Couture, Cher) – Les logs traduisent les variations latérales de faciès (texture, aspect, couleur, présence et densité des pisolites…) ainsi que les variations en altitude du substratum calcaire - (Documents Calcia, 1998, modifié JPF, 2006)

Échantillon 6-1003/1 – Callot de pisolites (LIIe. 645.075-2225.595-207 m)

L'échantillon a été prélevé sur un callot très induré, composé de pisolites sphériques (2 à 8 mm) jointifs et étroitement imbriqués.

L'examen microscopique nous montre un plasma qui remplit les espaces interstitiels et qui est constitué pour partie d'argile mais surtout d'oxydes de fer qui donnent une grande cohésion à l'ensemble difficilement fractionnable.

Le squelette est constitué par deux générations de grains de quartz (photos 5.01 et 5.02) : d'une part des petits grains (taille de 10 à 150 µ) de quartz détritique de faible sphéricité, anguleux à subanguleux, dispersés majoritairement dans le cortex et de manière moindre dans le cœur des pisolites. On les rencontre aussi, noyés, en forte densité, dans les oxydes du plasma interstitiel ; d'autre part, des grains de plus grande taille (150 à 1500 µ), à sphéricité forte ou moyenne, certains très émoussés, mono et polycristallins, présentant parfois des golfes de corrosion et des fissures avec inclusions d'oxydes. Ces grains émoussés sont dispersés habituellement dans le plasma interstitiel mais on peut en observer inclus dans le cortex et dans le coeur des pisolites. Leur granulométrie les assimile à des sables grossiers.

Les traits pédologiques sont représentés par des pisolites plus ou moins sphériques d'oxydes de gœthite. Les pisolites sont agglomérés les uns aux autres de manière difficilement dissociable par des oxydes de fer. Ils présentent les faciès habituels déjà rencontrés, mais, se différenciant des échantillons de Lunery et du Subdray, à savoir : en premier lieu, des pisolites "vrais" sphériques ou ovoïdes, à cortex multiples plus ou moins hydratés (couleur brun clair à brun foncé) quelques fois discordants ; le cœur argilo-ferreux présente parfois une forme prismatique ; les cernes du cortex sont colonisés par des micro-grains disparates de quartz anguleux (taille de 10 à 150 µm).

En second lieu on observe des pisolites à cortex unique (rapport cortex / cœur : 1 à 2/10) souvent incomplet et/ou discordant.

Ces pisolites sont généralement très altérés avec un cœur dont la partie argileuse a été éliminée : ne subsistent que les concentrations d'oxydes de fer et les grains de quartz des deux générations évoquées précédemment. Et enfin, des conglomérats de pisolites de forme ovoïde (taille 5 à 10 mm) réunissant plusieurs pisolites. Le cœur des pisolites est argileux et intègre de manière préférentielle des vestiges de pisolites dont le cortex unique a pratiquement disparu. Le cœur argileux, dépourvu de quartz, est parcouru de veinules radiales d'oxydes de fer.

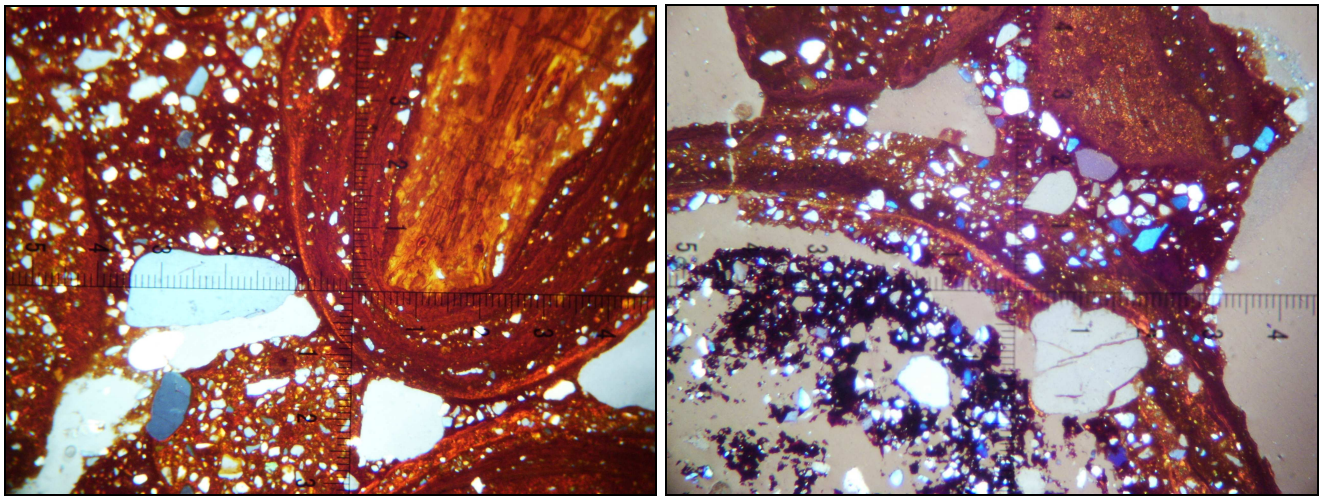


Photo 5.01 : Organisation interne d'un callot de pisolites / Échantillon 6-1003/1 (carrière de Bois Minon, Menetou-Couture) – Le cliché montre en haut à droite un pisolite (taille : 2,75 mm) à cortex multiple discordant avec un coeur prismatique présentant une disposition bien orientée (masépique). Dans le plasma composé d'oxydes de fer, on observe les deux générations de grains de quartz : d'une part, de petits grains de petite taille (10 à 15 µm), anguleux et d'autre part, plusieurs grains émoussés de plus grande taille (250 à 750 µm). La photographie a été réalisée par adjonction d'une lame retardatrice (¼ λ) pour augmenter le contraste entre les minéraux - LPA x40 (1 graduation = 25 µm) - (Photo JPF, 2010)

Photo 5.02 : Conglomérats de pisolites / Échantillon 6-0823/1 (carrière de Bois Minon, Ménetou-Couture) – Cette micro-photographie nous montre les vestiges d'un pisolite (Taille 6 mm) à cortex unique fortement altéré : la partie argileuse du cœur a disparu : n'en subsistent que des concentrations riches en oxydes de fer (hématite). Notez la présence de gros grains (Taille 250 à 500 µm) de quartz émoussés qui envahissent tous les espaces : vides, cortex et cœur des pisolites. La photographie a été réalisée par adjonction d'une lame retardatrice (¼ λ) pour augmenter le contraste entre les minéraux - LPA x40 (1 graduation = 25 µm) - (Photo JPF, 2010)

Les oxydes de fer colonisés par les grains de quartz n'occupent pas la totalité des espaces entre les masses de pisolites : les vides y sont fréquents (organisation de type intertextique). Il en est de même à l'intérieur de nombre de pisolites à cortex unique.

2 SITE DU BUISSON DES NOIRS (Crézancy-en-Sancerre)

Description et historique du site (LIIe. 632.860-2257.990-345 m)

Le site s'inscrit dans la partie orientale de la Champagne berrichonne et appartient au Pays-Fort et au Sancerrois, région beaucoup plus vallonnée qui contraste avec les plateaux qui l'entourent. Le relief est marqué par le fossé de la Loire et les accidents tectoniques majeurs qui s'y rattachent.

À une dizaine de km à l'ouest de Sancerre, l'affleurement du Buisson des Noirs (NE de Crézancy-en-Sancerre) a été révélé par un aménagement du fossé de la D.207. Il montre, sur 1 mètre de hauteur, un grès de couleur sanguine avec des passées de couleur ocre, à ciment ferrugineux avec des grains fins et grossiers.

Ces grès, à faciès continental, attribués au Barrémien inférieur (Lablanche *et al.*, 1984), ont largement été exploités jusqu'au début du XXe siècle pour le minerai de fer, appelé "Mine chaude" dans la région, car il est facile à fondre, par opposition à celui des formations tertiaires appelé "Mine froide" (Grossouvre, 1886). Ils reposent sur les calcaires karstifiés, de l'Hauterivien ou du Tithonien, révélés par la présence de mardelles nombreuses (Lablanche *et al.*, 1984).

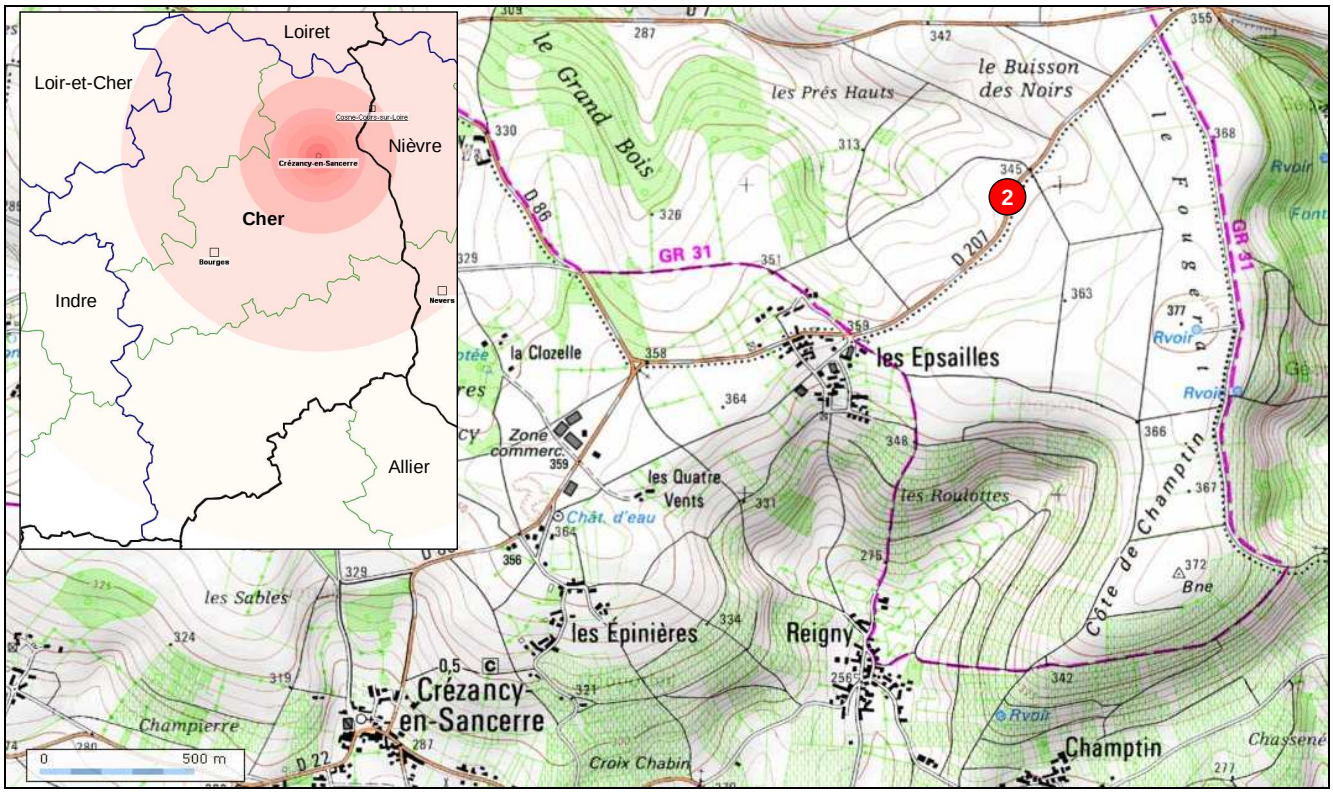


Fig. 5.09 : Plan de situation du site du Buisson des Noirs à Crézancy-en-Sancerre (Cher) – (http://www.geoportail.fr)

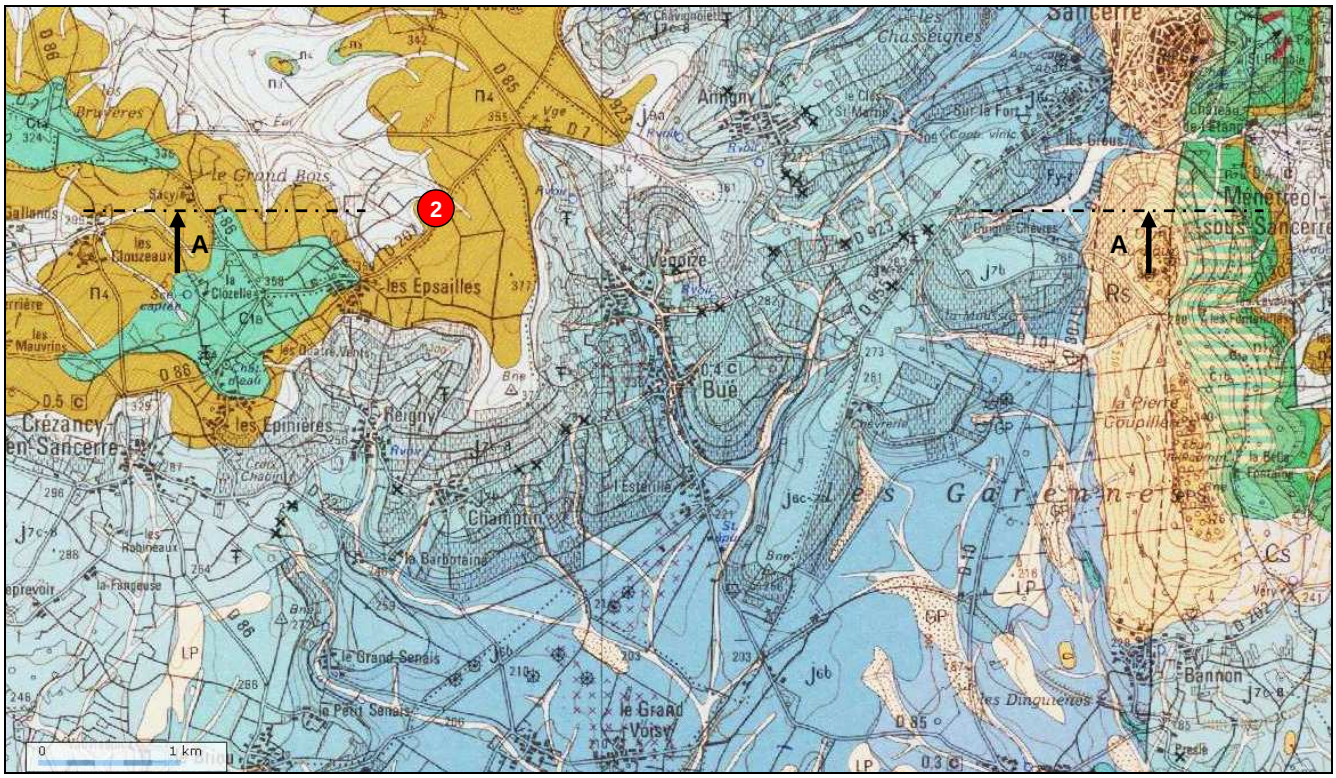


Fig. 5.10 : Carte géologique du Buisson des Noirs (Crézancy-en-Sancerre, Cher) à la Loire (Feuille de Sancerre, d'après Lablanche *et al.*, 1984). Géologie : (j6b) Oxfordien supérieur (Calcaires de Bourges), (j6c-7a) Oxfordien et Kimméridgien inférieur (Calcaires de Levroux), (7b) Kimméridgien inférieur (Calcaires du Buzançais), (j7c-8) Kimméridgien inférieur et supérieur (Marnes de Saint-Doulchard, j9) Tithonien (Calcaires de Saint-Martin-d'Auxigny, (n3) Hauterivien (calcaires à oolithes ferrugineuses, (n4) Barrémien (grès ferrugineux à faciès continental), (n7a à n7c) Albien, (c1a à c2) Cénomanien, (RS) Éocène (Formation argileuse à silex), (ePs) Éocène (Conglomérat siliceux), (Fw, Fx, Fy, Fz) Formations alluviales. (A-A) indication de la coupe de la fig. 5.12.

Légende	Puissance	Log	Etage	Formation
ePs	Maxi 40 m		Éocène	Conglomérat siliceux
RS				Formation argileuse à silex
c2	30 m		Cénomanien	Marnes à ostracées
c1a et b	30 m			Gaize argilo-sableuse
n7c	35 à 50 m		Albien	Sables de la Puisaye
n7b				Argiles de Myennes
n7a				Sables fins
n4	10 m		Barrémien	Grès ferrugineux (faciès continental), argiles bariolées, sables
n3	2 m		Hauterivien	Calcaires à oolithes ferrugineuses (non reconnus de manière systématique)
j9	30 à 40 m		Tithonien	Calcaires de Saint-Martin d'Auxigny (zone à *Gravesia*)
j7c-8	80 à 90 m		Kimméridgien inférieur et supérieur	Marnes de Saint-Doulchard
j7b	15 m		Kimméridgien inférieur	Calcaires du Buzançais (zone à *Cymodoce*)
j6c-7a	25 à 30 m		Oxfordien et Kimmeridgien inférieur	Calcaires de Levroux
j6b	50 m		Oxfordien supérieur	Calcaires crayeux de Bourges (zone à *Bimammatum*)

Fig. 5.11 : Log des formations lithologiques du Sancerrois (sud du Pays Fort) - (JPF, 2011, d'après notice et carte géologique de Sancerre, Lablanche *et al.*, 1984)

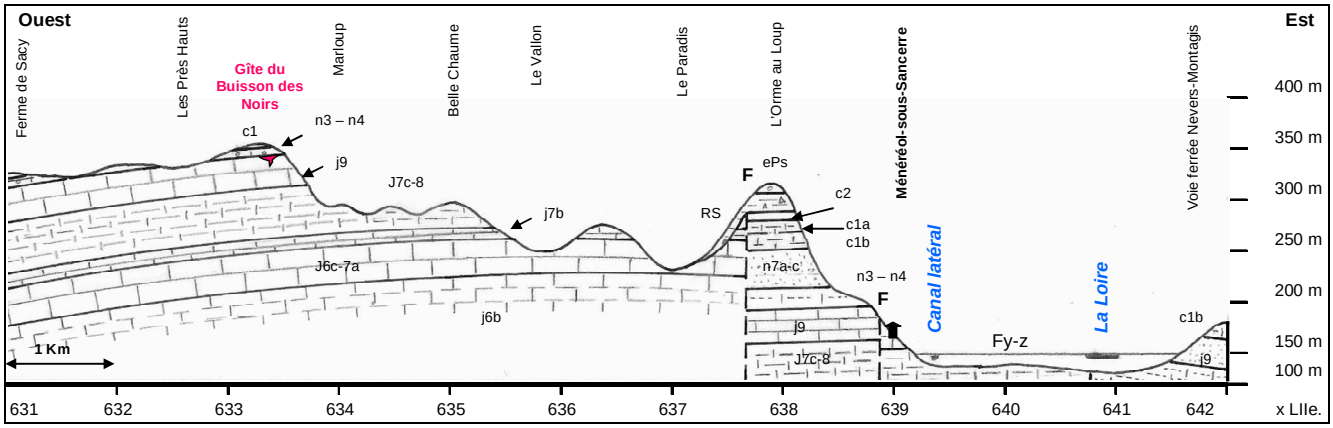


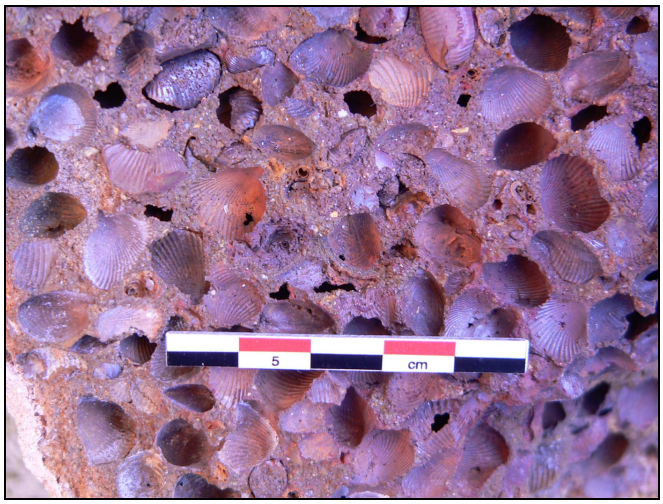
Fig. 5.12 : Coupe géologique du gîte de grès ferrugineux du Buisson des Noirs à la Loire – La coupe de direction W-E a été réalisée au droit du gîte de grès ferrugineux continentaux du Buisson des Noirs (Crézancy-en-Sancerre) en direction des buttes de Sancerre et de la Loire. La légende est celle de la figure 5.11 - (JPF, 2011)

Observations effectuées

Échantillon 6-0728/1 (photos 5.03 à 5.06)

L'échantillon issu de la coupe présente, en surface, une teinte brun foncé homogène (code Munsell : 7,5 YR 3/2). Les grains de quartz ne sont pas décelables à l'œil nu. La découpe fait apparaître des concentrations préférentielles de grains de quartz séparées par des plages rouge sombre (7,5 R 3/4) où ils sont rarissimes. Les concentrations et les plages montrent une organisation en bandes parallèles et se développent de manière subhorizontale.

À l'examen microscopique, on observe un plasma qui occupe toute la porosité intergranulaire. Il est constitué d'oxydes de fer qui ont précipité dans l'espace poral résiduel Massivement, il présente un caractère opaque (ce qui laisse supposer de l'hématite). Par contre, les veinules, d'une largeur de 40 à 80 µm, qui parcourent de manière continue les chenaux entre les grains éclatés, affichent une teinte rouge sang (photos 5.05 et 5.06). Le squelette est constitué de gains de taille très hétérogène (entre 10 µm et 2 mm), sans organisation particulière.



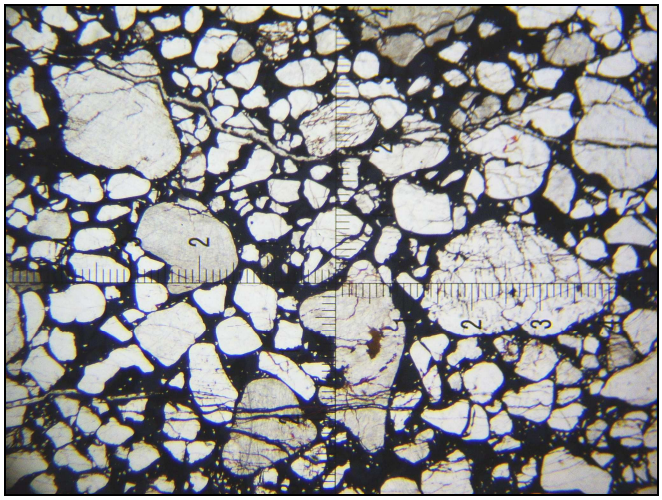
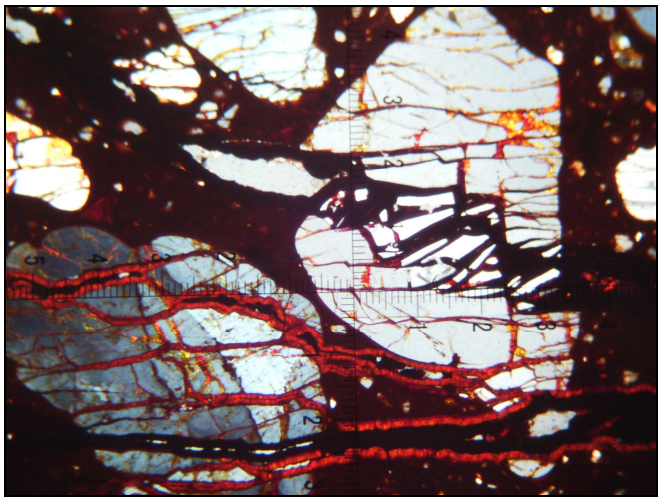


Photo 5.03 : Grès ferrugineux barrémien épigénisé par les oxydes de fer (Crézancy-en-Sancerre) / Concentration fossilifère – Concentration exceptionnelle de brachiopodes articulés du genre rhynchonelle (*Orbirhynchia parkinsoni*) caractéristique de l'étage albien-barrémien - (Photo JPF, 2006)

Photo 5.04 : Grès ferrugineux barrémien à faciès continental (Crézancy-en-Sancerre) / Échantillon 6-0728/1 / Organisation du fond matriciel – Cette microphotographie à faible grossissement (x8) nous montre la disposition des grains noyés dans un plasma d'oxydes de fer. Les grains sont très altérés, fendillés, éclatés - LN x8 (1 graduation = 125 µm) - (Photo JPF, 2010)



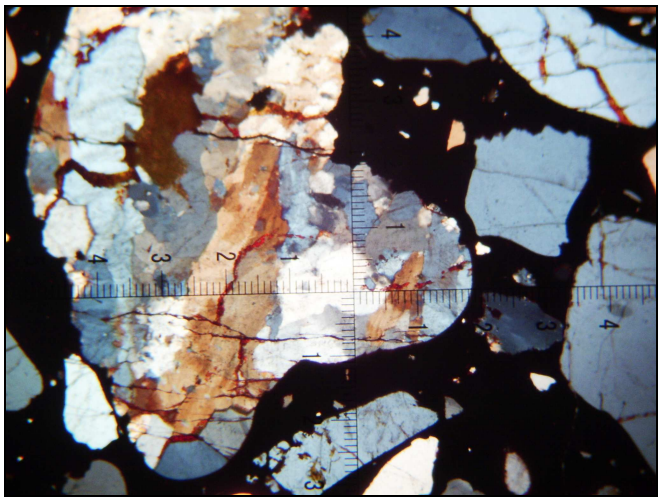


Photo 5.05 : Grès ferrugineux barrémien à faciès continental (Crézancy-en-Sancerre) / Échantillon 6-0728/1 / Détail de la pénétration des grains de quartz par les oxydes de fer – Cette microphotographie illustre l'intension de l'altération tant sur le plan géochimique que mécanique. Sous l'effet des contraintes, les quartz se sont brisés en de multiples éclats. Sur le plan mécanique les contraintes semblent s'être exercées de façon homogène : on perçoit nettement l'orientation unidirectionnelle des fissures. La teinte très sombre du plasma intergranulaire tranche nettement avec le liseré rouge sang des oxydes qui imprègnent les veinules qui traversent les quartz - LPA x40 (1 graduation = 25 µm) - (Photo JPF, 2010)

Photo 5.06 : Grès ferrugineux barrémien à faciès continental (Crézancy-en-Sancerre) / Échantillon 6-0728/1 / Grain polycristallin de quartz – Le grain de quartz présenté mesure 2 mm et fait apparaître une structure polycristalline dont les surfaces communes constituent des zones de fragilité à l'origine des fissures puis des éclatements - LPA x40 (1 graduation = 25 µm) - (Photo JPF, 2010)

Ces grains présentent une caractéristique essentielle : ils sont fortement altérés et sont tous parcourus par des fissures et nombre d'entre eux sont éclatés. À l'intérieur des espaces ainsi aménagés se sont précipités les oxydes de fer. La direction de ces fissurations se développe d'une manière subhorizontale caractérisée : les contraintes chimiques et mécaniques qui en sont l'origine, se sont exercées de manière constante et unidirectionnelle. Les grains les plus petits (de 10 à 500 µm) ont une faible sphéricité et sont très anguleux à subanguleux. Les grains de plus grande taille (500 à 2 mm) ont une sphéricité moyenne et sont généralement émoussés à subémoussés. Nombre d'entre eux sont polycristallins (photo 5.06). Des vides sont visibles : ils se limitent à des fentes de retrait dues à des phénomènes de déshydratation et ne sont pas envahis par les oxydes de fer. Les précipitations de fer peuvent se développer sur plusieurs centimètres.

3 SITES DE LA VALLÉE DU CHER AUX ENVIRONS DE ROSIÈRES / LUNERY

À Rosières, entre Saint-Amand-Montrond et Vierzon, on observe en plusieurs endroits les témoins d'un paléokarst. Ces derniers se présentent sous forme de cavités (grottes minières de Chanteloup et du Patouillet), de dolines ou de puits recoupés par l'exploitation de carrières (carrière des Baguettes). Ces phénomènes karstiques, exhumés par des travaux anthropiques (extraction de minerai de fer, de pierre calcaire, de sable et d'argile), témoignent de l'étendue, de la densité et de la variété des formes du karst.

À Rosières, le fossé du Cher recoupe un bassin triangulaire dans lequel deux failles majeures (fig. 5.14 et 5.16) : failles de Châteauneuf-sur-Cher et faille de Rosières) mettent en contact le calcaire marin jurassique et les calcaires lacustres tertiaires.

Le log de la fig. 5.15 et la coupe de la fig. 5.16 donnent une description synthétique des formations lithologiques affleurantes et des dépôts superficiels, d'âges anciens ou récents, piégés dans les vides du karst.

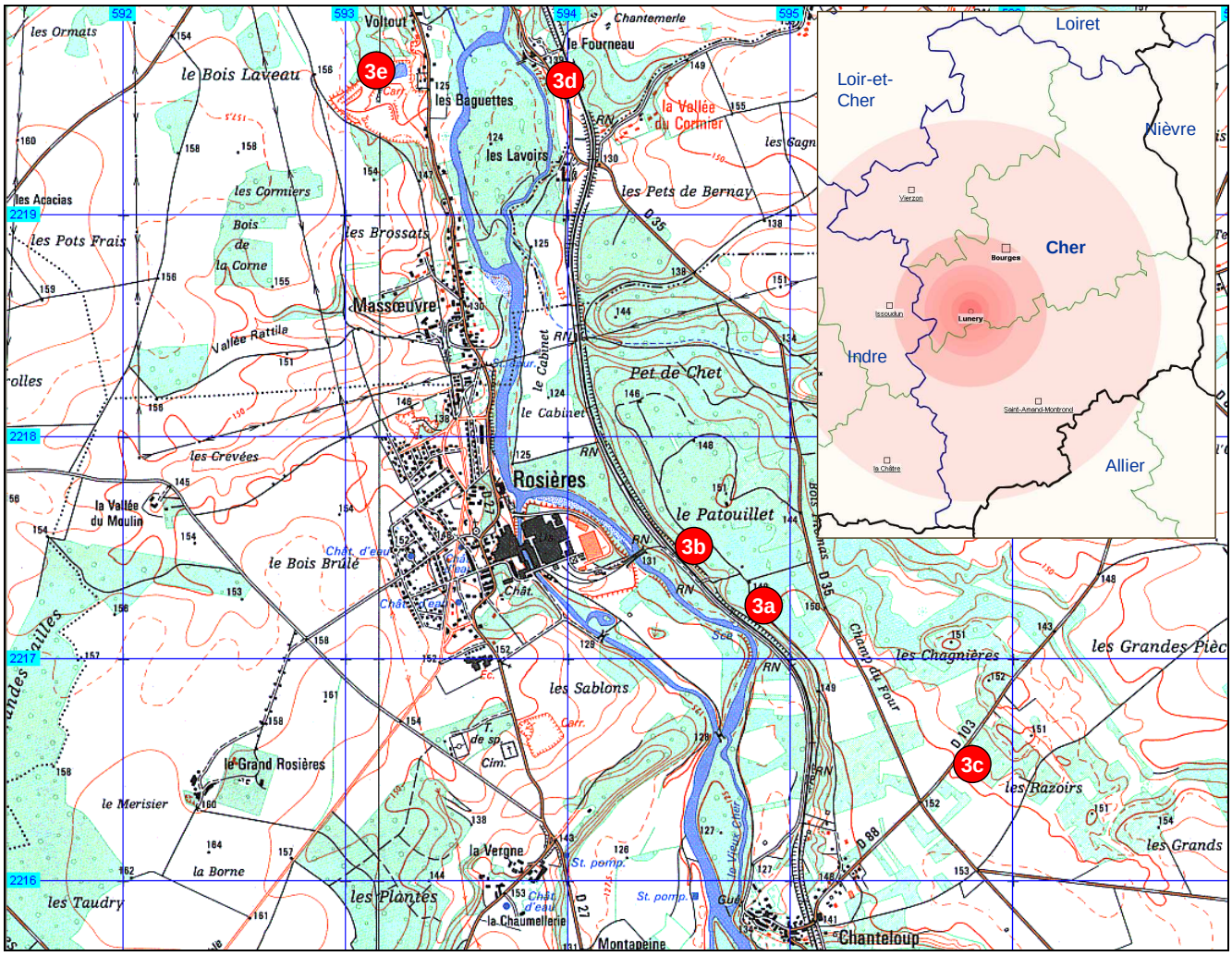


Fig. 5.13 : **Localisation des sites de la vallée du Cher aux environs de Rosières (Cher)** - (3a) Grotte minière de Chanteloup (3b) Grotte minière du Patouillet, (3c) Gîte de la route de Chanteloup à Saint-Caprais, (3d) Gîte du Fourneau, (3e) Carrière des Baguettes - (CartoExplorer 3D, Cher, partie sud)

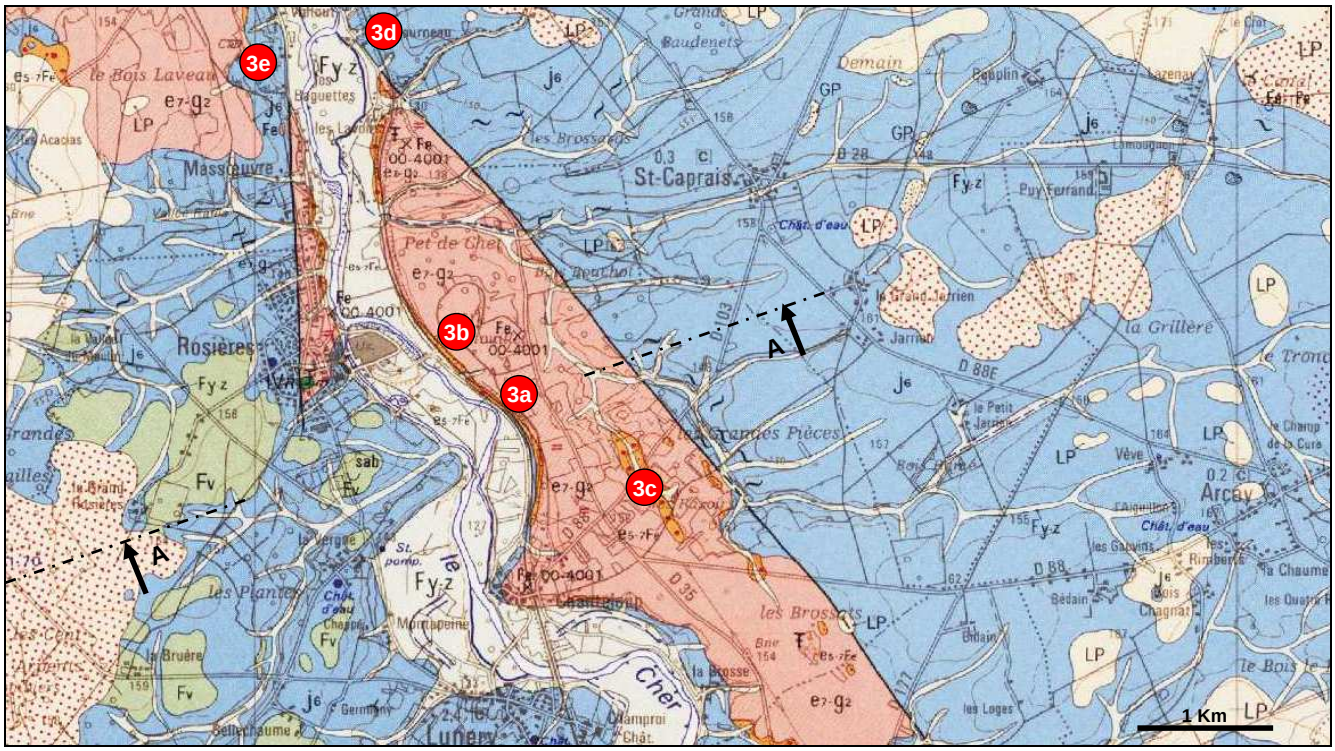


Fig. 5.14 : Carte géologique des sites de la vallée du Cher aux environs de Rosières (Cher) (Feuille Châteauneuf-sur-Cher, d'après Lablanche, 1984). **Sites étudiés :** (3a) à (3f) voir fig. 5.13 - **Géologie** : (j6) Oxfordien supérieur (Calcaires lités), (e5-7Fe) Cuisien à Ludien (Argiles à minerai de fer pisolitique), (e7-g2) Ludien à Stampien (Calcaires et argiles lacustres du Berry), (LP) Limons des plateaux). (A-A) indication de la coupe de la fig. 5.16.

Légende	Puissance	Log	Etage	Formation
e7-g2	≤ 30 m		Ludien à Stampien	Calcaires et argiles lacustres du Berry
e5-7 Fe	6 à 7 m		Cuisien à Ludien	Argiles à minerai de fer pisolitique (en place ou remanié dans le karst de l'Oxfordien)
j6	jusqu'à 130 m		Oxfordien supérieur	Calcaires lités inférieurs (niveaux à entroques et astrates)
j5-6	20 m		Oxfordien supérieur et moyen	Calcaires et marnes à spongiaires
j4-5	5 à 8 m		Oxfordien inférieur et moyen	Marnes à Amonites pyriteuses, marnes et calcaires versicolores, calcaires noduleux
j3	20 m		Callovien	Calcaires versicolores et marnes

Fig. 5.15 : Log des formations lithologiques de la vallée du Cher - (JPF, 2011, d'après notice et carte géologique de Châteauneuf-sur-Cher, Lablanche, 1984)

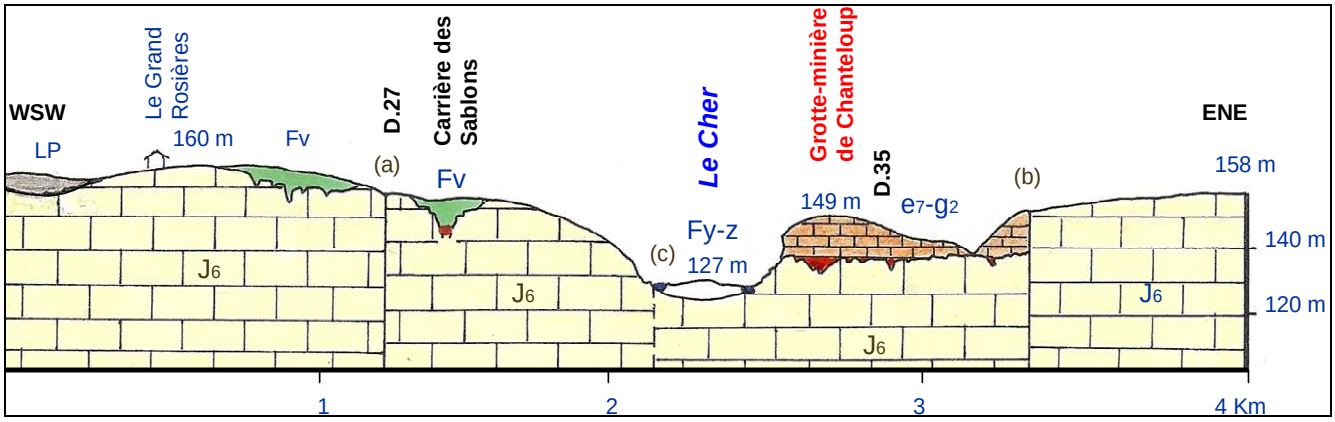


Fig. 5.16 : Coupe géologique W.SW-E.NE au voisinage de la grotte-minière de Chanteloup (Lunery, Cher) - Légende identique à fig. 5.15 - (d'après Voinchet, complété JPF, 2010)

3a GROTTE MINIÈRE DE CHANTELOUP (Lunery, Cher)

Le département du Cher recèle plusieurs grottes minières révélées par l'exploitation du minerai de fer dit sidérolithique. La contribution à un inventaire des cavités naturelles et artificielles du département du Cher (CDS 18, 1999) cite les cavités accessibles suivantes :

- La-Chapelle-Saint-Ursin : grotte des Petites Chaumes (SCAV, 1999) et Puits d'Ignoux (GRESB, sd) ;
- Saint-Florent-sur-Cher : grotte des Fous ;
- Sainte-Thorette : grotte de l'Écologiste (GSA, 1988) et Grotte de Fond Moreau (GSA, 1987) ;
- Lunery : grotte de Chanteloup (GRSEB, 1986).

Description de la cavité (Entrée : LIIe. 594.863 - 2217.132 – 142 m)

L'entrée de la cavité (photo 5.07) se situe, en rive droite du Cher, entre le hameau de Chanteloup (commune de Lunery) et l'agglomération de Rosières (fig. 5.13 et 5.14, repère 3a). Dans le secteur étudié, la vallée du Cher a une orientation SSE-NNW et suit de grands accidents tectoniques qui mettent en contact les formations calcaires jurassiques et les dépôts lacustres tertiaires. Cette grotte-minière qui alimentait la fonderie de Rosières située à 1 km au nord-ouest en rive gauche du Cher, aurait été exploitée entre 1877 et 1906.

La cavité (fig. 5.18) qui se développe dans la partie sommitale des calcaires karstifiés de l'Oxfordien supérieur (Calcaires lités inf.), est scellée par les calcaires lacustres du Berry (Ludien à Stampien).





Photo 5.07 : Grotte de Chanteloup (Lunery, Cher) / Entrée - L'accès se fait par une étroiture en interstrates de la grotte de Chanteloup. Sur le cliché, on aperçoit les calcaires lacustres du Berry qui constituent le toit de l'exploitation - (Photo JPF, 2006)

Photo 5.08 : Grotte de Chanteloup (Lunery, Cher)/ Réseau nord - Les mineurs ont arrêté l'exploitation du remplissage de minerai pisolitique au contact du castillard à ciment argilo-calcaire pauvre en pisolites - (Photo JPF, 2006).

Le remplissage de minerai (argile pisolitique) a été vidé par l'exploitation minière (photo 5.08). Les mineurs n'ont laissé en place que la partie la plus pauvre qui constitue une zone de transition entre les argiles à pisolites et les calcaires oxfordiens. Grossouvre (1886) nous précise, qu'au voisinage du calcaire, l'argile devient plus sèche et se durcit. Les mineurs donnent à cette partie indurée, moins riche en pisolites, le nom de *roc mineux* ou celui de *castillard* suivant le degré de consistance. Cette disposition est illustrée par la coupe suivante (fig. 5.17) établie par l'auteur.

Le développement de la cavité est de l'ordre de 300 mètres. L'entrée se présente sous la forme d'étroitures en interstrates et débouche dans une première salle au sol horizontal d'une vingtaine de mètres de long, d'une dizaine de mètres de largeur et d'orientation NE-SW.

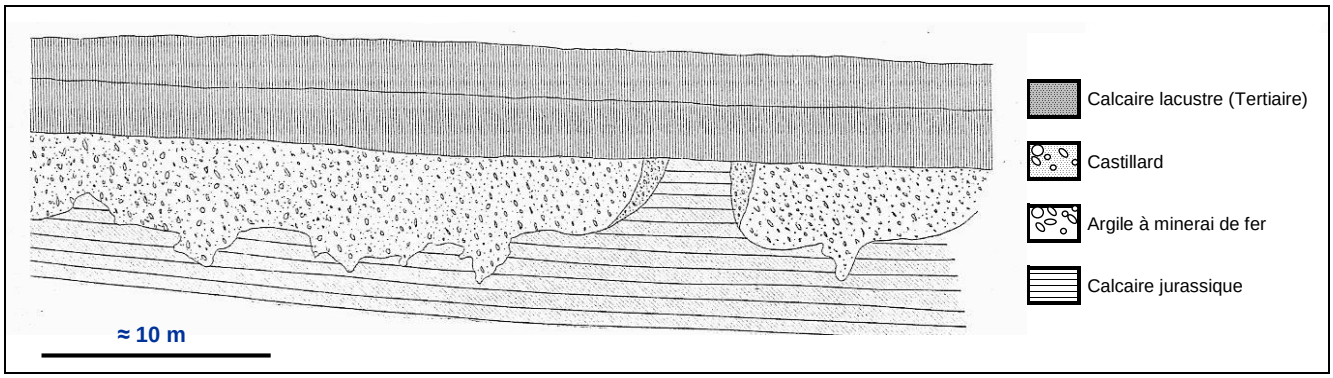


Fig. 5.17 : Coupe détaillée montrant l'allure de la couche de minerai sur le site voisin de Dun-le-Roi [Dun-sur-Auron] - Le gîte repose sur la surface corrodée et crevassée du calcaire jurassique (Grossouvre, 1886, complété JPF, 2011)

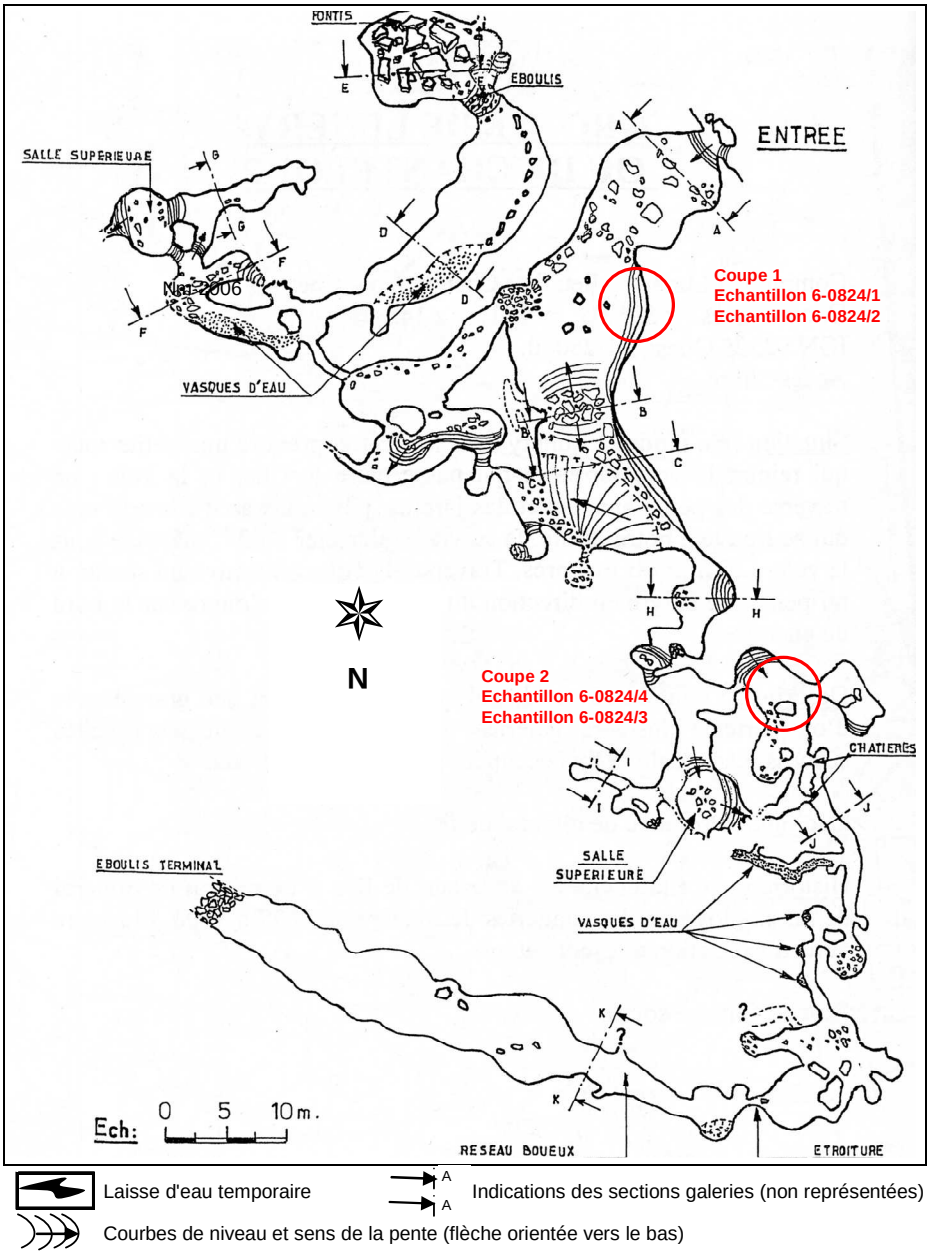


Fig. 5.18 : Plan de la grotte de Chanteloup (Lunery, Cher) et localisation des coupes et des prélèvements d'échantillons. À noter que l'orientation a été modifiée par rapport à la topographie initiale : inversion N-S réalisée après confrontation des orientations sur place - (GRESB, 1986)

Le plafond à 2,40 mètres de hauteur constitue la base des calcaires lacustres. La première strate, d'ordre décimétrique est en position instable résultant de la détente liée au vide généré par l'exploitation. Cette salle d'entrée permet d'accéder à deux réseaux.

Le premier dit "réseau sud" est accessible par de courtes galeries basses (direction NW-SE) recoupant une série de salles d'orientation parallèle à celle de la salle d'entrée et dont les parties basses sont occupées par des laisses d'eau. Ce réseau butte sur deux salles dont une a été sujette à un effondrement important des dalles du plafond (noté fontis sur le plan). Le second dit "réseau nord" de direction identique aux galeries basses de communication du réseau sud, dévoile un parcours sinueux défendu par une série d'étroitures ou chatières dont le terme est constitué par une salle basse d'une trentaine de mètres de longueur finissant sur un éboulis ou une trémie.

Pour Grossouvre (1886), les minerais de Chanteloup offrent une particularité remarquable avec deux niveaux de minerais : celui du niveau inférieur contient des pisolites avec une teinte ocreuse habituelle ; quant au niveau supérieur, il présente une couleur rouge très vive. Les mineurs y distinguaient deux sortes de mines : la "Mine jaune" et la "Mine rouge" ; cette dernière étant considérée comme plus réfractaire et de qualité inférieure.

Description des coupes

Dans la première salle, à une quinzaine de mètres de l'entrée, sur la paroi ouest, nous avons procédé à une première coupe (fig. 5.19, coupe n° 1) et au prélèvement de plusieurs échantillons dont la couleur ocre nous incite à penser qu'il s'agit du niveau de mine jaune évoquée par Grossouvre (*Ibid*) :

- 6-0824/1 (lame mince, analyse chimique, diffractométrie RX, code couleur) ;
- 6-0824/2 (analyse chimique, diffractométrie RX, code couleur) ;

Dans le réseau sud, avant la zone des chatières (fig. 5.20, coupe 2) a été établie une seconde coupe et prélevés les échantillons suivants :

- 6-0824/4 (diffractométrie RX) ;
- 6-0824/3 (lame mince).

Coupe n°1

Cette coupe a été observée sur la paroi ouest de la grande salle et développe sur 2,40 m, différentes unités nettement différenciées sur le plan lithologique (fig. 5.18 et 5.19, photos 5.09 et 5.10).

Elle intègre trois formations : une formation sédimentaire marine encaissante constituée par les calcaires de l'Oxfordien supérieur (non visible sur la coupe), une formation lacustre (II) scellant une troisième formation d'altérites remaniées (I) constituée de minéraux néoformés.

La description, de bas en haut, en est la suivante :

- Le plancher de la salle n'est pas visible, il est encombré des morceaux de castillard laissés sur place par l'exploitation et de dalles détachées du plafond.

- L'unité (A) de la formation (I), observable sur une hauteur de 0,80 m, est constituée de castillard avec un fond matriciel constitué d'un ciment argileux, jaune brun (10 YR 6/6) de faible cohésion. La densité de pisolites varie de 10 à 35 % et diminue de la base vers le sommet.

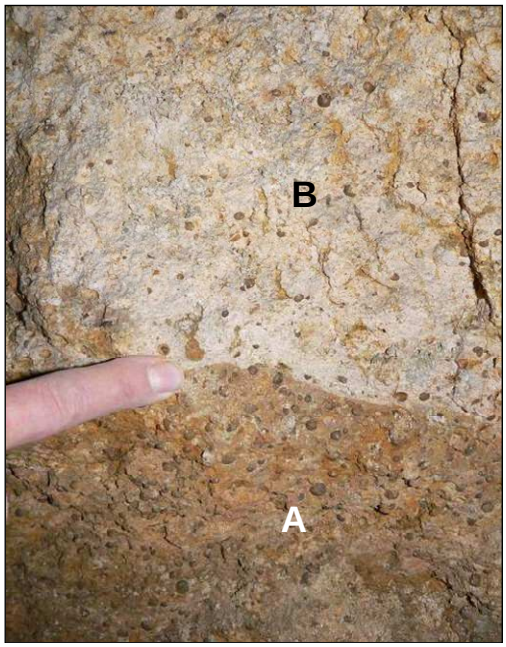
- L'unité (B) tranche nettement par rapport à la sous-unité 1, de par sa couleur plus claire, brun pâle à jaune olive (10 YR 8/3 à 5 Y 6/7) mais également par une densité de pisolites nettement plus faible (2 à 5 %). De même, elle présente une induration nettement plus grande que l'unité (A). À noter que la limite entre ces deux sous-unités est bien marquée et présente une disposition remarquablement horizontale.

- L'unité (C) se caractérise par cinq sous-unités (1 à 5) dont le trait commun est un ciment (argile au sens granulométrique) induré de couleur légèrement plus claire, jaune pâle (2,5 Y 8/3) que la série (B). À la base, on observe une sous-unité (1) d'une vingtaine de cm, avec des pisolites épars de densité faible (< 2 %) noyés dans un ciment.

- Cette unité (C) est surmontée sur une dizaine de cm par une sous-unité (2) formée de zébrures faiblement sinueuses d'oxydes de fer de teinte rouge clair (2,5 YR 6/8). Les sous-unités (3) et (5) sont de même nature que la sous-unité (1) sauf qu'aucune pisolite n'y est visible. À la cote 1,80 m, la sous-unité (4) montre des nodules calcaires de structure différente du ciment des sous-unités (3) et (5). Il pourrait s'agir, soit de nodules de calcite d'organisation différente du ciment, soit de brèches très altérées de calcaires lacustres.

- La formation (II), qui surmonte la coupe, constitue la base des Calcaires lacustres du Berry. Du fait des contraintes de détente résultant de l'exploitation, les premières strates se sont décollées.

- Les calcaires oxfordiens, au sommet desquels s'est développée la galerie, ne sont visibles nulle part.



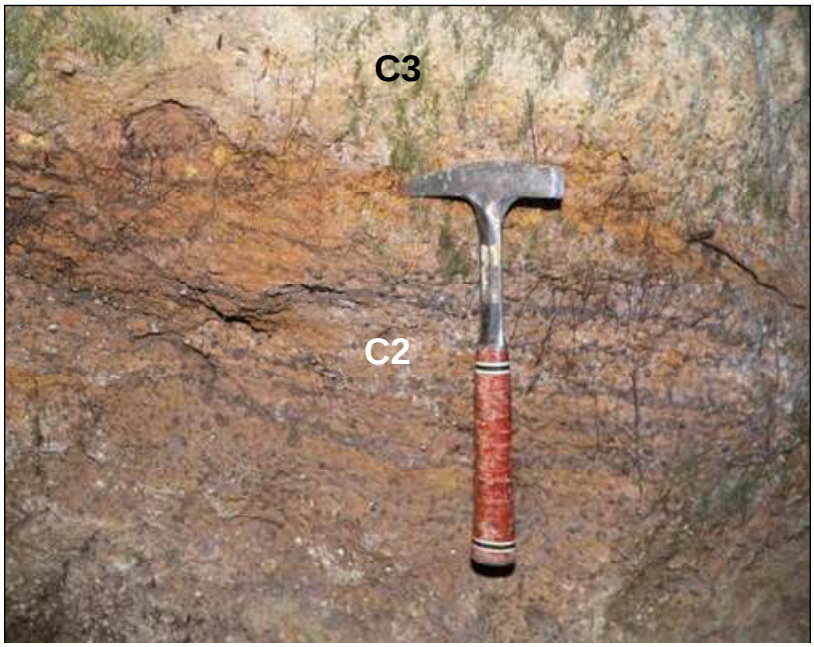


Photo 5.09 : Grotte de Chantelou (Lunery, Cher) / Coupe n°1 / Formation (I) / Transition des unités (A) et (B) - Différenciation nette entre l'unité (A) : ocre, friable, avec pisolites de densité 10 à 25 % et l'unité (B) : blanc, induré, avec pisolites de densité entre 2 et 5% - (Photo JPF, 2006)

Photo 5.10 : Grotte de Chanteloup (Lunery, Cher) / Coupe n°1 / Formation I / Unité C / Sous-unités (2) et (3) - On distingue les zébrures plus ou moins riches en oxydes de fer (sous-unité 2) que surmonte la sous-unité carbonatée (3) sans pisolites - (Photo JPF, 2006)

Coupe n° 2

Cette coupe (fig. 5.20) a été établie dans la galerie du réseau nord, au niveau d'un ressaut permettant d'accéder à la zone des chatières.

À l'instar de la coupe précédente, cette coupe intègre les mêmes formations : une formation sédimentaire marine (calcaires de l'Oxfordien supérieur) formant l'encaissant, non visible sur la coupe, une formation lacustre (formation II) scellant une troisième formation d'altérites remaniées (formation I) constituée de minéraux néoformés. Au delà de cette similitude par rapport à la coupe n° 1, on observe les différences suivantes :

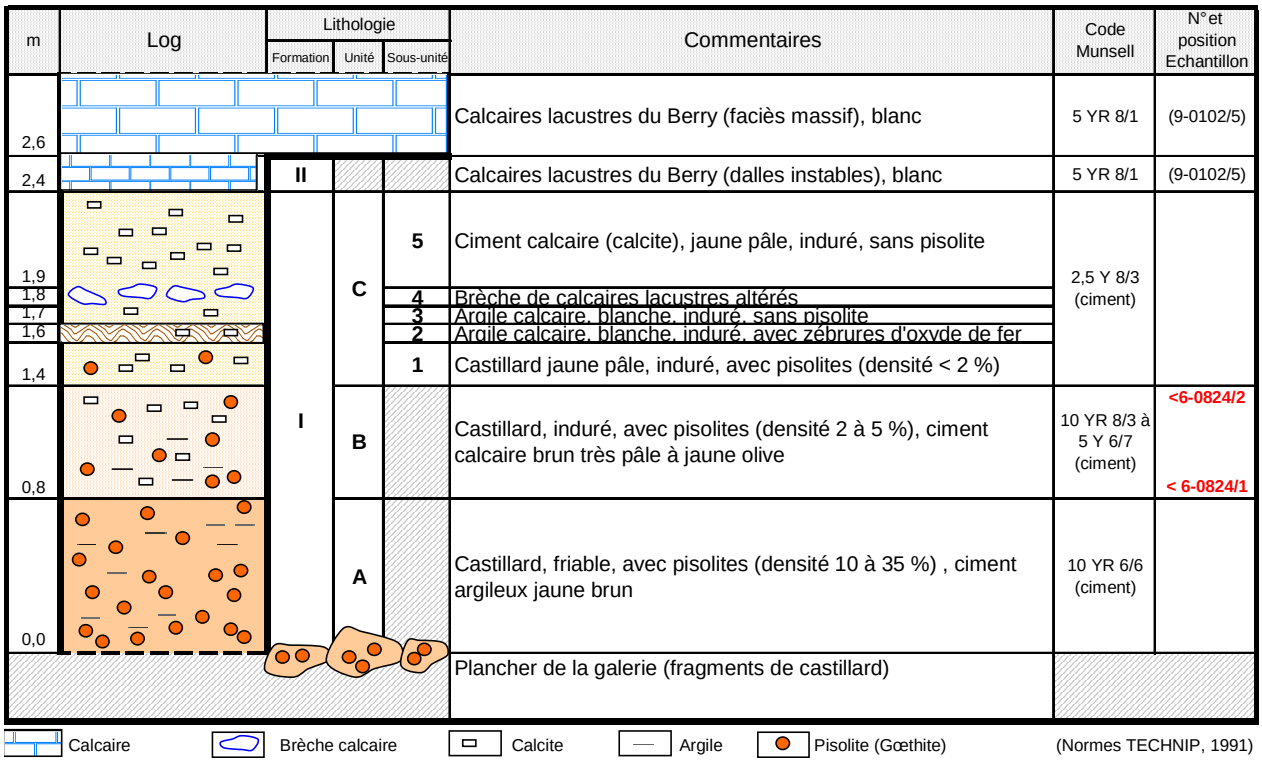


Fig. 5.19 : Grotte de Chanteloup (Lunery, Cher) / Zone d'entrée / Coupe n°1 - Description des différentes unités et indication des prélèvements des échantillons 6-0824/1 et 6-0824/ 2 - (JPF, 2006)

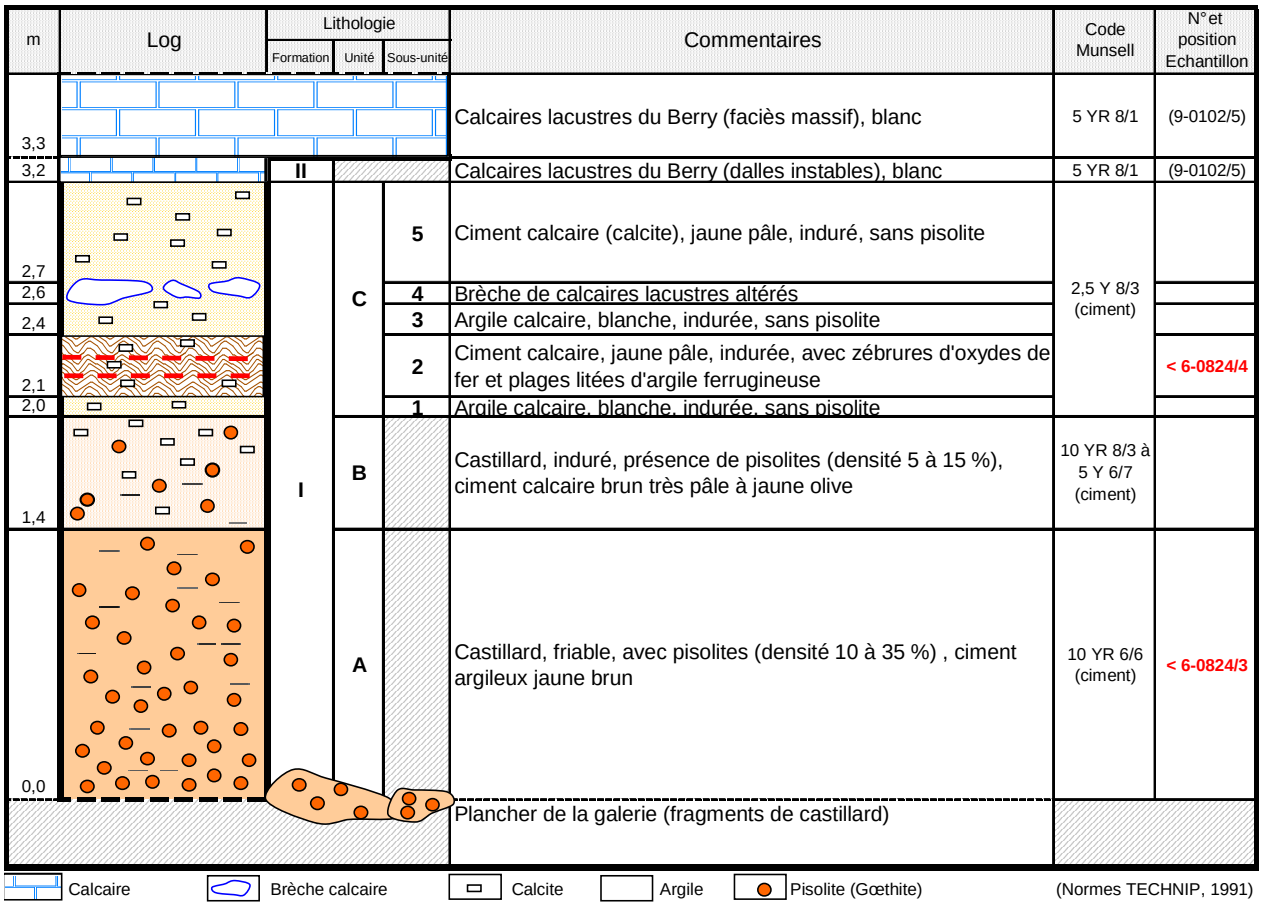


Fig. 5.20 : Grotte de Chanteloup (Lunery, Cher) / Réseau sud / Zone des chatières / Coupe n°2 - Description des différentes unités et indication des prélèvements des échantillons 6-0824/3 et 6-0824/ 4 - (JPF, 2006)

- Le plancher de la salle n'est pas visible, il est encombré de fragments de castillard laissés sur place par l'exploitation.

- L'unité (A) de la formation (I), constituée de castillard argileux, est visible sur une plus grande hauteur (1,40 m contre 0,80 m).

- L'unité (B) présente une densité de pisolites plus importante (10 à 35 %, contre 2 à 5 %).

- L'unité (C) développe également cinq sous-unités (1 à 5), mais qui diffèrent sensiblement de la coupe n° 1 : à sa base, on observe une sous-unité (1) d'une dizaine de cm, composée d'un ciment induré.

Cette sous-unité est surmontée sur environ 30 cm par une sous-unité (2) formée de zébrures sinueuses d'oxydes de fer de teinte rouille plus ou moins prononcées, de couleur brun rouge (code Munsell : 2,5 Y 4/4) et de petites plages litées d'argile ferrugineuse. La sous-unité (5) à la base de la formation des calcaires lacustres accuse une puissance d'environ 70 cm. Les sous-unités (3) et (5) sont de même nature que la sous-unité (1). À la cote 2,60 m, la sous-unité (4) montre des nodules calcaires de même type que ceux que la coupe n°1.

Interprétations des coupes

Les différentes unités (formations, séries et sous-unités) des deux coupes (fig. 5.19 et 5.20) peuvent être corrélées en nature et en puissance avec toutefois les nuances et observations suivantes :

- La variation d'épaisseur (0,8 à 1,4 m) de la partie observable de l'unité (A) laisse à penser que le niveau du plancher de la salle d'entrée était initialement plus bas, sans que l'on puisse pour autant affirmer atteindre l'encaissant oxfordien ;

- La puissance et la densité en pisolites, à l'intérieur d'une même série, sont susceptibles de varier latéralement ;

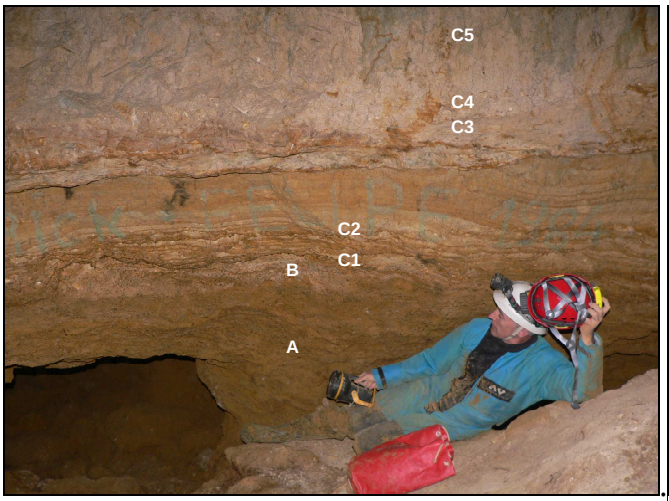
- La plus grande différenciation réside dans la sous-unité (3) de la série (C) : outre une différence notable de puissance entre les deux coupes (respectivement 10 et 30 cm), on observe que les zébrures et encroûtements ferrugineux développent des figures et concentrations contrastées.

Ces observations permettent de montrer les constantes des processus qui président à la mise en place des remplissages mais aussi de souligner les limites de cette apparente homogénéité.

Une topographie de nivellement nous permet de proposer un pendage de 1,69% de la base des calcaires lacustres entre les deux coupes distantes d'une trentaine de mètres.

L'interprétation de cette cavité sur le plan karstique n'est pas aisée : les techniques habituelles d'investigation sur l'analyse des formes de galeries (Gamez, 1985) et de la fissuration (Fizaine, 1985) ne peuvent y être appliquées. En effet, les contraintes d'exploitation tant en terme de qualité du minerai que de sécurité, ne sont pas représentatives de la configuration réelle de la cavité qui par ailleurs a subi d'importants désordres depuis l'arrêt de l'extraction. Nulle part, nous n'avons eu accès à l'encaissant calcaire oxfordien, les mineurs laissant en place le castillard de faible densité en pisolites et dont l'épaisseur n'est pas connue.

Les galeries principales semblent alignées le long de deux axes orthogonaux (directions NE-SW et NW-SE). Cette dernière direction est sensiblement celle de la faille de Châteauneuf-sur-Cher. Quant au type de phénomène, nous émettons l'hypothèse, du fait de l'omniprésence continue du plafond rectiligne des calcaires lacustres du Berry, qu'il s'agit soit d'une grotte de nature subhorizontale trépanée par l'érosion soit plus vraisemblablement d'un paléolapiaz.



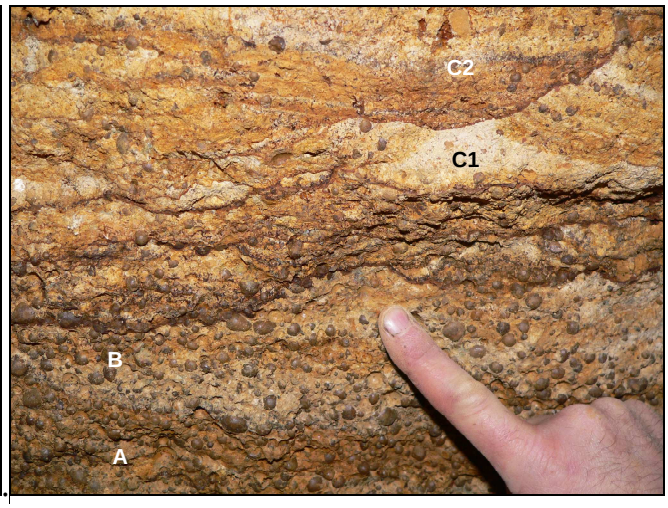


Photo 5.11 : Grotte de Chanteloup (Lunery, Cher) / Coupe n°2 / Vue générale de la coupe - La photo nous montre l'ensemble de la coupe depuis la série (A) constituée de castillard à ciment argileux (au niveau des pieds du spéléologue) jusqu à la série C, sous-unité (5) - (Photo JPF, 2006),

Photo 5.12 : Grotte de Chantelou (Lunery, Cher) / Coupe n°2 / Unités (A) à (C) - De la base de la photo, se développent successivement : la série (A) constituée de castillard à ciment argileux, puis la série (B) moins riche en pisolites à ciment carbonaté, et enfin la zone de zébrures et d'encroûtements plus ou moins riches en oxydes de fer de la sous-unité (2) de la série (C) - (Photo JPF, 2006)

Description des échantillons

Échantillon 6-0824/1 - Castillard à ciment calcaire, coupe n°1, base unité (B)

L'échantillon 6-0824/1, prélevé dans la coupe n°1, à la base de la série (B) se présente sous forme d'un conglomérat (castillard) totalement induré et constitué de pisolites noyés dans un ciment qui réagit de manière vive à l'acide chlorydrique, de dureté Mohs égale à 3 et dont la granulométrie très fine n'est pas observable à l'œil nu.

Les pisolites sphériques ou ovoïdes d'ordre millimétrique présentent un éclat métallique qui a tendance à devenir mat après exposition à l'air libre. Ils sont disposés de manière aléatoire sans organisation visible. Le support est clastique avec une texture fermée sans vides apparents. Cette roche est une altérite issue de la phase ultime de démantèlement d'une cuirasse ferrugineuse remaniée et piégée dans les vides du karst.

L'examen microscopique ne montre pas de plasma *s.s* sur la lame mince. Le squelette est constitué de cristaux automorphes de calcite présentant une biréfringence extrêmement forte, (teintes en LPA vert à rose pâle du 4e ordre) de tailles et de formes nettement différenciées (photos 5.13 et 5.14). Il est possible de distinguer : des méga-cristaux (taille de 100 µm à 1,5 mm), accrochés aux pisolites en disposition subpolaire ; des cristaux prismatiques allongés (taille 300 à 600 µm) en disposition radiale ; et des micro-cristaux (taille 10 à 100 µm). Les traits pédologiques sont représentés essentiellement par des pisolites plus ou moins sphériques (taille de 2 à 7,2 mm) d'oxydes de fer (photos 5.15 et 5.16). Les pisolites présentent plusieurs faciès :

- les pisolites "vrais" à cortex multiples plus ou moins hydratés (couleur brun clair à brun foncé), de forme sphérique. Le cœur généralement argilo-sableux est saupoudré de micro-grains de quartz anguleux (taille de 20 à 50 µm). Quelques rares grains de quartz de même taille sont également disséminés à l'intérieur du cortex ;

- les pisolites à cortex unique (rapport 1/10), de forme plus ou moins sphérique (taille de 3 à 5 mm). Le cœur présente une matrice argilo-sableuse de même nature que le type précédent. On remarque également des veinules de dessiccation radiales, plus ou moins envahies de micro-cristaux de calcite ;

- les conglomérats de pisolites agrégés (photo 5.16) développant une forme ovoïde.

Les vides sont très peu représentés. Leur présence se limite à quelques zones de vides chagrinées dans le ciment de micro-grains de calcite (photo 5.13).

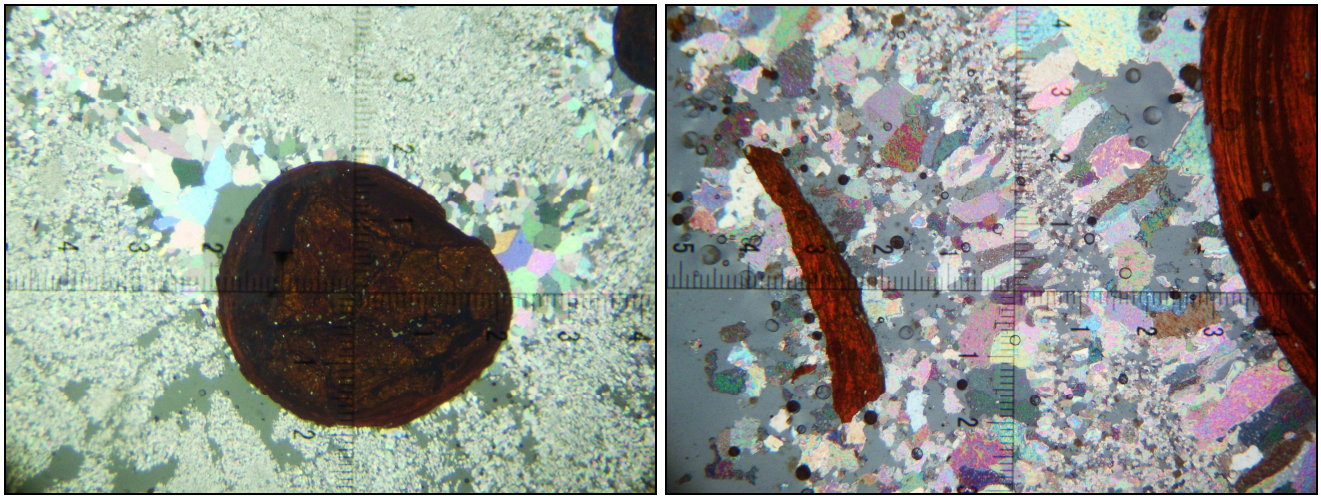


Photo 5.13 : Lame mince 6-0824/1 / Organisation des cristaux de calcite (Grotte de Chanteloup) - La totalité du plasma initial argileux a été substituée par de la calcite néoformée. Les épisodes de dessiccation du plasma original (argile) ont créé des vides importants autour des pisolites. Des circulations aquifères sursaturées en carbonate de calcium ont pénétré les vides interstitiels des feuillets d'argile et les vides de dessiccation. La précipitation des carbonates a pu ainsi générer des cristaux proportionnels aux vides : méga-cristaux dans les vides de dessiccation à disposition subpolaire autour des pisolites et des micro-cristaux à l'intérieur des feuillets d'argile - LPA x10 (1 graduation = 100 µm) - (Photo JPF, 2010)

Photo 5.14 : Lame mince 6-0824/1 / Détail de l'organisation des cristaux de calcite à la périphérie d'un pisolite (Grotte de Chanteloup) - Remarquez à droite la disposition des méga-cristaux (taille 200 à 300 µm) adossés directement sur le cortex du pisolite et orientés de manière orthogonale. Au centre, persiste la couronne de méga-cristaux d'un pisolite dont il ne subsiste qu'une lamine de cortex isolée dans un vide. Entre les deux couronnes de méga-cristaux est emprisonné un pont de micro-cristaux témoin du remplissage initial argileux - LPA ¼ λ x40 (1 graduation = 25 µm) - (Photo JPF, 2010)

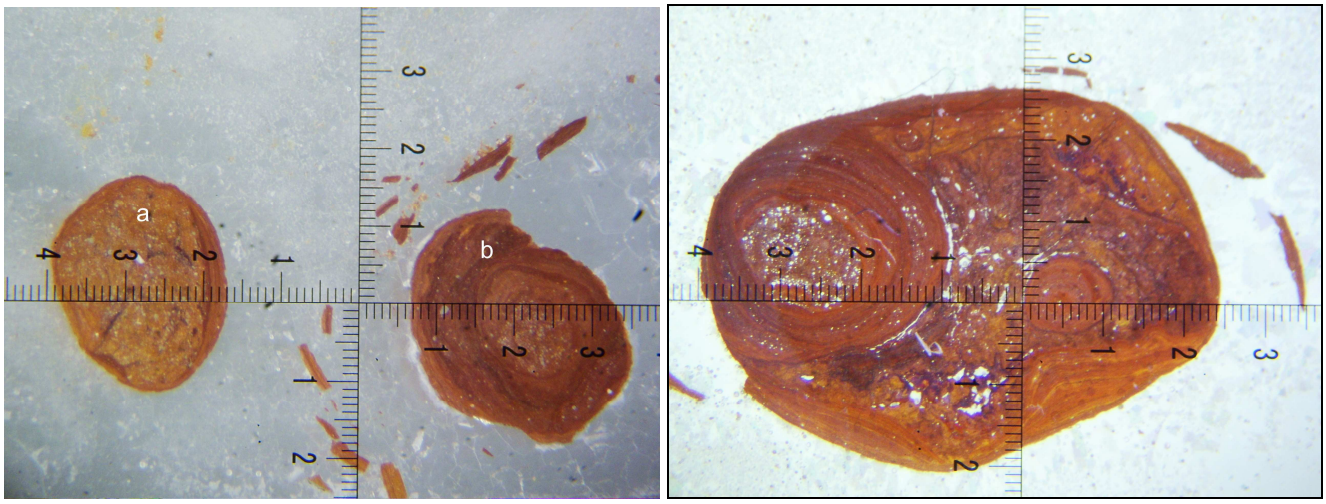


Photo 5.15 : Pisolite à cortex unique et pisolite "vrai" (Grotte de Chanteloup) / Échantillon 6-0824/1 - A gauche (a), pisolite ovoïde à cortex unique (taille 2,7 mm),. Le cœur, parcouru de veinules radiales de dessiccation est constitué d'un ciment argilo-ferreux saupoudré de micro-grains de quartz détritiques (taille : 20 à 50 µm) À droite (b) pisolite "vrai" (taille : 3 mm) composé d'un cortex multiple éclaté. Remarquez les cortex concentriques d'accroissement de gœthite plus ou moins hydratée. Les vestiges du cortex extérieur détruit ont été rejetés à la périphérie du pisolite d'origine. - LPNA x10 (1 graduation = 100 µm) - (Photo JPF, 2010)

Photo 5.16 : Conglomérat ovoïde de pisolites agrégés (Grotte de Chanteloup) / Échantillon 6-0824 /1 - (taille : 7,2 mm) réunis par un cortex unique. On distingue deux pisolites (tailles : 3,5 et 1,5 mm) réunis par un cortex d'accrétion centrifuge sinueux et contorsionné devenant progressivement de plus en plus circulaire. Cet ultime cortex est en phase de destruction comme en témoignent les débris rejetés à la périphérie - LPNA x10 (1 graduation = 100 µm) - (JPF, 2010)

L'analyse chimique (tableau 5.01) est celle du "sucre" de castillard utilisé pour l'élaboration de la lame mince. De par la nature de l'échantillon, le résultat est tributaire des conditions de prélèvement : densité arbitraire de pisolites (~ 25% en volume), degré d'hydratation variable du ciment carbonaté en fonction de sa position dans la série. En témoignent les teneurs importantes en CaO (32,33 %) et de la perte au feu (31,51 %). Cette dernière, très importante, témoigne d'une imbibition forte par l'eau qui percole au travers de la formation.

Les résultats des autres éléments significatifs (SiO_2 ; Al_2O_3 , Fe_2O_3), sont donc à pondérer si on veut les comparer à l'analyse des pisolites seuls (6-0825/1). Du fait de la quasi-absence de quartz détritique, il est possible d'utiliser pour cet échantillon, le rapport K_i. Le résultat indique une valeur de 1,83 : un rapport inférieur à 2 est l'indice d'une allitisation avec une prédominance d'alumine libre (gibbsite, kaolinite) sous des climats chauds et humides. Dans le même ordre d'idée, le rapport Si/Al, inférieur à 1 (0,95), est un indicateur de substitution de l'aluminium au fer dans les oxy-hydroxydes de fer. Mais il se peut que ces résultats soient biaisés par une perte au feu élevée (31,51 %). La teneur en aluminium nous permet de calculer la teneur en kaolinite (Al * 0,3952), soit 17,06 %.

Eléments	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5	PF	**Total**
Echantillon 6-0824 / 1	**7,26**	6,74	**21,03**	0,05	0,14	**32,33**	< L.D.	0,06	0,39	0,15	31,51	**99,66**

Tab. 5.01 : Résultats de l'analyse chimique des 10 principaux éléments de l'échantillon 6-0824/1 - (CRPG, 2009)

L'analyse diffractométrie RX (tab. 5.02) confirme les observations et résultats des lames minces et de l'analyse chimique. Ainsi sont confirmés : la nature du ciment (calcite à 3,05 Å), l'indice d'allitisation (kaolinite à 2,29 Å et accessoirement illite à 3,34 Å), la présence de quartz (3,345 Å) ainsi que la nature minéralogique de l'oxyde de fer des pisolites (gœthite à 4,21 et 2,44 Å). La carbonatométrie a été dosée à 57 % de CaO_3. Cette teneur est directement en rapport avec la teneur en CaO. La couleur de l'échantillon après broyage (et non celle du ciment), à température ambiante, est brun clair (code Munsell : 7,5 YR 6/4).

Albite	Alunite	Anatase	Calcite	Chamosite Chlorite	Dolomite	(Fluo)apatite	Gœthite	Hématite	Illite	Kaolinite	Lépidocrocite	Microcline	Muscovite	Orthoclase	Quartz	Zircon

Tab. 5.02 : Synthèse du diagramme de l'analyse diffractométrique RX de l'échantillon 6-0824/1 - (MHNN, 2009)

Échantillon 6-0824/2 - Castillard à ciment calcaire, coupe n°1, sommet série (B)

L'échantillon a été prélevé dans la coupe n°1, au sommet de l'unité (B) et présente une macroscopie analogue à l'échantillon 6-0824/1. La réalisation de la lame mince s'est soldée par un échec dans la mesure où le ciment qui possédait une densité de pisolites trop faible, ne présentait pas une cohérence suffisante. De par la nature de l'échantillon, le résultat de l'analyse chimique (tab. 5.03) est tributaire des conditions de prélèvement : densité arbitraire de pisolites (≈ 5% en volume), degré d'hydratation variable du ciment carbonaté en fonction de sa position dans la série. En témoignent les teneurs importantes en CaO (42,17 %) et de la perte au feu (36.90 %). On pourrait faire à cet égard, les mêmes observations que pour l'analyse précédente concernant l'imbibition par l'eau, avec plus d'acuité, dans la mesure où la position plus en profondeur implique une saturation en eau plus importante. Les résultats des éléments significatifs (SiO_2 ; Al_2O_3 , Fe_2O_3), sont donc à pondérer si on veut les comparer à l'analyse des pisolites seuls (6-0825/1). Cette analyse est homogène par rapport à celle de l'échantillon précédent et confirme sa position (sommet contre base) par rapport à celui-ci.

C'est ainsi que croît de manière significative la teneur en calcite (concomitante à la diminution considérable en oxydes de fer du fait d'une densité de pisolites beaucoup plus faible). On peut observer de manière identique, l'accroissement proportionnel de la perte au feu, révélatrice de la concentration de l'hydratation de la calcite ainsi que la diminution de l'alumine confirmant le degré de substitution des argiles par la calcite. La teneur en aluminium nous permet de calculer la teneur en kaolinite, soit 13,49 %.

Eléments	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5	PF	**Total**
Echantillon 6-0824 / 2	**7,75**	5,33	**6,59**	0,02	0,22	**42,17**	< L.D.	0,14	0,30	0,12	36,90	99,55

Tab. 5.03 : Résultats de l'analyse chimique des 10 principaux éléments de l'échantillon 6-0824/2 - (CRPG, 2009)

L'analyse diffractométrie RX (tab. 5.04) confirme, les résultats de l'analyse chimique. Ainsi sont corroborés : la nature du ciment (calcite à 3,05 Å), l'indice d'allitisation (kaolinite à 3,58 Å), la présence de quartz (3,34 Å) ainsi que la nature minéralogique de l'oxyde de fer des pisolites (gœthite à 4,16 et 2,69 Å). Par contre la présence d'illite n'est plus décelée. La carbonatométrie a été dosée à 74,5 % de CaO_3. Cette teneur est directement en rapport avec la teneur en CaO. La couleur de l'échantillon après broyage (et non celle du ciment), à température ambiante, est jaune (code Munsell : 2,5 Y 9/6).

Albite	Alunite	Anatase	Calcite	Chamosite Chlorite	Dolomite	(Fluo)apatite	Gœthite	Hématite	Illite	Kaolinite	Lépidocrocite	Microcline	Muscovite	Orthoclase	Quartz	Zircon

Tab. 5.04 : Synthèse du diagramme de l'analyse diffractométrique RX de l'échantillon 6-0824/2 - (MHNN, 2009)

Échantillon 6-0824/3 **-** Castillard à ciment argilo-calcaire, Coupe n° 2, unité A

L'échantillon 6-0824/3, prélevé dans le remplissage de la coupe n°2, au milieu de l'unité (A) (cote 1,00 m) se présente sous forme d'un conglomérat (castillard) induré constitué d'une forte densité (1/3) de pisolites noyés dans un ciment qui réagit à l'acide chlorydrique, de dureté Mohs égale à 2 ou 3 et dont la granulométrie très fine n'est pas observable à l'œil nu. Les pisolites sphériques ou ovoïdes d'ordre millimétrique ont une surface à éclat métallique qui a tendance à devenir mat après exposition à l'air libre. Ils sont disposés de manière aléatoire sans organisation visible. Le support est clastique avec une texture fermée sans vides apparents

Le plasma de type asépique est représenté par un ciment argileux avec des plages polygonales de couleur jaune sale à brun (taille de 500 à 1000 µm) (photo 5.17), isolé par des chenaux obstrués par des micro-grains de calcite (taille 20 à 50 µm). Le squelette est constitué de cristaux automorphes de calcite avec biréfringence extrêmement forte (teintes en LPA, vert à rose pâle du 4e ordre) de tailles et de formes nettement différenciées (photos 5.17 et 5.18). Il est possible de distinguer : des méga-cristaux (taille de 100 µm à 1,5mm), automorphes accrochés aux pisolites (taille de 250 µm à 1.7 mm) en disposition subpolaire ; des cristaux prismatiques allongés (taille de 200 à 400 µm), en disposition radiale par rapport aux pisolites et disposés entre les macro-cristaux et le ciment argileux ; des cristaux maclés caractéristiques (photo 5.19).

Les traits pédologiques sont exprimés par des pisolites plus ou moins sphériques (taille de 0,9 à 7,5 mm) d'oxydes de fer (photo 6.14). Les pisolites présentent, à l'identique de l'échantillon précédent plusieurs faciès : pisolites "vrais" à cortex multiples plus ou moins hydratés ; pisolites à cortex unique (rapport 1/10), de forme plus ou moins sphérique (taille de 3 à 5 mm) et des conglomérats de pisolites agrégés.

On n'observe pas de vides significatifs dans la mesure où le ciment argileux occupe sans discontinuité la totalité de l'espace interstitiel entre les pisolites. Le seul vide observé sur la lame mince est celui d'un pisolite perdu lors de la confection de cette dernière.

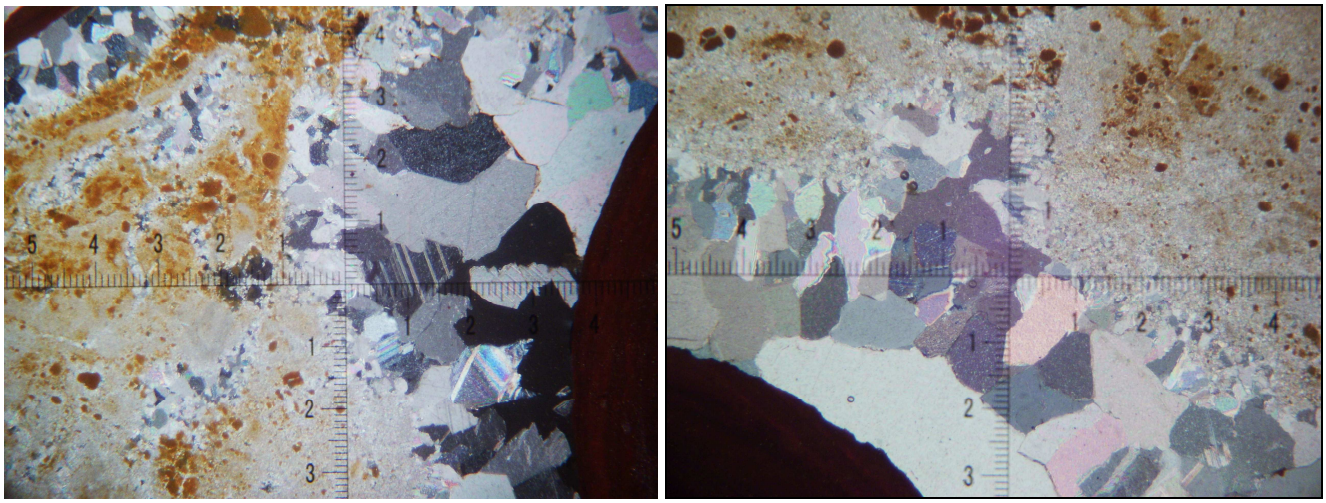


Photo 5.17 : Détail de l'organisation du plasma argileux et des cristaux de calcite (Grotte de Chanteloup) / Échantillon 6-0824/3 - A gauche, plages polygonales de plasma argileux de teinte jaune sale à brun clair, voire brun foncé. La totalité des vides (chenaux ou cœur) est colonisée par des micro-grains de calcite. Ce cliché prouve que l'échantillon est à un stade d'évolution antérieur aux deux échantillons précédents (6-0824/1 et 2) où l'intégralité du ciment argileux a été remplacé en totalité par de la calcite. Le deuxième enseignement est l'ordre d'apparition des cristaux de calcite : en premier lieu, se sont formés des méga-cristaux qui ont occupé les espaces de retrait les plus volumineux à la périphérie des pisolites, en second lieu, se sont développés des cristaux plus petits dont la taille décroît proportionnellement à l'espace restant disponible. A noter la présence de cristaux bien maclés de calcite (photo 4.13) - LPA ¼ λ x40 (1 graduation = 25 µm) - (Photo JPF, 2010)

Photo 5.18 : Détail de l'organisation des cristaux de calcite à la périphérie des pisolites (Grotte de Chanteloup) - Des phases de contraction dues à la dessiccation ont permis la création de vides notables (500 µm à 2,5 mm) autour des périphéries. A l'intérieur de ces vides une circulation aquifère sursaturée en calcium a permis la précipitation de ce dernier. La taille des cristaux néoformés est proportionnelle à l'espace disponible. Se sont formés en premier lieu des méga-cristaux (taille 100 µm à 1,5 mm) au contact du dernier cortex, ensuite se sont développés sur ces derniers des cristaux prismatiques plus petits dont la plus grande dimension est orientée radialement par rapport au pisolite - LPA ¼ λ x40 (1 graduation = 25 µm) - (Photo JPF, 2010)

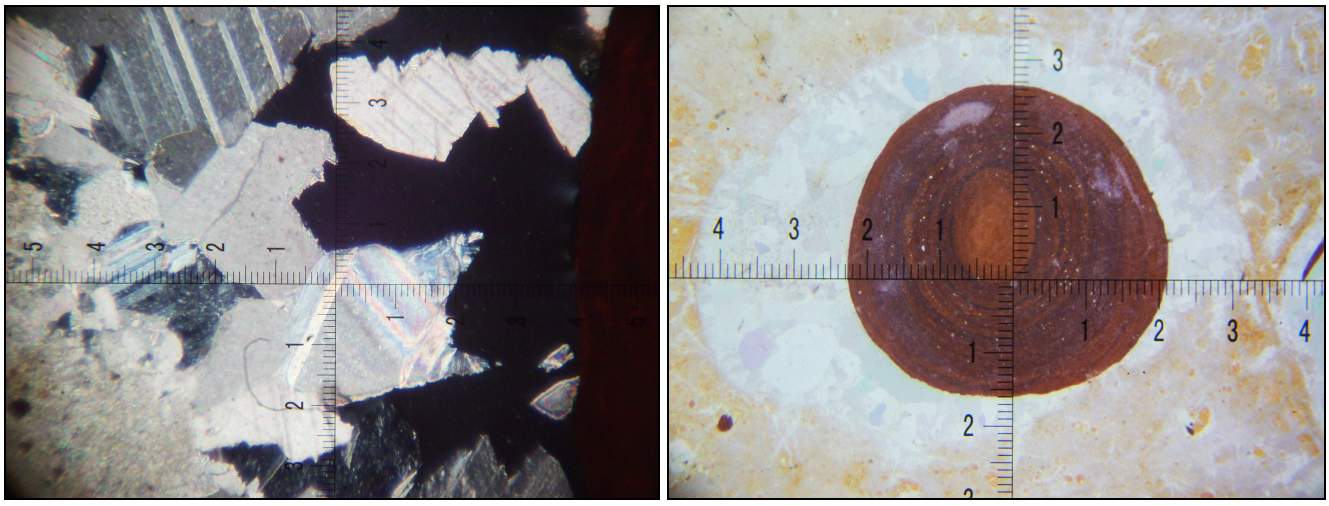


Photo 5.19 : Détail des cristaux maclés automorphes de calcite (Grotte de Chanteloup) / Echantillon 6-0824/3) - La succession et l'organisation des macles sont bien visibles : teintes caractéristiques de la calcite, angle entre les macles : de 50-70°) - LPA x100 (1 graduation = 10 µm) - (Photo JPF, 2010)

Photo 5.20 : Pisolite "vrai" (Grotte de Chanteloup) / Echantillon 6-0824/3 – La coupe polaire de ce pisolite (Ø 5,1 mm) montre l'alternance des lamines de gœthite plus au moins hydratées. Le cœur (taille 1,5 mm) est constitué d'un ciment argilo-ferreux. L'enrobage de méga-cristaux de calcite (teintes pastel : vert, rose, bleu) est bien visible à la périphérie du pisolite et se différencie de la matrice jaune sale du plasma asépique argileux - LPNA x8 (1 graduation = 125 µm) - (Photo JPF, 2010)

Échantillon 6-0824/4 (croûte ferrugineuse, coupe n° 2, unité C, sous-unité 2)

Cet échantillon a été prélevé dans la sous-unité 2 de la série C de la coupe n°2 et au centre la galerie (photos 5.21 et 5.22). Il se présente sous la forme d'un encroûtement avec de nombreuses zébrures sinueuses d'oxydes de fer, consolidé par un ciment qui réagit fortement à l'acide chlorhydrique. La dureté Mohs variant de 1 (plages argileuses ou papules) à 3 à 5 (ciment). La granulométrie n'est pas visible à l'œil nu.



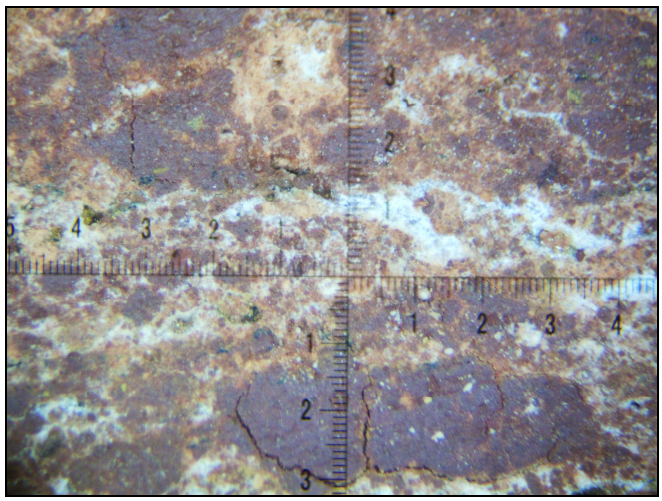


Photo 5.21 : Encroûtement ferrugineux (Grotte de Chanteloup) / Échantillon 6-0824/4 / Vue globale – Cette macroscopie montre les figures de litage subhorizontales des petites plages d'argile ferrugineuse (papules) consolidée par les micro-cristaux de calcite ayant précités entre les feuillets - (Photo JPF, 2010)

Photo 5.22 : Encroûtement ferrugineux (Grotte de Chanteloup) / Échantillon 6-0824/4 / Détail – Détail de l'organisation des lamines subhorizontales constituées de plages résiduelles (250 µm à plusieurs mm) d'argile ferrugineuse cloisonnées par des filons subhorizontaux de micro-cristaux de calcite - LN x8 (1 graduation = 125 µm - (Photo JPF, 2010).

Des observations ultérieures (photos 5.27 et 5.28) nous amènent à penser qu'au centre des poches karstiques (photos 5.81 et 5.82), il se produit un tassement du remplissage qui draine les arrivées latérales d'eau mais que la disponibilité résiduelle de cette dernière ne permet pas l'évacuation des argiles en totalité et que la substitution par la calcite n'est que partielle et s'effectue de manière préférentielle entre les feuillets d'argile.

L'analyse diffractométrique RX (tab. 5.05) confirme la présence et la teneur (indicative, du fait de la faible quantité analysée des minéraux suivants) : calcite, 85,4 % ; chamosite, 4,1 % ; gœthite, 1,1 % ; muscovite, 5,7 % et quartz, 3,7 %. Il est à noter la présence dans cette partie du remplissage de deux phylosillicates non rencontrés jusqu'à présent (échantillons 6-0824/1 et 2) : la chamosite et la muscovite. Il est permis de supposer que leur exposition moindre aux percolations aquifères les a protégés. Ce fait se trouve corroboré par la diffractométrie des échantillons (6-0825/ et 9-102/3) analysés plus loin. La carbonatométrie, sur l'ensemble de l'échantillon broyé (donc plus représentative) a été dosée à 57,70 % de $CaCO_3$. La couleur de l'échantillon après broyage (et non celle du ciment), à température ambiante, est rouge clair (code Munsell : 2,5 YR 6/8).

Albite	Alunite	Anatase	Calcite	Chamosite Chlorite	Dolomite	(Fluo)apatite	Gœthite	Hématite	Illite	Kaolinite	Lépidocrocite	Microcline	Muscovite	Orthoclase	Quartz	Zircon

Tab. 5.05 : Synthèse du diagramme de l'analyse diffractométrique RX de l'échantillon 6-0824/4 - (MHNN, 2009)

3b GROTTE MINIÈRE DU PATOUILLET (Lunery, Cher)

6.2.1.2.1 Description de la cavité

Cette cavité inédite (fig. 5.13 et 5.14, repère 3b), se trouve à 550 m au nord-ouest de la grotte de Chanteloup. Sa position géologique et géomorphologique est identique : rive droite du Cher, karst se développant au sommet des calcaires oxfordiens et scellé par les calcaires lacustres du Berry.

Cette grotte minière nous a été signalée par les spéléologues locaux. Nous l'avons, d'un commun accord, baptisée "Grotte du Patouillet" en référence au toponyme du lieu-dit représentatif de l'activité de traitement du minerai pisolitique (opération de lavage) en aval de l'exploitation.

C'est une cavité (fig. 5.21) dont le développement se limite à une vingtaine de mètres et qui présente deux petites salles, sensiblement circulaires, orientées sur axe N-S et un diverticule se dirigeant vers l'est. Le centre de la première salle est occupé par un pilier source de conjectures : contraintes de sécurité d'exploitation ? Trop faible teneur du minerai ? Ou encore vestige non visible de ce que les mineurs désignaient sous le terme de "plot de mine", sorte de pilier de calcaire réunissant le mur (calcaires oxfordiens) au toit (calcaires lacustres).

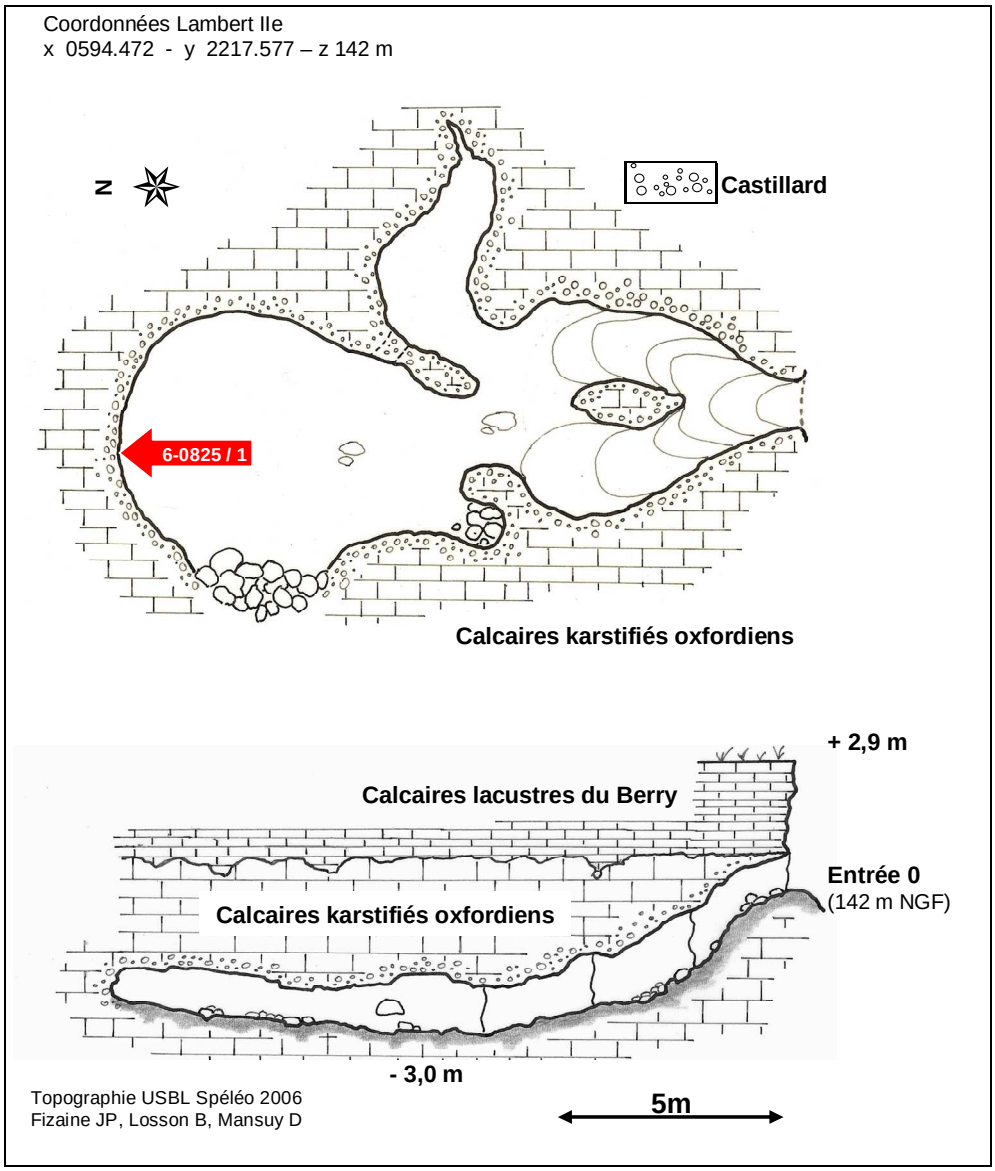


Fig. 5.21 : Plan et coupe de la grotte minière du Patouillet (Lunery, Cher) – Avec lieu du prélèvement de l'échantillon 6-0825 / 1





Photo 5.23 : Grotte du Patouillet (Lunery, Cher) / Galerie d'exploitation - Un castillard avec une importante densité de pisolites de taille centimétrique constitue les parois et le toit de la galerie. Ainsi qu'en témoigne la topographie, l'étendue de l'exploitation reflète la morphologie de la cavité - (Photo JPF, 2006)

Photo 5.24 : Grotte du Patouillet. (Lunery, Cher) / "Callot" de pisolites en place - Les callots qui sont des conglomérats denses de pisolites cimentés par un ciment argilo-calcaire, peuvent atteindre des tailles décimétriques (ici 12 cm) voire métriques. Du fait de leur richesse en fer, ils étaient particulièrement recherchés par les mineurs - (Photo JPF, 2006).

Le dénivelé est de l'ordre de 3 mètres et la hauteur actuelle comprise entre 0,5 et 1,5 mètre. Ni les calcaires oxfordiens de l'encaissant, ni les calcaires lacustres ne sont visibles. Les parois et le plafond sont constitués d'un castillard à ciment argileux à forte densité de pisolites.

Observations effectuées

Échantillon 6-0825/1 (castillard, prélèvement niveau 1.40 m)

L'échantillon 6.0825/1, prélevé dans la grotte du Patouillet est comparable de prime abord, en macroscopie, au castillard de l'échantillon 6-0824/3 (coupe n° 2, série (a), aux nuances près suivantes : l'induration est moins prononcée et le ciment interstitiel est très argileux, de teinte brun très pâle (10 YR 8/4) et réagit plus faiblement àl'acide chlorydrique. La dureté Mohs du ciment est de 2.

L'examen microscopique nous montre un plasma de type asépique qui se présente sous forme d'un ciment argileux, avec des papules bien visibles de 20 à 150 µm, occupant la quasi totalité de l'espace interstitiel entre les pisolites. Le squelette est, pour l'essentiel, constitué de cristaux automorphes de calcite avec une biréfringence extrêmement forte, présentant des tailles et des formes nettement différenciées (photos 5.25 et 5.26). Parmi ces cristaux, il est possible de distinguer : des méga-cristaux (taille de 150 à 600 µm), au contact de l'ultime cortex des pisolites ; la disposition subpolaire observée couramment n'est pas observée sur cette lame mince ; des cristaux prismatiques allongés (taille de 200 à 300 µm) disposés de manière radiale par rapport aux pisolites et adossés aux méga-cristaux et enfin des micro-cristaux (taille 20 à 50 µm) concentrés soit en fines bandes soit entre les franges des cristaux prismatiques et le ciment argileux, soit à l'intérieur des veinules parcourant la matrice argileuse. Il n'y a pas de transition entre les plages de méga et micro-cristaux.

Les traits pédologiques sont représentés par des pisolites plus ou moins sphériques (taille de 2 à 7,2 mm) d'oxydes de fer (photos 5.27 et 5.28). Les pisolites montrent, à l'instar des échantillons précédents, plusieurs aspects : des pisolites "vrais" sphériques (taille de 1,5 à 5 mm) à cortex multiples, de forme sphérique ; des conglomérats de pisolites de forme ovoïde (taille 18 mm) réunissant des pisolites "vrais" sphériques (taille de 1,5 à 4 mm) à cortex multiples plus ou moins hydratés et avec un cœur présentant une matrice argilo-sableuse et des pisolites à cortex unique (rapport 1/10) ; des débris de cortex éclaté.

On peut observer la présence de zones de vides notamment à la périphérie des pisolites entre le cortex extérieur et le plasma ou la frange de micro-cristaux de calcite (photo 5.25) ou encore dans les espaces interstitiels des pisolites formant un conglomérat.

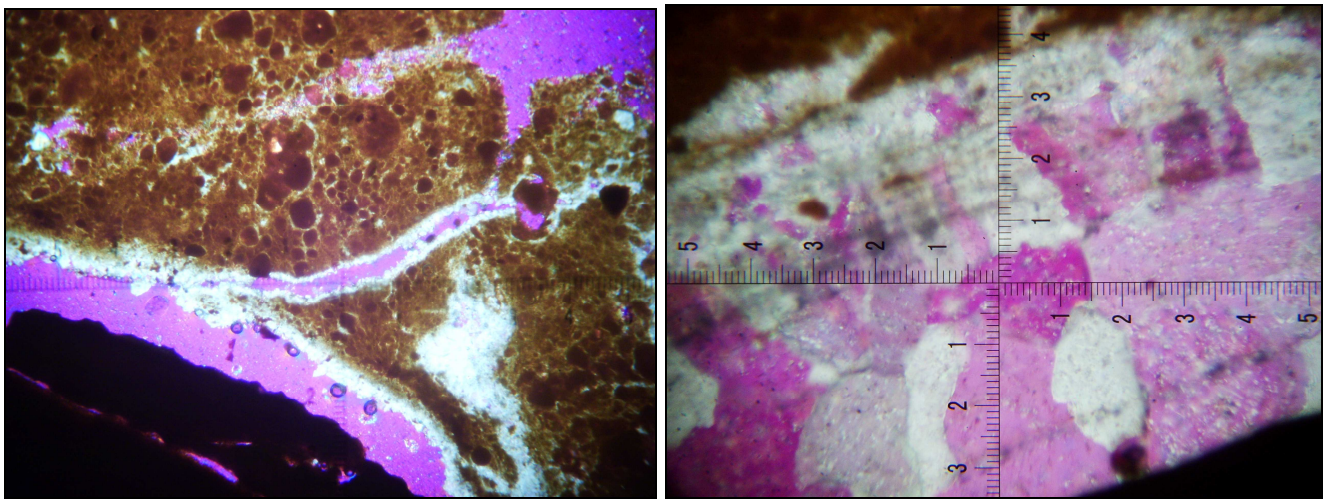


Photo 5.25 : Organisation des vides autour des pisolites et à l'intérieur du plasma (grotte du Patouillet) / Échantillon 6-0825/5 - Des vides de dessiccation (400 à 500 µm) se sont formés autour des pisolites (en bas à gauche) et à l'intérieur du plasma argileux. Les circulations aquifères, au départ très ténues du fait de l'exiguïté des vides de la matrice argileuse, n'ont permis la formation que de micro-cristaux. La matrice argileuse, de couleur brun clair est parsemée de papules : nodules plus ferrugineux de teinte brun foncé (Taille de 100 à 300 µm). La photographie a été réalisée par adjonction d'une lame retardatrice (λ) pour augmenter le contraste (vides en teinte mauve) - LPA x40 (1 graduation = 25 µm) - (Photo JPF, 2010)

Photo 5.26 : Organisation des cristaux de calcite à la périphérie d'un pisolite (grotte du Patouillet) / Échantillon 6-0824/5 - Du pisolite au plasma, la succession est la suivante : tout d'abord des méga-cristaux (taille de 150 à 600 µm) formés en premier, puis s'adossant à ces derniers, on observe les cristaux prismatiques dont la plus grande dimension est orientée de manière radiale (forces de tension ?) par rapport au pisolite et enfin, occupant l'ultime espace au contact du plasma, on observe une frange de micro-cristaux (taille de 20 à 50 µm). La photographie a été réalisée par adjonction d'une lame retardatrice (λ) pour augmenter le contraste entre les minéraux - LPA x100 (1 graduation = 10 µm) - (Photo JPF, 2010)



Photo 5.27 : Organisation interne d'un pisolite "vrai" à cortex multiple (grotte du Patouillet) / Échantillon 6-0825/1 - Remarquez les cortex concentriques d'accroissement de gœthite plus ou moins hydratée. Le cœur en forme d'amande, est constitué d'un ciment argilo-ferreux saupoudré de micro-grains de quartz détritiques (taille : 20 à 50 µm). Le vide initial, à gauche du pisolite, est occupé par une organisation ordonnée de cristaux de calcite telle que décrite dans la photo 5.26 - LPNA x15 (1 graduation = 75 µm) - (Photo JPF, 2010)

Photo 5.28 : Conglomérat ovoïde de pisolites agrégés (Ø : 7,2 mm) réunis par un cortex unique (grotte du Patouillet) - On distingue dans la partie visible du cliché : 3 pisolites "vrais" à cortex multiple (en A2, D3 et C4 : tailles de 2,5 à 3 mm), 7 pisolites à cortex unique à cœur argilo-ferreux (taille de 700 µm à 7mm) ainsi qu'un débris de cortex éclaté (en B-C4, taille 1,5 mm). Dans l'espace interstitiel entre les pisolites subsistent des vides. L'ensemble est réuni par un cortex d'accrétion centrifuge irrégulier devenant progressivement de plus en plus circulaire - LPNA x8 (1 graduation = 125 µm) - (Photo JPF, 2010)

L'analyse chimique (tab. 5.06) ne porte que sur les seuls pisolites dégagés de leur ciment. Elle nous permet de constater l'importance des 3 éléments principaux, communs à toutes les indurations ferrugineuses (SiO_2 : 8,25 % ; Al_2O_3 : 11,31 %, Fe_2O_3 : 64,46 %).

À noter la part importante du degré d'hydratation. La perte au feu de 14,84 %, certes moins élevée que dans les échantillons de castillard 6-0824/1 et 2 (> 30 %), demeure importante et témoigne d'une argilisation importante. La part négligeable des carbonates (CaO : 0,51 %) s'explique par l'absence de plasma (pisolites libres).

Du fait de la quasi-absence de quartz détritique, il est possible d'utiliser pour cet échantillon, le rapport K_i (Gourdon, 1973). Le résultat indique une valeur de 1,24 : ce qui montrerait une allitisation avec une prédominance d'alumine libre (gibbsite, kaolinite) sous des climats chauds et humides (rapport < 2).

Le rapport Si/Al (calculé à partir des teneurs en SiO_2 et Al_2O_3), inférieur à 1 (0,64) est un indicateur de substitution de l'aluminium au fer dans les oxy-hydroxydes de fer. Le faible taux de substitution d'Al (moins de 15 %) serait un indicateur de sols ou horizons hydromorphes modérément acides dans un environnement carbonaté (Ricordel, 2007).

Eléments	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO2	P_2O5	PF	**Total**
Echantillon 6-0825/1	8,25	**11,31**	**64,46**	0,11	0,07	0,51	< L.D.	0,01	0,58	0,30	14,84	100,43

Tab. 5.06 : Résultats de l'analyse chimique des 10 principaux éléments de l'échantillon 6-0825/1 - (CRPG, 2009)

À l'instar de l'analyse chimique, la diffractométrie ne porte que sur les pisolites. Le diagramme de l'analyse diffractométrie RX (tab. 5.07) confirme l'existence de gœthite, oxyde de fer hydraté, présente principalement dans les cortex des pisolites, accompagnée de deux minéraux argileux.
Ce sont : la chamosite (3,58 Å) observée également dans l'échantillon 6-0824/1 et l'illite (4,48 Å) présente dans l'échantillon 6-0824/4. Ces deux phyllosilicates constituant le cœur des pisolites.

La couleur de l'échantillon après broyage (et non celle du ciment), à température ambiante, est rouge jaune (code Munsell : 5 YR 5/6).

Albite	Alunite	Anatase	Calcite	Chamosite Chlorite	Dolomite	(Fluo)apatite	Gœthite	Hématite	Illite	Kaolinite	Lépidocrocite	Microcline	Muscovite	Orthoclase	Quartz	Zircon

Tab. 5.07 : **Synthèse du diagramme de l'analyse diffractométrique RX de l'échantillon 6-0825/1** - (MHNN, 2009)

3c Affleurement de la route de Saint-Caprais (Lunery, Cher)

Échantillon 9-0102/3 (argile sidérolithique, prélèvement en surface)

Un premier site aérien a été repéré le long de la route du hameau de Chanteloup à Saint-Caprais (LIIe. 595.769-2216.571-150 m) à 1,25 km au SE de la grotte de Chanteloup (fig. 5.13 et 5.14, repère 3c). Ce site est repéré sur la carte géologique de Châteauneuf-sur-Cher (Lablanche, 1984) et correspond à une formation d'argiles à minerai de fer pisolitique (e5-7Fe) qui affleure dans une vallée sèche incisée dans les Calcaires lacustres du Berry. Ce talweg présente une direction NW-SE, parallèle à la vallée du Cher et à la faille de Châteauneuf-sur-Cher. On peut suivre l'étendue du gîte, d'amont en aval, sur une longueur d'environ un kilomètre ; la largeur n'excède pas quelques dizaines de mètres.

La formation est essentiellement constituée d'une argile de couleur rouge sanguin (code Munsell : 2,5 YR 4/6) dans laquelle sont disséminés, en grains libres, des pisolites sphériques de taille millimétrique ou ovoïdes de taille centimétrique (conglomérat de pisolites) ainsi que des morceaux de castillard. Selon toute vraisemblance, en se référant toujours à Grossouvre (1886), ce gîte pourrait être identifié à un filon *s.l* de mine rouge ; cette dernière étant regardée par les mineurs comme plus réfractaire et de qualité inférieure par opposition à la mine jaune mêlée dans une argile de teinte ocreuse, plus commune mais d'un meilleur rendement.

L'argile, débarrassée des pisolites, a fait l'objet d'une diffractométrie RX (tab. 5.08). Cette analyse confirme la récurrence des minéraux habituels : calcite (3,05 Å), gœthite (2,69 Å) et quartz (4,25 et 3,34 Å). On retrouve également les minéraux de la base du remplissage karstique des grottes minières de Chanteloup et du Patouillet (échantillons 6-0824/1, 6-0824/2 et 6-0825/1) : la kaolinite (7,17 Å) et l'illite (3,34 Å).

Albite	Alunite	Anatase	Calcite	Chamosite Chlorite	Dolomite	(Fluo)apatite	Gœthite	Hématite	Illite	Kaolinite	Lépidocrocite	Microcline	Muscovite	Orthoclase	Quartz	Zircon

Tab. 5.08 : **Synthèse du diagramme de l'analyse diffractométrique RX de l'échantillon 9-0102/3** - (MHNN, 2009)

Singularité, par rapport aux gîtes karstiques précédemment décrits, on note la présence de deux tectosilicates du groupe des feldspaths potassiques non rencontrés ailleurs : la microcline (3,25 Å) et l'orthoclase (3,31 Å). La carbonatométrie a été dosée à 16,50 % de CaO_3. Cette teneur s'explique par la présence, à l'intérieur des argiles, de petits nodules de calcite. La couleur de l'échantillon après broyage, à température ambiante, est rouge (code Munsell : 2,5 YR 4/6). Le potassium (K) contenu dans les feldspaths fait partie des cations alcalins qui sont éliminés au premier stade de l'altération (Wyns et Fizaine, 2010). La présence des minéraux dimorphes de microcline et d'orthoclase ($KAlSi_3O_8$) ne pourrait être que récente. Il serait permis de penser que ce gîte extérieur a été "pollué" par des minéraux apportés par les eaux superficielles.

3d Affleurement du Fourneau (Saint-Florent-sur-Cher, Cher)

Échantillons 10-0102/2 et 10-0102/3 (argile sidérolithique)

Le second site, situé (LIIe. 593.995-2219.450-130 m), est visible le long de la route de Chateauneuf-sur-Cher à Saint-Florent-sur-Cher, au lieu-dit le Fourneau, en rive droite du Cher et à 2,5 km au NNW de la grotte de Chanteloup (fig. 5.13 et 5.14, repère 3d).

Le toponyme du lieu-dit fait référence à l'existence d'un haut-fourneau installé jadis dans le hameau. Ce site est également repéré sur la carte géologique de Châteauneuf-sur-Cher (*Ibid*). Il est constitué (photos 5.29 et 5.30), d'une argile de couleur rouge sanguin (voir code couleur) dans laquelle sont disséminés en grains libres, de petits nodules de calcite ainsi qu'en forte densité, des pisolites sphériques de taille millimétrique présentant un éclat métallique qui a tendance à ternir après exposition à l'air libre. La coupe n'a pas fourni de morceaux de castillard. A l'instar du gîte précédent, on peut considérer ce gîte comme étant une mine rouge selon l'appellation usitée par les mineurs. Une lame mince sur quelques pisolites, récoltés et montés sur inclusion de résine, a été réalisée sur l'échantillon 10-0102/3 ainsi qu'une analyse chimique sur l'échantillon 10-0102/2 constitué d'une fraction représentative du gîte (argile, pisolites et nodules de calcite). L'examen micromorphologique porte uniquement sur les pisolites débarrassés de l'argile à laquelle ils étaient mêlés et montés seuls sur résine.

Les traits pédologiques sont représentés par des pisolites plus ou moins sphériques (taille de 3,5 à 8 mm) d'oxydes de fer (photos 5.31 et 5.32). Ces pisolites présentent plusieurs faciès. En premier lieu, on rencontre des pisolites "vrais", de forme sphérique (taille de 1,5 à 5 mm), à cortex multiples plus ou moins hydratés. Le cœur généralement argilo-sableux est saupoudré de micro-grains de quartz anguleux (taille de 20 à 50 µm). En second lieu, on trouve des conglomérats de pisolites de forme ovoïde (taille 18 mm) réunissant des pisolites "vrais" sphériques (taille de 1,5 à 4 mm) à cortex multiples plus ou moins hydratés et des pisolites à cortex unique. Enfin, on observe de nombreux débris de pisolites éclatés surmontés ou non de coiffes carbonatées.



Photo 5.29 : Affleurement d'argile à minerai de fer pisolitique du Fourneau (Saint-Florent-sur-Cher, Cher) - Dépôt vraisemblablement remanié se présentant sous forme d'un amas lenticulaire d'argiles rouge sanguin à minerai pisolitique. La nappe a été exhumée par les travaux de déblaiement de la route qui serpente en rive droite du Cher - (Photo JPF, 2010)

Photo 5.30 : Détail de l'affleurement d'argile à minerai de fer pisolitique du Fourneau (Saint-Florent-sur-Cher, Cher) - Le minerai se présente sous forme de grains libres disséminés dans la gangue argileuse. On aperçoit quelques nodules épars de calcite (taille centimétrique, couleur blanc sale) - (Photo JPF, 2010)

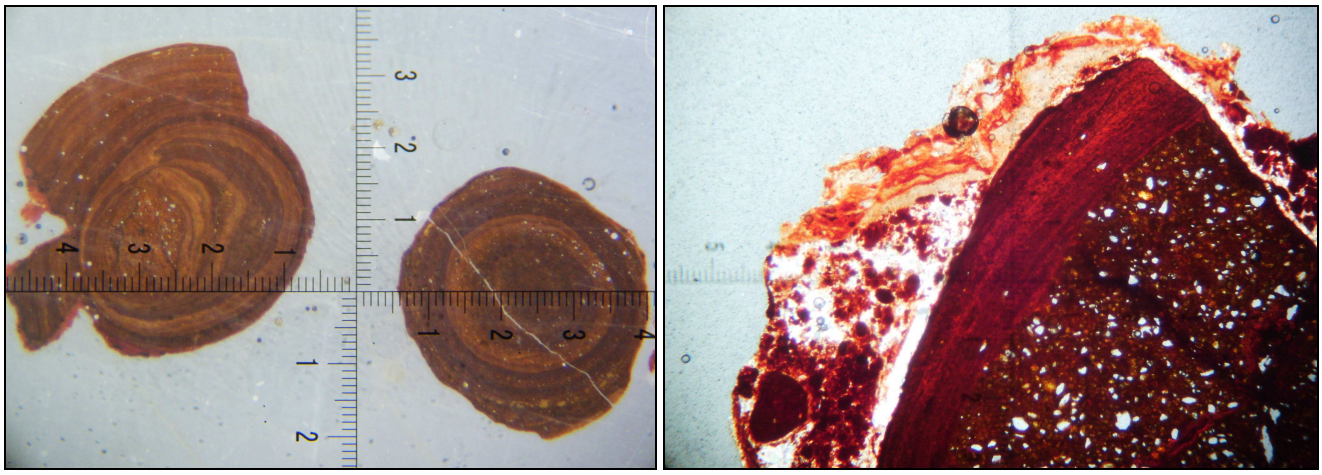


Photo 5.31 : Pisolites à cortex multiples (affleurement du Fourneau) / Échantillon 10-0102/3 - Le pisolite de gauche, avec un cœur asymétrique, présente un cortex extérieur détruit sur 4/5 de sa circonférence. Quant au pisolite de droite (Ø 4mm), on observe que le cortex extérieur est ébréché sur tout le pourtour. Ces figures de déliquescence sont communes à de nombreux pisolites du remplissage. L'origine de la destruction des pisolites est à rechercher dans les lignes de fragilité que constituent les fissures radiales et concentriques colonisées par la calcite. Les chocs mécaniques consécutifs à un transport du matériel accélèrent ce processus de désagrégation - LN x10 (1 graduation = 100 µm) - (Photo JPF, 2010)

Photo 5.32 : Détail d'un pisolite éclaté (affleurement du Fourneau) / Échantillon 10-0102/3 – Initialement le pisolite comportait un cortex unique avec cœur composé d'un ciment argilo-ferreux parsemé de vides résultant de micro-grains de quartz disparus (taille de 10 à 40 µm) et de veinules de dessiccation. Sur les vestiges du cortex largement ébréché adhère une accrétion composée de plages argilo-ferreuses consolidées par des micro-cristaux de calcite. Cette excroissance de calcite ne peut être que postérieure au transport et à la destruction partielle des pisolites. La présence de coiffes de calcite adhérant aux pisolites est de nature à expliquer la teneur élevée en CaO (10,53 %) constatée à l'analyse chimique - LPA ¼ λ x40 (1 graduation = 25 µm) - (Photo JPF, 2010)

L'analyse chimique (tab. 5.09) a été réalisée sur l'ensemble de l'échantillon constitué de pisolites et de l'argile dans laquelle ils sont empâtés. C'est ce que les mineurs désignaient sous le terme de terrage ou minerai en terrage. La proportion du terrage, par rapport au minerai lavé, tel qu'il était enfourné dans la charge du haut-fourneau, s'élevait selon les gîtes entre 40 et 60 % (Grossouvre, 1886).

On peut noter l'importance des 3 éléments principaux, communs à toutes les indurations ferrugineuses (SiO_2 : 22,64 % ; Al_2O_3 : 17,75 %, Fe_2O_3 : 31,24 %) ainsi que la part importante de la perte au feu (14,70 %) consécutive à l'hydratation des argiles. La part notable des carbonates (CaO : 10,53 %) est celle des nodules de calcite.

Du fait de la très faible présence de grains de quartz détritique, il est possible d'utiliser pour cet échantillon, le rapport K_i (Gourdon, 1973). Le résultat indique une valeur de 2,17 : un rapport inférieur ou proche de 2 est l'indice d'une allitisation avec une prédominance d'alumine libre (gibbsite, kaolinite) sous des climats chauds et humides. La teneur en aluminium nous permet de calculer la teneur en kaolinite, soit 44,93 %. La couleur de l'échantillon après broyage, à température ambiante, est brun rouge (code Munsell : 5 YR 4/3).

Eléments	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5	PF	**Total**
Echantillon 10-0102 / 2	**22,64**	**17,75**	**31,24**	0,07	0,15	10,53	0,04	0,28	0,99	0,19	**14,70**	98,57

Tab. 5.09 : Résultats de l'analyse chimique des 10 principaux éléments de l'échantillon 10-0102/2 - (CRPG, 2010)

3e Carrière des Baguettes (Saint-Florent-sur-Cher, Cher)

Sur ce troisième site (LIIe. 593.130-2219.615-140 m), le front de taille de la carrière nord des Baguettes sur la commune de Saint-Florent-sur-Cher, recoupe des formes karstiques dont le remplissage a été fossilisé ou vidangé (fig. 5.13 et 5.14, repère 3e). Cette carrière, exploitée auparavant pour le calcaire oxfordien, fait l'objet actuellement d'une réutilisation comme centre d'enfouissement des matériaux inertes : les phénomènes karstiques visibles actuellement ne le seront plus à l'issue du réaménagement.

La photo 5.33 nous montre, en coupe, une poche karstique ou une doline dont les contours sont matérialisés par un trait rouge continu. Le remplissage est fossilisé. Faute de matériel de progression en paroi, un examen en détail n'a pu être possible. Toutefois l'examen à distance nous permet d'en apprécier la nature : noyé dans une argile de couleur ocre, émergent de manière éparse, des plages de calcite néoformée, des morceaux de calcaire très altérés et, visibles en haut et à gauche de la poche, une concentration argileuse en forme de cône de couleur rouge brique (encadré en blanc). Le contenu est de l'argile à minerai de fer pisolitique. Il s'agit vraisemblablement de la mine rouge qui occupe la partie supérieure des gîtes. Il convient également de remarquer à l'intérieur de cette argile des agrégats de calcite très blanche, communs à de nombreux remplissages (échantillon 10-0716/3, photo 5.34). La photo 5.35 nous montre un conduit karstique vertical dont le remplissage a été évacué en grande partie.

La genèse de ce type de conduit à transfert vertical est la suivante : l'eau circule préférentiellement dans les fentes les plus ouvertes, là où on observe le moins de perte de charge. L'érosion va se concentrer dans les conduits les plus importants au détriment des plus étroits (Collignon B., 1988).

Du fait de l'évacuation du remplissage, il est possible d'observer le contour initial du conduit ainsi que les microformes de façonnement : vagues d'érosion, coups de gouge, surcreusements, coupoles… À noter, la fraîcheur des microformes, qui dans ce cas, n'a pas été altérée par le remplissage.

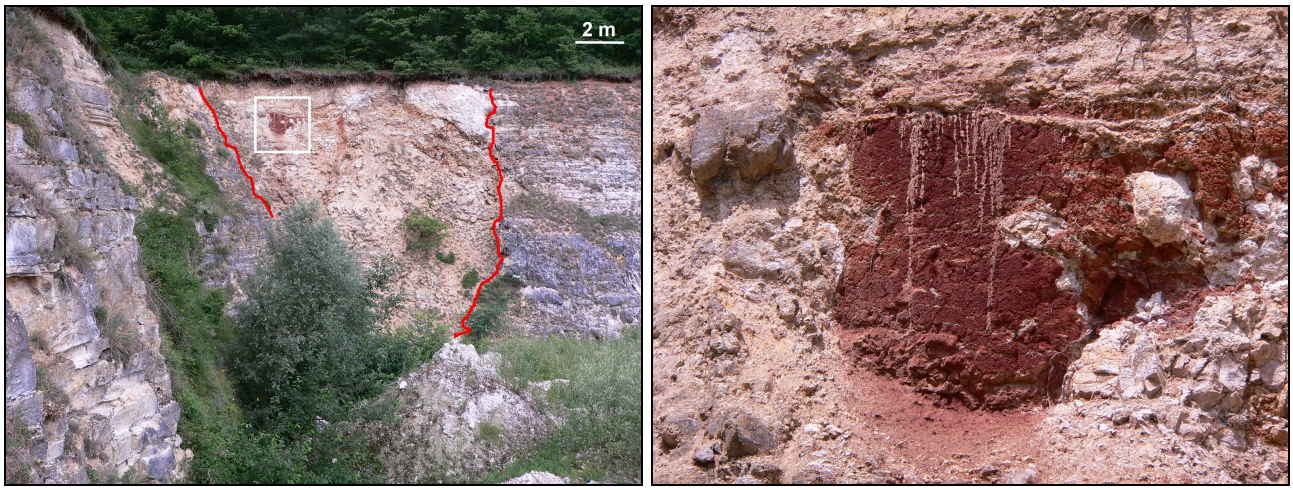


Photo 5.33 : Poche karstique fossilisée / Vue générale / Carrière des Baguettes (Châteauneuf-sur-Cher) – Vue générale de la poche dont le remplissage fossilisé a été exhumé par l'exploitation. Les contours apparents de la doline sont surlignés en rouge et la concentration d'argile à minerai de fer dont le détail est exposé par la photo 5.34, est encadré en blanc - (Photo JPF, 2010)

Photo 5.34 : Poche karstique fossilisée / Détail / Carrière des Baguettes (Châteauneuf-sur-Cher) – Détail de la concentration d'argile à minerai de fer piégée dans la partie supérieure de la poche. Les agrégats d'un blanc pur qui en émergent sont des agglomérations de calcite néoformée et non contaminée par les argiles qui les enrobent - (Photo JPF, 2010)



Photo 5.35 : Conduit karstique / Vue générale / Carrière des Baguettes (Saint-Florent-sur-Cher) – Le front de carrière recoupe un conduit karstique dont le remplissage a été évacué pour partie. Le cliché nous montre successivement : (1) Des microformes (vagues d'érosion,, coupoles) bien conservées, (2) Débouchant d'un petit conduit vertical, une trémie où se mêlent des argiles et des agrégats de calcite, (3) A l'intérieur d'un placage d'argile gris olive foncé (5 Y 3/2) durci sont enrobés des pisolites noirâtres, très friables et tachant les doigts. Ce type de pisolites qui contient du manganèse et du cobalt était désigné par les mineurs du nom de mine brûlée, (4) Voir détail photo 5.36 - (Photo JPF, 2010).

Photo 5.36 : Conduit karstique / Détail / Carrière des Baguettes (Saint-Florent-sur-Cher) – Ce cliché montre le détail (4) de la photo 5.35 (1). On distingue nettement au second plan les vagues d'érosion qui ont surcreusé les parois du conduit vertical traversant sur une dizaine de mètres l'encaissant calcaire oxfordien, (2) Quelques vestiges du remplissage initial sont restés en place à la faveur d'une étroite banquette. Ce remplissage est constitué d'un ciment très friable de calcite dans lequel subsistent encore quelques pisolites cohérents présentant un éclat terne - (Photo JPF, 2010)

4 LA CARRIÈRE DU SOUBEAU (Le Subdray, Cher)

Description et historique

À 5 km au SW de Bourges, sur la commune du Subdray (fig. 5.01, 5.02, 5.22 et 5.23, repère 4a à 4e), sont actuellement exploitées, pour le Calcaire de Morthomiers (Oxfordien supérieur), deux grandes carrières (fig. 5.24, repère 4a à 4e). La carrière du Soubeau, exploitée par GSM Italcementi située entre la voie ferrée reliant Saint-Florent-sur-Cher à Bourges et l'ancienne voie romaine, a retenu notre attention dans la mesure où elle jouxtait un gîte historique décrit et illustré par Grossouvre (1886) au bois de l'Éguillé dont le toponyme actuel a été transformé selon les cartes, en "Champ de l'Aiguille"ou encore "Bois de l'Aiguille".

La fig. 5.25 nous montre la coupe théorique d'un "filon" établie par Grossouvre. Le filon désigné par les mineurs est un renflement anormal d'une fissure élargie de l'encaissant calcaire jurassique. L'auteur précise que le calcaire au contact de la fissure ou de la poche est transformé en une brèche à éléments jurassiques cimentés par une roche calcaire cristalline. En haut, le filon se prolonge par une fente étroite appelée "cheminée" par les mineurs.

La fig. 5.26 est un plan des "filons" du bois de l'Éguillé. D'après leur position dans une vallée, ces filons correspondent à une coupe de terrain faite au dessous des filons exploités, c'est-à-dire à peu près à la hauteur de la ligne A- B de la fig. 5.25. Il n'avait pas échappé à l'auteur, le caractère remarquable de l'orientation et du parallélisme des filons.

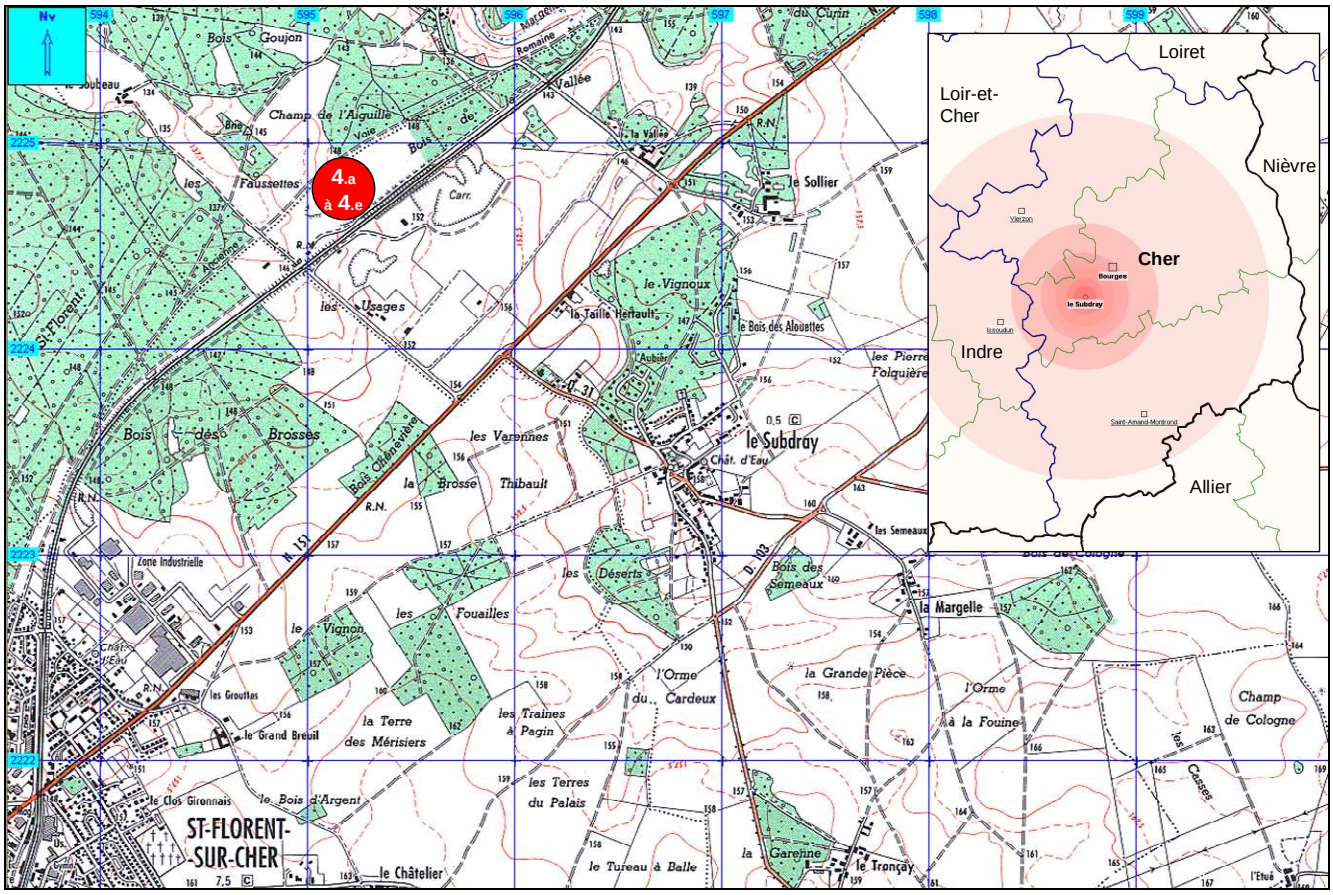


Fig. 5.22 : Plan de situation des sites de la carrière du Soubeau au Subdray (Cher) – Localisation de la carrière (points d'observation de4a à 4e) - (CartoExplorer 3D, Cher Sud)

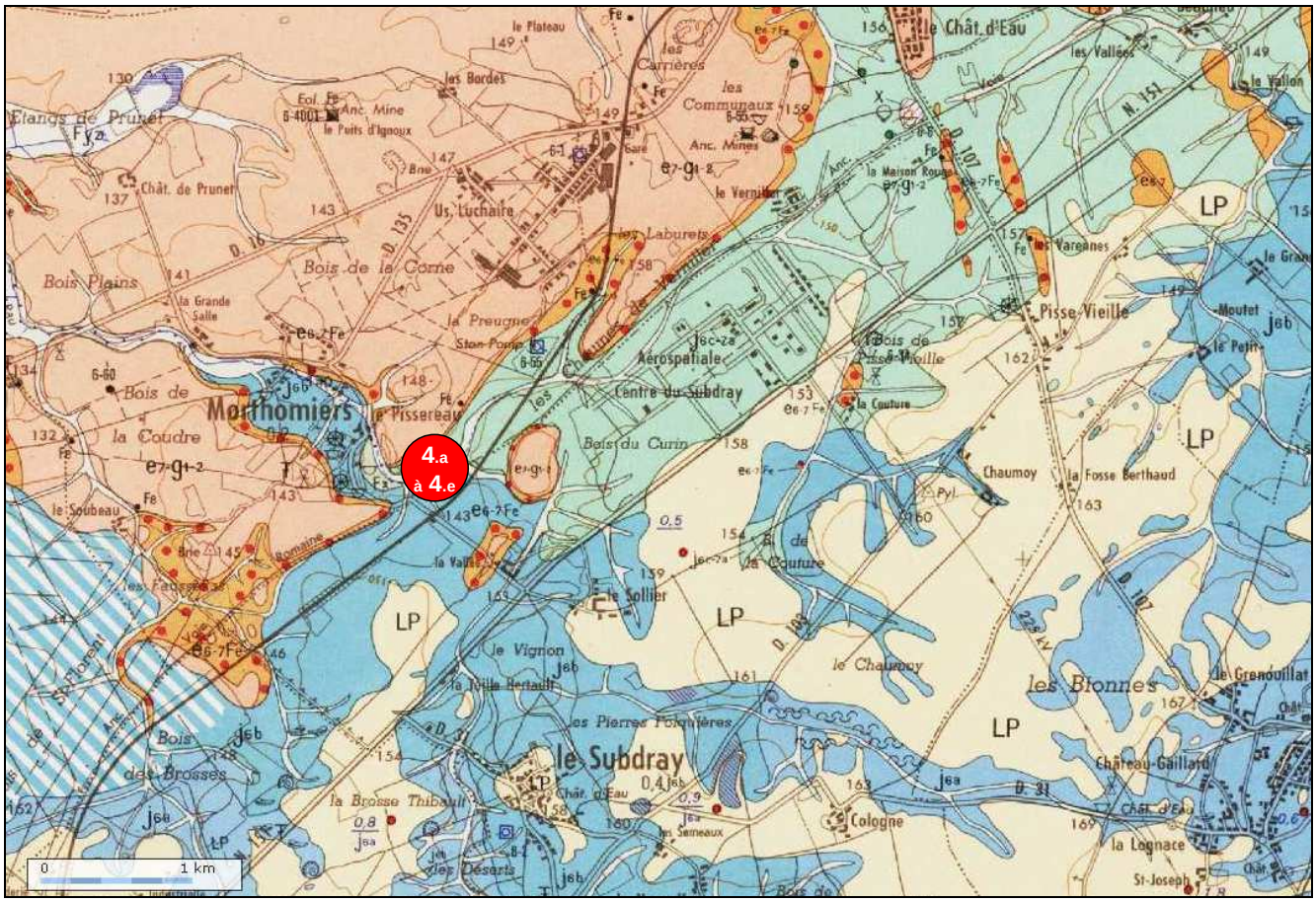


Fig. 5.23 : Carte géologique de la carrière du Soubeau au Subdray (Cher) (Feuille de Bourges, d'après Debrand-Passard *et al.*, 1977). Géologie : (j6a) Oxfordien supérieur (Calcaires lités inférieurs), (j6b) Oxfordien supérieur (Calcaires oolithiques graveleux de Morthomiers), (j6c-7a), (j6-7a) Oxfordien supérieur (Calcaires lités supérieurs), (e6-7Fe) Éocène (Argiles à minerai de fer pisolitique), (e1-g2) Ludien à Stampien (Calcaire et Argile lacustres du Berry), (LP) couverture éolienne limono-argileuse et sableuse (Würm), (Fyz) alluvions anciennes à actuelles.

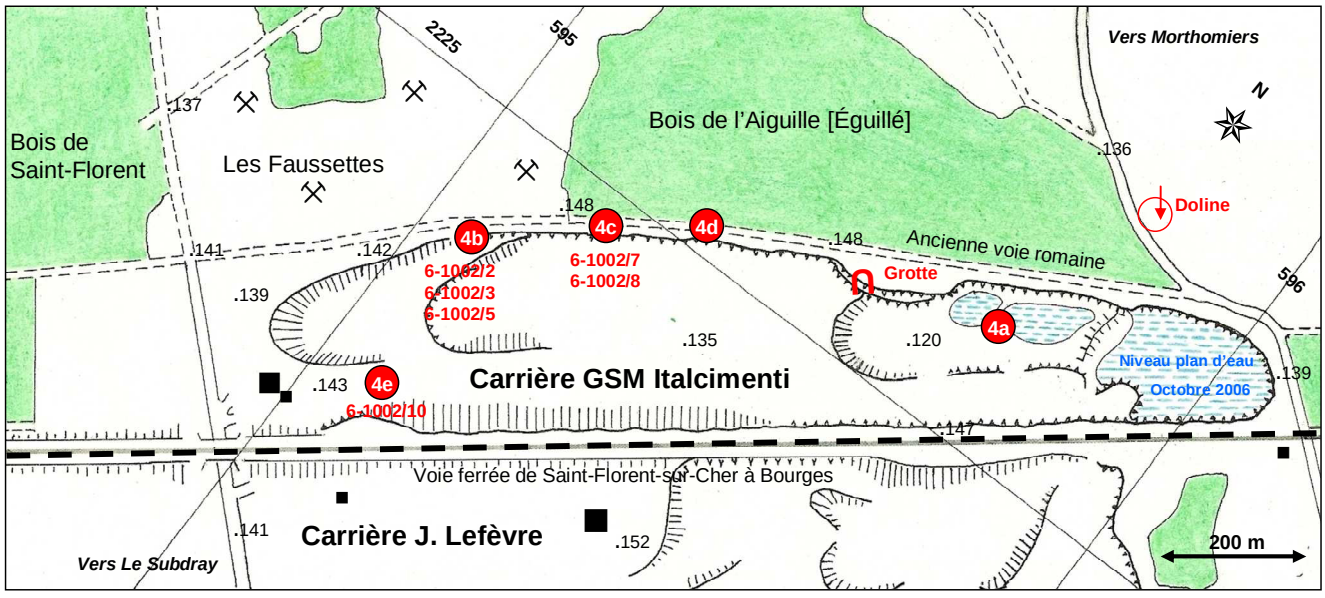


Fig. 5.24 : Plan de la carrière du Soubeau (Le Subdray, Cher) – Indication des points d'observation et de prélèvement des échantillons (4a à 4e) - (JPF, 2010)

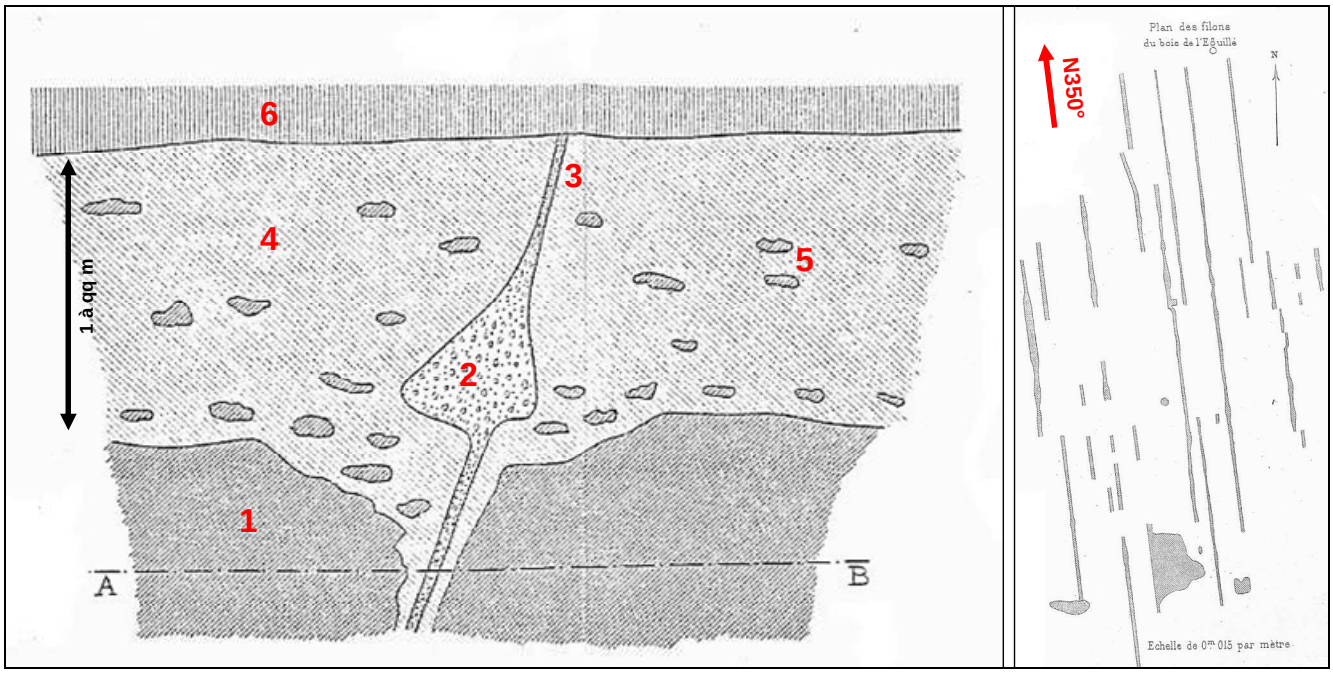


Fig. 5.25 : Coupe théorique d'un filon du bois de l'Éguillé [Aiguille] au Subdray – (1) calcaires jurassiques ; (2) filon ; (3) Cheminée ; (4) argile stérile ou "conroi" ; (5) brèche calcaire ; (6) calcaires lacustres du Berry ; - (d'après Grossouvre, 1886)

Fig.5.26 : Plan des "filons" du bois de l'Éguillé [Aiguille] – L'orientation préférentielle subméridienne des diaclases et leur rectitude avaient déjà, en son temps, interpellé Grossouvre qui en a relevé le plan avec exactitude en notant toutes les variations d'épaisseur et de direction - (Grossouvre, 1886)

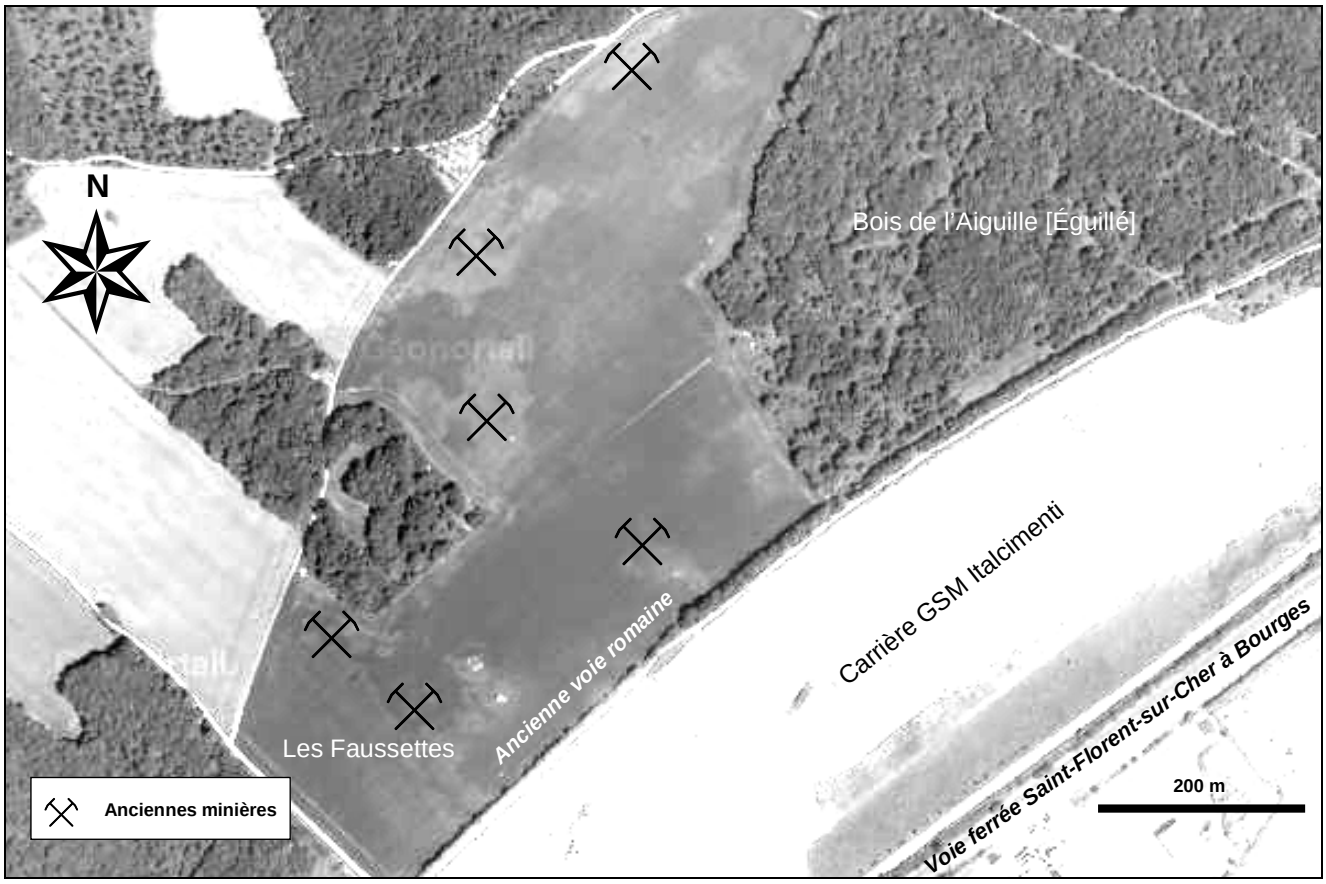


Photo 5.37 : Photographie aérienne du Champ ou bois de l'Aiguille [Bois del'Éguillé] – La reconquête agricole a transformé après remblaiement des cavités, l'ancien site minier en cultures et près. Les fantômes des contours des sites d'extraction, de couleur claire tranchent sur le fond homogène des surfaces qui n'ont pas été creusées - (http://www.geoportail.fr/index.do)

Ce gîte se trouvait dans le petit talweg entre la ferme du Soubeau et l'actuelle carrière éponyme de GSM Italcementi au lieu dit "Les Faussettes". L'érosion a entamé et fait disparaître les calcaires lacustres. Les poches de minerai qui reposent dans les vides du lapiaz des calcaires oxfordiens ont pu ainsi être plus facilement exploitées. Les traces d'exploitation, de par la reconquête agricole en cultures qui a comblé en totalité les entonnoirs consécutifs à l'extraction, ne sont plus visibles pour l'essentiel Néanmoins, les photographies aériennes s'avèrent explicites à cet égard : la dissociation de la couleur des sols et des cultures fait ressurgir les fantômes des anciennes excavations (photo 5.37).

Le second intérêt de cette carrière réside dans un article, découvert postérieurement à notre visite sur le site (octobre 2006), publié par l'Association des sédimentologistes français (Giot *et collab.*, 2001). Cet article révèle la découverte, unique dans le bassin de Paris, d'un calcrète d'âge bartonien et présente une description stratigraphique détaillée du front de taille. Concernant ce calcrète, situé sous le gîte de minerai pisolitique, il est envisageable que son existence ait attiré l'attention Grossouvre, à son insu : c'est ainsi qu'il semble nous le décrire implicitement dans la particularité de ce gîte, soulignant notamment un faciès du substratum jurassique s'apparentant à des tufs et notant l'existence d'éléments de calcaire résiduels : « *Le minerai ne repose pas, en effet, sur le calcaire jurassique nettement stratifié, mais sur un tuf marneux ou un calcaire grossier, renfermant des morceaux de calcaire lithographique… auxquels les mineurs donnent le nom de têtes* ». Ceci rejoint les observations réalisées dans les grottes minières avec un faciès d'altération plus ou moins carbonaté entre l'encaissant et le remplissage.

Observations effectuées

Dans cette carrière, nous avons procédé à divers échantillonnages sur 5 points observations (fig. 5.24, repère 4a à 4e)

- Point d'observation (4a)
  - Coupe stratigraphique du front de taille
- Point d'observation (4b)
  - échantillon 6-1002/2 (diffractométrie RX) ;
  - échantillon 6-1002/3 (analyse chimique, lame mince, diffractométrie RX) ;
  - échantillon 6-1002/5 (analyse chimique, lame mince).
- Point d'observation (4c)
  - échantillon 6-1002/7 (analyse chimique, lame mince, diffractométrie RX) ;
  - échantillon 6-1002/8 (diffractométrie RX).
- Point d'observation (4d)
- Point d'observation (4e)
  - Échantillon 6-1002/10 (analyse chimique, diffractométrie RX).

4a 1er point d'observation (LIIe. 595.682 – 2225.128 - 120 m)

Ce point d'observation (fig. 5.24, repère 4a) est situé au pied du front de taille nord, au point le plus bas accessible de la carrière. De ce point d'observation, il est possible de décrire sommairement la coupe stratigraphique, avec de bas en haut (photos 5.38 et fig. 5.27) :

Formation (I). À la cote 120 (niveau le plus bas de la carrière occupée par des laisses d'eau, octobre 2006), apparaît le substratum calcaire jurassique de l'Oxfordien supérieur, en l'occurrence ici les Calcaires de Morthomiers ;

- Formation (II). De la cote 133 à la cote 144, se développe une masse calcaire de type calcrète (âge présumé : lutétien à bartonien, Giot *et al.*, 2001) aux faciès diversifiés, visible sur une dizaine de mètres et recouverte au droit des poches karstiques par des coulées d'argile sidérolithique rouge.

- Formation (III). De la cote 144 à la cote 145, tranchent des argiles bariolées à dominante rouge avec une forte densité de pisolites, d'une puissance de 1 à 1,5 mètres ;

- Formation (IV). De la cote 145 à la cote NGF 148 (sol actuel), dominent les calcaires lacustres du Berry, régulièrement stratifiés en bancs décimétriques et épais de 3 à 4 mètres.

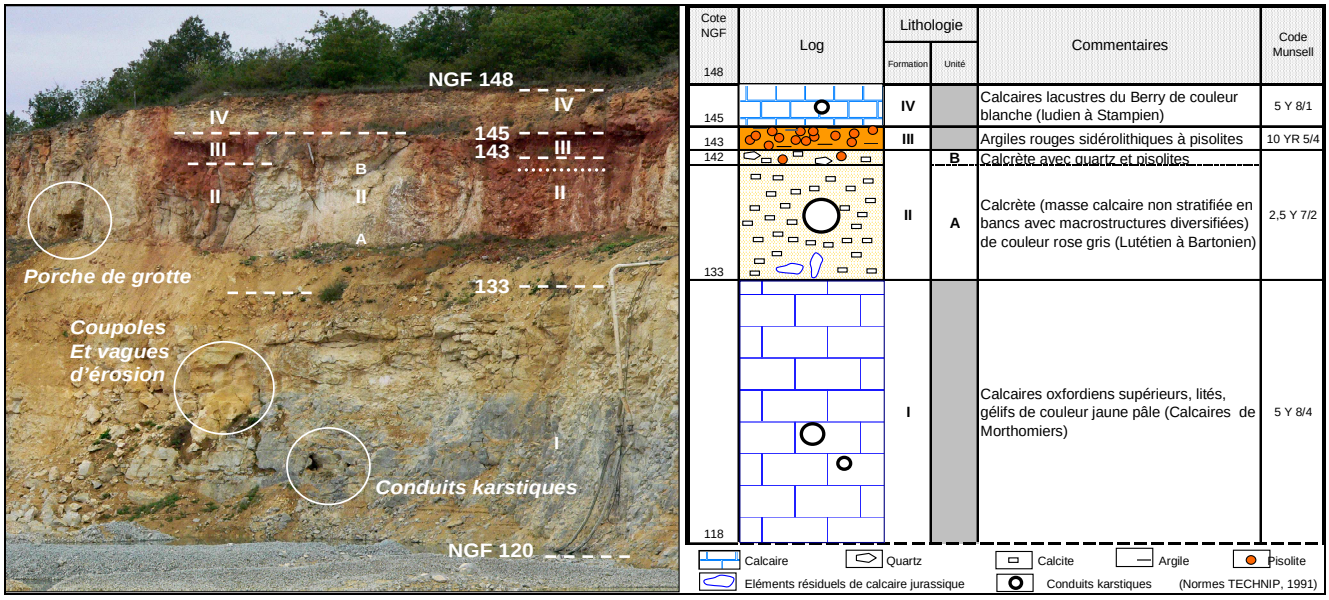


Photo 5.38 : Vue de la coupe stratigraphique du front nord de la carrière du Soubeau (Le Subdray) - La photographie est réalisée depuis le point d'observation (4a) en direction de l'ouest. Les formations sont repérées par les unités (I) à (IV). Sur le front de taille sont visibles, plusieurs phénomènes karstiques affectant la masse calcaire sur toute sa puissance : porche pluri-métrique d'une grotte, formes de façonnement (coupoles, vagues d'érosion) de ce qui apparaît comme étant la paroi d'une galerie et conduits d'ordre décimétrique perforant la masse des calcaires - (Photo JPF, 2006)

Fig. 5.27 : Coupe stratigraphique simplifiée (carrière du Soubeau, Le Subdray) – Cette coupe stratigraphique est à observer en vis-à-vis de la photo 5.38 et reprend les différentes unités (formations et séquences) avec la description sommaire de la lithologie et l'indication des codes couleurs Munsell relevés sur les échantillons prélevés - (D'après Giot *et collab.*, 2001, modifié JPF, 2010)

La genèse du calcrète, selon Giot *et al.* (2001) aurait connu deux phases : dans un premier temps, apparaît une masse discordante, épaisse de 8 à 10 mètres (elle ne serait pas formée par remplacement des calcaires jurassiques mais par l'élaboration d'une concentration après un processus d'érosion-dissolution du substratum ; puis dans un second temps, on assiste au développement d'un second calcrète "travertineux" avec apparition d'éléments détritiques et de pisolites.

4b 2ème point d'observation (LIIe. 595.016 – 2224.766 - 142 m)

Le second point d'observation (fig. 5.24, repère 4b) situé dans la partie ouest de la carrière permet d'examiner la partie supérieure du calcrète, non stratifié en bancs, dans laquelle sont disséminés de rares pisolites (photo 5.39). Cette masse calcaire est parcourue par de nombreuses diaclases. Certaines diaclases, vides de remplissage, présentent des épontes recouvertes de calcite visiblement teintée par les argiles rouges qui surmontent cette masse calcaire. D'autres diaclases, recoupant des vides karstiques, enregistrent une arrivée d'éléments issus de profils latéritiques démantelés et sont notamment comblés par un remplissage formé de pisolites libres ou agglomérés en callots (échantillon 6-1002/3), empâtés dans des argiles de couleur brun rouge (5 YR 5/3) ou de la calcite néoformée (photo 5.40).





Photo 5.39 : Vue du front de la carrière du Soubeau (Le Subdray) au point d'observation (4b) / Diaclase avec épontes recouvertes de concrétions de calcite - Sur le cliché, on aperçoit la masse calcaire du calcrète. La partie supérieure a été décapée pour les besoins de l'exploitation et débarrassée de la couverture d'argiles rouges à pisolites. Les "coulures" inhérentes à cette couverture et qui tapissent la partie sommitale des fissures et diaclases, se présentent sous forme de concrétions de calcite dans lesquelles les argiles sont emprisonnées - (Photo JPF, 2006)

Photo 5.40 : Vue du front de la carrière du Soubeau (Le Subdray) au point d'observation (4b) / Diaclase remplie de pisolites - La photographie nous montre un des aspects du remplissage de la diaclase : des pisolites libres ou en callots empâtés dans des argiles de couleur brune et dans des "miches" de calcite de couleur blanche - (Photo JPF, 2006)

Échantillon 6-1002/2 - Calcrète

L'échantillon, prélevé dans la partie supérieure du calcrète se présente sous forme d'une masse calcaire présentant, à la binoculaire (LN) un fond matriciel constitué de cristaux de calcite emprisonnant des plages argileuses rouge sombre (10 R 3/3), des pisolites brisés ou entiers ainsi que des grains hétérométriques de quartz.

La diffractométrie RX (tab. 5.10) présente les minéraux communément rencontrés dans les remplissages (calcite, gœthite, et quartz confirmés par la description macroscopique, mais également les minéraux suivants : la chamosite (3,58 Å) rencontrée dans les horizons argileux de l'unité C2 de la coupe n° 2 de la grotte de Chanteloup (6-0824/4) et de la grotte du Patouillet (6-0825/1)

On observe également de l'hématite (2,69 Å) peu commune sur l'ensemble des diffractométries réalisées sur le bassin de Paris (hormis quelques cas atypiques : de la cuirasse ferrugineuse de Saint-Amand-Montrond dans le Cher, le conglomérat pisolitique de Villécloye en Meuse et la cuirasse ferrugineuse du Bois d'Enelle dans les Ardennes). Le rapport entre les hauteurs de pics à 4,18 Å de la gœthite et 2,69 Å -2,52 Å communs à la gœthite et l'hématite, permet une approximation du rapport gœthite / hématite (Besnus, 1977). Pour cet échantillon, le rapport $R_e = G_o/H_e$ (gœthite / hématite) est de 0,50. Enfin sont visibles, la muscovite (2,57 Å) identifiée uniquement à la Grotte du Patouillet (6-0824/4) et dans la doline de la Blanche-Haye sur le site de Saint-Pancré en Meurthe-et-Moselle (5-0501/0) ainsi que le zircon (4,34 Å), connu pour sa résistance à l'altération ; il est la seule occurrence observée sur les 50 diffractométries effectuées. La carbonatométrie (détermination de la teneur en $CaCO_3$) a été dosée à 66,5 %.

Albite	Alunite	Anatase	Calcite	Chamosite Chlorite	Dolomite	(Fluo)apatite	Gœthite	Hématite	Illite	Kaolinite	Lépidocrocite	Microcline	Muscovite	Orthoclase	Quartz	Zircon

Tab. 5.10 : **Synthèse du diagramme de l'analyse diffractométrique RX de l'échantillon 6-1002/2** - (MHNN, 2009)

Le code couleur de l'échantillon après broyage, à température ambiante, est rouge clair (code Munsell : 2,5 YR 6/8).

Échantillon 6-1002/3 – Callot de pisolites

L'échantillon se présente sous forme d'un callot de pisolites d'échelle décimétrique. Les pisolites sphériques (3 à 5 mm) ou ovoïdes (4 à 13 mm) sont jointifs (photo 5.41).

L'examen microscopique révèle l'absence de plasma *s.s* non représenté sur la lame mince. Les traits pédologiques sont représentés essentiellement par des pisolites d'oxydes de fer qui constituent de fait le squelette et qui ont une forme plus ou moins sphérique (taille de 2 à 7,2 mm) (photo 5.42).

Ces pisolites présentent plusieurs faciès : en premier lieu, des pisolites "vrais" à cortex multiples plus ou moins hydratés (couleur brun clair à brun foncé), de forme sphérique. Le cœur généralement argilo-sableux, est vierge de quartz. Les intervalles entre les ultimes cortex sont parfois colonisés par des grains de quartz anguleux (10 à 50 µm. En second lieu, des pisolites à cortex unique (rapport cortex / cœur : 1/30), de forme plus ou moins sphérique (taille de 3 à 5 mm). Le cœur présente une matrice argilo-sableuse parsemée d'une forte densité de quartz subanguleux à subarrondis, de taille comprise entre 10 et 100 µm). Les plus gros sont parfois polycristallins.

Les vides occupent les espaces interstitiels entre les pisolites, voire le centre du cœur des pisolites à cortex unique. Ils sont surlignés par des cutanes sombres de gœthite.



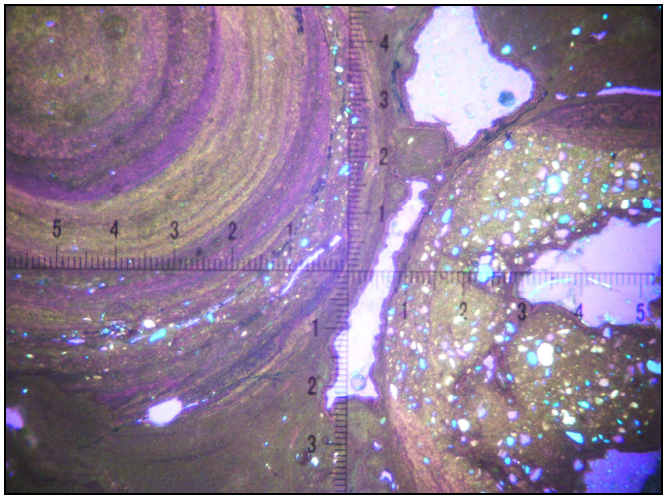


Photo 5.41 : Organisation des vides autour des pisolites et à l'intérieur du plasma / Echantillon 1002/3 (carrière du Soubeau, Le Subdray) – A gauche, le callot de pisolites (taille 10 cm), découpé à la scie diamantée, présente un assemblage dense de pisolites jointives dans lequel les espaces interstitiels sont extrêmement ténus- (Photo JPF, 2010)

Photo 5.42 : Organisation interne des pisolites dans un callot / Echantillon 6-1002/3 (carrière du Soubeau, Le Subdray) – La microphotographie nous montre un pont joignant deux pisolites. A gauche, un pisolite "vrai" montrant une alternance de cortex multiples concentriques. On remarque que le plasma emprisonné entre les derniers cortex est colonisé par de petits grains de quartz (taille 10 à 50 µm). A droite, un pisolite à cortex unique dont le cœur est constitué d'un ciment argileux envahi par de multiples grains de quartz, de faible sphéricité, subanguleux à subarrondis, de taille comprise entre 10 et 100 µm. Un pont s'est développé au détriment du plasma qui a pratiquement disparu et a permis ainsi la création de vides soulignés par des cutanes de gœthite. La photographie a été réalisée par adjonction d'une lame retardatrice (λ) pour augmenter le contraste entre les minéraux - LPA x40 (1 graduation = 25 µm) - (Photo JPF, 2010)

L'analyse chimique (tab. 5.11) nous permet de constater l'importance des 3 éléments principaux, communs à toutes les indurations ferrugineuses (SiO_2 : 13,49 % ; Al_2O_3 : 8,03 %, Fe_2O_3 : 61,84 %). Ces teneurs ainsi que la perte au feu (14, 27 %) sont comparables à celles des autres échantillons de minerai pisolitique que nous avons analysés et peuvent être rapprochées de la moyenne mentionnée par Grossouvre (1886) : SiO_2, 10, 50 % ; Al_2O_3, 14, 10 % ; Fe_2O_3, 66,10 % , MgO, 0,25 %. La teneur en aluminium nous permet de calculer la teneur en kaolinite, soit 20,32 %.

Eléments	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO2	P_2O5	PF	**Total**
Echantillon 6-1002 / 3	13,49	8,03	**61,84**	0,10	0,15	0,69	< L.D.	0,07	0,56	0,43	14,27	**99,62**

Tab. 5.11 : Résultats de l'analyse chimique des 10 principaux éléments de l'échantillon 6-1002/3 - (CRPG, 2009)

La diffractométrie RX (tab.5.12) présente les minéraux communément rencontrés dans les remplissages : calcite (3,05 Å), gœthite (5,02 et 4,21 Å), quartz (3,34 Å), kaolinite (7,17 Å) et illite (4,48 et 3,34 Å). L'échantillon 6-0824/1 de la base de l'unité IB de la coupe n°1 de la grotte de Chanteloup montre une diffractométrie identique. La couleur de l'échantillon après broyage, à température ambiante, est rouge jaune (code Munsell : 5 YR 6/8).

Albite	Alunite	Anatase	Calcite	Chamosite Chlorite	Dolomite	(Fluo)apatite	Goethite	Hématite	Illite	Kaolinite	Lépidocrocite	Microdine	Muscovite	Orthoclase	Quartz	Zircon

Tab. 5.12 : **Synthèse du diagramme de l'analyse diffractométrique RX de l'échantillon 6-1002/3** - (MHNN, 2009)

Échantillon 6-1002/5 – Pisolites libres

L'échantillon est constitué de pisolites libres de gœthite, sphériques ou ovoïdes (Ø 2,5 à 9 mm) montés sur résine.

Sur la lame mince, les pisolites sont montés seuls sur résine, le plasma ainsi que les vides sont sans objet. Les traits pédologiques sont représentés par des pisolites plus ou moins sphériques de gœthite. Ces pisolites présentent des faciès habituels et déjà rencontrés : tout d'abord des pisolites "vrais" (photo 5.43) sphériques à cortex multiples plus ou moins hydratés (couleur brun clair à brun foncé), de forme sphérique. Le cœur argilo-sableux montre une importante densité de micro-grains de quartz anguleux (taille de 10 à 100 µm). De même, les espaces intercorticaux sont saupoudrés, à un degré de densité moindre, de quartz de même taille.

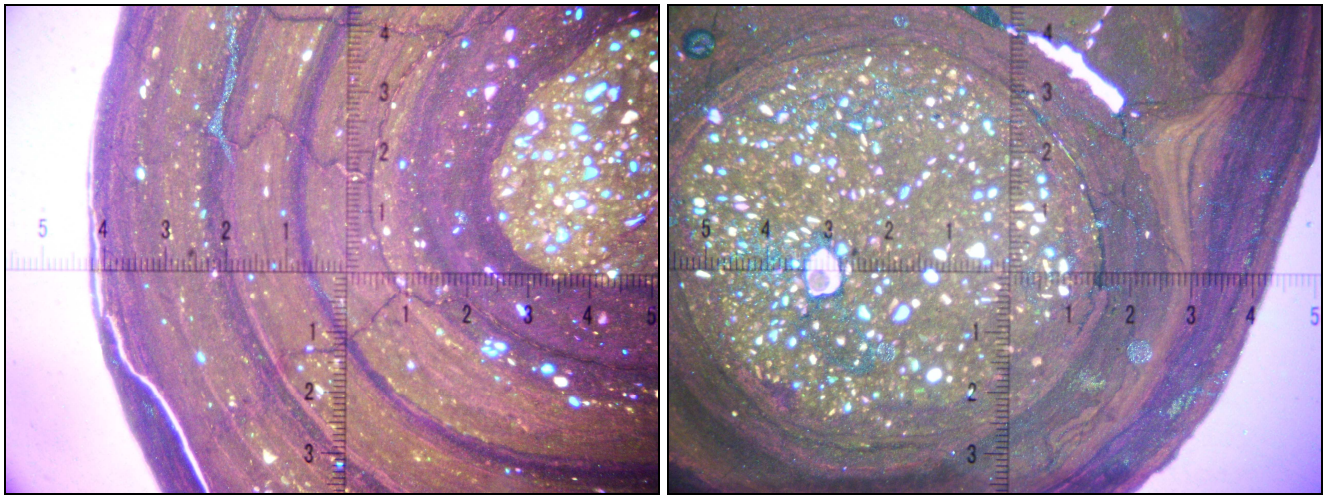


Photo 5.43 : Organisation interne d'un pisolite "vrai" / Echantillon 1002/5 (carrière du Soubeau, Le Subdray) – Le pisolite présenté développe 4 cortex successifs bien marqués autour d'un cœur envahi de micro-grains de quartz de faible sphéricité, subanguleux à subarrondis (10 à 100 µm). Le pisolite est fragilisé par des veinules radiales et concentriques. La photographie a été réalisée par adjonction d'une lame retardatrice (λ) pour augmenter le contraste entre les minéraux - LPA x40 (1 graduation = 25 µm) - (Photo JPF, 2010)

Photo 5.44 : Organisation interne d'un conglomérat de pisolites / Echantillon 6-1002/5 (carrière du Soubeau, Le Subdray) – La microphotographie nous montre, un pisolite à cortex unique dont le cœur est constitué d'un ciment argileux envahi par de multiples grains de quartz, de faible sphéricité, subanguleux à subarrondis, de taille comprise entre 10 et 150 µm. Un ultime cortex commun réunit les pisolites soudés en un conglomérat de forme ovoïde plus moins mamelonnée La photographie a été réalisée par adjonction d'une lame retardatrice (λ) pour augmenter le contraste entre les minéraux - LPA x40 (1 graduation = 25 µm) - (Photo JPF, 2010)

Ensuite, des conglomérats de pisolites (photo 5.42) de forme ovoïde (taille 9 mm) réunissant plusieurs pisolites dont un présentant un cortex unique (rapport 1/8) avec un cœur constitué d'une matrice argilo-sableuse et des pisolites à cortex unique (rapport 1/10) avec un coeur de même nature que le type précédent : argilo-sableuse parsemée d'une forte densité de grains de quartz subanguleux à subarrondis, de taille comprise entre 10 et 150 µm). Les plus gros sont quelques fois polycristallins.

L'analyse chimique (tab. 5.13) des pisolites libres confirme la grande similitude des teneurs avec celles constatées sur le callot (6-1002/3). Au-delà de cette analogie, il convient de noter que malgré la présence de quartz détritique, le rapport K_i (formule : 1,7 x SiO_2 / Al_2O_3, Gourdon, 1973) indique une valeur de 1,72. Un rapport inférieur à 2 est, pour cet auteur, l'indice d'une allitisation avec une prédominance d'alumine libre (gibbsite, kaolinite) sous des climats chauds et humides.

Le rapport Si/Al, inférieur à 1 (0,89), est un indicateur de substitution de l'aluminium au fer dans les oxy-hydroxydes de fer. Le faible taux de substitution (moins de 15 %) est un révélateur de sols ou horizons hydromorphes modérément acides dans un environnement carbonaté (Ricordel, 2007). La teneur en aluminium nous permet de calculer la teneur en kaolinite, soit 27,09 %. La couleur de l'échantillon après broyage, à température ambiante, est brun rouge (code Munsell : 5 YR 5/4).

Eléments	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO2	P_2O5	PF	**Total**
Echantillon 6-1002 / 5	**10,84**	**10,71**	**62,53**	0,13	0,11	0,24	< L.D.	0,04	0,56	0,28	**14,00**	99,42

Tab. 5.13 : Résultats de l'analyse chimique des 10 principaux éléments de l'échantillon 6-1002/5 - (CRPG, 2010)

4c 3ème point d'observation (LIIe. 595.214 – 2224.957 - 145 m)

Le sommet du front de taille (fig. 5.24, repère 4c) qui longe l'ancienne voie romaine est accessible dans sa partie ouest. À hauteur de la lisière du bois de l'Aiguille [Éguillé], la coupe de terrain ainsi dégagé montre sur environ 4 mètres, des calcaires palustres à débit en blocs irréguliers surmontés par des calcaires lacustres très grossièrement lités. Dans cette coupe ont été observées deux poches (points d'observation 4c et 4d) avec un remplissage bien individualisé de minerai caractérisé par une très forte densité de pisolites.

D'une manière générale, le minerai composé d'argile brune (code couleur Munsell : 7,5 Y 5/2) et de pisolites (Ø 3 à 8 mm) occupe le centre de la poche (photos 5.45, 5.46). Le minerai n'est pas en contact direct avec la partie saine de l'encaissant calcaire. Les parois du vide initial (couloir du lapiaz, doline…) ne sont pas discernables. Entre le cœur occupé par le minerai et les calcaires continentaux présumés éocènes, on peut observer divers faciès et stades d'altération de ces calcaires. Du centre vers les parois, Grossouvre (1886) distinguait d'une manière théorique : les argiles à minerai de fer, les argiles stériles, le castillard, les marnes argileuses cristallines, des calcaires saccharroïdes, des calcaires lithographiques et enfin l'encaissant.

La poche du point d'observation 4c (photos 5.45 et 5.46) se présente sous forme d'un remplissage de minerai de forme conique inversée (3). Latéralement, l'étendue de la zone d'altération (2) est limitée à une échelle décimétrique. Par contre la base, côté sud-ouest du remplissage, est occupée par une masse de calcite (4) de couleur blanche (code couleur Munsell : 5 YR 8/1), légèrement indurée, friable sous la pression des doigts. Les pisolites (échantillon 6-1002/7) ont fait l'objet d'une lame mince, d'une analyse chimique et d'une diffractométrie RX. Sur la masse de calcite a été opérée une diffractométrie RX.

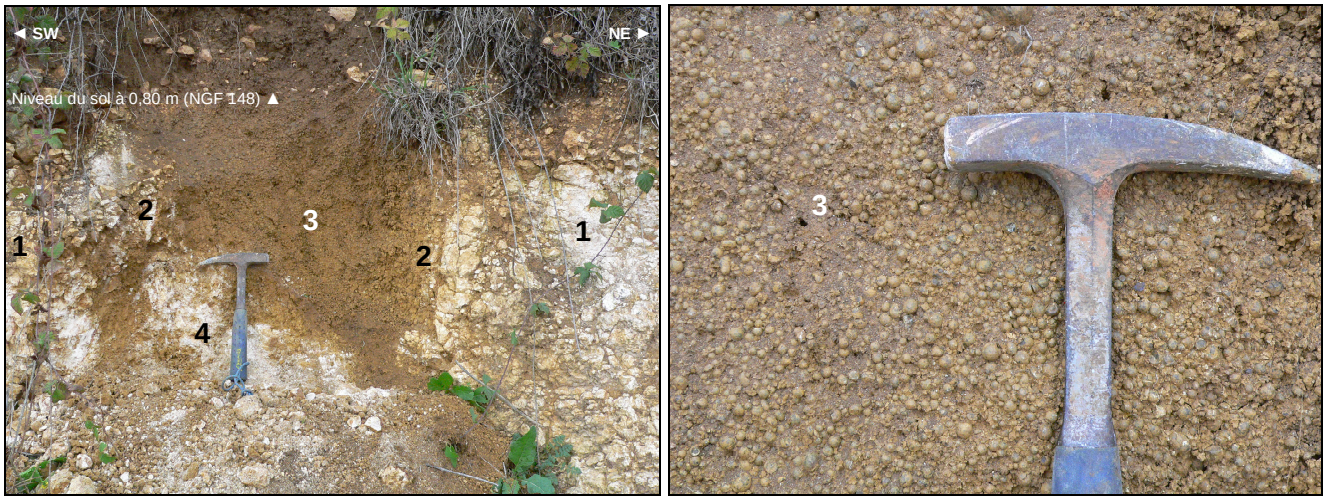


Photo 5.45 : Coupe de la poche à minerai au point d'observation au point 4c (carrière du Soubeau, Le Subdray) – Orientée SW-NE, la coupe nous montre au centre, la poche de minerai (3) bordée latéralement, par des calcaires lacustres ou palustres très altérés (2). Ces calcaires de l'encaissant (1) révèlent la forme conique inversée de la cavité. A la base, coté SW, est enchâssée une masse de calcite (4) dépourvue de pisolites - (Photo JPF, 2006)

Photo 5.46 : Détail du remplissage de la poche à minerai au point d'observation au point 4c (carrière du Soubeau, Le Subdray) – Ce cliché nous permet de mesurer la très forte densité des pisolites du remplissage de minerai de fer (3). Le terrage d'un remplissage de ce type (moins de 10 % d'argile) devait être particulièrement apprécié par les exploitants : les opérations de transport de la terre à mine et de lavage étaient économiquement optimales de par la quantité réduite des d'argiles - (Photo JPF, 2006)

Échantillon 6-1002/7 – Pisolites sphériques et ovoïdes libres

L'échantillon est constitué de pisolites libres de gœthite, sphériques ou ovoïdes (Ø 3 à 7 mm) montés sur résine.

Sur la lame mince, les traits pédologiques sont représentés par des pisolites plus ou moins sphériques d'oxyde de gœthite. Ces pisolites, dont certains sont brisés, présentent les faciès habituels déjà rencontrés : en premier lieu , des pisolites "vrais" (photo 5.47) sphériques à cortex multiples plus ou moins hydratés (couleur brun clair à brun foncé), de forme sphérique avec cœur argilo-sableux et réduit. Seuls quelques rares micro-grains de quartz anguleux (taille de 20 à 50 µm) sont visibles. En second lieu, des pisolites à cortex unique (photo 5.48) et de forme ovoïde (taille 3 mm) présentant un cortex unique discordant (rapport cortex / cœur : 1/5 à 1/20) avec un cœur constitué d'une matrice argilo-sableuse parsemée d'une forte densité de quartz subanguleux à subarrondis, de taille comprise entre 10 et 80 µm). Les plus gros montrent un arrangement polycristallin.

L'analyse chimique (tab. 5.14) des pisolites libres donne des teneurs similaires aux autres échantillons de minerai (6-1002/3, 6-102/5 et 6/1002/10). Au-delà de cette parenté, il convient d'observer que malgré la présence de quartz détritique, le rapport K_i (Gourdon, 1973), indique une valeur de 2,02. Ce résultat s'il n'est pas inférieur à 2, en est très proche et nous autorise à le considérer comme l'indice d'une allitisation avec une prédominance d'alumine libre (gibbsite, kaolinite) sous des climats chauds et humides. Il en est de même pour le rapport Si/Al (calculé à partir des teneurs en SiO_2 et Al_2O_3), voisin de 1 (1,05), est un indicateur de substitution de l'aluminium au fer dans les oxy-hydroxydes de fer. Le faible taux de substitution (moins de 15 %) est l'indice de sols ou horizons hydromorphes modérément acides dans un environnement carbonaté (Ricordel, 2007). La teneur en aluminium nous permet de calculer la teneur en kaolinite, soit 29,37 %.

La diffractométrie RX (tab. 5.15) présente les minéraux communément rencontrés dans les remplissages : calcite, gœthite et quartz (3,34 Å), mais aussi illite (5,02 Å) et chamosite (7,16 Å). L'échantillon 6-0825/1 de la grotte du Patouillet présente une diffractométrie identique. Le code couleur de l'échantillon après broyage, à température ambiante, est rouge jaune (code Munsell : 5 YR 5/6).

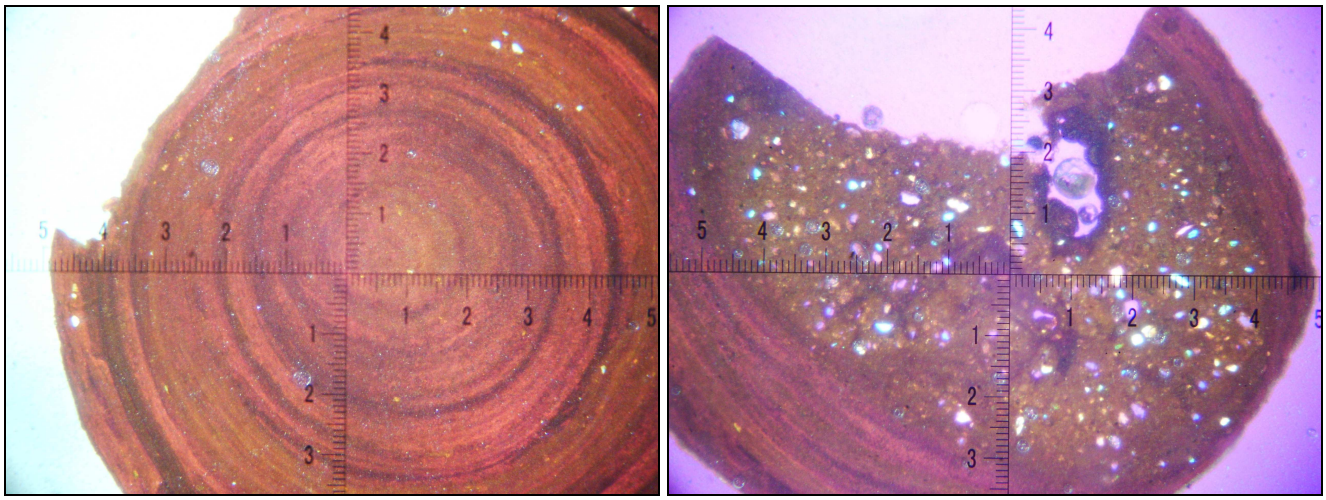


Photo 5.47 : Organisation interne d'un pisolite "vrai" / Echantillon 6-1002/7 (carrière du Soubeau, Le Subdray) – L'organisation interne du pisolite montre une succession de cortex concentriques où le cœur est quasi-absent. Le pisolite est brisé : L' hétérogénéité des empilements successifs du concrétionnement cortical est à l'origine des zones de fragilité La photographie a été réalisée par adjonction d'une lame retardatrice (¼ λ) pour augmenter le contraste entre les minéraux - LPA x40 (1 graduation = 25 µm) (Photo JPF, 2010)

Photo 5.48 : Organisation interne d'un conglomérat de pisolites / Echantillon 6-1002/7 (carrière du Soubeau (Le Subdray) – Le cortex unique est discordant (rapport cœur / cortex : ¼ à 1/20). La fracture de ce pisolite doit être ancienne : le vide (400 µm) emprisonné dans le cœur est surligné par une cutane d'oxydes de fer. La photographie a été réalisée par adjonction d'une lame retardatrice (λ) pour augmenter le contraste entre les minéraux - LPA x40 (1 graduation = 25 µm) - (Photo JPF, 2010)

Eléments	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO2	P_2O5	PF	**Total**
Echantillon 6-1002 / 7	**13,77**	**11,61**	**53,05**	0,10	0,28	2,93	< L.D.	0,06	0,60	0,26	17,16	99,82

Tab. 5.14 : Résultats analyse chimique des 10 principaux éléments de l'échantillon 6-1002/7 - (CRPG, 2009)

Albite	Alunite	Anatase	Calcite	Chamosite Chlorite	Dolomite	(Fluo)apatite	Gœthite	Hématite	Illite	Kaolinite	Lépidocrocite	Microcline	Muscovite	Orthoclase	Quartz	Zircon

Tab. 5.15 : **Synthèse du diagramme de l'analyse diffractométrique RX de l'échantillon 6-1002/7** - (MHNN, 2009)

Échantillon 6-1002/8 - Calcite

L'échantillon (photo 5.45, repère 4) se présente sous forme d'une poudre pulvérulente blanche sur laquelle a été réalisée une diffractométrie RX (tab. 5.16). Cette dernière se limite à mettre en évidence les deux seuls minéraux présents : la calcite (3,05 Å) et le quartz (3,34 Å) en très faible quantité. La carbonatométrie a été dosée à 95,5 % de $CaCO_3$ et révèle la prédominance de calcite. Le solde est représenté par le quartz dont le caractère de résistance à l'altération est connu. La couleur de l'échantillon après broyage, à température ambiante, est blanc (code Munsell : 5 YR 8/1).

Albite	Alunite	Anatase	Calcite	Chamosite Chlorite	Dolomite	(Fluo)apatite	Gœthite	Hématite	Illite	Kaolinite	Lépidocrocite	Microcline	Muscovite	Orthoclase	Quartz	Zircon

Tab. 5.16 : **Synthèse du diagramme de l'analyse diffractométrique RX de l'échantillon 6-1002/8** - (MHNN, 2009)

4d 4ème point d'observation (LIIe. 595.334 – 2225.028 – 145 m)

La poche du point d'observation 4d (fig. 5.24, photos 5.49 et 5.50) se présente sous forme d'un remplissage de minerai (3). Latéralement, l'étendue de la zone d'altération (2) se développe sur l'ensemble du profil, l'encaissant calcaire (1) n'est visible que dans le tiers inférieur de la poche. Il n'a pas été opéré d'analyses sur les échantillons prélevés dans cette poche.

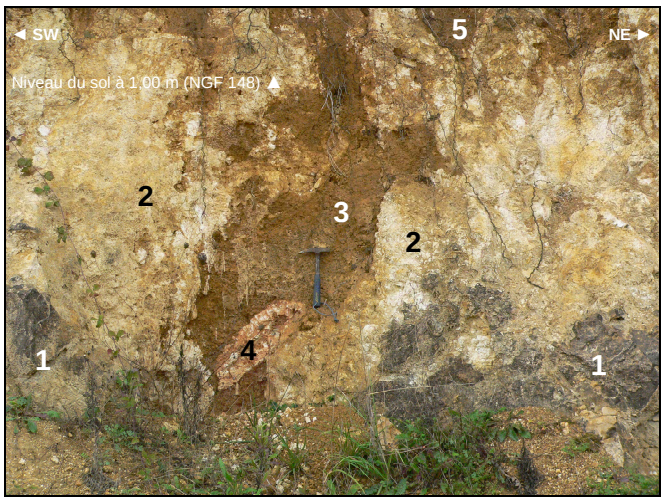




Photo 5.49 : Poche à minerai au point d'observation 4d (carrière du Soubeau, Le Subdray) – Orientée SW-NE, la coupe nous montre au centre, la poche de minerai (3) bordée latéralement par des masses de calcite (2). Les calcaires de l'encaissant (1) n'apparaissent qu'à la base. A noter en (4) la présence d'une "miche" de calcite. En (5), affleurant le sol, se développent d'autres remplissages de minerai - (Photo JPF, 2006)

Photo 5.50 : Détail du remplissage de la poche à minerai au point d'observation 4d (carrière du Soubeau, Le Subdray) – Le remplissage de minerai (3) est de même nature que celui de la poche décrite précédemment. La "miche" de calcite (4) emprisonnée à la base du remplissage présente en son centre une géode - (Photo JPF, 2006)

4e 5ème point d'observation (LIIe. 595.089 – 2224.522 – 143 m)

Le point d'observation 4e (fig. 5.24) se trouve en vis-à-vis du point d'observation 4b au pied du front de taille au niveau de la bascule de la carrière. L'échantillon a été prélevé au sein d'une diaclase, non pas dans les calcaires continentaux, mais au sommet des calcaires jurassiques vers la cote 143.

Échantillon 6-1002/10 – Callots de pisolites

L'échantillon se présente sous forme d'un callot d'échelle pluricentimétrique. Les pisolites sphériques (2 à 5 mm) sont jointifs. Le faible espace interstitiel est constitué par un ciment induré argilo-calcaire.

L'analyse chimique des pisolites libres (tab. 5.17) confirme la grande analogie avec les teneurs des autres échantillons de pisolites ou callots (6-1002/3, 6-1002/5 et 6-1002/7). Au-delà de cette similitude, il convient de constater que cet échantillon, récolté par nos soins en Champagne berrichonne, est le plus riche en Fe_2O_3 (65,46 %). Le rapport K_i (Gourdon, 1973) est légèrement supérieur à 2 (2,23). Ce faible écart permet d'assimiler toutefois cet indice comme révélateur d'une allitisation avec une prédominance d'alumine libre (gibbsite, kaolinite) sous des climats chauds et humides ; De même, le rapport Si/Al est proche de 1 (1,15). On peut l'assimiler à un faible taux de substitution (moins de 15 %) et dans ce cas, serait un indicateur de sols ou horizons hydromorphes modérément acides dans un environnement carbonaté (Ricordel, 2007).

Eléments	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO2	P_2O5	PF	**Total**
Echantillon 6-1002 / 10	**9,72**	7,42	**65,46**	0,10	0,13	1,12	< L.D.	0,03	0,45	0,44	15,28	100,14

Tab. 5.17 : Résultats de l'analyse chimique des 10 principaux éléments de l'échantillon 6-1002/10 - (CRPG, 2009)

La teneur en aluminium nous permet de calculer la teneur en kaolinite, soit 18,78 %.

La diffractométrie RX (tab. 5.18) se limite à présenter les minéraux habituellement rencontrés dans les remplissages : calcite (3,05 Å), gœthite (4,21 Å), quartz (3,34 Å). À noter l'absence de minéraux argileux. La couleur de l'échantillon après broyage, à température ambiante, est rouge jaune (code Munsell : 5 YR 5/6).

Albite	Alunite	Anatase	Calcite	Chamosite Chlorite	Dolomite	(Fluo)apatite	Goethite	Hématite	Illite	Kaolinite	Lépidocrocite	Microcline	Muscovite	Orthoclase	Quartz	Zircon

Tab. 5.18 : **Synthèse du diagramme de l'analyse diffractométrique RX de l'échantillon 6-1002/10** - (MHNN, 2009)

5 MINIÈRE DE PONT-CHAUVET (La Celle-Condé)

Description et historique du site (LIIe. 590.464-2198.691-162 m)

À 2 kilomètres à l'est du village de la Celle-Condé arrosé par l'Arnon, près de la ferme du Pont-Chauvet s'ouvre dans une pâture, une dépression ennoyée (niveau de la surface à moins 1,5 m) d'un hectomètre dans sa plus grande longueur (fig. 5.01, 5.02, 5.28 et 5.29, repère 5 ; photos 5.51 et 5.52).

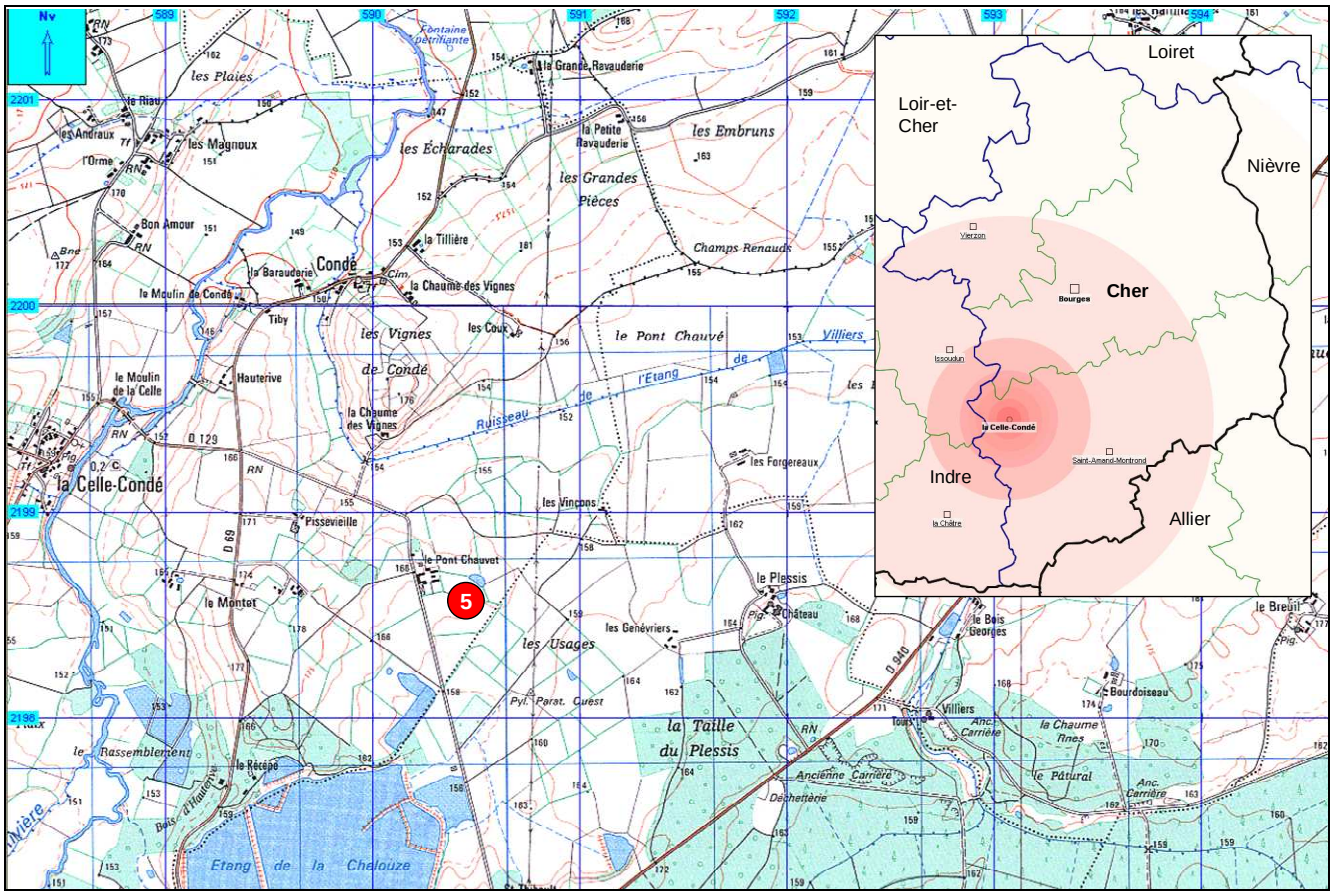


Fig. 5.28 : Plan de situation de la minière de Pont-Chauvet (La Celle-Condé, Cher) – La minière est représentée par la pièce d'eau hectométrique à 150 mètres à l'est des bâtiments de la ferme du Pont Chauvet (LIIe. 0590.464-2198.691-162m) - (CartoExplorer 3D, Cher Sud)

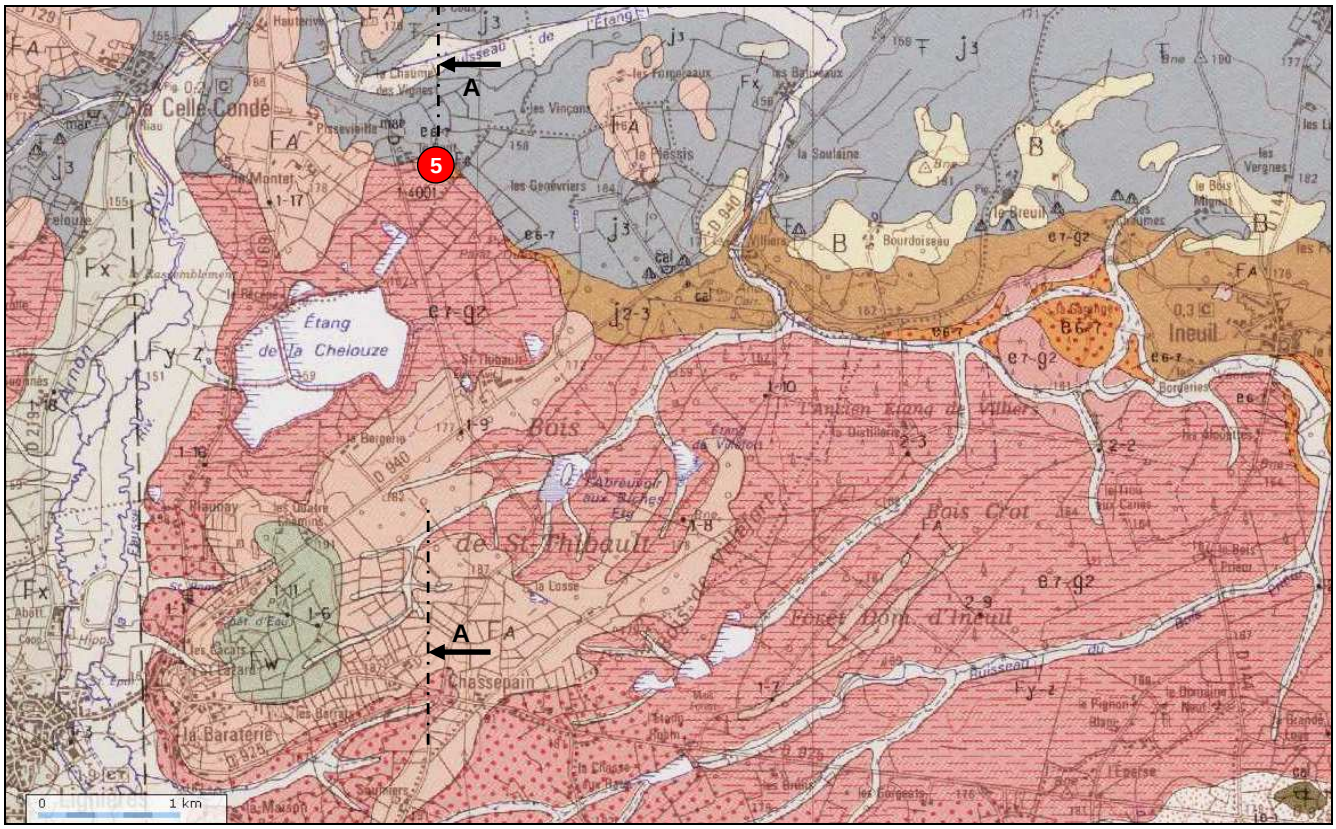


Fig. 5.29 : Carte géologique de la minière de Pont-Chauvet et du bassin lacustre tertiaire de Lignières (Feuille de Saint-Amand-Montrond, d'après Lablanche *et al.*, 1994). Géologie: (j2-3) Bathonien-Callovien (calcaires oolithiques et bioclastiques), (j3) Callovien inférieur (calcaires bioclastiques), (j4) Oxfordien inférieur (marnes à fossiles pyriteux), (e6-7) Éocène supérieur (Argilites à minerai de fer pisolitique), (e7-g2) Priabonien à Stampien (Argiles de Lignières), (FA) Pliocène supérieur (Formation d'Ardentes), (Fx, Fy, Fz) formations alluviales, (B) couverture argilo-limoneuse et sableuse. (A-A) indication de la coupe de la fig. 5.33.





Photo 5.51 : Minière de la ferme de Pont-Chauvet (La Celle-Condé, Cher) / Vue générale – D'après les dires du propriétaire de la ferme Chauvet, le niveau du plan d'eau est susceptible de varier d'une amplitude d'environ 1 m - (Photo JPF, 2006)

Photo 5.52 : Minière de la ferme de Pont-Chauvet (La Celle-Condé, Cher) / Détail de la berge où a été réalisée la coupe - A la base, on distingue les calcaires blancs, graveleux du Callovien supérieur - (Photo JPF, 2006)

La minière de Pont-Chauvet occupe une grande poche karstique au contact des Calcaires bioclastiques (j3) et des Calcaires oolithiques (j2-3), en bordure du bassin tertiaire (Priabonien à Stampien) de Lignières (fig. 5.30, 5.31, 5.32 et 5.33).

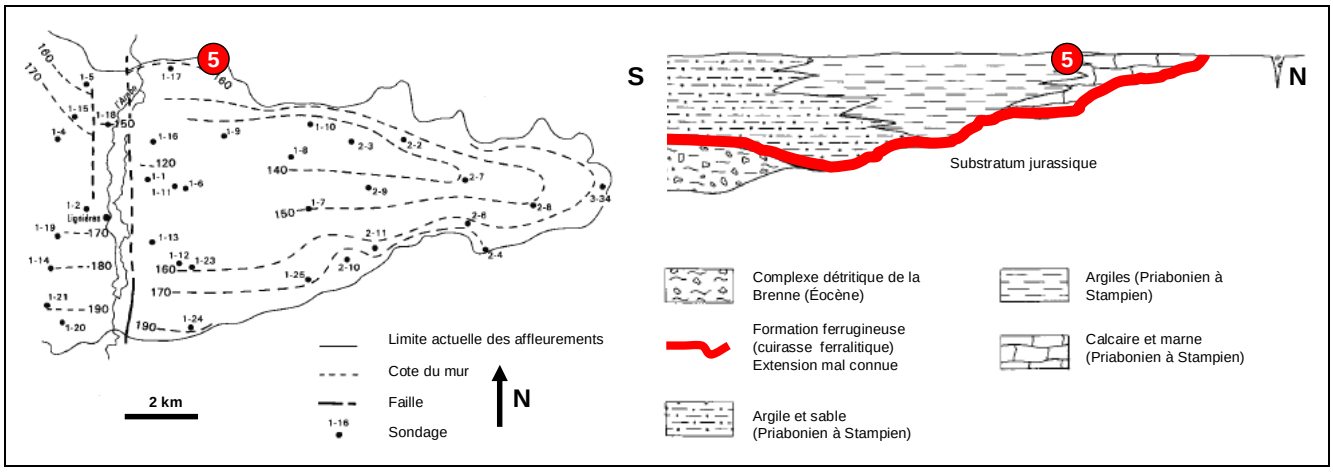


Fig. 5.30 : Structure du bassin lacustre de Lignières, d'âge priabonien à stampien - (5) Minière de Pont-Chauvet - (d'après Lablanche *et al*., 1994)

Fig. 5.31 : Schéma de répartition des différents faciès tertiaires - (Lablanche *et al*., 1994)

Légende	Puissance	Log	Etage	Formation
FA	7 m		Pliocène supérieur	Formation d'Ardentes : argiles sableuses, sables, galets, chailles, grès
e7-g2	35 m		Priabonien à Stampien	Argiles de Lignières
e6-7	1 à 10 m		Éocène supérieur	Argilites à minerai de fer pisolitique (piégé dans le karst des formations j2a et j3)
e4-7	32 m		Éocène inférieur à supérieur	Complexe détritique de Brenne: sables, grès, argiles
j4	3 à 5 m		Oxfordien inférieur	Marnes à fossiles pyriteux
j3	30 m		Callovien inférieur	Calcaires bioclastiques
j2-3	40 m		Bathonien - Callovien	Calcaires oolithiques, calcaires bioclastiques
c/j	8 à 12 m		Bajocien (et Bathonien ?)	Argilites à chailles (décalcification tardive)
j0-1	60 à 80 m		Aalénien - Bajocien	Calcaires jaunâtres à oolithes et entroques, riches en chailles
l7-8	85 m		Toarcien	Marnes noires à miches calcaires
l5-6	100 m		Pliensbachien	Marnes à rares intercalations calcaires

Fig. 5.32 : Log des formations lithologiques du bassin tertiaire de Lignières - (JPF, 2011, d'après notice et carte géologique de Saint-Amand-Montrond, Lablanche *et al*., 1994)

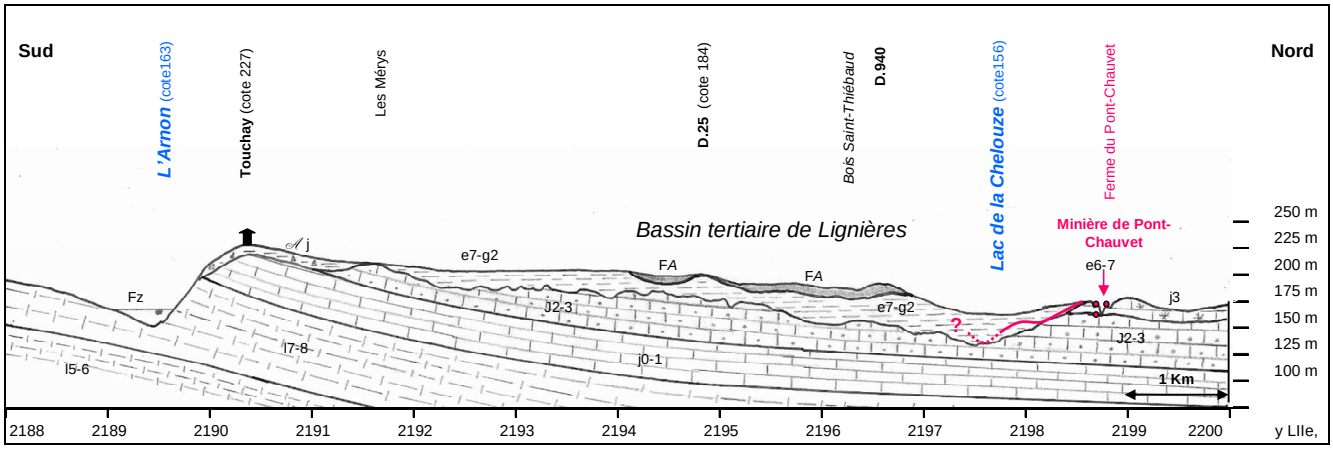


Fig. 5.33 : Coupe géologique du bassin tertiaire de Lignières – La coupe de direction N-S a été réalisée au droit de la minière de Pont-Chauvet (La Celle-Condé). La légende est celle des figures 5.31 et 5.32 - (JPF, 2011)

D'après la notice de la carte géologique de Saint-Amand-Montrond (Lablanche *et al.*, 1994), le minerai a comblé des cavités en forme de poche, d'un mètre de profondeur au maximum.

Sur le site nous avons procédé à une coupe et prélevé l'échantillon 6-083/1 (lame mince, analyse chimique, diffractométrie RX, code couleur).

Observations effectuées

Coupe

Cette minière, se situe aux confins de la Champagne berrichonne, du Boischaut Sud et de la Brenne. Sur la berge ouest de la dépression, a été réalisée une coupe (fig. 5.34) où l'on peut observer, de bas en haut :

Surmontant le niveau du plan d'eau sur une hauteur de 30 cm, se développe une première formation (I) comprenant l'unité (A) constituée par des calcaires graveleux, blancs (code Munsell : 10 Y 9/2) et l'unité (B), d'une puissance entre 50 et 60 cm, constituée d'un ciment calcaire très fin, blanc (code Munsell : 5 Y 8/1), assimilable au toucher à des argiles. Nous pensons qu'il s'agit de la partie altérée des calcaires sous-jacents du Callovien supérieur. Une seconde formation (II), termine la coupe.

À la base, on observe une unité (A) formée par un lit de chailles sur une épaisseur d'une dizaine de cm. Ces chailles, de taille centimétrique, plus ou moins roulées avec des cassures conchoïdales, sont empâtées dans une argile jaune rouge (code Munsell : 5 YR 6/6). La couleur des chailles varie du blanc (cortex siliceux) au brun.

Au-dessus, sur environ 40 cm, se développe l'unité (B) formée par des pisolites libres et des callots décimétriques de gœthite enrobés par des argilites de couleur brun foncé (code Munsell : 10 YR 4/3). La densité des pisolites est impressionnante : on peut l'estimer à plus de 95 % du volume des callots. C'est dans cette série qu'a été prélevé l'échantillon analysé.

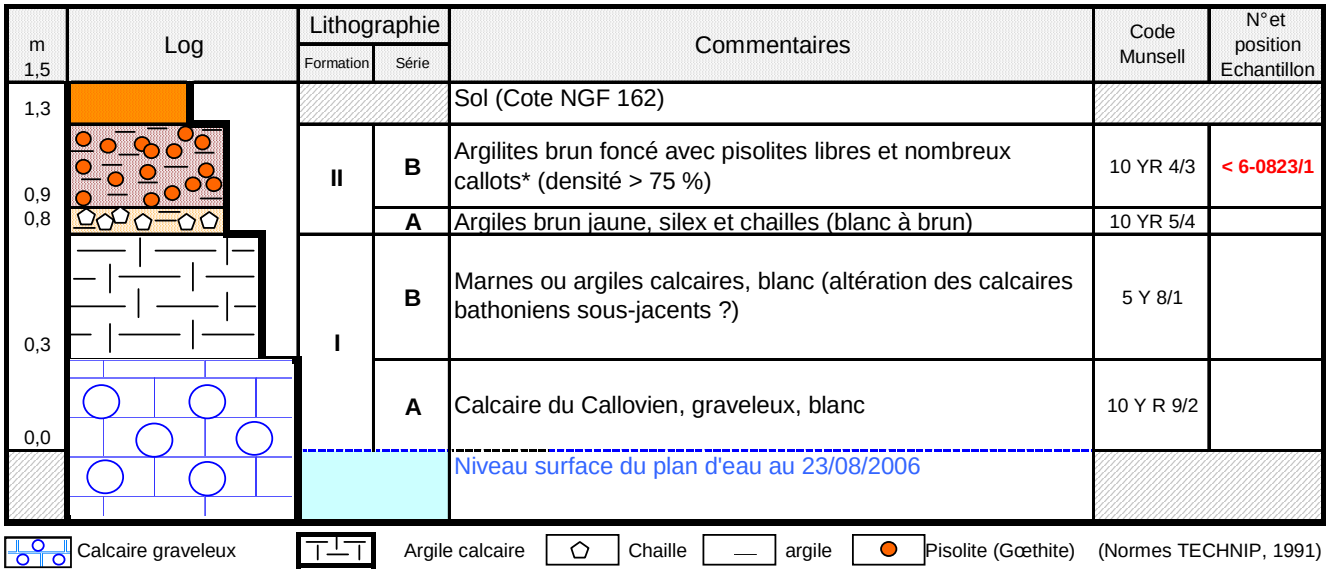


Fig. 5.34 : Coupe de la minière ennoyée de la ferme du Pont-Chauvet (La Celle-Condé, Cher) – Description des différentes unités et indication de la position de prélèvement de l'échantillon 6-0823/1 - (JPF, 2006)

Échantillon 6-0823/1 – Callot de pisolites

L'échantillon se présente sous forme d'un callot d'échelle décimétrique. Les pisolites sphériques (2 à 6 mm) sont jointifs. Le faible espace interstitiel est constitué, pour faible partie, par un ciment induré argilo-calcaire.

L'examen microscopique ne montre pas de plasma. Les traits pédologiques sont représentés par des pisolites, plus ou moins sphériques de gœthite. Ils sont agglomérés les uns aux autres de manière indissociable : individuellement à la zone de contact, par des ponts soudant les cortex externes et de manière globale par la réunion de plusieurs individus assemblés dans un cortex externe commun (photo 5.53). Les pisolites présentent les faciès habituels déjà rencontrés, mais, se différenciant des échantillons de Lunery et du Subdray par une quasi-absence de quartz.

On trouve les trois types de faciès habituels. D'une part, des pisolites "vrais" à cortex multiples plus ou moins hydratés (couleur brun clair à brun foncé), de forme sphérique (Ø 1,5 à 4 mm) ; le cœur argileux et les cernes du cortex présentent quelques rares micro-grains disparates de quartz anguleux (taille de 10 à 30 µm). D'autre part, des pisolites à cortex unique (rapport : 1 à 3/10) avec un cœur présentant une matrice argileuse plus ou moins colorée par les oxydes de fer et dépourvue de quartz. Enfin, des conglomérats de pisolites (photo 5.53) de forme ovoïde (taille 9 mm) réunissant plusieurs pisolites entiers ou brisés avec des cortex discordants (photo 5.54). Le cœur des pisolites est argileux et intègre parfois des nodules qui sont autant de vestiges d'anciens pisolites. Les vides sont ténus et se limitent aux rares volumes interstitiels entre les masses assemblées. Ces vides sont parfois soulignés de cutanes (ménisque d'argilane, micro-cristaux de calcite).

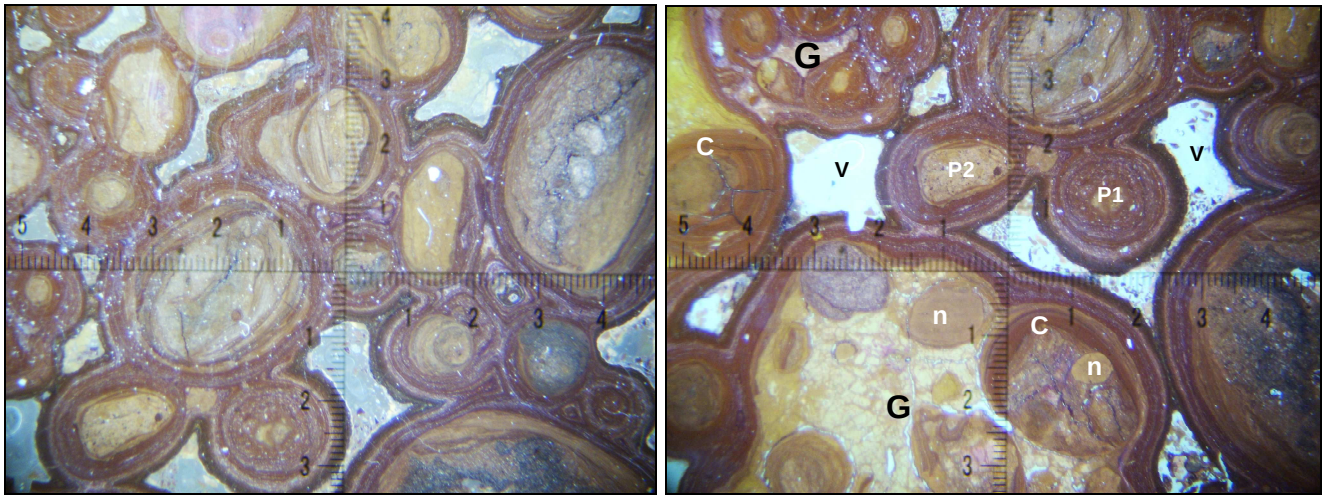


Photo 5.53 : Organisation interne d'un callot de pisolites / Échantillon 6-0823/1 (Pont-Chauvet, La Celle-Condé) – Ce cliché montre l'imbrication des pisolites soudés et réunis en un ensemble plus important par un cortex unique - LPNA x10 (1 graduation = 100 µm) - (Photo JPF, 2010)

Photo 5.54 : Conglomérats de pisolites / Échantillon 6-0823/1 (Pont-Chauvet, La Celle-Condé) – Cette micrographie résume les différents faciès présents dans l'échantillon : (P1) Pisolite "vrai" sphérique à cortex multiple - (P2) Pisolite "vrai" sphérique avec cœur argileux - (G) Conglomérats de pisolites ; celui en bas (taille 9 mm) intègre plusieurs faciès de pisolites : nodule ou gravelle (n) et pisolite à cortex discordant (C) incluant lui-même un petit nodule (n) – (V)° Vides : certaines parois peuvent être tapissées d'argilanes (en haut, à gauche). Dans le vide en haut et à droite, on peut deviner des éclats de cortex - LPNA x10 (1 graduation = 100 µm) - (Photo JPF, 2010)

L'analyse chimique (tab. 5.19) des pisolites libres confirme la grande similitude des teneurs avec celles observées sur les autres échantillons de pisolites ou callots (6-1002/3, 6-1002/5 6-1002/7 et 6-1002/10). Au-delà de cette similitude, il convient de noter que la teneur en oxyde de phosphore (P_2O_5) est anormalement élevée (1,25 %) : de l'ordre de 3 à 4 fois plus importante que celle rencontrée dans les autres minerais pisolitiques (0,3 à 0,43 %). Le rapport K_i (Gourdon, 1973) est inférieur à 2 (1,41). Cette valeur est l'indice d'une allitisation avec une prédominance d'alumine libre (gibbsite, kaolinite) sous des climats chauds et humides.

De même, Le rapport Si/Al est inférieur à 1 (0,73). Le faible taux de substitution (moins de 15 %) indique des sols ou horizons hydromorphes modérément acides dans un environnement carbonaté (Ricordel, 2007). La teneur en aluminium nous permet de calculer la teneur en kaolinite, soit 29,01 %.

Eléments	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO2	P_2O5	PF	**Total**
Echantillon 6-0823 / 1	9,50	**11,47**	**61,46**	0,13	0,06	0,18	< L.D.	0,09	0,78	1,23	14,93	99,82

Tab. 5.19 : Résultats de l'analyse chimique des 10 principaux éléments de l'échantillon 6-0823/1 - (CRPG, 2009)

La diffractométrie RX (tab. 5.20) se limite à présenter les minéraux communément rencontrés dans les remplissages des poches karstiques : gœthite (4,16, 2,69 et 2,44 Å) et quartz (3,34 Å). Si on note l'absence de calcite, on observe la présence de microcline et de deux minéraux argileux communs aux minerais de fer pisolitiques : l'illite (3,34 Å) et la chamosite (7,16 Å). La couleur de l'échantillon après broyage, à température ambiante, est rouge jaune (code Munsell : 5 YR 4/6).

Albite	Alunite	Anatase	Calcite	Chamosite Chlorite	Dolomite	(Fluo)apatite	Gœthite	Hématite	Illite	Kaolinite	Lépidocrocite	Microcline	Muscovite	Orthoclase	Quartz	Zircon

Tab. 5.20 : Synthèse du diagramme de l'analyse diffractométrique RX de l'échantillon 6-0823/1 - (MHNN, 2009)

6 LA FORMATION FERRUGINEUSE DU BOIS DE MEILLANT (Meillant, Boischaut Sud)

6.2.2.1.1 Description et historique du site (LIIe. 612.398-2195.382-207 m)

De nombreuses zones rubéfiées sont visibles à la surface du Bajocien décalcifié dans les bois de Meillant (fig. 5.01, 5.02, 5.35 et 5.36, repère 6) où subsistent de nombreuses fouilles, témoins d'anciennes exploitations de fer. Des forages exécutés dans le bassin de Lignières, ont permis de retrouver en quelques endroits une formation ferrugineuse (cuirasse ferralitique) affectant la partie supérieure du Complexe détritique de Brenne, les altérites encadrantes, voire les formations jurassiques (fig. 5.31, Lablanche *et al.*, 1994). Son extension, vers l'est, pourrait correspondre au gîte de bois de Meillant.

6.2.2.1.2 Observations effectuées

Les échantillons prélevés dans les anciennes fosses d'extraction du minerai de fer, se présentent sous forme de "meulières" perforées de cavités d'ordre millimétrique à centimétrique. La couleur varie de brun très pâle (code Munsell : 10 YR 7/3) à brun rouge foncé (code Munsell : 2,5 YR 3/4) pour les parties envahies par les oxydes de fer. Les prélèvements ne réagissent pas à l'attaque avec l'acide chlorhydrique.

Deux échantillons distincts ont été soumis à analyse :

- Échantillon 6-0823/3, où l'imprégnation en oxydes de fer est diffuse (lame mince) ;
- Échantillon 6-0824/4 où la ferruginisation est remarquablement contrastée (lame mince, analyse chimique et diffractométrie RX).

Échantillons 6-0823/3 et 6-0823/4

L'examen micromorphologique de l'échantillon 6-0823/3 (photo 5.55) nous montre un plasma d'oxydes de fer qui, sur la microphotographie, affiche une gamme de couleurs rouge vif à rouge sombre. L'assemblage de type aggloméré, sous forme de larges veines, présente des discontinuités de répartition.

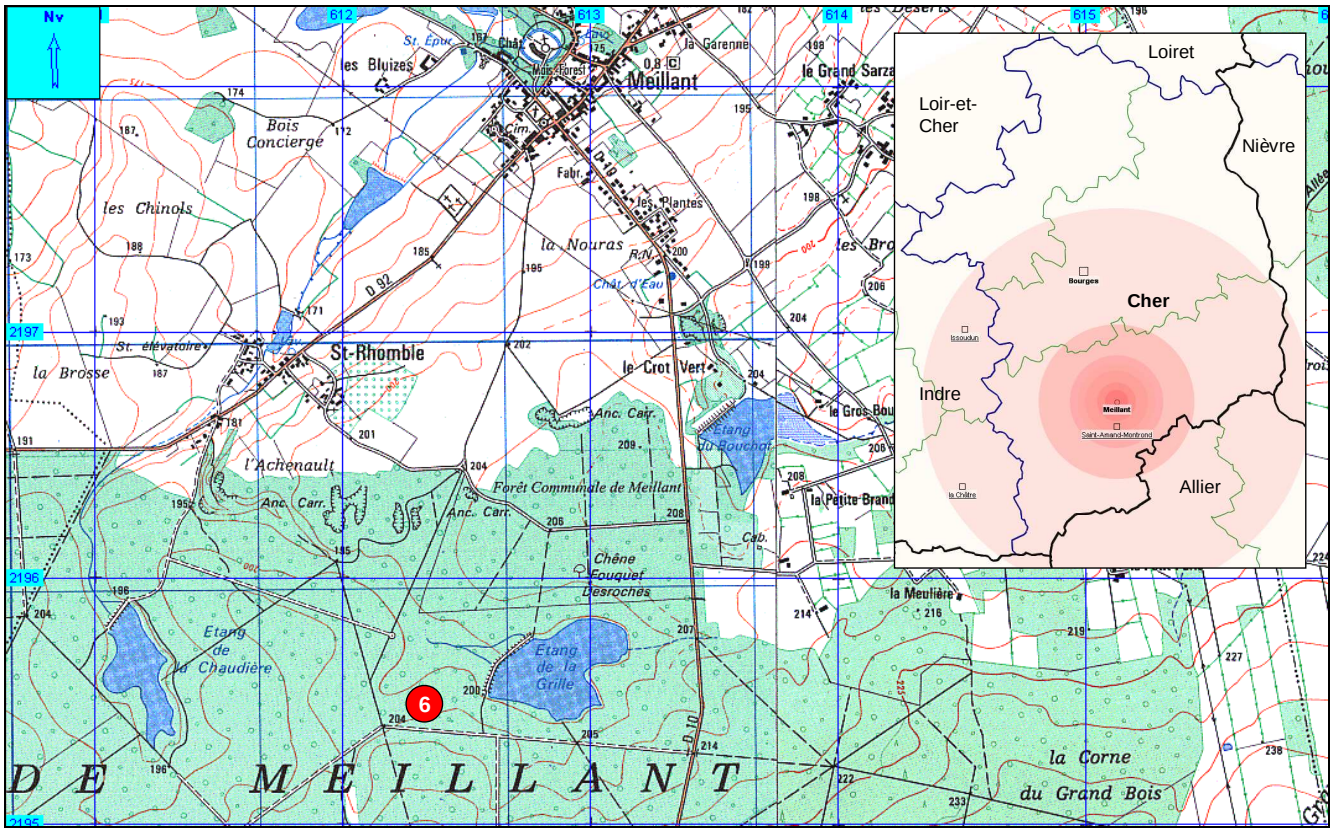


Fig. 5.35 : Plan de situation des sites de la Forge à Bras du bois de Meillant (Meillant, Cher) – (CartoExplorer 3D, Cher Sud)

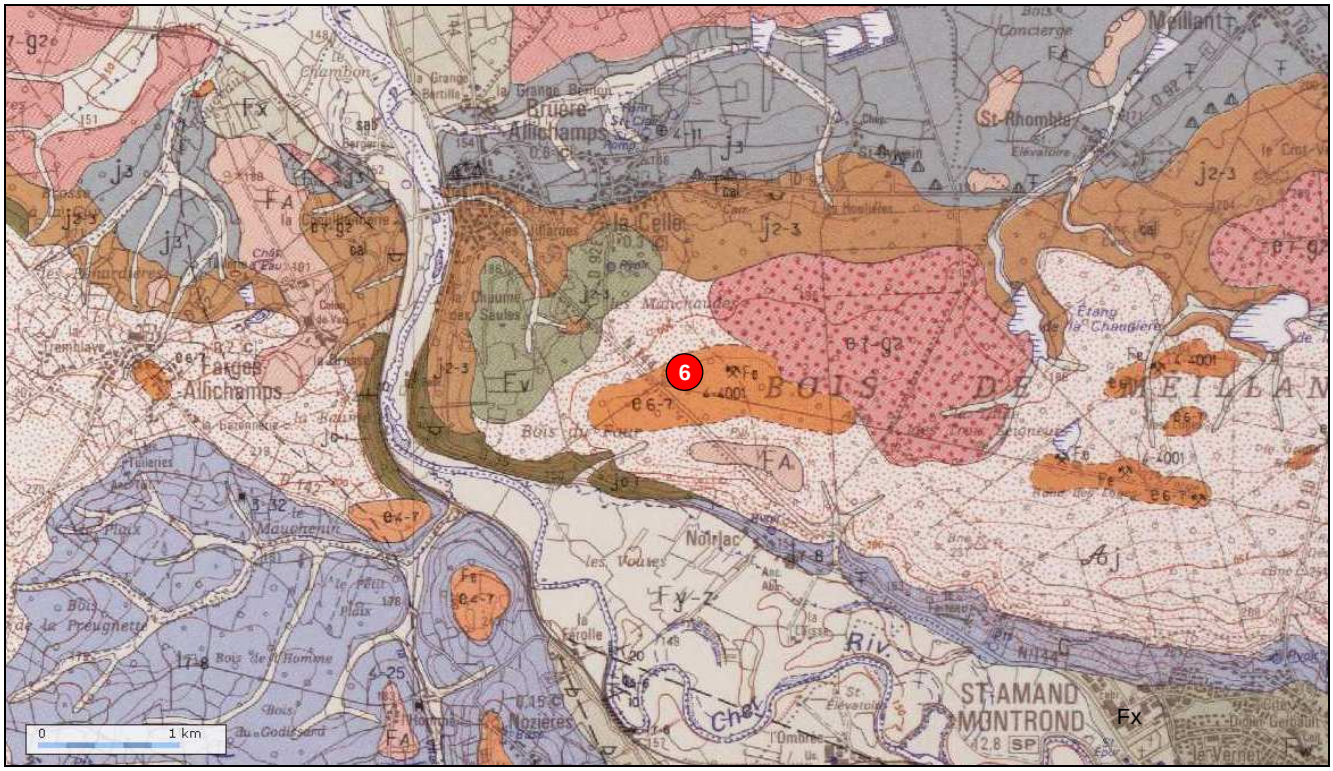


Fig. 5.36 : Carte géologique du bois de Meillant (Feuille de Saint-Amand-Montrond, d'après Lablanche *et al.*, 1994). Géologie : (l7-8) Toarcien (marnes noires), (j0-1) Bajocien-Aalénien (calcaires jaunâtres), (j2-3) Bathonien-Callovien (calcaires oolithiques et bioclastiques), (*Aj*) Bajocien décalcifié, (j3) Callovien inférieur (calcaires bioclastiques), (e4-7) Éocène inférieur à supérieur (Complexe détritique de Brenne), (e6-7) Éocène supérieur (cuirasse ferralitique et argilites à minerai de fer pisolitique), (e7-g2) Priabonien à Stampien (Argiles de Lignières), (*FA*) Pliocène supérieur (Formation d'Ardentes), (Fw, Fx, Fy, Fz) formations alluviales.

Deux types de cristaux constituent le squelette : d'une part, on observe des grains de quartz de petite taille (10 µm et moins) de faible sphéricité, anguleux. Ils sont disposés en "peigne" à la périphérie des vides ou en nappes, sans ordre défini, dans les plages délimitées par les veines d'oxydes de fer. D'autre part, il est possible d'identifier des cristaux de calcédonite, plus gros (taille 20 à 40 µm) caractérisés par leur forme circulaire et leur association en "croix de Malte".

La présence de calcédonite est peu courante (hors cet échantillon, nous avons recensé deux cas, sur une centaine de lames minces : cuirasse ferrugineuse de Brenne, échantillon 6-0724/8 et minerai karstique de Normandie, échantillon 7-0621/2). De nombreux vides apparaissent de manière non organisée. On observe sur leurs parois, des cutanes (en l'occurrence des ferranes) dont l'hydratation croît vers le vide et qui parfois constituent des ménisques au contact des grains de quartz.

Quant à l'échantillon 6-0823/4, photo 5.56), l'examen de la lame mince nous fait percevoir un plasma qui présente deux zones nettement différenciées : l'une de couleur jaune pâle, faiblement colonisée par les oxydes de fer et parcourue de veinules d'hématite ; l'autre, rouge sombre, fortement hématisée. La limite (dessiccation) entre ces deux plasmas est colonisée par une ferrane brun foncé. Le squelette est constitué de rares grains de quartz de petite taille (10 à 200 µm) de faible sphéricité, subanguleux à subémoussés, sans organisation particulière. Hormis la cristallisation du fer, quelques traits pédologiques intéressants sont observables : il s'agit notamment de plusieurs éclats de cortex de pisolites brisés. De nombreux vides apparaissent de manière non organisée. On observe sur leurs parois, des cutanes (ferranes) dont l'hydratation, à l'instar de l'échantillon précédent, croît vers le vide et parfois au contact des quartz.

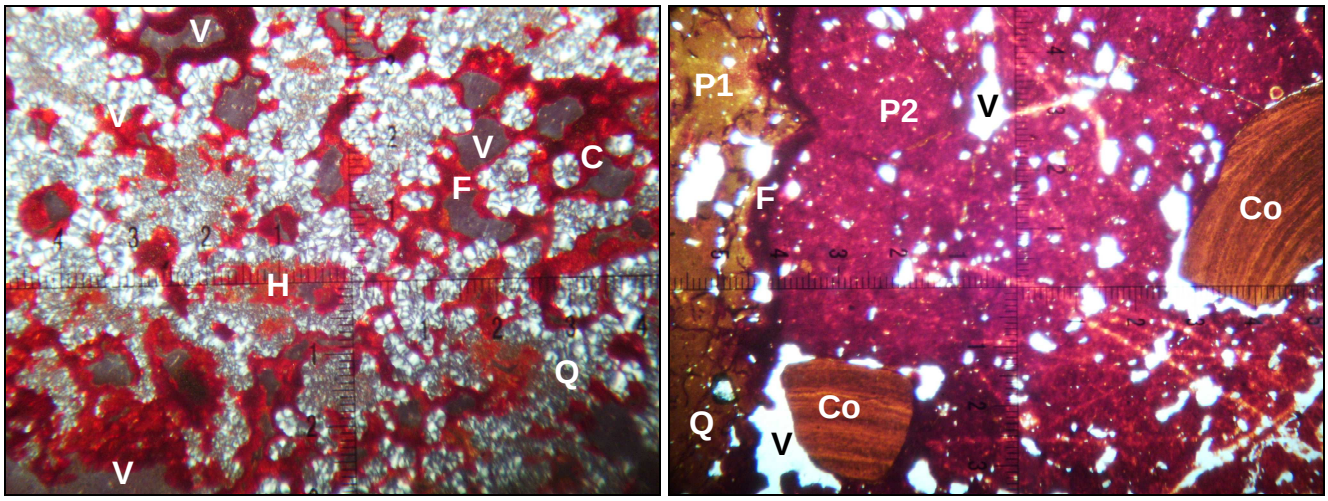


Photo 5.55 : Organisation interne de la formation ferrugineuse / Échantillon 6-0823/ 3 (bois de Meillant, Meillant) – Les plages rouge vif d'hématite (H) tranchent avec le nappage de couleur gris-blanc des micro-cristaux de quartz (Q). Les parois des vides (V) sont soulignées par des ferranes (F). De nombreux cristaux de calcédonite (C), en forme de rosette, sont visibles - LPA x100 (1 graduation = 10 µm) - (Photo JPF, 2010)

Photo 5.56 : Organisation interne de la cuirasse ferrugineuse / Échantillon 6-0823/4 (bois de Meillant, Meillant) - Cette microphotographie nous montre la zone de transition entre le plasma faiblement colonisé par les oxydes de fer de couleur jaune pâle (P1) et celui fortement hématisé (P2) de couleur rouge sombre. La frontière entre ces deux plasmas est surlignée par une ferrane (F) brun foncé. Remarquez les deux débris de cortex (Co) de pisolites brisés, prisonniers dans le plasma et les quelques grains de quartz (Q) de petite taille (20 à 100 µm), subémoussés. Des vides (V) apparaissent sur le cliché. La photographie a été réalisée par adjonction d'une lame retardatrice (¼ λ) pour augmenter le contraste entre les minéraux - LPA x40 (1 graduation = 25 µm) - (Photo JPF, 2010)

L'analyse chimique de l'échantillon de Meillant (tab. 5.21) a été réalisée sur la partie du faciès le plus ferrugineux. Les teneurs diffèrent des autres échantillons de pisolites ou callots. Par contre, on peut observer une similitude avec les faciès ferrugineux de Brenne (examinés dans le chapitre suivant) où domine la silice. C'est ainsi que les moyennes effectuées par Rasplus (1978) donnent des valeurs assez proches (SiO_2 : 49,75 %, Al_2O_3 : 16,75 % et Fe_2O_3 : 17,50 %,) de l'échantillon 6-0823/3.

Toutefois, ce dernier n'est sans doute pas très significatif : sa teneur faible en Fe_2O_3 (26,28 %) l'exclut en tant que minerai. La teneur en aluminium nous permet de calculer une teneur en kaolinite de 30,96 %.

Eléments	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO2	P_2O5	PF	**Total**
Echantillon 6-0823/3	**51,84**	12,24	**26,28**	0,02	0,07	0,03	< L.D.	0,26	0,63	0,15	9,32	100,83

Tab. 5.21 : Résultats de l'analyse chimique des 10 principaux éléments de l'échantillon 6-0823/3 - (CRPG, 2009)

La diffractométrie RX (tab. 5.22), réalisée sur le même faciès ferrugineux présente les minéraux communément rencontrés dans les remplissages (gœthite, et quartz), mais aussi les minéraux moins habituels suivants : la chamosite (7,16 Å) que nous avons déjà rencontrée dans les horizons argileux de l'unité C2 de la coupe n° 2 de la grotte de Chanteloup, de la grotte du Patouillet, de la carrière de Subdray et du site de Damville. Est observée également de l'hématite (2,69 Å) peu commune sur l'ensemble des diffractométries réalisées sur le Bassin de Paris (hormis quelques cas atypiques : le calcrète de la carrière du Subdray, le conglomérat pisolitique de Villécloye en Meuse et la formation du Bois d'Énelle dans les Ardennes). Le rapport entre les hauteurs de pics à 4,18 Å de la gœthite et 2,69 Å - 2,52 Å communs à la gœthite et l'hématite permet de calculer une approximation du rapport gœthite / hématite (Besnus, 1977).

Pour l'échantillon, le rapport $R_e = G_o/H_e$ (gœthite / hématite) est de 0,17, en nette faveur de l'hématite. Est noté également, la présence d'illite, minéral argileux (3,34 Å) rencontré fréquemment dans les castillards des grottes minières de Chanteloup et du Patouillet, dans les argiles à minerai de Saint-Caprais, dans le minerai pisolitique de la carrière du Subdray, de la Celle-Condé et de Saint-Léomer. À noter l'absence de calcite (évaluée à 0,03 % dans l'analyse chimique). La couleur de l'échantillon après broyage, à température ambiante, est rouge (code Munsell : 7,5 R 4/6).

Albite	Alunite	Anatase	Calcite	Chamosite Chlorite	Dolomite	(Fluo)apatite	Goethite	Hématite	Illite	Kaolinite	Lépidocrocite	Microcline	Muscovite	Orthoclase	Quartz	Zircon

Tab. 5.22 : **Synthèse du diagramme de l'analyse diffractométrique RX de l'échantillon 6-0823/3** - (MHNN, 2009)

7 SITE DE LA CHAUMETTE ET DES SENTIERS (Massay, vallée de l'Arnon)

Description et historique du site

Par rapport au plateau calcaire jurassique, faiblement entaillé par l'érosion de la Champagne berrichonne qui le borde au sud, ce territoire (fig. 5.01, 5.02, 5.37 et 5.38, repères 7a et 7b) est plus vallonné en raison de la nature différente des terrains et d'une multiplication des petits accidents tectoniques.

La carte géologique de Vatan (Debrand-Passard *et al.*, 1978), montre des grès ferrugineux d'âges barrémien (n4) et albien (n7). Les grès barrémiens reposent sur les calcaires du Tithonien (calcaires gréseux ou Calcaires de Graçay ,j9c).

Les zones d'affleurement des grès ferrugineux ont été affectées par une altération ferrugineuse (sidérolithisation) : la partie sommitale des grès crétacés est formée d'une croûte hématisée d'une épaisseur de 0,5 à 1,5 m, caractérisée par une teinte rouge-lie-de-vin (fig. 5.39). Démantelés, remobilisés ou fossilisés sur place, les seuls témoins de ces ferruginisations sont conservés au droit des dépressions du substrat calcaire karstifié sous-jacent.

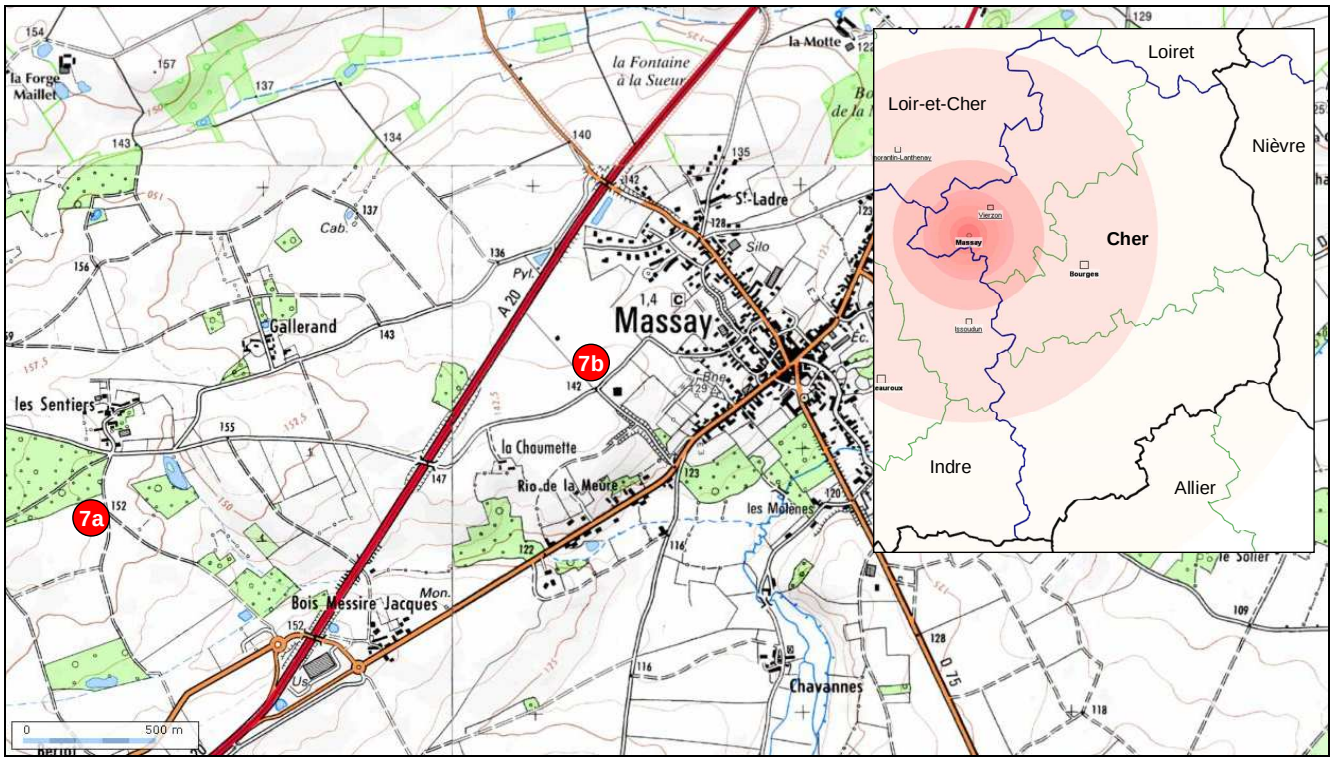


Fig. 5.37 : Plan de situation des sites de grès ferrugineux de Massay (Cher) – (7a) Site de la ferme des Sentiers (LIIe. 571.413-2238.774-152 m), (7b) Site de la ferme de la Chaumette (LIIe. 573.236-2239.246-142 m) - (http://www.geoportail.fr)

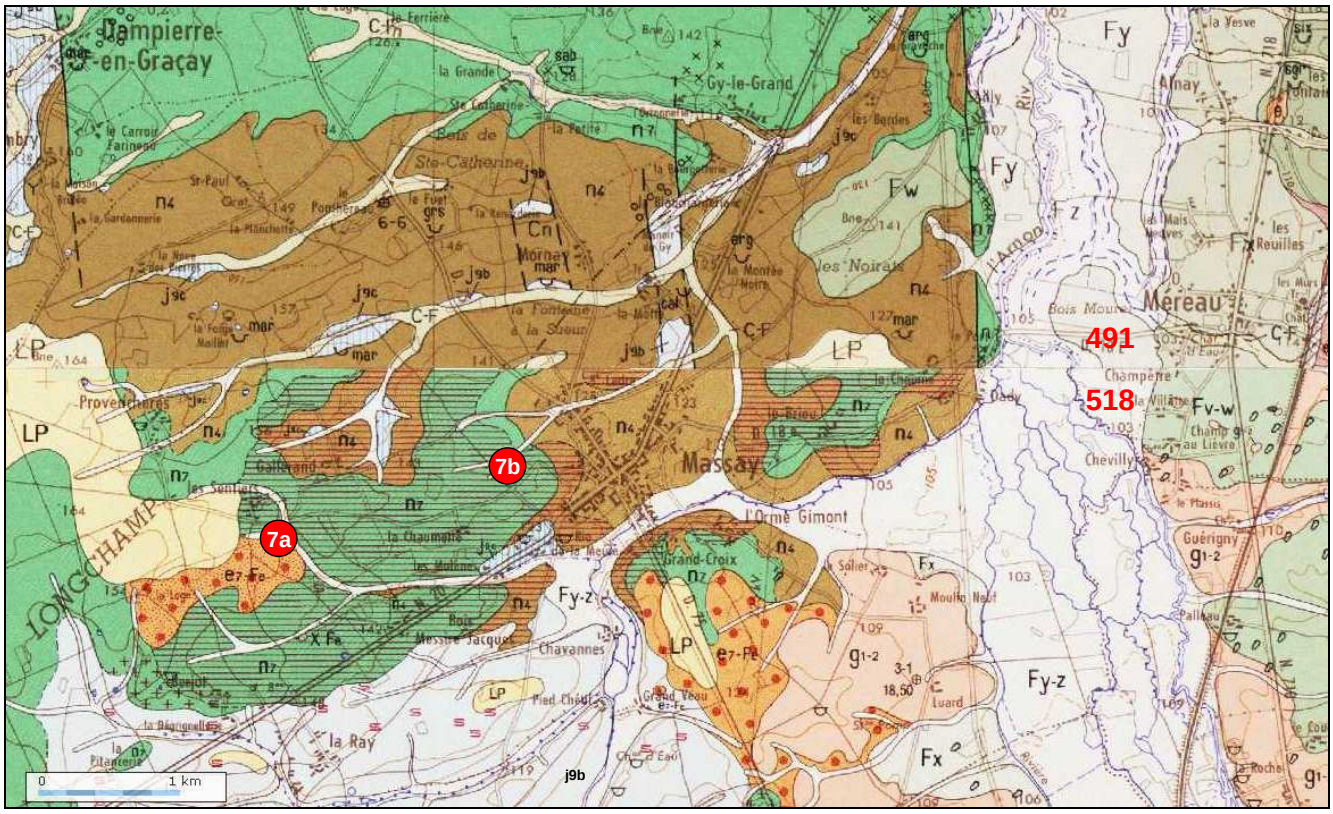


Fig. 5.38 : Carte géologique des sites de la Chaumette et des Sentiers (Massay, Cher) (Feuille de Vatan [518], d'après Debrand-Passard *et al.*, 1978 et de Vierzon [491], d'après Manivit *et al.*, 1994). Géologie : (j9b) Tithonien (calcaire bréchoïde), (j9c) Tithonien (calcaires grèseux, Calcaires de Graçay), (n4) Barrémien (argiles bariolées, grès silicifiés [rubéfiés : traits rouges horizontaux à l'est et à l'ouest de Massay]), (n7) Albien (Grès ferrugineux [rubéfiés : traits rouges horizontaux à l'est et à l'ouest de Massay]), (e7-Fe) Éocène (Argile à minerai de fer pisolitique), (g1-2) Stampien (Calcaires et argiles lacustres du Berry), (LP) couverture éolienne limono-argileuse et sableuse, (Fv, Fw, Fx, Fy, Fz) formations alluviales - Sites : (7a) Site de la ferme des Sentiers, (7b) Site de la ferme de la Chaumette.

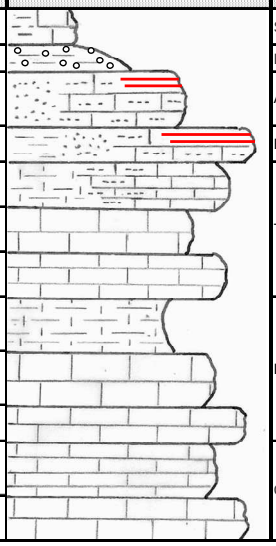
Légende	Puissance	Log	Etage	Formation
g1-2	Maxi 30 m		Stampien	Calcaires et argiles lacustres du Berry
e7-Fe	qq mètres		Éocène	Argiles parfois rubéfiées à pisolites ferrugineux dites sidérolithiques
n7	30 m		Albien	Rubéfaction (Massay) Sables blancs, jaunes ou rouges, consolidés en grès
n4	10 m		Barrémien	Rubéfaction (Massay) Argiles bariolées, sables et grès silicifiés
j9c	40 m		Tithonien	Calcaires grèseux, marnes et Calcaires de Graçay
j9b	45 m			Calcaires bréchoïdes du château d'eau de Massay
j9a	45 m			Calcaires dits "du Barrois"
j8	60 m		Kimméridgien	Marnes de Saint-Doulchard
j7a	55 m			Calcaire de Buzançais
j7a	30 m			Calcaire de Levroux supérieur
j6c	55 m		Oxfordien supérieur	Calcaire lité supérieur
j6b	40 m			Calcaire de Von

Fig. 5.39 : Log des formations lithologiques à Massay (Cher) – Les argiles bariolées barrémiennes et les sables et grès albiens sont indifféremment affectés, sur une épaisseur variable par une altération ferrugineuse, témoin de la phase de cuirassement intervenue au cours de l'Éocène - (JPF, 2011, d'après notice et carte géologique de Vatan, Debran-Passard *et al*., 1978)

Observations effectuées

La coupe du stade signalée en 1997 par la notice de la carte géologique de Vatan (*ibid*) n'est plus accessible. Deux échantillons ont été récoltés respectivement, en bordure de cultures à la cote 152 près de la ferme des Sentiers (repère 7a, LIIe. 571.413-2238.774-152 m) et à la cote 142, à proximité de la ferme de la Chaumette (repère 7b, LIIe. 573.236-2239.246-142 m). Sur ces deux échantillons (6-0507/3 et 6-0507/4) ont été réalisées des lames minces

Échantillons 6-0507/3 – Grès ferrugineux peu altéré

Les deux échantillons bruts se présentent sous forme de blocs plus ou moins arrondis, d'échelle pluridécimétrique, denses et très indurés. Extérieurement la surface présente une teinte brun foncé (code Munsell : 10 YR 3/3) et un aspect lisse. Les grains de quartz ne sont visibles qu'à l'emplacement des chocs consécutifs aux travaux agricoles. En revanche, la cassure dévoile une grande densité de grains de quartz de taille millimétrique, généralement blancs et noyés dans une matrice gris olive foncé (code Munsell : 5 Y 7/6). Quelques lentilles brun rouge (code Munsell : 5 YR 4/3), distribuées sans organisation particulière, trahissent une oxydation plus poussée.

L'observation microscopique (photos 5.57) nous montre un plasma qui occupe toute la porosité intergranulaire. Pour l'essentiel, il est constitué d'oxydes de fer de teinte rouille (gœthite) qui donne une grande cohésion à l'ensemble difficilement fractionnable. Le squelette, quant à lui, est constitué de grains de quartz dont la taille varie de 30 µm à 1,6 mm, peu altérés L'assemblage est de type porphyrique sans granoclassement, mais présentant une orientation révélée par la disposition des grains les plus allongés. D'une manière générale, les grains de quartz sont xénomorphes, de faible sphéricité, subanguleux à très émoussés. Les grains les plus volumineux sont souvent polycristallins et peuvent exhiber des golfes de corrosion. Enfin, seuls quelques vides sont visibles et semblent correspondre à des grains de quartz perdus au montage : le liseré de gœthite, semblable à celui qui entoure les grains de quartz, est en tout point comparable.

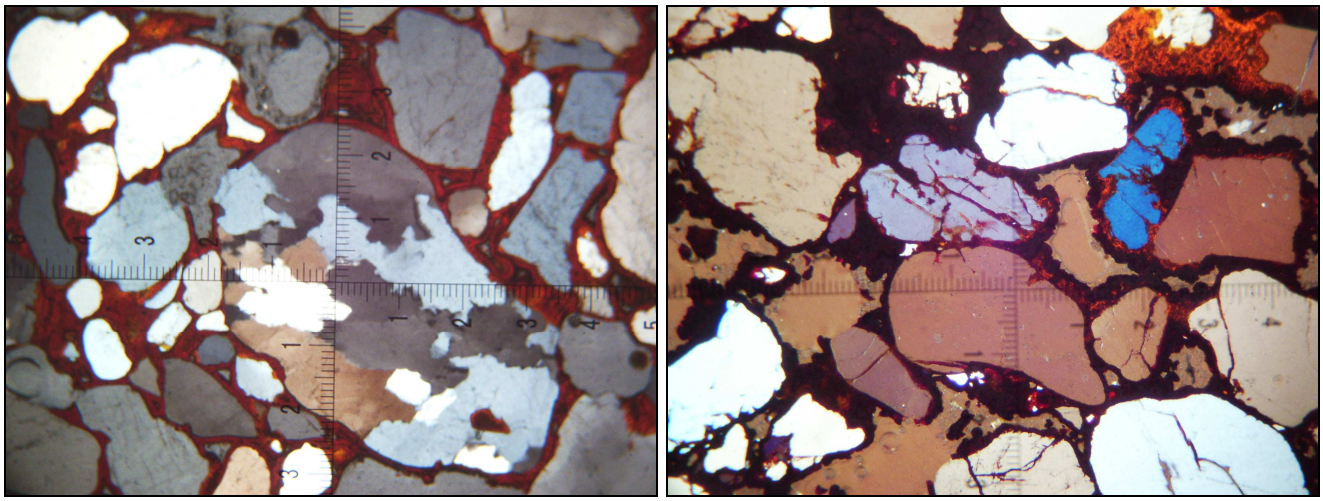


Photo 5.57 : Lame mince d'un grès ferrugineux albien faiblement altéré / Échantillon 6-0507/3 (ferme des Sentiers, Massey) – Le cliché nous montre des grains de quartz plus ou moins émoussés noyés dans un plasma brun rouge de gœthite. Au centre, est visible un gros grain (taille : 1,6 mm) de quartz polycristallin. Aucun vide n'est visible. La photographie a été réalisée par adjonction d'une lame retardatrice (¼ λ) pour augmenter le contraste entre les minéraux - LPA x40 (1 graduation = 25 µm) - (Photo JPF, 2010)

Photo 5.58 : Lame mince d'un grès ferrugineux (barrémien ?) altéré / Échantillon 6-0507/4 (ferme de la Chaumette, Massey) – Cet échantillon de grès ferrugineux diffère du précédent : 1° La nature du plasma, occupant la porosité intergranulaire, est massivement plus hématisée (opaque donc noire) ; la présence de gœthite de couleur rouille n'est révélée que par quelques ménisques ; 2° Les grains sont très altérés : on observe des golfes de corrosion, certains sont fissurés voire éclatés avec une pénétration des épontes par la gœthite. La photographie a été réalisée par adjonction d'une lame retardatrice (¼ λ) pour augmenter le contraste entre les minéraux - LPA x40 (1 graduation = 25 µm) - (Photo JPF, 2010)

Échantillon 6-0507/4 – Grès ferrugineux altéré

L'aspect extérieur du second échantillon diffère peu du précédent. La cassure, en revanche, révèle une structure plus fine avec des grains de quartz à peine décelables à l'œil nu et concentrés en plages. Les lentilles d'oxydation brun rouge (code Munsell : 2,5 YR 4/4) sont plus nombreuses et s'organisent dans des dispositions parallèles

L'examen micromorphologique (photo 5.58) permet d'observer un plasma identique à l'échantillon précédent. Massivement, il présente un caractère opaque (ce qui laisse supposer de l'hématite).

La distribution de la gœthite de teinte rouille se limite à quelques ménisques. Le squelette est constitué de grains de quartz hétérométriques dont la taille varie de 30 µm à 1,5 mm. La granulométrie présente la même dispersion que l'échantillon 7-0507/3, mais globalement est plus fine. L'assemblage est de type porphyrique sans granoclassement, mais présentant une orientation révélée par la disposition des grains les plus allongés. D'une manière générale, les grains de quartz sont xénomorphes, montrent une faible sphéricité et présentent des extrémités subanguleuses à très émoussées. Les grains les plus volumineux sont souvent polycristallins ou présentent une extinction roulante. La différence essentielle par rapport à l'échantillon 6-0507/3 réside dans le degré d'altération des grains : ceux-ci sont parcourus de fissures, et sont souvent éclatés avec une pénétration en profondeur de gœthite. Les vides sont comparables à ceux observés sur l'échantillon précédent.

5.3 LA BRENNE (Vallée de l'Indre et de ses affluents)

Cette région, située à une quarantaine de km à l'ouest de Châteauroux (fig. 5.01 et 5.02) constitue une charnière entre l'auréole du Jurassique supérieur et le Crétacé. Elle est marquée par le bombement anticlinal d'Arpheuilles et la boutonnière de Saulnay drainée par l'Ozance. La région est caractérisée par une morphologie assez douce où la formation de Brenne ennoie les buttes du Turonien (fig. 5.41 et 5.43). Sur la carte géologique de Buzançais (Rasplus *et al.*, 1989a), ces formations sont notées e*B* pour les grès ferrugineux et e*B*R pour la cuirasse ferrugineuse.

Les formations de la Brenne ont été étudiées en détail dans la thèse de Rasplus (1978) : il nous a pourtant paru intéressant de compléter les observations par des prélèvements en des lieux différents et surtout de les illustrer par des microphotographies et ainsi pouvoir effectuer des comparaisons avec d'autres ferruginisations, entre autres, les grès d'âge crétacé (Crézancy-en-Sancerre, Massay). Nous avons donc procédé à deux échantillonnages : l'un, pour la cuirasse ferrugineuse, au hameau de la Maison Neuve à Mézières-en-Brenne (fig. 5.40 et 5.41, repère 8), l'autre, pour les grès ferrugineux, près du château de Sainte-Thérèse à Vendœuvres (fig. 5.44 et 5.45, repère 9).

8 LA CUIRASSE FERRUGINEUSE DE LA MAISON NEUVE (Mézières-en-Brenne, Indre)

Description du site (LIIe. 513.953-2205.180-128 m)

Un affleurement de faible extension d'une cuirasse ferrugineuse, très dure, rouge brique (photo 5.59) est visible dans le fossé du chemin qui mène à la ferme de la Gaudronnerie. La cuirasse est localisée au sommet d'un button de faible ampleur. C'est à cet affleurement qu'a été prélevé l'échantillon 6-0724/8.

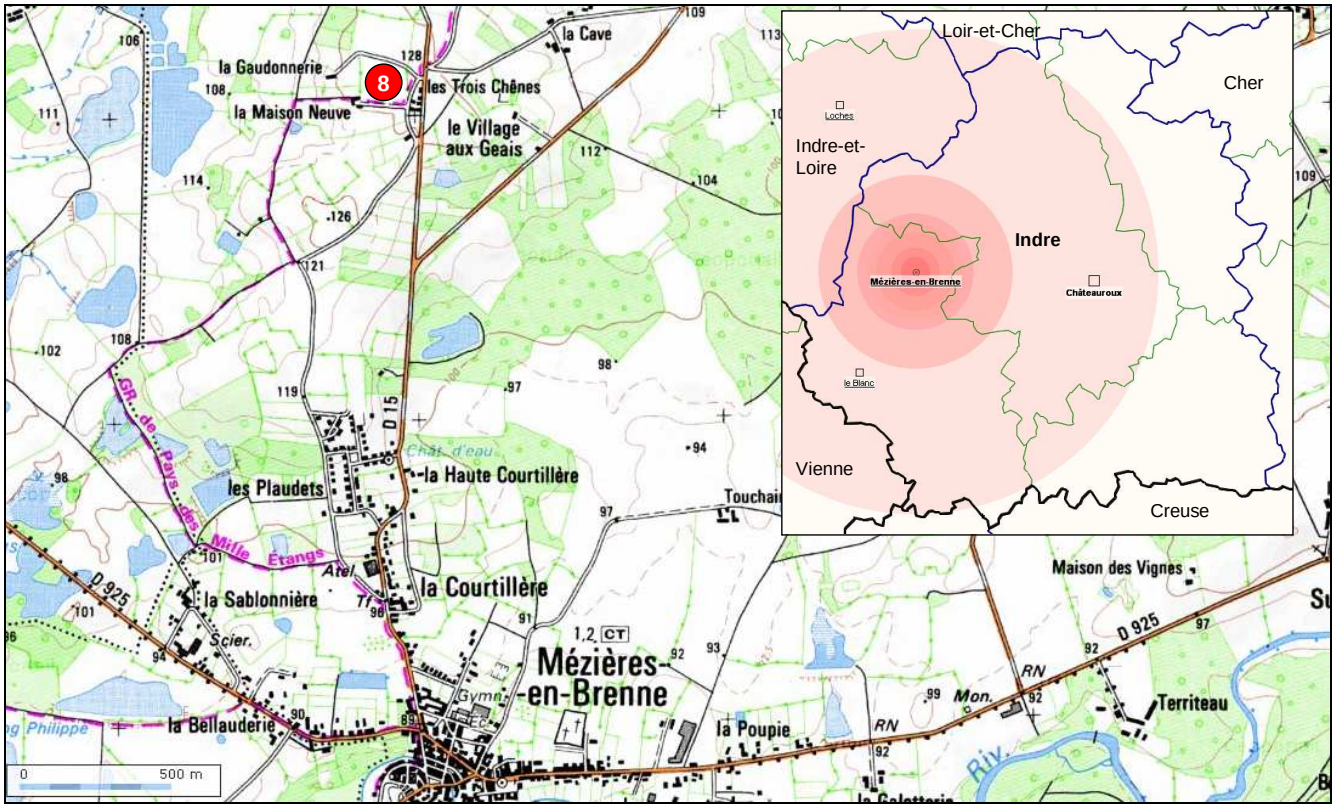


Fig. 5.40 : Plan de situation de la cuirasse ferrugineuse de la Maison Neuve (Mézières-en-Brenne, Indre) – (http://www.geoportail.fr)

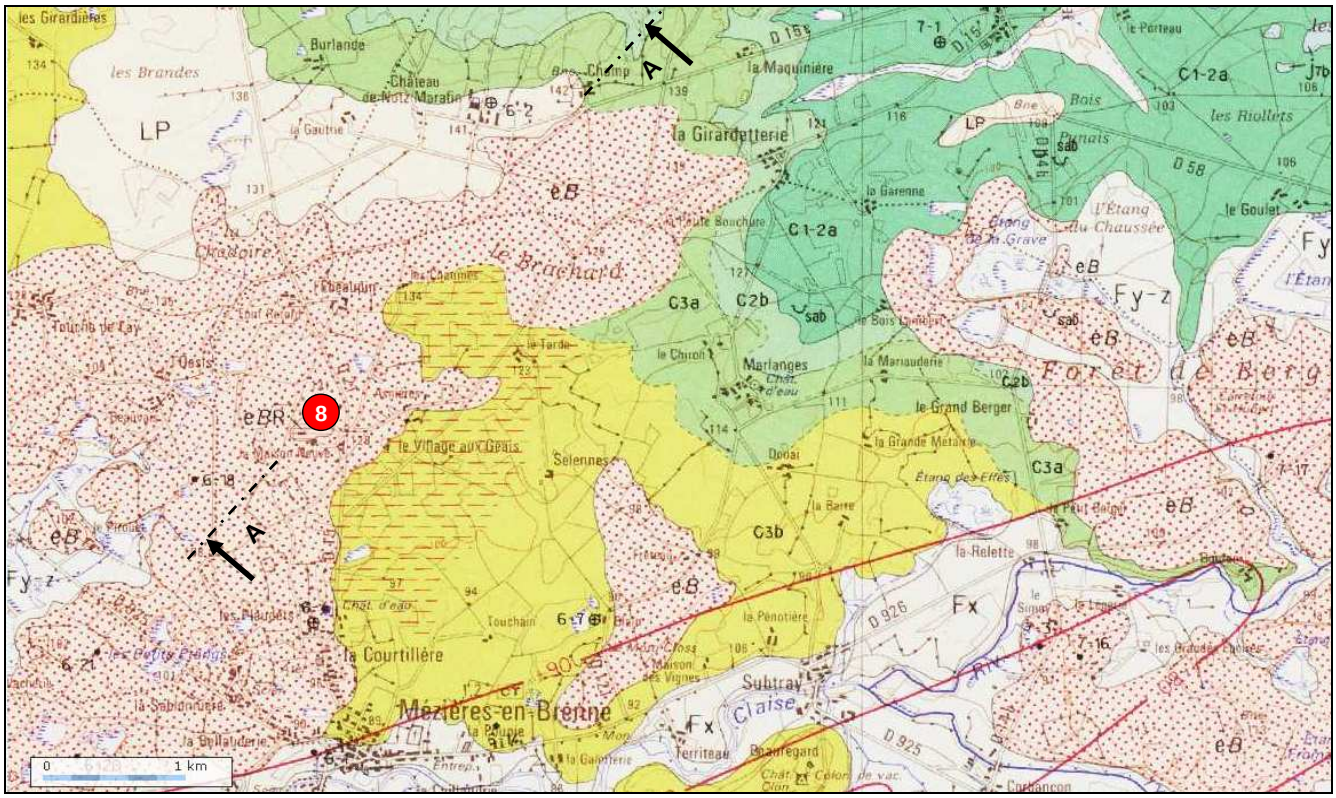


Fig. 5.41 : Carte géologique des environs de Mézières-en-Brenne (Feuille de Buzançais, d'après Rasplus *et al.*, 1989a). Géologie : (j7b) Kimméridgien inférieur (Calcaires du Buzançais), (c1-2a) Cénomanien (Grès de Vierzon), (c2b) Cénomanien (marnes glauconieuses), (c3a) Turonien (craie blanche), (c3b) Turonien ("Tuffeau blanc"), (e*B*) Cuisien (formation de Brenne, (e*B*R) Cuisien (cuirasse ferrugineuse), (LP) limons des plateaux, (Fx, Fy, Fz) formations alluviales et dépôts associés. (A-A) indication de la coupe de la fig. 5.43.

Cette formation a fait l'objet d'une étude détaillé sur le site voisin de la carrière de la ferme des Linières à Paulnay, par Rasplus (1978). La formation se présente globalement sous la forme d'un grès à quartz grossiers avec de nombreuses variantes : brèche avec ciment argileux, argilites de couleur jaune ou rouge.

Observations effectuées

Échantillon 6-0724/8

L'échantillon prélevé dans le faciès cuirassé (photo 5.59) se présente sous la forme d'un conglomérat siliceux ou d'argiles sablonneuses indurées de couleur jaune pâle (code Munsell : 2,5 Y 8/3) à brun rouge (code : Munsell 2,5 YR 4/4) en passant par jaune olive (code Munsell : 2,5 Y 6/6). Des oxydes de fer rouge sombre (code Munsell : 7,5 R 3/6), sous forme de veinules et de placages dissèquent de manière aléatoire les masses silico-argileuses.

L'examen microscopique de la lame mince (photo 5.60) nous montre un plasma constitué d'un ciment silico-ferrugineux qui sur la microphotographie, affiche une couleur rouge vif. Deux types de cristaux constituent le squelette. On observe tout d'abord, des grains de quartz de petite taille (moins de 100 µm) de faible sphéricité, anguleux, aux contours flous ou corrodés qui présentent une orientation nette.

Sont visibles, des cristaux de calcédonite, plus gros (taille 100 à 200 µm) caractérisés par leur forme circulaire, leur association en rosette sous forme d'un agrégat fibro-radié. Cette lame mince est la seule avec celle de la cuirasse de Meillant (6-0823/3), sur une centaine, où ce minéral a été identifié. Les traits pédologiques sont représentés par des gravelles rouge sombre (taille de 100 à 200 µm). De nombreux vides apparaissent de manière non organisée, isolant des plages de plasma avec des grains du squelette. Ces vides ne sont bordés par aucune cutane ou illuviation.

Légende	Puissance	Log	Etage	Formation
~~eB / eBR~~	qq m		Cuisien	*eB* : Grès, sables et argiles - *eB* R : Cuirasse ferrugineuse
c4-6	7 m		Senonien	Argiles, spongolithes et silex
c3c	45 m		Turonien	"Tuffeau jaune"
c3b				Craie micacée ou calcarénite avec silex ("Tuffeau blanc")
c3a				Craie blanche tendre
c2b	20 m		Cénomanien	Marnes glauconieuses (marnes à ostracées)
c1-2a	40 m			Sables et Grès de Vierzon
j7b	30 m		Kimméridgien inférieur	Calcaires du Buzançais
j6-7a	30 à 40 m		Oxfordien sup. - Kimméridgien inf.	Calcaires de Levroux

Fig. 5.42 : Log des formations lithologiques de la Brenne - (JPF, 2011, d'après notice et carte géologique de Buzançais, Rasplus *et al.*, 1989a)

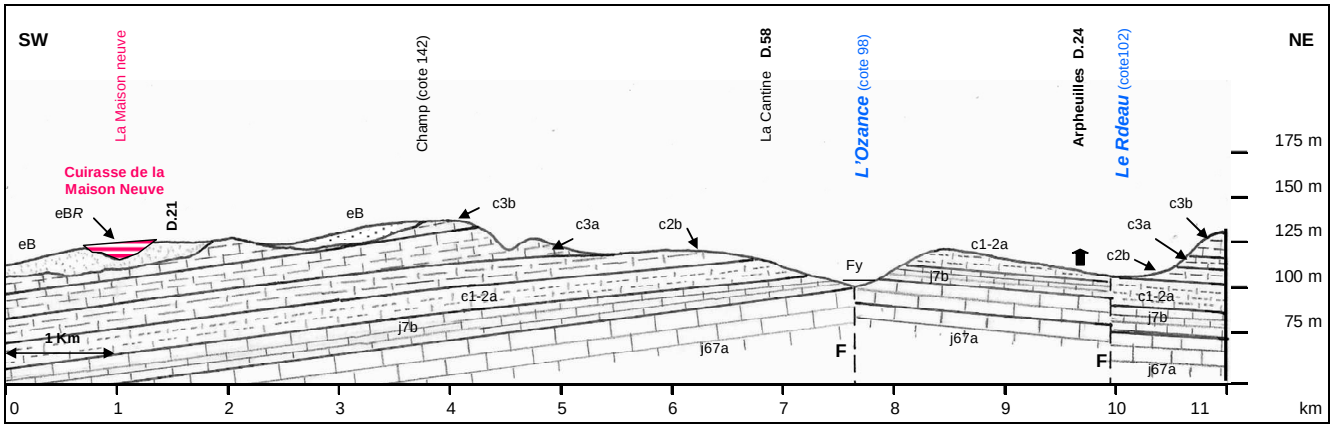


Fig. 5.43 : Coupe géologique du site de la cuirasse de la Maison Neuve (Mézières-en-Brenne) à l'Ozance– La coupe de direction SW-NE a été réalisée au droit du gîte de la cuirasse ferrugineuse de la Maison Neuve à l'Ozance (affluent de l'Indre). La légende est celle de la fig. 5.42 - (JPF, 2011)

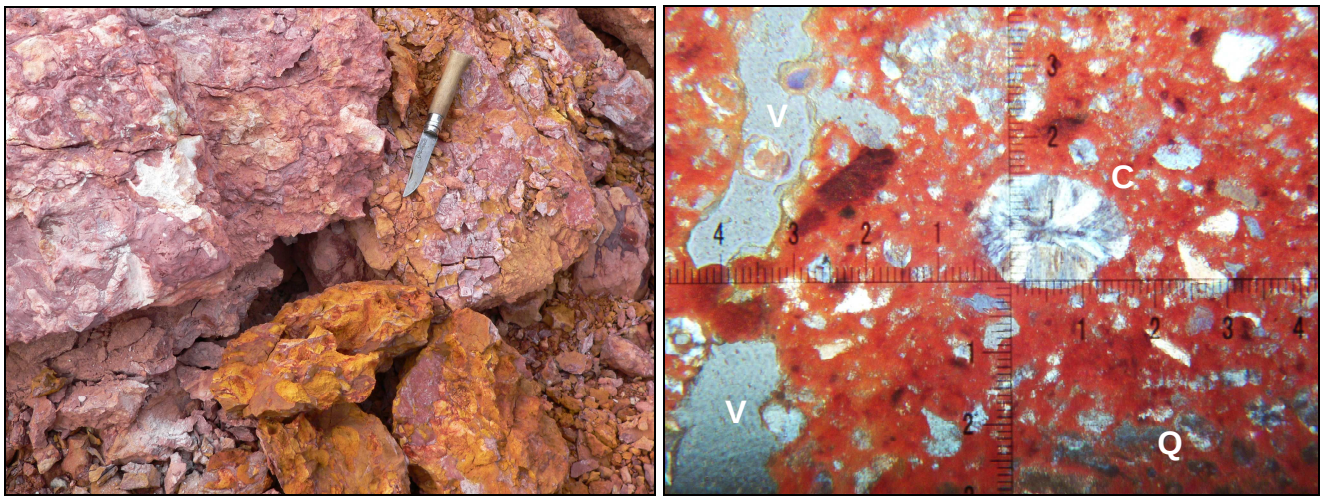


Photo 5.59 : Cuirasse ferrugineuse de Brenne (Hameau de la Maison Neuve, Mézières-en-Brenne, Indre) – La photographie témoigne de la variabilité des différents faciès de la cuirasse de la Brenne, illustrée ici par les plages différenciées de couleurs : blanc, lie de vin, jaune safran - (Photo JPF, 2006)

Photo 5.60 : Organisation micromorphologique de la cuirasse ferrugineuse / Échantillon 6-0724/8 (Mézières-en-Brenne, Indre) - Cette microphotographie nous montre un des aspects de l'organisation minéralogique de la cuirasse ferrugineuse de Brenne. De petits grains de quartz (Q) (inférieurs à 100 µm) corrodés, anguleux aux contours diffus sont noyés dans un ciment ferro-siliceux de couleur rouge vif interrompu par des vides (V). Au centre, on observe le cristal à figure radiale caractéristique (Ø 200 µm) de la calcédonite (C). Le cliché a été réalisé par adjonction d'une lame retardatrice (¼ λ) pour augmenter le contraste entre les minéraux - LPA x100 (1 graduation = 10 µm) - (Photo JPF, 2010)

9 LES GRÈS FERRUGINEUX DE SAINTE-THÉRÈSE (Vendœuvres, Indre)

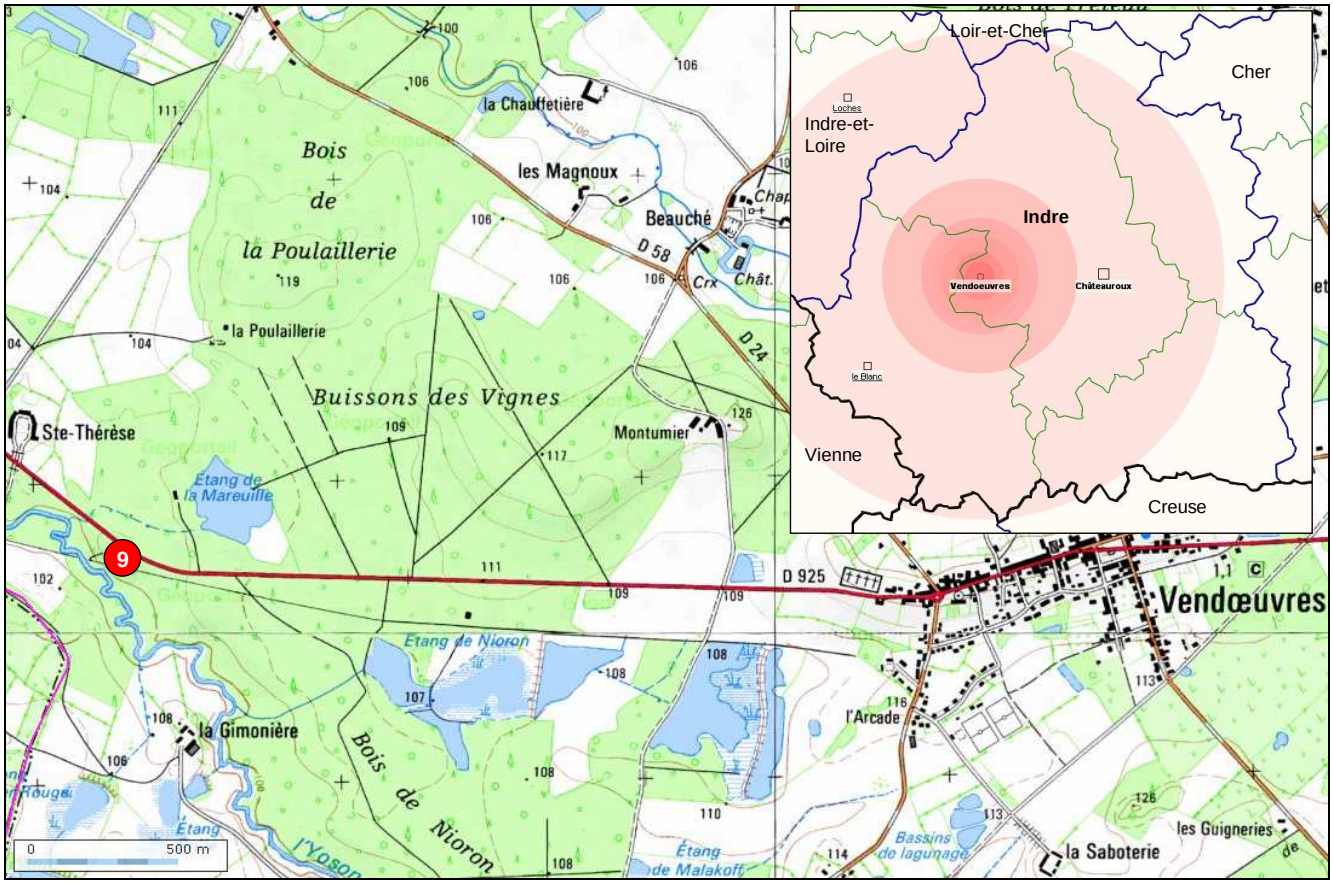


Fig. 5.44 : Plan de situation du site de Sainte-Thérèse (Vendœuvres, Indre) – (http://www.geoportail.fr)

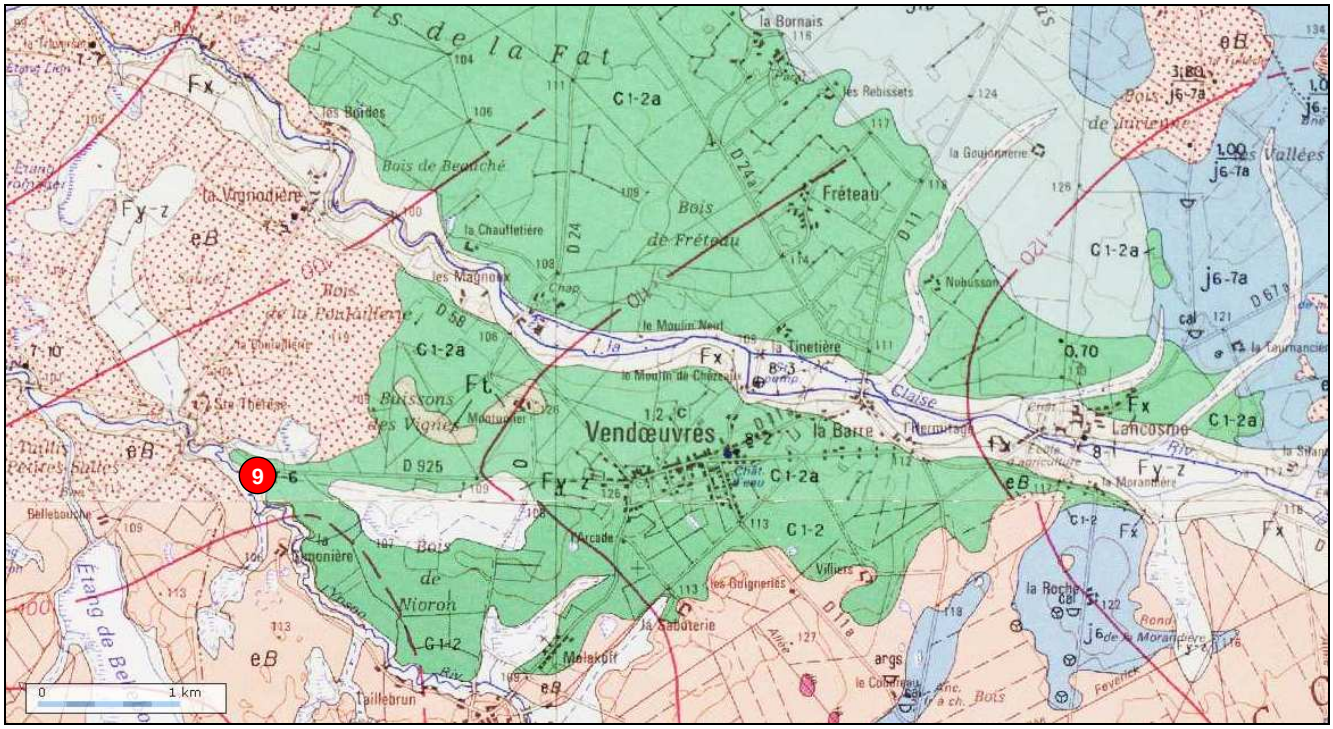


Fig. 5.45 : Carte géologique des environs de Vendœuvres (Feuille de Buzançais, d'après Rasplus *et al.*, 1989a). Géologie : (j6-7a) Oxfordien–Kimméridgien (Calcaires de Levroux), (j7b) Kimméridgien (Calcaires du Buzançais), (c1-2a) Cénomanien (Grès de Vierzon), (e*B*) Cuisien (formation de Brenne), (Ft, Fx, Fy, Fz) formations alluviales et dépôts associés.

Description du site (LIIe. 522.296-2200.788-102 m)

La rectification récente d'un virage de la route D.25 entre Vendœuvres et le château de Sainte-Thérèse a dégagé, au travers d'un button, une coupe qui offre à la vue de l'observateur une succession d'unités sableuses plus ou moins indurées. Elles sont parcourues par des niveaux subhorizontaux dont la couleur rouge trahit la présence d'oxydes de fer (Photo 5.61). Dans cette coupe a été prélevé l'échantillon 6-0822/1.

Échantillon 6-0822/1

Un échantillon (6-0822/1) prélevé dans un des faciès ferruginisés de la coupe (renseigné e*B* sur la carte géologique). Il se présente sous la forme d'un conglomérat de sables grossiers et de gravillons, imprégnés par des oxydes de fer rouge sombre (code Munsell : 10 R 3/3).

Une découpe pratiquée sur l'un des blocs, nous montre une orientation préférentielle subhorizontale des sables et gravillons suivant leur plus grande dimension ainsi qu'un granoclassement montrant des alternances de lits centimétriques de gravillons séparés par une matrice siliceuse ou argileuse blanc (code Munsell : 5 Y 8/1) ou gris rosé (10 R 8/2) qui assure une cimentation forte.

La lame mince réalisée dans le faciès gravillonnaire (photo 5.62) nous permet d'observer un plasma constitué d'une matrice siliceuse très fine, dont les cristaux ne sont pas discernables au microscope, qui enrobe les grains et gravillons de quartz hétérométriques. Le squelette se différencie en deux classes : tout d'abord des gravillons (taille comprise entre 2 et 10 mm) montrant une sphéricité moyenne, subanguleux à subémoussés, quelques fois microcristallins. Certains présentent des inclusions de microcline (taille 200 µm) et des figures d'altération. Des cristaux de chlorite sont également visibles sur certains gravillons ; ensuite, des cristaux de taille nettement plus faible (de 20 à 500 µm) affichant une faible sphéricité, majoritairement anguleux à subanguleux, monocristallins et sans inclusion. Les traits pédologiques sont représentés par des précipitations d'oxydes de fer : cutanes ou ferranes qui enrobent les gravillons et qui remplissent les veinules et les fentes de dessiccation. De nombreux vides apparaissent à la périphérie de la lame mince, isolant sans plasma des grains de quartz. Ces vides ne sont bordés par aucune cutane ou illuviation.



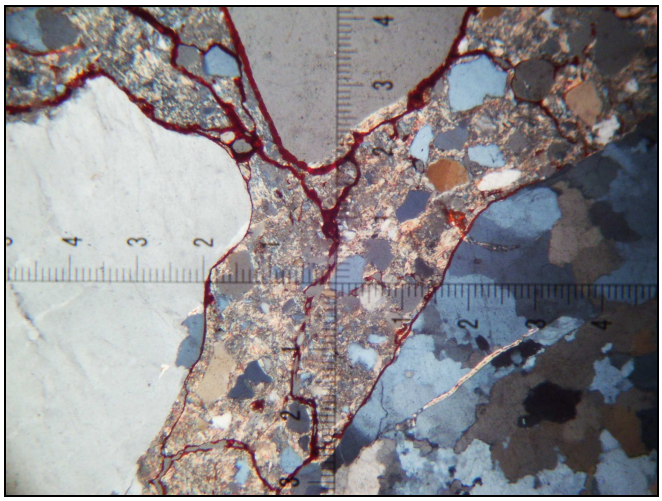


Photo 5.61 : Coupe de la D.925 entre à proximité du château de Sainte-Thérèse (Vendœuvres, Indre) –- La coupe montre les formations sableuses plus ou moins indurées de couleurs claires, consolidées par les niveaux cuirassés subhorizontaux de couleur rouge clair - (Photo JPF, 2010)

Photo 5.62 : Microscopie d'un conglomérat du complexe détritique de la Brenne / Échantillon 6-0822/ (Vendœuvres, Indre) – Ce cliché montre l'espace interstitiel entre 3 gravillons (taille 2 à 5 mm) de quartz. Ils présentent une faible sphéricité et sont subémoussés et peu altérés. Celui de droite montre une structure polycristalline. Entre ces gravillons sont dispersés des grains plus petits (taille de 20 à 200 µm) à faible sphéricité, anguleux à subanguleux. De minces cutanes d'oxydes de fer enrobent les gravillons et occupent les fentes de dessiccation de l'espace poral. La photographie a été réalisée par adjonction d'une lame retardatrice (¼ λ) pour augmenter le contraste entre les minéraux - LPA x40 (1 graduation = 25 µm) - (Photo JPF, 2010)

5.4 LE MONTMORILLONAIS (Seuil du Poitou, vallée de la Vienne et de ses affluents)

10 MINIERES DES CHAUMETTES (Saint-Léomer, Vienne)

Description et historique du site (LIIe. 0496.400-2161.125-125 m)

La surface des calcaires dolomitiques du Bajocien est fortement karstifiée et présente de nombreuses fentes, poches et dépressions à l'origine remplies d'argiles plus ou moins sableuses à minerai de fer pisolitique. L'un des exemples représentatifs en sont les minières des Chaumettes, situées à 500 m au nord de Saint-Léomer (10 km à l'est de Montmorillon) sur le plateau entre la Gartempe et l'Asse, affluents de la Creuse (fig. 5.01, 5.02, 5.46 et 5.48, repère 10). Du gîte initial subsistent trois excavations plus ou moins prononcées, de 1 à 4 m de profondeur dont la plus importante présente la particularité de permettre l'observation de nombreux blocs concrétionnés (callot) laissés sur place et dont les plus gros ont un volume pouvant dépasser le m^3 (photo 5.63). Sur l'un de ces blocs a été prélevé l'échantillon sur lequel ont été réalisées : lame mince, analyse chimique et diffractométrie RX.

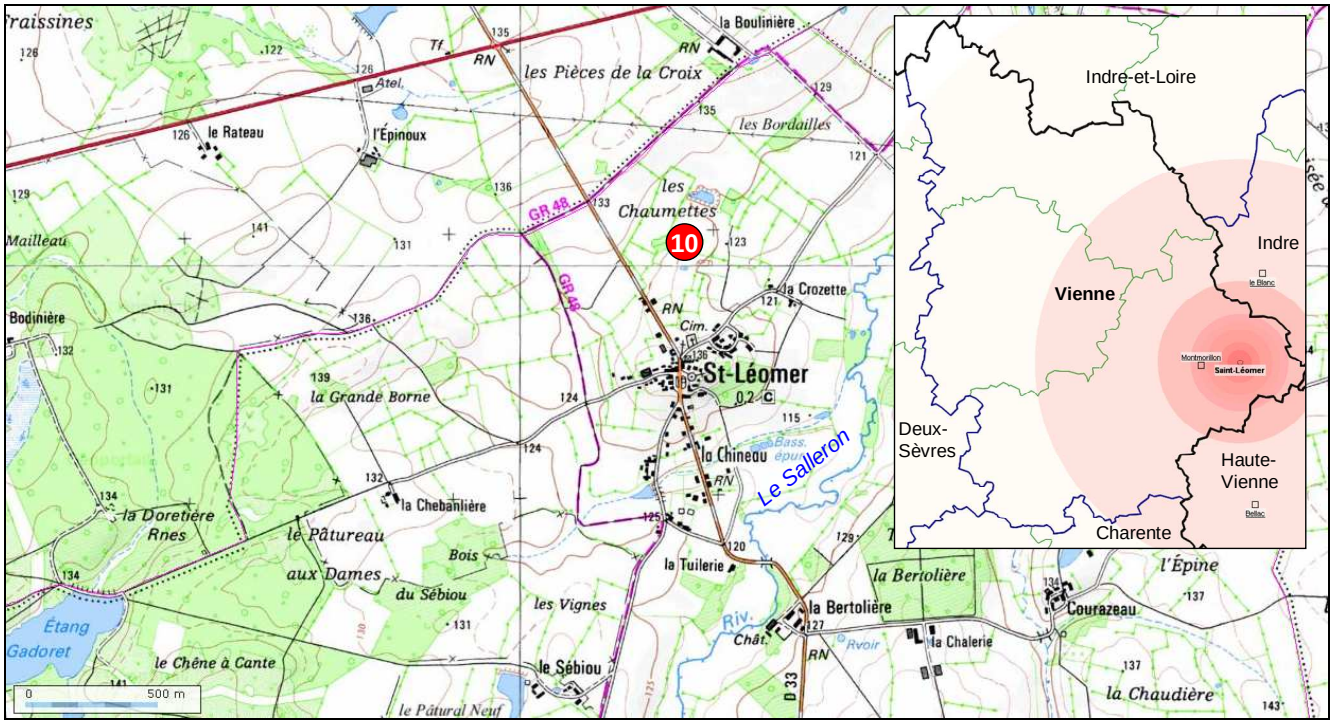


Fig. 5.46 : Site des minières des Chaumettes (Saint-Léomer) – (http://www.geoportail.fr)

Légende	Puissance	Log	Etage	Formation
m-pQ	25 m		Mio-Pliocène	Formations détritiques des plateaux, faciès à galets de quartz
eG	15 m		Éocène continental détritique (Formation de Brenne)	Grès quartzo-feldspathiques à ciment argileux (Grès de Brenne)
eS				Sables argileux à silex, sables argileux à galets de quartz
eA	variable			Argiles à minerai de fer pisolitique
j1	45 m		Bajocien	Calcaires plus ou moins dolomitiques et dolomies à silex, dolomies, calcaires "graveleux massifs" et oolithiques, biohermes coralliens et lentilles de calcaires biodétritiques coralliens
j0	1 à 2 m		Aalénien	Dolomies à silex
l7-8	20 m		Toarcien	Marnes et calcaires argileux à amonites
l5-6	20 m		Pliensbachien	Grès grossiers arkosiques à ciment argileux ou carbonaté
l1-4	14 m		Hettangien-Sinémurien	Argiles sableuses bariolées vertes et rouges
γ1 - γ3			Socle cristallin	Leucogranite à grain moyen

Fig. 5.47 : Log des formations lithologiques du Montmorillonnais- (JPF, 2011, d'après notice et carte géologique de Montmorillon, Joubert *et al.*, 1992 et de La Trimouille, Mourier, 1989)

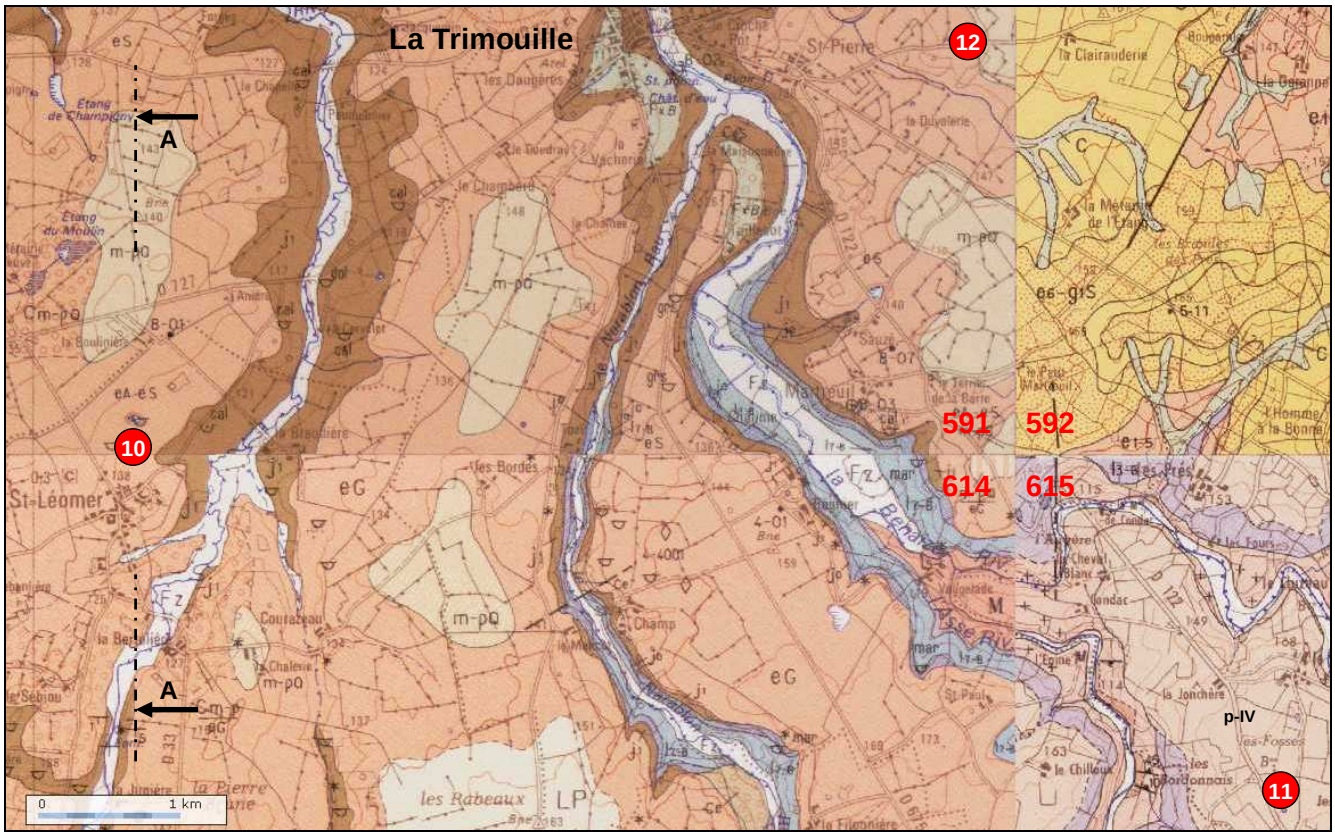


Fig. 5.48 : Carte géologique des sites aux environs de La Trimouille (Feuilles de La Trimouille [591], d'après Mourier, 1989 ; de Belâbre [592], d'après Barrier *et al.*, 2000 ; de Montmorillon [614], d'après Joubert *et al.*, 1992 ; de Saint-Sulpice-des-Feuilles [615], d'après Bogdanoff *et al.*, 1988). **Géologie** (cartes BRGM 591 et 614) : (M) Migmatites, (l5-6) Pliensbachien (grès grossiers arkosiques), (l7-8) Toarcien (marnes et calcaires argileux), (j0) Aalénien (dolomie à silex), (j1) Bajocien (calcaires dolomitiques), (eA) Éocène (argiles à minerai de fer pisolitique), (eS) Éocène (sables argileux), (eG) Éocène (Grès de Brenne), (m-pQ) Mio-Pliocène (formations détritiques des plateaux, faciès à galets de quartz), (LP) limons des plateaux, (Fz) formations alluviales, (Cm-p) colluvions alimentées par des formations mio-pliocènes des plateaux. (carte BRGM 615) : (p-IV) Plio-Quaternaire (limons des plateaux, Sidérolithique). (A-A) indication de la coupe de la fig. 5.49. Sites : (10) minière des Chaumettes à Saint-Léomer, (11) doline ennoyée des Fosses à Thollet, (13) site de la Clairaudie à La Trimouille

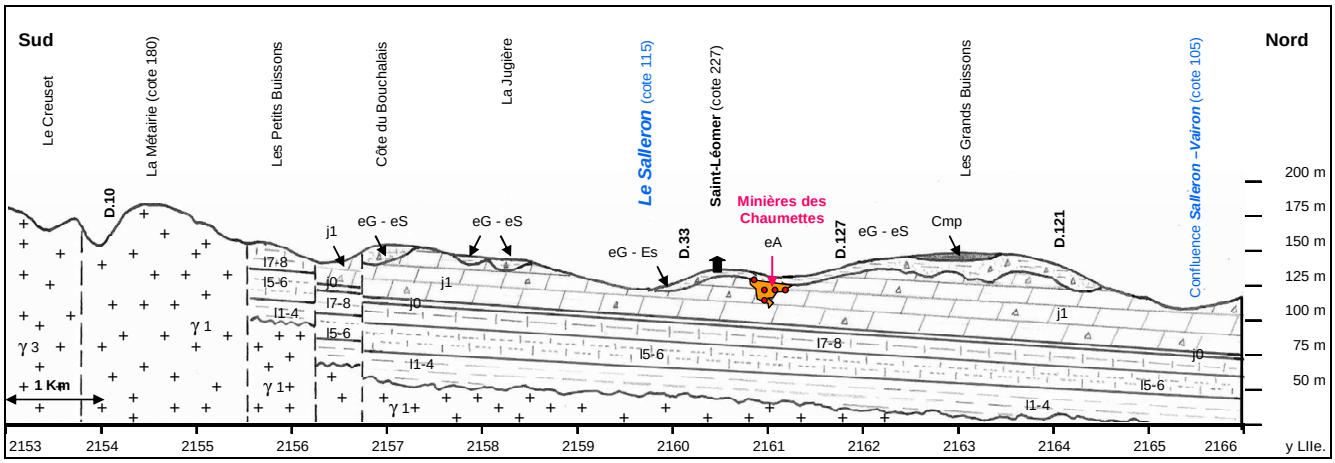


Fig. 5.49 : Coupe géologique de la confluence du Salleron et du Vairon au socle du Massif Central – La coupe de direction N-S a été réalisée au droit des minières des Chaumettes (Saint-Léomer) (La Soudière). La légende est celle de la fig. 5.48 - (JPF, 2011)

Les débuts de l'extraction du minerai pisolitique du Montmorillonais remonteraient au IIIe siècle B.C. comme en attestent les déchets de forges et les vestiges de bas-fourneaux (procédé de réduction directe). Durant l'époque celtique et la période gallo-romaine, le travail du fer a occupé progressivement une part importante dans l'économie locale. Au XIe siècle, les forges de Poitiers et de Châtellerault fabriquaient des armes réputées dans l'Europe entière. Au XVIIIe siècle, la métallurgie du fer prit un nouvel essor avec la mise en œuvre de la technique nouvelle du haut-fourneau (procédé de réduction indirecte).

Longuemar (1872), donne une étude des gisements de fer de l'arrondissement de Montmorillon en précisant leur localisation, les teneurs du minerai ainsi que les débouchés de la production. À cette époque, les minerais du Montmorillonnais alimentaient non seulement les forges locales (La Trimouille, Montmorillon, Verrière, Luchapt) mais aussi les forges de la Gâtevine (près de Belâbre) dans l'Indre et la forge de Mondon en Haute-Vienne.

Les gisements de la région de la Trimouille (Maviaux, Journet et notamment Saint-Léomer étudié ci-après) ont été exploités jusqu'en 1925 pour le compte des usines métallurgiques de Chaillac (Indre). De même, le gîte la Gère (commune de Journet), à proximité de celui de Saint-Léomer a connu une dernière tentative d'exploitation sur quelques mois en 1965 : 1000 tonnes ont été expédiées à Decazeville (Aveyron).

Observations effectuées

Échantillon 6-0820/2 – Callot métrique de pisolites

L'échantillon se présente sous forme d'un rognon extrêmement induré de taille pluricentrimétrique (photo 5.64) dont la surface lisse et mate arbore une couleur brun foncé (code couleur Munsell : 10 YR 4/3). En macroscopie, la structure n'est observable qu'après fragmentation : un cortex de plusieurs millimètres d'épaisseur englobe des pisolites de taille millimétrique cimentés par un oxyde argilo-ferreux de couleur jaune olive (code couleur Munsell : 2,5 Y 6/6). Les vides se limitent aux espaces interstitiels entre les différents faciès de pisolites.

L'examen microscopique nous montre un plasma que n'est perceptible que sous forme de plages chagrinées argilo-ferrugineuses, de couleur jaune sale, dispersées dans les espaces interstitiels des pisolites.

Le squelette est constitué par des grains de quartz hétérométriques (taille comprise entre 50 et 500 µm) de faible sphéricité, subanguleux voire anguleux pour les plus petits. Les plus gros sont généralement subémoussés et présentent de courtes veinules d'oxydes de fer. Tous sont monocristallins et se retrouvent en faible densité, piégés dans l'espace entre les pisolites. Quelques rarissimes grains de petite taille (10 à 50 µm), anguleux sont visibles dans les cortex et le cœur des pisolites.

Les traits pédologiques sont représentés par les faciès des pisolites rencontrés habituellement, mais également par un faciès original caractérisé du gîte (photos 5.65 et 5.66) :

- Tout d'abord, on observe des pisolites à cortex multiples, mais dont l'originalité est de présenter en guise de cœur, un fragment éclaté d'un ancien pisolite (photo 5.65) de grande taille eu égard au faible rayon de courbure. Les cortex successifs se sont développés autour du fragment brisé, de manière discordante mais en prenant très rapidement une forme ovoïde. Ces pisolites sont généralement de grande taille (2 à 6 mm).

- Ensuite, sont visibles des pisolites "vrais" à cortex multiples plus ou moins hydratés (couleur brun clair à brun foncé), de forme sphérique (taille 1 à 2 mm), avec un cœur à peine décelable. Ces pisolites sont fréquemment parcourus de fissures radiales et/ou concentriques.

- Puis, se distinguent des pisolites à cortex unique (rapport cortex/cœur : 1/5 à 1/10), de forme sphérique ou ovale (taille de 1 à 3 mm). Le cœur généralement argilo-ferrugineux, parsemé de papules plus sombres, est saupoudré de rares micro-grains de quartz anguleux et parcouru de veinules radiales colonisées par des oxydes de fer.

- Enfin, on remarque des conglomérats de pisolites agrégés, développant une forme ovoïde et englobant tous les faciès de pisolites précédents dans un ou plusieurs cortex entourant non seulement les pisolites mais se développant en épousant les espaces interstitiels dans des courbes aux formes contournées complexes formant des ensembles se développant sur plusieurs dizaines de mm (photo 5.66).



Photo 5.63 : Minières des Chaumettes (Saint-Léomer, Vienne) / Callot de taille métrique – Ce bloc de minerai constitué de pisolites agglomérés et soudés entre eux présente une taille qui avoisine 2 m dans sa plus grande dimension. Le poids est évalué entre 4 et 5 tonnes – (Photo JPF, 2006)

Photo 5.64 : Minières des Chaumettes (Saint-Léomer, Vienne) / Détail d'un callot de pisolites – Un cortex extérieur enveloppe la totalité du callot et laisse entrevoir la forme sphérique des pisolites – (Photo JPF, 2006)

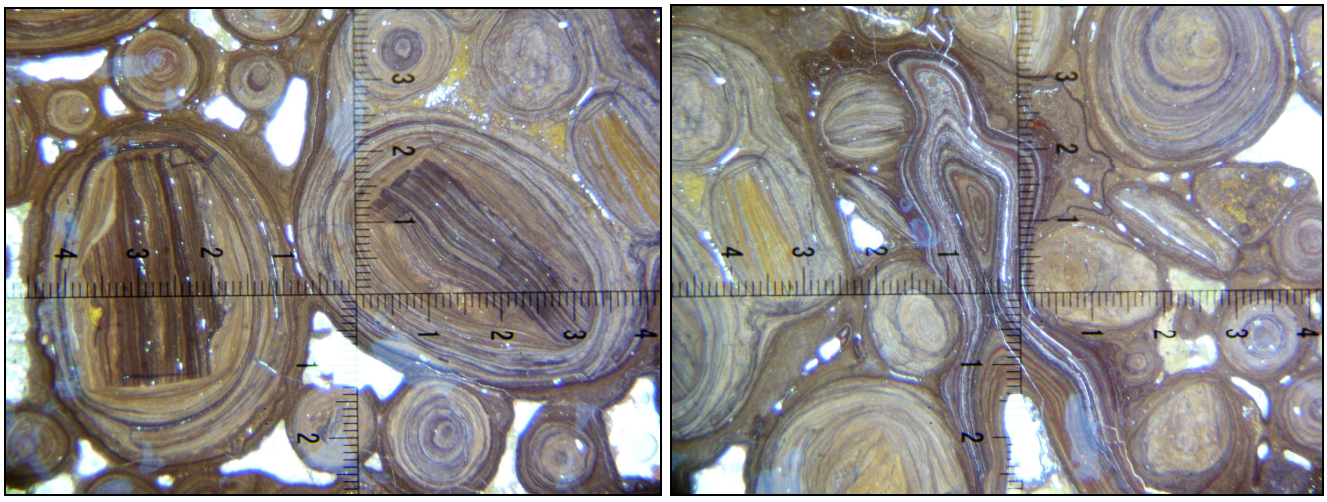


Photo 5.65 : Pisolites à cœur constitué d'un fragment de cortex / Échantillon 6-0820/2 (Les Chaumettes, Saint-Léomer) – Sur cette micrographie sont visibles, outre les faciès habituellement rencontrés (pisolites à cortex multiples concentriques réguliers et pisolites à cortex unique) deux pisolites de grande taille (6 mm) qui se sont développés autour d'un fragment de pisolites éclatés. Les cortex croissent de manière discordante dans un premier temps et finissent par s'ovaliser très rapidement. Remarquez les ponts qui soudent entre eux les pisolites et les conglomérats- LPNA x10 (1 graduation = 100 µm) – (photo JPF, 2010)

Photo 5.66 : Organisation interne du callot de pisolites / Échantillon 6-0820/2 (Les Chaumettes, Saint-Léomer) – Particularité de l'échantillon, outre les pisolites, avec un cœur formé d'un débris de cortex, décrits précédemment et visibles sur la partie gauche du cliché, on observe le développement de cortex successifs réunissant des pisolites de tout type de faciès (à gauche) ou colonisant parfois en totalité les vides par des accrétions successives - LPNA x10 (1 graduation = 100 µm) – (photo JPF, 2010)

L'analyse chimique pratiquée (tab. 5.23) sur l'échantillon confirme, en tous points, la grande analogie avec les minerais pisolitiques, qu'ils soient sous forme de pisolites libres ou sous forme de callots de la Champagne berrichonne :

- Les teneurs majoritaires donnent les pourcentages suivants : 59,77 % de Fe_2O_3, 13,19 % de SiO_2 et 11,96 % d'Al_2O_3 ;

- Le rapport K_i (Gourdon, 1973) est inférieur à 2 (1,87). Cette valeur est l'indice d'une

allitisation avec une prédominance d'alumine libre (gibbsite, kaolinite) sous des climats chauds et humides ;

- Le rapport Si/Al est inférieur à 1 (0,97). Le faible taux de substitution (moins de 15 %) indique des sols ou horizons hydromorphes modérément acides dans un environnement carbonaté (Ricordel, 2007).

La teneur en aluminium nous permet de calculer la teneur en kaolinite, soit 30,26 %.

Longuemar (1872) a fait analyser avec un « *soin extrême* » le fer total de divers minerais du Poitou. (gîtes de Beaupuy à Saulgé, de l'Age du Faix au Vigeant, de La Rivière, de Villesalem à Journet, de Verrières, de Champ à La Trimouille). Les teneurs reconstituées en Fe_2O_3 (rapport 0,7) donnent les compositions suivantes : 55,00 % ; 49,29 % ; 44,00 % ; 37,00 % ; 27,00 % (moyenne 41,21 %).

Eléments	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO2	P_2O5	PF	**Total**
Échantillon 6-0820 / 2 (Callot)	**13,19**	**11,96**	**59,77**	0,09	0,05	0,08	< L.D.	0,02	0,62	0,28	**13,62**	99,67

Tab. 5.23 : Résultats de l'analyse chimique des 10 principaux éléments de l'échantillon 6-0820/2 - (CRPG, 2010)

Les minéraux rencontrés en diffractométrie RX (tab. 5.24) sont ceux communément remarqués dans les remplissages à minerai pisolitique des poches karstiques de la Champagne berrichonne, notamment ceux de la Ferme du Pont-Chauvet à La Celle-Condé et la grotte minière du Patouillet à Lunery. Sur le gîte des Chaumettes, les minéraux relevés sont les suivants : la gœthite (4,16, 2,69 et 2,44 Å) et le quartz (3,34 Å). Les minéraux argileux sont représentés: l'illite (3,34 Å) et la chamosite (7,16 Å).

La couleur de l'échantillon après broyage, à température ambiante, est rouge jaune (code Munsell : 5 YR 5/6).

Albite	Alunite	Anatase	Calcite	Chamosite Chlorite	Dolomite	(Fluo)apatite	Goethite	Hématite	Illite	Kaolinite	Lépidocrocite	Microcline	Muscovite	Orthoclase	Quartz	Zircon

Tab. 5.24 : **Synthèse du diagramme de l'analyse diffractométrique RX de l'échantillon 6-0820/2** - (MHNN, 2009)

11 DOLINE ENNOYÉE DES FOSSES (Thollet, Vienne)

Description et historique du site (LIIe. 505.045-2158.260-180 m)

À l'altitude de 185 m, le plateau entre la Bernaize et l'Asse (affluents de la Creuse *via* la Gartempe) présente une couverture datée du Plio-Quaternaire, reposant sur les calcaires et dolomies karstifiés du Sinémurien-Pliensbachien.

Cette couverture de faible puissance (10 à 15 m), peu étudiée car d'une grande complexité dans le détail se compose de sables quartzo-feldspathiques, de formations à galet, de grès, de "meulière" et de minerai pisolitique (notice carte de Saint-Sulpice-des-Feuilles, Bogdanoff *et al.*, 1988).

L'échantillon a été prélevé sur les déblais d'une mare située au lieu-dit "Les Fosses", commune de Thollet à 8 km au SE de La Trimouille (fig. 5.01, 5.02, 5.48 et 5.50, repère 11). Ce toponyme évoque des dépressions, soit naturelles (doline ou mardelle), soit anthropiques qui, dans cette hypothèse pourraient être d'anciennes minières.

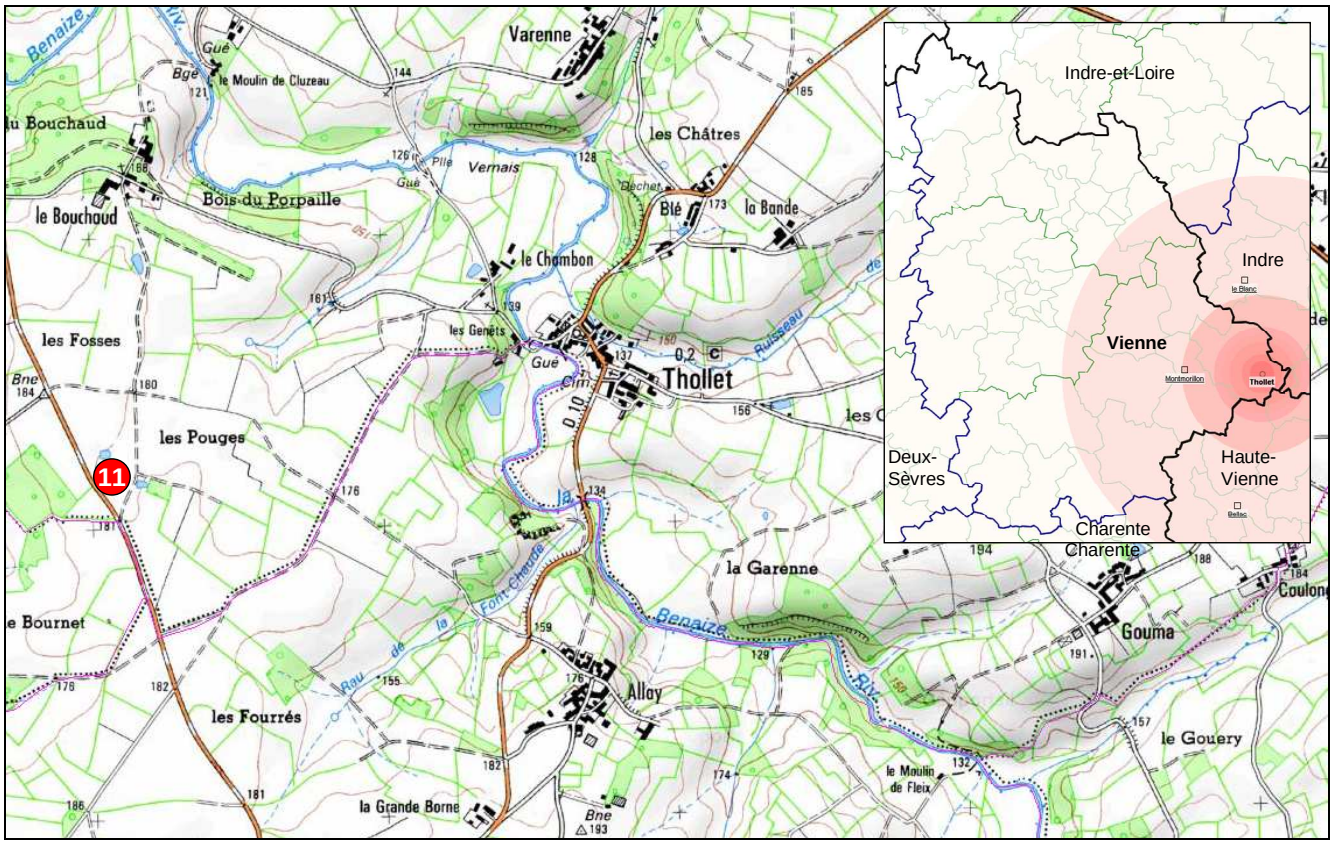


Fig. 5.50 : Doline ennoyée des Fosses (Thollet, Vienne) – Les mares qui parsèment le plateau, entre les Pouges et le Bouchaud, sont peut-être des vestiges d'extraction du minerai pisolitique **–** (http://www.geoportail.fr)

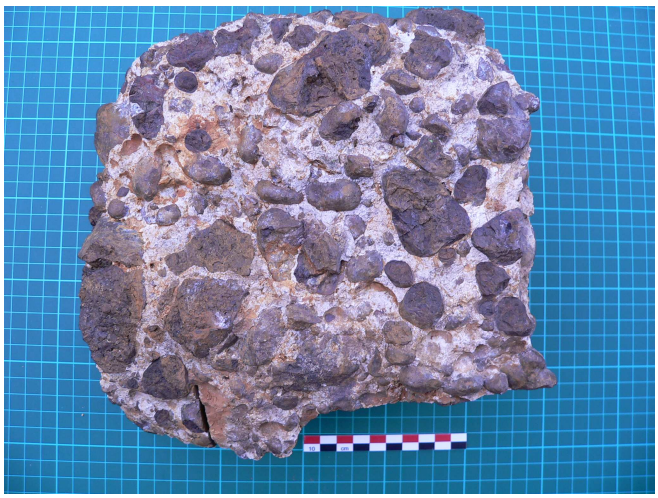
Observations effectuées

Échantillon 6-1004/6 – Conglomérat avec pisolites avellanaires

À l'observation macroscopique (photo 5.67 et 5.68), l'échantillon se présente sous la forme d'un bloc constitué d'un conglomérat de pisolites de gœthite de couleur brun foncé (code couleur Munsell : 10 YR 4/3) affichant une taille avellanaire (de la taille d'une noisette…jusqu'à 50 mm) et noyés dans un ciment d'argile marmorisée jaune pâle (code couleur 2,5 Y 8/1) veiné d'oxydes fer. Ce ciment ne réagit pas à HCl et donne une dureté Mohs de 4.

Le squelette se résume à des grains de quartz détritiques hétérométriques (taille de 20 µm à 2200 µm) de faible sphéricité, anguleux à subanguleux, quelques fois altérés avec des golfes de corrosion et des inclusions d'oxydes. Les plus gros sont polycristallins. Pour l'essentiel, ces grains hétérométriques sont noyés dans le plasma. Quelques rares grains de quartz de taille plus homogène (50 à 250 µm) sont disséminés à l'intérieur des conglomérats de pisolites. L'examen microscopique (photos 5.69 et 5.70) nous montre un plasma constitué d'un mélange de silice amorphe et d'argile qui assure la cohésion des grains de quartz du squelette et des pisolites. On observe quelques cristaux de chlorite.

Les traits pédologiques sont principalement représentés par des macro-pisolites de taille exceptionnelle (jusqu'à 5 cm). Il s'agit en fait d'un ensemble de pisolites (jusqu'à une vingtaine) intimement agglomérés. Les pisolites unitaires sont du type habituel : pisolite "vrai" sphérique à cortex multiples, pisolite à cortex unique à cœur argilo-ferreux et nodules. Des fentes de dessiccation sont observables. Particularité : ces conglomérats ont un cortex discordant voire absent et les pisolites placés à la périphérie voient leur section tronquée et qui épouse le contour du conglomérat. (photo 5.69). Enfin, les vides sont uniquement visibles au sein des conglomérats de pisolites (lessivage des fractions argileuses, perte de quartz au montage).



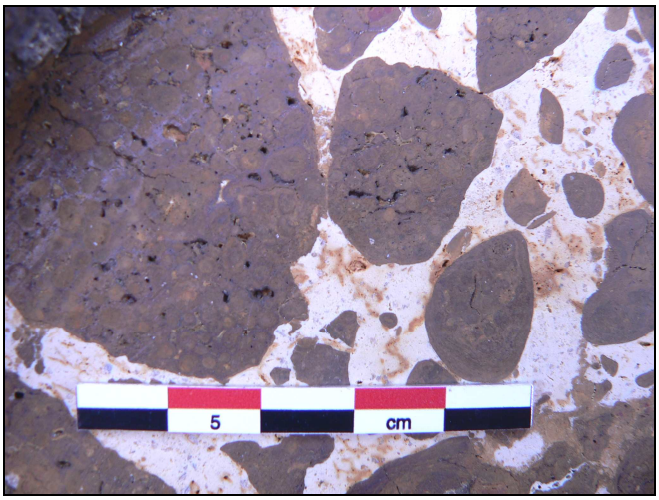
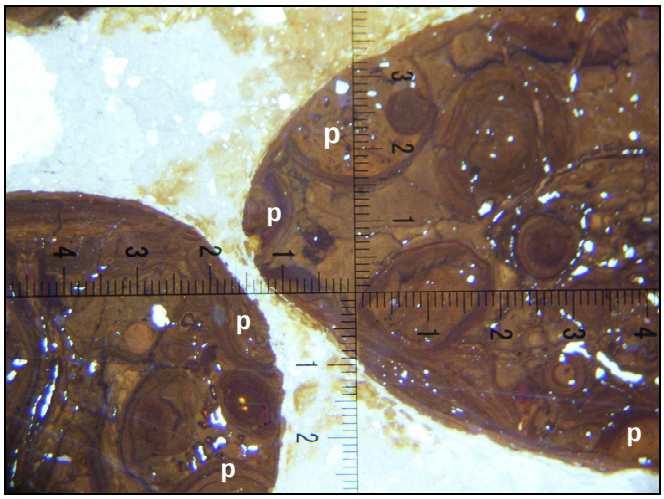


Photo 5.67 : Conglomérat de pisolites avellanaires (Les Fosses, Thollet) - (Photo JPF, 2006)

Photo 5.68 : Détail de la découpe du conglomérat présenté photo précédente / Échantillon 6-1004/6 (Les Fosses, Thollet) – Les pisolites de grande taille (jusqu'à 5 cm) sont en fait constitués par l'agglomération de pisolites de taille millimétrique – (Photo JPF, 2009)



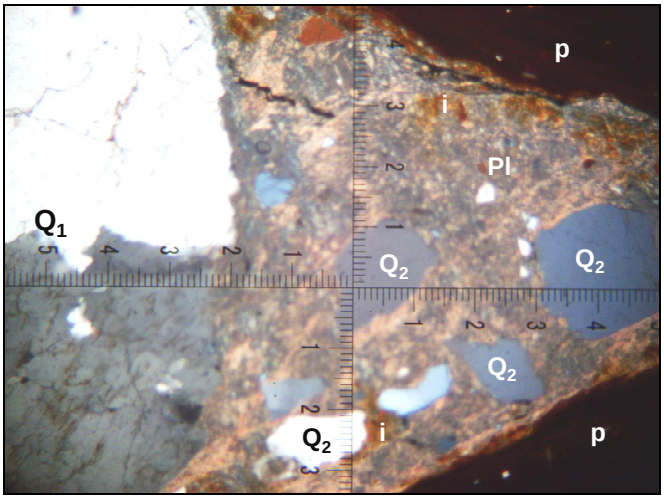


Photo 5.69 : Pisolites avellanaires / Échantillon 6-1004/6 (Les Fosses, Thollet) – Les conglomérats rassemblent des pisolites de faciès habituels (pisolites à cortex multiple ou unique, cœur argilo-ferreux avec éventuellement présence de nodules). Remarquez la section tronquée des pisolites disposés en périphérie des conglomérats (p) : leur section amputée s'inscrit parfaitement dans l'enveloppe ovoïde du conglomérat - LPNA x10 (1 graduation = 100 µm) - (Photo JPF, 2010)

Photo 5.70 : Échantillon 6-1004/6 (Les Fosses, Thollet) / Plasma et squelette – Cette microphotographie représente l'organisation du plasma et du squelette entre deux pisolites. Le plasma (Pl), est constitué de silice amorphe de couleur grise mélangée à des argiles envahies en périphérie des pisolites par des illuviations d'oxydes de fer (i). Le plasma est colonisé par des grains de quartz hétérométriques. On aperçoit de gauche à droite : un macro-cristaux (Q_1) de quartz polycristallin (taille 2,2 mm) suivi d'un cortège de plusieurs grains de quartz (Q_2) de taille inférieure (200 à 500 µm), subémoussés - LPA x40 (1 graduation = 25 µm) - (Photo JPF, 2010)

12 Doline de La Clairauderie (La Trimouille)

Description et historique du site (LIIe. 502.785-2163.650-146 m)

À 4 kilomètres à l'est de la Trimouille, le plateau en rive droite de la Benaize (tributaire de la Creuse via l'Anglin et la Gartempe) présente une couverture datée du Plio-Quaternaire, reposant sur les calcaires dolomitiques du Bajocien. Sa surface montre de nombreuses dépressions qui sont autant de lieux d'extraction du minerai de fer pisolitique ainsi qu'en témoignent les nombreux blocs de castillard, les pisolites libres et les callots abandonnés sur place. Une dépression, entre la ferme de la Clairauderie (fig. 5.01, 5.02, 5.48 et 5.51, repère 12) et le hameau de Saint-Pierre, ravivée par des travaux de terrassement, a fourni un callot de micro-pisolites sur lequel a été réalisée une lame mince.

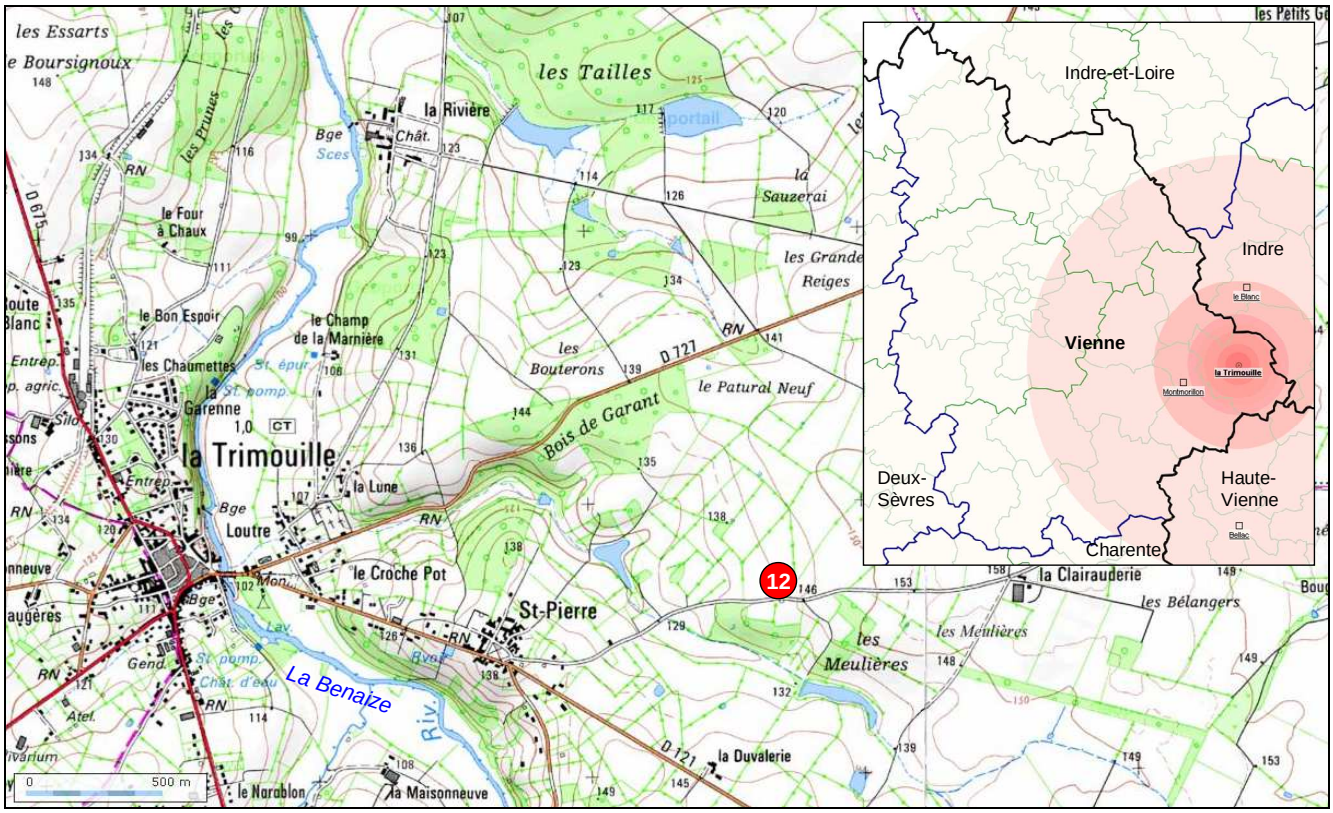


Fig. 5.51 : Doline de la Clairaudie (La Trimouille, Vienne) – (http://www.geoportail.fr)

6.2.3.3.2 Observations effectuées

Échantillon 6-0821/3 – Callot de micro-pisolites

L'échantillon se présente sous la forme d'un callot pluricentimétrique, constitué de micro-pisolites de taille millimétrique (1 à 3 mm) étroitement soudés. Par endroit, apparaît entre les pisolites un ciment argilo-ferreux de couleur jaune pâle (code couleur Munsell : 5 Y 5/4).

L'examen micromorphologique nous montre un plasma restreint sous forme de plages chagrinées de couleur jaune clair, envahies par place par des illuviations d'oxydes de fer et dispersées dans les espaces interstitiels des pisolites (photo 5.72). Il en est de même pour le squelette : les grains de quartz sont rarissimes. Ils se limitent à quelques micro-grains (taille de 10 à 50 µm), de faible sphéricité, anguleux, disséminés indifféremment dans le cortex ou dans le cœur des pisolites ou encore dans les espaces interstitiels.

Les traits pédologiques sont représentés par les faciès classiques de pisolites (photo 5.71). Ces pisolites sont caractérisés par leur petite taille (1 à 3 mm), l'absence d'altération et la présence de ponts réunissant de manière commune les cortex. On observe tout d'abord, les pisolites "vrais", massivement représentés, à cortex multiples plus ou moins hydratés (couleur brun clair à brun foncé), de forme sphérique (taille 1 à 2 mm), avec soit un cœur à peine décelable, soit un cœur bien marqué avec un cortex interne discordant emprisonnant un noyau argilo-ferrugineux. Sont visibles ensuite, des pisolites à cortex unique (rapport cortex/cœur : 1/5 à 1/10), de forme sphérique ou ovale (taille de 1 à 3 mm). Le cœur généralement argilo-ferrugineux est homogène. Enfin, on remarque des conglomérats de pisolites agrégés développant une forme ovoïde et englobant tous les faciès de pisolites précédents. Les vides se limitent aux espaces interstitiels entre les différents faciès de pisolites.

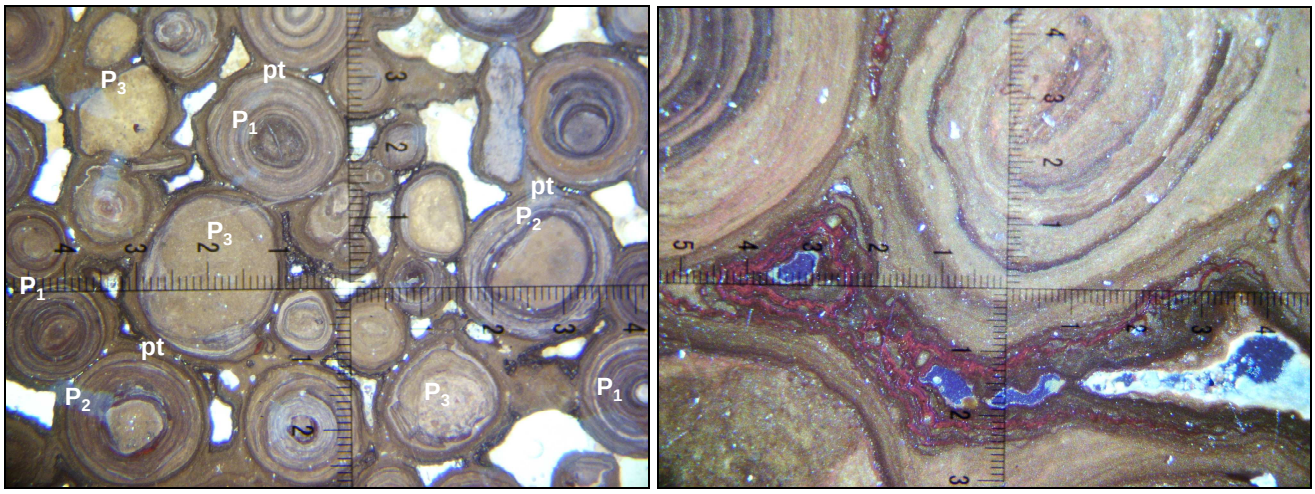


Photo 5.71 : Callot de micro-pisolites / Échantillon 6-0821/3 (La Clairaudie, La Trimouille) – Sur cette microphotographie sont visibles les faciès classiques de pisolites. : (P_1) pisolites "vrais" à cortex multiples et à cœur ténu ; (P_2) pisolites "vrais" à cortex multiples mais avec un cœur surligné d'un cortex interne ; (P_3) pisolites à cortex unique. Remarquez les ponts (pt) qui soudent entre eux les pisolites - LPNA x8 (1 graduation = 125 µm) – (photo JPF, 2010)

Photo 5.72 : Callot de micro-pisolites / Échantillon 6-0821/3 (La Clairaudie, La Trimouille) / Détail – Cette microphotographie nous montre l'évolution des espaces interstitiels entre les pisolites. On remarque les accrétions successives d'oxydes de fer plus ou moins hydraté (couleur rouge sombre), colonisant petit à petit les vides et joignant les pisolites par la construction de ponts. En bas. On devine le saupoudrage de micro-grains de quartz - LPA x40 (1 graduation = 25 µm) - (Photo JPF, 2010)

13 LA CARRIERE DES AJONCS DE SIOUVRE (Sillars, Vienne)

Description et historique du site (LIIe. 480.638-2157.231-118 m)

À 5 km à l'est de Lussac-les-Châteaux (fig. 5.01, 5.02, 5.52 et 5.53, repère 13), la carrière des Ajoncs de Siouvre, sur le plateau (point culminant à 127 m) situé en rive droite de la Vienne, illustre la disposition des formations superficielles piégées dans le karst (voir Log., fig. 5.47). Les photos 5.73 et 5.74 montrent la coupe révélée par le front de taille de la carrière : une formation sableuse surmontée par une carapace ferrugineuse aux formes sinueuses composée de nodules et de pisolites agglomérés dans une argile, plus ou moins indurée. Le remplissage est scellé par des calcaires lacustres pulvérulents.

L'intensité de la karstification, développée dans les calcaires dolomitiques du Bajocien, se manifeste actuellement (fig. 5.52) par des grottes (les Buttes et les Roches), des pertes temporaires (la Fouchardière et bois de Theuilet) et également des résurgences pérennes (Fontaine Serin).

Observations effectuées

Échantillon 6-0821/2a – Nodules de pisolites

Les échantillons, récoltés dans la matrice de la carapace ferrugineuse, se présentent sous forme de nodules ou boulets isolés d'oxydes de fer, de forme mamelonnée, de taille inférieure à 5 cm, à la surface lisse et patinée présentant un léger éclat métallique. La découpe des nodules fait apparaître un conglomérat de pisolites de taille millimétrique, étroitement soudés par un ciment argilo-ferrugineux.

L'examen microscopique nous révèle un plasma argilo-ferrugineux qui se limite à quelques plages chagrinées plus ou moins envahies par des illuviations ferrugineuses. Le squelette est constitué par deux générations de grains dequartz (photos 5.75 et 5.76) :

- des petits grains (taille de 20 à 200 µ) de quartz détritique de faible sphéricité, anguleux à subanguleux, parfois polycristallins, dispersés en grande densité majoritairement dans les espaces intercorticaux et de manière moindre dans le cœur des pisolites ;

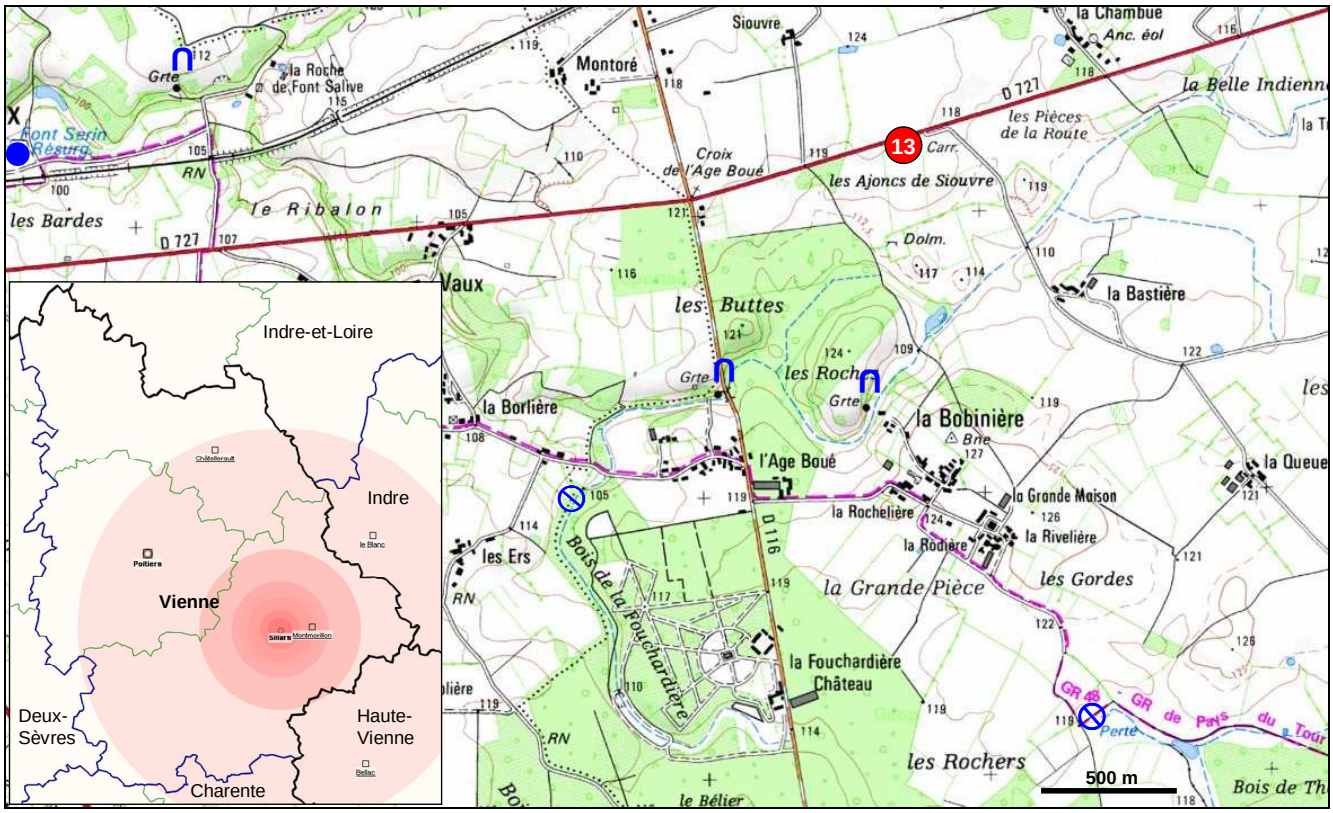


Fig. 5.52 : localisation de la carrière des Ajoncs de Siouvre et des phénomènes karstiques voisins (Sillars, Vienne) – Légende : ∩ Grotte, ⊘ Perte temporaire, ● Résurgence pérenne - (http://www.geoportail.fr, complété JPF)

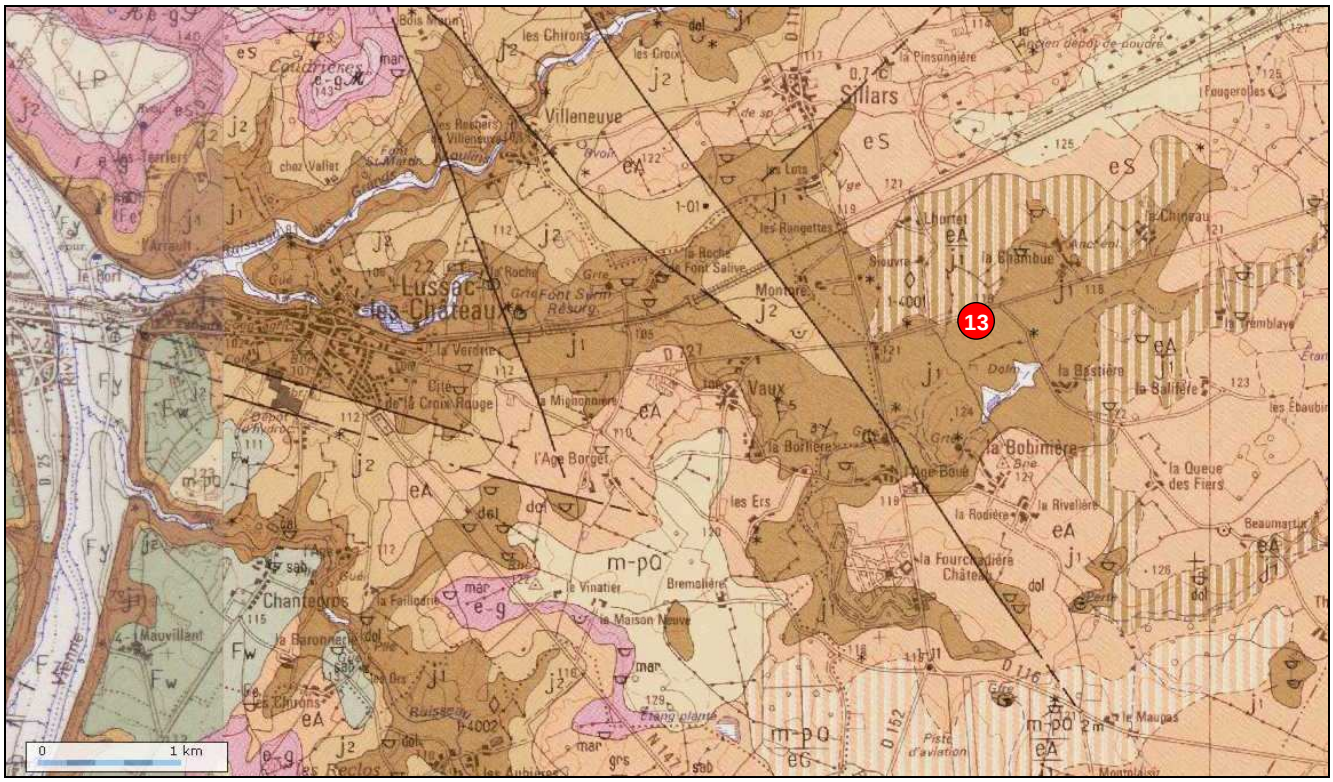


Fig. 5.53 : Carte géologique de la carrière des Ajoncs de Siouvre à Sillars (Feuille de Montmorillon, d'après Joubert *et al.*, 1992). Géologie : (j1) Bajocien (Calcaires dolomitiques), (j2) Bathonien (Calcaires à oncolites et oolithes), (eA) Éocène (Argiles à minerai de fer pisolitique), (eS) Éocène (Sables argileux), (e-g) Éocène-Oligocène (Calcaires blancs pulvérulents), (m-pQ) Mio-Pliocène (Formations détritiques des plateaux, faciès à galets de quartz), (LP) Limons des plateaux, (Fw, Fy, Fz) formations alluviales, (Cm-p) colluvions alimentées par des formations mio-pliocènes des plateaux.

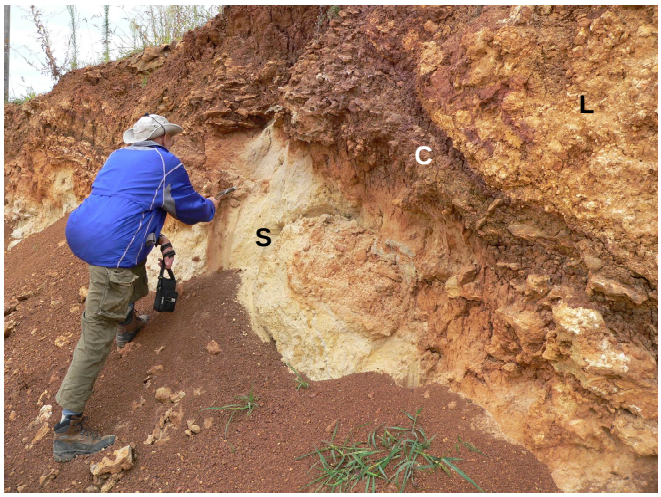




Photo 5.73 : Carrière des Ajoncs de Siouvre (Sillars, Vienne) – Cette photo nous montre une poche avec un remplissage de matériaux détritiques éocènes (Formation de Brenne) : sable (S) de couleur jaune surmontée par une carapace ferrugineuse (C) aux formes tourmentées, composée d'argile brun foncé dans laquelle sont présents en forte densité des nodules de pisolites agglomérés. À gauche, cette carapace est surmontée par un faciès lacustre de calcaires pulvérulents (L) – (Photo JPF, 2006)

Photo 5.74: Détail de la carapace ferrugineuse de la carrière des Ajoncs Siouvre (Sillars, Vienne) – La carapace nous montre, empâtés dans l'argile, outre les nodules d'oxydes de fer, des éléments d'une brèche calcaire silicifiée – (Photo JPF, 2006)

- des grains de plus grande taille (300 à 1200 µ), à sphéricité forte ou moyenne, certains très émoussés, mono et poly-cristallins, présentant parfois des golfes de corrosion et des fissures avec inclusions d'oxydes. Ces grains émoussés sont dispersés habituellement dans le cortex. Leur granulométrie les assimile à des sables grossiers.

Les traits pédologiques sont représentés par des pisolites plus ou moins sphériques d'oxyde de gœthite. Ils sont agglomérés les uns aux autres, de manière difficilement dissociable, par des oxydes de fer. Ils présentent les faciès habituels déjà rencontrés :

- des pisolites "vrais" sphériques ou ovoïdes (1 à 7 mm), à cortex multiples plus ou moins hydratés (couleur brun clair à brun foncé) quelques fois discordants. Le cœur est argilo-ferrugineux. Les cernes du cortex sont saupoudrés par des micro-grains disparates de quartz anguleux (taille de 10 à 150 µm) ;

- des pisolites à cortex unique (rapport cortex / cœur : 1 à 2/10) et/ou discordant. Ils sont généralement très altérés avec un cœur de même nature que les précédents. L'espace entre le cortex et le cœur, est colonisé par une grande densité de grains de quartz anguleux (taille de 20 à 150 µm) ;

- des conglomérats de pisolites curviformes (taille > 20 mm) réunissant plusieurs pisolites. Le cœur des pisolites est argileux et intègre de manière préférentielle des vestiges de pisolites dont le cortex unique a pratiquement disparu. Le cœur argileux qui contient quelques grains de quartz, est parcouru de fentes radiales et/ou concentriques de dessiccation.

Les vides se limitent aux espaces interstitiels entre les pisolites et aux grains de quartz perdus au montage.

Échantillon 6-0821/2b – Sables sous-jacents à la cuirasse

Granulométrie

Une analyse granulométrique (fig. 5.54 et tab. 5.25) a été effectuée sur la fraction sableuse (de 40 µm à 2,5 mm) du remplissage (repère S de la photo 5.73).

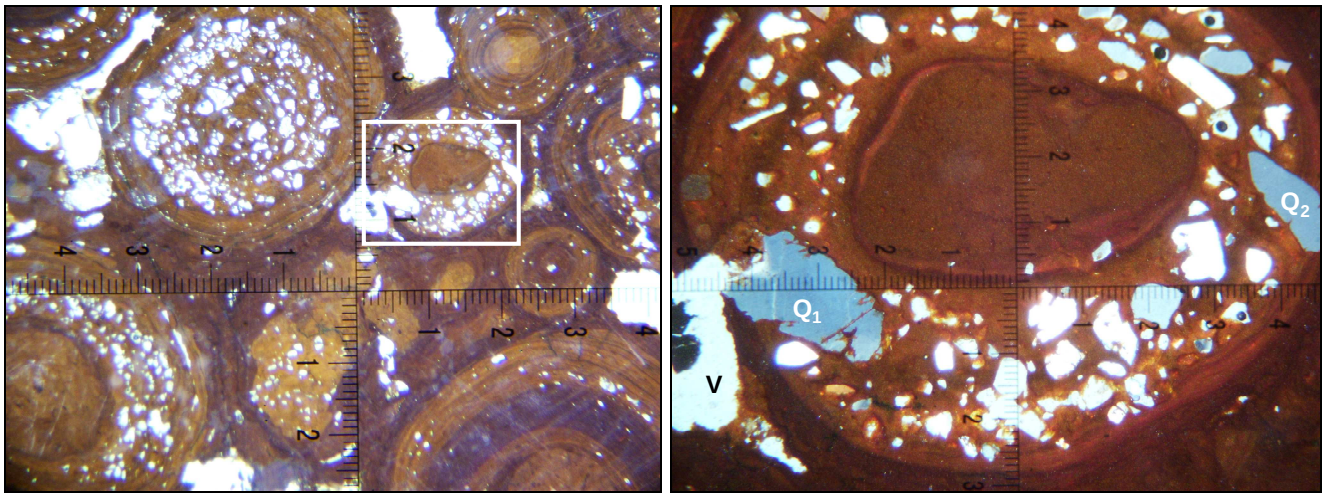
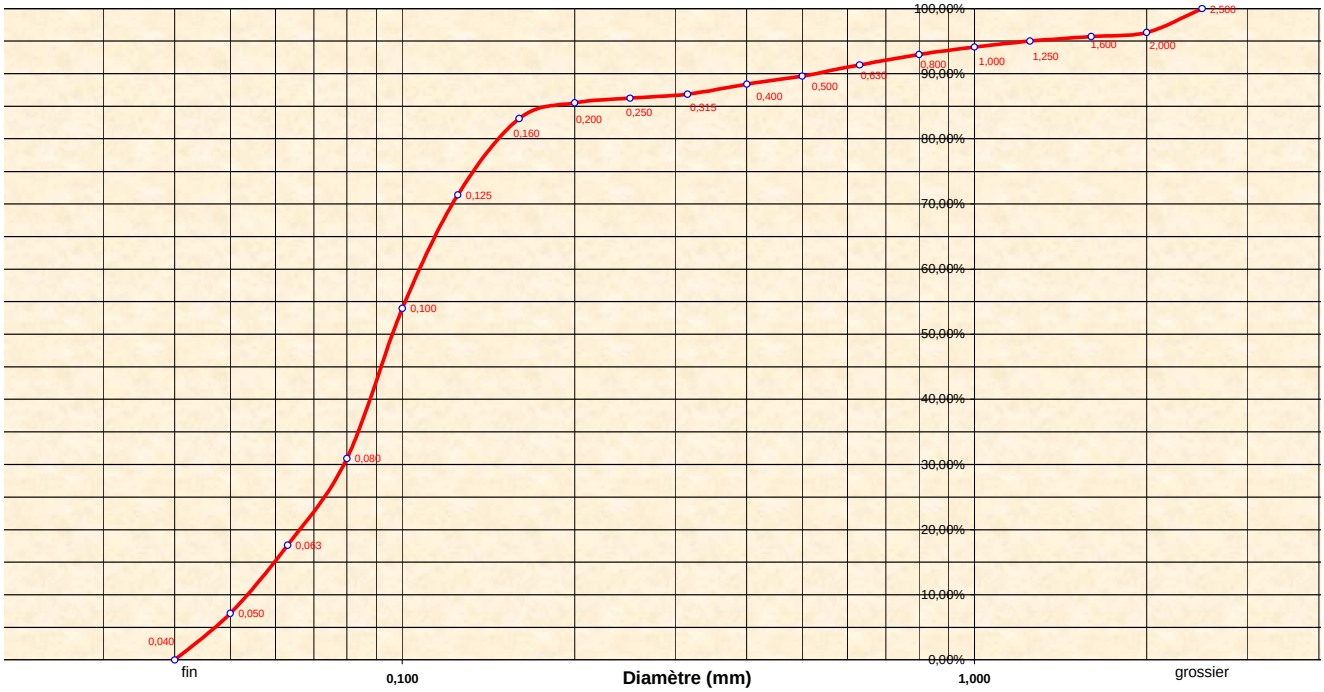


Photo 5.75 : Carrière des Ajoncs de Siouvre (Sillars) / Échantillon 6-0821/2a – Cette micrographie nous montre la différenciation de colonisation par les grains de quartz des pisolites selon leur type : forte densité pour les pisolites à cortex unique, densité beaucoup plus faible pour les pisolites "vrais" - LPNA x10 (1 graduation = 100 µm) – (photo JPF, 2010)

Photo 5.76 : Détail de la photo précédente / Échantillon 6-0821/2a – Ce cliché est un agrandissement du pisolite encadré de la micrographie précédente. Parmi les nombreux grains de quartz qui colonisent l'espace entre le cortex et le cœur, apparaissent plusieurs macro-cristaux de quartz de faible sphéricité, subémoussés présentant des golfes de corrosion pour lesquels on peut envisager une érosion fluviatile - La photographie a été réalisée par adjonction d'une lame retardatrice (¼ λ) pour augmenter le contraste entre les minéraux LPA x40 (1 graduation = 25 µm) - (Photo JPF, 2010)



Échantillon	Unité	Quartiles et centiles (mm)							Classement Trask (SO) mm	Asymétrie Trask (SK) mm	Acuité (φ)	Taille moyenne Tm mm
		95%	84%	75%	50%	25%	16%	5%				
6-0821/2b	**I**	0,047	0,061	0,073	0,096	0,135	0,173	1,250	1,361	1,026	2,187	0,110

Fig. 5.54 et tab. 5.25 : Carrière des Ajoncs de Siouvre à Sillars / Granulométrie de la fraction sableuse de l'échantillon 6-0821/2b - (JPF, 2010)

L'indice de classement de Trask (1,361), inférieur à 2,5 indique un sédiment bien classé. Le coefficient d'asymétrie (1,026), proche de 1, donc neutre, ne montre pas de tendance au profit des sables fins ou des sables grossiers.

La taille moyenne des grains est faible : 0,110 mm et tributaire des deux types de grains (photos 5.77 et 5.78) et de leur fréquence La courbe affiche une acuité supérieure à 1,50, et est du type très leptokurtique.

Le mode de dépôt s'apparente à un écoulement fluidisé (colluvionnement) confirmant la nature des décharges détritiques. L'examen morphoscopique à la binoculaire révèle deux types de grains, ne montrant pas de traces d'altération : d'une part, des grains élémentaires, d'une taille inférieure à 200 µm, majoritairement subémoussés. La surface présente un éclat naturel ou luisant. (photo 5.77). D'autre part, des grains "accolés" qui représentent la fraction supérieure à 200 µm. Ils se présentent sous la forme d'un conglomérat (photo 5.78) de grains élémentaires de 50 à 100 µm, soudés entre eux par un ciment de calcite (effervescence à l'acide chlorydrique)

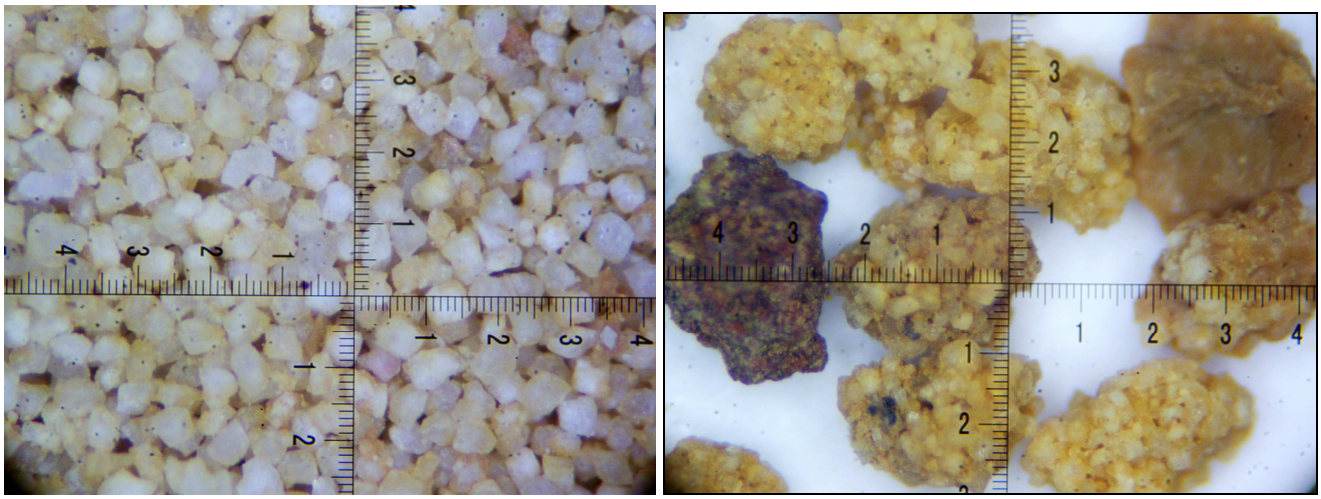


Photo 5.77 : Carrière des Ajoncs de Siouvre (Sillars) / Échantillon 6-0821/2b / Sables 100 µm – Grains élémentaires de quartz , à forte sphéricité, subémouussés à subanguleux, présentant un éclat naturel ou luisant - LN x40 (1 graduation = 25 µm) – (photo JPF, 2010)

Photo 5.78: Carrière des Ajoncs de Siouvre (Sillars) / Échantillon 6-0821/2b / Sables 500 µm – À partir de 250 µm, les grains de sables sont constitués d'un agrégat de grains du cliché précèdent (100 µm). Un ciment de calcite assure la cohésion de l'ensemble - LN x40 (1 graduation = 25 µm) – (photo JPF, 2010)

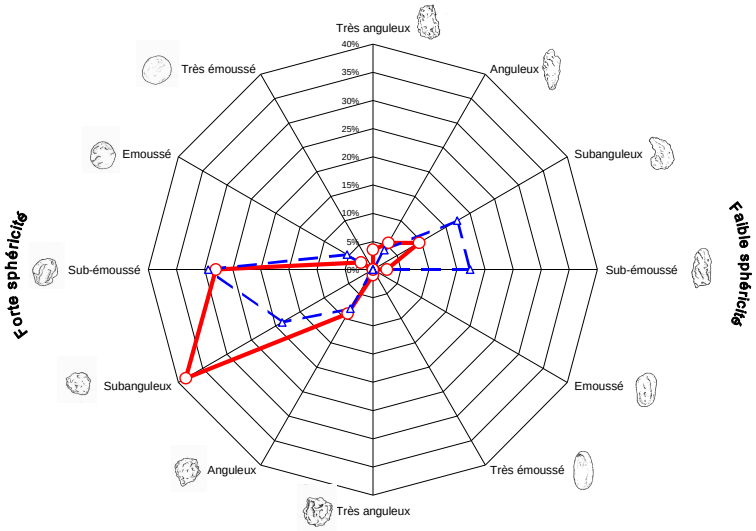


Fig. 5.55 : Microscopie des sables de la carrière des Ajoncs de Siouvre (Sillars) / Échantillon 6-0821/2b – En trait plein sont matérialisés les sables grossiers de 500 µm (tamis 28) : ils sont majoritairement de faible sphéricité, subanguleux à subémoussés ; en trait pointillé sont représentés les sables fins de 50 µm (tamis 18) : la proportion s'inverse, les grains subémoussés sont majoritaires. Le graphe plaide en faveur d'un transport avec écoulement de sédiment fluidisé ou de débris.

14 MINIÈRES DE LA POUGE (Verrières, Vienne)

Description et historique du site (LIIe. 464.540-2157.315-132 m),

L'histoire géologique de la région de Verrières est liée à celle plus générale du seuil du Poitou : émersion au Crétacé, érosion et karstification des calcaires jurassiques recouverts au Paléocène par des sédiments détritiques continentaux dont le matériel d'origine provient du socle de la Basse Marche (Bourgueil *et al.*, 1987). Cette formation détritique constituée d'argiles à minerai de fer pisolitique éocène, d'épaisseur très irrégulière, comble les dépressions karstiques. L'intensité de la karstification des calcaires dolomitiques du Bajocien supérieur, se manifeste actuellement (fig. 5.56) par plusieurs grottes en rive gauche du Rin (affluent de la Dive) : bois de la Roche, la Brionnière 1 et 2.

Sur le plateau en rive gauche de la Dive (affluent de rive gauche de la Vienne), sont visibles de nombreuses traces d'exploitation. Au lieu-dit évocateur "les Mines", à l'altitude de 132 mètres (fig. 5.01, 5.02, 5.56 et 5.57, repère 14), les cultures à proximité de deux dolines envahies par la végétation ont livré quantité de pisolites et callots (échantillon 6-1005/8).

La notice de la carte géologique de Gençay (Bourgueil *et al.*, 1987) rapporte que les Forges de Verrières ont exploité principalement ce gîte de 1595 à 1886. La production de la Forge dont l'étang (1 km au nord de Verrières) fournissait l'énergie hydraulique, s'établissait à 110 tonnes de fer par an vendues principalement dans l'Ouest.

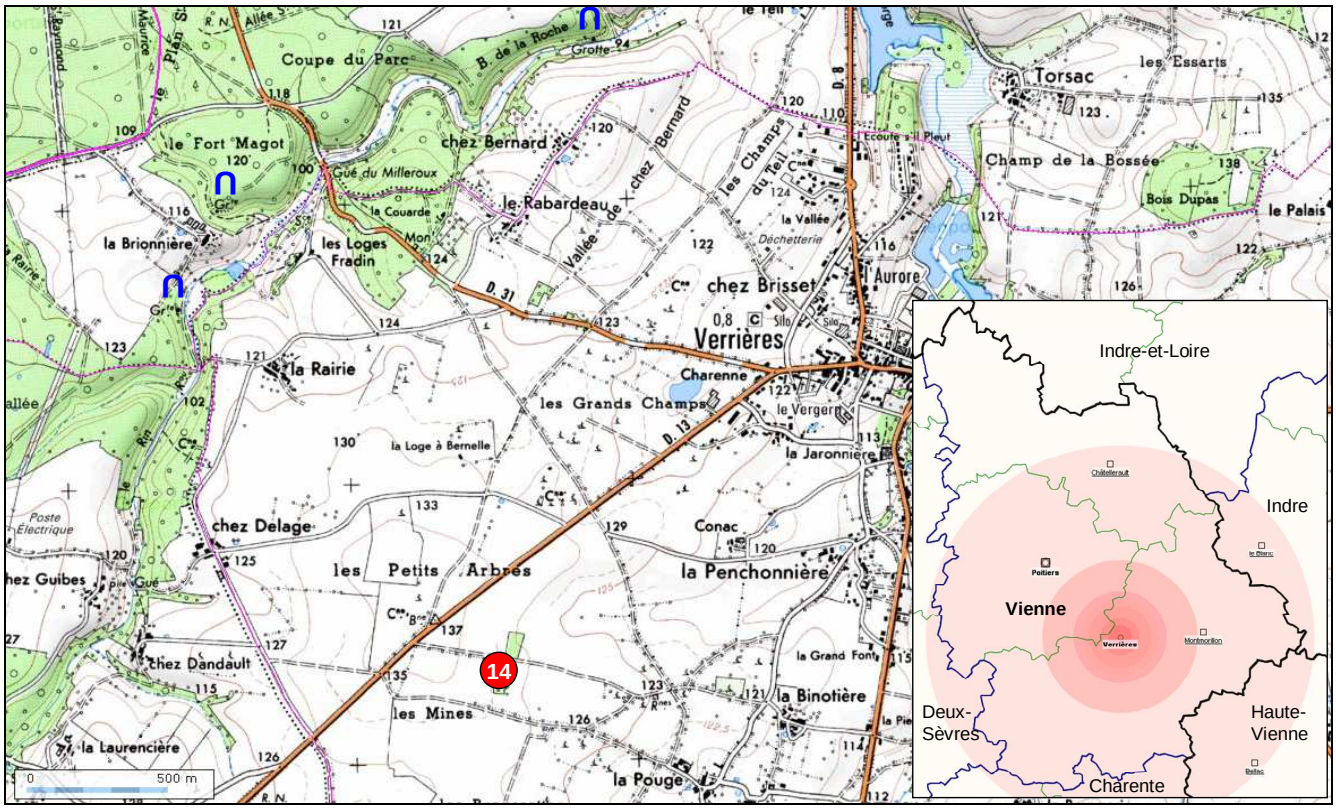


Fig. 5.56 : Minières de la Pouge (Verrières, Vienne) et phénomènes karstiques voisins – Légende : ∩ Grotte - (http://www.geoportail.fr)

Observations effectuées

Échantillon 6-1005/8 – Callot de pisolites

L'échantillon se présente sous la forme d'un callot très induré d'environ 20 cm pesant 8 kg. Il est composé de pisolites sphériques ou ovoïdes (taille comprise entre 0,2 et 1,5 mm) coalescents et cimentés par des oxydes de fer. De temps à autre, apparaissent en surface du callot, des fragments de chailles centimétriques de silex empâtés également dans les oxydes de fer.

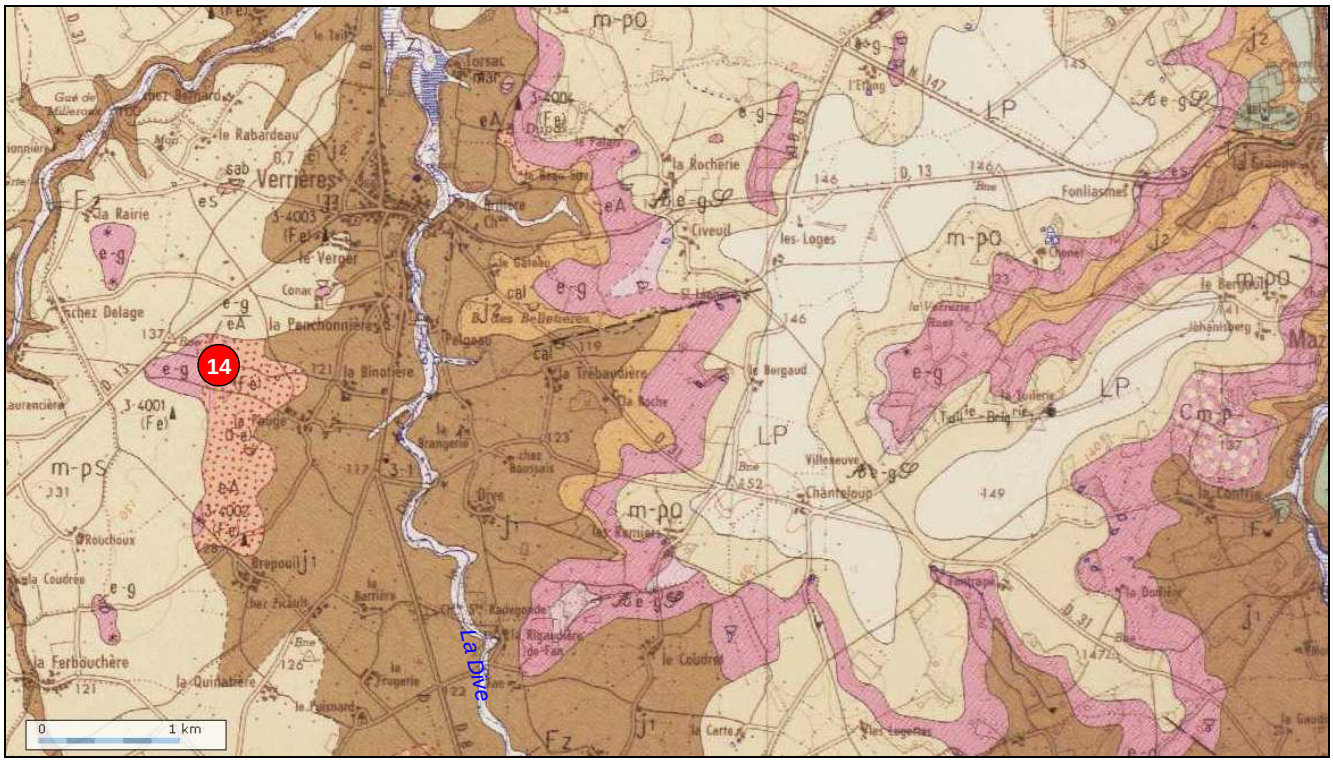


Fig. 5.57 : Carte géologique de la minière de la Pouge à Verrières (Feuille de Gençay, d'après Bourgueil *et al.*, 1987). Géologie : (j1) Bajocien (calcaires dolomitiques, "Calcaires sublithographiques" de Gouex), (j2) Bathonien (calcaires à oncolites et oolithes), (eA) Éocène (argiles à minerai de fer pisolitique), (eS) Éocène (sables argileux), (e-g) Éocène-Oligocène (calcaires blancs pulvérulents), (e-g) Oligocène (argiles à meulières), (m-pQ) Mio-Pliocène (formations détritiques des plateaux, faciès à galets de quartz), (LP) limons des plateaux, (Fw, Fx, Fz) formations alluviales, (Cm-p) colluvions alimentées par des formations mio-pliocènes des plateaux.

La découpe ne montre pas de silex en dehors de la surface ; quelques espaces interstitiels sont comblés par une argile sableuse de couleur rouge (code Munsell : 10 R 4/8).

L'examen microscopique ne permet pas de repérer de plasma sur la lame mince. Le squelette est constitué par deux générations de grains de quartz (photos 5.79 et 5.80) : d'une part, de petits grains (taille de 10 à 500 µ) de quartz de faible sphéricité, anguleux à subanguleux, parfois polycristallins, dispersés en grande densité principalement entre les pisolites et de manière moindre dans le cœur de ces derniers. D'autre part, des grains de plus grande taille (500 à 1200 µ), de même distribution mais à sphéricité moyenne, certains très émoussés, mono et poly-cristallins, parfois éclatés, présentant de nombreux golfes de corrosion (interaction eau-roche) et des fissures avec inclusions d'oxydes ou de sulfures (stylotithes d'oxydes de fer, baguette de rutile contemporaine de la précipitation du quartz ou berthiérite). Quelques grains de calcédonite (80 µ), à la structure caractéristique en rosette, sont visibles.

Les traits pédologiques sont représentés par des pisolites plus ou moins sphériques d'oxyde de gœthite. Ces pisolites sont extrêmement altérés et souvent incomplets. Ils présentent les faciès habituels déjà rencontrés : en premier lieu, des pisolites "vrais" sphériques ou ovoïdes (1 à 2 mm), à cortex multiples plus ou moins hydratés (couleur brun clair à brun foncé) quelques fois discordants. Le cœur est argilo-ferrugineux. Ils sont peu fréquents. En second lieu, des pisolites à cortex unique et/ou souvent discordant (rapport cortex / cœur : 1 à 2/10), avec un cœur également argilo-ferrugineux, parcouru de fentes radiales et/ou concentriques de dessiccation et qui contient quelques quartz. En troisième lieu, des conglomérats de pisolites curviformes (taille de 5 à 12 mm) réunissant plusieurs pisolites. Le cœur intègre de manière préférentielle des vestiges de pisolites éclatés ou des pisolites dont le cortex unique a pratiquement disparu. Un cortex unique et discontinu, aux formes contournées, enveloppe le tout. Les vides occupent les espaces interstitiels entre les pisolites non colonisés par les grains de quartz.

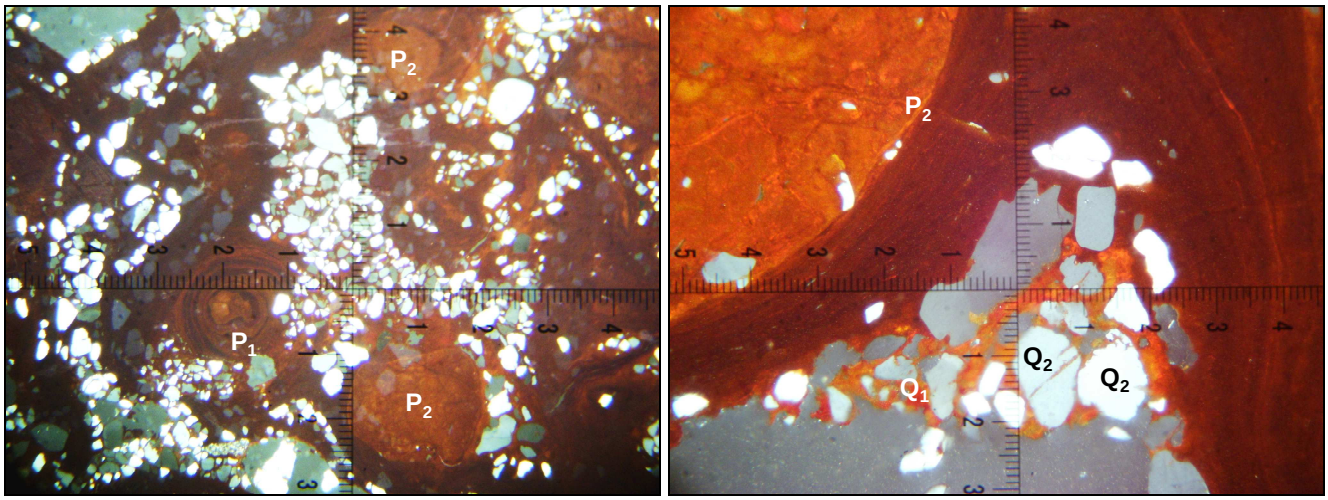


Photo 5.79 : Minières de la Pouge (Verrières, Vienne) / Échantillon 6-1005/8 – Ce cliché nous montre plusieurs pisolites incomplets réunis dans un conglomérat aux contours incertains : (P_1) pisolites "vrais", (P_2) pisolite à cortex unique. Remarquez l'importance des quartz qui ont envahi les espaces libérés par la destruction des pisolites - LPNA x8 (1 graduation = 125 µm) – (photo JPF, 2010)

Photo 5.80 : Minières de la Pouge (Verrières, Vienne) / Échantillon 6-1005/8 – Cette micrographie nous montre la différenciation des deux générations de grains de quartz : (Q_1) grains de quartz de petite taille, faible sphéricité, anguleux ; (Q_2) grains de quartz de plus grande taille à sphéricité plus marquée, subémoussés à émoussés, présentant des inclusions et des golfes de corrosion. La partie de la photo, en haut, à gauche, est occupée par un pisolite à cortex unique (P_2) - LPNA x40 (1 graduation = 25 µm) – (photo JPF, 2010)

5.5. SYNTHÈSES DES RÉSULTATS (Chapitre 5)

5.5.1 LES APPORTS DES ANALYSES CHIMIQUES ET MINÉRALOGIQUES

Analyses chimiques

Pour cette partie synthétique nous avons repris l1 analyses réalisées à partir des échantillons collectés sur le terrain.

Sur le panel retenu (tab. 5.26 et fig. 5.58 et 5.59), on observe que :

- La richesse en oxydes de fer varie selon la nature des minerais. Les callots de pisolites ont une teneur riche et constante en Fe_2O_3 (59,77 à 65,46 %) ; les pisolites libres sont également riches mais présentent une plus grande dispersion (de 31,24 à 64,46 %) ; pour les castillards (6-0824/1 et 2, de la grotte-minière de Chanteloup à Lunery), leur richesse dépend de la densité de pisolites, ici faible d'où une teneur correspondante (6,59 à 21,03 %) ; quant à la cuirasse du bois de Meillant, la teneur n'est pas représentative (une seule analyse réalisée). À noter que l'analyse chimique de l'échantillon 6-1002/7 de la carrière du Subdray, a été réalisée sur les pisolites ovoïdes présentant les dimensions les plus importantes (de 10 à 25 mm) afin de conforter l'opinion de Grossouvre (1886) : « *Plus les grains de minerai sont gros, moins ils sont réguliers et riches* ». De fait on observe une teneur en Fe_2O_3 de l'ordre 53 % alors que les autres échantillons présentent des teneurs comprises entre 62 et 66 %.

- La teneur en alumine montre des minerais moyennement à fortement bauxitisés (Al_2O_3 compris entre 7, 42 à 17,75 %,). Elle est très disparate. Les pisolites libres semblent d'avantage bauxitisés que les callots.

- En dehors des castillards de Lunery et de la cuirasse de Meillant, la teneur en silice présente une certaine constante, comprise entre 8,25 et 13,77 %, sans qu'il soit possible de dissocier les callots des pisolites libres.

- Concernant les rapports des deux dernières teneurs, il est intéressant de constater qu'en dehors de l'échantillon de la cuirasse, tous les échantillons présentent des valeurs K_i inférieures ou proches de 2, et corrélativement des rapports Si / Al, inférieurs ou proches de 1. Ces résultats confirment globalement une allitisation poussée et opérée sous des climats chauds et humides.

- Hormis les castillards de Lunery et deux échantillons de pisolites libres (6-1002/7 du Subdray et 10-0101/2 de Saint-Florent-sur-Cher), les teneurs en calcium sont généralement faibles (entre 0,03 à 1,12 %).

-De même, les teneurs des autres résidus alcalins (MgO, Na_2O, K_2O), à l'instar des autres ferricrètes, sont modiques du fait des actions de dissolution et du lessivage avec des teneurs comprises entre 0,03 et 1,72 %.

- Mis à par l'échantillon de 6-0823/1 de Pont-Chauvet à La Celle-Condé, les valeurs en P_2O_5 présentent des teneurs pauvres, comprises entre 0,12 et 0,48 %.

- Les teneurs des métalloïdes (MnO et TiO_2) ne sont pas significatives.

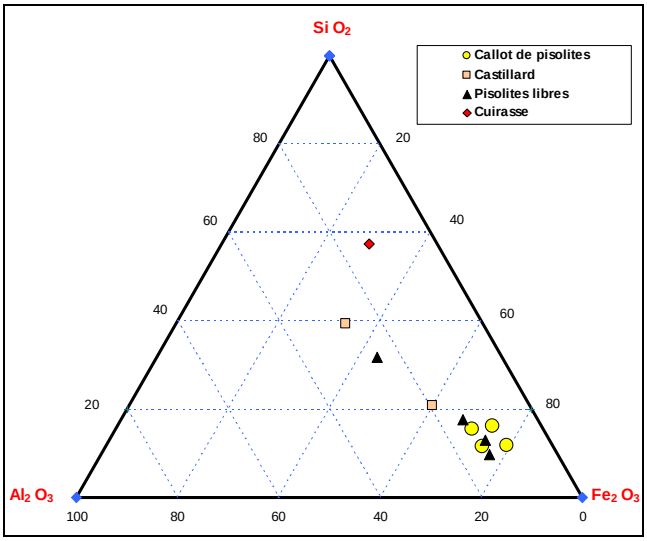
- Les pertes au feu révèlent des populations clairement identifiées : en premier lieu, celles des castillards qui présentent un taux de rétention très élevé (31,51 et 36,90 %). Ces valeurs nous conduisent à relativiser les autres teneurs exprimées et la pertinence des comparaisons avec les autres échantillons. En second lieu, en dehors de la cuirasse (6-0823/3 du bois de Meillant, à 9,32 %), les autres échantillons présentent des valeurs de perte au feu, assez élevées, comprises entre 13,62 et 17,16 %. Les pisolites libres sont globalement et naturellement plus hydratés que les callots.

- L'indice d'altération et de lessivage (tab. 5.27 et fig. 5.60) permet d'identifier une seule population (a) avec une valeur de l'indice Φ_{jp} comprise entre 0,048 et 0,1991.

Les échantillons de callots présentent une meilleure constante que les pisolites libres. Les résultats, pour ces échantillons, sont comparables avec les populations analysées des autres régions et, entre autres avec la plus fournie : celle du Pays-Haut (fig. 3.79, populations a et b).

Échantillon	Auteur	Type de minerais	Commune	Dpt	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5	PF	Total
6-0820/2	JPF	Callot de pisolites	Saint-Léomer (Les Chaumettes)	86	13,19	11,96	59,77	0,09	0,05	0,08	< L.D.	0,02	0,62	0,28	13,62	**99,68**
6-0823/1	JPF	Callot de pisolites	La Celle-Condé (Pont-Chauvet)	18	9,50	11,47	61,46	0,13	0,06	0,18	< L.D.	0,09	0,78	1,23	14,93	**99,82**
6-0823/3	JPF	Cuirasse	Saint-Amand-Montrond (Bois de Meillant)	18	51,84	12,24	26,28	0,02	0,07	0,03	< L.D.	0,26	0,63	0,15	9,32	**100,84**
6-0824/1	JPF	Castillard	Lunery (Grotte-minière de Chanteloup)	18	7,26	6,74	21,03	0,05	0,14	32,33	< L.D.	0,06	0,39	0,15	31,51	**99,66**
6-0824/2	JPF	Castillard	Lunery (Grotte-minière de Chanteloup)	18	7,75	5,33	6,59	0,02	0,22	42,17	< L.D.	0,14	0,30	0,12	36,90	**99,54**
6-0825/1	JPF	Pisolites libres	Lunery (Grotte-minière du Patouillet)	18	8,25	11,31	64,46	0,11	0,07	0,51	< L.D.	0,01	0,58	0,30	14,84	**100,43**
6-1002/3	JPF	Callot de pisolites	Le Subdray (Le Soubeau)	18	13,49	8,03	61,84	0,10	0,15	0,69	< L.D.	0,07	0,56	0,43	14,27	**99,62**
6-1002/5	JPF	Pisolites libres	Le Subdray (Le Soubeau)	18	10,84	10,71	62,53	0,13	0,11	0,24	< L.D.	0,04	0,56	0,28	14,00	**99,42**
6-1002/7	JPF	Pisolites libres	Le Subdray (Le Soubeau)	18	13,77	11,61	53,05	0,10	0,28	2,93	< L.D.	0,06	0,60	0,26	17,16	**99,82**
6-1002/10	JPF	Callot de pisolites	Le Subdray (Le Soubeau)	18	9,72	7,42	65,46	0,10	0,13	1,12	< L.D.	0,03	0,45	0,44	15,28	**100,14**
10-0102/2	JPF	Pisolites libres	Saint-Florent-sur-Cher (Le Fourneau)	18	22,64	17,75	31,24	0,07	0,15	10,53	0,04	0,28	0,99	0,19	14,70	**98,58**
Nota : les calcus statistiques sont éffectués uniquement sur les indurations ferrugineuses. Les échantillons autres, notamment les argiles en sont exclus			Médiane		10,84	11,31	59,77	0,10	0,13	0,69		0,06	0,58	0,28	14,84	
			Moyenne		15,30	10,41	46,70	0,08	0,13	8,26		0,10	0,59	0,35	17,87	
			Ecart type		12,87	3,42	21,21	0,04	0,07	14,82		0,09	0,19	0,31	8,38	
			Limite haute		51,84	17,75	65,46	0,13	0,28	42,17		0,28	0,99	1,23	36,90	
			Limite basse		7,26	5,33	6,59	0,02	0,05	0,03		0,01	0,30	0,12	9,32	
			Capabilité		0,58	0,61	0,46	0,47	0,54	0,47		0,48	0,62	0,60	0,55	

Tab. 5.26 : **Synthèse analyses chimiques de la Champagne berrichonne et du seuil du Poitou** (en bleu) - (JPF, 2010)



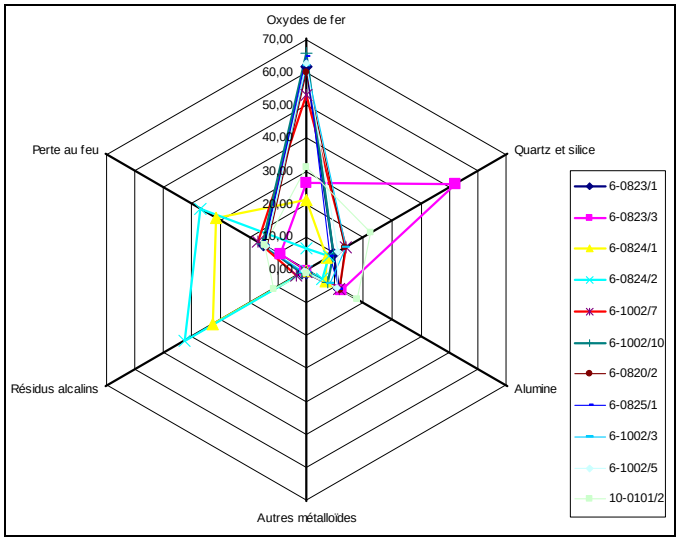


Fig. 5.58 : **Graphe ternaire des échantillons de l'ensemble des échantillons prélevés en Champagne berrichonne** - Ce graphe ternaire traduit les teneurs des 3 principaux éléments chimiques des altérites ferrugineuses (oxydes de fer, alumine et silice). Les résultats concernant les minerais pisolitiques confirment, à l'évidence, des signatures chimiques très proches - (JPF, 2010)

Fig. 5.59 : **Signature polymorphe des minerais de fer pisolitique de la Champagne berrichonne** – La représentation est étendue à un regroupement en 6 groupes représentatifs (oxydes et hydroxydes de fer, Quartz et silice combinée, alumine, autres métalloïdes, Résidus alcalins et Perte au feu) des 10 éléments chimiques principaux. Elle montre que la signature chimique des minerais s'étend également à l'ensemble des éléments - (JPF, 2010)

Analyses minéralogiques

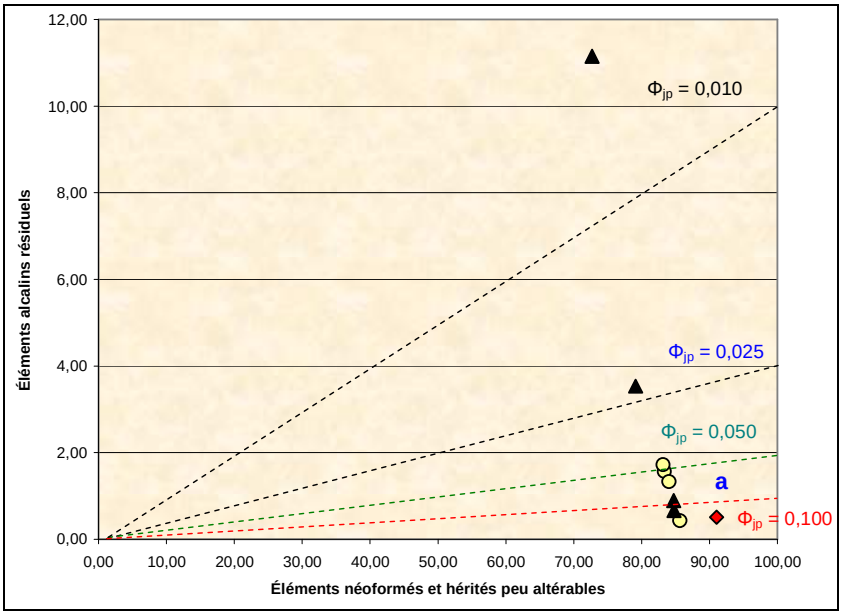
Le tableau (tab. 5.28) présente les résultats de 12 diffractométries RX : 3 strictement du remplissage argileux ou carbonaté (6-0824/4 de la grotte-minière de Chanteloup à Lunery, 6-1002/8 de la carrière du Subdray et 9-0102/3 de l'affleurement de la route de Saint-Caprais à Lunery) et 9 de minerais de fer de différents faciès (callot, castillard, pisolites libres, cuirasse).

Pour les minerais le minéral dominant est la gœthite présente dans tous les échantillons ; seuls 2 échantillons révèlent la présence d'hématite : il s'agit de la cuirasse du bois de Meillant (6-0823/3) et de manière unique sur un callot de pisolites récolté dans le calcrète de la carrière du Subdray (6-1002/2).

Le quartz est présent dans tous les échantillons sauf dans le castillard argileux du niveau inférieur de la grotte du Patouillet (6-0825/1). L'interprétation des minéraux argileux a été développée dans le chapitre consacré à l'interprétation du remplissage des grottes-minières de Chanteloup et du Patouillet (Lunery).

Les minéraux argileux comme l'illite et la kaolinite ne sont pas systématiquement présents ou décelables, mais l'évolution du front d'altération se trouve confirmée par la présence de kaolinite dans les échantillons prélevés dans la partie sommitale des gîtes (échantillons 6-0824/1 et 2 de la grotte-minière de Chanteloup ; échantillon 6-1002/3 de la carrière du Subdray).

Échantillon	Oxydes de fer + Silice + Alumine	Résidus alcalins	Indice Φ_{jp}
6-0820/2	85,63	0,43	**0,1991**
6-0823/1	83,33	1,56	**0,0533**
6-0823/3	91,01	0,51	**0,1795**
6-0824/1			
6-0824/2			
6-0825/1	84,70	0,89	**0,0947**
6-1002/3	84,02	1,33	**0,0630**
6-1002/5	84,76	0,67	**0,1273**
6-1002/7	79,12	3,54	**0,0224**
6-1002/10	83,15	1,72	**0,0484**
10-0102/2	72,69	11,15	**0,0065**



Tab. 5.27 et fig. 5.60 : **Indices d'altération et de lessivage de l'ensemble des minerais de fer de la Champagne berrichonne et du seuil du Poitou -** Les échantillons -0824/1 et 6-0824/2 (castillard) ont été neutralisés du fait de la substitution du plasma argileux par de la calcite néoformée. Pour le graphique. La légende utilisée est identique à la fig. 5.58 - (JPF, 2011)

Échantillon	Auteur	Type	Commune	Dpt	Albite	Alunite	Anatase	Calcite	Chamosite Chlorite	Dolomite	(Fluo)apatite	Goethite	Hématite	Illite	Kaolinite	Lépidocrocite	Microcline	Muscovite	Orthoclase	Quartz	Zircon
6-0820 / 2	JPF	Minerai (callot)	Saint-Léomer (Les Chaumettes)	86																	
6-0823 / 1	JPF	Minerai (callot)	La Celle-Condé (Pont-Chauvet)	18																	
6-0823 / 3	JPF	Cuirasse	Saint-Amand-Montrond (Bois de Meillant)	18																	
6-0824 / 1	JPF	Remplissage (castillard)	Lunery (Grotte de Chanteloup / Coupe 1 / Base unité IB)	18																	
6-0824 / 2	JPF	Remplissage (castillard)	Lunery (Grotte de Chanteloup / Coupe 1 / Sommet unité IB)	18																	
6-0824 / 4	JPF	Remplissage (calcite argileuse)	Lunery (1Grotte de Chanteloup / Coupe 2 / Unité IC2)	18																	
6-0825 / 1	JPF	Minerai (pisolite)	Lunery (Grotte du Patouillet)	18																	
6-1002 / 2	JPF	Minerai (callot) (Calcrète)	Le Subdray (Carrière du Soubeau / Point observation 4b)	18																	
6-1002 / 3	JPF	Minerai (callot)	Le Subdray (18) / Carrière du Soubeau (Point observation 2)	18																	
6-1002 / 7	JPF	Minerai (pisolite)	Le Subdray (18) / Carrière du Soubeau (Point observation 3)	18																	
6-1002 / 8	JPF	Remplissage (calcite)	Le Subdray (18) / Carrière du Soubeau (Point observation 3)	18																	
6-1002 / 10	JPF	Minerai (callot)	Le Subdray (18) / Carrière du Soubeau (Point observation 5)	18																	
9-0102 / 3	JPF	Argile	Lunery (route de Saint-Caprais)	18																	

Tab. 5.28 : **Synthèse minéralogique des diffractométries de la Champagne berrichonne** - (noir) indurations ferrugineuses, (gris) argiles (JPF, 2011)

5.5.2 TYPOLOGIE DES FORMATIONS FERRUGINEUSES ET DES MODELÉS KARSTIQUES

Typologie des faciès ferrugineux

Les données pétrographiques, chimiques et minéralogiques permettent de déterminer 6 types de minerais remaniés, caractérisés par une certaine homogénéité :

1) Les **pisolites libres**, sphériques, de taille millimétrique à centimétrique correspondant au stade ultime du démantèlement d'une cuirasse ferrugineuse.

On les rencontre, mêlés à des argiles, aussi bien dans les dépôts en place, en nids ou amas irréguliers (affleurement du Fourneau à Saint-Florent-sur-Cher ou de la route de Saint-Caprais) que remaniés dans les sites karstiques (Grottes-minières de Chanteloup et du Patouillet, carrière du Subdray, poches de la Celle-Condé ou de Ménetou-Couture, poches du Montmorillonais : La trimouille, Sillars ou Verrières). Le traitement des pisolites libres, avant enfournement ne nécessitait qu'une opération d'épuration au lavoir.

2) Les **callots de pisolites** qui sont une variante du type précédent ayant subi une phase ultérieure de remaniement et d'agglomération. Ils se rencontrent dans les mêmes sites que les pisolites libres, mais paraissent plus fréquents dans les sites karstiques. La taille des callots de pisolites s'étend de l'échelle décimétrique à métrique. Ils étaient particulièrement recherchés par les mineurs d'une part pour leur richesse plus élevée en oxydes de fer et d'autre part parce qu'ils étaient généralement dispensés des opérations de lavage. On les rencontre dans les mêmes sites que précédemment mais en plus forte densité et avec des volumes unitaires plus importants dans les sites karstiques.

3) Variante des deux types précédents, les pisolites libres ou agglomérés, élaborés à partir de fragments de pisolites brisés par les contraintes mécaniques liées au transport, constituent des **pisolites "régénérés"**. Ce type est bien illustré par l'échantillon 6-0520/2 des minières des Chaumettes à Saint-Léomer (photos 5.69 et 5.70).

4) Le **castillard**, autre variante du premier type. Il est caractéristique des sites karstiques (grottes-minières, poches, puits…) au contact du remplissage et du substratum calcaire. Le castillard ne pouvait être considéré comme minerai que dans la mesure où la densité en pisolites était élevée. De plus, avant enfournement, il convenait de lui faire subir plusieurs opérations : broyage au bocard et épuration au lavoir.

5) Les fragments d'une **cuirasse** ferralitique ou ferrugineuse résultant d'une l'altération du substratum jurassique ou crétacé ou encore du complexe détritique de la Brenne. On la rencontre dans le bassin tertiaire de Lignières (fig. 5.31), à Meillant (fig. 5.36) et à Mézières-en-Brenne (fig. 5.41 à 5.43, photo 5.59). Cette cuirasse ne peut être assimilée à celle de la Borne de Fer à Audun-le-Tiche : elle n'en présente pas les faciès d'évolution caractéristiques.

6) Les **grès ferrugineux continentaux** issus de l'altération des formations du Crétacé inférieur (Massay, Crézancy-en-Sancerre).

Typologie des modelés karstiques

Les modelés karstiques, tels que définis sur le site de Saint-Pancré, ont pu être observés sur nombre de sites. C'est ainsi que l'on a pu mettre en évidence (tab. 5.29) :

- Type ① : Des dolines de différents types (dolines en baquet, en entonnoir ou en cuvette, ouvala) et de taille variable ont été identifiées aux minières de bois Minon (Ménetou-Couture), de la carrière du Soubeau (Le Subdray), de Pont-Chauvet (La Celle-Condé), du bois de Meillant (Meillant), des Chaumettes (Saint-Léomer), des Fosses (Thollet), de la la Clairaudie (La Trimouille), des Ajoncs de Siouvre (Sillars) et de la Pouge (Verrières).

- Type ③ : Des paléoréseaux (grotte-minière) ou des puits, témoins d'une circulation dans le niveau de l'endokarst, ont été reconnus : grottes-minières de Chanteloup et du Patouillet à Lunery, puits aux carrières des Baguettes (Saint-Florent-sur-Cher) et du Soubeau (Le Subdray).

Dans le secteur étudié, il n'a pas été observé de ruelles comparables aux sites de Saint-Pancré ou de la Borne de Fer (type ②), ni de lapiaz (type ④).

Site	Dpt	N°	Altitude (m)	Type (tab. 5.30)	① Doline	② Ruelle	③ Paléoréseau	④ Lapiaz	Observations
Carrière de bois Minon / Ménetou-Couture	18	1	207	C	Ø (pdam) P (dam)				
Site des Buissons des Noirs / Crézancy-en-Sancerre	18	2	345	F					Modelés karstiques ténus ou non visibles
Grotte-minière de Chanteloup / Lunery	18	3a	142	B_2			P (dam) D (phm) S (pm) *		* Grotte-minière
Grotte-minière du Patouillet / Lunery	18	3b	142	B_2			P (dam) D (pm) S (pm) *		* Grotte-minière
Affleurement de la route de Saint-Caprais / Lunery	18	3c	150	F	Ø (pdam) P (pm)				Modelés karstiques ténus ou non visibles
Affleurement du Fourneau / Saint-Florent-sur-Cher	18	3d	130	C					Modelés karstiques ténus ou non visibles
Carrière des Baguettes / Saint-Florent-sur-Cher	18	3e	140	C			P (dam) S (m) *		* Puits
Carrière du Soubeau / Le Subdray	18	4a à 4e	143-148	C	Ø (pm) P (pm)		P (dam) S (m) *		* Puits
Minière de Pont-Chauvet / La Celle-Condé	18	5	162	C	Ø (pm) P (m)				
Minières du Bois de Meillant / Meillant	18	6	207	A_2	Ø (pm) P (m)				
Sites de la Chaumette et des Sentiers / Massay	18	7a et 7b	142-152	F					Modelés karstiques ténus ou non visibles
Site de la Maison Neuve / Mézières-en-Brenne	37	8	128	F					Modelés karstiques ténus ou non visibles
Site de Sainte-Thérèse / Vendœuvres	37	9	102	F					Modelés karstiques ténus ou non visibles
Minières des Chaumettes / Saint-Léomer	86	10	125	C	Ø (pdam) P (pm)				
Doline ennoyée des Fosses / Thollet	86	11	180	C	Ø (pm) P (m)				
Doline de la Clairaudie	86	12	146	C	Ø (pm) P (m)				
Carrière des Ajoncs de Siouvre / Sillars	86	13	118	C	Ø (pm) P (m)				
Minières de la Pouge / Verrières	86	14	132	C	Ø (dam) P (pm)				

Tab. 5.29 : Synthèse des modelés karstiques de la Champagne berrichonne au Montmorillonais. Légende : (Ø) diamètre, (P) profondeur, (L) longueur, (l) largeur, (m) métrique, (pm) plurimétrique, (dam) décamétrique, (pdam) pluridécamétrique, (hm) hectométrique, (phm) plurihectométrique – (JPF, 2012)

5.6 INTERPRÉTATIONS (Chapitre 5)

5.6.1 LES RELATIONS ENTRE LES FORMATIONS ET LA KARSTIFICATION

Les différentes observations réalisées tant sur (et sous) le terrain qu'en laboratoire nous permettent de proposer une genèse de l'évolution des minerais de fer sidérolithiques remaniés à l'intérieur des cavités karstiques comme dans les **grottes-minières de Chanteloup et du Patouillet**. Les calcaires oxfordiens puissamment karstifiés présentent des conduits plus ou moins anastomosés, tant sur le plan vertical (diaclases) qu'horizontal (joints de stratification) dans lesquels peut s'établir une circulation aquifère dont la compétence est fonction du gradient hydraulique, donc du niveau de base.

De même, dans les **minières du Bois Minon** à Ménetou-Couture, on observe une grande hétérogénéité des variations de faciès du remplissage tant latéralement que verticalement. À l'échelle du gîte, la fig. 5.08 montre tout d'abord une variation notable des argiles (entre 0,7 et 1,5 m). Ceci montre l'existence d'un lapiaz qui a servi de piège aux dépôts ferrugineux.

Dans le Montmorillonnais, les formes de subsurface de type lapiaz et dolines semblent dominer. Seule, la **carrière des Ajoncs de Siouvre** à Sillars offre une coupe représentative du remplissage. La photo 5.73 nous montre une cuirasse ferrugineuse métrique affaissée au centre de la doline, surmontant une formation sableuse de plusieurs mètres d'épaisseur.

Dans la **carrière du Soubeau** au Subdray, située sur le plateau entre les vallées du Cher et de l'Auron, la karstification affecte le front de taille nord sur environ 25 mètres. C'est ainsi que l'on peut observer : un lapiaz à la surface supérieure des calcaires continentaux paléogènes qui comportent également de nombreux entonnoirs ou poches (points d'observation 4c et 4d, fig. 5.24), des grottes, des conduits subverticaux, parois de méandres perforant le calcrète et les calcaires jurassiques oxfordiens. Un sondage a rencontré des phénomènes karstiques jusqu'à la cote 106,87 m (Giot *et al*., 2001) soit 11 mètres au-dessous du niveau d'exploitation actuel le plus bas et 18 m sous le talweg du Cher à Lunery.

Il est difficile de préciser le type de façonnement des cavités (régime noyé ou vadose) dans la mesure où le substrat calcaire n'est que rarement observable et lorsqu'il l'est, il est profondément altéré par le remplissage rendant impossible la mise en évidence de microformes représentatives. Toutefois, la topographie des rares cavités accessibles (grotte-minière de Chanteloup, fig.5.18) plaide pour un façonnement en régime vadose et suggère une karstification ancienne.

Dans le sud du Bassin parisien, d'autres paléokarsts ont été mis en évidence, c'est le cas sous la formation des Sables et des grès de Brenne datée du Cuisien (Rasplus *et al.*, 1989a) où l'épaisseur des sédiments a révélé, au nord de Migné (Indre) une poche de 88 m dans le Jurassique (Rasplus *et al.*, 1989b). De même, apparaissent dans la vallée de la Combre Noire, au sud de Nuret-le-Ferron (Indre) des pointements calcaires laissés en relief par l'érosion karstique anté-éocène (Rasplus *et al.*, 1989b). À noter également, dans la région de Migné, des paléoreliefs de toutes tailles, en forte densité, fossilisés par des sables paléogènes.

Toutefois, il est à noter qu'une karstification d'âge quaternaire existe comme en bordure du bassin de Lignières. La **minière de Pont-Chauvet** à La Celle-Condé est située sur la bordure sud-ouest de la Champagne berrichonne où affleurent les calcaires jurassiques, au contact des formations tertiaires éocènes à oligocènes, d'âges priabonien et stampien du bassin lacustre de Lignières. Cette position dominante par rapport au bassin a facilité la genèse du karst avec un exutoire possible au centre du bassin (fig. 5.33). Il est intéressant de constater la distribution préférentielle à la périphérie nord du bassin de Lignières, des sites à argiles à minerai de fer pisolitique, surmontant les calcaires du Dogger qui bordent la rive nord et est de ce bassin alors qu'au sud, les altérites recouvrent les assises du Lias caractérisant le Boischaut Sud (Lablanche *et al.*, 1994).

Il est permis de supposer que la dépression inhérente (au moins 35 m dans le bassin) a favorisé le creusement du karst toujours actif sur le site : un effondrement s'est produit en 1976 au voisinage (LIIe. 590.582-2198.481-159 m) et son comblement a nécessité une centaine de tonnes de remblais (témoignage oral de Manssens A., propriétaire). Une seconde dépression dite "Trou du Veau" (LIIe. 590.457-2198.396-159 m) est toujours visible.

Il est également possible d'établir une corrélation entre la nature des dépôts (cuirasse *in situ* ou démantelée), et l'environnement dans lequel ils se trouvent (tab. 5.30 et fig. 5.61) :

- Type A_2 : encroûtement ferrugineux. Ce terme convient d'avantage que celui de "cuirasse" pour désigner la formation ferrugineuse du bois de Meillant.

- Type B_2 : éléments ferrugineux de type pisolitique piégés dans l'endokarst dans des galeries et réseaux (grotte-minière).

- Type C : éléments ferrugineux de type pisolitique, soit piégés dans un karst de moindre développement (doline et puits) à la surface des plateaux d'érosion du Dogger ou du Malm.

- Type F : formations ferrugineuses *in situ*, de faciès variés (type "pseudo-cuirasse", grès ferrugineux ou pisolites) résultant d'une altération plus ou moins poussée des formations en place.

Site	Dpt	N°	Altitude (m)	Type	Environnement karstique
Carrière de bois Minon / Ménetou-Couture	18	1	207	C	Dépôt dans le karst sur les plateaux d'érosion
Site des Buissons des Noirs / Crézancy-en-Sancerre	18	2	345	F	Dépôt en place
Grotte-minière de Chanteloup / Lunery	18	3a	142	B_2	Dépôt dans l'endokarst (grotte-minière)
Grotte-minière du Patouillet / Lunery	18	3b	142	B_2	Dépôt dans l'endokarst (grotte-minière)
Affleurement de la route de Saint-Caprais / Lunery	18	3c	150	F	Dépôt en place
Affleurement du Fourneau / Saint-Florent-sur-Cher	18	3d	130	C	Dépôt dans le karst sur les plateaux d'érosion
Carrière des Baguettes / Saint-Florent-sur-Cher	18	3e	140	C	Dépôt dans le karst sur les plateaux d'érosion
Carrière du Soubeau / Le Subdray	18	4a à 4e	143-148	C	Dépôt dans le karst sur les plateaux d'érosion
Minière de Pont-Chauvet / La Celle-Condé	18	5	162	C	Dépôt dans le karst sur les plateaux d'érosion
Minières du Bois de Meillant / Meillant	18	6	207	A_2	Pseudo-cuirasse ou encroûtement ferrugineux ?
Sites de la Chaumette et des Sentiers / Massay	18	7a et 7b	142-152	F	Dépôt en place
Site de la Maison Neuve / Mézières-en-Brenne	37	8	128	F	Dépôt en place
Site de Sainte-Thérèse / Vendœuvres	37	9	102	F	Dépôt en place
Minières des Chaumettes / Saint-Léomer	86	10	125	C	Dépôt dans le karst sur les plateaux d'érosion
Doline ennoyée des Fosses / Thollet	86	11	180	C	Dépôt dans le karst sur les plateaux d'érosion
Doline de la Clairaudie	86	12	146	C	Dépôt dans le karst sur les plateaux d'érosion
Carrière des Ajoncs de Siouvre / Sillars	86	13	118	C	Dépôt dans le karst sur les plateaux d'érosion
Minières de la Pouge / Verrières	86	14	132	C	Dépôt dans le karst sur les plateaux d'érosion

Tab. 5.30 : Relation entre les dépôts ferrugineux et le karst, de la Champagne berrichonne au Montmorillonais. Le tableau reprend d'est en ouest, site par site, le type ou la nature du dépôt et l'environnement karstique dans lequel ils se trouvent – (JPF, 2012)

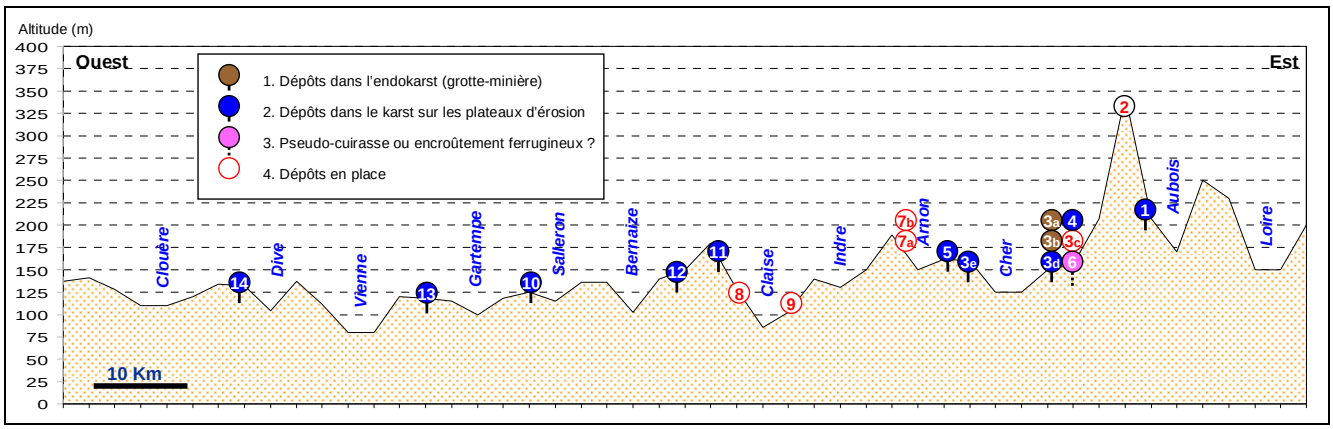


Fig. 5.61 : Coupe théorique projetée du Montmorillonais à la Champagne berrichonne. La coupe est établie d'ouest en est. Sont repris les sites étudiés avec l'altitude confrontée au type de dépôt - (JPF, 2012)

5.6.2 L'ÉVOLUTION DES FORMATIONS FERRUGINEUSES

Les dépôts ferrugineux sont constitués d'une part de formations *in situ* : cuirasse ferrugineuse de Brenne et grès ferrugineux (Massay, Crézancy-en-Sancerre), et de dépôts remaniés principalement dans le karst.

Le cuirassement ferrugineux de la Brenne

Sur la formation de Brenne, il existe des cuirasses ferrugineuses *in situ*, comme à **La Maison Neuve à Mézières-en Brenne.** Ce cuirassement en position sommitale qui peut être rapportée à une période de ferralitisation, comme en témoignent la grande dureté, couleur rouge brique ; indigence et forte altération des grains de quartz primaires ; prédominance des minéraux secondaires avec notamment néoformation de calcédonite ; et enfin grande variabilité des évolutions latéralement et verticalement.

Ces observations plaident en faveur de l'élaboration d'un sol ferrugineux tropical avec libération du fer des smectites lors de leur destruction, oxydation et lessivage des métaux et alcalins. L'évolution postérieure est limitée à une induration siliceuse.

Le parallèle du gîte de La Maison Neuve de Mézières-en Brenne avec le gîte de la carrière des Linières décrite par Rasplus (1978) autorise une interprétation identique : les dispositions microstructurales des matériaux indiquent des dépôts finement laminés ayant subi une évolution postérieure à leur mise en place qui s'exprime principalement par la corrosion, voire la disparition des grains de quartz, une oxydation de la matrice, une recristallisation de la silice sous forme de calcédonite, ainsi que de multiples déformations et tassements. La matrice argilo-ferrugineuse de ces faciès rubéfiés possède une faible teneur en Fe_2O_3 (3 à 18 %, Rasplus, 1978).

Ainsi, la cuirasse de Brenne, qui s'est développée sur des sables éocènes, peut être rapportée à la période de ferralitisation paléogène (ou « sidérolitique »). Elle fournit ainsi un point de repère aux autres formations étudiées.

Ces cuirasses ferrugineuses cohabitent avec des sites d'Argiles à pisolites ferrugineux (Nuret-le-Ferron) dont la disposition ainsi que la composition chimique et minéralogique se rapprochent des gîtes de la Champagne berrichonne (Rasplus *et al.*, 1989b).

Les grès ferrugineux néocomiens.

Les grès crétacés des marges nord de la Champagne berrichonne ont été soumis, lors des épisodes climatiques chauds et humides, à des processus d'altération et de ferruginisation. Les zones d'affleurement des terrains barrémiens et albiens ont été fortement affectées, sur une épaisseur variable, par une altération ferrugineuse, témoin de la phase de cuirassement intervenue au cours de l'Éocène (Debrand-Passard *et al.*, 1978).

Sur les **sites de Chaumette et des Sentiers** à Massay, Les lames minces montrent différents aspects de l'évolution d'une altération ferrugineuse. Nous avons affaire ici à une accumulation absolue qui se caractérise par des cristallisations en milieu saturé de nappe. Dans le premier échantillon, la régularité et l'homogénéité autour des pores évoquent une précipitation du fer dans ce contexte. L'origine du fer reste incertaine.

Aux Buissons des Noirs à Crézancy-en-Sancerre, les grès ferrugineux barrémiens montrent une altération ferrugineuse nettement plus développée que dans les échantillons de l'étage albien de Massay. L'importance de la destruction du squelette témoigne de l'intensité de l'altération. Nous avons également affaire ici à une accumulation absolue qui se caractérise par des cristallisations en milieu saturé de nappe.

Le karst sous-jacent, dont le gradient hydraulique a été favorisé par le soulèvement consécutif à la faille de Sancerre, a contribué à favoriser la pénétration des fluides et à accentuer le caractère de l'altération.

Indépendamment de leur âge, les faciès de ces grès ferrugineux que nous avons observés, présentent des caractères tout à fait similaires et résultent d'un processus d'accumulation absolue. C'est ainsi que nous avons récolté et examiné des échantillons, d'âge albien ou barrémien (Massay dans le Boischaut Nord et Crézancy dans le Sancerrois), d'âge néocomien (Amblimont en rive droite de la Meuse) et d'âge sinémurien en Lorraine belge (Fizaine, 2005).

L'empreinte des remaniements successifs des dépôts ferrugineux

Dans tous les autres sites, les remplissages ferrugineux sont constitués par des différents dépôts contenant une plus ou moins forte densité de pisolites.

L'examen de la densité et de la morphologie des pisolites peut apporter un éclairage sur les conditions de dépôt et de remaniement. Ainsi à la **grotte-minière de Chanteloup** :

- Les unités supérieures sont peu puissantes (de l'ordre du mètre) et la densité en pisolites est faible, voire nulle. La densité en pisolites, donc la richesse de la terre à mine, s'accroît corrélativement à la profondeur.

- Au sommet du remplissage, les pisolites présentent des formes majoritairement sphériques. On peut observer quelques débris de cortex éclatés sans lien de complémentarité avec les pisolites proches : cela suppose l'existence d'un remaniement antérieur modéré.

- Dans la partie la plus basse actuellement accessible (grotte du Patouillet) ont pu être observés des callots (photo 5.24) ainsi que des conglomérats de pisolites (photo 5.28). Cette dernière forme témoigne d'une évolution *in situ* du remplissage où des oxydes de fer ont pu être remobilisés, pour permettre l'accrétion d'un nouveau cortex réunissant un amas de pisolites coalescents.

On peut également en déduire que les contraintes mécaniques du remaniement ont été faibles (pisolites bien sphériques, entières…) et que les actions chimiques se sont effectuées de manière régulière (progression continue et diffuse de la substitution de l'argile et de la calcite du haut vers le bas).

A contrario, les remplissages des sites aériens, non scellés des dépressions karstiques affectant les calcaires lacustres, du fait de la proximité de la surface, vont être confrontés plus directement aux aléas climatiques, notamment par les apports hydriques directs et plus importants qui vont amplifier les processus de substitution.

Une évolution plus complexe peut être mise en évidence aux **minières des Chaumettes** à Saint-Léomer, où les pisolites ont un cœur constitué d'un cortex brisé. En outre, ces derniers sont marqués par un développement cortical sous forme de ponts qui joignent et englobent les pisolites et d'accrétions successives qui remplissent les vides (photos 5.65 et 5.66).

Ce processus implique une genèse polyphasée dont les étapes pourraient être les suivantes :

1) Une première génération de pisolites de faciès habituels (pisolites "vrais" à cortex multiples et pisolites à cortex unique libres ou agglomérés) s'est formée aux dépens d'une ferricrète.

2) Des processus chimiques et mécaniques conduisent à la destruction des pisolites : les parties les moins résistantes (cœur, cortex unique, pisolites de petite taille) sont éliminées. Ne subsistent que les fragments de cortex multiples des pisolites de grande taille (la faible courbure des fractions préservées l'atteste).

3) Les paramètres du nouveau milieu favorisent une migration des oxydes de fer qui précipitent autour des vestiges de pisolites. On suppose des mobilisations et concentrations importantes du fer, eu égard à la vigueur du développement des nouvelles accrétions autour des fragments de pisolites et dans les vides.

Le faciès des micro-pisolites de la **doline de la Clairauderie** à La Trimouille est à rapprocher de celui du gîte voisin de Saint-Léomer, sur le plateau en rive gauche de la Benaize. Toutefois, on n'y rencontre pas les pisolites de plus grande taille avec un cœur constitué d'un cortex brisé qui fait la caractéristique de ce dernier site et laisse supposer une genèse polyphasée bien marquée. Ici les migrations du fer se limitent à la zone de contact entre les pisolites avec l'amalgame au niveau de la surface de contact des cortex externes tandis que dans une phase ultérieure les précipitations du fer mobilisé s'opèrent dans les vides par la construction d'accrétions successives.

Il en est de même pour les pisolites de la **doline ennoyée des Fosses** à Thollet où l'examen des pisolites avellanaires atypiques permet de conforter des processus polyphasés (photos 5.67 à 5.70) :

1) À l'origine, une altération génère un cuirassement dont le démantèlement donne une première génération de pisolites de faciès habituels.

2) L'altération se poursuit, le fer continue à être mobilisé et sa précipitation favorise la formation de petits conglomérats de pisolites.

3) Ces conglomérats sont soumis à un transport de type gravitaire entraînant des interactions entre les conglomérats de pisolites qui vont émousser leur enveloppe et raboter les saillies que forment les pisolites disposés à la périphérie (photo 5.69).

4) À l'issue de ce transport, on assiste à la consolidation tardive des argiles marmorisées par de la silice amorphe emprisonnant les pisolites érodés et les grains de quartz détritiques. L'altération, matérialisée par des illuviations d'oxydes de fer, se poursuit de manière moins agressive. Il est vraisemblable que la silice provienne de l'altération des calcaires jurassiques.

Aux **minières de la Pouge à Verrières**, l'état de dégradation des pisolites (débris de pisolites éclatés ou vestiges dont le cortex a disparu, reconsolidation sous forme de conglomérat, reprécipitation du fer…) laisse supposer des processus d'altération et de transport prononcé. La proximité de la vallée de la Vienne dont la Dive est un affluent, la présence attestée d'un karst quaternaire dont le gradient est activé par l'enfoncement du niveau de base (30 mètres actuellement) ont sans doute favorisé les écoulements gravitaires.

La présence de plusieurs types de grains de quartz

Les analyses permettent de mettre en évidence plusieurs types de grains de quartz dans les trois sites des minières de Bois Minon à Ménetou-Couture (échantillon 6-1003/1) sur la rive gauche du fossé de la Loire, de la carrière des Ajoncs de Siouvre à Sillars (échantillon 6-0821/2a), située en rive droite de la Vienne, et des minières de la Pouge à Verrières (échantillon 6-1005/8).

Aux **minières de Bois Minon** à Ménetou-Couture**,** dans l'échantillon récolté (6-1003/1) on observe la présence de grains de quartz roulés non altérés (250 à 750 µm) incorporés ou non dans les pisolites et des grains détritiques anguleux plus petits (10 à 15 µm)

Il en est de même à la **carrière des Ajoncs de Siouvre** à Sillars, située en rive droite de la Vienne, où la lame mince d'un callot de pisolites (échantillon 6-0821/2a) montre des grains de quartz émoussés, à l'intérieur des pisolites et dans les espaces interstitiels. Ces grains présentent des faciès attestant une origine fluviatile, mais moins prononcée que pour le site cité précédemment.

Il en est de même aux **minières de la Pouge** à Verrières où l'observation à la binoculaire, révèle la présence de gros grains de quartz émoussés à l'intérieur des pisolites et dans les espaces interstitiels.

Cet apport de grains de quartz roulés implique une décharge détritique issue du Massif central, antérieurement à la formation des faciès de pisolites associés aux grains de quartz grossiers et aux callots dans lesquels se trouvent ces derniers. De même, le caractère ténu de la présence de plasma dans les vides, laisse supposer un lessivage des argiles ou de la calcite des espaces interstitiels.

Ces éléments relatifs à l'association des pisolites et des grains de quartz émoussés plaident pour une genèse *in situ* de minerais pisolitiques des sites évoqués (Ménetou-Couture, Sillars et Verrières). Cette hypothèse est corroborée par les auteurs des cartes géologiques de Montmorillon (Joubert *et al.*, 1992) et Gençay (Bourgueil *et al.*, 1987), qui confirment également l'hypothèse d'une genèse des minerais de fer due à des phénomènes pédologiques et de lessivage des formations détritiques sous-jacentes et qui s'est opérée *in situ.*

5.6.3 LE PROCESSUS DE SUBSTITUTION ARGILE/CALCITE À L'INTÉRIEUR DES REMPLISSAGES

Le remplissage initial, issu du remaniement de dépôts *in situ* est constitué d'une argile ocreuse dans laquelle sont empâtés les grains de minerai de fer ainsi que nous l'avons observé à la Celle-Condé ou encore à la carrière du Soubeau au Subdray (voir chapitre correspondant).

Les circulations aquifères, au contact du remplissage constitué d'argile et de pisolites de gœthite, imbibent les feuillets d'argile sur une longueur d'ordre décimétrique. Des phases, alternant sécheresse et humidité, provoquent des mouvements de gonflement et de rétractation dont les conséquences restent acquises notamment autour des pisolites où des vides substantiels (500 µm à 2 mm) se forment. À l'intérieur de ces vides, le bicarbonate de calcium va pouvoir précipiter, du fait de l'importance de l'espace disponible, sous forme de méga-cristaux de calcite (de 100 µm à plus de 1000 µm).

Dans un second stade se sont formés les cristaux prismatiques orientés radialement (tensions ?). Puis au fur et à mesure de l'abaissement du niveau de base accompagné de modifications climatiques, les circulations aquifères ont pu petit à petit évacuer l'argile.

À l'intérieur des espaces minuscules ainsi libérés, la calcite a précipité sous forme de micro-cristaux (de 20 à 100 µm). Ce remplacement de l'argile par la calcite va s'effectuer progressivement, de haut en bas. À cet égard, nous avons repositionné les observations effectuées sur les échantillons prélevés dans une séquence verticale (fig. 5.62). De haut en bas, se succèdent :

- L'échantillon 6-0824/4 (grotte de Chanteloup, coupe n° 2, unité [C], sous-unité [2]) se présente sous forme d'un conglomérat alternant zébrures d'oxydes de fer et lits d'argiles ferrugineuses, totalement dépourvus de pisolites, cimentés par de la calcite.

- L'échantillon 6-0824/2 (grotte de Chanteloup, coupe n° 1, sommet unité [B]). C'est un castillard, pauvre en pisolites, à ciment carbonaté.

- L'échantillon 6-0824/1 (grotte de Chanteloup, coupe n° 1, base unité [B]). Cet échantillon est de même nature que l'échantillon 6-0824/2 mais possède une densité en pisolites plus importante.

- L'échantillon 6-0824/3 (grotte de Chanteloup, coupe n° 2, unité [A]). Cet échantillon se différencie du précédent par la nature du ciment qui devient moins argileux.

- L'échantillon 6-0825/1 (grotte du Patouillet) représente le niveau le plus bas accessible topographiquement. C'est un castillard, avec une forte densité en pisolites, à ciment très argileux.

L'examen attentif du ciment des lames minces confirme la substitution progressive de l'argile par la calcite. C'est ainsi que dans l'échantillon situé au sommet (6-0824/2), soit au stade le plus évolué, la totalité du ciment est composée de cristaux de calcite alors que dans le plus bas (6-0825/1), la calcite ne colonise que les espaces autour des pisolites (et encore pas tous) et les veinules parcourant le ciment argileux qui ennoie la totalité de l'espace interstitiel entre les pisolites.

De même, on peut supposer que cette évolution ne s'est pas faite de manière régulière et qu'il a pu y avoir au moins une interruption longue du processus : ceci permettrait d'expliquer la différenciation nette observée dans la coupe n° 1 (fig. 5.19) entre la série (B) pauvre en pisolites à ciment de calcite (de couleur blanche) et l'unité située en dessous (A), plus riche en pisolites avec un ciment (de couleur ocre) où domine encore l'argile.

À noter le cas spécifique de la sous-unité (2), au cœur et au sommet du remplissage, où le remplacement de l'argile par la calcite est réalisé de manière plus grossière, comme inachevé, et où subsistent des petites plages argileuses. Cette organisation est à rapprocher des observations réalisées dans la coupe d'une poche karstique jouxtant l'entrée de la grotte du Patouillet (photos 5.81 et 5.82).

Les analyses chimiques et diffractométriques confirment cette évolution de la proportion de la calcite au profit des minéraux argileux (chamosite, illite, kaolinite) dont la différenciation serait utile :

- la kaolinite est uniquement présente dans la zone à faible densité de pisolites et à ciment composé pour une part notable de calcite. De même apparaît dans cette zone l'illite que l'on retrouve dans la zone à ciment majoritairement argileux ;

- la chamosite n'est observée que dans les zones extrêmes (basse et haute).

- les gisements en place (non remaniés) en surface présentent un nombre de minéraux argileux beaucoup plus diversifiés.

- À noter également que la muscovite n'a été décelée que dans la croûte sommitale (unité [C], sous-unité [2]), où les pisolites ont disparu ou n'ont jamais été présents.

Seule l'observation souterraine ou en carrière (voir chapitre consacré au site du Subdray), permet, de nos jours, d'observer et de conforter ces hypothèses. Les lieux encore accessibles sont rares. Toutefois, jouxtant l'entrée de la grotte du Patouillet, une petite poche karstique a été conservée car elle n'a pas fait l'objet d'une exploitation. Cette poche karstique illustre les migrations de la calcite et des argiles des remplissages sidérolithiques (photos 5.81 et 5.82).

En effet, dans les dépôts aériens *in situ* (photos 5.29 et 5.30, tab. 5.08 et 5.09), la configuration du minerai, concentré en amas lenticulaires ou en nids irréguliers dans les nappes d'argile recouvrant les calcaires jurassiques ou les calcaires lacustres tertiaires, diffère des sites karstiques. D'une part, le contact du remplissage avec le calcaire, n'est possible que dans sa partie inférieure et d'autre part, il ne peut être que modestement affecté par les circulations aquifères sursaturées en bicarbonate de calcium, celui-ci ne pouvant se substituer aux argiles que de manière très résiduelle.

La genèse du castillard est donc tributaire de la présence du karst. L'abaissement du niveau de base contrôle cette évolution et permet d'en observer l'étagement.

À noter la similitude en termes de position mais surtout d'organisation de la succession des lits de calcite et d'argile, comparable, mais à plus grande échelle, avec celle décrite pour la coupe n° 2 de la grotte-minière de Chanteloup (unité (C), sous-unité (2), fig. 5.20).

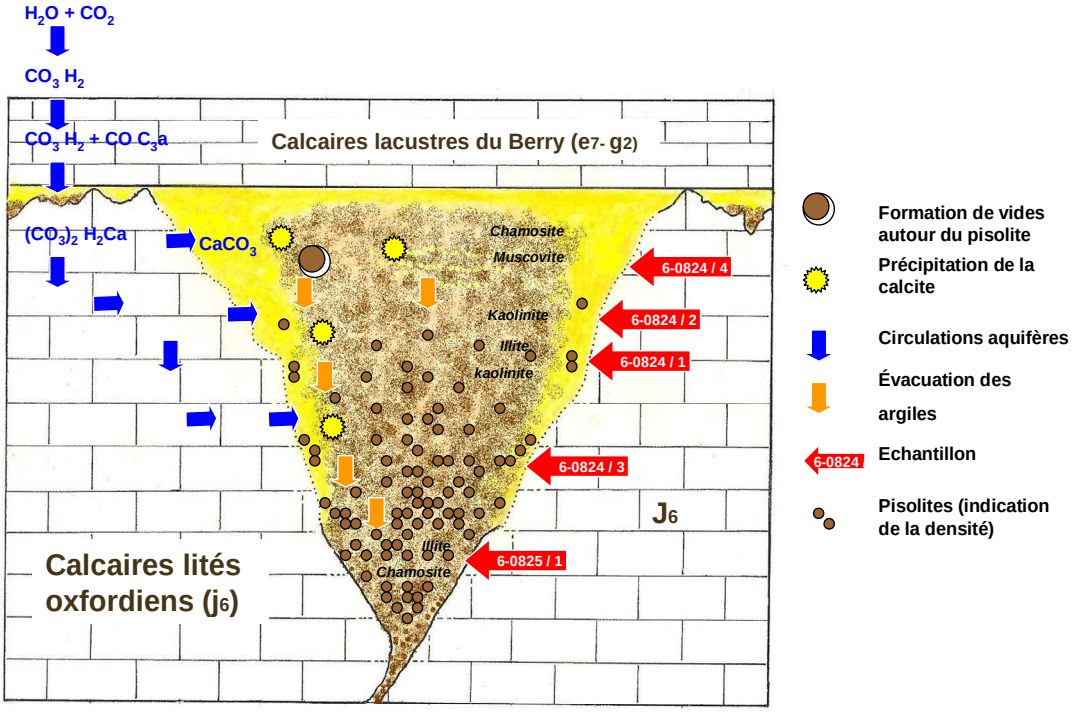


Fig. 5.62 : Synthèse des itinéraires géochimiques et de la genèse d'évolution d'un remplissage karstique de minerai de fer sidérolithique – Exemples comparés des grottes minières de Chanteloup et du Patouillet - (JPF, 2010)

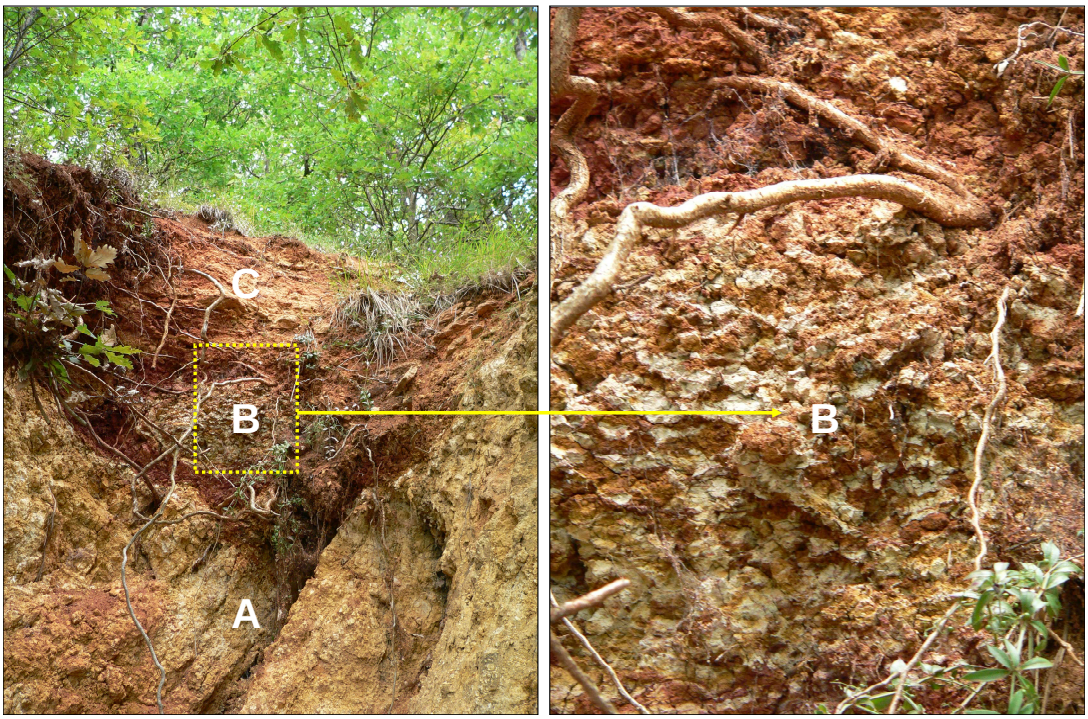


Photo 5.81 : Poche karstique du Patouillet (Lunery, Cher) - Le remplissage s'individualise en zones distinctes : (A) Formant une sorte de doline avec un drain de vidange, apparaît en jaune, un réceptacle massif d'un castillard étroitement associé aux calcaires encaissants et dont il épouse le vide karstique, (B) au centre de la photo et à la base et d'une masse argileuse rougeâtre de forme conique, s'est formé un noyau important de calcite encore veiné des argiles auxquelles il s'est substitué (détail photo 5.82), (A) au sommet, de couleur rouge, une argile très pure et stérile (argile dépourvue de minerai que les mineurs nommaient conroi) —- (Photo JPF, 2006)

Photo 5.82 : Détail du dépôt de calcite néoformée de la poche karstique du Patouillet (Lunery, Cher) – Cet agrégat résulte de l'évacuation de l'argile d'une partie de la poche et de la précipitation en lieu et place de la calcite sous forme de micro-cristaux. Les veines de calcite présentent une organisation litée, bien que déformée par les mouvements de matières, reflétant la disposition initiale des feuillets d'argile. Les circulations aquifères très lentes et en intra-remplissage, ont été rendues possibles par les apports latéraux des calcaires et leur évacuation par le drain (fonctionnement en doline et suffosion) - (Photo JPF, 2006)

5.6.4 L'ÉVOLUTION DU REMPLISSAGE AVEC LE CREUSEMENT DES VALLÉES

Un certain nombre de sites permettent de mettre en évidence le rôle du creusement des vallées du bassin de la Loire (Minières de Bois Minon à Ménetou-Couture, Carrière des Ajoncs de Siouvre à Sillars, minières de la Pouge à Verrières…)**.**

Ainsi, le remplissage de la **grotte-minière de Chanteloup** est susceptible de constituer l'un des témoins de l'enregistrement du processus d'enfoncement de la vallée du Cher. Les différentes unités de la coupe n° 1 (fig. 5.19) permettent d'identifier 3 niveaux aquifères successifs d'enfoncement du Cher (fig. 5.63) correspondant à des pauses liées vraisemblablement à des épisodes glaciaires où les écoulements, donc le processus de creusement, pouvaient être totalement stoppés. Les épisodes en sont les suivants :

- Niveau aquifère 1 : se développant sur 10 cm, il correspond à l'unité IC2 où s'est opérée une précipitation des oxydes de fer issus par lessivage des sous-unités 3, 4 et 5 sur 70 cm, lesquels ne présentent pas d'indices d'un niveau aquifère. Dépourvu de pisolites, ce niveau, assimilable à une croûte ferrugineuse correspond à une zone de battement de la nappe (Souchez-Lemmens, 1967, 1968, 1971).

- Niveau aquifère 2 : peu marqué entre les unités IB et IC, il correspond à un enfoncement réduit à 20 cm.

- Niveau aquifère 3 : illustré par la photo 5.09, c'est le niveau le plus marqué. Il nous montre une première formation inférieure de couleur jaune-brun (unités A, coupe n° 1, fig. 5.19) et une seconde formation supérieure, de couleur plus claire (unités B et C, coupe n° 1, fig. 5.19). La jonction entre ces deux formations est nette et délimite une surface subhorizontale. Il est possible de considérer cette surface comme étant le témoin d'une phase de pause dans l'enfoncement de la vallée du Cher. En effet, la substitution des argiles par la calcite (voir chapitre correspondant, fig. 5.62) n'a pu s'opérer que si les circulations aquifères dans les argiles trouvaient un exutoire alors que la présence d'une zone noyée ou d'un niveau de base conduit à l'interruption du processus.

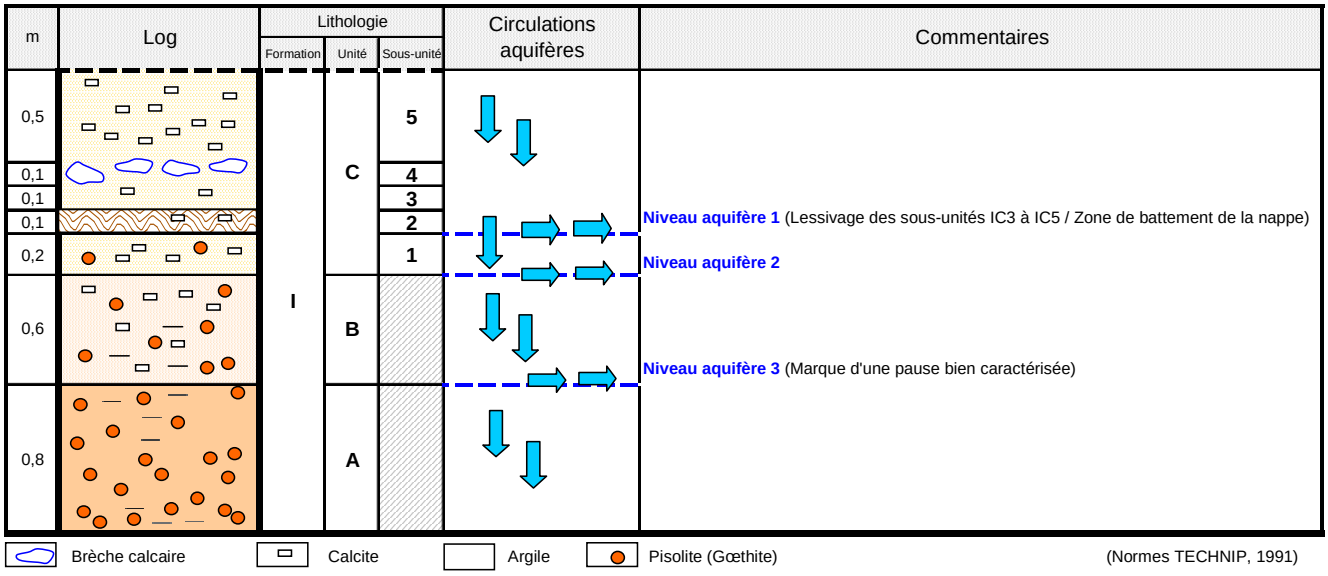


Fig. 5.63 : L'enregistrement des niveaux aquifères des témoins des processus successifs de l'enfoncement du Cher dans le remplissage de la salle d'entrée de la grotte-minière de Chanteloup (Lunery, Cher) – (JPF, 2012)

Le **gîte du Fourneau** à Saint-Florent-Cher, est selon toute évidence, un ancien gîte karstique dont l'exhumation résulte de la destruction de la couverture des calcaires lacustres dont l'abrupt rocheux est visible en contre-haut. Ce gîte occupait initialement une position comparable aux grottes de Chanteloup et du Patouillet.

L'altitude moins élevée (130 m contre 142 m pour les grottes minières de Chanteloup et du Patouillet n'est pas significative : le creusement de la vallée du Cher, entamé au Quaternaire ancien (≈ 1 Ma, Voinchet *et al*., 2007) a entraîné de manière concomitante les matériaux. Les pisolites fragilisés par la présence de fissures radiales et concentriques, colonisées par la calcite, éclatent ou perdent une partie de leur cortex du fait des chocs mécaniques générés par le transport sur les versants de la vallée.

5.6.5 L'ÂGE DES FORMATIONS FERRUGINEUSES INITIALES, LEUR RELATION AVEC LES PALÉOSURFACES CONTINENTALES ET L'ÉVOLUTION GÉOLOGIQUE

En l'absence d'âge absolu, la reconstitution de l'évolution géologique des dépôts ferrugineux ne peut s'appuyer que sur les datations relatives des formations géologiques et des paléosurfaces continentales.

Le cas le plus facile à traiter concerne la cuirasse de Maizières-en-Brenne. La formation ferrugineuse *in situ*, qui repose sur le Complexe détritique de Brenne ou sur la Craie Sénonienne remonte de toute évidence à l'altération ferralitique d'âge éocène. Les dépôts remaniés, piégés ou non dans le karst, comme celui du Subdray, qui repose sur un calcrète éocène, datent de la même période.

En revanche, les grès ferrugineux du Crétacé inférieur d'âges barrémien et albien conservés dans des dépressions karstiques dans les calcaires tithoniens du Sancerrois et du nord de la Champagne berrichonne, appartiennent de toute évidence à la période d'altération ferralitique wealdienne. En réalité, deux cas se présentent :

- Dans le Sancerrois, les formations ferrugineuses pouvaient être encore recouvertes par le Crétacé supérieur au début du Tertiaire. Actuellement, le Cénomanien affleure encore sur les compartiments faillés de la bordure orientale du Fossé de la Loire. Au nord de la Champagne berrichonne, les argiles à minerai de fer rapportées à l'Éocène recouvrent les grès ferrugineux du Crétacé inférieur. Cela a permis dès le début du Tertiaire une remobilisation du fer issu soit de formations crétacées, soit, après la phase d'altération ferralitique paléogène, de formations éocènes.

- Les autres dépôts ferrugineux du sud du Bassin parisien qui ont été étudiés reposent généralement sur des calcaires jurassiques d'âges bajocien à oxfordien et sont recouverts le plus souvent par des calcaires continentaux éocènes. Cela représente un intervalle de temps considérable, de plus de 100 millions d'années, pendant lequel il y a eu, selon les périodes, une altération continentale, une sédimentation marine, notamment au Crétacé supérieur, et des apports détritiques issus du Massif central (notamment ceux de Brenne au début du Tertiaire). Les périodes d'altération continentale impliquent par conséquent une karstification et une mobilisation polyphasée des dépôts ferrugineux.

L'évolution géologique du sud du Bassin parisien est d'autant plus délicate à reconstituer que des mouvements tectoniques localisés ont fait sentir leur effet tout au long du Tertiaire et même au Quaternaire comme le montrent les datations récentes sur les terrasses alluviales des affluents de rive gauche de la Loire (Voinchet *et al.*, 2007). D'une manière générale, Ricordel (2007) fait ressortir, dans sa thèse, la grande stabilité du sud du Bassin parisien qui n'aurait pas subi de déformations majeures résultant d'une dynamique saccadée. *A contrario*, la mise en évidence d'une couverture d'altérites à chailles dans le sud-est du bassin montre qu'il n'est pas intervenu d'érosion majeure tout au long du Crétacé, ni même du Tertiaire (Thiry *et al*., 2005).

A la différence de l'est du Bassin parisien, on ne rencontre aucune cuirasse en place sur les formations jurassiques, aucune racine d'altération et pas de minerai de fer fort. Cette caractéristique s'explique probablement par des paléoaltitudes moins élevées au sud du Bassin parisien et également par les remaniements tertiaires des dépôts ferrugineux s'ils ont existé au début du Crétacé. La longue évolution continentale de la région depuis le début du Tertiaire explique, à elle seule, les remaniements complexes des dépôts ferrugineux qui sont effectivement d'âge cénozoïque, en dehors des grès ferrugineux crétacés. Pendant la totalité du Tertiaire, ceux-ci n'ont été recouverts, au sud de la Loire, que localement par les Calcaires lacustres paléogènes ainsi que par les formations détritiques du Complexe de Brenne, des Sables et argiles de Sologne et des formations fluviatiles quaternaires (Formation d'Ardentes, formations fluviatiles comme celle de Rosières datées à plus de 1 Ma B.P.).

La carte géologique de France et la coupe géologique Sud-Nord du Bassin parisien montrent que les formations d'âge secondaire sont tronquées par une surface d'érosion continentale jalonnée par des dépôts ferrugineux, des formations détritiques issues du Massif central et des calcaires lacustres paléogènes. Il est donc possible de reconstituer une surface d'érosion paléogène. Toutefois, à la surfaces des plateaux, la présence d'épandages détritiques, comme la Formation d'Ardentes, rapportée au Quaternaire (Debrand-Passard *et al.*, 1975) indique plutôt que cette surface est une surface acyclique, regradée jusqu'à la fin du Pliocène.

Cependant les recherches récentes (Thiry *et al.*, 2011) tendent à vieillir la surface paléogène. En effet, des datations paléomagnétiques sur des altérites du socle du Massif central et du Morvan à 160 et à 140 Ma indiquent que le socle centralien était à l'affleurement au début du Crétacé et a été tronqué par la surface wealdienne. Ainsi, la carte géologique des formations d'âge crétacé inférieur du sud du Bassin parisien est comparable à la carte actuelle.

Une évolution géologique identique, à celle du Bassin parisien qui s'est effectuée sous les mêmes paléoclimats à affinités tropicales humides (Tardy et Roquin, 1994) et / ou dans un contexte de bombement lithosphérique (Wyns *et al.*, 2003) aux dépens de calcaires d'âge jurassique a inévitablement produit les mêmes effets : karstification et altération ferralitique.

L'évolution géologique présumée du sud du Bassin parisien est probablement la suivante :

- soulèvement du nord du Massif central, réalisation d'une surface d'érosion continentale, karstifiée, soumise à l'altération ferralitique sur les calcaires jurassiques (surface wealdienne) ;

- fossilisation de cette surface par le Crétacé ;

- exhumation de la surface infra-crétacée au début du Tertiaire et regradation de cette surface à la suite d'un soulèvement depuis la fin du Crétacé et décharges détritiques issus du Massif central ;

- altération ferralitique au Paléogène dont les effets supergènes permettent la mobilisation du fer avec un cuirassement sidérolithique affectant la formation détritique de Brenne comme les formations jurassiques et crétacées. Pour partie, ces dépôts demeurent en place alors que d'autres vont être remaniés et piégés dans le karst ;

- les mouvements tectoniques de la fin de l'Eocène et de l'Oligocène induisent une sédimentation de calcaires lacustres qui vont sceller partiellement les remplissages d'argiles à minerai de fer pisolitique, tandis que les autres continuent à évoluer au gré des déformations du substratum, de l'érosion et des apports détritiques néogènes.

- Au Quaternaire, avec l'incision des cours d'eau et l'abaissement du niveau de base, s'effectue une nouvelle phase de karstification des calcaires tertiaires et jurassiques. C'est au cours du creusement des vallées que s'opèrent les ultimes phases de remaniement au cours desquelles des dépôts ferrugineux vont être piégés dans l'épikarst et l'endokarst.

Chapitre 6. LES FORMATIONS FERRUGINEUSES CONTINENTALES DES PLATEAUX CRAYEUX DE LA BORDURE OUEST DU BASSIN PARISIEN (Pays d'Ouche et Plaine de Saint-André)

6.1 CADRE MORPHOSTRUCTURAL

Dans l'ouest du Bassin parisien, les plateaux et interfluves sont presque toujours masqués par un ensemble d'Argiles à silex (formations résiduelles à silex [RS], biefs et limons à silex [B-LPs]) résultant de l'altération des craies à silex *in situ* (Quesnel, 1997). Le territoire ayant fait l'objet de l'étude couvre essentiellement le département de l'Eure et recouvre deux régions naturelles : la Plaine de Saint-André et le Pays d'Ouche (fig. 6.01). Il se présente comme un plateau qui s'abaisse en pente douce et régulière en direction du nord-est (288 m au nord de l'Aigle, 140 m au nord d'Évreux). Indépendamment des vallées encaissées, quelques reliefs structuraux affectent cette surface : c'est le cas notamment du talus bordant le site des Minières, au sud-est de Damville).

Sur le plan structural, la région, est traversée par plusieurs axes tectoniques (Kuntz *et al.*, 1977) :

- l'anticlinal du Roumois, à l'est de Damville de direction NW-SE (fig. 6.02, repère a) ;
- le synclinal de l'Eure, au nord de Dreux de direction N-S (fig. 6.02, repère b) ;
- entre Breteuil-sur-Iton et Conches, un axe de bombement orienté schématiquement NE-SW, matérialisé par trois déformations locales parallèles à la vallée de la Lême (fig. 6.02, repère c) ;
- au sud d'Evreux, en rive droite de l'Iton, l'anticlinal d'Aulnay-sur-Iton, de direction W.SW-E.NE (fig. 6.02, repère d).

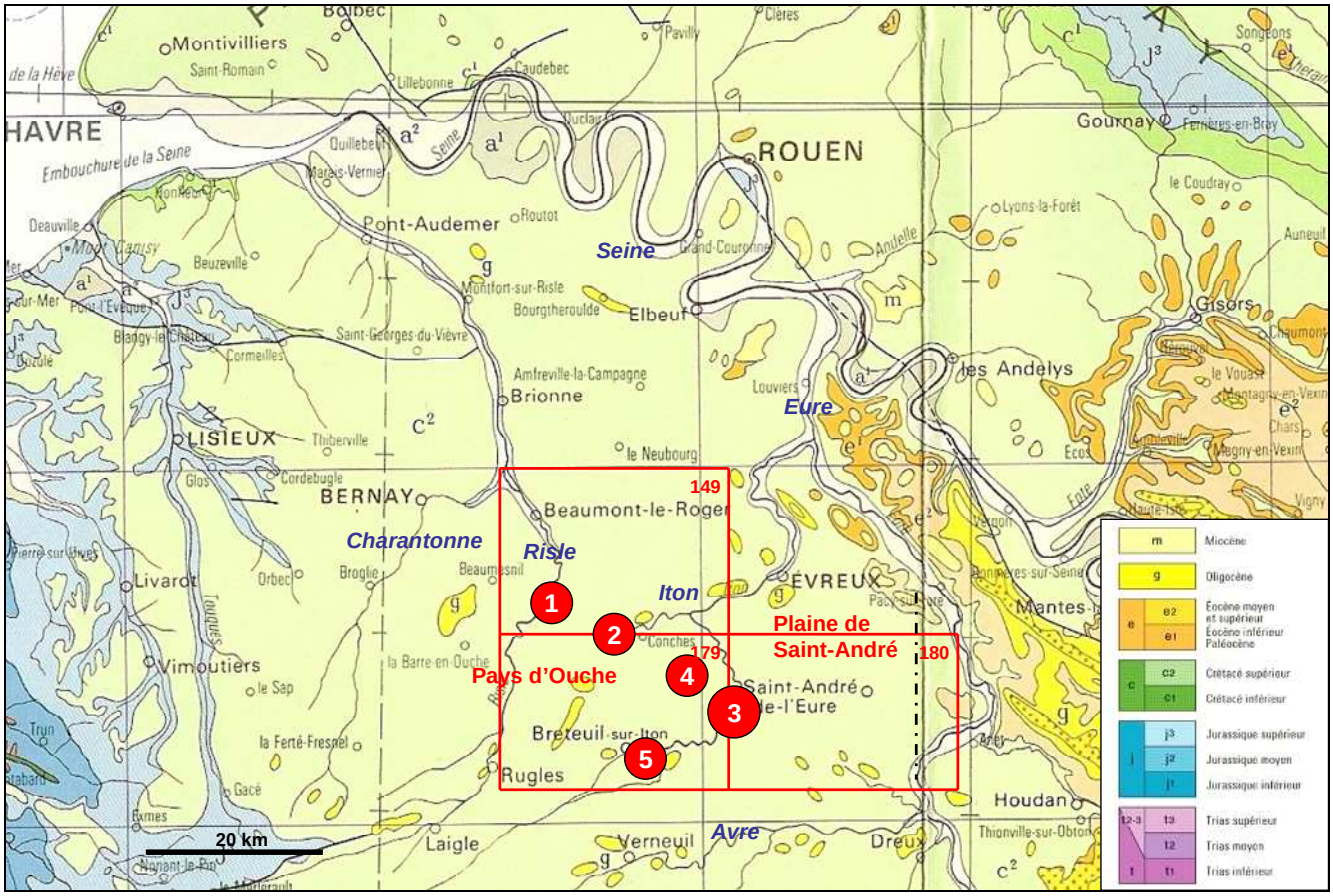


Fig. 6.01 : Carte géologique et localisation des sites du Pays d'Ouche (Eure) – **sites :** (1) Minières du Clos / la Ferrière-sur-Risle, (2) minières des Vallées / Sainte-Marthe, (3) Minières du bois des Minières / Damville, (4) minières du Haut de la Ville / Nogent-le-Sec, (5) minières du Buisson Houdier / Saint-Nicolas d'Attez. **Géologie :** Les rectangles rouges et les chiffres associés représentent la couverture des cartes géologiques à 1/50.000^{e} avec le n° de référence : (149) Beaumont-le-Roger, (179) Breteuil-sur-Iton, (180) Saint-André-de-l'Eure - (Extrait carte géologique de la France au 1/1000000e, BRGM & TECHNIP, Goguel *dir.*,1968)

Les auteurs des cartes géologiques (Beaumont-le-Roger, Kuntz *et al.* ;1981 ; Breteuil-sur-Iton, Kuntz *et al.* ;1982 ; Saint-André-de l'Eure, Kuntz *et al.*, 1977) tracent néanmoins plusieurs failles ou flexures hypothétiques d'après les alignements particuliers de gisements sableux piégés dans des dépressions karstiques (direction NW-SE) de la craie et ceux tracés au pied des ressauts morphologiques qui interrompent la régularité de la surface du plateau (direction N-S).

Sur le plan hydrographique, l'Eure, de direction nord-est à l'amont et nord-ouest en aval, marque à l'est les limites de la Plaine de Saint-André. Les vallons actifs ou secs de la plaine présentent préférentiellement une direction NW-SE. L'Iton coule dans une vallée à méandres encaissés d'environ 25 m. Les vallées actuelles n'incisent pas toujours les plateaux jusqu'au substratum de craie. L'incision du réseau hydrographique, d'âge plio-quaternaire, a donc entamé un plateau de RS préexistant et elle s'est ensuite accompagnée de l'approfondissement du profil des RS au droit des vallées (Quesnel, 1997).

Le karst de la craie

Le karst de la craie s'est réalisé sous couverture. Du fait de l'abondance des produits résiduels insolubles, la craie s'est enfouie, en se dissolvant, sous un épais manteau d'Argiles à silex (Montenat *et al.*, 2012).

Peu accessible aux explorations spéléologiques, le karst est connu de manière indirecte par les observations suivantes :

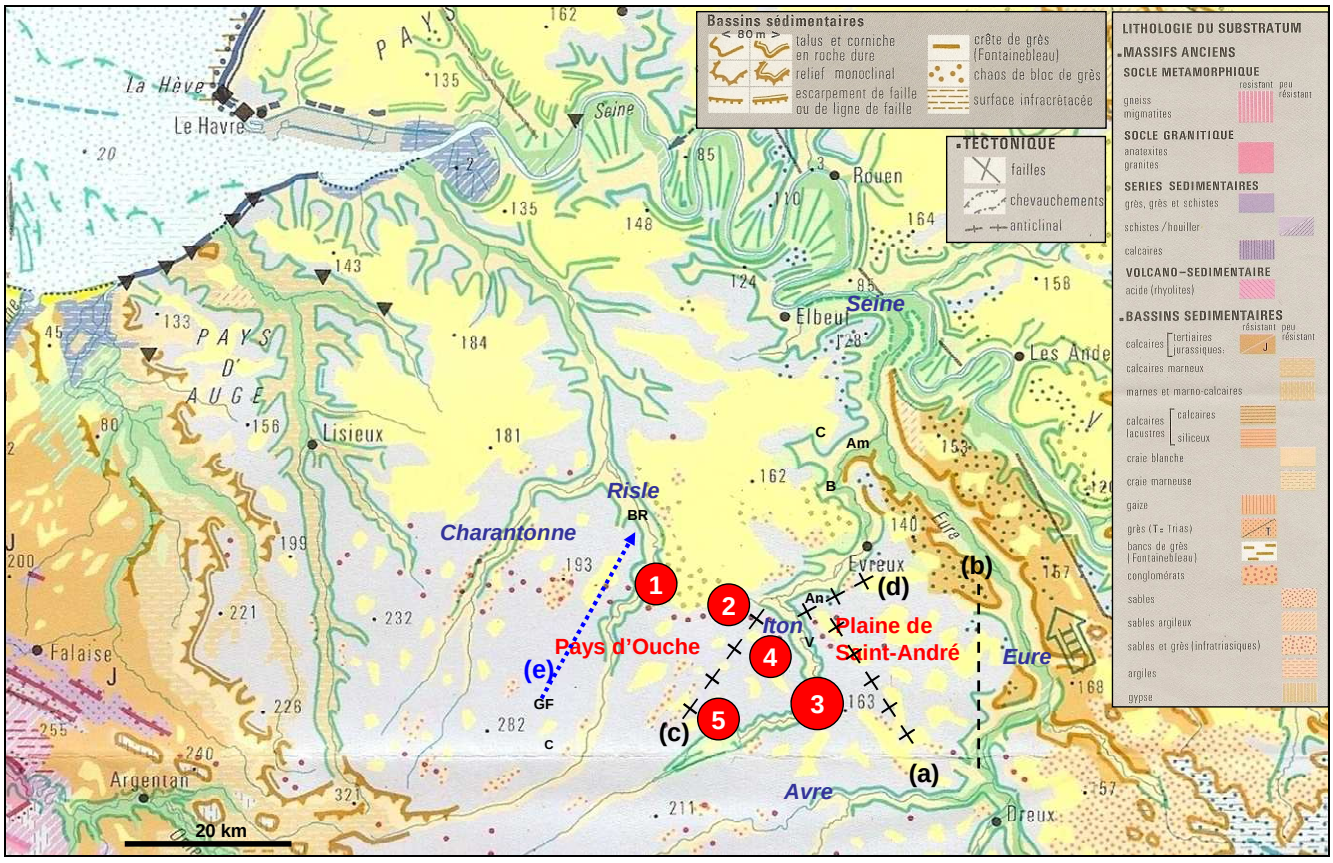


Fig. 6.02 : Carte géomorphologique et localisation des sites du Pays d'Ouche (Eure) – (1) Minières du Clos / la Ferrière-sur-Risle, (2) minières des Vallées / Sainte-Marthe, (3) Minières du bois des Minières / Damville, (4) minières du Haut de la Ville / Nogent-le-Sec, (5) minières du Buisson Houdier / Saint-Nicolas d'Attez. (a) anticlinal du Roumois, (b) synclinal de l'Eure, (c) bombements rive droite de la Lême, (d) anticlinal d'Aulnay-sur-Iton, (e) circulation karstique souterraine démontrée entre Glos-la Ferrière (GF) et Beaumont-le-Roger (BR), (Am) Amfreville-sur-Iton, (An) Aulnay-sur-Iton, (C) Canappeville, (B) Brosville, (V) Villaret - (Extrait carte géomorphologique de la France au 1/1000000e, Joly F., 1986, légende en annexe)

- les relations entre les cours d'eau (Avre, Risle, Iton) et les cavités souterraines sont connues de longue date : (fig.6.02). perte située dans le Val de Launay (à l'aval de Glos-la-Ferrière) et les sources de la pisciculture à Beaumont-le-Roger (traçage BRGM, 1972) ; il a une longueur apparente de 27 km et l'eau y circule avec une vitesse moyenne apparente de plus de 200 m/h (Kuntz *et al.*, 1985). De même dans la vallée de l'Iton, en aval d'Evreux, plusieurs réseaux ont été mis en évidence et partiellement explorés (fig. 6.18) : drain karstique de la carrière des Blancs à Amfreville-sur-Iton, puits noyés de la carrière de Bapeaume àAulnay-sur-Iton et du Prieuré à Canappeville), système du Moulin Heulin à Brosville. En aval de Damville, toujours dans la vallée de l'Iton, à proximité des minières de Nogent-le-Sec, il convient de signaler la perte du Rebrac au Pré Seigneur, à Villalet, où la carte géologique de Breteuil-sur-Iton (Kuntz *et al.*, 1982) mentionne de nombreuses dolines. De même, à partir de 1968, le BRGM a effectué une campagne de traçages hydrologiques, révélant dans le Pays d'Ouche des percées de 22 et 27 km (Chabert *coord.*, 1981). L'enfoncement des vallées au Pléistocène a favorisé le développement du karst à travers le massif crayeux, qui a déformé par soutirage une partie des altérites.

- les dépressions plus ou moins circulaires, en entonnoirs, parfois nommées mardelles, sont fréquentes à la surface du plateau. Elles signalent l'effondrement de fontis, au plafond de cavités souterraines (fig. 6.03). Ceci semble être confirmé par le fait que ces dépressions sont souvent alignées sur des lignes de fractures (Montenat *et al*., 2012).

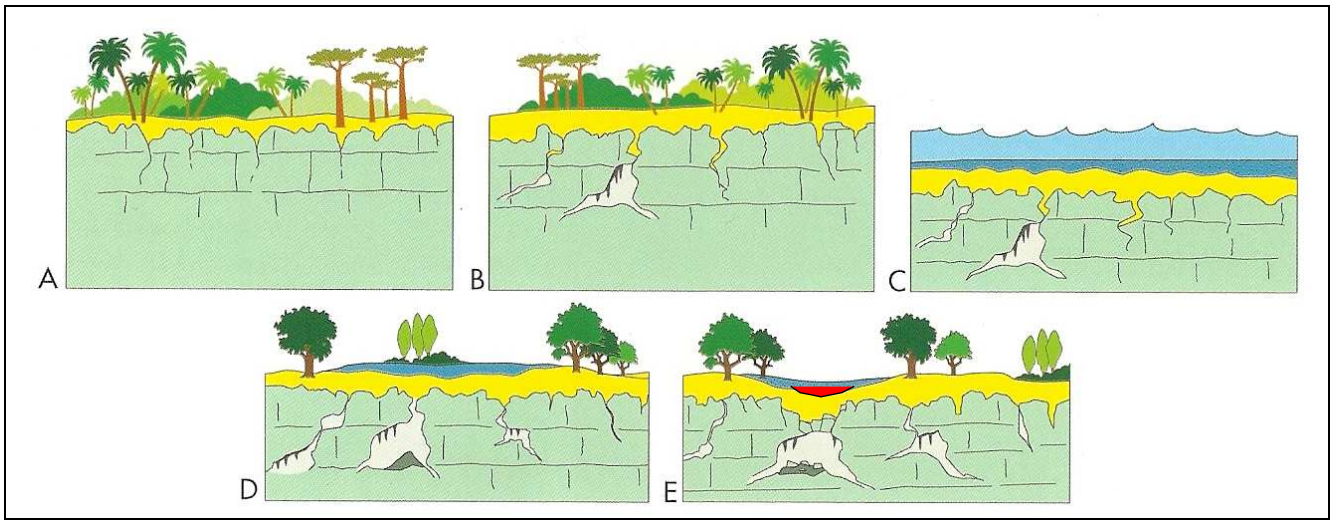


Fig. 6.03 : Représentation schématique de la formation des mardelles et du piégeage des éléments ferrugineux – (A) Émersion de la craie, dissolution, début de formation du modelé karstique ; (B) développement du processus karstiques à l'Éocène ; (C) Transgression marine, dépôt des sables du Stampien ; (D) reprise de l'érosion continentale ; agrandissement du réseau de cavités souterraines ; (E) effondrement du toit d'une cavité (fontis), affaissement plus ou moins circulaire en surface, piégeage des sables stampiens, accumulation locale de minerai de fer (en rouge) – (Montenat *et al.*, 2012)

Grison et minerai de fer

Dans le pays d'Ouche et la Plaine de Saint-André, deux formations ferrugineuses continentales cohabitent en subsurface :

- D'une part, une brèche ferrugineuse, à éléments anguleux de silex cimentés par des oxydes de fer, appelée "grison" (photo 6.02). On le rencontre, à faible profondeur, de manière éparse, à l'interface entre les biefs à silex et la pellicule de limon lœssique et préférentiellement en position de bas de pente ou de dépression (Michot *et al*, 1997). Son âge serait fini-quaternaire (Montenat *et al.*, 2012) et son analyse chimique le disculpe en tant que minerai de fer (Fe_2O_3 entre 6,4 et 22,5 %) et confine son utilisation au bâti (Favrot et Bouzigues, 1975).

- D'autre part, un minerai de fer karstique avéré, objet de ce chapitre.

Aspects actuels des paléopaysages miniers

Les anciennes fouilles de recherche du fer, dont il reste de vastes entonnoirs (photo 6.01) profonds de quelques mètres à plus de 10 mètres, sont très nombreuses et situées principalement en forêt. Ces exploitations à ciel ouvert sont vraisemblablement alignées N.NW en fonction de la fracturation. Le minerai de fer est observable sous forme de pierres volantes d'épaisseur centimétrique ou décimétrique ; certains échantillons possèdent une matrice sableuse (grès ferrugineux) à rares fragments de silex épars, tandis que des plaquettes de quelques centimètres, plus riches en fer, contiennent parfois des pisolites ferrugineux. Ce faciès pisolitique correspond manifestement à un dépôt ferrugineux dans le fond de mares sans doute temporaires ; celles-ci se sont vraisemblablement développées préférentiellement sur les panneaux effondrés du Stampien au pied des failles.





Photo 6.01 : Vestige d'une fosse d'extraction de minerai (Breteuil-sur-Iton, Eure) - (Photo JPF, 2007)

Photo 6.02 : Bloc de grison employé dans le bâti (église de Breteuil-sur-Iton, Eure) – Le grison est une brèche ferrugineuse à éléments de silex cimentés par des oxydes de fer - (Photo JPF, 2007)

Les formations ferrugineuses, généralement étroitement associées aux autres formations résiduelles n'ont pu subir que de faibles déplacements. Ces légers remaniements au sein du manteau d'altération ou dans des poches de karstification des craies ont lieu à une échelle métrique (Quesnel, 1997).

Les anciennes exploitations de minerai de fer, nombreuses à la surface du plateau ont probablement débuté à l'époque gauloise (Passy, 1874) et ont perduré jusqu'au XIXe voire au début du XXe siècle. Le minerai est débourbé à la sortie des minières, appelées puits ou fosses rondes dans des petits lavoirs à bras alimentés par l'eau de pluie recueillie dans les mares. Il subissait un second lavage à l'usine. Ces deux lavages avaient pour objet de le débarrasser de sa gangue argileuse. La richesse moyenne était, après le premier lavage, de 33 à 38 % et après le second de 42 %. On distinguait deux variétés de minerai : la mine vive et la mine douce, suivant que la gangue est argileuse ou siliceuse (*Ibid.*).

D'anciennes et importantes fonderies existaient à Breteuil-sur-Iton et dans les régions avoisinantes (Rugles, Bourth, l'Aigle…) où le fer était travaillé par de nombreux artisans (ferronniers, épingliers…). Cette dernière spécialité a fait pendant longtemps la richesse du Pays d'Ouche, devenu pour un temps, le centre mondial des épingles de fer. De même, les archives de Breteuil-sur-Iton rapportent que la première bombarde de la République y fut fabriquée en l'an III et suivie d'une commande de 435 canons.

La région étudiée représente une superficie limitée à 600 km^{2}. L'analyse des sites et des ferruginisations se borne à deux secteurs :

1) les sites du Pays d'Ouche, principalement axés sur la vallée de la Risle ;

2) les sites de la plaine de Saint-André, répartis dans la vallée de l'Iton.

6.2 LE PAYS D'OUCHE (Vallée de la Risle)

1 MINIERES DES CLOS (La Ferrière-sur-Risle)

Description du site (LII.e 487.570-2442.868-167 m)

Les minières du Clos se situent sur le plateau (altitude 163 m) qui domine en rive droite, la Risle (altitude 126 m) (fig. 6.01, 6.02, 6.04 et 6.05, repère 1). La carte géologique au 1/50.000^{e} de Beaumont-le-Roger (Kuntz *et al.*, 1981) mentionne de nombreuses traces d'extraction dans la forêt entre La Ferrière-sur-Risle et Sébécourt, notamment à proximité du hameau des Clos.

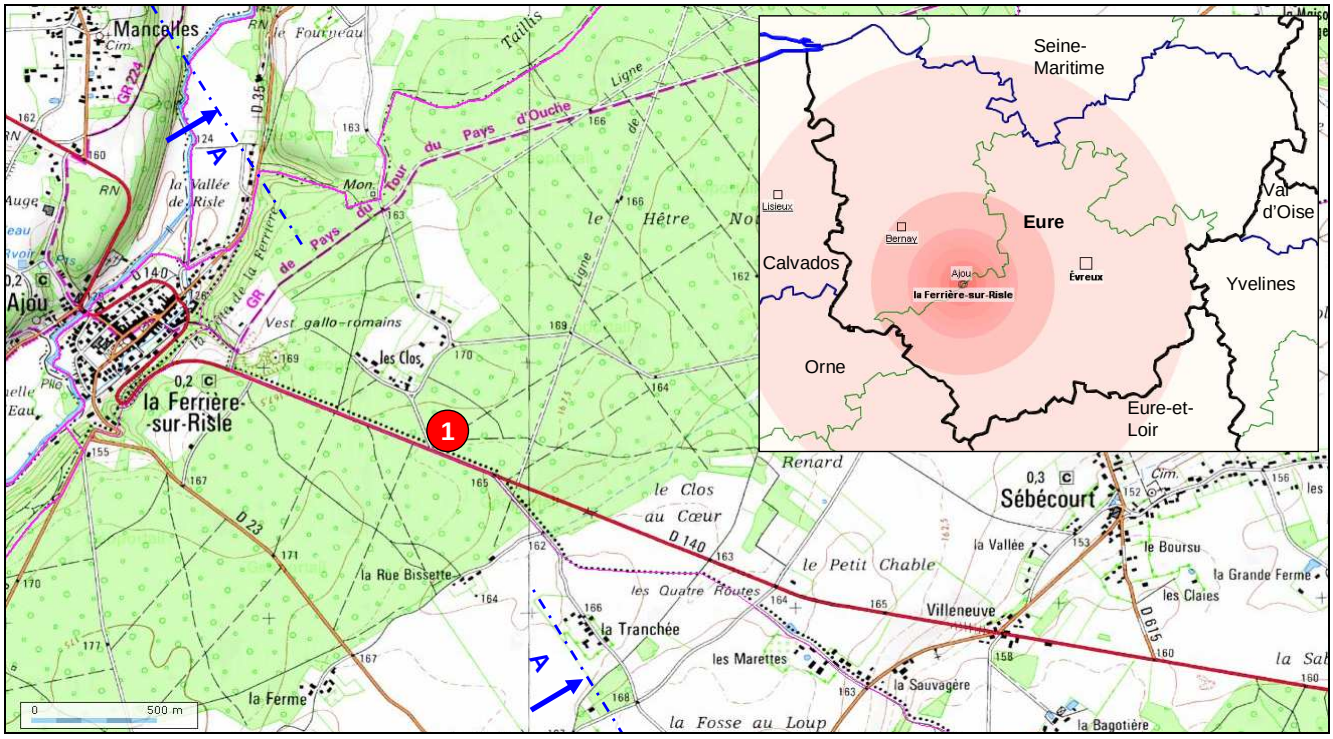


Fig. 6.04 : Site des minières des Clos (La Ferrière-sur-Risle, Eure) – (http://www.geoportail.fr)

La configuration géologique (fig. 6.06 et 6.07) est commune à celle de l'ensemble des sites étudiés : le terrain en surface est composé de biefs et limons à silex (B-LPs) surmontant les formations résiduelles à silex (Rs) qui reposent sur le sommet des formations crayeuses karstifiées du Crétacé supérieur (craie gris blanchâtre du Turonien) (fig. 6.05 et 6.06).

Passy (1874) nous donne la précision suivante : « *La mine se trouvait entre 2 à 6 mètres de profondeur sous des terrains glaiseux mêlés à du silex. Le sous-sol est du silex.* ».

Observations effectuées

Échantillon 7-0621/2

De nombreux échantillons ont pu être collectés autour et à l'intérieur des fosses d'extraction. Comparables à ceux des autres sites, ils se présentent sous forme de rognons ou de plaquettes très indurées d'échelle centimétrique à décimétrique. L'échantillon examiné présente une surface mate, de couleur rouge faible (code Munsell : 2,5 YR 4/2), grumeleuse sur laquelle pointent des structures pisolitiques de couleur plus foncée. La découpe confirme cette première observation : de nombreux nodules ou pisolites sphériques ou ovoïdes de couleur brun gris très foncé (code Munsell : 2,5 Y 3/2) colonisent un ciment poreux envahi de grains de quartz hétérométriques.

L'examen microscopique montre un plasma ferrugineux mal cristallisé, de couleur brun sombre, parcouru de veinules plus hydratées de couleur orange vif. Le squelette se résume à quelques grains de quartz épars, hétéromorphes (de faible à forte sphéricité, subémoussés à subanguleux) et hétérométriques (de 20 à 600 µm). Monocristallins, les plus gros affichent parfois des figures d'altération : stylotithes et des golfes de corrosion.

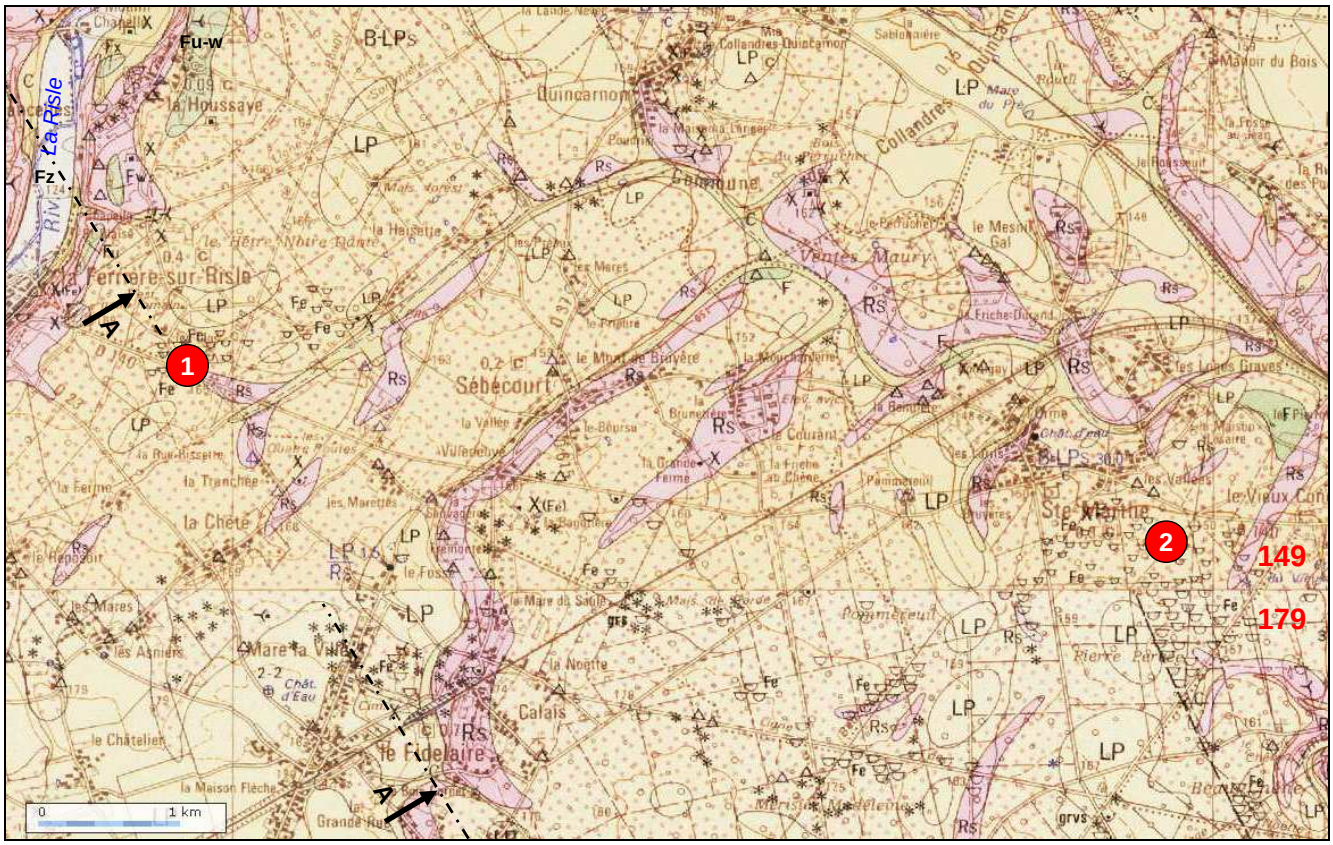


Fig. 6.05 : Carte géologique des minières de la Ferrières-sur-Risle et Sainte-Marthe (Feuilles de Beaumont-le-Roger [149] et de Breteuil sur-Iton [179], d'après Kuntz *et al.*, 1981 et 1982). **Sites :** (1) Minières du Clos, (2) minières des Vallées. **Géologie :** (RS) Fin Crétacé à Actuel (formation résiduelle à silex), (B-LPs) Pléistocène (biefs et limons à silex), (C) colluvions indifférenciés, (F, Fx, Fw, Fv, Fu) alluvions anciennes, (Fu-w) glacis alluviaux, (Fz) alluvions récentes, (X) dépôts anthropiques. (A-A) indication de la coupe fig. 6.07)

Légende	Puissance	Log	Etage	Formation
Fz	3 à 4 m		Quaternaire	Lœss
C	Variable			Alluvions récentes limons et sables
LP	Variable		Fini-Quaternaire	Colluvions indifférenciés — En rouge : grison
B-LPs	0,50 à 1 m		Pléistocène	Biefs et limons à silex
RS g1-2	5 à 40 m		Fin Crétacé à Actuel — Stampien	Formation résiduelle à silex — En rose : grès, conglomérat et sables fins, souvent associés aux gîtes de minerai de fer
C6	qq m		Campanien	Craie blanche
C4-5	80m		Connacien-Santonien	Craie indurée et craie blanche
C3	40 m		Turonien	Craie gris-blanchâtre
C1-2	60 m		Cénomanien	Craie grise glauconieuse

Fig. 6.06 : Log des formations lithologiques du Pays d'Ouche - (JPF, 2011, d'après notice et carte géologique de Beaumont-le-Roger, Kuntz *et al.*, 1981, complété Montenat *et al.*, 2012)

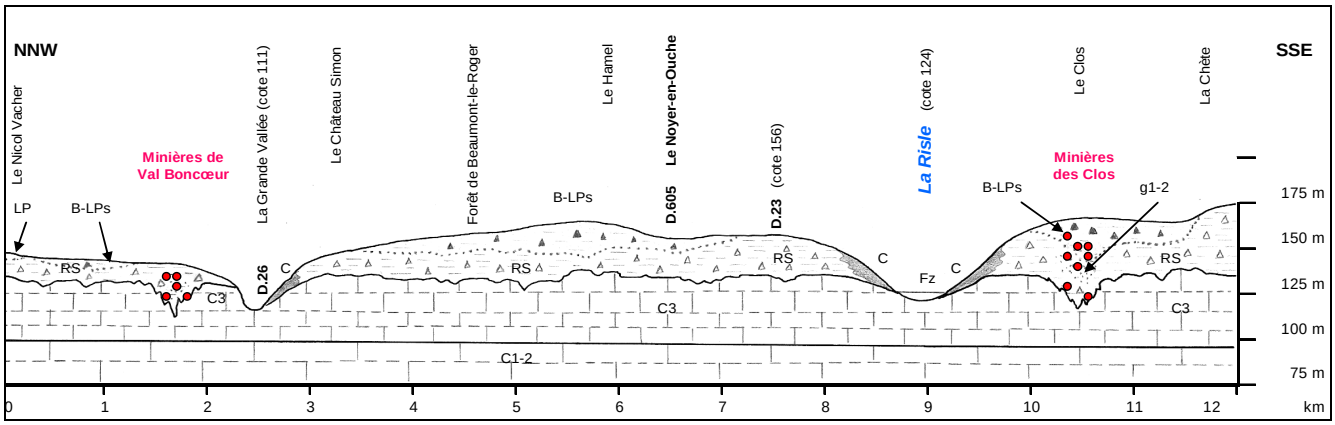


Fig. 6.07 : Coupe géologique de la Soudière (Beaumont-le-Roger) à la Ferrière-sur-Risle – La coupe de direction NNW-SSE a été réalisée au droit des minières de Val Boncœur (La Soudière) et des minières des Clos (La Ferrière-sur-Risle). La légende est celle de la figure 6.06 - (JPF, 2011)

Les vides, nombreux, de petite taille (100 à 600 µm) voient leur périphérie surlignée par des ferrocutanes d'excrétion. Les traits pédologiques s'expriment sous forme de nodules plus ou moins ovoïdes qui présentent un cœur homogène, avec quelques micro-grains de quartz (20 à 100 µm) de couleur brun sombre et individualisés par un cortex plus hydraté : le terme de subnodule ou de subpisolite paraît s'imposer pour ce type de figure pédologique (photo 6.03).

Mais le constat le plus intéressant reste la présence en grande densité de cristaux en forme de rosette ou de croix de Malte dont les branches sont en disposition rayonnante. En LPA, les branches alternent successivement des couleurs vives jaune à vert vif et brun foncé (photo 6.04).

Leur taille varie de 100 à 300 µm. Selon toute vraisemblance il s'agit de cristaux de sphærosidérite (identification fournie par Marc Durand, Laboratoire de Géologie des Ensembles Sédimentaires, Université de Nancy I) Dans chaque unité rayonnante, toutes les aiguilles sont orientées autour d'un centre et les croix sombres régulières paraissent être le signe d'un système bien ordonné de fibres irradiantes (Delvigne, 1997).

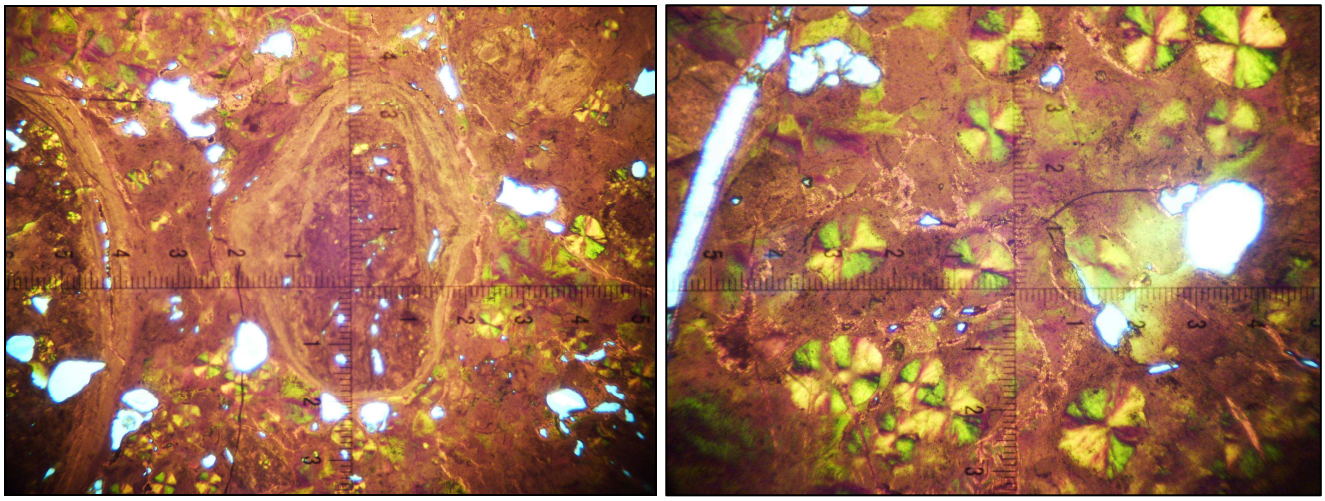


Photo 6.03 : Microscopie d'un minerai karstique (La Ferrière-sur-Risle) / Échantillon 7-0621/2 – Ce cliché nous montre, à gauche et au centre, le type de trait pédologique observé sur l'échantillon : subnodule ou subpisolite de forme plus ou moins ovoïde dont la périphérie est matérialisée par un cortex irrégulier de couleur plus claire. De nombreux cristaux de sphærosidérite, en forme caractéristique de croix de Malte sont visibles La photographie a été réalisée par adjonction d'une lame retardatrice (¼ λ) - LPA x40 (1 graduation = 25 µm) - (Photo JPF, 2010)

Photo 6.04 : Cristaux de sphærosidérite sur minerai karstique (La Ferrière-sur-Risle) / Échantillon 7-0621/2 - Ce cliché à fort grossissement nous montre l'organisation radiante des cristaux de sphærosidérite et la régularité de la texture du support externe sur lequel les aiguilles ont commencé leur cristallisation. La photographie a été réalisée par adjonction d'une lame retardatrice (¼ λ) - LPA x100 (1 graduation = 10 µm) - (Photo JPF, 2010)

L'analyse chimique (tab. 6.01) de ce rognon de minerai est en relation avec les observations microscopiques : elle nous montre une teneur record en oxydes de fer (79,92 %) rendant 55,94 % de fer métal, un taux de silice singulièrement bas (3,29 %) et une teneur en alumine faible mais comparable aux autres échantillons (2,50 %). Cette observation peut être formulée pour les résidus alcalins : taux indigents pour le magnésium (0,04 %), le calcaire (0,07 %) et traces pour le sodium et le potassium).

Du fait de la quasi-absence de grains de quartz détritiques, il est possible d'utiliser pour cet échantillon, le rapport K_i (Gourdon, 1973). Le résultat indique une valeur de 2,24 : un rapport inférieur ou proche de 2 est l'indice d'une allitisation avec une prédominance d'alumine libre (gibbsite, kaolinite) sous des climats chauds et humides. Le rapport Si/Al (1,16), proche de 1 est un indicateur de substitution de l'aluminium au fer dans les oxy-hydroxydes de fer. Le faible taux de substitution (moins de 15 %) est un révélateur de sols ou horizons hydromorphes modérément acides dans un environnement carbonaté (Ricordel, 2007). La teneur en aluminium nous permet de calculer la teneur en kaolinite, soit 17,06 %.

Eléments	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5	PF	**Total**
Minerai karstique	**3,29**	**2,50**	**79,92**	0,09	0,04	0,07	< L.D.	< L.D.	0,15	0,70	13,39	100,14

Tab. 6.01 : Résultats de l'analyse chimique des 10 principaux éléments de l'échantillon 7-0621/2 - (CRPG, 2009)

L'analyse diffractométrique (tab. 6.02) permet de réitérer le constat opéré sur l'ensemble des minerais karstiques de cette région de Normandie, à savoir : les minéraux se limitent strictement à la gœthite (2,44 et 2,69 Å) et au quartz (4,25 et 3,34 Å). La couleur de l'échantillon, après broyage est rouge jaune (code Munsell : 5 YR 4/6).

Albite	Alunite	Anatase	Calcite	Chamosite Chlorite	Dolomite	(Fluo)apatite	Gœthite	Hématite	Illite	Kaolinite	Lépidocrocite	Microcline	Muscovite	Orthoclase	Quartz	Zircon

Tab. 6.02 : Synthèse du diagramme de l'analyse diffractométrique RX de l'échantillon -7-0621/2 - (MHNN, 2009)

2 MINIÈRES DES VALLÉES (Sainte-Marthe)

Description du site (LII.e 494.315-2441.560-148 m)

La carte géologique au 1/50.000^e de Beaumont-le-Roger (Kuntz *et al.*, 1981) mentionne de nombreuses carrières de minerai de fer abandonnées, à ciel ouvert dans la forêt de Conches à l'ouest du village de Sainte-Marthe, notamment au lieu-dit "Les Vallées" (fig. 6.01, 6.05 et 6.08, repère 2).

La configuration géologique est comparable à celle des autres sites étudiés : le terrain en surface est composé de biefs et limons à silex surmontant les formations résiduelles à silex qui reposent sur le sommet des formations crayeuses karstifiées du Crétacé supérieur. Les minières se distribuent de part et d'autre d'une faille probable orientée N.NO-S.SE.

À propos de ces minières, Passy (1874) mentionne que le minerai est disposé par veine et en fragments mêlés à des sables rougeâtres et de l'argile directement sous la terre végétale ou à des profondeurs pouvant atteindre 12 mètres.

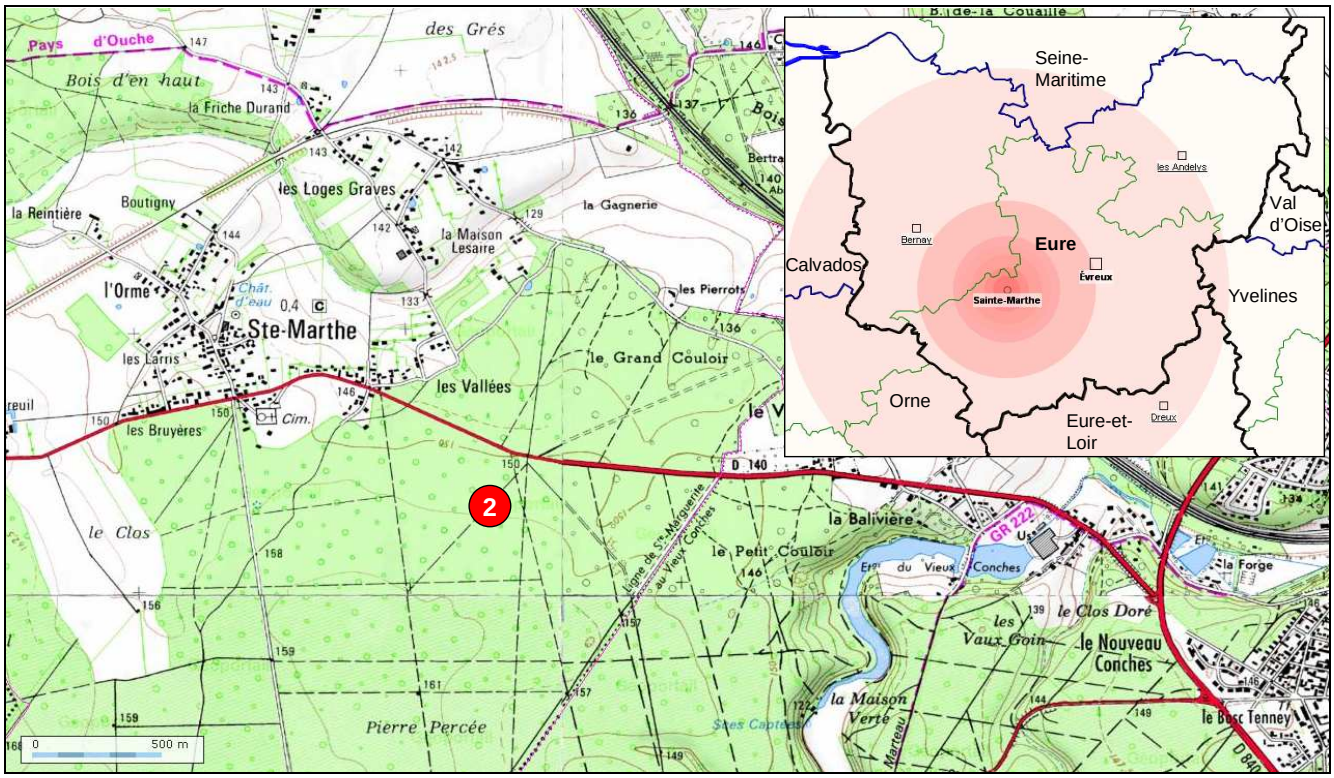


Fig. 6.08 : Site des minières des Vallées (Sainte-Marthe, Eure) – (http://www.geoportail.fr)

Observations effectuées

Échantillon 7-0621/1

Les échantillons collectés autour et dans les minières sont comparables par leur aspect à ceux des autres gîtes déjà évoqués.

La particularité du gîte réside dans la présence récurrente de concrétions constituées de fragments de silex enrobés de gœthite (photo 6.05). C'est sur un échantillon de ce type que nous avons porté notre choix : le "sucre" de la lame mince a été découpé dans la zone de transition entre les faciès de couleur sombre (C_1) du concrétionnement d'oxydes de fer et plus claire (C_2) du cœur du silex.

La macroscopie (photo 6.06) nous révèle deux zones bien distinctes : un plasma constitué de gœthite bien cristallisée et de la silice amorphe correspondant à la périphérie du silex. Une courte zone de transition, constituée de silice contaminée par des oxydes de fer, assure la cohésion de l'ensemble. Dans le plasma siliceux, il est possible d'identifier quelques cristaux en forme de rosette caractéristique de calcédonite. Quelques grains de quartz de faible sphéricité, subémoussés à subanguleux colonisent de manière irrégulière le plasma ferrugineux, ils sont monocristallins et leur taille varie entre 20 et 600 µm.

Une analyse chimique (tab. 6.03) a été réalisée exclusivement sur la partie ferrugineuse et donne des résultats comparable à l'échantillon 7-0620/ (Nogent-le-Sec) : une teneur élevée en silice (42,50 %) à rapprocher avec une teneur très moyenne en oxydes de fer (40,60 %). Les autres valeurs sont conformes aux autres échantillons : faible teneur en alumine (5,41 %) et indigence des résidus alcalins (calcaire : 0,04 % ; magnésium : 0,02 % ; potassium : 0,02 % ; traces pour le sodium).

Concernant l'analyse diffractométrique (tab. 6.04), les mêmes observations que pour les autres échantillons de minerai de fer karstique de la Plaine de Saint-André et du Pays d'Ouche, peuvent être formulées.

Les minéraux se limitent strictement à la gœthite (2,44 et 2,69 Å) et au quartz (4,25 et 3,34 Å). La couleur de l'échantillon, après broyage est brun rouge (code Munsell : 5 YR 5/3).

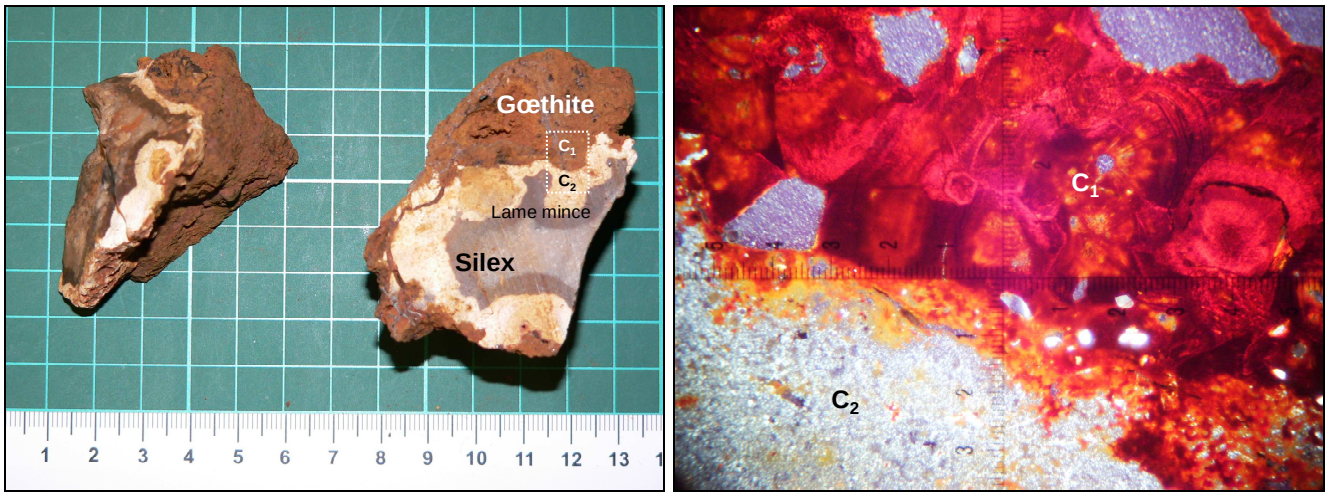


Photo 6.05 : Macroscopie d'un rognon de minerai karstique (Sainte-Marthe) / Échantillon 7-0621/1 – L'échantillon est constitué d'un silex enrobé de gœthite. L'emplacement de la lame mince analysée est concrétisé par un rectangle en pointillé avec deux zones différenciées : C_1 et C_2 – (Photo JPF, 2010)

Photo 6.06 : Microscopie minerai karstique (Sainte-Marthe) / Échantillon 7-0621/1 - Cette microphotographie détaille la zone de transition entre le concrétionnement ferrugineux (C_1) et le silex (C_2). Les oxydes de fer se sont précipités sous forme de gœthite avec des cristaux bien formés de grande taille (jusqu'à 600 µm) qui contrastent avec les cristaux de silice (10 à 20 µm) (LPA x40 (1 graduation = 25 µm) - (Photo JPF, 2010)

Eléments	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5	PF	**Total**
Minerai karstique	**42,50**	**5,41**	**40,60**	0,20	0,02	0,04	< L.D.	0,02	0,29	0,22	9,83	99,12

Tab. 6.03 : Résultats de l'analyse chimique des 10 principaux éléments de l'échantillon 7-0621/1 - (CRPG, 2009)

Albite	Alunite	Anatase	Calcite	Chamosite Chlorite	Dolomite	(Fluo)apatite	Gœthite	Hématite	Illite	Kaolinite	Lépidocrocite	Microcline	Muscovite	Orthoclase	Quartz	Zircon

Tab. 6.04 : Synthèse du diagramme de l'analyse diffractométrique RX de l'échantillon -7-0621/1 - (MHNN, 2009)

6.3 LA PLAINE DE SAINT-ANDRÉ (Vallée de l'Iton)

3 MINIÈRES DU BOIS DES MINIÈRES (Damville)

Description du site

À 1,5 kilomètre au S-E de Damville, se situent le hameau et le bois des Minières dont le toponyme témoigne de l'activité d'extraction (fig. 6.01, 6.02, 6.09 et 6.10, repères 3a et b). Les anciennes minières sont situées, sur la Plaine de Saint-André, à une altitude comprise entre 150 et 160 mètres en rive droite de l'Iton (altitude 133 m) et bordent à l'ouest l'anticlinal du Roumois.

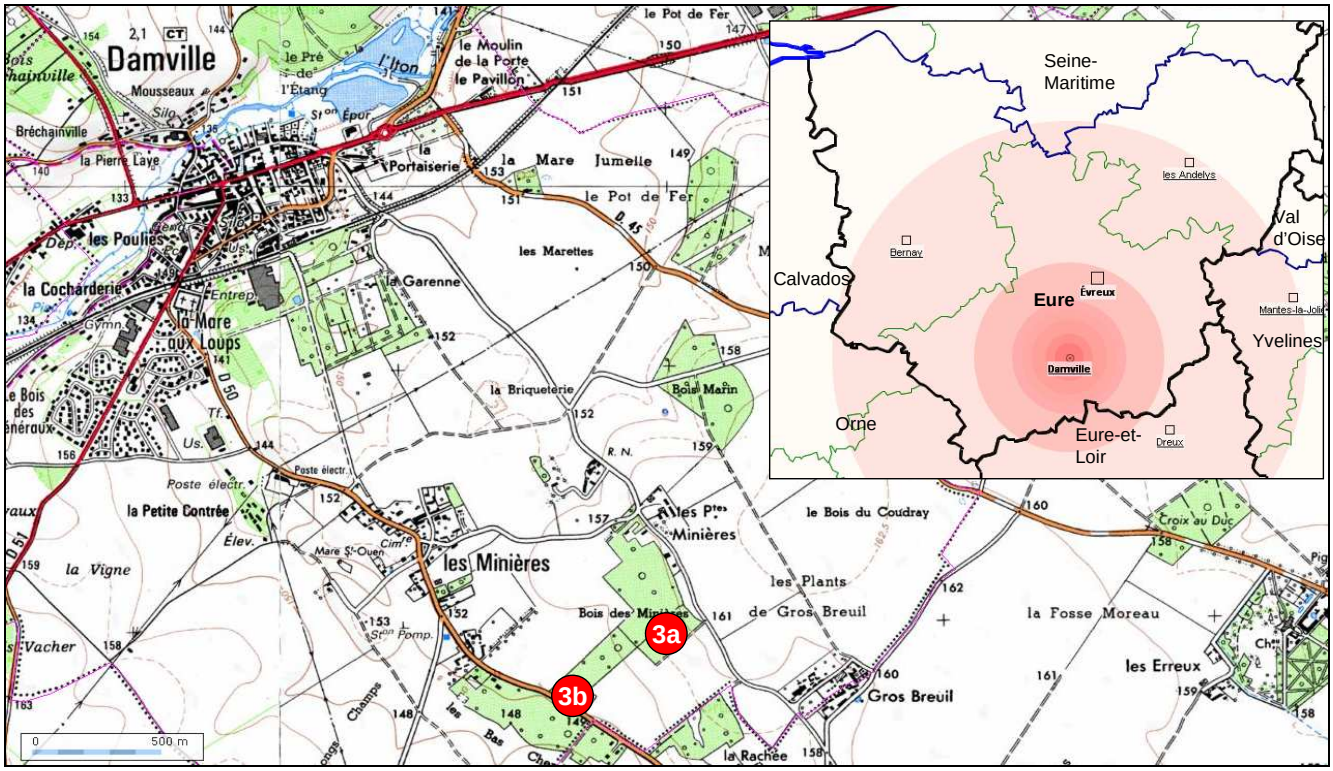


Fig. 6.09 : Sites des minières de Damville (Eure) et localisation des prélèvements d'échantillons. Sites : (3a) rognon de minerai, fosse à la lisière nord-est du bois des Minières ; (3b) argile rouge, fossé de la route D.50 - (http://www.geoportail.fr)

Les traces d'exploitation, sous forme de fosses peu profondes, ne sont visibles que dans le bois des Minières. Elles se développent en surface à l'interface entre les formations résiduelles à silex (RS) et ou dans les biefs à silex (B-LPs) (fig. 6.06 6.07 et 6.10)

Selon Passy (1874), « Le minerai se trouvait sous une couche d'argile et de sables blancs, à une profondeur pouvant varier de 3 à 15 mètres. Dans ce dernier cas de figure, le minerai reposait sur des rognons de silex recouvrant la craie ».

Observations effectuées

Échantillon 7-0620/3 (LII.e 509.000-2429.220-160 m)

L'échantillon a été prélevé dans un rognon de minerai de taille pluricentimétrique, récolté dans les remblais d'une fosse (fig. 6.09, repère 3a).

Ce rognon possède une induration très forte et présente une surface mate de couleur brun jaune foncé (code Munsell 10 YR 4/4) et d'aspect grumeleux laissant supposer une structure protopisolitique.

La découpe confirme la présence de structures sphériques de diamètre millimétrique mais qui ne présentent pas d'organisation concentrique visible (photo. 6.07).

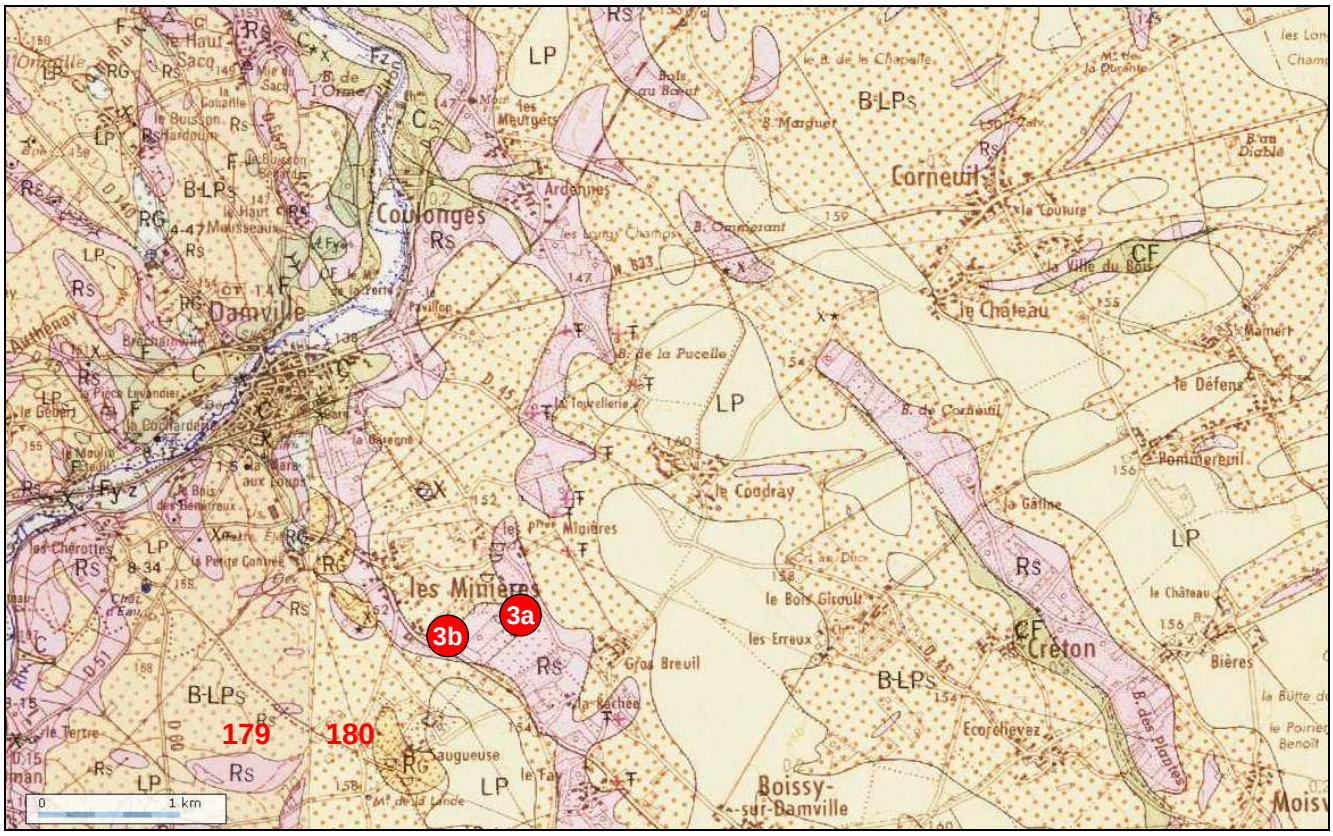


Fig. 6.10 : Carte géologique des minières de Damville et environs (Feuilles de Breteuil-sur-Iton [179] et de Saint-André de l'Eure [180], d'après Kuntz *et al.*, 1982 et 1977). Géologie : (RG) Stampien (galets marins), (RS) Anté-Rupélien à Pliocène (Argiles à silex ou formation résiduelle à silex), (B-LPs) Pléistocène (biefs et limons à silex), (C) colluvions indifférenciés, (F, Fx, Fw, Fv, Fy) alluvions anciennes, (Fz) alluvions récentes, (X) dépôts anthropiques.

La microscopie confirme cette première observation en montrant un plasma très ferrugineux de couleur rouge sombre à rouge vif présentant des traits pédologiques sous forme de nodules sphériques, d'un diamètre compris entre 10 et 1200 µm, homogènes, de couleur plus claire que le plasma et ne révélant pas de cortex (photos 6.07 et 6.08).

Le squelette est constitué de grains de quartz de faible sphéricité, subémoussés, habituellement monocristallins et d'une taille comprise entre 20 et 300 µm. Ces grains présentent des figures d'altération : golfes de corrosion, inclusions, contact "convexe-concave". Ils sont distribués de manière hétérogène dans la matrice. Les traits pédologiques représentés par les nodules en sont dépourvus. Les vides, peu nombreux, résultent de la perte de grains au montage.

L'analyse chimique (tab. 6.05) de ce rognon de minerai, confirme les observations macroscopiques : elle nous montre une teneur élevée en oxydes de fer (69,95 %) rendant 48,97 % de fer métal, un taux de silice appréciable (15,45 %) et une teneur en alumine faible (3,07 %). À noter, l'indigence de la teneur des résidus alcalins (magnésium : 0,02 % ; calcaire : 0,09 % ; traces pour le sodium et le potassium).

La diffractométrie (tab. 6.06) révèle une composition minéralogique strictement binaire : gœthite (2,44 et 2,69 Å) et quartz (4,25 et 3,34 Å). La couleur de l'échantillon, après broyage, est rouge jaune (code Munsell : 5 YR 5/8).

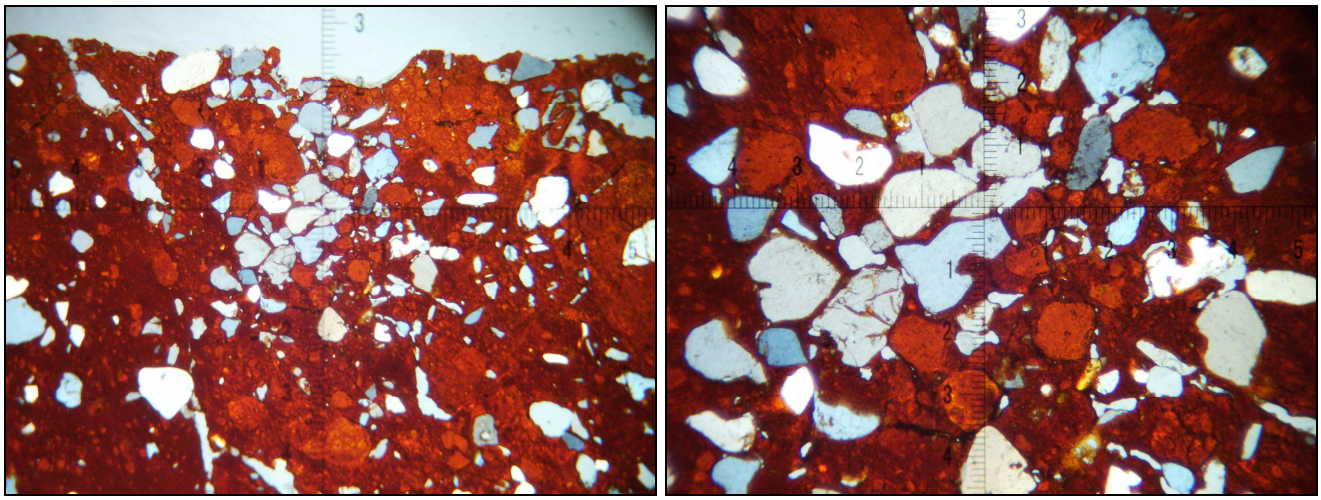


Photo 6.07 : Microscopie d'un minerai karstique (Damville) / Échantillon 7-0620/3 – Sur cette microphotographie, réalisée en bordure de lame mince, apparaît, en premier le plasma constitué de gœthite duquel émergent les traits pédologiques constitués par les papules ou nodules ovoïdes. Les grains de quartz, altérés, sont distribués de façon hétérogène. La photographie a été réalisée par adjonction d'une lame retardatrice (¼ λ) - LPA x40 (1 graduation = 25 µm) - (Photo JPF, 2010)

Photo 6.08 : Microscopie à fort grossissement d'un minerai karstique (Damville) / Échantillon 7-0620/3 –. Ce cliché, à plus fort grossissement, nous montre des grains de quartz et leurs figures d'altération (golfe de corrosion, stylolithes, contact "convexe-concave". Remarquez les traits pédologiques exprimés sous forme de petits nodules dépourvus d'organisation corticale. La photographie a été réalisée par adjonction d'une lame retardatrice (¼ λ) - LPA x100 (1 graduation = 10 µm) - (Photo JPF, 2010)

Eléments	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO2	P_2O5	PF	**Total**
Minerai karstique	**15,45**	3,07	**69,95**	0,06	0,02	0,09	< L.D.	< L.D.	0,16	0,72	11,34	100,85

Tab. 6.05 : Résultats de l'analyse chimique des 10 principaux éléments de l'échantillon 7-0620/3 - (CRPG, 2009)

Albite	Alunite	Anatase	Calcite	Chamosite Chlorite	Dolomite	(Fluo)apatite	Gœthite	Hématite	Illite	Kaolinite	Lépidocrocite	Microcline	Muscovite	Orthoclase	Quartz	Zircon

Tab. 6.06 : Synthèse du diagramme de l'analyse diffractométrique RX de l'échantillon 7-0620/3 - (MHNN, 2009)

Échantillon 7-0620/2 (LII.e 508.610-2428.864–150 m)

Le rafraîchissement du creusement du fossé de route D.50 a exhumé une lentille en place d'argile rouge brique dans lequel a été opéré un prélèvement (fig. 6.09, repère 3b). La diffractométrie (tab. 6.07), outre la gœthite (2,44 et 2,69 Å) et le quartz (4,25 et 3,34 Å), fait apparaître des minéraux argileux : illite (3,34 et 4,44 Å), kaolinite (7,17 Å) ainsi que des minéraux altérables comme un feldspath K : microcline (3,24 Å) et un autre élément ferrifère : chamosite (2,54 Å). La couleur de l'échantillon, après broyage, est rouge faible (code Munsell : 10 R 5/4).

Albite	Alunite	Anatase	Calcite	Chamosite Chlorite	Dolomite	(Fluo)apatite	Gœthite	Hématite	Illite	Kaolinite	Lépidocrocite	Microcline	Muscovite	Orthoclase	Quartz	Zircon

Tab. 6.07 : Synthèse du diagramme de l'analyse diffractométrique RX de l'échantillon 7-0620/2 - (MHNN, 2009)

4 MINIÈRES DU HAUT DE LA VILLE (Nogent-le-Sec)

Description du site (LII.e 503.176-2436.735-165 m)

La carte géologique au 1/50.000e de Breteuil-sur-Iton (Kuntz *et al.*, 1982) mentionne, sur le plateau, en rive gauche de l'Iton, à une altitude de 165 mètres, une minière sur le chemin vicinal entre le village de Nogent-le-Sec (à 8 km au NW de Damville) et le lieu-dit la Croix-des-Vallées, dans une configuration géologique de surface comparable au gîte de Damville (fig. 6.01, 6.02, 6.11 et 6.12, repère 4). Pour l'essentiel, les traces d'exploitation ont disparu mais les cultures, à cet endroit, recèlent de nombreux rognons de minerai d'échelle centimétrique à décimétrique.

Selon Passy (1874), le gisement de minerai se trouvait initialement entre deux couches de sables (échelle non précisée).

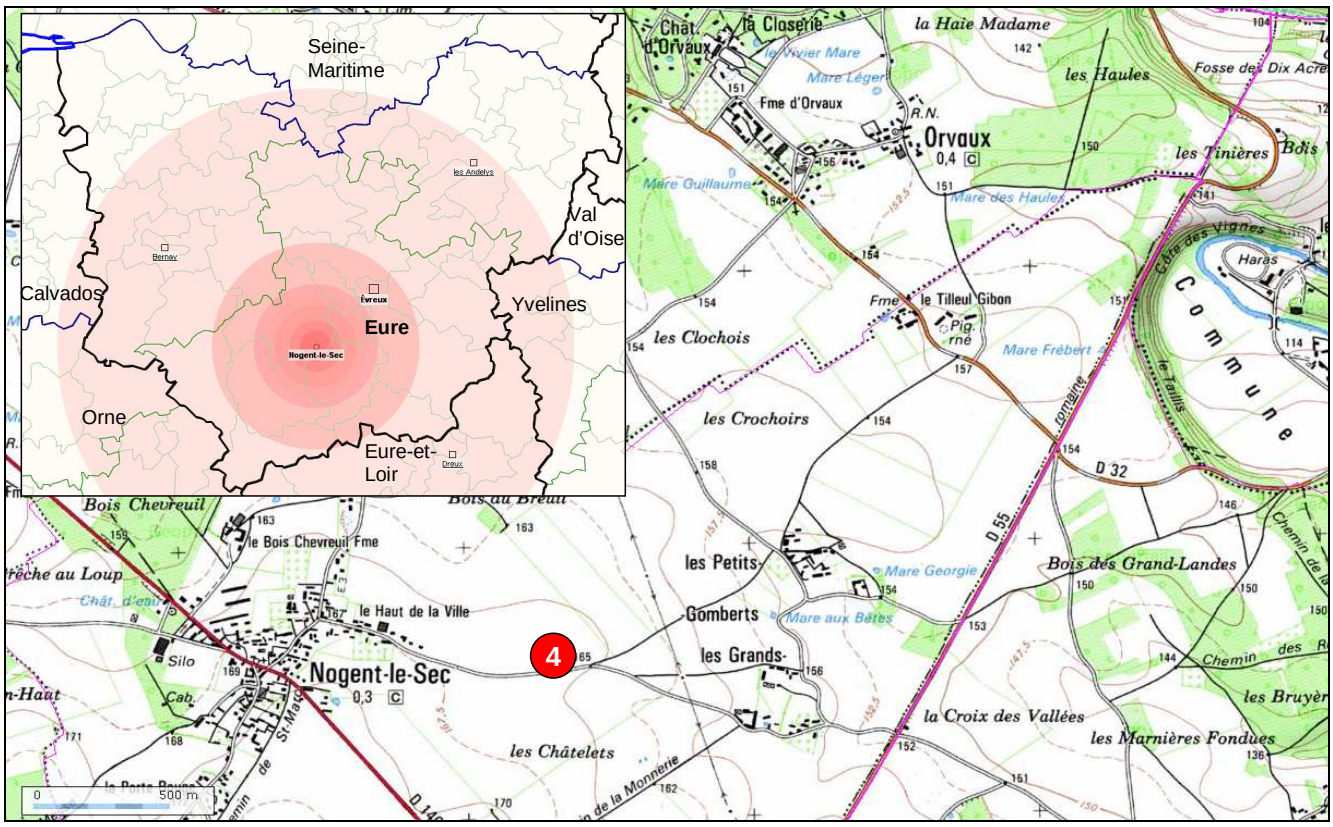


Fig. 6.11 : Sites des minières de Nogent-le-Sec (Eure) – (http://www.geoportail.fr)

Observations effectuées

Échantillon 7-0620/5

L'échantillon a été prélevé dans un rognon de minerai de taille décimétrique (photo 6.09). Ce rognon possède une induration très forte et présente une surface mate de couleur brun jaune foncé (code Munsell 10 YR 4/4) et d'aspect grumeleux.

La découpe permet d'observer des figures sphériques de diamètre pouvant atteindre 8 millimètres, noyées dans un ciment d'aspect rugueux et de couleur brun jaune foncé (code Munsell : 10 YR 4/4) et parcouru par des plages sableuses de couleur brun jaune (code Munsell : 10 YR 5/6) qui s'effritent au toucher.

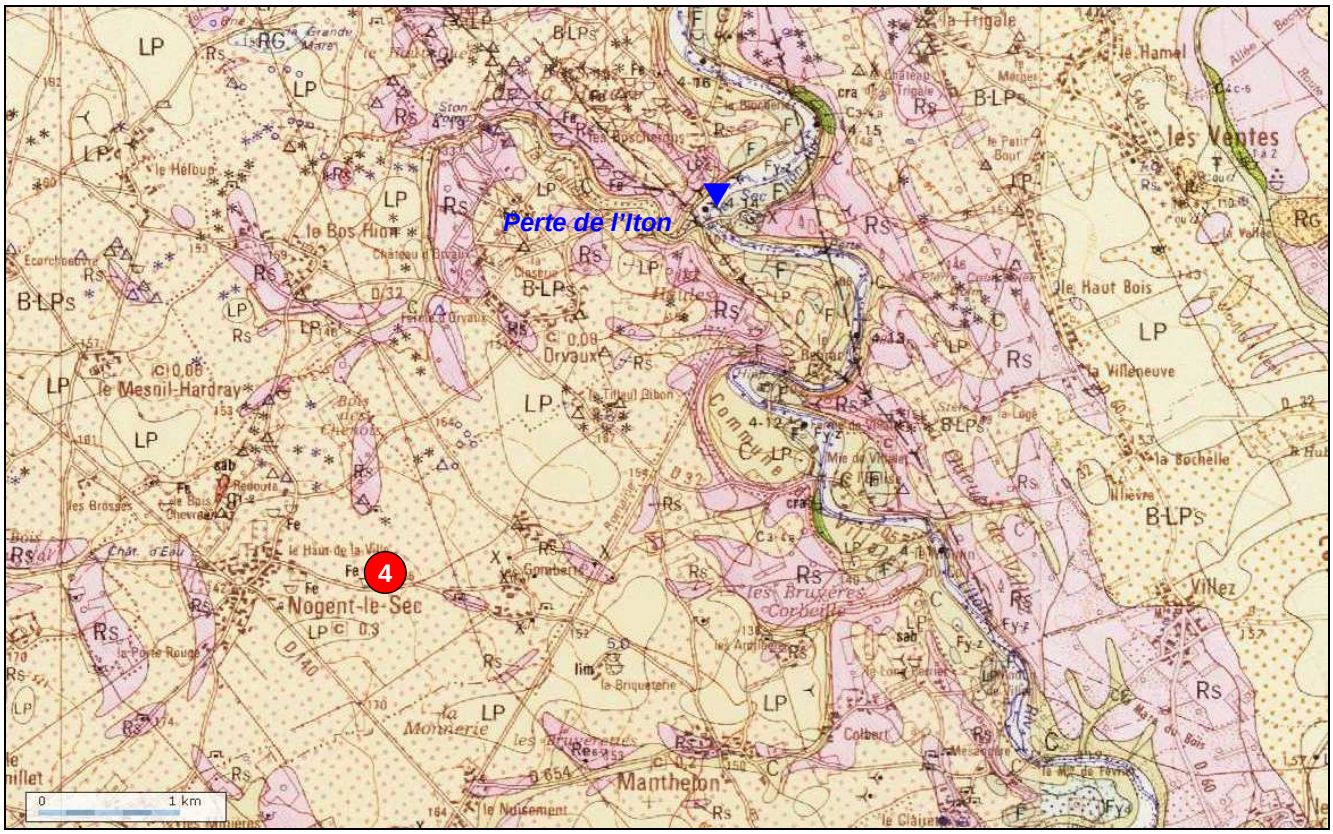


Fig. 6.12 : Carte géologique des minières de Nogent-le-Sec (Feuille de Breteuil-sur-Iton, d'après Kuntz *et al.*, 1982). Géologie : (c3-4a) Turonien (craie à petits silex), (c4c-5) Conacien (craie blanche à silex), (RG) Stampien (galets marins), (RS) Anté-Rupélien à Pliocène (formation résiduelle à silex), (B-LPs) Pléistocène (biefs et limons à silex), (C) colluvions indifférenciés, (F, Fx, Fw, Fv, Fy) alluvions anciennes, (Fz) alluvions récentes, (X) dépôts anthropiques

La microscopie montre un plasma argilo-ferrugineux, de type aggloméré, discontinu entre les grains de quartz qui constituent le squelette dont la densité, hétérogène et importante, varie entre 1/3 et 2/3 de la superficie. De nombreux vides correspondant à des plages sableuses éliminées au montage sont visibles (photo 6.10).

Le squelette est constitué de grains de quartz de faible sphéricité, subémoussés à subanguleux, d'une taille comprise entre 20 et 1200 µm. Les plus gros sont polycristallins. Ces grains présentent de nombreuses figures d'altération : golfes de corrosion, inclusions, contact convexe-concave. Ils sont distribués en grande densité. Les traits pédologiques sont exprimés sous forme de structures plus ou moins arrondies et dispersées qui peuvent atteindre 4000 µm.

Les structures sont en général des figures pseudo-oolithiques que l'on peut considérer comme des papules ou des nodules ne présentant pas d'organisation concentrique. Certaines néanmoins présentent des enveloppes assimilables à des cortex plus ou moins hydratés (photo 6.11). On observe localement quelques grains de quartz anguleux à la périphérie des pisolites "vrais". L'examen attentif de certains nodules montre des alignements singuliers de microvides qui pourraient être les côtes de fossiles épigénisés par les oxydes de fer (photo 6.12).

L'intensité de l'altération ne permet pas une identification précise de ces fossiles qui pourraient être un foraminifère de type *Discocyclina* d'âge éocène (Fischer, 2004).



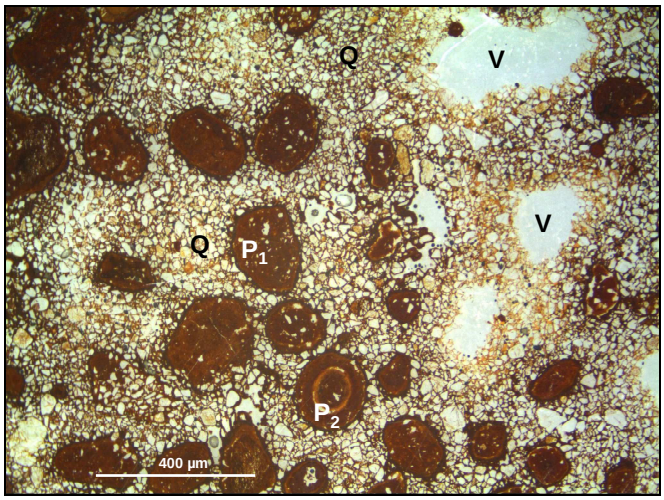
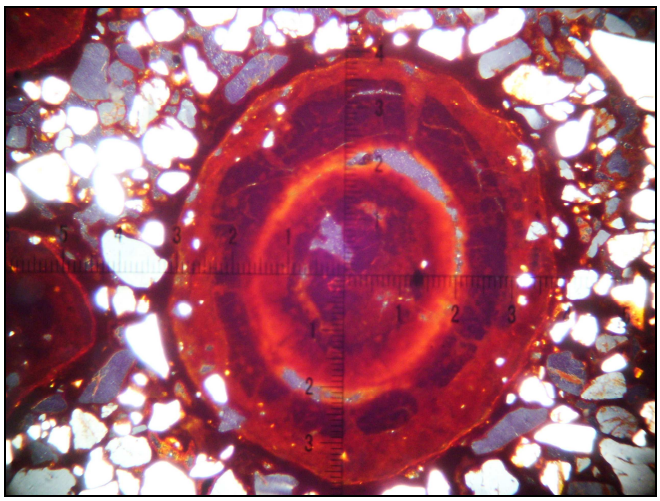


Photo 6.09 : Macroscopie d'un rognon de minerai de fer karstique (Nogent-le-Sec) / Échantillon 7-0620/5 - La découpe de l'échantillon met en évidence les traits pédologiques des nodules et pisolites ainsi que la distribution hétérogène et importante des plages sableuses - LN x10 - (Photo JPF, 2010)

Photo 6.10 : Rognon de minerai de fer karstique (Nogent-le-Sec) / Échantillon 7-0620/5 – Sur ce cliché à faible grossissement, on distingue : (P_1) nodules de gœthite ; (P_2) structure pisolitique, (Q) quartz ; (V) vides - (Photo JPF, 2010)



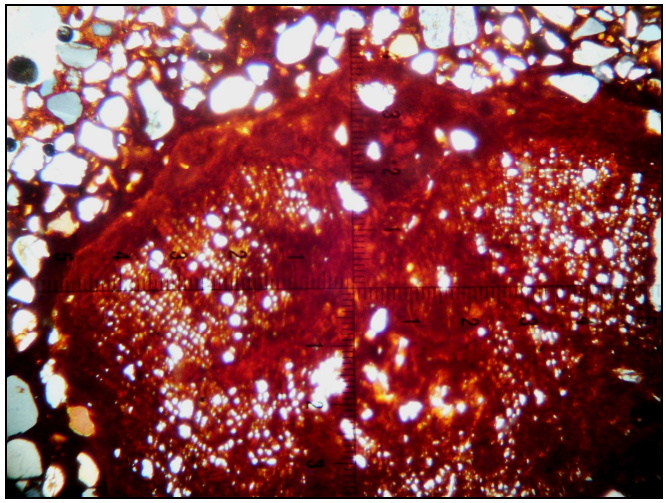


Photo 6.11 : Structure pisolitique (Nogent-le-Sec) / Échantillon 7-0620/5 – Cette figure pédologique (Ø 1750 µm) s'apparente à un pisolite présentant plusieurs structures concentriques plus ou moins hydratées) - LPA x40 (1 graduation = 25 µm) - (Photo JPF, 2010)

Photo 6.12 : Fantôme de fossile épigénisé par les oxydes de fer (Nogent-le-Sec) / Échantillon 7-0620/5 – Remarquez les alignements de vides marquant l'emplacement des côtes. Les deux photographies ont été réalisées par adjonction d'une lame retardatrice (¼ λ) -.- LPA x40 (1 graduation = 25 µm) - (Photo JPF, 2010)

L'analyse chimique (tab. 6.08) confirme les observations précédentes avec une teneur élevée en silice (48,06 %) à comparer avec une teneur très moyenne en oxydes de fer (42,71 %). Les autres valeurs sont conformes aux autres échantillons : très faible teneur en alumine (1,62 %) et indigence des résidus alcalins (calcaire : 0,05 % ; traces pour le magnésium, le sodium et le potassium).

Eléments	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO2	P_2O5	PF	**Total**
Minerai karstique	**48,06**	1,62	**42,71**	0,07	< L.D.	0,05	< L.D.	< L.D.	0,17	0,36	7,68	100,71

Tab. 6.08 : Résultats de l'analyse chimique des 10 principaux éléments de l'échantillon 7-0620/5 - (CRPG, 2009)

À l'instar des autres échantillons de minerai de fer karstique de la Plaine de Saint-André et du Pays d'Ouche, l'analyse diffractométrique (tab. 6.09) est strictement binaire : gœthite (2,44 et 2,69 Å) et quartz (4,25 et 3,34 Å).

La couleur de l'échantillon, après broyage est rouge jaune (code Munsell : 5 YR 5/6).

Albite	Alunite	Anatase	Calcite	Chamosite Chlorite	Dolomite	(Fluo)apatite	Goethite	Hématite	Illite	Kaolinite	Lépidocrocite	Microcline	Muscovite	Orthoclase	Quartz	Zircon

Tab. 6.09 : Synthèse du diagramme de l'analyse diffractométrique RX de l'échantillon –7-0620/5 - (MHNN, 2009)

5 MINIÈRES DU BUISSON HOUDIER (Saint-Nicolas-d'Attez)

Description du site (LII.e 496.942-2425.187-183 m)

En rive droite de l'Avre, Les bois de la Taille Mauny et du Buisson Houdier, situés entre Saint-Nicolas d'Attez et Breteuil-sur-Iton portent encore de nos jours, les vestiges de nombreuses traces d'exploitation matérialisées par des fosses circulaires (fig. 6.01, 6.02, 6.13 et 6.14, repère 5).

Les fosses se développent en surface dans les sables blanchâtres, très fins avec des altérations brun rougeâtre à rougeâtre, d'âge stampien ($g_{1\text{-}2}$ sur la carte géologique de Breteuil ; Kuntz *et al.*, 1982) piégés par des effondrements d'origine karstique de la craie (fig. 6.07, symbole C3). Ces sables sont mêlés à des blocs de grès plus ou moins imprégnés d'oxydes de fer.

Ce constat de terrain rejoint les observations de Passy (1874) qui précise que le minerai pouvait se trouver à la superficie ou à des profondeurs pouvant varier de quelques mètres à 10 mètres. Dans cette dernière disposition, il précise que le minerai était surmonté par des sables et des éléments grésifiés, eux-mêmes recouverts par une argile plastique (terre à faïence) et qu'il reposait sur des silex.

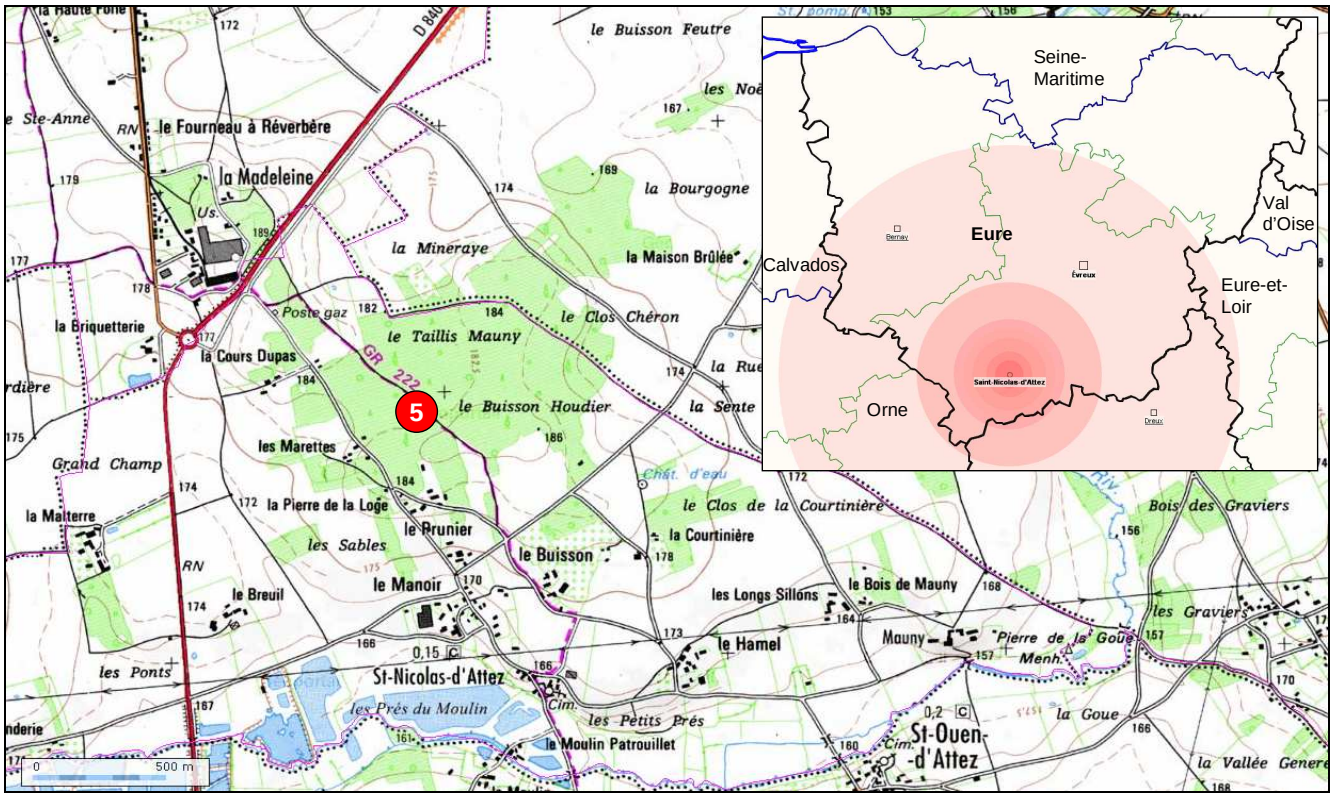


Fig. 6.13 : Site des minières du Buisson Houdier (Saint-Nicolas d'Attez, Eure) – (http://www.geoportail.fr)

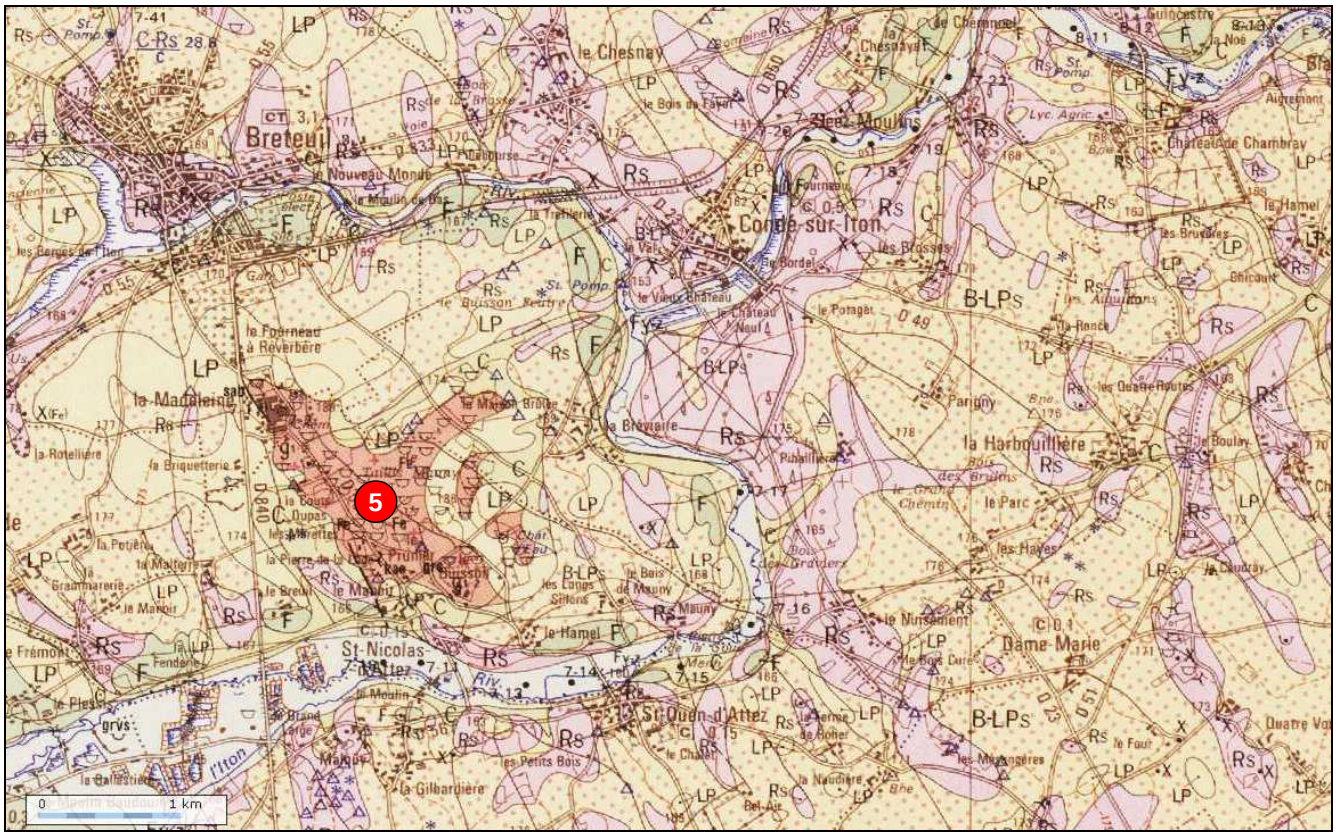


Fig. 6.14 : Carte géologique des minières de Saint-Nicolas d'Attez et environs (Feuille de Breteuil-sur-Iton, d'après Kuntz *et al.*, 1982). Géologie : (g1-2) Stampien (sables et bancs de grès au sommet), (RG) Stampien (galets marins), (RS) Anté-Rupélien à Pliocène (formation résiduelle à silex), (B-LPs) Pléistocène (biefs et limons à silex), (C) colluvions indifférenciés, (F, Fx, Fw, Fv, Fy) alluvions anciennes, (Fz) alluvions récentes, (X) dépôts anthropiques

Observations effectuées

Échantillon 7-0620/4

Les échantillons récoltés à l'intérieur ou près des anciennes exploitations sont comparables à ceux récoltés à Nogent-le-Sec et présentent le même aspect de surface et une forte induration. La découpe des rognons de minerai aboutit à ce constat : des figures sphériques de diamètre pouvant atteindre 6 millimètres, noyées dans un ciment d'aspect rugueux et de couleur brun jaune foncé (code Munsell : 10 YR 4/4) et parcouru par des plages sableuses de couleur brun jaune (code Munsell : 10 YR 5/6) qui s'effritent au toucher.

La microscopie montre un plasma argilo-ferrugineux, de couleur brun rouge, plutôt de type porphyrique, discontinu entre les grains de quartz qui constituent le squelette dont la proportion varie sur la lame mince, entre 1/2 et 2/3 de la superficie. Le squelette est constitué de grains de quartz de sphéricité faible à moyenne, subémoussés à subanguleux, hétérométriques (taille comprise entre 25 et 800 µm). Il ne sont que très rarement polycristallins. Ces grains présentent de nombreuses figures d'altération : golfes de corrosion, inclusions, contact "convexe-concave" (photo 6.13). Ils sont distribués en grande densité.

Les traits pédologiques sont exprimés sous forme de structures plus ou moins ovoïdes et dispersées qui peuvent atteindre 6000 µm. Les structures sont en général des figures comme des papules ou des nodules ne présentant pas d'organisation concentrique. Nous n'avons pas rencontré dans cet échantillon des pisolites "vrais" avec des structures corticales alternées. Le cœur de ces nodules est souvent colonisé par des petits grains de quartz (20 à 300 µm). Certains de ces nodules sont éclatés par des fentes de dessiccation (photo 6.14).

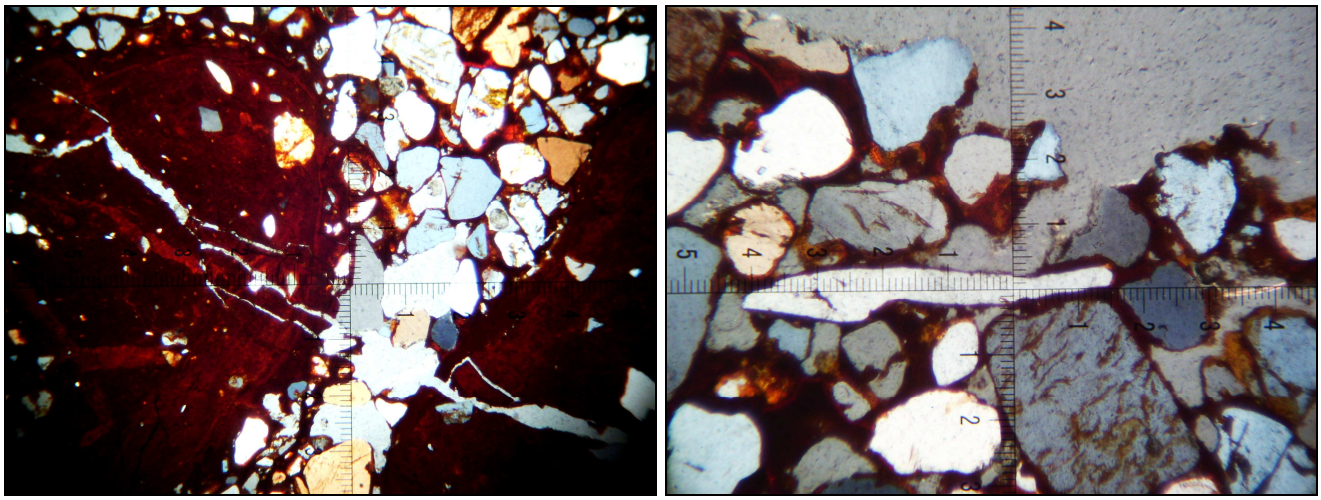


Photo 6.13 : Microscopie minerai karstique (Saint-Nicolas-d'Attez) / Échantillon 7-0620/4 – Les parties gauche et droite du cliché sont occupées par des nodules de gœthite sans cortex apparent dont le cœur envahi par quelques micro-grains de quartz, est éclaté par des fentes de dessiccation qui se propagent d'un nodule à l'autre. La photographie a été réalisée par adjonction d'une lame retardatrice (¼ λ) - LPA x40 (1 graduation = 25 µm) - (Photo JPF, 2010)

Photo 6.14 : Microscopie minerai karstique (Saint-Nicolas-d'Attez) / Échantillon 7-0620/4 – La microphotographie, réalisée à fort grossissement, montre les nombreuses figures d'altération qui affectent les grains de quartz : stylolithes, golfe de corrosion, contact convexe-concave. La photographie a été réalisée par adjonction d'une lame retardatrice (¼ λ) - LPA x100 (1 graduation = 10 µm) - (Photo JPF, 2010)

Contre toute attente, alors que la structure micromorphologique est très semblable à l'échantillon précédent (Nogent-le-Sec), l'analyse chimique (tab. 6.10) révèle un minerai à forte teneur en oxydes de fer (65,93 %) et une teneur moyenne en silice (18,89 %). Les autres valeurs sont comparables aux différents échantillons récoltés : très faible teneur en alumine (2,70 %) et indigence des résidus alcalins (calcaire : 0,05 % ; magnésium : 0,02 %) ; traces pour le sodium et le potassium).

Eléments	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5	PF	**Total**
Minerai karstique	**18,89**	2,70	**65,93**	0,01	0,02	0,05	< L.D.	< L.D.	0,07	0,99	11,33	99,99

Tab. 6.10 : Résultats de l'analyse chimique des 10 principaux éléments de l'échantillon 7-0620/4 - (CRPG, 2009)

Concernant l'analyse diffractométrique (tab. 6.11), les mêmes observations que pour les autres échantillons de minerai de fer karstique de la Plaine de Saint-André et du Pays d'Ouche, peuvent être formulées. Les minéraux se limitent strictement à la gœthite (2,44 et 2,69 Å) et au quartz (4,25 et 3,34 Å). La couleur de l'échantillon, après broyage est rouge jaune (code Munsell : 5 YR 4/6).

Albite	Alunite	Anatase	Calcite	Chamosite Chlorite	Dolomite	(Fluo)apatite	Gœthite	Hématite	Illite	Kaolinite	Lépidocrocite	Microcline	Muscovite	Orthoclase	Quartz	Zircon

Tab. 6.11 : Synthèse du diagramme de l'analyse diffractométrique RX de l'échantillon -7-0620/4 - (MHNN, 2009)

6.4. SYNTHÈSES DES RÉSULTATS (Chapitre 6)

6.4.1 LES APPORTS DES ANALYSES CHIMIQUES ET MINÉRALOGIQUES

Analyses chimiques

Les analyses dont nous disposons pour le Pays d'Ouche et la Plaine de Saint-André sont limitées aux seules analyses que nous avons fait réaliser, aucune autre analyse fiable et suffisamment précise n'ayant été trouvée y compris dans la littérature ancienne (Passy, 1874). Sur le panel retenu, on observe (tab.6.12 et fig. 6.15 et 6.16) :

- Concernant les teneurs en Fe_2O_3, les minerais se répartissent en deux catégories : des minerais riches, voire très riches (échantillons 7-0620/3 de Damville, 7-0620/4 de Saint-Nicolas d'Attez et surtout 7-0621/2 de la Ferrière-sur-Risle) avec des teneurs comprises entre 65,93 % et 79,92 %, avec corrélativement un taux de SiO_2 inférieur à 20 % (de 3,29 à 18,89 %) ; et puis des minerais pauvres (échantillons 7-0620/5 de Nogent-le-Sec et 7-0621/1 de Sainte-Marthe) avec des teneurs en oxydes de fer légèrement supérieures à 40 % (42,71 et 40,60 %) et corrélativement des valeurs élevées en SiO_2 (48,06 et 42,50 %). Ceci confirme, si besoin était, l'équilibre fer / silice.

- À l'instar des minerais des Crêtes pré-ardennaises et du Pays-Haut, les teneurs en alumine montrent des minerais peu bauxitisés (moyenne Al_2O_3 = 3,06 %).

- Seul, un des échantillons (7-0621/2 de la Ferrière-sur-Risle) semble être caractéristique d'anciens climats chauds et humides et montre un ratio Si/Al qui s'approche de 1 (1,16) et un rapport K_i voisin de 2 (2,24).

- Les teneurs en calcium sont indigentes pour la totalité du panel. La moyenne s'établit à 0,06 % avec une dispersion faible comprise entre 0,04 et 0,09 %.

Pour les autres résidus alcalins (MgO, Na_2O, K_2O), les teneurs moyennes sont, du fait du lessivage, conformes aux autres ferricrètes et se réduisent respectivement à 0,02 % pour MgO et nulle pour Na_2O et K_2O.

- Pour le phosphore, les teneurs sont relativement élevées par rapport aux autres ferricrètes du même type (moyenne 0,60 %) et présentent une dispersion notable (entre 0,22 et 0,99 %).

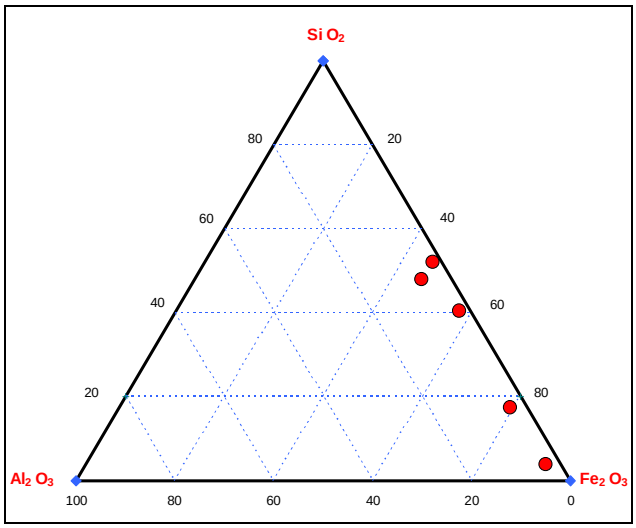
Les teneurs des autres métalloïdes (NnO et TiO_2) comprises dans les mêmes écarts (entre 0,01 et 0,29 %) ne sont pas significatives.

- Les pertes au feu des analyses font ressortir deux populations : celle avec des pertes au feu faibles (entre 7,68 et 9,83 %), correspond aux minerais pauvres en Fe_2O_3 et très silicifiés ; celle avec des pertes au feu plus élevées avec des minerais riches mais peu silicifiés. La teneur en silice, principalement en quartz est déterminante dans l'appréciation de ce paramètre.

Échantillon	Auteur	Type de minerais	Commune	Dpt	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5	PF	Total
7-0620/3	JPF	Minerai de fer des marais	Damville (Bois des Minières)	27	15,45	3,07	69,95	0,06	0,02	0,09	0,00	0,00	0,16	0,72	11,34	100,86
7-0620/4	JPF	Minerai de fer des marais	Saint-Nicolas d'Attez (Buisson Houdier)	27	18,89	2,70	65,93	0,01	0,02	0,05	0,00	0,00	0,07	0,99	11,33	99,99
7-0620/5	JPF	Minerai de fer des marais	Nogent-le-Sec (Le Haut de la Ville)	27	48,06	1,62	42,71	0,07	0,00	0,05	0,00	0,00	0,17	0,36	7,68	100,72
7-0621/1	JPF	Minerai de fer des marais	Sainte-Marthe (Les Vallées)	27	42,50	5,41	40,60	0,20	0,02	0,04	0,00	0,02	0,29	0,22	9,83	99,13
7-0621/2	JPF	Minerai de fer des marais	La Ferrière-sur-Risle (Les Clos)	27	3,29	2,50	79,92	0,09	0,04	0,07	0,00	0,00	0,15	0,70	13,39	100,15
Nota : les calculs statistiques sont éffectués uniquement sur les indurations ferrugineuses. Les échantillons autres, notamment les argiles, en sont exclus			Médiane		18,89	2,70	65,93	0,07	0,02	0,05		0,00	0,16	0,70	11,33	
			Moyenne		25,64	3,06	59,82	0,09	0,02	0,06		0,00	0,17	0,60	10,71	
			Ecart type		18,95	1,42	17,36	0,07	0,01	0,02		0,01	0,08	0,31	2,12	
			Limite haute		48,06	5,41	79,92	0,20	0,04	0,09		0,02	0,29	0,99	13,39	
			Limite basse		3,29	1,62	40,60	0,01	0,00	0,04		0,00	0,07	0,22	7,68	
			Capabilité		0,39	0,45	0,38	0,45	0,47	0,42		0,37	0,46	0,42	0,45	

Tab. 6.12 : **Synthèse analyses chimiques du Pays d'Ouche et de la Plaine Saint-André (Eure)** - (JPF, 2010)

- L'indice d'altération et de lessivage (tab. 6.13 et fig. 6.17) permet de dissocier deux populations suivant la valeur de l'indice Φ_{jp} : l'une autour de 0,10 (échantillons 7-0620/3 et 4, 7-0621/2) et une autre autour de 0,25 (échantillons 7-0620/5 et 7-0621/1) Les valeurs sont semblables aux échantillons du Pays-Haut et des Crêtes pré-ardennaises.



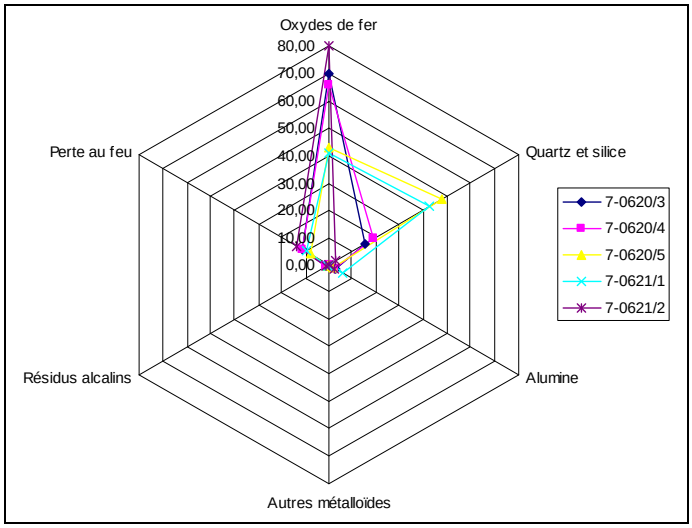
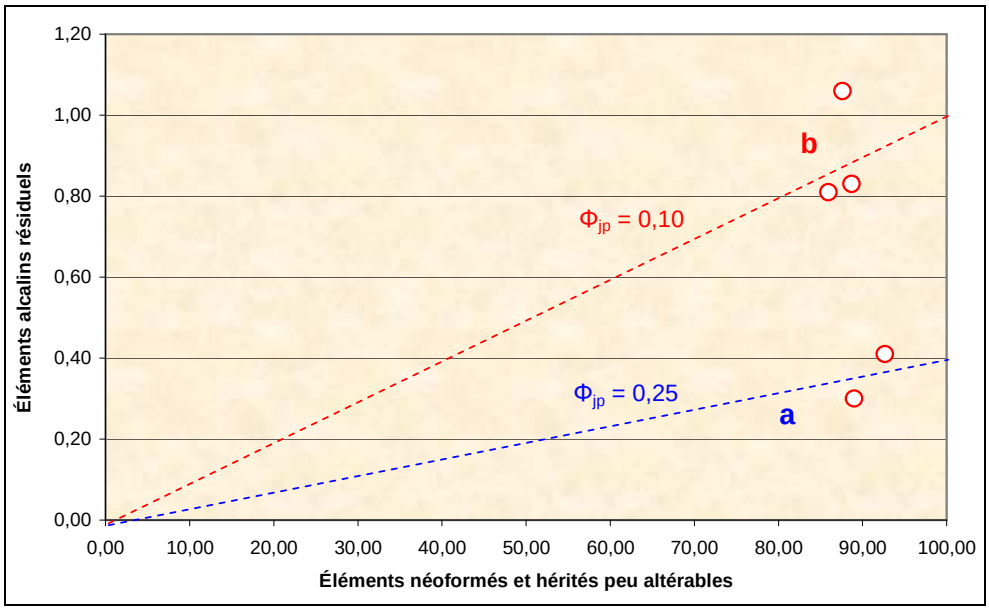


Fig. 6.15 : **Graphe ternaire des échantillons de l'ensemble des échantillons du Pays d'Ouche et de la Plaine-Saint-André (Eure)** – (JPF, 2010)

Fig. 6.16 : **Signature polymorphe des minerais de fer du Pays d'Ouche et de la Plaine-Saint-André (Eure)** – (JPF, 2010)



Échnatillon	Oxydes de fer + Silice + Alumine	Résidus alcalins	Indice Φ_{jp}
7-0620/3	88,69	0,83	**0,1069**
7-0620/4	87,60	1,06	**0,0826**
7-0620/5	92,63	0,41	**0,2259**
7-0621/1	89,00	0,30	**0,2967**
7-0621/2	85,95	0,81	**0,1061**

Tab. 6.13 et fig. 6.17 : **Indices d'altération et de lessivage de l'ensemble des minerais de fer du Pays d'Ouche et de la Plaine-Saint-André (Eure)** - (JPF, 2011)

Analyses minéralogiques

La composition minéralogique des échantillons des indurations ferrugineuses du Pays-d'Ouche se résume essentiellement à un seul oxyhydroxyde de fer : la gœthite systématiquement et exclusivement accompagnée de quartz.

Les argiles (7-0620/2 de Damville) ne sont mentionnées dans le tableau 6.14 (en gris) que pour mémoire.

Échantillon	Auteur	Type	Commune	Dpt	Albite	Alunite	Anatase	Calcite	Chamosite Chlorite	Dolomite	(Fluo)apatite	Goethite	Hématite	Illite	Kaolinite	Lépidocrocite	Microcline	Muscovite	Orthoclase	Quartz	Zircon
7-0620/2	JPF	Argile siliceuse	Damville (Bois des Minières / D.50)	27																	
7-0620/3	JPF	Minerai de fer des marais	Damville (Bois des Minières)	27																	
7-0620/4	JPF	Minerai de fer des marais	Saint-Nicolas d'Attez (Buisson Houdier)	27																	
7-0620/5	JPF	Minerai de fer des marais	Nogent-le-Sec (Le Haut de la Ville)	27																	
7-0621/1	JPF	Minerai de fer des marais	Sainte-Marthe (Les Vallées)	27																	
7-0621/2	JPF	Minerai de fer des marais	La Ferrière-sur-Risle (Les Clos)	27																	

Tab. 6.14 : **Synthèse minéralogique des diffractométries du Pays d'Ouche et de la Plaine-Saint-André (Eure)** - (noir) indurations ferrugineuses, (gris) argiles (JPF, 2011)

6.4.2 TYPOLOGIE DES FORMATIONS FERRUGINEUSES ET DES MODELÉS KARSTIQUES

Typologie des faciès ferrugineux

Les données pétrographiques, chimiques et minéralogiques mettent en évidence pour les minerais de fer du Pays d'Ouche des caractéristiques qui leur sont propres : un premier examen, basé sur l'observation des grains de quartz (sables stampiens) conduirait à les classer comme étant des **grès ferrugineux.**

Toutefois, c'est au niveau du plasma que réside l'originalité de ces minerais. Le plasma présente une cristallisation poussée de la gœthite alors que celui des grès ferrugineux observés sur les bordures nord et est du Bassin parisien est plutôt homogène. Mais surtout on y perçoit des traits pédologiques en cours de développement : nodules, papules, oolithes ou encore pisolites à cortex unique. Ces éléments, ajoutés aux opinions des rédacteurs des cartes géologiques de Saint-André de l'Eure (Kuntz *et al.*, 1977) et de Breteuil-sur-Iton (Kuntz *et al.*, 1982) et confirmés par la présence de cristaux de sphærosidérite, nous incitent à classer ces minerais comme étant un "**minerai de fer des marais**" d'âges différenciés (minerais "anciens" et minerais "récents").

Il ressort de ces observations la confirmation du caractère hétérogène de l'âge des formations ferrugineuses :

- Des **minerais "anciens"** (1ère génération). C'est, semble-t'il, le cas des échantillons de Damville (7-0620/3), de la Ferrière-sur-Risle (7-0621/2) et de Saint-Nicolas d'Attez (7-0620/4) qui présentent des figures et des indicateurs d'altération plus accentués, confirmés par un indice plus poussé (tab. 6.13 et fig. 6.17, Φjp autour de 0,1).

- Des **minerais "récents"** (2ème génération). Ce serait le cas des échantillons de Sainte-Marthe (7-0621/1) et de Nogent-le-Sec (7-0620/5) qui présentent un indice moins évolué (tab. 6.13 et fig. 6.17, Φjp autour de 0,25).

Typologie des modelés karstiques

Les modelés karstiques, tels que définis sur le site de Saint-Pancré, ont pu être observés sur nombre de sites. C'est ainsi que l'on a pu mettre en évidence (tab. 6.15) :

- Type ① : Des dolines de différents types (dolines en baquet, en entonnoir ou en cuvette, ouvala) et de taille variable (diamètre et profondeur plurimétriques) ont été identifiées.

Dans le secteur étudié, il n'a pas été observé de ruelles comparables aux sites de Saint-Pancré ou de la Borne de Fer (type ②), ni de paléoréseaux (t ype ③), ni de lapiaz (type ④).

Site	Dpt	N°	Altitude (m)	Type (tab. 6.16)	① Doline	② Ruelle	③ Paléoréseau	④ Lapiaz	Observations
Minières du Clos / La Ferrière-sur-Risle	27	1	167	**C**	Ø (pdam) P (pm)				
Minières des Vallées / Sainte-Marthe	27	2	148	**C**	Ø (pdam) P (dam)				
Minières du bois des Minières / Damville	27	3	150-160	**C**	Ø (pdam) P (pm)				
Minières du Haut de la Ville / Nogent-le-Sec	27	4	165	**C**	Ø (pm) P (m)				
Minières du Buisson Houdier / Saint-Nicolas d'Attez	27	5	183	**C**	Ø (dam) P (pm)				

Tab. 6.15 : Synthèse des modelés karstiques du Pays d'Ouche et de la Plaine-Saint-André. Légende : (Ø) diamètre, (P) profondeur, (L) longueur, (l) largeur, (m) métrique, (pm) plurimétrique, (dam) décamétrique, (pdam) pluridécamétrique, (hm) hectométrique, (phm) plurihectométrique – (JPF, 2012)

6.5.2 RELATIONS ENTRE LE KARST ET LA FRACTURATION

Plusieurs indicateurs sont susceptibles d'aider à la détermination des directions préférentielles de la fracturation : orientation des vallées, cartographie des formations superficielles, etc. De même :

- Les orientations des vallées (Risle, Iton, Eure) s'articulent principalement autour de directions : W.SW-E.NE, N.NW-S.SE et S-N.

- La cartographie des formations superficielles fait apparaître des alignements, liés sans doute à des circulations karstiques actuelles ou anciennes qui pourraient correspondre à des failles ou diaclases (notice Bernay, Kuntz *et al.*, 1984). Parmi les formations cartographiées, il convient de noter celles des poches de sables stampiens piégés dans des dépressions karstiques et associées de façon récurrente et concomitante aux exploitations de minerais de fer.

- Les systèmes de failles ou de flexures observées ou supposées par les auteurs des cartes et notices géologiques.

Concernant ce dernier point, les figures des notices des cartes géologiques au 1/50.000^{e} de la région (Bernay, Kuntz *et al.*, 1984 ; Beaumont-le-Roger, Kuntz *et al.*, 1981 ; Évreux, Pomerol *et al.*, 1977 ; Rugles, Kuntz *et al.*, 1985 ; Breteuil-sur-Iton, Kuntz *et al.*, 1982 ; Saint-André de l'Eure, Dewolf *et al.*, 1977 ; L'Aigle, Ménillet *et al.*, 1998 ; Verneuil, Lebret *et al.*, 1996 ; Dreux, Ménillet *et al.*, 1994) font état de nombreuses failles ou fracturations orientées de manière préférentielle N-NW / S-SW et secondairement NE / SW, voire N /S (à l'est d'Évreux). Ces accidents tectoniques restent supposés ou hypothétiques en l'absence d'affleurements crayeux en nombre suffisant et ont été tracés de par la présence d'alignements (effondrements, entonnoirs d'absorption, sources…).

À partir des orientations fournies par les figures des notices et les cartes géologiques au 1/50.000^{e} (Beaumont, Kuntz *et al.*, 1981 ; Evreux, Pomerol *et al.*, 1977 ; Breteuil-sur-Iton, Kuntz *et al.*, 1982 et Saint-André, Kuntz *et al.*, 1977) ainsi que par l'inventaire de Passy (1874), nous avons reporté sur une même carte les failles supposées et les exploitations de fer recensées pour le département de l'Eure (fig. 6.18).

L'étude statistique (114 éléments) de l'orientation préférentielle de la fissuration est confirmée par sa représentation graphique soulignant à l'évidence la direction N.NW-S.SW mentionnée par les auteurs cités précédemment. De même, l'agrégation massive des exploitations s'observe dans la zone où la concentration de failles guidant les réseaux karstiques est la plus importante.

Ce sont les lents mouvements de montée et de descente de l'épirogenèse néogène qui ont affecté cette région du bassin de Paris (Évreux, Pomerol *et al.*, 1977) qui sont à l'origine des accidents tectoniques et du développement des réseaux karstiques. Ce développement a été accéléré par l'abaissement du niveau de base de la nappe phréatique consécutive à l'incision des vallées, à travers des surfaces acquises à la fin du Tertiaire. De même, cette épirogenèse, à caractère positif, constitue un bombement lithostratigraphique susceptible de favoriser les phénomènes de lessivage des sols et l'évacuation des alcalins solubles.

Comme l'ont souligné les auteurs des cartes géologiques évoquées précédemment, il semblerait que la localisation préférentielle des gisements de fer puisse s'expliquer par la position de mares originelles de la surface du plateau (à l'image des mardelles fréquemment observées dans les karsts de couverture lorrains du Barrois, de la Dalle d'Étain ou du Pays-Haut) et qui correspondaient à des points bas de cette surface, en cours d'affaissement au droit des piéges karstiques. Les circulations aquifères accélérées par l'effet du soutirage ont facilité le lessivage des formations susjacentes.

L'argile résiduelle à silex fossilise des poches de dissolution (fig. 6.06 et 6.07) dans les formations crayeuses du Turonien (à l'ouest et au sud) et du Santonien-Coniacien (au nord et à l'est).

Ces poches peuvent atteindre voire dépasser 10 m de profondeur, ce qui laisse penser que sa formation, peut-être pédologique, est concomitante aux épisodes karstiques qui se sont développés au fur et à mesure de l'épirogenèse (lents mouvements de montée et de descente des continents) néogène du bassin de Paris.

Un autre trait morpho-tectonique est représenté par l'alignement des grandes cavités karstiques qui ont piégé les formations paléogènes et les Sables de Lozère suivant un axe N-S bien marqué à l'est d'Évreux (Pomerol *et al*., 1977).

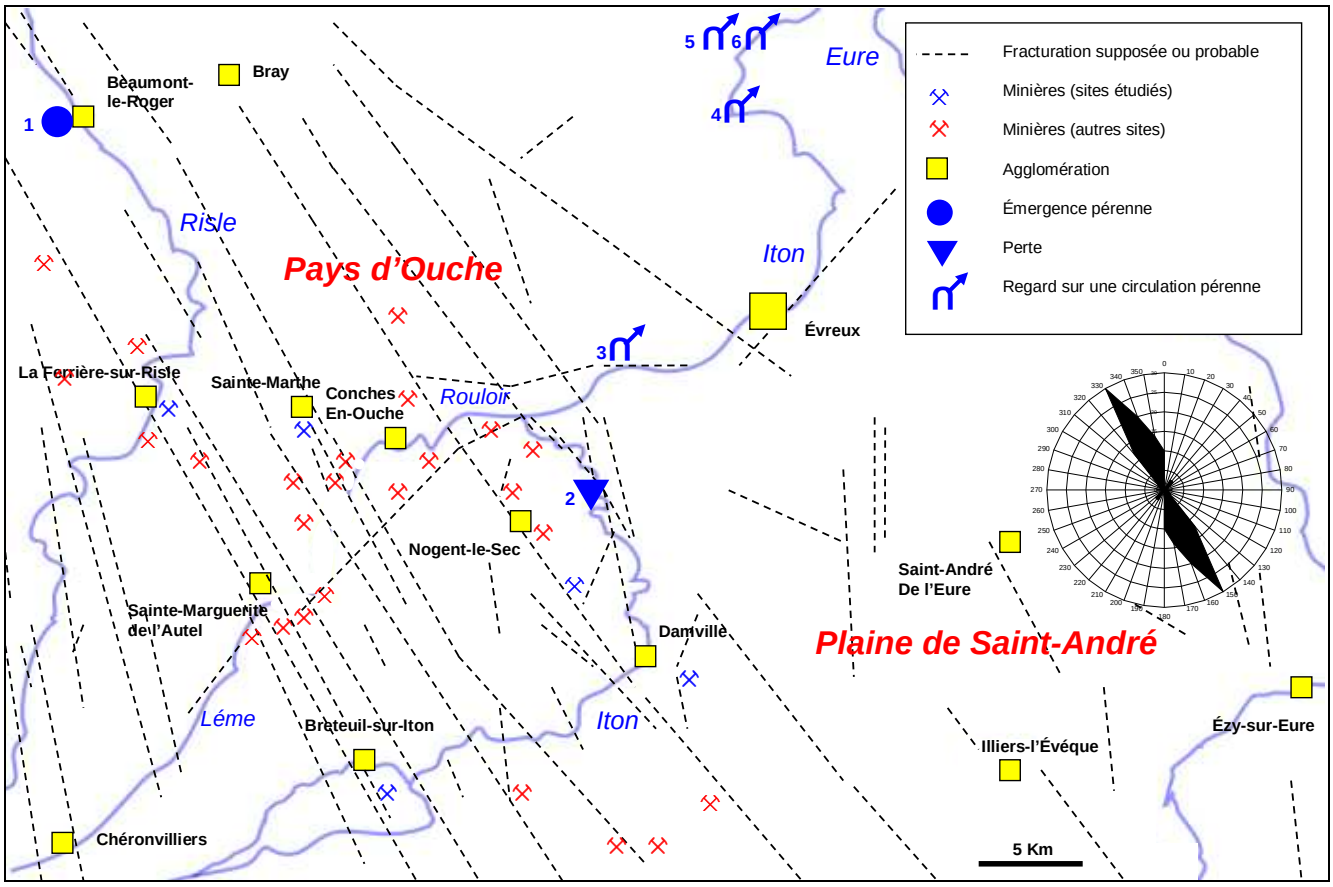


Fig. 6.18 : Tracé des fracturations supposées ou probables et localisation des gîtes d'exploitation de minerai de fer du Pays d'Ouche et de la Plaine Saint-André (Eure) – Phénomènes karstiques : (1) Source de la Pisciculture (Beaumont-le-Roger), (2) le Sec Iton (Les Ventes), (3) puits de la carrière de Bapeaume (Aulnay-sur-Iton), système du Moulin Heulin (Brosville), (5) puits du Prieuré (Caneppeville), (6) drain karstique de la carrière des Blancs (Amfreville-sur-Iton) - (JPF, 2010, complété par les relevés des cartes géologiques au 1/50.000^{e} et des figures des notices (Feuilles de Beaumont-le-Roger, Évreux, Breteuil-sur-Iton et Saint-André-de l'Eure)

6.5 INTERPRÉTATIONS (Chapitre 6)

6.5.1 RELATIONS ENTRE LE KARST ET LES DÉPÔTS FERRUGINEUX

Les phénomènes karstiques, recensés dans le secteur étudié, sont peu nombreux (une demi-douzaine), ils sont pour l'essentiel localisés dans ou à proximité de la vallée de l'Iton, entre Damville et sa confluence avec l'Eure (fig. 6.18). Témoignage d'un karst actif quaternaire, ils se présentent soit sous forme de perte (le sec Iton aux Ventes), soit sous forme de regard sur des circulations pérennes (puits de la carrière de Bapeaume à Aulnay-sur-Iton), système du Moulin Heulin à Brosville, puits du Prieuré à Caneppeville, drain karstique de la carrière des Blancs à Amfreville-sur-Iton), soit encore sous forme de résurgence (source de la Pisciculture à Beaumont-le-Roger).

La totalité des sites miniers étudiés sont situés sur le plateau et sont dans un seul type (Type C) d'environnement karstique : il s'agit de dépôts d'éléments ferrugineux dans un karst de faible ampleur, sur les plateaux d'érosion crétacés (tab. 6.16).

Site	Dpt	N°	Altitude (m)	Type	Environnement karstique
Minières du Clos / La Ferrière-sur-Risle	27	1	167	**C**	Dépôt dans le karst sur les plateaux d'érosion
Minières des Vallées / Sainte-Marthe	27	2	148	**C**	Dépôt dans le karst sur les plateaux d'érosion
Minières du bois des Minières / Damville	27	3	150-160	**C**	Dépôt dans le karst sur les plateaux d'érosion
Minières du Haut de la Ville / Nogent-le-Sec	27	4	165	**C**	Dépôt dans le karst sur les plateaux d'érosion
Minières du Buisson Houdier / Saint-Nicolas d'Attez	27	5	183	**C**	Dépôt dans le karst sur les plateaux d'érosion

Tab. 6.16 : Relation entre les dépôts ferrugineux et le karst, du Pays d'Ouche et de la Plaine Saint-André (Eure). Le tableau reprend, site par site, le type ou la nature du dépôt et l'environnement karstique dans lequel ils se trouvent – (JPF, 2012)

6.5.2 LA GENÈSE DES DÉPÔTS FERRUGINEUX EN LIEN AVEC LE KARST DE LA CRAIE

La présence de sphærosidérites

L'échantillon 7-0621/2 des minières du Clos à La Ferriière-sur-Risle a révélé la présence de sphærosidérite (minéral à structure radiante en forme de rosette ou de croix de Malte qui est une variante du carbonate de fer). Ce dernier est caractéristique d'environnements lagunaires ou lacustres (Ludvigson, 1998).

Les sphærosidérites apparaissent dans les conduits racinaires des paléosols argileux et kaoliniques par une ségrégation sélective des atomes de fer au niveau des racines des plantes (fig. 6.19). Leur formation résulte de conditions favorables de la réduction microbienne des oxyhydroxydes de fer dans les sols marécageux : il en résulte une augmentation des concentrations de Fe^{++}. Les minéraux observés sont largement dépourvus d'inclusions détritiques, et il semble qu'ils cristallisent en se substituant à des nodules phréatiques dans les canaux ouverts par les racines. Tandis que les séquences du redox conduisent à une réduction du SO_4^{2-}, et séquestrent le fer dans les sulfides sédimentaires, l'absence typique de SO_4^{2-} dans des environnements d'eau douce conduit à une séquestration dans la sidérite ($FeCO_3$).

Ces minéraux, au travers de leur composition isotopique en oxygène, préservent les enregistrements des précipitations anciennes et constituent un traceur atmosphérique présentant un grand potentiel de restitution de la paléoclimatologie et de la paléohydrologie des environnements continentaux. .En effet selon les mêmes auteurs, la variation des isotopes ^{18}O et ^{13}C des sphærosidérites permet d'apprécier la relativité des gradients des paléoprécipitations par rapport à l'Actuel (Ludvigson, 1998).

Le lien avec des phénomènes actuels

Des phénomènes actuels sont susceptibles de confirmer cette origine biologique : lors d'une excursion de l'AGBP (juin 2011, photos 6.15 et 6.16) dans la carrière d'Hautrage (nord du bassin de Mons, Hainaut belge), Papier et Baele ont présenté des dépôts de couleur ocre qui se développent sur la formation argileuse wealdienne qui contient en proportion variable des débris de lignite, des nodules de pyrite et des sidérites.

Ces bioconstructions proviennent de l'interaction entre les microorganismes, les minéraux ferreux du substrat et l'environnement. Cette association des microorganismes avec le fer entraîne la formation de biofilms couvrant des mattes ferrugineuses dans divers environnements riches en en Fe^{++}. La croissance des mattes est rapide : au moins 5 cm d'épaisseur de matte en deux mois par une source débitant un litre par minute avec une eau contenant 12 ppm de Fe^{++} (Papier et Baele, 2011).

Le principe serait le suivant : l'eau souterraine circulant dans des roches contenant des minéraux ferrifères (pyrite, glauconite…) se charge d'ions ferreux qui s'oxydent à leur arrivée à l'air libre et précipitent sous forme ferrique à la surface des micro-organismes composés de bactéries ferro-oxydantes qui utilisent la réaction comme source d'énergie.

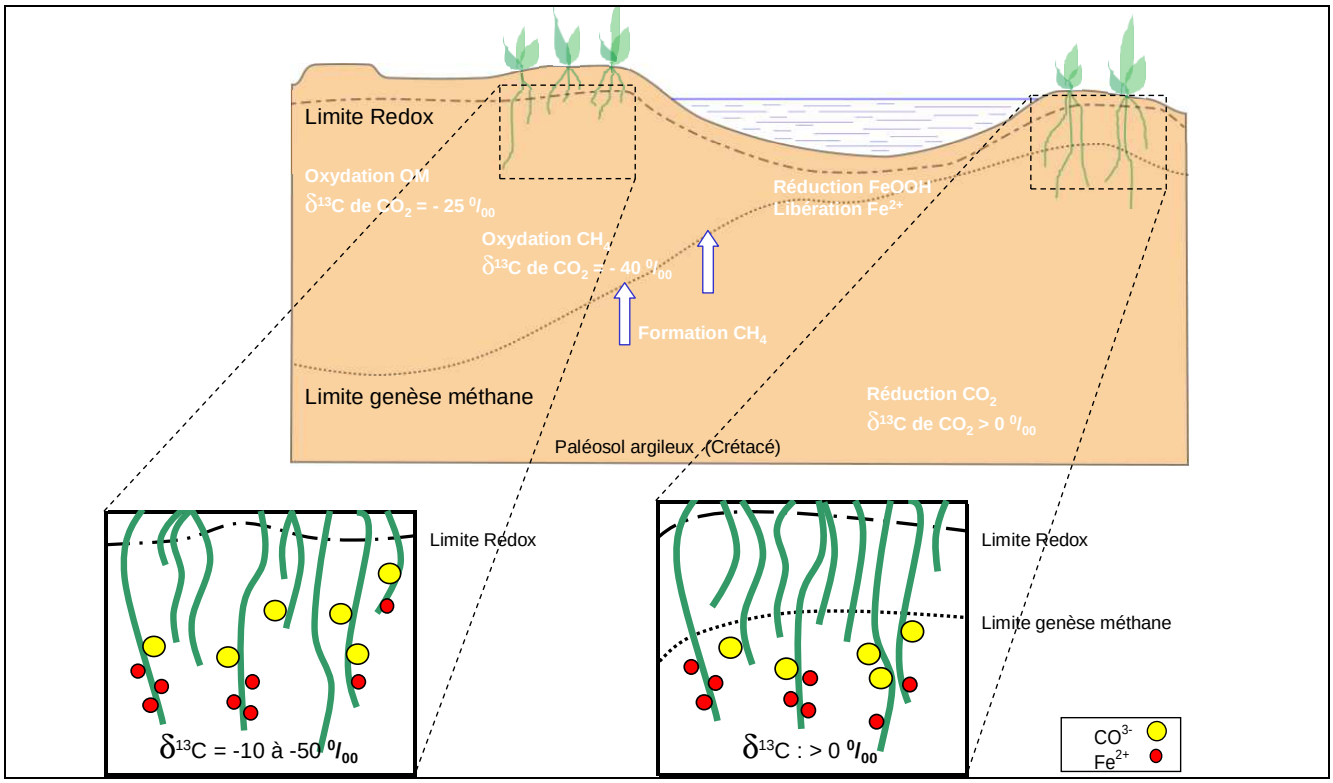


Fig. 6.19 : Formation de sphærosidérites dans un milieu lacustre ou lagunaire et processus géomicrobiologique responsable de la variation du $\delta^{13}C$ dans les spectres des sphærosidérites météoriques - (JPF, 2011, d'après Ludvigson, 1998)



Photos 6.15 et 6.16 : Sources ferrugineuses de la carrière Danube-Bouchon à Hautrage (Hainaut belge) – Sur les argiles du Wealdien, les sources ferrugineuses, appelées localement "pouhon", donnent naissance à des mattes pouvant atteindre quelques centimètres d'épaisseur. Suivant la configuration topographique des argiles, on observera des mattes de bassin sur les espaces plans ou des mattes pariétales lorsque la déclivité est importante – (Photos JPF, 2011)

Âges mis à part, des analogies entre le site de la carrière d'Hautrage et le gîte de la Ferrière-sur-Risle peuvent être établies à deux niveaux :

- le premier concerne les spærosidérites dont la présence est observée sur des formations fossiles issues de mattes ferrugineuses (communication orale de J.-M. Baele).

Le minerai de fer du Pays d'Ouche résulterait du lessivage en milieu réducteur, des sables glauconifères cénozoïques qui donneraient un minerai comparable au "minerai de fer des marais" ou encore au "minerai de fer des près" ;

- le second est d'ordre paléogéographique : à l'instar du bassin de Mons, on peut envisager pour le Pays d'Ouche, des paléo-vallées connectées à des lagunes qui occupaient les marges du bassin parisien. En marge de ces paléo-vallées, il est probable que dans les zones en dépression, auraient pu se développer des espaces marécageux propices à un piégeage des précipitations ferrugineuses.

Conclusion

La mise en place des indurations ferrugineuses s'est donc faite sous la double influence de la pédogenèse de surface et de la karstification de la craie en profondeur, par suite des effets conjugués du rejeu d'accidents tectoniques et d'un climat chaud et humide, au Tertiaire mais aussi au Quaternaire ancien.

La présence de formations ferrugineuses en Pays d'Ouche et à l'ouest de la Plaine de Saint-André s'explique par deux actions concomitantes :

- les conditions climatiques à affinités tropicales ne sont pas le seul critère de l'intensité de l'altération et par conséquent celle de la mobilisation intense du fer à l'origine des indurations ferrugineuses : la craie très sensible ne pourra être altérée de façon conséquente que si elle est exposée directement aux agents atmosphériques. C'est le cas dans les régions évoquées du fait d'une lacune stratigraphique thanétienne.

- Les gîtes sont concentrés, d'une part au droit ou à proximité des accidents tectoniques (secteurs où la craie est la plus fracturée), et d'autre part sont massivement, voire exclusivement, concentrés dans la partie la plus fracturée du secteur démontrant ainsi la corrélation entre les concentrations ferrugineuses et le karst. Le report des exploitations de minerai de fer illustre ce lien fort existant entre la localisation des gisements de fer et les zones de craie fracturée à l'origine du développement des réseaux karstiques (fig. 6.18).

C'est ainsi que pour le Pays d'Ouche, la surface paléogène est actuellement soulevée de 290 à 320 m par rapport à la situation au Senonien et qu'un soulèvement de l'ordre de 150 à 160 m, imputable à la compression pyrénéenne, s'est opéré au Tertiaire, soit un soulèvement différentiel de 130 à 160 m pour la période postérieure au Paléocène (Quesnel, 1997). De même, les périodes récentes ont conduit le manteau de RS à s'approfondir par des processus karstiques au toit de la craie, induisant des soutirages des matériaux sus-jacents : sables stampiens, formations ferrugineuses…) et les incorporant, sous forme de poches (Laignel, 1997, cité par Quesnel, 1997).

On ne peut donc pas exclure une phase de genèse de fer antérieure au Stampien ; mais une phase post-stampienne existe aussi, car certains anciens gisements de fer étaient associés à des sables stampiens.

Le profil d'altération existait vraisemblablement avant le Stampien et a continué à se développer au Néogène. Pour imprécises qu'elles soient, les descriptions de Passy (1874) illustrent la dispersion spatiale des minerais dans les formations superficielles : tantôt à proximité de la surface ou à des profondeurs pouvant atteindre 15 m, tantôt mêlés à des sables, à des argiles ou à des silex, tantôt reposant sur des silex ou directement sur le substratum crayeux.

De même, l'hétérogénéité des analyses réalisées témoigne de cette dispersion temporelle : c'est notamment le cas de l'échantillon 7-0621/2 de la Ferrière-sur-Risle qui montre des indices d'altération plus poussée : rapport K_i proche de 2 (indice d'une allitisation avec une prédominance d'alumine libre, sous des climats chauds et humides), un rapport Si/Al, proche de 1 (indicateur de substitution de l'aluminium au fer dans les oxy-hydroxydes de fer) et un faible taux de substitution (révélateur de sols ou horizons hydromorphes modérément acides dans un environnement carbonaté). Il peut être envisagé pour cet échantillon, une datation, dans l'échelle définie, plutôt ancienne et correspondant à un climat plus chaud et plus humide.

Il ressort de ces observations la confirmation du caractère hétérogène de l'âge des formations ferrugineuses mises en place au sommet des sables tertiaires au cours de pédogenèses successives :

- pour les minerais "anciens" (1ère génération) un âge présumé miocène voire anté-stampien ;
- pour les minerais "récents" (2ème génération), un âge pléistocène. Ces minerais seraient issus de remaniements quaternaires consécutifs à une reprise de la karstification contemporaine du creusement des vallées.

Chapitre 7. LES FORMATIONS FERRUGINEUSES CONTINENTALES DE LA CHARNIÈRE ENTRE LE RIFT BRESSAN ET LE RIFT RHÉNAN (Fossé de la petite Saône, plateaux de Vesoul, Collines pré-jurassiennes)

7.1 CADRE MORPHOSTRUCTURAL

La région étudiée (2000 km^2) occupe une position charnière entre deux rifts majeurs : le Rift bressan, à l'ouest et, à l'est le rift du Rhin supérieur et entre deux structures hautes : le Seuil morvano vosgien au nord-ouest et le Jura *sensu lato* au sud-est.

Les dépôts ferrugineux (fig. 7.03) se trouvent dans les trois grandes régions morphostructurales : le fossé de la Petite Saône à l'ouest, les plateaux de Vesoul au centre et les Collines pré-jurassiennes à l'est.

Les calcaires jurassiques qui affleurent (Kimméridgien à Tithonien) sont très karstifiés, comme en témoignent la résurgence de la Bèze et les grottes de Combottes et de la Crétanne. Ce karst affecte les cours d'eau aériens, notamment la Tille, sur une partie de leur cours.

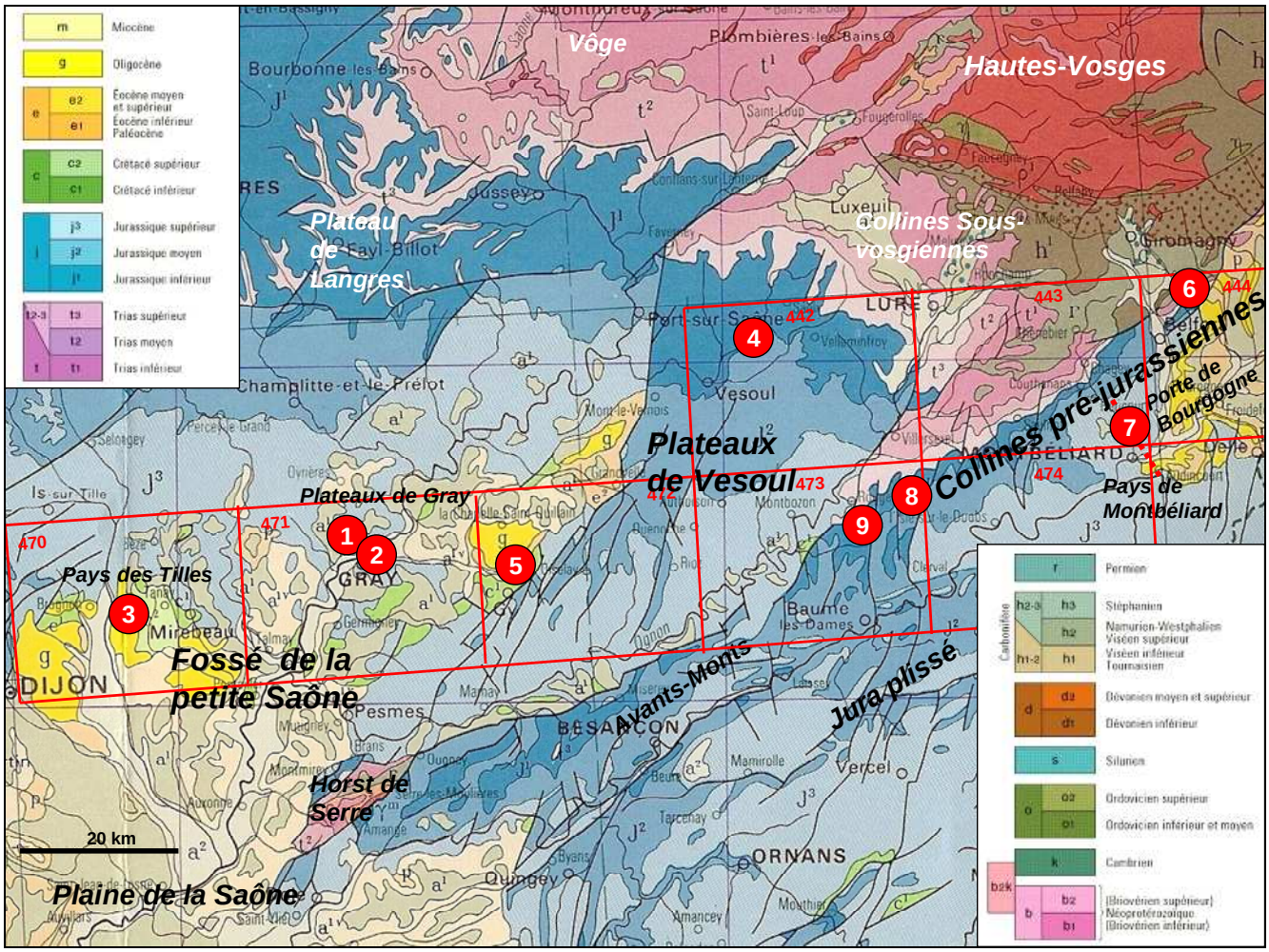


Fig. 7.01 : Carte géologique / Principales régions géologiques et localisation des sites de Franche-Comté – Sites : (1) Minières des Épinottes / Chargey-lès-Gray, (2) minières de Corne Saint-Adrien / Gray, (3) minières du Grand Raroy / Beire-le-Châtel, (4) Grotte-minière des Equevillons / Montcey (5) grotte-minière de Champtourneau / Bucey-lès-Gy, (6) minières du Côteau / Eguenigue, (7) minières du bois de la Brusse / Bethoncourt, (8) minières du bois de la Côte / Fallon, (9) carrière de Voye-de-Lisle / Romain. **Géologie :** Les rectangles rouges et les chiffres associés représentent la couverture des cartes géologiques à 1/50.000^e avec le n° de référence : (442) Vesoul, (443) Lure, (444) Belfort, (470) Mirebeau, (471) Gray, (472) Gy, (473) Baume-les-Dames, (474) Montbéliard - (Extrait carte géologique de la France au 1/1000000e, BRGM & TECHNIP, 1968)

À l'ouest, deux secteurs ont attiré notre attention dans le **fossé de la Petite Saône**. Il s'agit, tout d'abord du **Pays des Tilles** (ou synclinal de l'Albane), qui se trouve sur un gradin fragmenté par de nombreuses failles de direction NE-SW. Le Pays des Tilles, situé entre la Montagne bourguignonne au nord-ouest et la plaine alluviale de la Saône au sud-est (Rat *et al.*, 1977), est drainé par trois cours d'eau nord-sud, la Tille, l'Albane et la Bèze (fig. 7.01 et 7.02, repère 3).

Au nord-est, en contrebas du plateau de Langres, se trouvent les **plateaux de Gray** qui constituent un gradin faillé d'environ 250 m d'altitude, traversé par la Saône (fig. 7.01 et 7.02, repères 1 et 2). Les plateaux sont armés par les calcaires du Jurassique supérieur recouverts par des placages de formations d'âges variés : crétacé, paléogène et quaternaire, et notamment de Castillot (Rangheard et al., 1978), formation ferrugineuse à ciment calcaire autrefois intensivement exploitée par les mineurs. Selon cet auteur, le Castillot aurait une origine pédogénétique et constituerait un horizon B à concrétionnement calcaire formé à la fin du Pliocène ou au début du Pléistocène.

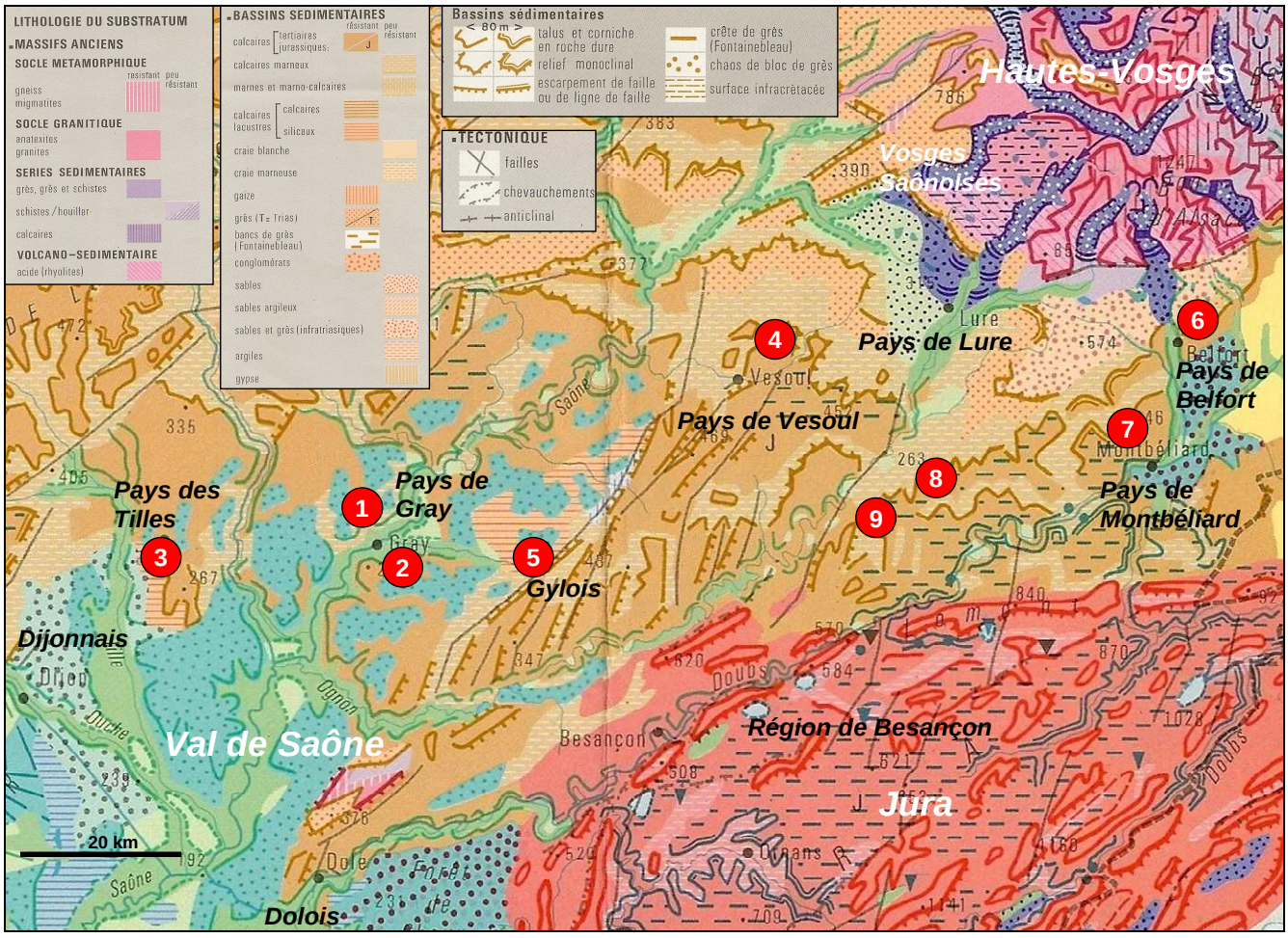


Fig. 7.02 : Carte géomorphologique / Principales régions naturelles et localisation des sites de Franche-Comté - (1) Minières des Épinottes / Chargey-lès-Gray, (2) minières de Corne Saint-Adrien / Gray, (3) minières du Grand Raroy / Beire-le-Châtel, (4) Grotte-minière des Equevillons / Montcey (5) grotte-minière de Champtourneau / Bucey-lès-Gy, (6) minières du Côteau / Eguenigue, (7) minières du bois de la Brusse / Bethoncourt, (8) minières du bois de la Côte / Fallon, (9) carrière de Voye-de-Lisle / Romain - (Extrait carte géomorphologique de la France au 1/1000000e, Joly, 1986)

La deuxième grande région est constituée par les **plateaux de Vesoul** (fig. 7.01 et 7.02, repères 4 et 5), plateaux dont les altitudes se trouvent entre 350 et 430 m, limités à l'ouest par les failles orientales du fossé de la Saône, au nord par la côte du Dogger et à l'est et au sud par la vallée de l'Ognon, au-delà de laquelle s'élèvent au sud, les Avants-Monts.

Les plateaux de Vesoul sont formés de compartiments faillés modelés dans les calcaires du Jurassique moyen et supérieur, fortement karstifiés, à structure tabulaire et à pendage général en direction du sud-ouest. Dans ces derniers, des remplissages karstiques ont été exploités pour le manganèse et le fer à maints endroits : entre autres, dans le Jurassique supérieur (Frasnes-le-Château), ainsi que dans le Bathonien (entre Roche et Saint-Maurice).

La troisième grande région morphostructurale, à l'est de la précédente, est constituée par **les collines préjurassiennes** (fig. 7.01 et 7.02, repères 6 à 9)**.** Ces dernières s'étendent entre l'Ognon et le Doubs, et sont limitées à l'est par l'extrémité sud-ouest du Fossé rhénan supérieur. Il s'agit en fait de reliefs monoclinaux faillés à pendage accentué s'inclinant vers le sud-est, aux altitudes les plus élevées comprises entre 350 et 450 m. Les terrains s'échelonnant du Trias inférieur au Jurassique supérieur, sont recouverts en discordance par le Paléogène à la base duquel se trouve le minerai de fer sidérolitique surmonté de calcaires lacustres.

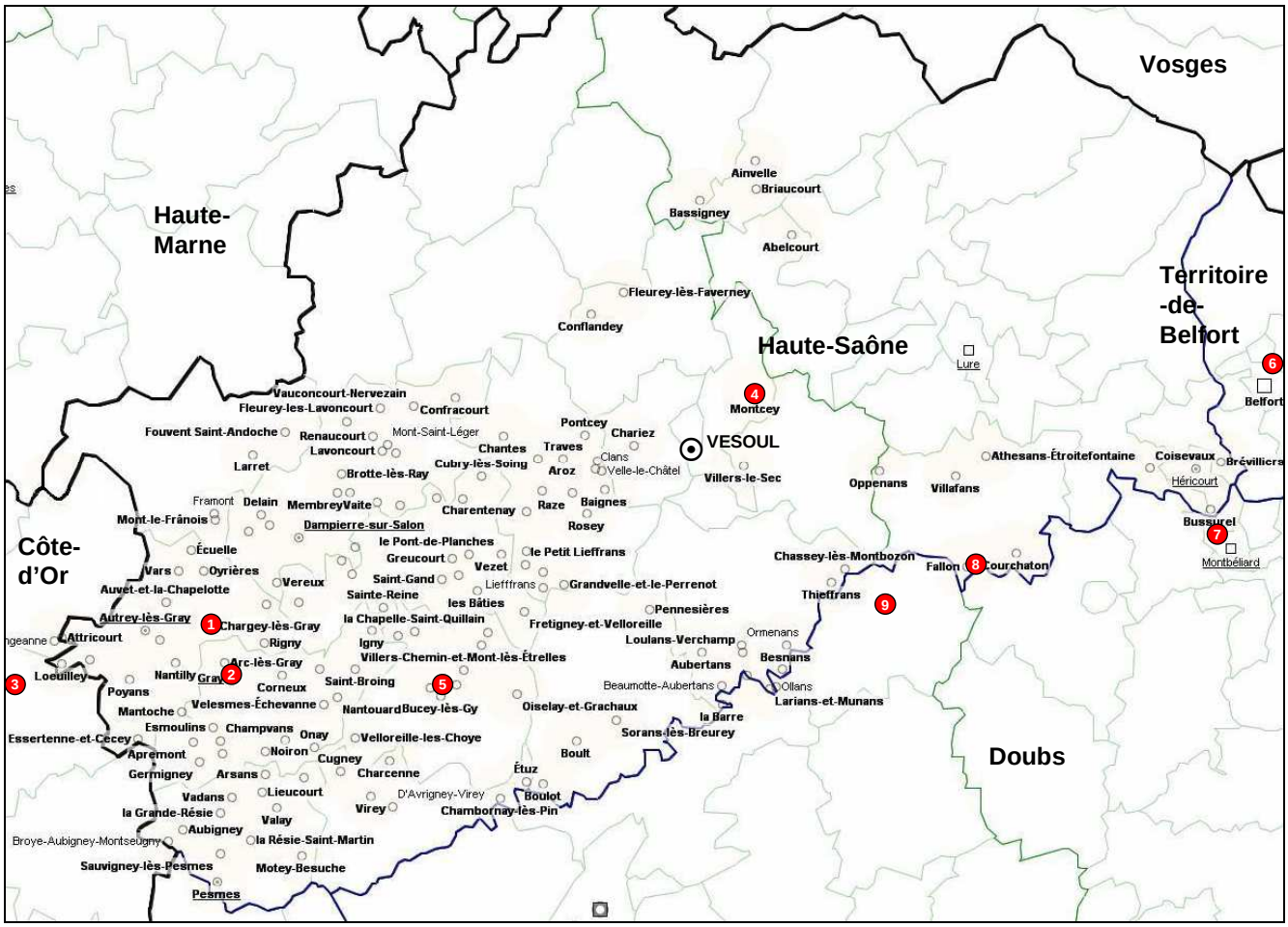


Fig. 7.03 : Répartition des principaux gîtes de minerai d'origine continentale recensés dans le département de la Haute-Saône – D'après la statistique minéralogique et géologique de la Haute-Saône. (Thirria, 1833), soit plus de 140 sites identifiés. Repères (1) à (9) Sites étudiés (Voir fig. 7.01 et 7.02) - (JPF, 2011)

Les travaux antérieurs et récents

Les gisements de la Haute-Saône, du Jura, du Doubs, du Territoire de Belfort et de la Côte d'Or ont attiré depuis longtemps, la curiosité des géologues ou ingénieurs des mines. Cette importance s'est traduite par de nombreuses études ou publications depuis la fin du XVIIIe siècle jusqu'à nos jours. On peut citer :

- Dietrich (1789), Thirria (1833, 1834, 1851), Charlet (1854), Benoit (1855), Contejean (1852), Delbos et Kœchling (1866-1867), Résal (1864), Parisot (1877), Meyer (1895), Bleicher (1897), Rollier (1897) et Merle (1905). Pour la seconde moitié du XXe siècle, il convient de rappeler les travaux de Devantoy (1955). Enfin, parmi les dernières études, il convient d'apporter une mention toute particulière à :

- la thèse d'archéologie minière de Morin (1993) relative aux systèmes d'exploitation des minerais de fer en Franche-Comté, ainsi que plusieurs articles rédigés avec Rosenthal (Morin et Rosenthal, 1993, 1955 a et b) ;

- les nombreux travaux de Rosenthal (Rosenthal, 1990, 1991, 1992, 1994) ou associé à d'autres auteurs (Rosenthal *et al.*, 1993 ; Rosenthal et Morin, 1997) sur le contexte géologique et gîtologique des minières de fer de Franche-Comté ;

- Le rapport sur les données géologiques et gîtologiques des anciennes mines de fer de Montbéliard (Monthel, 2003).

Dans ces régions deux grands types de minerais ont été exploités. Il s'agit d'une part du minerai sidérolithique présent sous forme d'argiles à pisolites et de conglomérats à pisolites, à la surface des calcaires jurassiques (Audincourt, Nommay) ou dans des cavités karstiques remplies de Sidérolithique, fossilisé par les calcaires lacustres oligocènes (Châtenois-les-Forges, Éguenigue, Roppe, Bethoncourt, Bussurel…) ou dans le conglomérat de base oligocène (Audincourt, Grand-Charmont. Il s'agit d'autre part du minerai d'âge quaternaire, déposé au fond des vallées et sur les versants. Ce dernier est constitué soit de pisolites empâtés dans une argile brun-rouge, soit sous la forme d'un conglomérat calcaire contenant des pisolites en plus ou moins grande densité : le castillot (Campy et Contini, 1973).

Le minerai pléistocène est caractéristique du bas pays franc-comtois ; il est connu de la région de Scey-sur-Saône à la Bresse jurassienne. Il apparaît en fait dans les fossés tectoniques de la Saône, de l'Ognon, de la basse vallée du Doubs et de la Bresse septentrionale (Rosenthal, 1992). C'est la formation ferrugineuse de Franche-Comté qui offre le plus grand nombre de gîtes. Le minerai plio-pléistocène et les amas liés à son remaniement ont été exploités intensément jusqu'à la fin du XIXe siècle à l'ouest du département (fig. 7.03).

7.2. LE FOSSÉ DE LA PETITE SAÔNE (Plateaux de Gray et synclinal de l'Albane)

Sur les plateaux de Gray, deux faciès de minerai de fer d'origine continentale cohabitent : le premier, en place est disposé en nappes lenticulaires ; le second est remanié et piégé dans les dépressions karstiques qui affectent les calcaires jurassiques supérieurs. Ces minerais se présentent soit sous forme de plaquettes ou concrétions ferrugineuses très indurées, soit sous forme de concrétions noduleuses marno-calcaires contenant de nombreuses pisolites, appelées par les mineurs "Castillot" (un terme qu'il convient de rapprocher du castillard des mineurs berrichons, voir chapitre 5). Lorsqu'il est en place, le Castillot est surmonté d'argiles bleues peu épaisses, riches en pisolites, elles-mêmes recouvertes d'alluvions grossières à graviers siliceux. Ces argiles ont livré, entre autres à Autrey-les-Gray et aux environs de Gray, des restes de Mastodontes (éléphantidés) tels que : *Mastodon arvernensis et Mastodon borsoni* (Tournouer, 1866). La présence de ces fossiles avait fait attribuer ces formations au Pliocène puis au Villafranchien (Rangheard, 1978).

1 MINIÈRES DES ÉPINOTTES (Chargey-lès-Gray)

Description du site

Les minières des Épinottes, à 5 km au nord de Gray, se situent sur le plateau calcaire à 235 m (fig. 7.01, 7.02, 7.04 et 7.05, repères 1a et 1b) en rive droite de la Saône et dominent au sud-ouest la vallée des Écoulottes (alitude 193 m). Ainsi que le montrent la carte topographique et la carte géologique (*Ibid*), le terrain est criblé de nombreuses dolines mettant en évidence sous la formation sablo-limoneuse quaternaire (FLm) la présence d'un épikarst affectant le toit des calcaires oolithiques kimméridgiens (j7a-j7c). L'activité d'extraction du minerai et de son traitement sur place, est attestée à la ferme des Minières par la présence de plusieurs loupes de fer d'un ancien bas-fourneau (photos 7.01 et 7.02). Aux alentours, les labours permettent la récolte de nombreuses concrétions d'oxydes de fer.

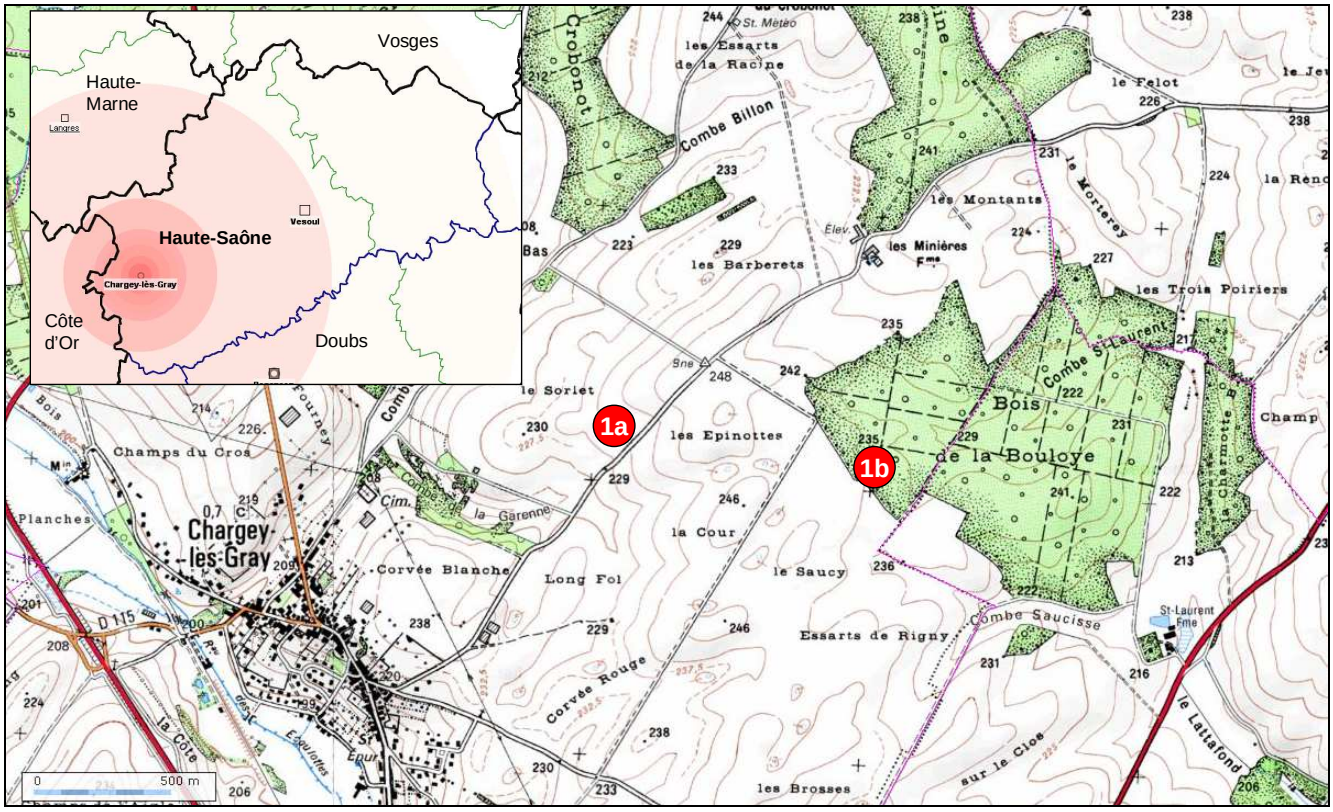


Fig. 7.04 : Site des minières des Épinottes (Chargey-lès-Gray, Haute-Saône) – L'exploitation minière est matérialisée par les nombreuses dépressions qui affectent les cultures et les bois. Deux sites ont été prospectés : le secteur des Épinottes (1a) et du bois de la Bouloye (1b) - (http://www.geoportail.fr)

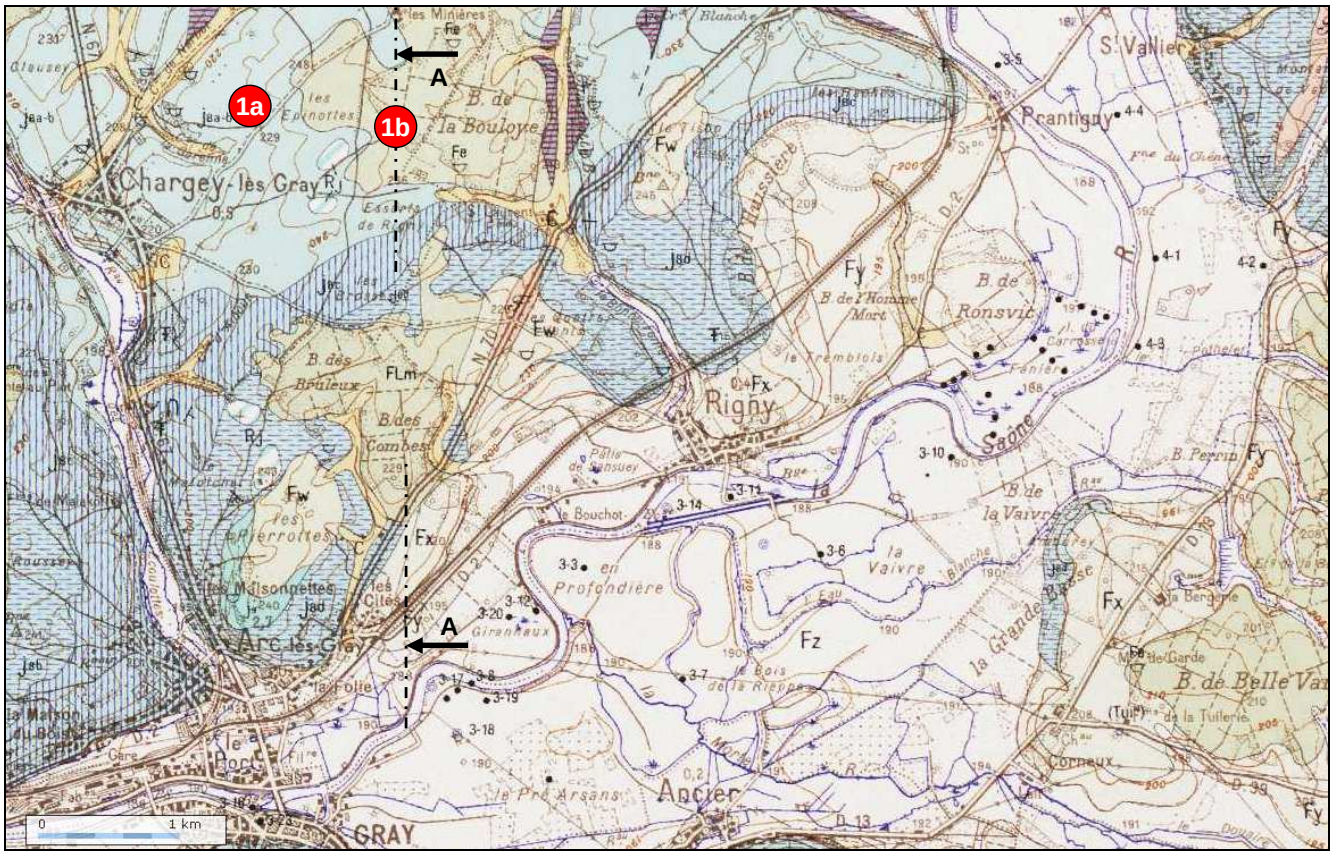


Fig. 7.05 : Carte géologique de la rive droite de la Saône entre Gray et Chargey-lès-Gray (Feuille de Gray, d'après Rangheard *et al*., 1978). **Sites :** (1a) Minières des Épinottes, (1b) bois de la Bouloye. **Géologie** : (j8a-b) Kimméridgien supérieur (Calcaires de Chargey), (j8c) Kimméridgien supérieur (Calcaires blancs crayeux), (j8d) Marnes à Exogyres, (j9) Tithonien (Calcaires à tubulures), (FLm) formations sablo-limoneuses à galets, (Fw) Hautes terrasses (galets), (Fx) Moyenne terrasse, (Fy) Basse terrasse, (Fz) Alluvions récentes. (A-A) indication de la coupe de la fig. 7.07.

Légende	Puissance	Log	Etage	Formation
FLm	Maxi 30 à 40 m		Pléistocène	Formations argilo-limoneuses
F	2 à 3 m		Fin Pliocène - Début Pléistocène	Castillot
n7	nc		Albien	Grès glauconieux et marnes
j9	Maxi 30 à 40 m		Tithonien	Calcaires à tubulures
j8d	30 à 35 m		Kimméridjien supérieur	Marnes à Exogyres et calcaires noduleux
j8c	20 m			Calcaires blancs crayeux
j8a-b	12 m			Calcaires de Chargey
j7a - j7c	55 m		Kimméridjien inférieur	Calcaires graveleux, calcaires oolithiques en plaquettes

Fig. 7.06 : Log des formations lithologiques de la vallée de la Saône à proximité de Gray - (JPF, 2011, d'après notice et carte géologique de Rangheard *et al*., 1978)

Observations effectuées

Échantillon 8-0819/2 (LIIe. 845.175-2282.171- 237 m)

L'échantillon, récolté comme pierre volante dans les cultures (fig. 7.04, repère 1a), est un nodule très induré, dense, de taille pluricentimétrique, en forme de tubercule. Sa surface est rugueuse et mate d'une couleur variant de brun gris très foncé (code Munsell : 10 YR 3/2) à brun jaune foncé (code Munsell : 10 YR 4/4). La découpe montre un ciment homogène de teinte uniforme brun foncé (code Munsell : 7,5 YR 4/4) présentant de nombreuses vacuoles et fentes de dessiccation.

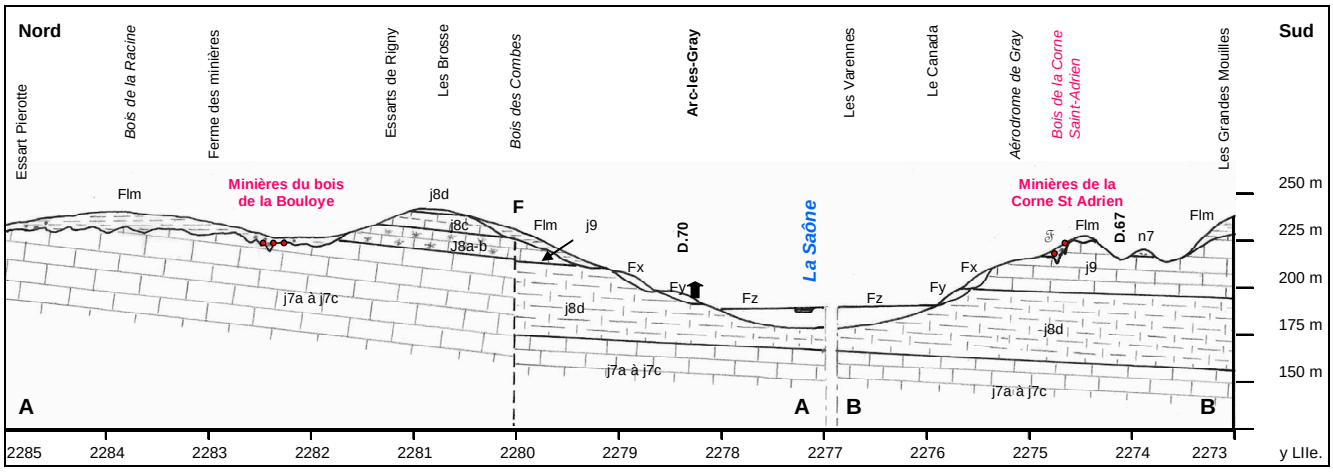


Fig. 7.07 : Coupe géologique de la vallée de la Saône à proximité de Gray – Les coupes (A-A et B-B) de direction N-S ont été réalisées au droit des minières du bois de la Bouloye (Chargey-lès-Gray) et de celles de la Corne Saint-Adrien (Gray). La légende est celle des fig. 7.05 et 7.06 - (JPF, 2011)

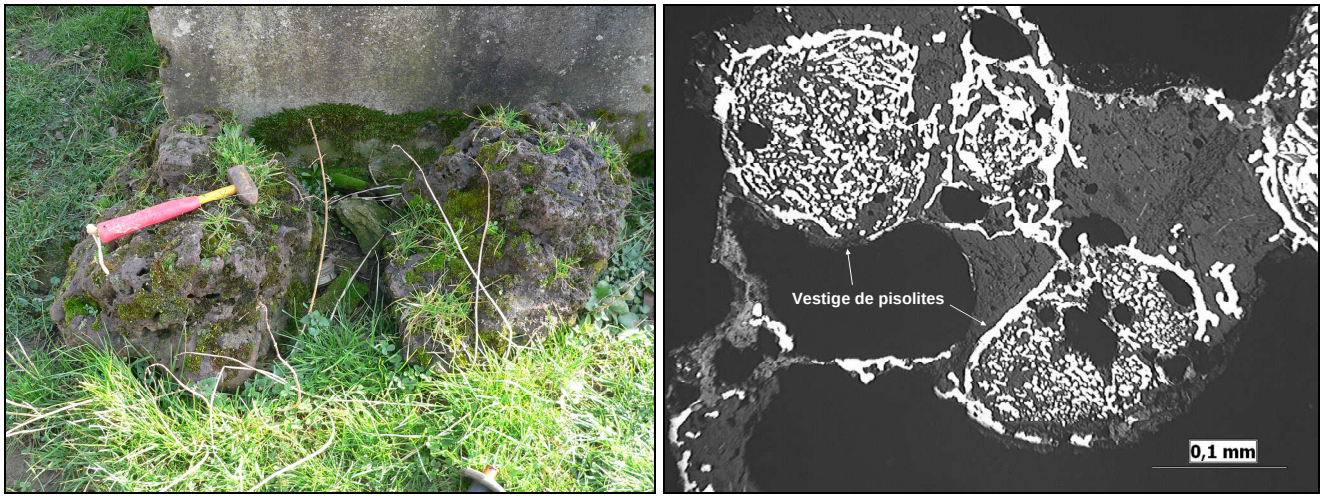


Photo 7.01 : Loupes ou éponges de fer issues du creuset d'un bas fourneau / Ferme des Minières (Chargey-lès-Gray, Haute-Saône) – Ces blocs de fer de plusieurs quintaux sont le produit de l'ancien procédé de réduction directe par le biais de la technique mise en œuvre par le bas-fourneau - (Photo JPF, 2007)

Photo 7.02 : Surface polie d'un échantillon de fer d'une des loupes de fer (Ferme des Minières, Chargey-lès-Gray) – La transformation du minerai en fer métal pâteux (Température obtenue de l'ordre de 1300°C) n'a pas complètement annihilé les structures pisolitiques du minerai ainsi qu'en témoigne cette surface polie – Microscope métallurgique (Photo LAM Jarville, 2009)

L'examen microscopique en lumière polarisée nous montre un plasma de gœthite bien cristallisée de couleur rouge vif. (photos 7.03 et 7.04).

La cristallisation de gœthite nous révèle, soit des prismes losangiques (taille de la plus grande base ≅ 300 µm) assemblés de façon orthogonale (photo 7.03), soit des cristaux emboîtés de forme quadratique (photo 7.04) et de taille plus réduite (de 100 à 200 µm).

La géométrie des cloisons ferrugineuses évoque des croissances cristallines sous forme de plaquettes ou des géométries compatibles avec des rhomboèdres. Aucun grain de quartz ou autre minéral n'est observable dans le champ de la lame mince.

Sans surprise, l'analyse chimique (tab. 7.01) affiche, un taux record d'oxydes de fer (83,54 % représentant 58,42 % de fer métal). La teneur en alumine est insignifiante (0,14 %) et constitue également un cas unique sur l'ensemble des échantillons analysés. La silice présente une valeur très faible (2,40 %) et laisse supposer, du fait de l'absence de cristaux de quartz, qu'elle est présente sous forme combinée.

Les valeurs des résidus alcalins et des autres métalloïdes sont indigentes (entre 0,01 et 0,26 %). La perte au feu (12,31 %) est conforme aux autres échantillons de même faciès. La richesse en fer et la faible teneur de phosphore en faisaient un minerai très recherché par les mineurs.

La diffractométrie (tab. 7.02) est strictement unitaire : seuls, apparaissent, les pics caractéristiques de la gœthite (4,16, 2,69 et 2,44 Å), à l'exclusion de tout autre minéral. La couleur de l'échantillon, après broyage est brun vif (code Munsell : 7,5 YR 5/8).

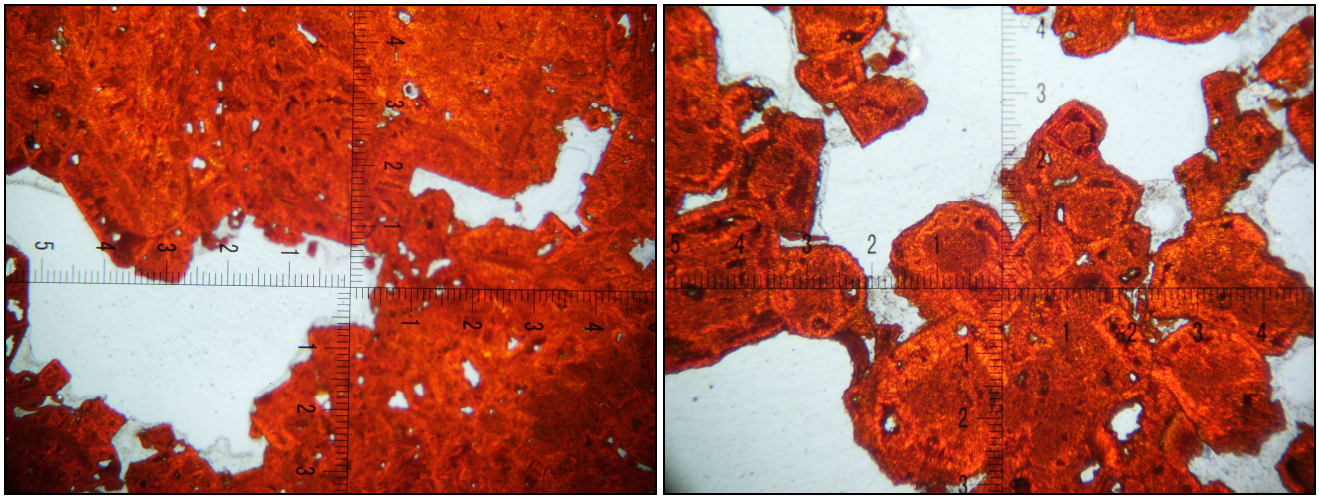


Photo 7.03 : Macroscopie d'une concrétion ferrugineuse / Échantillon 8-0819/2 / Les Épinottes (Chargey-lès-Gray) – La partie supérieure du cliché nous montre l'assemblage à 90° des grands cristaux de gœthite (fantômisation de pyrite) en forme de losange (taille : 500 µm) - LPA x40 (1 graduation = 25 µm). La photographie a été réalisée par adjonction d'une lame retardatrice (¼ λ) - (Photo JPF, 2010)

Photo 7.04 : Microscopie à fort grossissement d'une concrétion ferrugineuse / Échantillon 8-0819/2 / Les Épinottes (Chargey-lès-Gray) – Sur ce cliché, on distingue nettement les cristaux coalescents de gœthite présentant des structures quadratiques concentriques (taille 100 à 200 µm) représentatifs d'anciennes figures de cristaux de pyrite (renseignement oral de R. Wyns) - LPA x100 (1 graduation = 10 µm). La photographie a été réalisée par adjonction d'une lame retardatrice (¼ λ) - (Photo JPF, 2010)

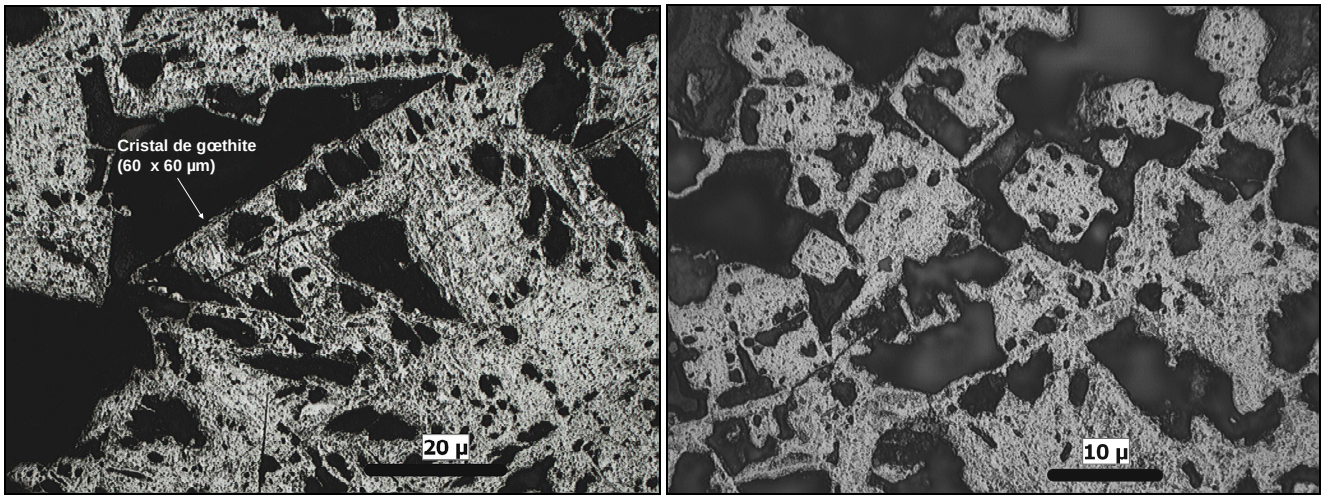


Photo 7.05 : Surface polie / Échantillon 8-0819/2 / Les Épinottes (Chargey-lès-Gray) –- Ce cliché nous montre le détail de l'assemblage en équerre à 90° d'un cristal de gœthi te (taille 60 x 60 µm) de forme quadrangulaire observée sur la microphotographie 7.04 – Microscope métallurgique (Photo LAM Jarville, 2011)

Photo 7.06 : Surface polie / Échantillon 8-0819/2 / Les Épinottes (Chargey-lès-Gray) – Cet autre cliché nous montrent des cristaux quadrangulaires de gœthite, mais de taille plus petite (≈ 10 µm) - Microscope métallurgique (Photo LAM Jarville, 2011)

Eléments	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5	PF	**Total**
Rognon de minerai de fer	**2,40**	**0,14**	**83,54**	< L.D.	0,26	0,10	< L.D.	0,03	0,01	0,27	12,31	99,06

Tab. 7.01 : Résultats de l'analyse chimique des 10 principaux éléments de l'échantillon 8-0819/2 - (CRPG, 2009)

Albite	Alunite	Anatase	Calcite	Chamosite Chlorite	Dolomite	(Fluo)apatite	Gœthite	Hématite	Illite	Kaolinite	Lépidocrocite	Microcline	Muscovite	Orthoclase	Quartz	Zircon

Tab. 7.02 : Synthèse du diagramme de l'analyse diffractométrique RX des échantillons de l'échantillon 8-0819/2 - (MHNN, 2009)

2 MINIÈRES DE LA CORNE SAINT-ADRIEN (Gray)

Description du site (LIIe. 847.550-2274.869-220 m)

À proximité de l'aérodrome de Gray (fig. 7.01, 7.02, 7.08 et 7.09, repère 2), les données de la carte géologique (Rangheard *et al.*, 1978), mentionnent sur le plateau surplombant en rive gauche, la large vallée de la Saône (altitude 186 m à Gray), la présence de Castillot (𝒮) vraisemblablement piégé dans une dépression affectant le toit des calcaires tithoniens (Calcaires à tubulures, j9). Le rafraîchissement d'une tranchée le long de la route longeant le bois de la Corne Saint-Adrien, nous a permis la collecte de nombreux échantillons de Castillot (photo 7.09).

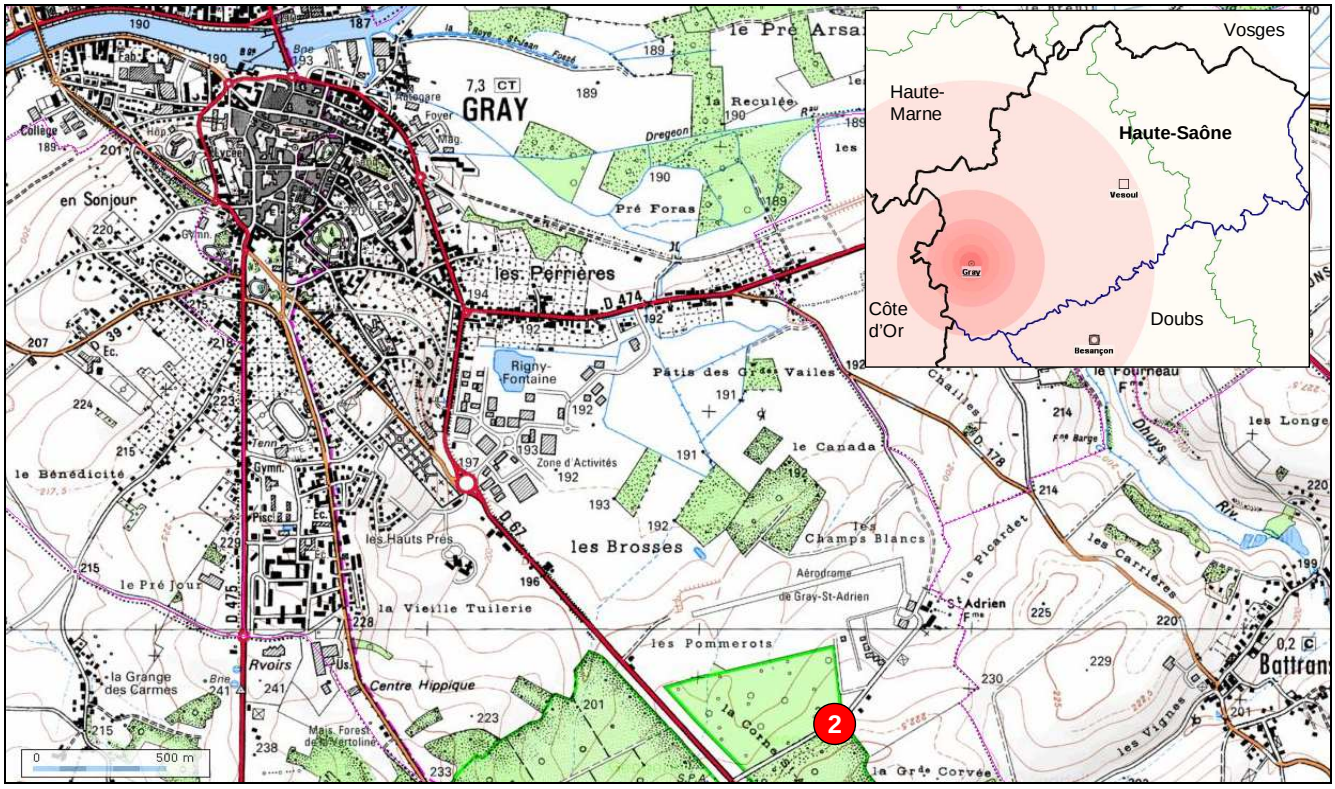


Fig. 7.08 : Site des minières de la Corne Saint-Adrien (Gray, Haute-Saône).- (http://www.geoportail.fr)

Observations effectuées

L'échantillon de Castillot retenu se présente sous la forme de concrétions noduleuses, blanc jaunâtre, associées à des marnes de couleur claire et contenant des pisolites en densité variable. Du fait de la composition carbonatée du ciment, les échantillons réagissent fortement à l'acide chlorhydrique.

Les pisolites noyés dans le Castillot présentent des points communs avec ceux du minerai dit sidérolithique (Champagne berrichonne et seuil du Poitou : généralement bien sphériques (diamètre compris entre 1 et 5 mm) avec une surface lisse affichant un léger éclat métallique.



Fig. 7.09 : Carte géologique de la rive gauche de la Saône entre Gray et les minières de la Corne Saint-Adrien (Feuille de Gray, d'après Rangheard *et al.*, 1978). Géologie : (j8a-b) Kimméridgien supérieur (Calcaires de Chargey), (j8c) Kimméridgien supérieur (Calcaires blancs crayeux), (j8d) Marnes à Exogyres, (j9) Tithonien (Calcaires à tubulures), (n7) Albien (Marnes et grès glauconieux), (𝒯) Plio-Villafranchien (Castillot), (FLm) formations sablo-limoneuses à galets, (Fw) Hautes terrasses (galets), (Fx) Moyenne terrasse, (Fy) Basse terrasse, (Fz) Alluvions récentes. (B-B) indication de la coupe de la fig. 7.07.

Échantillon 8-0819/3

La découpe nous montre un ciment présentant de larges plages dont la couleur varie de jaune pâle (code Munsell : 2,5 YR 7/4) à blanc (5 Y 8/1) dans lequel sont noyés les pisolites regroupés en assemblage de densité plus importante à proximité de la surface.

L'examen microscopique nous montre un plasma irrégulier, matérialisé par des plages jaune sale à brun (photo 7.07), colonisé par un squelette de grains de calcite néoformés (biréfringence extrêmement forte en LPA, vert à rose pâle du 4e ordre) organisés selon leur taille de façon concentrique autour des pisolites : à la périphérie des pisolites ou à l'intérieur des fentes de dessiccation intercorticales, on observe des microcristaux de petite taille (20 à 100 µm) issus d'une première génération ; sur la couche périphérique, vient se greffer une seconde génération de mégacristaux néoformés de calcite, de plus grande taille (100 à 400 µm).

Les traits pédologiques sont exprimés par des pisolites entiers ou brisés dont la taille varie de 1 à 3,5 mm. Ces pisolites sont exprimés sous leurs morphologies habituelles : pisolites à cortex multiples avec un cœur réduit argilo-ferreux, pisolite à cortex unique irrégulier avec aussi un cœur argilo-ferreux, ou encore des pisolites de seconde génération avec des cortex irréguliers qui se sont développés autour de fragments de pisolites. Ces pisolites sont fréquemment craquelés avec des fentes de dessiccation radiales ou intercorticales, remplis ou non de micro-cristaux de calcite.

Nombre de ces pisolites sont brisés et leurs structures concentriques éclatées par la pénétration croissante de la calcite : les cortex situés à l'extérieur tendent à se détacher, puis s'altèrent de plus en plus et finissent par se dissoudre dans le squelette de calcite ; au stade final ne subsistent que les fantômes des cortex successifs.

Le plasma et le squelette des cristaux de calcite n'occupent pas la totalité de l'espace : les vides sous forme de chambres ou de vacuoles sont nombreux et étendus, favorisant ainsi la percolation de l'eau à l'intérieur du Castillot.

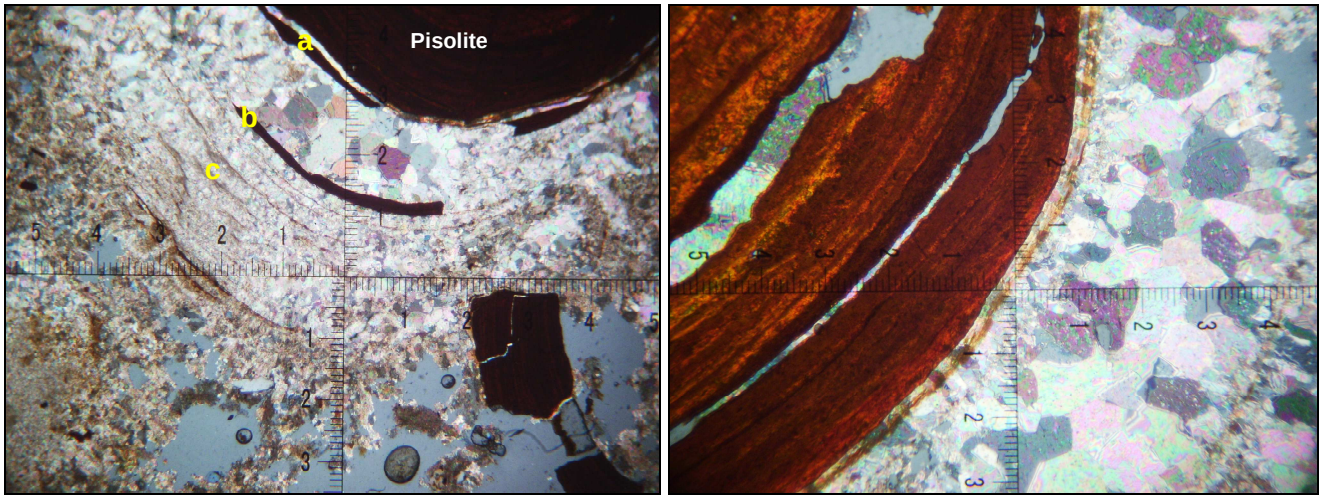


Photo 7.07 : Détail de l'organisation du plasma argileux et du squelette de cristaux de calcite / Échantillon 8-0819/3 - À gauche, subsistent les plages de plasma argileux de teinte jaune sale à brun clair. L'organisation du squelette est mise en évidence autour du pisolite situé dans la partie supérieure du cliché. On peut suivre les différentes phases de la destruction progressive du pisolite : (a) formation d'une fente de dessiccation et colonisation par des micro-cristaux de calcite, (b) la croissance des cristaux de calcite repousse l'éclat de cortex vers l'extérieur, (c) les éclats de cortex se dissolvent progressivement dans le plasma - LPA ¼ λ x40 (1 graduation = 25 µm). La photographie a été réalisée par adjonction d'une lame retardatrice (¼ λ) - (Photo JPF, 2011)

Photo 7.08 : Détail de l'organisation des cristaux de calcite à la périphérie des pisolites / Échantillon 8-0819/3 - Des phases de contraction dues à la dessiccation ont permis la création de vides à la périphérie du pisolite. A l'intérieur de ces vides une circulation aquifère sursaturée en calcium a permis la précipitation de ce dernier. La taille des cristaux néoformés est proportionnelle à l'espace disponible. Se sont formés en premier lieu des micro-cristaux (20 à 100 µm) au contact du cortex externe, ensuite se sont développés sur ces derniers des cristaux prismatiques dont la plus grande dimension (100 à 200 µm) est orientée radialement par rapport au pisolite - LPA ¼ λ x100 (1 graduation = 10 µm) - (Photo JPF, 2010)

3 MINIÈRES DU GRAND RAROY (Beire-le-Châtel)

Description du site (LIIe. 818.541-2270.437-261 m)

Entre la Tille et la Bèze, le gîte des minières du Grand Raroy au sud-est du hameau de Vesvrotte (Beire-le-Châtel) se trouve au centre du synclinal de l'Albanne (Pays des Tilles) formé dans un environnement lacustre (fig. 7.01, 7.02, 7.10 et 7.11, repère 3).

D'après la carte géologique (Rat *et al.*, 1977), en ce lieu, les calcaires lacustres du Ludien (e7) d'une vingtaine de mètres de puissance, reposent de manière discordante, sur le toit ondulé des couches altérées et érodées de la craie du Turonien (C3). Cette formation lacustre des Calcaires de Vesvrotte présente deux faciès ; d'une part une brèche, reprenant des blocs calcaires crayeux du Turonien avec localement des pisolites d'oxydes de fer, des encroûtements rubannés et zonaires d'apparence algaire ainsi que des *Microcodium* à structure en « épis de maïs » ; et d'autre part, des lentilles (1 m environ) de pisolites d'oxydes de fer (Rat *et al.*, 1977).

Localement, deux sortes de minerai de fer ont été exploitées autrefois : les concrétions d'oxydes de fer contenues dans le Complexe argileux superficiel (H) et le lit à pisolites ferriques situé à la base des Calcaires lacustres de Belleneuve-Vesvrotte (e7) évoqués précédemment.

Près du calvaire de Vesvrotte, la couche ferrugineuse d'un mètre de puissance environ, située à la base de la formation, était atteinte au début du XIXe siècle par plusieurs puits dont quelques-uns accusaient 7 m de profondeur. Actuellement, les traces d'exploitation, ne sont plus visibles mais les niveaux à minerai se repèrent facilement grâce à l'abondance de blocs, riches en granules de fer, dispersés dans les champs. Ce gîte est mentionné et les minières voisines de Cheuge, Montmançon et Magny-Saint-Médard fournissaient un fer de première qualité (Carlet, 1854).

L'ubiquité du minerai pisolitique, présent dans des formations d'âges différents (ici enclavé dans un terrain d'eau douce surmontant la craie), a été souligné par les géologues de l'époque (Thirria, 1838, Ogérien, 1865, Simon, 1859).

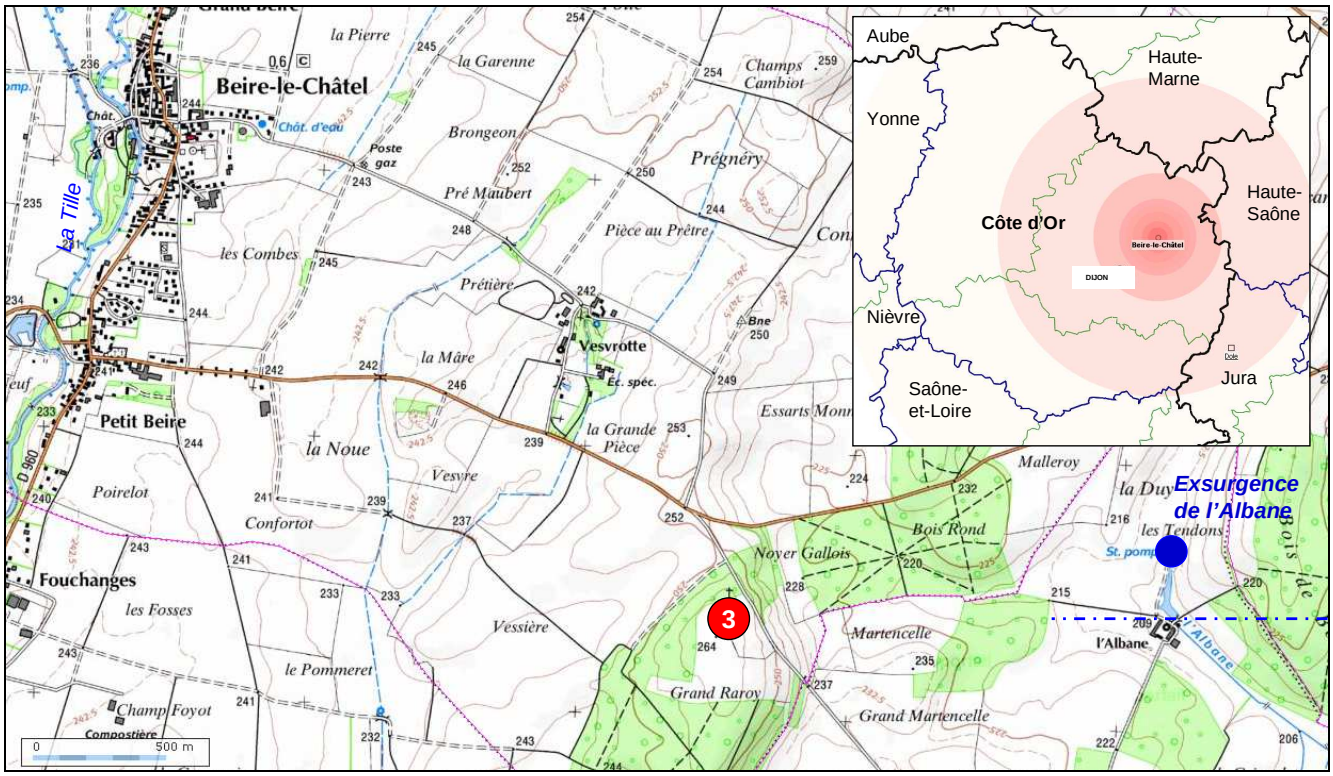


Fig. 7.10 : Site des minières du Grand Raroy (Beire-le-Châtel, Côte d'Or). - (http://www.geoportail.fr)

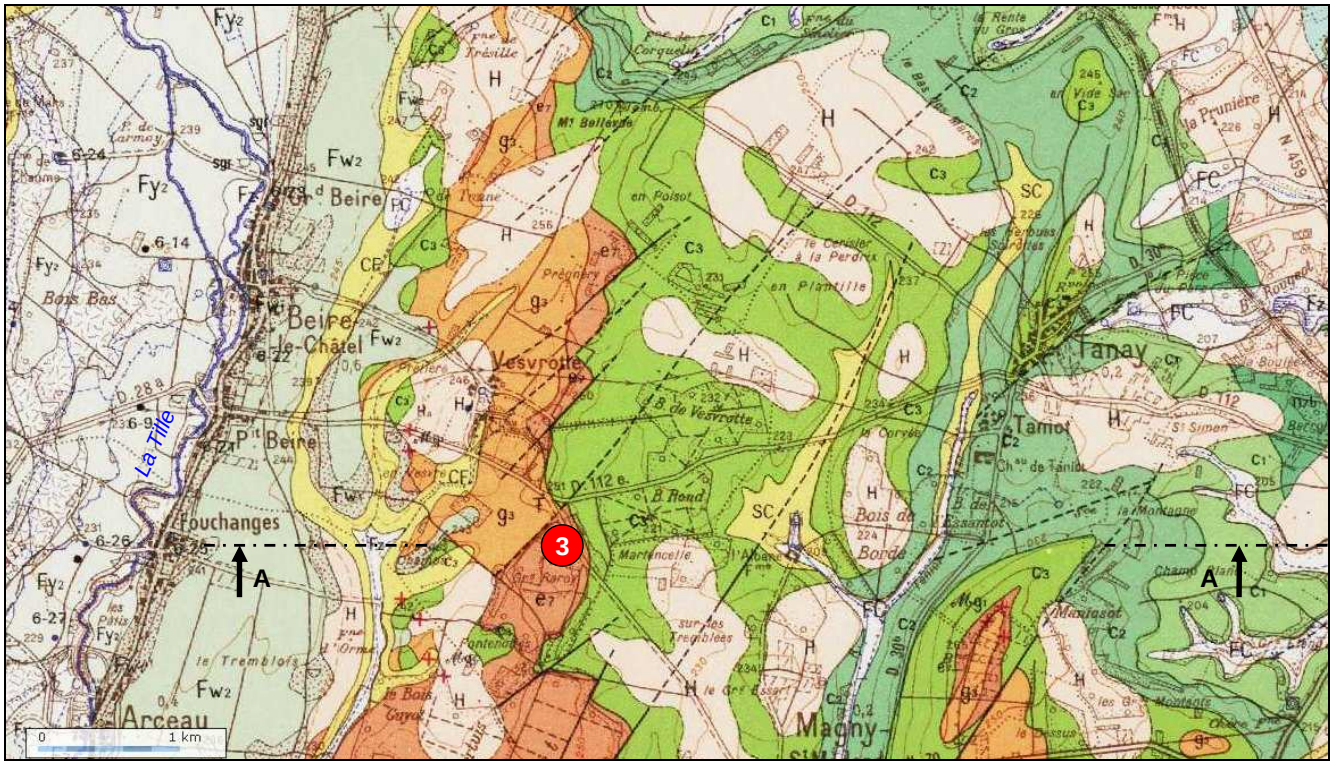


Fig. 7.11 : Carte géologique de l'interfluve Tille-Vingeanne et des minières du Grand Raroy (Feuille de Mirebeau, d'après Rat *et al*., 1977). Géologie : (c1) Cénomanien inférieur (Marnes grises ou roses), (c2) Cénomanien supérieur (Craie blanche), (c3) Turonien (Craie, calcaire crayeux), (e7) Éocène (Calcaires lacustres et unité ferrugineuse), (g3) "Chattien" (Conglomérat saumon), (H) Pliocène-Quaternaire (Complexe argileux superficiel), (Fw, Fx, Fy) Hautes terrasses (Anté-Riss, Riss, Würm), (Fz) Alluvions récentes (Transition Würm-Holocène). (A-A) indication de la coupe de la fig. 7.13.

Légende	Puissance	Log	Etage	Formation
H	maxi 10 m		Quaternaire	Remblaiement argileux et Complexe argileux superficiels (Interfluves)
p	nc		Pléistocène	Argiles lacustres à *Helix chaixi*
g3	1 à 2 m		"Chattien"	Conglomérat saumon, cailloutis et argiles de Montmuzard
e7	20 m		Éocène terminal - Oligocène basal ?	Calcaires lacustres de Belleneuve-Vesvrotte avec couches de pisolites
c3	plus de 20 m		Turonien	Craie de Tanay à *Globotruncana* , calcaire crayeux, craie tachetée de rouille
c2	plus de 20 m		Cénomanien supérieur	Craie blanche à *Rotalipora*
c1	30 m		Cénomanien inférieur	Marnes grises ou roses à *Rotalipora*
n7	2 à 6 m		Albien non différencié	Argiles panachées et sables ferrugineux
j9	25 à 40 m		Tithonien	Calcaires de Spoy, calcaire fins, compacts ou tubulures
j8	environ 50 m		Kimméridgien supérieur	Série alternante calcaro-argileuse à *Exogyra virgula*
j7b			Kimméridgien inférieur	Calcaires de Beaumont-sur-Vingeanne, calcaires dolomitiques

Fig. 7.12 : Log des formations lithologiques du synclinal de la Tille - (JPF, 2011, d'après notice et carte géologique de Mirebeau, Rat *et al.*, 1977)

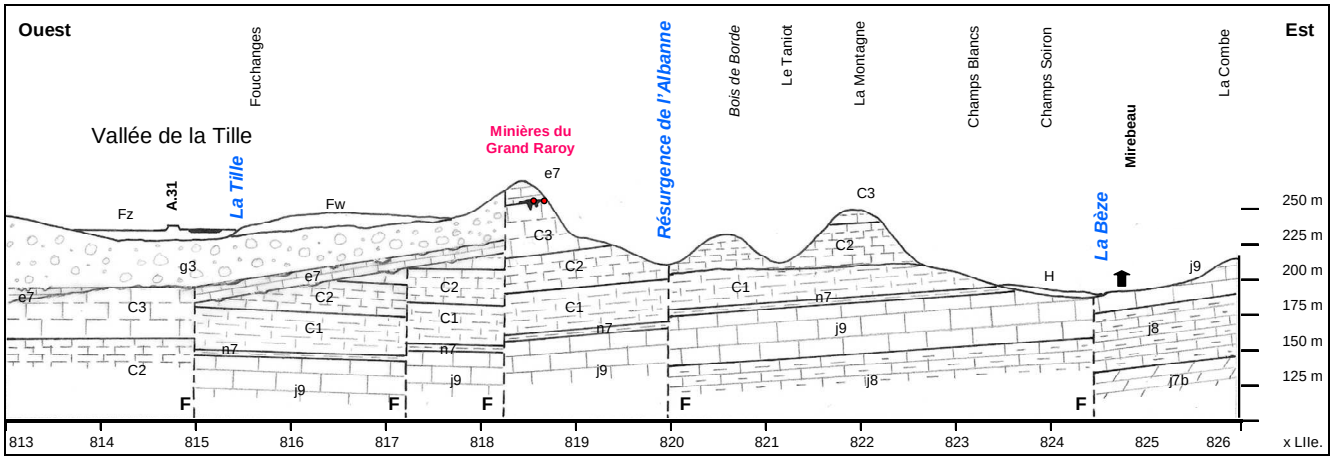


Fig. 7.13 : Coupe géologique du synclinal de la Tille– La coupe de direction W-E a été réalisée, entre les vallées de la Tille et de la Bèze au droit des minières du Grand Raroy (Beire-le-châtel) et de la résurgence de l'Albanne. La légende est celle de la fig. 7.12 à laquelle il convient d'ajouter : (Fw) terrasse anté-Riss, (Fy) basse terrasse, (Fz) Alluvions modernes - (JPF, 2011)

Observations effectuées

Échantillon 7-0219/1

L'échantillon (photo 7.10) se présente sous forme d'une brèche calcaire décimétrique parcourue par des encroûtements ferrugineux zonaires et dans laquelle sont disséminés des pisolites en faible densité. La découpe confirme la présence d'un ciment de couleur brun très pâle (code Munsell : 10 YR 7/3) à gris clair (code Munsell : 5,5 Y 7/2). La réaction à l'acide chlorhydrique est forte.

L'examen microscopique nous révèle un plasma micritique jaune sale. Le squelette constitué de cristaux de calcite est particulièrement bien développé à la périphérie des pisolites (photo 7.11) ou des nodules calcaires (photo 7.12) où il forme une véritable couronne faite de méga-cristaux automorphes (50 à 300 µm) disposés en peigne et séparés par de minces encroûtements ferrugineux.

Les traits pédologiques sont principalement exprimés par des pisolites de gœthite de taille variable, le plus souvent de 1,5 à 6 mm, mais ils peuvent atteindre 1 à 1,5 cm. Ils sont irrégulièrement noyés dans la matrice du calcaire lacustre. Les pisolites comprennent habituellement un noyau important (1/2 à 3/4 du diamètre total) constitué soit d'un cœur argilo-ferrugineux homogène brun jaunâtre avec parfois de petits grains de quartz, ou un noyau composé d'un fragment de cortex.

Les pisolites possèdent des cortex multiples, d'épaisseurs inégales mettant en évidence des zones plus ou moins hydratées, alternativement brun foncé et brun clair. Les pisolites sont très altérés : en mains endroits, la matière intercorticale a disparu et de nombreuses fentes de dessiccation radiale les parcourent. Ces lignes de rupture concourent à l'éclatement des pisolites. Quelques papules et des éclats anguleux de FeO sont également visibles dans le plasma. Les vides sont nombreux sous forme de chambres isolées, communicantes ou non, ou encore sous forme de mince enveloppe à la périphérie des pisolites ou entre les cortex.

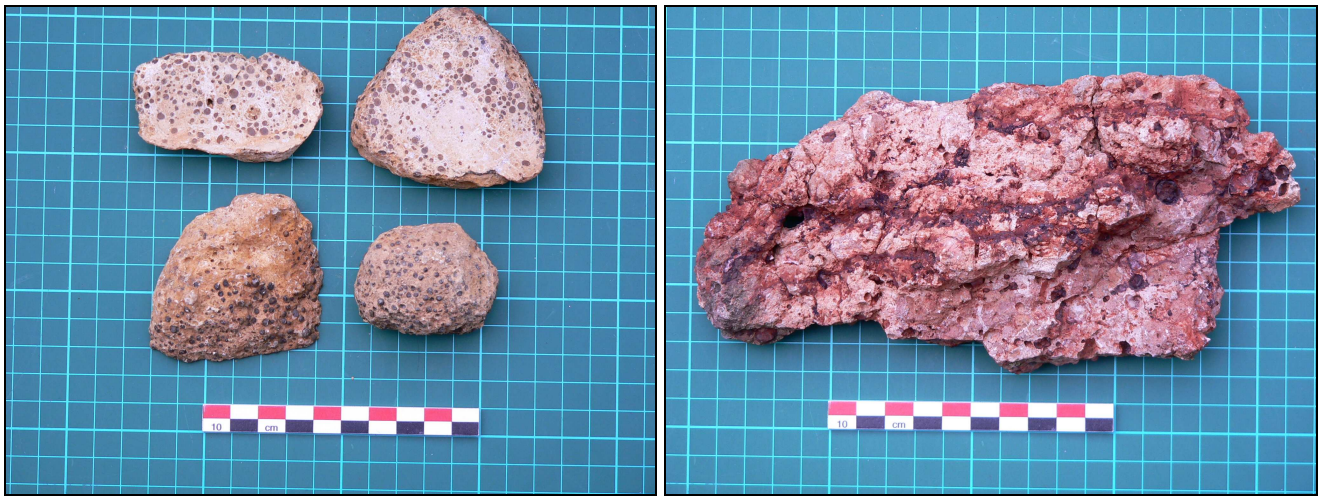


Photo 7.09 : Nodules calcaires de Castillot / Échantillon 8-0819/2 / Minières de la Corne Saint-Adrien (Gray, Haute-Saône) – Les échantillons se présentent sous forme de concrétions noduleuses marno-calcaires envahies par des pisolites de petite taille (1 à quelques mm) répartis de manière irrégulière - (Photo JPF, 2011)

Photo 7.10 : Brèche calcaire avec pisolites de gœthite / Échantillon 7-0219/1 / Minières de Grand Raroy (Beire-le-Châtel, Côte d'Or) - La brèche présente extérieurement des teintes à dominante rougeâtre consécutives aux encroûtements ferrugineux qui la parcourent. Sur cet échantillon, les pisolites sont peu nombreux - (Photo JPF, 2011)

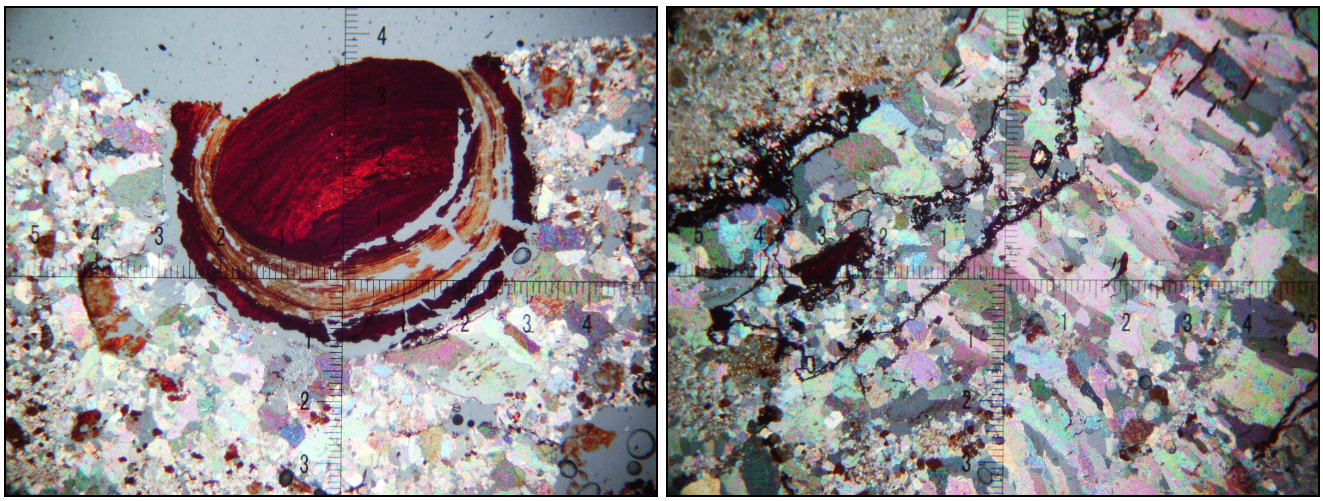


Photo 7.11 : Microscopie de la brèche calcaire à pisolites de gœthite / Échantillon 7-0219/1 / Minières de Grand Raroy (Beire-le-Châtel) – Le cliché nous montre un pisolite très altéré : les cortex ne sont plus continus et tendent à se distendre en entraînant la disparition par lessivage de la partie la plus argileuse. Observez également la couronne bien ordonnée de cristaux de calcite néoformée qui s'est développée autour du pisolite - LPA x40 (1 graduation = 25 µm). La photographie a été réalisée par adjonction d'une lame retardatrice (¼ λ) - (Photo JPF, 2010)

Photo 7.12 : Microscopie de l'organisation des méga-cristaux de calcite néoformée / Échantillon 7-0219/1 (Minières de Grand Raroy (Beire-le-Châtel) – Sur cette microphotographie apparaît le caractère bien ordonné des cristaux de calcite (disposition en peigne : la plus grande dimension est perpendiculaire au nodule de calcaire) qui semblent s'être développés de manière concentrique. Remarquez la fine précipitation d'oxydes de fer qui semble séparer chaque génération de cristaux de calcite - LPA x40 (1 graduation = 25 µm). La photographie a été réalisée par adjonction d'une lame retardatrice (¼ λ) - (Photo JPF, 2010)

Toujours selon l'auteur de la carte de Mirebeau (Rat *et al.*, 1977), l'attaque à l'acide chlorhydrique à chaud de section de pisolites, révèle une série d'enveloppes blanchâtres, fragiles, conformes à la structure initiale de ces derniers : d'après l'analyse aux rayons X il s'agirait de kaolinite ; la teneur en quartz est réduite.

7.3 LES PLATEAUX DE VESOUL

4 GROTTE-MINIÈRE DES ÉQUEVILLONS (Montcey)

Description du site et de la cavité (Entrée : LIIe. 892.127-2301.661-323 m)

La grotte-minière des Équevillons se trouve, à 5 km au nord-est de Vesoul, à l'extrémité la plus septentrionale des plateaux de calcaires jurassiques de Vesoul à dominante calcaire (fig. 7.01, 7.02, 7.14 et 7.15, repère 4). Le plateau dont la surface est affectée de nombreux phénomènes karstiques (dolines, gouffres, vallées sèches) forme un abrupt à corniche (côte du Dogger) qui culmine à 382 m d'altitude et surplombe la dépression à sous-sol liasique de Saulx (altitude moyenne : 250 m). Cette extrémité du plateau est disséquée par les vallées en direction du sud-ouest, celle du Durgeon à l'ouest et celle de la Colombine à l'est. La cavité, encadrée par un réseau de failles équidistantes de direction SW-NE, se développe dans les Calcaires à entroques du Bajocien inférieur.

L'histoire fait remonter l'extraction du minerai peu avant la Révolution, mais l'ampleur des travaux, le volume extrait, les aménagements découverts semblent indiquer une exploitation plus longue que ne le suggèrent les documents (Morin, 1993). La cavité a fait l'objet d'une exploration et d'une description par Fournier (1923a). La première topographie limitée à la galerie principale "naturelle" fut réalisée par le S.C Vesoul (Nuffer, 1973). Dans le cadre du programme H-03 (Inventaire-Prospection des mines et minières de Franche-Comté, sans date) furent levés, par Mouriaux et Plissier, un plan et une coupe détaillés de l'ensemble de la cavité avec notamment les galeries inférieures où fut extrait le minerai (fig. 7.18).

L'entrée actuelle, située au lieu-dit "Les Équevillons" à l'altitude de 323 m, débute par un puits de 8 m sécurisé par une forte grille (photo 7.13). À la base du puits, une courte suite de passages étroits débouche dans la vaste galerie principale à la cote moyenne de –25 m (largeur de 4 à 20 m, hauteur entre 1 et 5 m), longue de 440 mètres (photo 7.14). Cette galerie a été colmatée à l'origine par un remplissage allochtone scellé par un plancher stalagmitique.

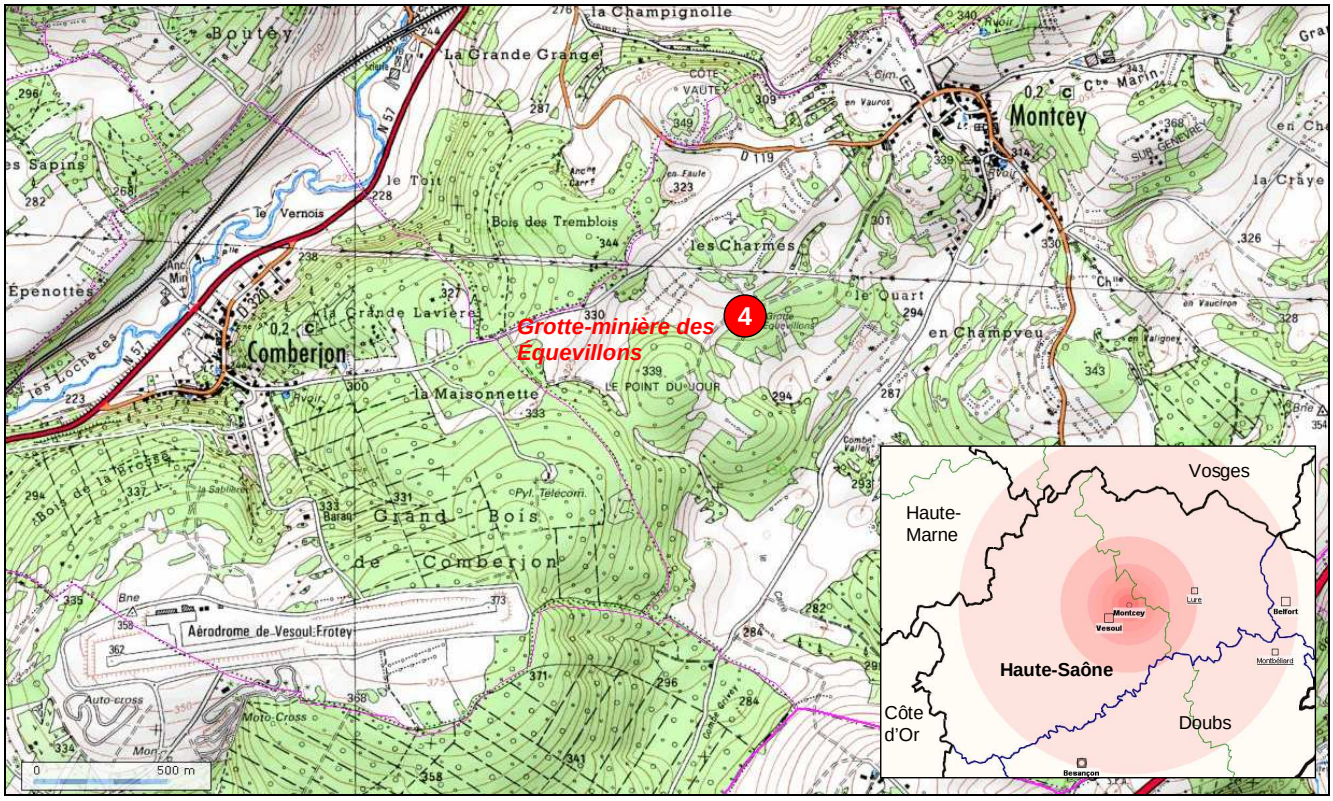


Fig. 7.14 : Localisation de la grotte-minière des Équevillons (Montcey, Haute-Saône) - (http://www.geoportail.fr)

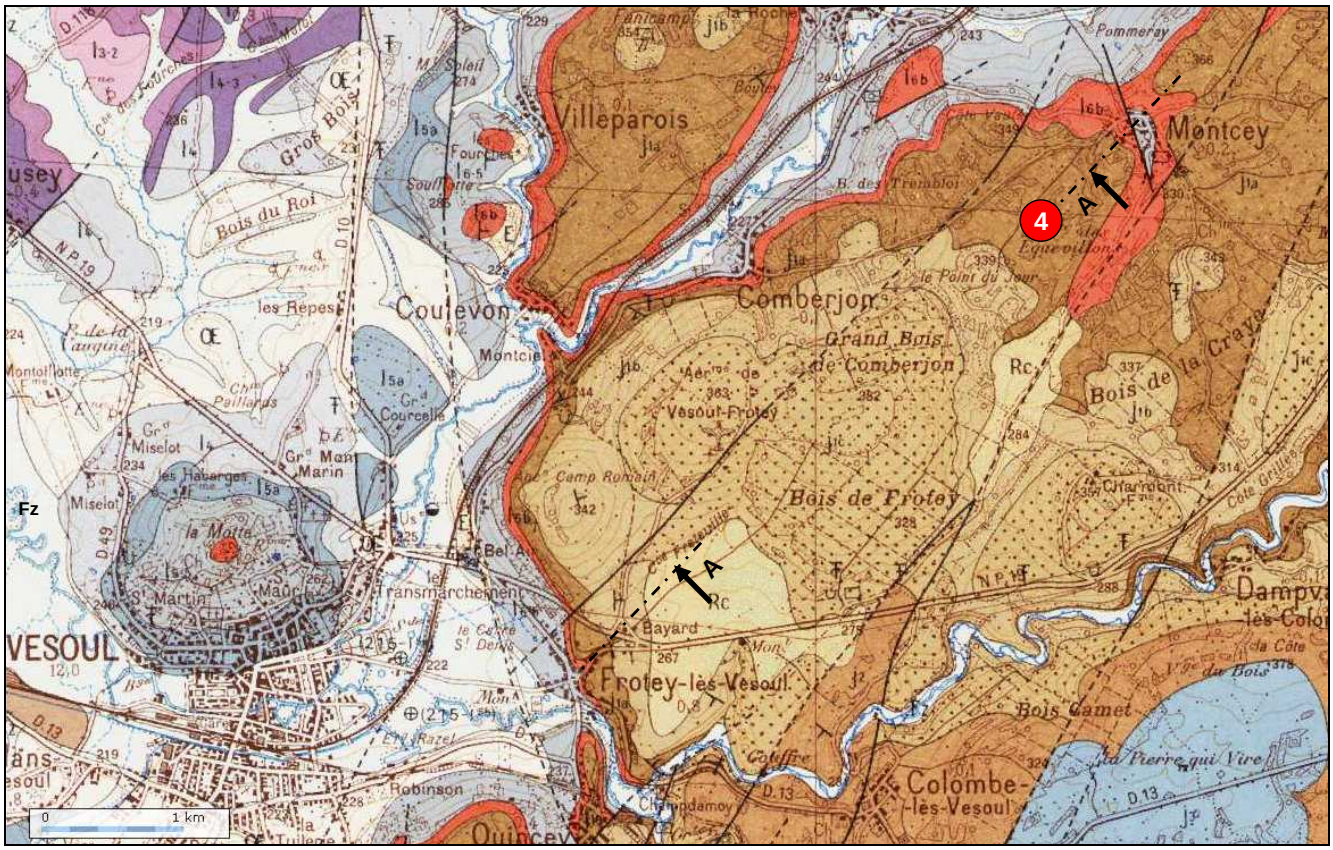


Fig. 7.15 : Carte géologique de Vesoul à la grotte-minière de Montcey (Feuille de Vesoul, d'apès Théobald, Contini et Kuntz, 1983). Géologie : (l4) Pliensbachien supérieur (Calcaires marneux), (l5a) Toarcien inférieur (Schistes), (l6-5) Aalénien inférieur – Toarcien supérieur (Marnes), (l6b) Aalénien supérieur (Calcaires oolithiques), (j1a) Bajocien inférieur (Calcaires à entroques), (j1b) Bajocien moyen (Calcaire à polypiers), (j1c) Bajocien supérieur (Grande Oolithe), (RC) Terrain à Chailles, (Œ) Lehms d'altération et limons de ruissellement, (Fz) Alluvions actuelles. (A-A) indication de la coupe de la fig. 7.17.

Légende	Puissance	Log	Etage	Formation
j3	15 à 20 m		Callovien	Calcaires marneux à oolithes ferrugineuses (Dalle nacrée)
j2	35 à 40 m		Bathonien	Calcaires en plaquettes, riches en lamellibranches
j1c	30 m		Bajocien supérieur	Grande Oolithe (zone à *Parkinsonia parlinsoni*)
j1b	33 à 40 m		Bajocien moyen	Calcaire à polypiers
j1a	30 à 35 m		Bajocien inférieur	Calcaire à entroques (zones à *Sonninia* et *Witchellia*) et formation ferrugineuse
l6b	10 à 12 m		Aalénien supérieur	Calcaires oolithiques avec niveau de minerai de fer oolithique
l6-5	60 à 70 m		Aalénien inf. - Toarcien supérieur	Ensemble de marnes
l5a	20 m		Toarcien inférieur	Schistes à *Posidonomya bronni* dits "schistes bitumineux"
l4	45 m		Pliensbachien supérieur	Calcaires marneux gris noirâtre en nodules cloisonnés (septarias)
l4-3	12 m		Pliensbachien inf. - Lotharingien sup.	Calcaires à belemnites, calcaires ocreux
l3b	25 m		Sinémurien supérieure	Marnes grises à nodules calcaires, marnes feuilletées

Fig. 7.16 : Log des formations lithologiques de la région de Vesoul - (JPF, 2011, d'après notice et carte géologique de Vesoul, Théobald *et al.*, 1983)

Le plancher stalagmitique de la galerie est perforé d'une dizaine de puits permettant d'accéder au réseau de galeries inférieures (cote –37 m) colmatées à l'origine par des dépôts endokarstiques partiellement déblayés. Les travaux de découverte ont, à certains endroits, dénudé la paroi calcaire dont on peut suivre le cheminement.

Le plan des galeries "anthropiques" épouse celui du remplissage ferrugineux et le report topographique nous montre un tracé sinueux autour de l'axe de la galerie principale. Les poches de minerai de la cavité ont été vidées dans leur totalité, ne subsistent que la partie stérile du remplissage et de rares encroûtements ferrugineux.

Deux points d'observation, dans le réseau 26 (fig. 7.18) ont fait l'objet de nos investigations :

- Point (4a) Coupe et échantillons (7.0614/01 à 7.614/10) ;
- Point (4b) Granulométrie et échantillons 7.0614/11 et 7.0614/12.

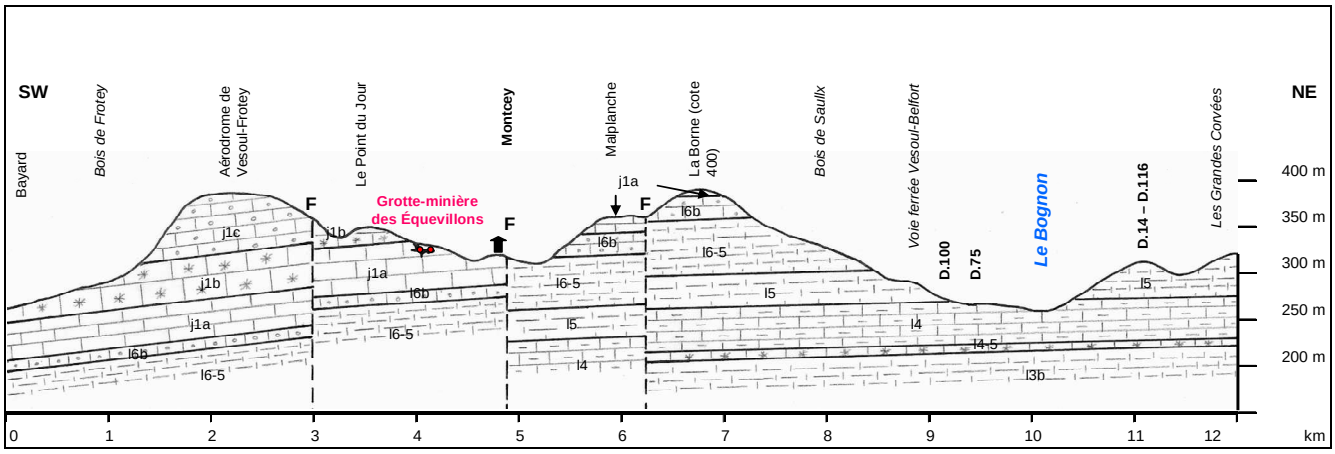


Fig. 7.17 : Coupe géologique du plateau au NE de Vesoul – La coupe de direction SW-NE a été réalisée au droit de la grotte-minière des Équevillons à Montcey. La légende est celle de la fig. 7.16 - (JPF, 2011)





Photo 7.13 : Puits d'entrée de la grotte des Équevillons (Montcey, Haute-Saône) - L'accès à la cavité est réglementé (présence d'une importanrte colonie de chiroptères) et est protégé par une grille – (Photo Losson, 2007)

Photo 7.14 : Galerie principale de la grotte des Équevillons (Montcey, Haute-Saône) – Cette vaste galerie fossile, d'orientation NW-SE se développe sur plus de 400 mètres. De type paragénétique, le plafond et les parois montrent des formes de creusement (cloches, vagues d'érosion,) attestant l'importance des circulations aquifères qui l'ont parcourue. Quelques concrétions inaccessibles ornent le plafond situé à plus de 5 m - (Photo JPF, 2007)

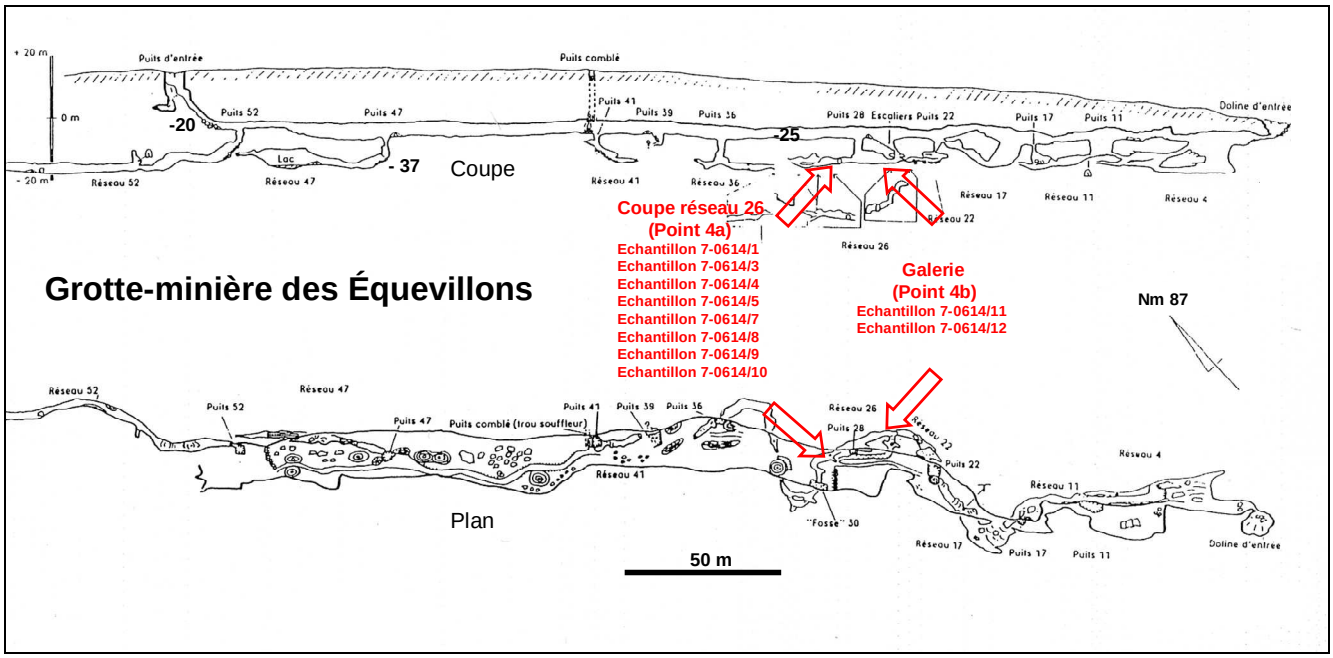


Fig. 7.18 : Plan et coupe de la grotte-minière des Équevillons (Montcey, Haute-Saône) - Sur cette topographie ont été localisés le lieu d'établissement de la coupe du remplissage et des prélèvements correspondants (Coupe réseau 26, échantillons 7-0614/1 à 7-0614/10) ainsi que l'endroit où ont été collectés les échantillons complémentaires (Galerie, échantillons 7-0614/11 et 7-0614/12). Noter l'opposition entre l'allure rectiligne de la galerie supérieure et celle en méandre de la galerie inférieure comblée par le remplissage – (Topographie Mouriaux & Plissier, programme H-03, sans date)



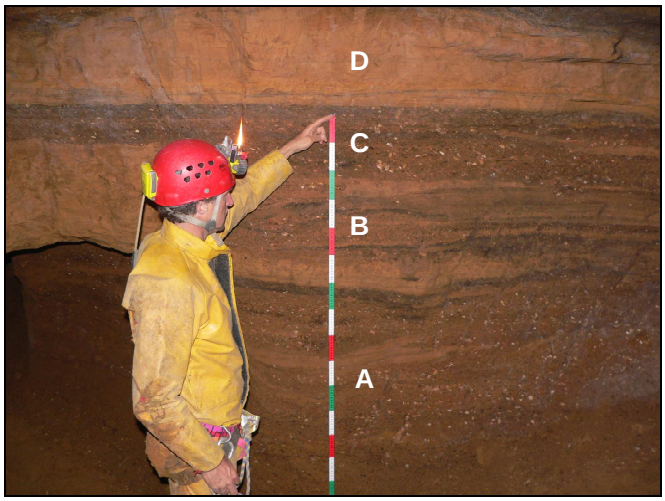


Photo 7.15 : Galerie artificielle inférieure de la grotte-minière des Équevillons (Réseau 26) –. Les mineurs ont arrêté de creuser dès lors qu'apparaissaient les matériaux stériles ou les parois de la cavité - (Photo JPF, 2007)

Photo 7.16 : Galerie artificielle inférieure de la grotte-minière des Équevillons (Réseau 26) - La galerie taillée dans le remplissage montre clairement la disposition subhorizontale des lits successifs qui ont comblé la base de la galerie. C'est à cet endroit qu'a été établie la coupe. Les repères A à D correspondent aux séries définies par la figure 7.19 – (Photo JPF, 2007)

Description de la coupe du réseau 26 (Point 4b)

Peu après le puits 52, un escalier mène au réseau 26 dont la configuration nous a semblé propice au relevé d'une coupe et au prélèvement d'échantillons (photos 7.15 et 7.16).

Cette coupe a été observée sur la paroi nord de la galerie et développe sur une hauteur de 3,30 m, différentes unités nettement différenciées sur le plan lithologique. Elle intègre une seule formation de dépôts à caractère détritique dont la description, de bas en haut, est la suivante (fig. 7.19) :

- Le substrat sous-jacent au plancher de la galerie n'est pas visible, ce dernier étant constitué de débris divers, compactés par les passages répétés des mineurs et visiteurs.

- L'unité A, observable sur une hauteur de 1,30 m, se décompose en 3 sous-unités (A1 à A3). La sous-unité A1 (échantillon 7-0614/10), à la base de la coupe, comporte des éléments grossiers de natures diverses (galets calcaires émoussés, de taille centimétrique, avec parfois une patine d'oxydes ferro-manganiques) et des petits galets altérés en grande densité. Ces débris de formes diverses sont empâtés dans une matrice sableuse (sables quartzeux grossiers) et légèrement argileuse ; la couleur moyenne est jaune olive (code Munsell : 2,5 Y 6/6). La sous-unité A2 (échantillon 7-0614/09) est réduite à une lentille argilo-sableuse ; la couleur moyenne est brun rouge (code Munsell : 5 YR 5/4). Quant à la sous-unité A3 (7-0614/08) qui surmonte la série, elle est semblable à la sous-unité A1 mais avec des graviers grossiers et de petits galets de calcaires altérés en moindre densité ; sa couleur est brun rouge (code Munsell : 5 YR 4/4).

- L'unité B (échantillon 7-0614/07), développe sur une épaisseur de 45 cm, un faciès nettement argileux composé d'une rythmite formée de lits (millimétriques à centimètriques) de limons et d'argile (B1) ; la couleur est jaune rouge (code Munsell : 7,5 YR 6/8). À l'intérieur de cette unité se dégagent de manière aléatoire des petites poches (B2) contenant des graviers grossiers (Fe, Mn…) et des petits galets calcaires (maxi 3 cm), le tout enrobé dans une matrice-argilo sableuse de couleur brun foncé (code Munsell : 7,5 YR 4/4).

m	Log	Lithologie			Commentaires	Code Munsell	N°et position Echantillon
		Formation	Unité	Sous-unité			
3,30					Toit de la galerie		
2,80		I	F		Argile à structure polyédrique (typique de sommet de remplissage)	2,5 YR 3/4	7 - 0614 / 01
			E	2	Graviers calcaires (Fe, Mn et autres) dans une matrice sableuse siliceuse (id, unité A1), légèrement argileuse, avec petits galets de calcaire très altérés	10 YR 4/4	7 - 0614 / 02
2,35				1	Encroûtement ferrugineux (3 à 5 cm)	7,5 YR 5/6	7 - 0614 / 03
2,00			D		Rythmite formée de lits (millimétriques à centimètriques) de limons et d'argile	7,5 YR 6/6	7 - 0614 / 04
1,75			C		Graviers indurés par des oxydes (Fe, Mn) petits galets de calcaire altérés centimétriques, enrobés dans une matrice sableuse siliceuse (id. unité A1)	10 YR 4/3	7 - 0614 / 05
	2		B	2	Graviers indurés par des oxydes (Fe, Mn) dans matrice siliceuse avec de petits galets de calcaire altérés	7,5 YR 4/4	8 - 0614 / 06
1,30	1			1	Rythmite formée de lits (millimétriques à centimètriques) de limons et d'argile	7,5 YR 6/8	7 - 0614 / 07
	3		A	3	Graviers indurés par des oxydes (Fe, Mn) et petits galets de calcaire altérés, enrobés dans une matrice argilo-sableuse (id. unité A1, mais avec une fraction sableuse de nature plus plus grossière)	5 YR 4/4	7 - 0614 / 08
	2			2	Lentille argilo-sableuse	5 YR 5/4	7 - 0614 / 09
0,00	1			1	Graviers calcaires indurés par des oxydes (Fe, Mn) et de nombreux petits galets de calcaire altérés, dans une matrice sableuse siliceuse légérement argileuse	2,5 Y 6/6	7- 0614 / 10
					Plancher de la galerie (remplissage hétérogène lié à l'exploitation)		

Argile Galets Graviers (Normes TECHNIP, 1991)

Fig. 7.19 : Grotte-minière des Équevillons/ Coupe réseau 26 - Description des différentes unités et indication des prélèvements des échantillons - (JPF, 2007)

- L'unité C (échantillon 7-0614/05) développe sur épaisseur constante de 25 cm, un faciès identique à la sous-unité B2 (graviers et galets calcaires, parfois enrobés d'une patine [Fe, Mn] et noyés dans une matrice argilo-sableuse) ; la couleur est brun foncé (code Munsell : 10 YR 4/3).

- L'unité D (échantillon 7-0614/04), d'une puissance de 35 cm, se résume à des rythmites de même nature que l'unité B, mais de couleur jaune rouge (code Munsell : 7,5 YR 6/6).

- L'unité E comprend à sa base, la sous-unité E1 (échantillon 7-0614/03) composée d'un encroûtement de fer et de manganèse, épais de 3 à 5 cm et de couleur brun vif (code Munsell : 7,5 YR 5/6).

La seconde sous-unité E2 (échantillon 7-0614/02) développe sur 40 cm, un faciès comparable à l'unité C et aux sous-unités A1, A3 et B2 (graviers de compositions diverses et galets, le tout noyé dans une matrice argilo-sableuse) ; la couleur moyenne est brun jaune foncé (code Munsell : 10 YR 4/4).

- L'unité F (échantillon 7-0614/01) forme la partie sommitale de la coupe sur 30 à 50 cm. Elle se réduit à de l'argile polyédrique caractéristique d'un sommet de remplissage. Sa couleur est brun rouge foncé (code Munsell : 2,5 YR 3/4).

Description des échantillons

Au niveau de la coupe, ont été analysés les échantillons suivants :

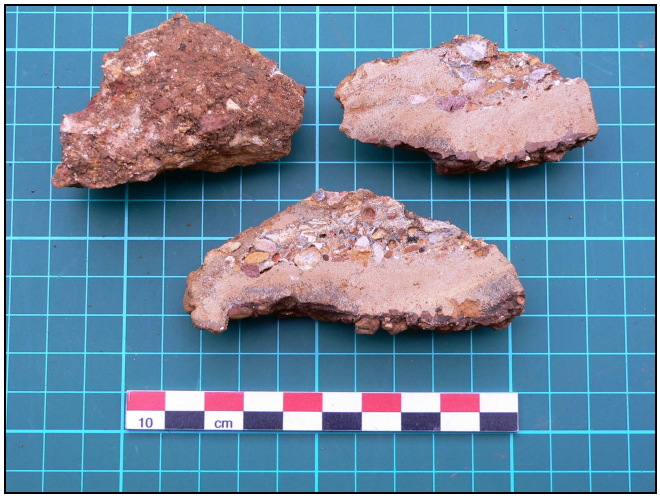
- Échantillon 7-0614/01 : diffractométrie RX ;
- Échantillon 7-0614/03 : microscopie, analyse chimique, diffractométrie RX ;
- Échantillon 7-0614/04 : diffractométrie RX ;
- Échantillon 7-0614/05 : diffractométrie RX ;
- Échantillon 7-0614/07 : diffractométrie RX ;
- Échantillon 7-0614/08 : diffractométrie RX ;
- Échantillon 7-0614/09 : diffractométrie RX ;
- Échantillon 7-0614/10 : analyse chimique.

Microscopie (échantillon 7-0614/03)

À l'intérieur de l'encroûtement de la coupe du réseau 26 (unité E1), nous avons pu détacher des nodules indurés dont la surface d'aspect ferrugineux présentait en relief un conglomérat ferrugineux constitué de petits galets calcaires et de "pisolites".

La découpe nous montre une organisation hétérogène (photo 7.17) avec un cœur induré (dureté Mohs : 3) constitué de matériaux fins de couleur jaune olive (code Munsell : 2,5 Y 6/6) réagissant moyennement à l'acide chlorhydrique. La ferruginisation ne se développe qu'à la périphérie du nodule et dans les parties conglomératiques.

La microscopie en lumière polarisée (photo 7.18) permet de définir la nature du plasma, qui se compose de silice amorphe plus ou moins argileuse, colonisé par endroit par de minuscules cristaux (20 à 50 µm) de calcite sans organisation ordonnée. Les parties conglomératiques comprennent un squelette de grains de quartz de faible sphéricité, anguleux à subanguleux, monocristallins et peu altérés. Leur taille présente une importante hétérogénéité et varie de 10 à 200 microns. Ils sont emprisonnés dans un plasma argilo-ferrugineux et lâche de type aggloméré. Les traits pédologiques se limitent à des plages opaques d'oxydes de fer parcourues par des fentes de dessiccation et à des pseudo-pisolites, en fait des papules d'oxydes de fer, de forme sphérique et ne possédant pas de cortex.



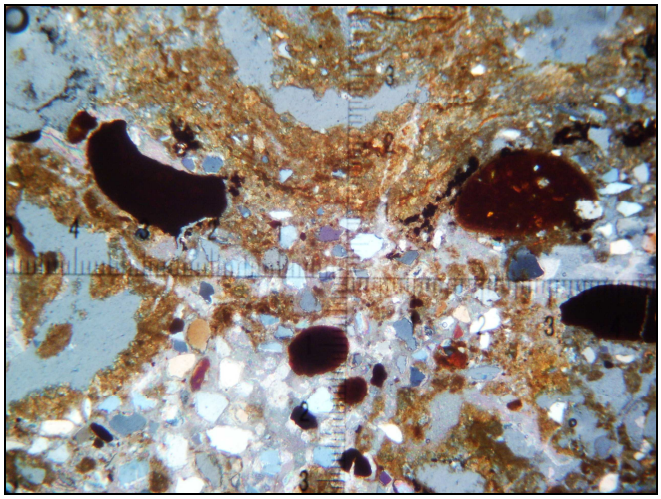


Photo 7.17 : Encroûtement ferrugineux de la coupe du réseau 26, (unité E, sous-unité 1, échantillon 7-0614/03) / Grotte-minière des Équevillons (Montcey) – Le cliché nous montre les nodules indurés constituant l'encroûtement ferrugineux de la coupe 26. En fait, la ferruginisation n'est effective qu'à la périphérie du nodule et dans la partie conglomératique - (Photo JPF, 2011)

Photo 7.18 : Microscopie de la partie conglomératique de l'échantillon 7-0614/3 (coupe 26) / Grotte-minière des Équevillons (Montcey) – Sur cette microphotographie apparaît le faciès de type conglomératique : des papules d'oxydes de fer et des grains de quartz sont noyés dans un plasma argilo-ferrugineux lâche - LPA x40 (1 graduation = 25 µm). La photographie a été réalisée par adjonction d'une lame retardatrice (¼ λ) - (Photo JPF, 2010)

Analyse chimique (échantillons 7-6014/10 et 03)

L'échantillon 7-0614/10 est situé tout à la base de la coupe du réseau 26 (unité A1). L'analyse (tab. 7.03) fait apparaître principalement de la silice (89,27 %) que reflète la nature de la matrice. La teneur peu argileuse de cette matrice est confirmée par la faible teneur en alumine (2,32 %). La teneur en fer (4,06 % de Fe_2O_3) semble être représentative de la contamination des stériles par les oxydes de fer du minerai. La couleur de l'échantillon après broyage est jaune olive (code Munsell : 2,5 Y 6/6).

Eléments	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5	PF	**Total**
Coupe 26 (7-0614/10) - Graviers et argiles (unité A, sous-unité 1)	**89,27**	**2,32**	**4,06**	0,83	0,06	0,15	0,04	0,18	0,21	0,11	**2,24**	**99,45**

Tab. 7.03 : Résultats de l'analyse chimique des 10 principaux éléments de l'échantillon 7-0614/10 - (CRPG, 2009)

l'analyse de l'échantillon 7-0614/03 (coupe du réseau 26, encroûtement ferrugineux, E1) nous révèle sans surprise que les principaux constituants sont d'une part, la silice (43,23 %) qui s'exprime sous forme de quartz et de silice combinée ainsi que de calcite présente de manière diffuse dans le plasma. De même, la perte au feu est considérable (plus de 20 %). Le fer ainsi que l'alumine affichent des teneurs modestes (6,98 % de Fe_2O_3 et 4,40 % d' Al_2O_3). Les autres éléments sont insignifiants. La couleur de l'échantillon après broyage est brun vif (code Munsell : 7,5 YR 5/6)

Eléments	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5	PF	**Total**
Coupe 26 (7-0614/03) - Encroûtement ferrugineux (unité E, sous-unité 1)	**43,23**	**4,40**	**6,98**	0,82	0,22	21,05	< L.D.	0,32	0,39	0,22	20,88	**98,50**

Tab. 7.04 : Résultats de l'analyse chimique des 10 principaux éléments de l'échantillon 7-0614/3 - (CRPG, 2009)

Diffractométrie (échantillons 7-614/09, 08, 07, 06, 04, 03, 01)

Sur la coupe du réseau 26, ont été réalisées 7 diffractométries RX (unités A2 à F, tab. 7.05). Une première analyse permet d'observer la présence systématique dans tous les niveaux de la coupe, de 3 minéraux : un oxyhydroxyde de fer avec la gœthite (pics à 4,21 et 2,69 Å), un minéral argileux de type 2/1 avec l'illite (pics à 3,34 et 2,05 Å) et enfin un tectosilicate avec le quartz (pic à 3,34 Å).

On observe une récurrence forte (5 sur 7) pour un minéral argileux de type 1/1 avec la kaolinite (pics à 7,17 et 4,36 Å) et pour un feldspath potassique avec le microcline (pics 3,247 et 4,21 Å). Kaolinite et microcline sont absents de l'échantillon 7-0614/03 (encroûtement ferrugineux). La calcite (pics à 3,05 et 1,922 Å) n'est présente que dans le sommet du remplissage à l'exclusion du dépôt argileux du toit. Enfin, tout à la base de la coupe, on note la présence d'un minéral argileux proche de la montmorillonite avec un feldspath sodique, l'albite (pic à 3,196 Å).

Unité	Sous-unité	N° échantillon	Albite	Alunite	Anatase	Calcite	Chamosite Chlorite	Dolomite	(Fluo)apatite	Gœthite	Hématite	Illite	Kaolinite	Lépidocrocite	Microcline	Muscovite	Orthoclase	Quartz	Zircon	Code Munsell
F		7 - 0614 / 01								■		■	■		■			■		2,5 YR 3/4
E	1	7 - 0614 / 03				■				■		■						■		7,5 YR 5/6
D		7 - 0614 / 04				■				■		■	■		■			■		7,5 YR 6/6
C		7 - 0614 / 05				■				■		■	■					■		10 YR 4/3
B	1	7 - 0614 / 07								■		■	■		■			■		7,5 YR 6/8
A	3	7 - 0614 / 08								■		■			■			■		5 Yr 4/4
	2	7 - 0614 / 09	■							■		■	■		■			■		5 YR 5/4

Tab. 7.05 : Synthèse de l'analyse diffractométrique RX des échantillons de la coupe du réseau 26 - (MHNN, 2009)

Galerie réseau 26 (Point 4b)

Dans la galerie du réseau 26, au pied de l'escalier du puits 22 (fig. 7.18), un remplissage sableux homogène parcouru par des indurations ferrugineuses nous a permis la collecte de 2 échantillons : l'un, représenté par des sables (échantillon 7-0614/11, 1475 g de produit sec) qui ont permis la réalisation d'une granulométrie ; l'autre sous forme d'une plaquette ferrugineuse indurée (7-0614/12) pour un examen micromorphologique.

Échantillon 7-0614/11

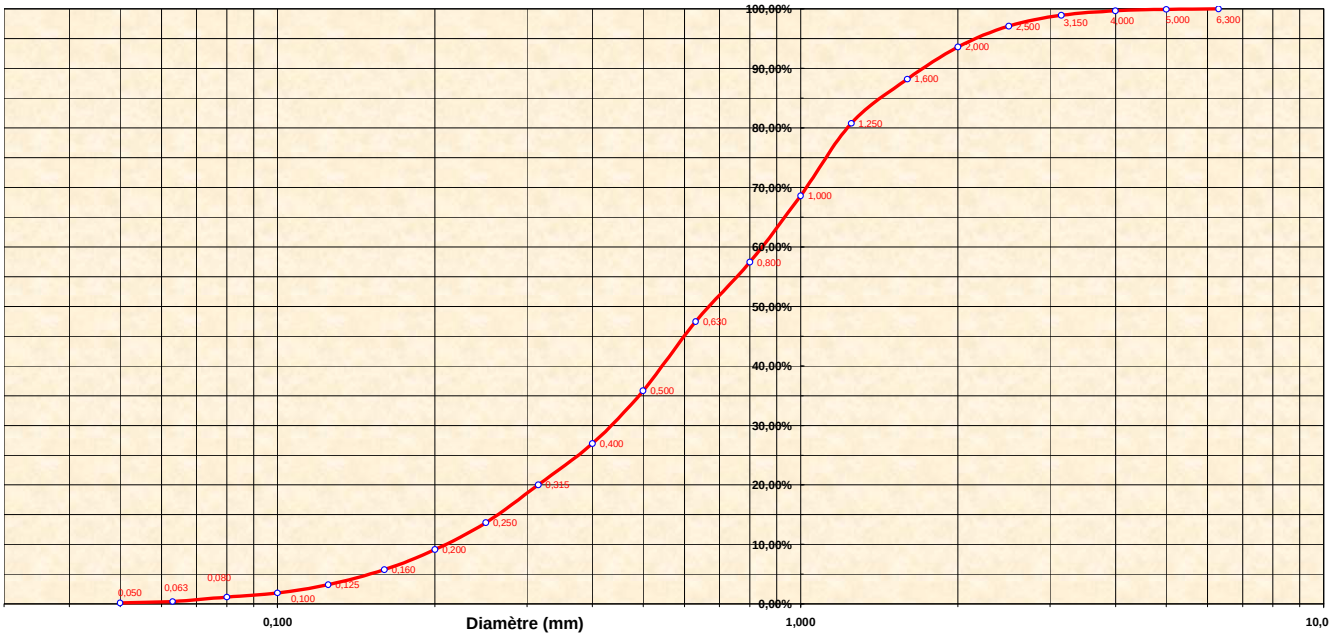
Concernant la granulométrie, l'interprétation des données calculées, traduite par la courbe cumulée (fig. 7.20 et tab. 7.06), autorise les observations suivantes :

- la taille moyenne Tm est de 0,62 mm avec un σ_1 de Folk & Ward 1,81 qui traduit globalement un sable grossier mal classé (présence de quelques graviers) mis en place par accumulation forcée puis libre ;

- le coefficient d'asymétrie de Folk & Ward de 0,36 donne une asymétrie positive et laisse supposer une mise en place par des afflux d'eau soutenus, suivis d'une décroissance régulière des écoulements ;

- le coefficient d'acuité K_c de 1,43 donc leptokurtique, n'est pas représentatif ;

- Les tailles C_1 à 3,97 mm et M_d (médiane) à 0,75 mm traduisent des sédiments issus d'une suspension graduée en mode énergique, associés à quelques matériaux mis en place par roulement.



Échantillon	Unité	Quartiles et centiles (mm)							Classement Trask (SO) mm	Asymétrie Trask (SK) mm	Acuité (φ)	Taille moyenne Tm mm
		95%	84%	75%	50%	25%	16%	5%				
7-0614/11	**I**	0,150	0,270	0,370	0,667	1,117	1,377	2,172	1,738	0,964	0,991	0,771

Fig. 7.20 et tab. 7.06 : Granulométrie des sables quartzeux de l'échantillon 7-0614/11 / Réseau 26, base puits 22, grotte des Équevillons – (JPF, 2009)

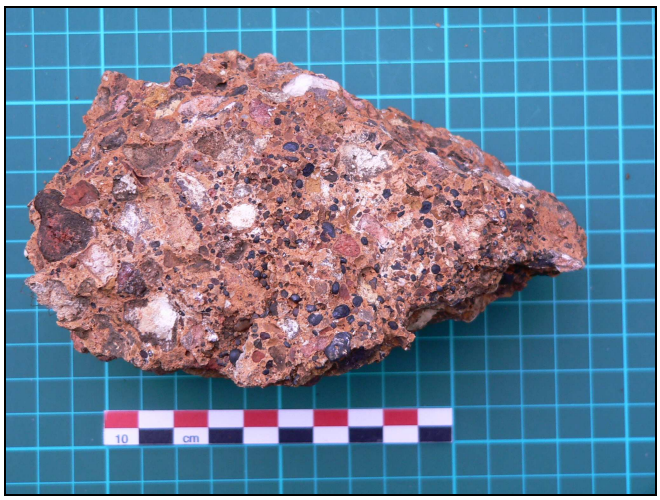
Échantillon 7-0614/12

L'échantillon se présente sous forme d'une brèche calcaire indurée dans laquelle sont agglomérés des pisolites d'oxydes de fer et des galets calcaires centimétriques altérés liés par un ciment calcaro-argilo-ferrugineux (photo 7.19). La découpe confirme cet aspect conglomératique avec une distribution aléatoire de la densité des pisolites. Hormis, les concentrations de pisolites, la réaction à l'acide chlorhydrique est forte.

La microscopie (photo 7.20) permet de caractériser le plasma : il s'agit d'un ciment complexe argilo-ferrugineux envahi par de minuscules grains de calcite. Les variations de biréfringence laissent supposer également la présence de silice amorphe.

Le squelette est composé pour partie de grains de quartz détritiques et de cristaux de calcite néoformés. Les grains de quartz ont une sphéricité moyenne, sont subanguleux à subémoussés. Globalement, ils sont monocristallins et peu altérés. Leur taille varie de 20 à 500 µm. Des méga-cristaux de calcite automorphes (entre 100 et 800 µm) occupent les vides de grande taille (photo 7.21).

Les traits pédologiques sont exprimés par des pseudo-pisolites : il s'agit plutôt de papules ferrugineuses ovoïdes, sans cortex, de taille hétérométrique (100 à 2500 µm). Le cœur est constitué d'un plasma opaque, de couleur brun foncé, saupoudré de petits grains de quartz (20 à 100 µm) de faible sphéricité, anguleux à subanguleux. Quelques vestiges de fossiles de type thalle, probablement issus de l'encaissant calcaire du Bajocien et qui du fait de leur épigénisation par les oxydes de fer, ont résisté à l'altération (photo 7.22).



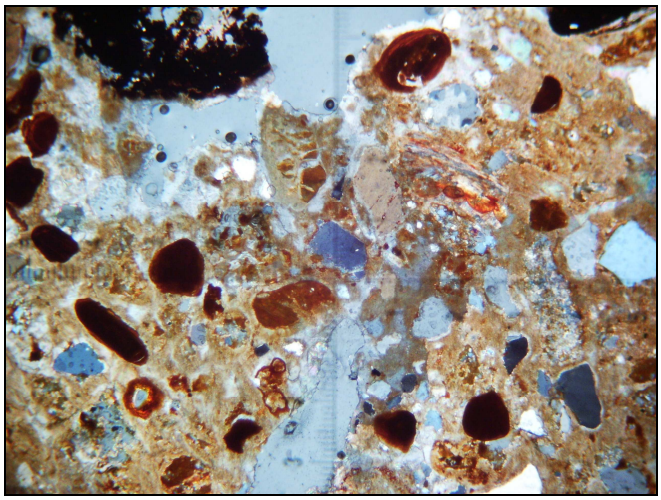
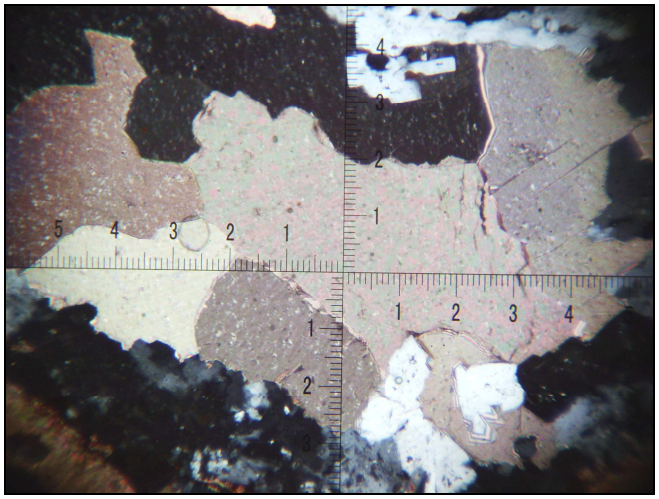


Photo 7.19 : Brèche calcaire avec pisolites / Réseau 26, base puits 22 / Grotte-minière des Équevillons (Montcey) – Le cliché nous montre la brèche calcaire où apparaissent noyés dans un ciment argilo-ferrugineux, les petits galets altérés de calcaire de couleur blanchâtre et les pseudo-pisolites millimétriques d'oxydes de fer- (Photo JPF, 2011)

Photo 7.20 : Microscopie de la brèche calcaire avec pisolites / Échantillon 7-0614/3, réseau 26, base puits 22 / Grotte-minière des Équevillons (Montcey) – Sur cette microphotographie apparaît le faciès de type conglomératique comparable à l'échantillon 7-0614/3 : des papules d'oxydes de fer et des grains de quartz sont noyés dans un plasma argilo-ferrugineux lâche - LPA x40 (1 graduation = 25 µm). La photographie a été réalisée par adjonction d'une lame retardatrice (¼ λ) - (Photo JPF, 2010)



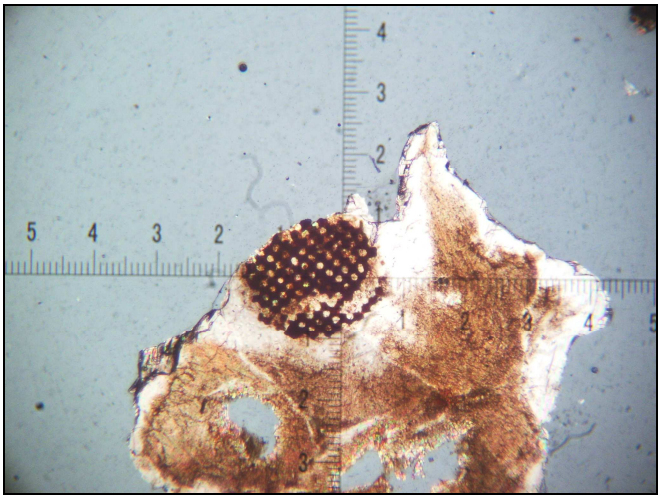


Photo 7.21 : Microscopie de la brèche calcaire avec pisolites / Échantillon 7-0614/3, réseau 26, base puits 22/ Grotte-minière des Équevillons (Montcey) – Sur cette microphotographie apparaissent, occupant en totalité un vide, des méga-cristaux de calcite néoformés (jusqu'à 800 µm) - LPA x100 (1 graduation = 10 µm). La photographie a été réalisée par adjonction d'une lame retardatrice (¼ λ) - (Photo JPF, 2010)

Photo 7.22 : Microscopie de la brèche calcaire avec pisolites / Échantillon 7-0614/3, réseau 26, base puits 22 / Grotte-minière des Équevillons (Montcey) – Au centre du cliché, on aperçoit les vestiges d'un fossile épigénisé de type thalle ovoïde ou en forme de massue - LPA x100 (1 graduation = 10 µm). La photographie a été réalisée par adjonction d'une lame retardatrice (¼ λ) - (Photo JPF, 2011)

Originalité du site souterrain

- La cavité présente deux niveaux de galeries à -25 m et à – 37 m ;

- la galerie inférieure encore partiellement fossilisée par une formation superficielle alluviale scellée par un plancher stalagmitique ;

- cette formation comprend des dépôts fins, sableux (majoritairement siliceux, rarement calcaires) ou grossiers (galets et graviers calcaires) ; la présence de kaolinite est fréquente ;

- la concentration du minerai (non observable aujourd'hui) était vraisemblablement localisée sous forme de nids plus ou moins réguliers au centre de la galerie.

5 GROTTE-MINIÈRE DE CHAMPTOURNEAU (Bucey-lès-Gy)

Description du site et de la cavité (Entrée : LIIe. 866.259-2273.590-345 m)

La grotte-minère de Champtourneau se situe, au sud-est de Bucey-lès-Gy, en bordure ouest de la partie méridionale des plateaux de Vesoul (Monts de Gy) qui domine de 200 mètres la zone déprimée se rattachant au fossé de la petite Saône.

La cavité se développe pour l'essentiel dans les calcaires graveleux et oolithiques du Bathonien (Calcaires de la citadelle de Besançon) au cœur d'une région karstique avec, à proximité, deux phénomènes karstiques majeurs (fig. 7.01, 7.02, 7.21 et 7.22, repère 5) : l'entonnoir émissif du gouffre de Fourouse et la résurgence de la Morte (système de la rivière souterraine de Captiot, alimenté par les eaux de la région du hameau de Saint-Maurice d'où part en direction de Bucey-lès-Gy, la profonde vallée sèche que surplombe la cavité) (fig. 7.22).

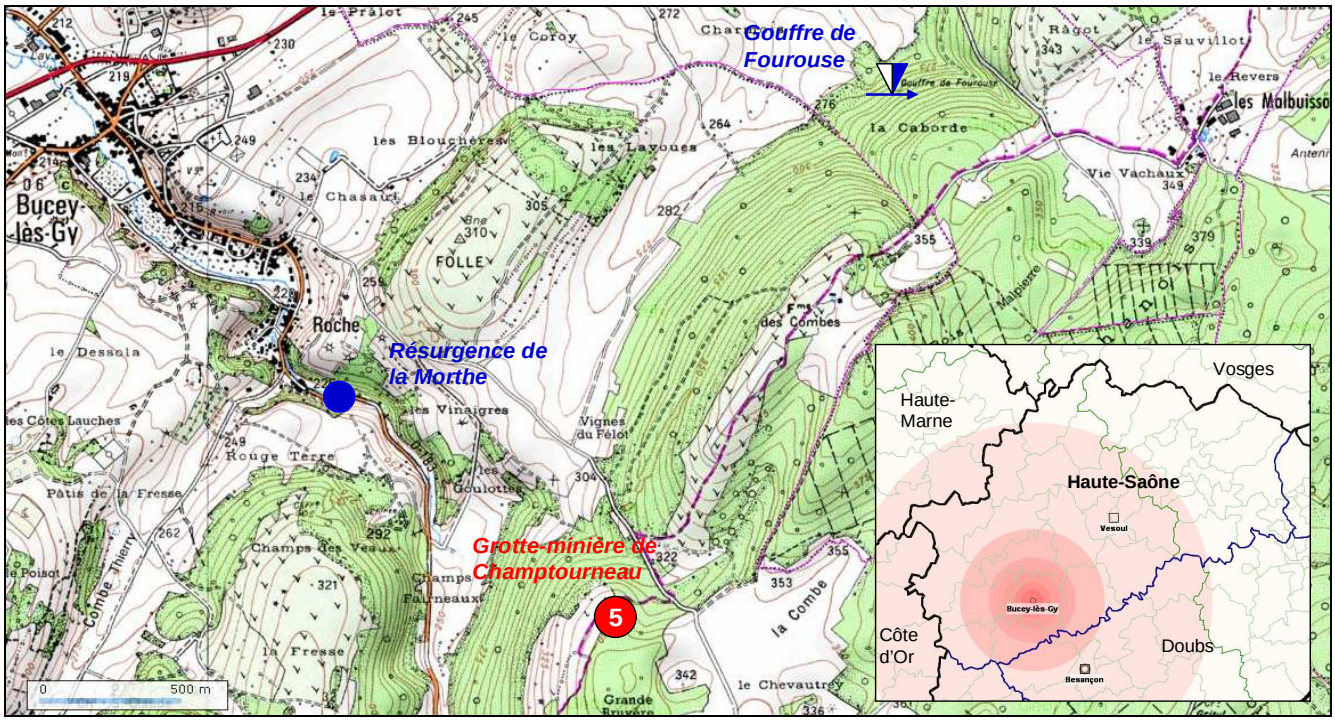


Fig. 7.21 : Localisation de la grotte-minière de Champtourneau (Bucey-lès-Gy, Haute-Saône) – Sont repérés, à proximité les phénomènes karstiques majeurs avec la résurgence pérenne de la Morthe, exutoire de la rivière souterraine de Captiot et le gouffre émissif temporaire de Fourouse - (http://www.geoportail.fr)

La mine de Champtourneau s'ouvre à 345 m, sur le versant nord de la pelouse de la Grande Bruyère située à 2 km au sud-est de Bucey-lès-Gy. Actuellement, l'accès à la cavité se fait par une courte galerie horizontale qui débouche sur une salle oblongue aux parois tapissées d'argile rouge, d'une dizaine de mètres, au terme de laquelle s'ouvre un puits de 7 mètres à la base duquel part le réseau complexe des galeries d'exploitation proprement dites, orientées préférentiellement NE-SW, E-W et NW-SE (fig. 7.25). Ces galeries, parfois entrecoupées de courts ressauts, de dimensions modestes (largeur de l'ordre de 1,50 m et hauteur comprise entre 1,50 et 2 m) ont un développement d'environ 300 mètres.

Les vestiges d'exploitation sont peu nombreux : les mineurs ont vidé consciencieusement la totalité du remplissage comblant les galeries et les alvéoles latérales. Ne subsistent du remplissage originel que des argiles rouge foncé qui tapissent la totalité des parois de la cavité (photos 7.23 et 7.24). Seuls quelques rares échantillons de minerai peuvent être récoltés à la faveur d'anfractuosités ayant échappé à l'attention des mineurs.

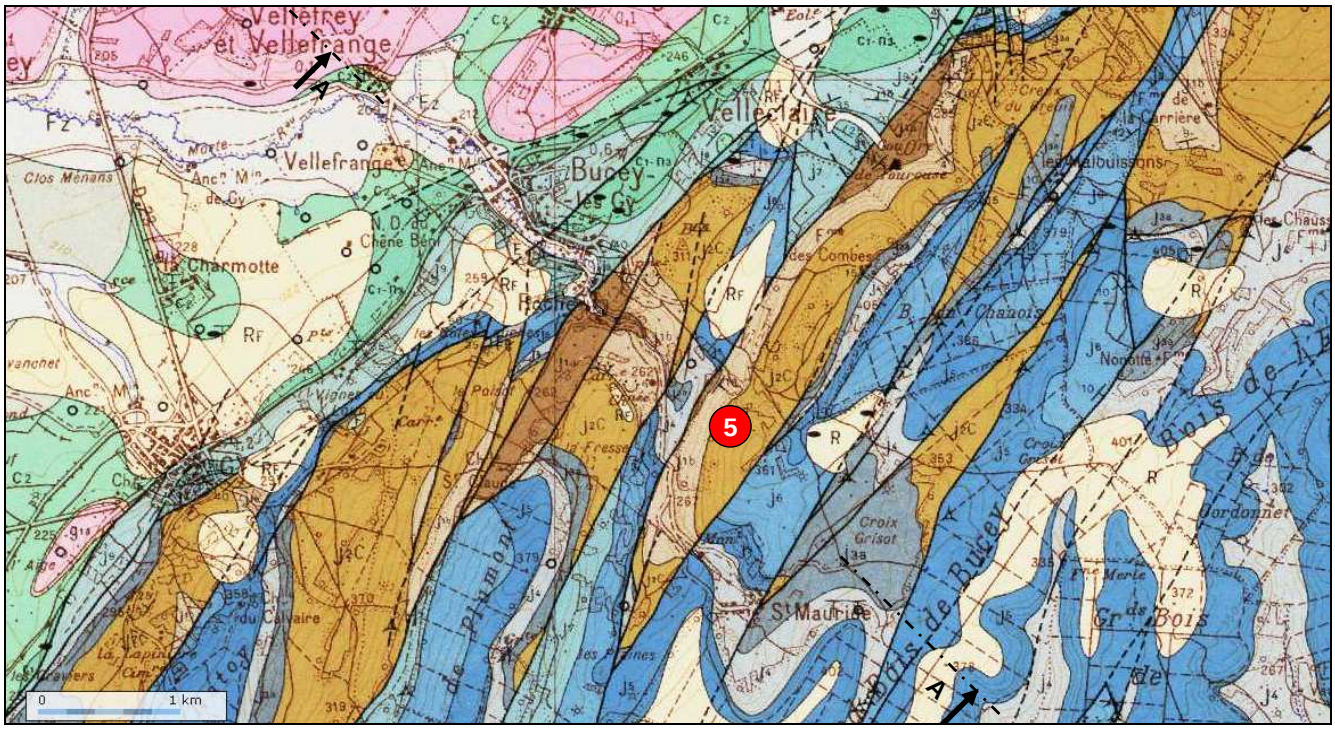


Fig. 7.22 : Carte géologique de Bucey-lès-Gy à la grotte-minière de Champtourneau (Feuille de Gy, d'après Dreyfuss *et al.*, 1970). Géologie : (j1b) Bajocien ("Grande Oolithe"), (j2c) Bathonien ("Calcaires de la citadelle de Besançon"), (j3a) Callovien inférieur ("Dalle nacrée"), (j4) Callovien supérieur et Oxfordien (Marnes bleues), (j5) "Argovien" (Ensemble marno-calcaire), (j6) "Rauracien" (Calcaires oolithiques et pisolitiques), "séquanien" (Calcaires fins), (j8) Kimméridgien (Calcaires glauconieux), (j9) Tithonien (Calcaires cristallisés), (n3) Hauterivien (Calcaires bioclastiques), (c1) Albien (Sables et marnes glauconieux), (c2) Cénomanien-Turonien (Craie marneuse), (g1a, g1b) Oligocène inférieur (Complexe lacustre). (A-A) indication de la coupe de la fig. 7.24.

Légende	Puissance	Log	Etage	Formation
g1b	30 à 50 m		Oligocène inférieur	Complexe lacustre à dominance argileuse
g1a				Complexe lacustre à dominance détritique (poudingue de Granvelle)
e	5 à 7 m		Éocène	Calcaire lacustres avec pisolites ferrugineux
c2	30 m		Cénomanien - Turonien	Craie marneuse
c1			Albien	Marnes et sables glauconieux
n3	qq m		Hauterivien	Calcaires bioclastiques
j9	70 à 80 m		Tithonien	Calcaires cristallisés, oolithiques, fins
j8	70 m		Kimméridgien	Calcaires glauconieux
j7	75 à 80 m		Oxfordien	Calcaires fins
j6	80 m			Calcaires oolithiques et pisolitiques
j5	40 à 45 m			Ensemble marno-calcaire
j4	35 m		Callovien	Marnes bleues à fossiles pyriteux
j3a	1 à 10 m			"Dalle nacrée" (calcaires oolithiques ou à débris)
j2C	50 m		Bathonien	"Calcaire de la citadelle de Besançon"
j1b	50 à 60 m		Bajocien supérieur	Grande Oolithe
j1a	100 m		Bajocien inférieur	Calcaires à polypiers

Fig. 7.23 : Log des formations lithologiques de la région de Gy - (JPF, 2011, d'après notice et carte géologique de Gy, Dreyfuss *et al.*, 1970)

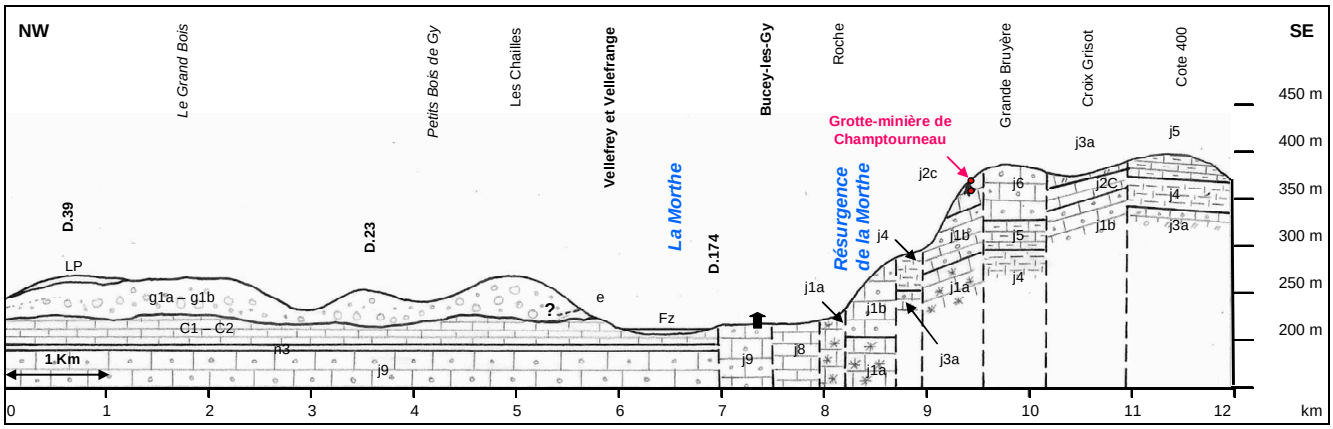


Fig. 7.24 : Coupe géologique du contact fossé de la Saône – plateaux de Vesoul – La coupe de direction NW-SE a été réalisée au droit de la grotte minière de Champtourneau (Bucey-lès-Gy). La légende est celle de la fig. 7.23 - (JPF, 2011)

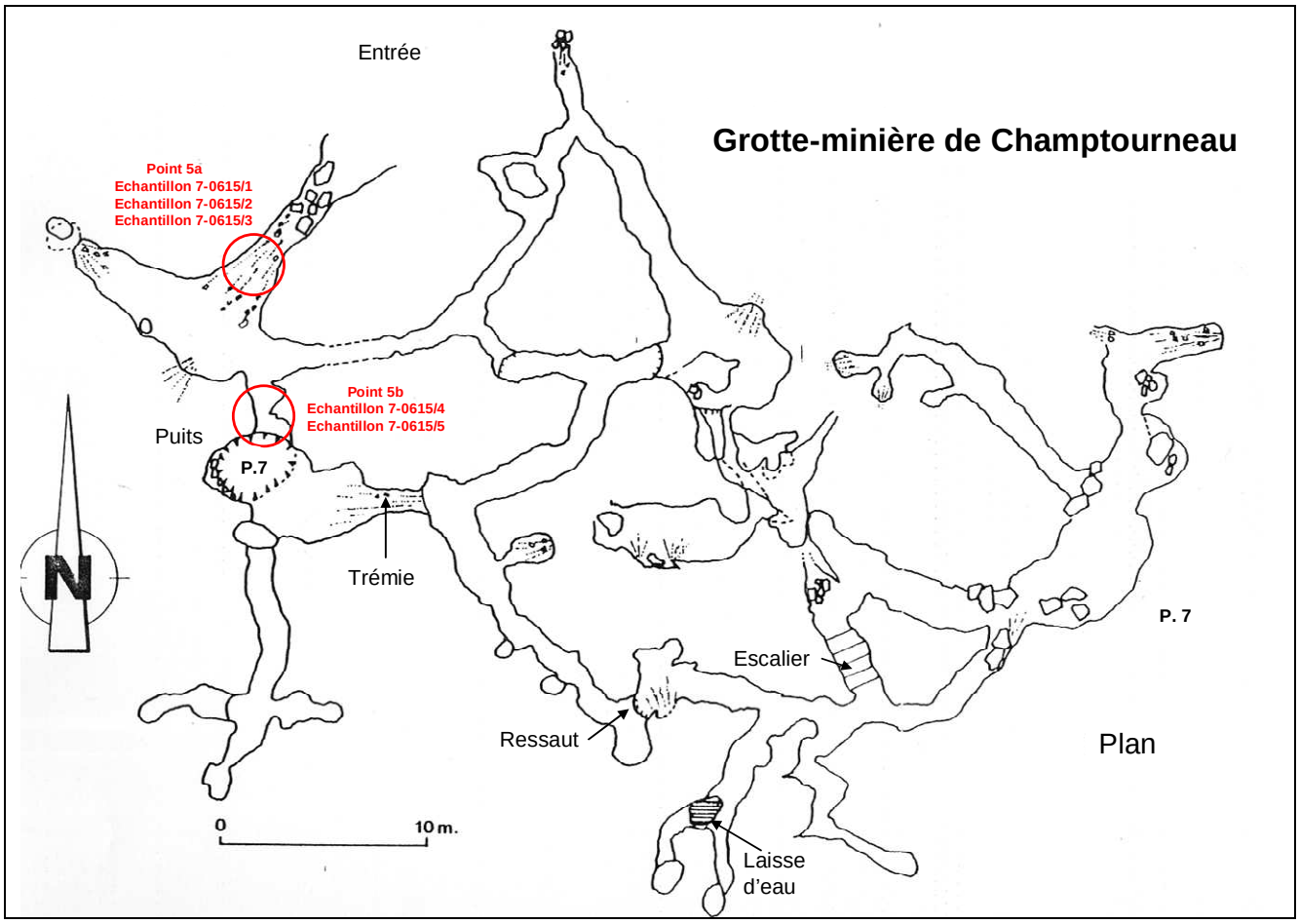


Fig. 7.25 : Plan de la grotte de Champtourneau (Bucey-lès-Gy (Haute-Saône) / Localisation des prélèvements des échantillons – L'orientation des galeries fait ressortir des directions préférentielles NE-SW, W-E et NW-SE - (Levés GS Gray, dessin Morin)

Description des échantillons

À l'intérieur de la cavité, 5 échantillons ont été prélevés dans la galerie d'entrée à mi-hauteur (0,50 m), au niveau d'un joint de stratification (point 5a : 7-0615/1, 7-0615/2 et 3) et au sommet du puits de 7 m (point 5b : 7-0615/4 et 5) :

- Échantillon 7-0615/1 (minerai) : microscopie optique et métallurgique ;
- Échantillon 7-0615/2 (minerai) : analyse chimique, diffractométrie RX ;

- Échantillon 7-0615/3 (argile) : diffractométrie RX ;
- Échantillon 7-0615/4 (minerai) : microscopie optique, analyse chimique, diffractométrie RX ;
- Échantillon 7-0615/5 (argile) : diffractométrie RX .





Photo 7.23 : Grotte-minière de Champtourneau (Bucey-lès-Gy, Haute-Saône) / Sommet P7 – Cliché pris au sommet du puits de 7 m. Notez la teinte rouge foncé de l'argile qui tapisse les parois - (Photo JPF, 2007)

Photo 7.24 : Grotte-minière de Champtourneau (Bucey-lès-Gy, Haute-Saône) / Galerie inférieure– Ce cliché pris dans l'une des galeries inférieures nous montre une des alvéoles vidée de son minerai par les mineurs- (Photo Losson, 2007)

Microscopie

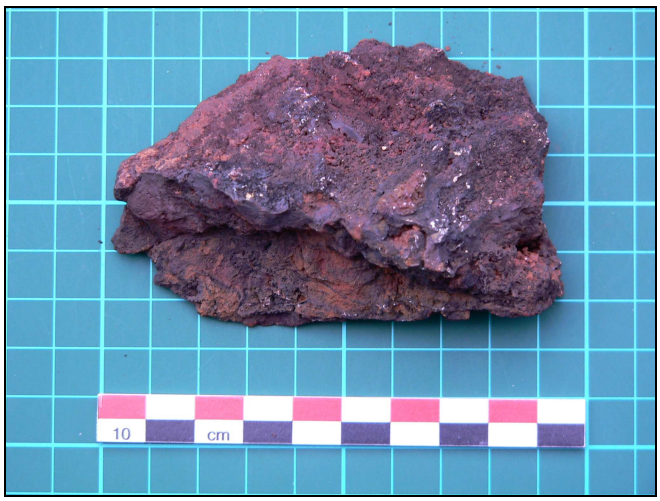
Les échantillons de minerai (7-0615/1, 2 et 4) sont semblables : ils se présentent sous la forme de blocs scoriacés très indurés, avec des aspérités anguleuses (photo 7.25). La couleur varie du brun rouge foncé (code Munsell : 2,5 YR 3/4) à brun gris très foncé (code Munsell : 10 YR 3/2). La découpe révèle un ciment mat uniformément rouge faible (10 R 4/3) interrompu par des chenaux et des vacuoles. Le sciage et le polissage sous l'eau produisent un pigment rouge au fort pouvoir colorant qui trahit la présence d'hématite.

- ***Échantillon 7-0615/1*** (galerie entrée)

L'examen au microscope optique est décevant : seul apparaît un plasma opaque de forte densité, rompu par de petites vacuoles et des chenaux. En périphérie de la lame mince, les parties plus argileuses ont été éliminées lors de la confection et le plasma se fait plus lâche. Aucune organisation du plasma n'est décelable en examen optique, de même aucun autre minéral que les oxydes de fer n'est décelable. Seul l'examen au microscope métallurgique (photo 7.26) laisse entrevoir l'organisation minéralogique.

- ***Échantillon 7-0615/4*** (sommet P7)

L'examen au microscope optique de cet échantillon, nous montre un plasma assez lâche avec des plages plus ou moins opaques dont la couleur varie du brun foncé au jaune orangé selon le degré d'hydratation et la nature de l'oxyhydroxyde de fer : la gœthite semble, en effet, d'avantage présente que dans l'échantillon précédent (photo 7.27). Là où la gœthite est massivement présente, elle s'organise en papules de 20 à 100 µm. Aucun grain de quartz n'est visible, le squelette se limite à la présence de cristaux de calcite néoformés : cristaux de petite taille (10 à 20 µm) qui colonisent le plasma dans les plages les plus hydratées et les plus chagrinées, ou méga-cristaux (jusqu'à 600 µm) qui occupent, pour partie ou en totalité, les chenaux ou les vacuoles (photo 7.28).



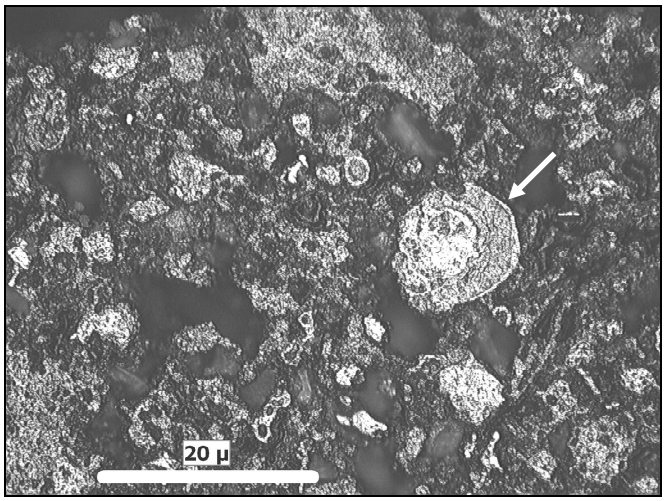
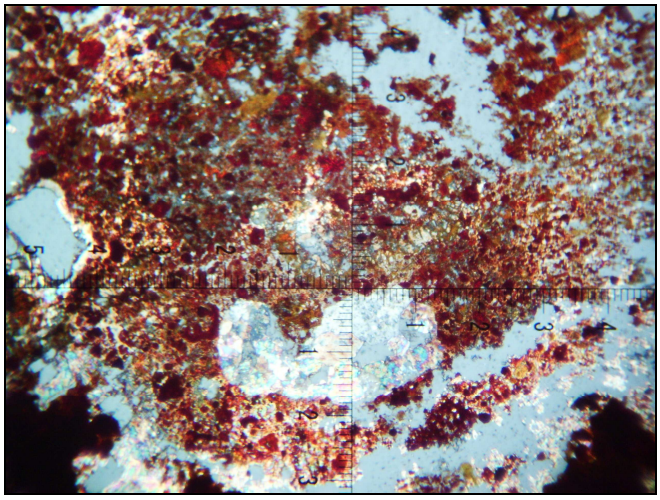


Photo 7.25 : Bloc de minerai à faciès massif / Grotte-minière de Champtourneau (Bucey-lès-Gy) – Le cliché nous montre un des blocs issu de l'encroûtement ferrugineux visible au sommet du P7. Les teintes qui varient du rouge sombre au violacé, alliées à la densité de l'échantillon, suggèrent la présence d'hématite - (Photo JPF, 2011)

Photo 7.26 : Surface polie d'un bloc de minerai à faciès massif/ Échantillon 7-0615/1 / Grotte-minière de Champtourneau – On peut observer outre les formes de cristallisation des oxydes de fer, ce qui pourrait être une structure circulaire concentrique (flèche) pouvant être interprétée comme le germe d'un micro-pisolite - Microscope métallurgique (Photo LAM Jarville, 2011)



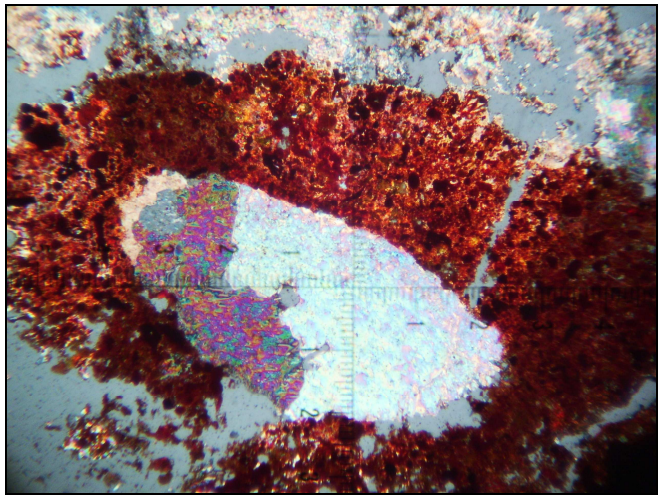


Photo 7.27 : Microscopie d'un bloc de minerai scoriacé / Échantillon 7-0615/4, sommet du P7 / Grotte-minière de Champtourneau – Sur cette microphotographie apparaissent les types de plasma : dans les coins en bas, à gauche et à droite, l'hématite brun foncé et opaque à laquelle s'oppose une grande plage de gœthite, de couleur brun moyen à jaune orangé, constituée de papules coalescentes. Au centre, on aperçoit une vacuole colonisée entièrement par des méga-cristaux de calcite - LPA x40 (1 graduation = 25 µm). La photographie a été réalisée par adjonction d'une lame retardatrice (¼ λ) - (Photo JPF, 2010)

Photo 7.28 : Microscopie à fort grossissement d'un bloc de minerai scoriacé / Échantillon 7-0615/4, sommet du P7 / Grotte-minière de Champtourneau – Le cliché nous montre une vacuole ovoïde (600 µm) occupée entièrement par des cristaux automorphes de calcite. Le plasma qui cerne la vacuole se compose de papules de gœthite de couleur brun foncé noyées dans un ciment jaune orangé. Dans la partie supérieure de la microphotographie, on distingue des grappes de micro-cristaux de calcite - LPA x100 (1 graduation = 10 µm). La photographie a été réalisée par adjonction d'une lame retardatrice (¼ λ) - (Photo JPF, 2010)

Analyse chimique

Les analyses chimiques (tab. 7.07 et 7.08) de deux échantillons de minerai prélevés, l'un dans la galerie d'entrée (7-0615/2) et l'autre au sommet du P7 (7-0615/4), présentent de fortes similitudes : une grande, voire très grande richesse en fer (86,87 et 86,74 % de Fe_2O_3, rendant plus de 60 % de fer métal), teneurs en quartz faibles et comparables (4,03 et 2,87 % de SiO_2), vraisemblablement sous forme de silice combinée. Le taux d'alumine est insignifiant (1,16 et 1,04 % d' Al_2O_3). La perte au feu est moyenne (7,62 et 8,46 %).

Les autres éléments alcalins ou métalloïdes sont indigents (maxi 0,26 %) y compris le manganèse (0,12 et 0,19 %).

Eléments	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO2	P_2O5	PF	**Total**
Encroûtement ferrugineux	**4,03**	**1,16**	**86,87**	0,12	0,05	0,25	< L.D.	0,11	0,04	0,26	**7,62**	**100,49**

Tab. 7.07 : Résultats de l'analyse chimique des 10 principaux éléments de l'échantillon 7-0615/2 - (CRPG, 2009)

Eléments	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5	PF	**Total**
Encroûtement ferrugineux	**2,87**	1,04	**86,74**	0,19	0,03	0,32	< L.D.	0,06	0,03	0,21	**8,46**	**99,95**

Tab. 7.08 : Résultats de l'analyse chimique des 10 principaux éléments de l'échantillon 7-0615/4 - (CRPG, 2009)

Diffractométrie RX

L'analyse minéralogique par diffractométrie RX (tab. 7.09) a été réalisée sur les deux échantillons des minerais précédents (7-0615/2 et 2), sur un échantillon silteux (7-0615/3 prélevé dans la galerie d'entrée) et sur un échantillon d'argile (7-0615/5 collecté au sommet du P7) :

- l'échantillon de minerai (7-0615/2) comprend de la gœthite et de l'hématite. Le rapport entre les hauteurs de pics à 4,16 Å de la gœthite et 2,69 Å - 2,52 Å communs à la gœthite et à l'hématite permet de calculer une approximation du rapport gœthite / hématite (Besnus, 1977). Pour l'échantillon, le rapport $R_e = G_o/H_e$ (gœthite / hématite) est de 0,14. À noter la présence de quartz (non visible sur la lame mince) et l'absence de calcite. La couleur de l'échantillon après broyage est brun rouge foncé (code Munsell : 2,5 R 3/4) ;

- l'échantillon de minerai (7-0615/4) comprend également de la gœthite et de l'hématite. Le rapport entre les hauteurs de pics à 4,18 Å de la gœthite et 2,69 Å - 2,52 Å communs à la gœthite et à l'hématite permet de calculer une approximation du rapport gœthite / hématite (Besnus, 1977). Pour l'échantillon, le rapport $R_e = G_o/H_e$ (gœthite / hématite) est le double du précédent, soit 0,41. Ce rapport, en faveur de la gœthite, est conforme aux observations de la lame mince. Par contre, la calcite, en trop faible dose, n'est pas révélée. La couleur de l'échantillon après broyage est rouge sombre (code Munsell : 7,5 R 3/8) ;

- l'échantillon silteux (7-0615/3) se désagrège au toucher en une fine granulométrie à fort pouvoir de pigmentation. Il comprend aussi de la gœthite et de l'hématite dans des rapports comparables aux échantillons précédents (rapport $R_e = G_o/H_e$ (gœthite / hématite) est de 0,20). Ces oxyhroxydes de fer sont associés à du quartz (pic à 2,46 Å) et à de la calcite (pic à 3,05 Å) avec une teneur de carbonatométrie de 20,50 %. La couleur de l'échantillon après broyage est rouge (cde Munsell : 7,5 R 4/6) ;

- enfin, l'échantillon argileux (7-0615/5) se compose, outre la calcite (pic à 3,05 Å), le quartz (pic à 3,34 Å) et la gœthite (pic à 2,44 Å), d'un minéral argileux de type 2/1 avec l'illite (pics à 3,34 et 2,05 Å), d'un minéral argileux de type 1/1 avec la kaolinite (pics à 7,17 et 4,36 Å) et d'un feldspath potassique avec le microcline (pics 3,247 et 4,21 Å). La couleur de l'échantillon, après broyage, est rouge jaune (code Munsell : 5 YR 5/8).

Lieu de prélèvement	N° échantillon	Albite	Alunite	Anatase	Calcite	Chamosite Chlorite	Dolomite	(Fluo)apatite	Gœthite	Hématite	Illite	Kaolinite	Lépidocrocite	Microcline	Muscovite	Orthoclase	Quartz	Zircon	Code Munsell
Galerie entrée	**7 - 0615 / 02**																		**2,5 YR 3/4**
Sommet P7	**7 - 0615 / 04**																		**7,5 R 3/8**
Galerie entrée	**7 - 0615 / 03**																		**7,5 R 4/6**
Sommet P7	**7 - 0615 / 05**																		**5 YR 5/8**

Tab. 7.09 : Synthèse de l'analyse diffractométrique RX des échantillons de la coupe de la zone d'entrée de la grotte de Champtourneau - (MHNN, 2009)

7.4 LES COLLINES PRÉ-JURASSIENNES

6 MINIÈRES DU COTEAU (Éguenigue)

Ce secteur où de nombreuses minières ont été exploitées à l'extrémité septentrionale des Collines pré-jurassiennes dont il est séparé par la vallée de la Savoureuse, domine au nord le bassin permien de Giromagny et au sud le golfe de Montbéliard tributaire du Fossé rhénan. Le sous-sol est constitué de calcaires (Calcaires à polypiers, Grande Oolithe) et de marnes du Jurassique moyen à supérieur. Le pendage général vers le sud-est d'abord accusé, s'atténue. Les séries jurassiques sont recouvertes par des séries tertiaires (Éocène à Stampien) : c'est le cas du minerai de fer et des brèches calcaires à Châtenois et à Éguenigue.

La position du Sidérolithique de la région de Belfort-Montbéliard (Théobald et Devantoy, 1963), entre les calcaires du Jurassique supérieur et l'Oligocène du golfe de Montbéliard, et le parallélisme que l'on a pu noter avec le Sidérolithique de Delémont dans le Jura suisse (Ruland *et al.*, 1973), daté par des fossiles, ont permis de donner un âge éocène supérieur à ces formation (Parisot, 1877). Récemment, un remplissage karstique à pisolites ferrugineux a livré une faune de vertébrés de l'Eocène supérieur à Audincourt (Doubs) (Ginsburg *et al.*, 1982). On connaît, d'autre part sur l'ensemble de la région des gîtes isolés d'argiles à pisolites ferrugineux ou de brèches à ciment ferrugineux dont l'âge éocène n'est pas prouvé.

Description du site (LIIe. 944,826-2307,749-372 m)

Au nord du village d'Éguenigue (fig. 7.01, 7.02, 7.26 et 7.27, repère 6) les minières du Coteau, actives jusqu'en 1854 (Parisot, 1877), permettent d'appréhender de façon spectaculaire les composantes des dépôts sidérolithiques *in situ* (photo 7.29). On distingue encore de nos jours les bancs redressés plongeant vers le nord-ouest qui constituent les parois entre lesquelles des nids et des poches plus riches en minerai ont été exploités par tranchées, puits et galeries, jusqu'à 100 m de profondeur (Devantoy, 1955). La roche qui constitue ces parois, présente un faciès de brèche calcaire à pisolites remaniés de gœthite.

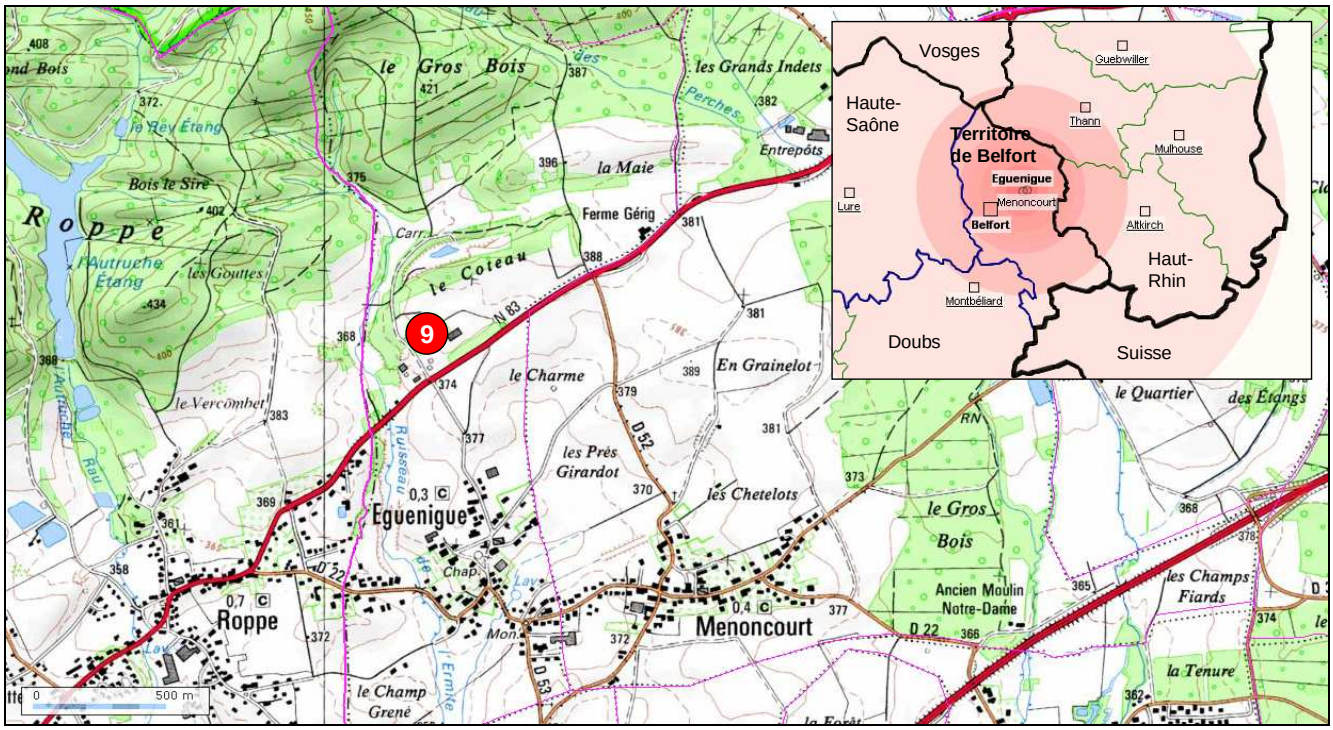


Fig. 7.26 : Site des minières du Coteau (Éguenigue, Territoire de Belfort) – (http://www.geoportail.fr)

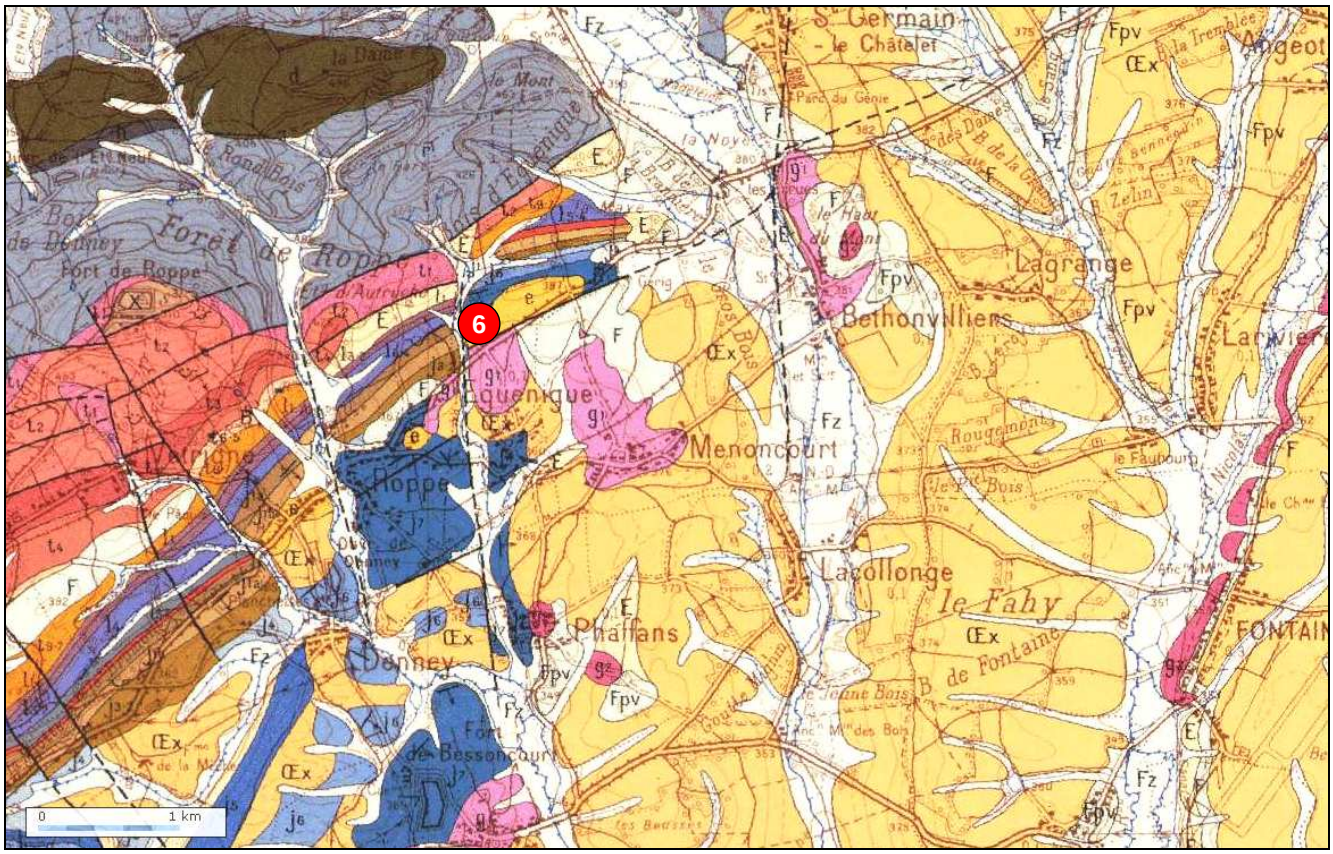


Fig. 7.27 : Carte géologique des minières d'Éguenigue et environs (Feuille de Belfort, d'après Théobald et Devantoy, 1963). Géologie : (d) Dévonien-Dinantien (Schistes), (r) Permien (Grès), t1, t2) Trias inférieur (Grès Vosgiens), (t3 à t6-5) Trias supérieur (Série calcaro-dolomitique, (t9-7) Keuper (Série des Marnes irisées, (l1) Rhétien (Marnes de Levallois), (l3-2) Hettangien-Sinémurien (Calcaires ocreux), (l5) Toarcien (Schistes), (l6) Aalénien (Calcaires marneux), (j1a) Bajocien moyen et inférieur (Calcaires à polypiers), (j1b) Bajocien supérieur ("Grande oolithe"), (j2) Bathonien (Marno-calcaires), (j3) Callovien (Marnes), (j4) Oxfordien (Marnes), (j5) "Argovien" (Calcaires marneux), (j6) "Rauracien" (Calcaires crayeux ou saccharoïdes), (j7) "Séquanien", (e) Éocène (Minerai de fer sidérolithique et calcaires lacustres), (g1) Oligocène (Conglomérat côtier), (g2) Stampien, (Œx) Lœss, (Fp, Fpr, Fpv) Alluvions anciennes, (F) Alluvions anciennes non datées), (Fz) Alluvions actuelles, (E) Éboulis.

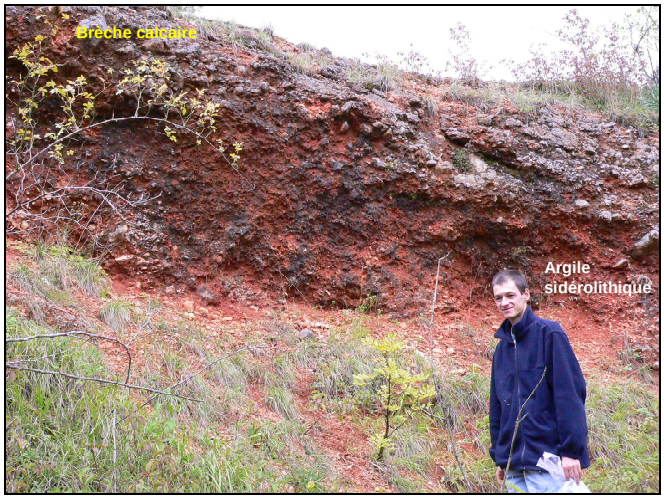




Photo 7.29 : Minières du Coteau (Éguenigue, Territoire de Belfort) – On distingue les parois matérialisées par les bancs redressés de la brèche calcaire oligocène sur laquelle tranchent les placages d'argiles sidérolithiques de couleur rouge-brique – (Photo JPF, 2008)

Photo 7.30 : Brèche calcaire des minières du Coteau (Éguenigue, Territoire de Belfort) – Ce cliché permet d'appréhender la structure de la brèche constituée de fragments centimétriques calcaires blanchâtres aux angles légèrement émoussés et les pisolites inégalement répartis, le tout empâté dans un ciment fin et calcaire d'origine lacustre – (Photo JPF, 2008)

Selon l'auteur (Devantoy, 1955) cette brèche, constituée d'éléments détritiques d'origine jurassique (calcaires séquaniens) et de pisolites cimentés par un calcaire d'eau douce sans aucun fossile, est rattachée à l'Oligocène. Parisot (1877) nous indique pour le ciment qu'il s'agit d'un calcaire à Mélanies et Planorbes recouvrant les dépôts de minerai de fer qui se superposent aux calcaires sub-lithographiques du Jurassique supérieur.

L'aspect macroscopique (photo 7.30) nous montre une brèche calcaire dont les éléments détritiques sont constitués de fragments centimétriques de calcaires jurassiques, d'âge rauracien ou séquanien, de couleur blanc (code Munsell : 2,5 Y9/0) présentant des structures subanguleuses, à l'intérieur desquelles sont noyés des pisolites généralement de forme ovoïde, usés ou fragmentés. Le ciment assurant la cohésion et l'induration de l'ensemble est un calcaire d'eau douce ferrugineux de couleur jaune pâle (code Munsell : 2,5 Y 7/4) à rouge (code Munsell : 2,5 YR 4/6). Des veines de calcite parcourent l'ensemble. Le faciès de la roche peut varier suivant l'importance des éléments détritiques et du ciment

Observations effectuées

Échantillon 8-0820/6

L'examen microscopique (photo 7.31) nous révèle un plasma composé d'un ciment micritique calcaire de couleur gris sale. Ce ciment présente une disposition chagrinée et comporte de nombreuses chambres et fentes de dessiccation pour beaucoup dépourvues de matière.

Un squelette composé de cristaux de calcite néoformés s'est développé autour des pisolites et dans les espaces libres ou dissous du plasma. Les cristaux sont proportionnels à l'espace dont ils disposaient : micro-cristaux (20 à 50 µm) dans les chenaux et fentes, macro-cristaux (50 à 500 µm) autour des pisolites et dans les vides importants (photo 7.32). Les traits pédologiques sont représentés par des pisolites "vrais" à cortex multiples plus ou moins réguliers, d'une taille comprise entre 1,500 et 5 mm. Le cœur très réduit (500 µm) se compose d'un ciment argilo-ferrugineux. À l'intérieur du cœur, dans les espaces inter-corticaux de certains pisolites, subsistent les emplacements de micro-grains de quartz (50 à 200 µm). À côté de pisolites entiers, on observe un nombre important de fragments de pisolites éclatés ou brisés parfois réduits à un éclat de cortex (photo 7.31).

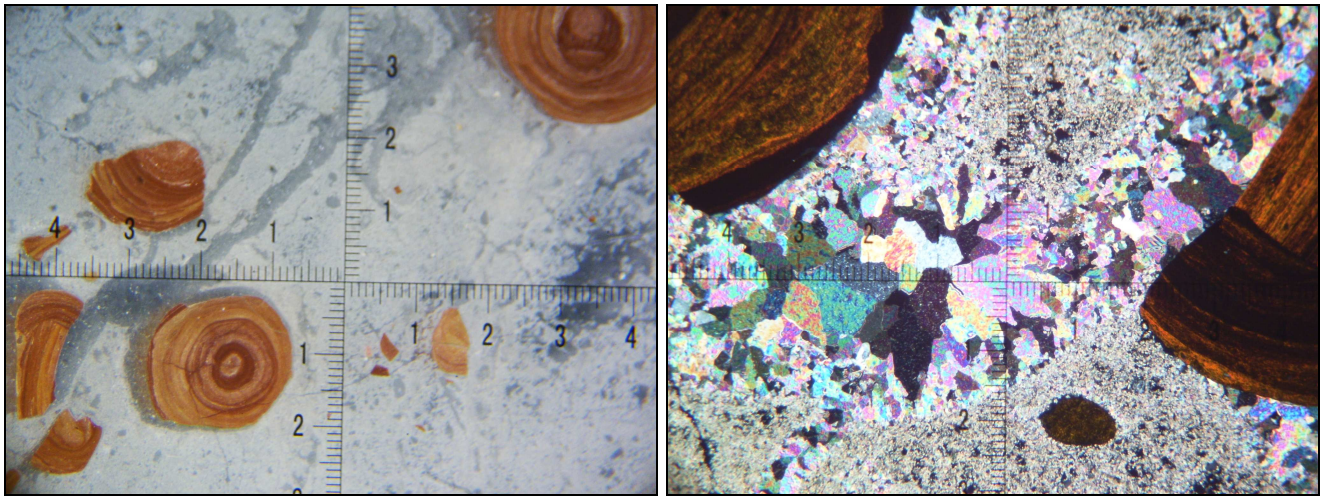


Photo 7.31 : Microscopie à faible grossissement d'une brèche calcaire à pisolites de gœthite / Échantillon 8-0820/6, minière du Coteau – Ce cliché nous montre, au milieu d'un ciment parcouru de chenaux, des pisolites entiers (en haut, à droite) et sous forme fragmentaire (en bas, à gauche) - LPNA x8 (1 graduation = 125 µm) – (Photo JPF, 2011)

Photo 7.32 : Microscopie d'une brèche calcaire à pisolites de gœthite / Échantillon 8-0820/6, minière du Coteau – Sur ce cliché, on distingue, les plages de macro et micro-cristaux néoformés de calcite (teintes irisées caractéristiques) qui se sont développés dans les espaces lessivés du plasma micritique de couleur blanc-gris - LPA x40 (1 graduation = 25 µm) – (Photo JPF, 2011)

7 MINIÈRES DU BOIS DE LA BRUSSE (Bethoncourt)

Description du site

D'après la carte géologique (Contini *et al.*, 2000), le gîte est adossé pour partie à une faille liée à la tectonique jurassienne (Néogène) de direction subméridienne mettant en contact (fig.7.31) les calcaires oxfordiens (Calcaires de Besançon, j5C) et kimméridgiens (Calcaires des Gorges de Noailles, j6*N*).

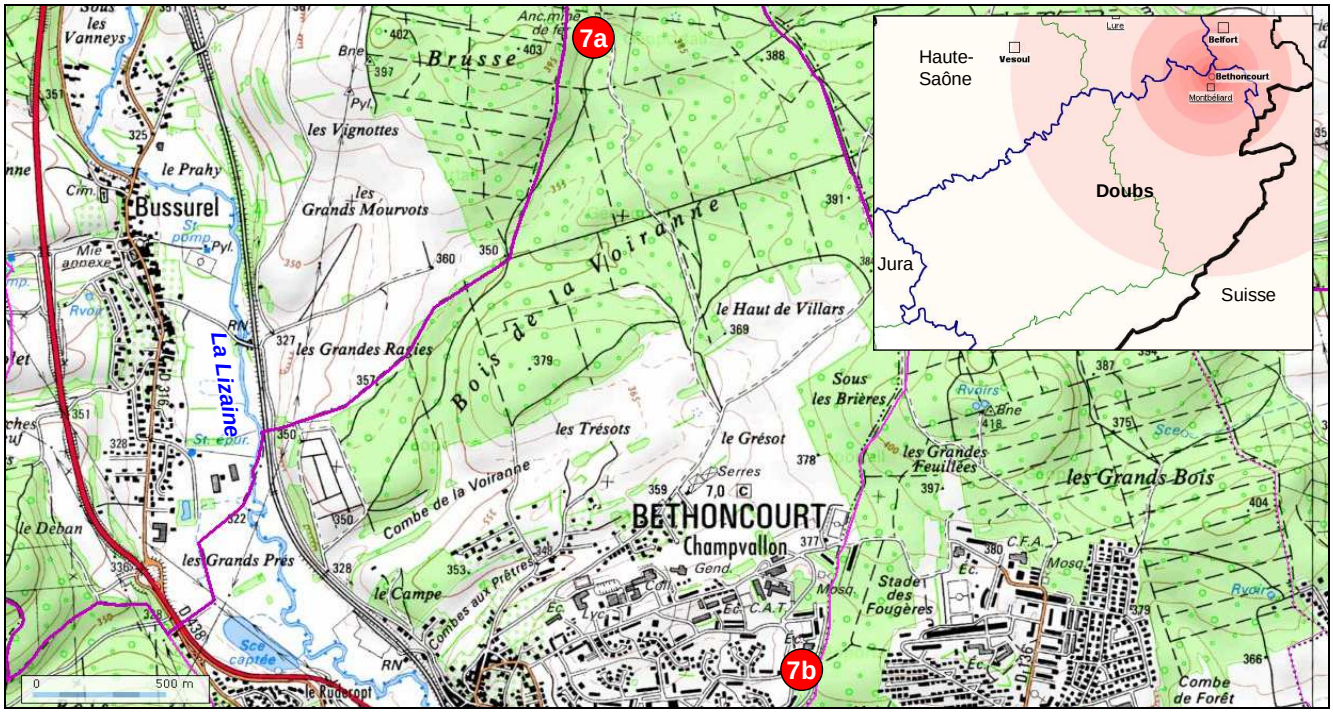


Fig. 7.28 : Site des minières du bois de la Brusse (Bethoncourt, Doubs) – Minière du bois de la Brusse (8a), gîte du parcours de santé (8b) - (http://www.geoportail.fr)

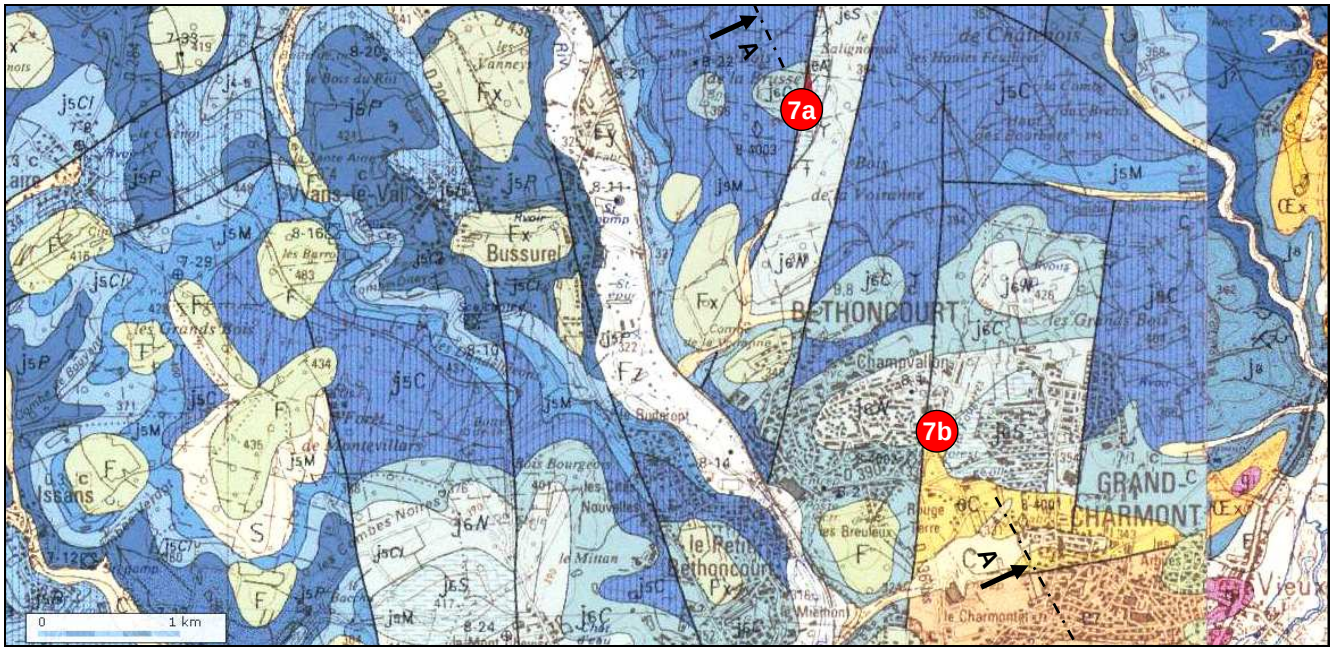


Fig. 7.29 : Carte géologique des minières du bois et de la Brusse et de Bethoncourt (Feuille de Lure, d'après Contini *et al.*, 2000). Géologie : (j5*Cl*, j5M, j5C) Oxfordien (Calcaires de Clerval, Marnes de Besançon, Calcaires de Besançon), (j6*C*, j6*N*, j6*S*) Kimméridgien (Calcaires et marnes de Chargey, Calcaires des Gorges de Noailles, Calcaires marneux de Savoyeux), (eA, Ec, e7) Éocène (Argiles à minerai de fer pisolitique, Calcaires lacustres, Système de Bourgogne), (g1) Oligocène (Conglomérat côtier), (Œx) Lœss, (Fx, Fy) Alluvions anciennes, (Fz) Alluvions actuelles. (A-A) indication de la coupe de la fig. 7.31.

Le gîte du bois de la Brusse, se situe à 2 km au nord de Bethoncourt (fig. 7.01, 7.02, 7.28 et 7.29, repères 7a et b). Situé à 380 m, il domine la vallée de la Lizaine (322m). L'extraction été réalisée à partir de la surface, sur une distance de 500 m. Le dépôt ferrugineux se situait à l'intérieur de ruelles ou de boyaux d'orientation N.NE-S.SW et W.NW-E.SE. Une trentaine de dépressions compose cet ensemble, parmi lesquelles 18 structures de puits ont été reconnues dont 2 donnent accès au réseau souterrain (Morin, 1993). La vidange du remplissage par l'exploitation, a permis l'exhumation du karst et nous montre sa morphologie au moment du dépôt (photo 7.33) : dépressions peu marquées de forme circulaire correspondant à des travaux de grattage superficiel, dépressions dont la profondeur peut atteindre une dizaine de mètres, correspondant à des dolines ou à des ruelles. Les accès aux structures souterraines ont été condamnés.

Légende	Puissance	Log	Etage	Formation
g1			Oligocène	Conglomérats, grès et marnes et marnes bariolées
e7			Éocène (Ludien)	Marnes, grès conglomérats et calcaires lacustres (système de Bourogne)
eC	35 m		Éocène lacustre	Calcaires lacustres
eA	1 à 50 m		Éocène continental	Argiles à minerais de fer pisolitique
j6S	15 à 20 m		Kimméridgien supérieur	Calcaires marneux de Savoyeux
j6N	20 m		Kimméridgien inf. et sup. *pp*	Calcaires des Gorges de Noailles (Calcaires blancs, fins)
j6C	20 m		Kimméridgien inférieur	Calcaires et marnes de Chargey
j5C	30 à 35 m		Oxfordien supérieur	Calcaires de Besançon
j5M	30 m			Marnes de Besançon
j5Cl	20 m		Oxfordien moyen	Calcaires de Clerval

Fig. 7.30 : Log des formations lithologiques de la région de Montbéliard - (JPF, 2011, d'après notice et carte géologique de Lure, Contini *et al.*, 2000)

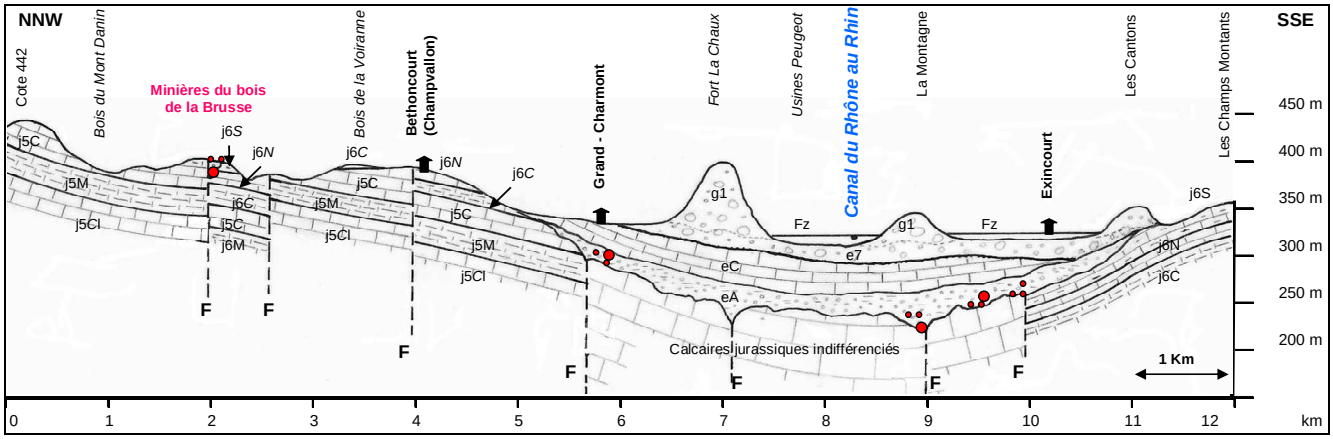


Fig. 7.31 : Coupe géologique du contact des Collines pré-jurassiennes et du fossé du Rhin – La coupe de direction NNW-SSE a été réalisée au droit des minières du bois de la Brusse (Bethoncourt). La légende est celle de la fig. 7.30 - (JPF, 2011)

Observations effectuées

Échantillon 9-0415/1 (LIIe. 935,830-2293,680-380 m)

Entre l'encaissant calcaires oxfordiens (Calcaires de Besançon) et le remplissage, s'est développée une brèche composée de fragments émoussés centimétriques de calcaire (fig. 7.31, photo 7.34) et de pisolites en densité variable, le tout noyé dans un ciment calcaire très induré dont la teinte varie du jaune rouge (code Munsell : 7,5 YR 6/8) au brun rouge (code Munsell : 5 YR 5/3). Les fragments calcaires sont de taille centimétrique et présentent des angles émoussés. Les pisolites dont la taille varie de 1 à 6 mm, sont généralement entiers.

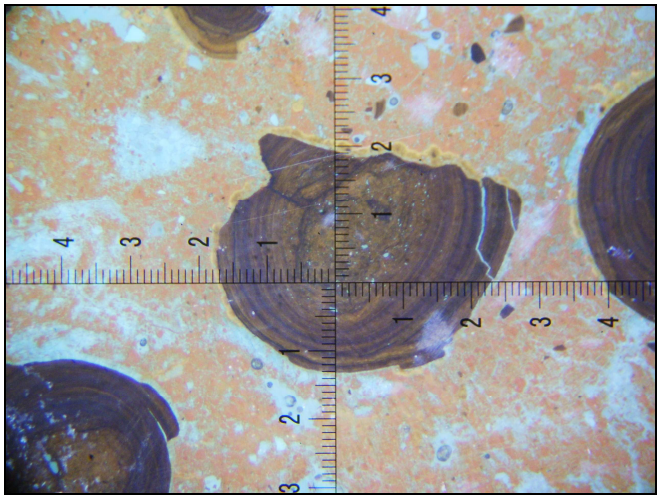
La densité des pisolites est beaucoup plus forte dans les faciès rougeâtres. La découpe nous montre une certaine homogénéité du ciment parcouru par des veinules de calcite.





Photo 7.33 : Minières du bois de la Brusse (Béthoncourt, Doubs) – L'extraction du minerai a révélé la morphologie de l'encaissant karstique. L'exploitation ici se présente sous forme d'une grandes ruelle dont les parois sont constituées par les calcaires du Kimméridgien inférieur - (Photo JPF, 2009)

Photo 7.34 : Minières du bois de la Brusse (Béthoncourt, Doubs) / Bloc conglomératique – Sur ce cliché on aperçoit quelques pisolites épars et des cailloux calcaires aux angles émoussés, empâtés dans un ciment rougeâtre très induré – (Photo JPF, 2009)



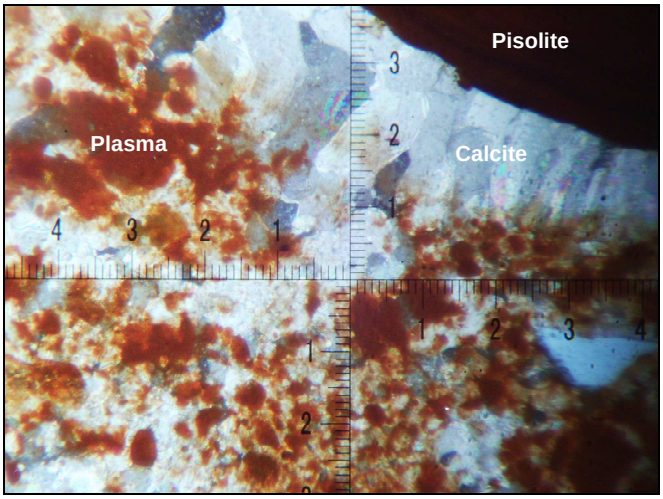


Photo 7.35 : Microscopie à faible grossissement d'un conglomérat pisolitique / Échantillon 9-0414/1, minières du bois de la Brusse – Au centre du cliché, on observe un pisolite ébréché ayant perdu une partie de son cortex et fragilisé par des fentes de dessiccation intercorticales exploitées par des micro-cristaux néoformés de calcite. Le plasma apparaît sous forme de plages de couleur jaune-orangé et interrompu par de nombreuses étendues de calcite, ici de couleur blanc-gris - LPNA x10 (1 graduation = 100 µm) – (Photo JPF, 2011)

Photo 7.36 : Microscopie à fort grossissement d'un conglomérat pisolitique / Échantillon 9-0414/1, minières du bois de la Brusse – Autour du pisolite se sont développés, de manière perpendiculaire à la périphérie, des méga-cristaux (100 à 200 µm) de calcite orientés. Ces cristaux de calcite empiètent de façon prégnante sur un plasma aux contours incertains de couleur brun foncé - LPA x100 (1 graduation = 10 µm) – (Photo JPF, 2011)

L'examen microscopique (photos 7.35 et 7.36) nous montre un plasma argilo-ferrugineux de couleur beige orangé à brun foncé. À fort grossissement, sa distribution se révèle sous forme de papules aux contours incertains.

Le squelette est principalement constitué de macro-cristaux néoformés de calcite qui se sont développés préférentiellement dans les vides les plus importants : chenaux de dessiccation et périphéries des pisolites.

Dans ce dernier cas, les cristaux de calcite adoptent autour du pisolite une disposition en “peigne”. Leur taille varie de 100 à 200 µm. De même, il est possible d’observer quelques grains de quartz détritiques de forte sphéricité, aux angles émoussés à subémoussés. Ils sont peu altérés, monocristallins et leur taille est disparate : comprise généralement de 50 à 200 µm, elle peut atteindre exceptionnellement 500 µm.

Les traits pédologiques sont exclusivement représentés par les pisolites “vrais” : cortex multiple et cœur argilo-ferrugineux saupoudrés de grains de quartz, subanguleux de petite taille (20 à 50 µm). Leur taille varie de 1 à 6 mm et leur densité est estimée, dans le champ de la lame mince, à 25 %. Contrairement aux premières observations macroscopiques, nombre d’entre eux ne sont pas entiers et sont parcourus par des fentes de dessiccation radiales ou intercorticales souvent colmatées par des micro-grains de calcite. De même, de nombreux fragments de cortex isolés sont observables.

Échantillon 9-0415/2 (LIIe. 936,735-2291,290-356 m)

L’échantillon 9-0415/2 a été récolté à la faveur de travaux de terrassement exécutés dans le quartier urbanisé de Champvallon (fig. 7.28 et 7.29, repère 7b) à l’emplacement d’une zone d’implantation minière connue, exploitée entre 1864 et 1869 (Aste *et al.*, 1977). Ces travaux ont mis à jour des diaclases remplies d’argile rouge et de pisolites. L’encaissant calcaire est représenté par les calcaires du Kimméridgien inférieur.

Sur place, il a été possible de récolter des blocs de conglomérat pisolitique comparable à celui du bois de la Brusse. À l’instar de ce dernier, il est composé de fragments centimétriques de calcaire et de pisolites en densité variable, le tout noyé dans un ciment calcaire très induré dont la teinte varie du jaune pâle (code Munsell : 2,5 Y 4/4) à brun rouge (code Munsell : 5 YR 5/3). Les fragments calcaires sont de taille centimétrique et présentent des angles émoussés (photo 7.37).

Les pisolites dont la taille varie de 1 à 4 mm, apparaissent comme entiers. La densité des pisolites est beaucoup plus forte dans les faciès rougeâtres.. La découpe nous montre une certaine homogénéité du ciment parcouru par des veinules de calcite sans organisation particulière.

L’examen microscopique (photo 7.38) est rigoureusement identique à celui de l’échantillon précédent : plasma argilo-ferrugineux de couleur beige orangé à brun foncé. À fort grossissement, sa distribution se révèle sous forme de papules aux contours incertains.

Il en est de même pour le squelette : constitué principalement de cristaux néoformés de calcite qui se sont développés préférentiellement dans les vides les plus importants que sont les chenaux de dessiccation et périphéries des pisolites autour desquels ils présentent un développement beaucoup moins vigoureux avec une taille comprise entre 20 à 100 µm. La même observation peut être réalisée pour les cristaux de quartz : forte ou moyenne sphéricité, angles émoussés à subémoussés. Ils sont peu altérés, monocristallins et leur taille est disparate (entre 50 et 600 µm). Contrairement à l’échantillon précédent, il semble que la silice amorphe soit mélangée aux cristaux de calcite dans les chenaux les plus importants.

Les traits pédologiques sont exclusivement représentés par les pisolites “vrais” (photo 7.38) : cortex multiples et cœur argilo-ferrugineux saupoudrés de grains de quartz, subanguleux de petite taille (20 à 50 µm). Leur taille varie de 1 à 4 mm et leur densité est estimée, dans le champ de la lame mince, à 25 %. Contrairement aux premières observations macroscopiques, nombre d’entre eux ne sont pas entiers et sont parcourus par des fentes de dessiccation radiales ou intercorticales souvent colmatées par des micro-grains de calcite. De même, de nombreux fragments de cortex isolés sont observables.

Les Annales des mines de 1890, fournissent les teneurs principales observées sur 4 analyses des minières de Bethoncourt et environs : pour le peroxyde de fer (assimilable au Fe_2O_3 dans la mesure où il n'y a pas de protoxyde de fer) entre 44,60 et 54,27 %, l'alumine entre 5,33 et 9,90 %, silice de 20 à 35 % et perte au feu comprise entre 12,00 et 14,60 %.

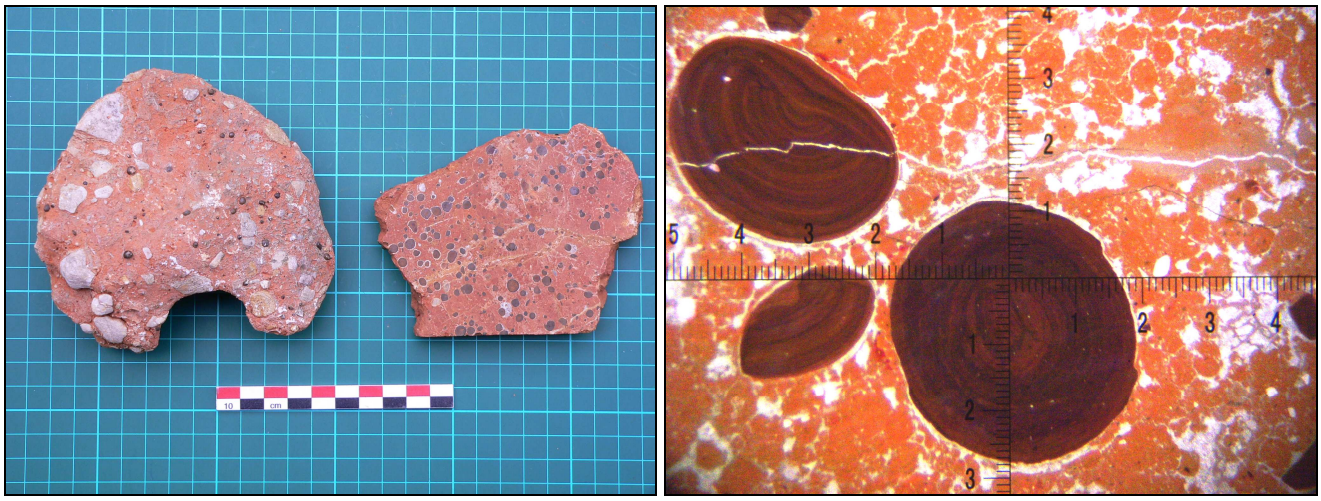


Photo 7.37 : Gîte du parcours de santé (Bethoncourt, Doubs) / Bloc conglomératique – Sur ce cliché on aperçoit des pisolites irrégulièrement répartis tant en surface qu'intérieurement ainsi que des galets calcaires, le tout empâté dans un ciment rougeâtre très induré – (Photo JPF, 2009)

Photo 7.38 : Microscopie à faible grossissement d'un conglomérat pisolitique / Échantillon 9-0414/1, gîte du parcours de santé – Sont observables sur cette microphotographie, plusieurs pisolites "vrais" à cortex multiples, noyés dans un plasma argilo-ferrugineux. Le pisolite supérieur présente une croissance irrégulière et est affaibli par une fente de dessiccation qui parcourt la totalité du champ visuel. En dessous, se détache un fragment très émoussé de cortex d'un ancien pisolite - LPNA x10 (1 graduation = 100 µm) – (Photo JPF, 2011)

8 MINIÈRES DU BOIS DE LA CÔTE (Fallon)

Description du site

Le site établi, à une altitude comprise entre 355 et 370 m (fig. 7.01, 7.02, 7.32 et 7.33, repère 9), sur le front nord des Collines pré-jurassiennes, se présente sous la forme d'un éperon de la côte du Dogger, pincé entre deux failles de direction N-S. Cet éperon domine la dépression synclinale à substratum triasique et liasique de l'Ognon dont le tracé marque la séparation, au nord avec les plateaux de Vesoul.

D'après la carte géologique de Baume-les-Dames (Dreyfuss *et al.*, 1972), les minières de la commune de Fallon occupent le replat et le versant ouest du bois de la Côte et se développent dans les calcaires du Bajocien inférieur et moyen (j1a) comprenant des calcaires compacts et oolithiques ainsi que des calcaires à polypiers et à brachiopodes.

Schématiquement, trois grandes exploitations se partagent le site (fig. 7.34) : les exploitations du bois de la Côte avec les minières du plateau (zone 1) et du Creux des Morts (fig. 7.34, zone 2), l'exploitation centrale implantée sur le versant ouest avec le complexe de la Grande Raie (fig. 7.34, zone 4, photo 7.39) et les secteurs annexes (fig. 7.34, zones 3, 5 et 6) et le système des Côtelots (fig. 7.34, zones 7,8 et 9).

Du plan établi (fig. 7.34) se dégagent clairement deux directions principales matérialisées par les alignements des phénomènes karstiques exhumés par l'exploitation minière : une direction subméridienne dégagée par les zones situées sur le versant (zones 3, 4, 5, 6) et une direction NW-SE pour les zones situées sur le replat (zones 1, 2, 8, 9). Ces orientations, notamment celle N-S, reproduisent celles des failles.

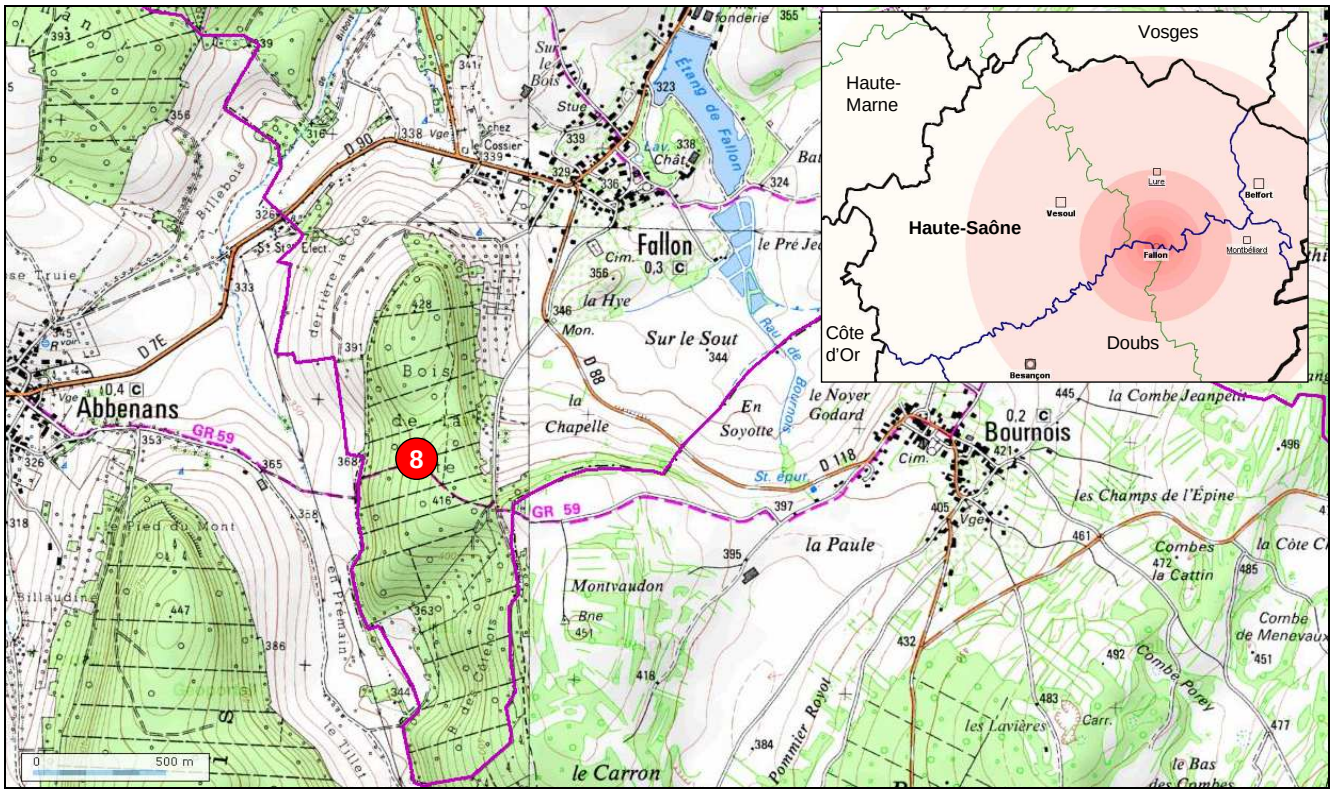


Fig. 7.32 : Site des minières du bois de la Côte (Fallon, Haute-Saône) - (http://www.geoportail.fr)

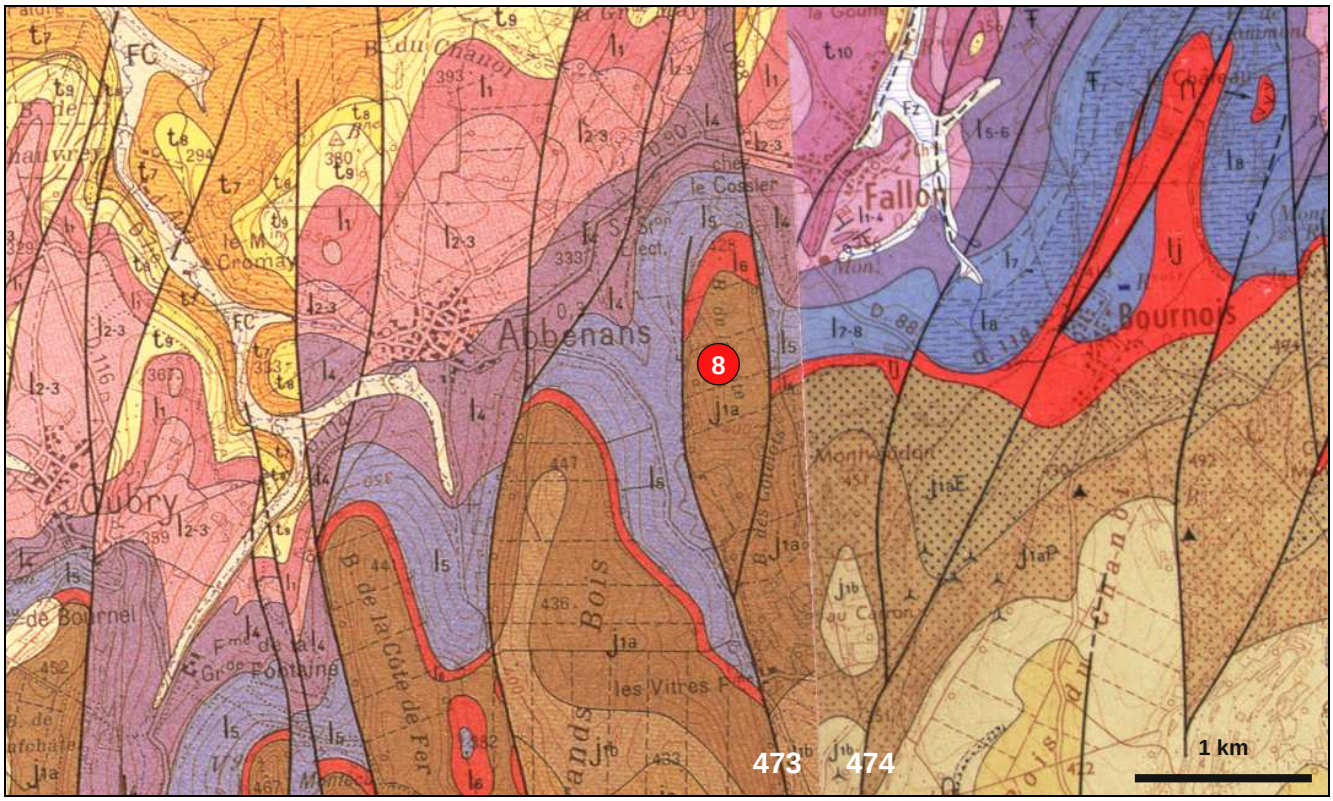


Fig. 7.33 : Carte géologiques des minières de Fallon et environs (Feuilles de Baume-les Dames [473], d'après Dreyfuss *et al.*, 1972 et de Montbéliard [474], d'après Contini *et al.*, 1973). Géologie [473] : (t7, t8, t9) Keuper (marnes salifères, Grès à Roseaux, marnes et dolomies), (l1) Rhétien (marnes, calcaires dolomitiques), (l2-3) Hettangien et Sinémurien (ensemble de marno-calcaires), (l4) Domérien et Carixien (ensemble marneux et marno-calcaire), (l5) Toarcien ("Schistes carton", marnes micacées), (l6) Aalénien (calcaires roux et niveaux ferrugineux), (j1a) Bajocien moyen et inférieur (calcaires compacts, oolithiques, à polypiers), (j1b) Bajocien supérieur ("Grande Oolithe"), (j2) Bathonien indifférencié (calcaires sublithographiques et graveleux)





Photo 7.39 : Minières de la Grande Raie, bois de la Côte (Fallon, Haute-Saône) – Il s'agit d'une ruelle étroite et profonde (20 m), d'orientation sensiblement N-S – (Photo JPF, 2007)

Photo 7.40 : Minières du Creux des Morts, bois de la Côte (Fallon, Haute-Saône) – Cette minière souterraine est accessible par un court puits vertical de 5 mètres - (Photo JPF, 2010)

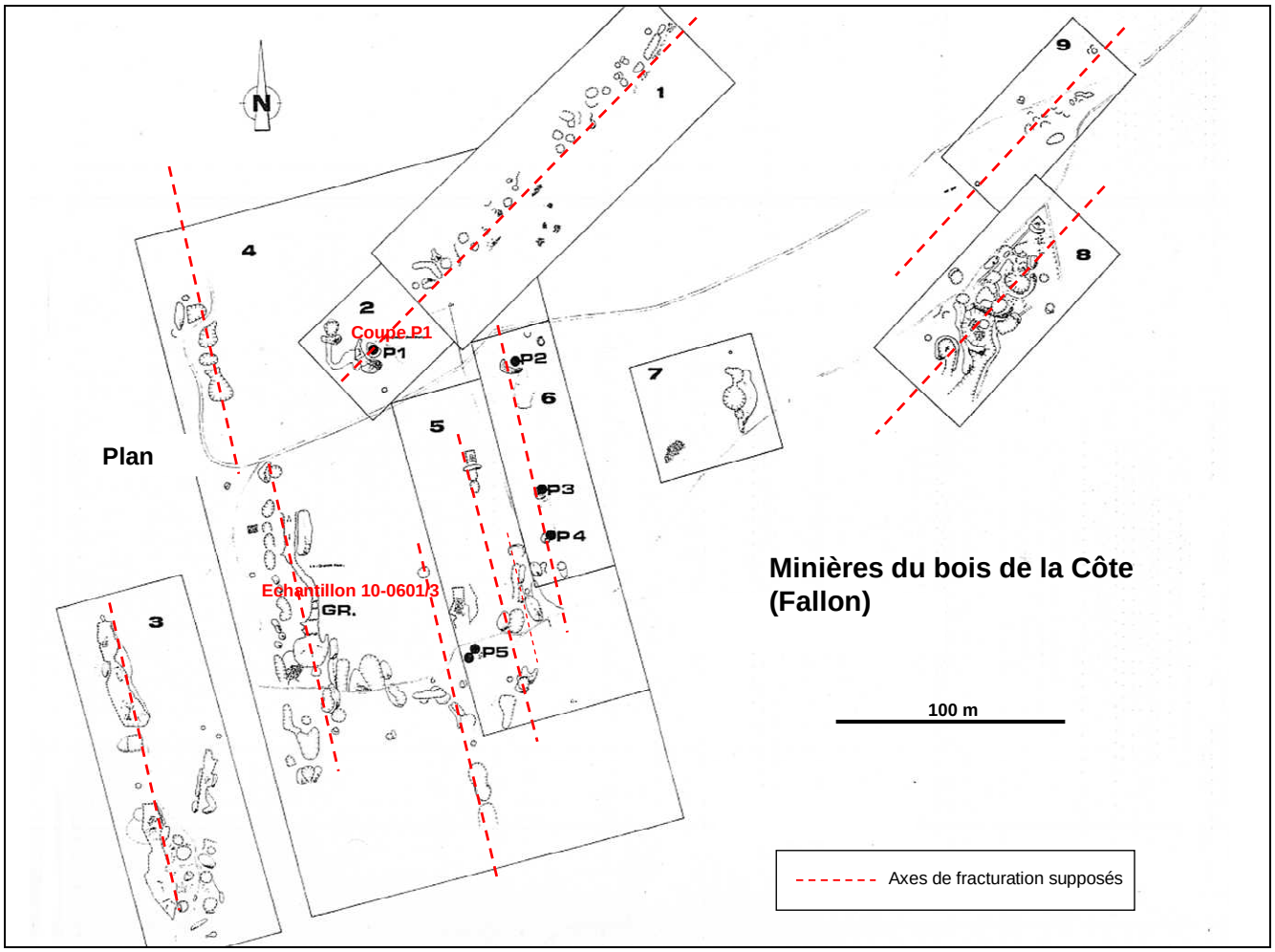


Fig. 7.34 : Plan des minières du bois de la Côte (Fallon, Haute-Saône) et localisation de la coupe et du prélèvement des échantillons – (1) Minières du plateau ; (2) le Creux des Morts, P1 (coupe) ; (3) minières de Raincourt ; (4) système de la Grande Raie (échantillon 10-0601/3) ; (5) système annexe à la Grande Raie ; (6) système d'extraction en linaire souterrain ; (7), (8) et (9) système des Côtelots - (d'après Morin, 1993)

Observations effectuées

Le Creux des Morts (LIIe. 911,271-2285,233- 365 m)

- ***Coupe 1 / Galerie inférieure***

Située à 380 m, la grotte-minière du Creux des Morts débute par un puits (fig. 7.34, repère 2, P1 ; fig. 7.35 ; photo 7.40) donnant accès à un court réseau horizontal d'une cinquantaine de mètres établi sur deux niveaux :

- la galerie supérieure, à la base du puits (cote -7 m), comprend, en direction de l'ouest, une galerie basse supérieure (cote -7 m.) et le départ vite obstrué d'un boyau d'extraction (cote - 7 m).

- la galerie inférieure accessible par un ressaut de 8 m.

C'est dans cette dernière qu'a été établie la coupe n° 1. En direction de l'est, la galerie donne accès au bout de quelques mètres à un puits de section quadrangulaire qui permet d'atteindre le niveau inférieur (cote -15 m.) qui se développe dans un premier temps dans cette même direction avant de recouper une large galerie d'orientation méridienne.

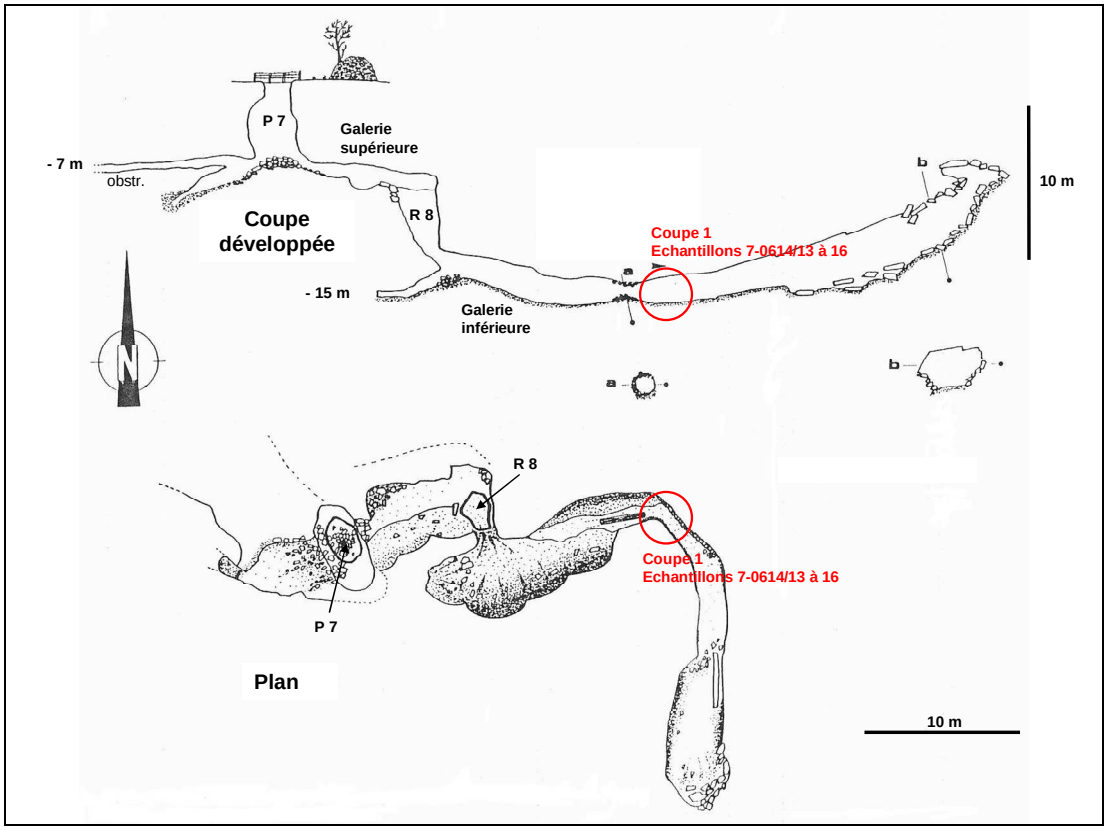


Fig. 7.35 : Plan et coupe de la grotte-minière du Creux des Morts (Minières du bois de la Côte, Fallon) et localisation de la coupe 1 - (Morin, 1993)

Cette coupe a été observée sur la paroi nord de la galerie supérieure et développe sur 1,40 m de hauteur, différentes unités nettement différenciées sur le plan lithologique (fig. 7.36). Elle intègre sous les calcaires du Bajocien moyen (unité II) constituant l'encaissant de la cavité et observables au toit de la galerie, 3 unités à caractère détritique (IA à IC) dont la description, de bas en haut, est la suivante :

- L'unité IA, observable sur une hauteur de 1,00 m. comporte des galets ou nodules calcaires gréseux de couleur jaune pâle (code Munsell : 2,5 Y 8/3), de taille pluri-décimètrique (taille maxi : 10 cm) et noyés dans une matrice argilo-sableuse de couleur moyenne olive pâle (code Munsell : 5 Y 5/4).

- L'unité IB développe sur une épaisseur comprise entre 15 et 25 cm, la terre à mine proprement dite : celle-ci est formée principalement d'un cailloutis ferrugineux aux formes anguleuses ou arrondies et de petits morceaux de "greluche" (voir définition, photos 7.41 et 7.42), le tout enrobé dans une matrice argileuse de couleur brun foncé (code Munsell : 10 YR 4/3). On observe également dans cette unité, en grande densité, des nodules faiblement indurés, de couleur olive pâle (code Munsell : 5 Y 6/3) comparables à ceux de l'unité inférieure mais de taille plus réduite et ne régissant pas à l'acide chlorhydrique. L'examen à la binoculaire révèle des micro-grains de quartz (20 à 50 µm) empâtés dans une argile blanchâtre.

- L'unité IC forme la partie sommitale de la coupe sur 15 à 20 cm. Elle se réduit à de l'argile polyédrique caractéristique du sommet des remplissages. Sa couleur est brun jaune clair (code Munsell : 5 Y 6/6).

Puissance m	Log	Formation	Unité	Observation	Code Munsell	N°échantillon
		II		Plafond : encaissant calcaire (Bajocien)	2,5 Y 6/4	7 - 0614 / 13
1,40		I	C	Argile jaunâtre	5 Y 6/6	7 - 0614 / 14
1,20			B	Terre à mine (pisolites, greluches et gravillons ferrugineux dans matrice argilo-sableuse avec petits nodules non calcaires	10 YR 4/3	7 - 0614 / 15
1,00			A	Galets ou nodules de calcaire, altérés (env. 10 cm), enrobés dans une matrice argilo-sableuse	5 Y 5/4	7 - 0614 / 16
				Plancher de la galerie (remplissage hétérogène lié à l'exploitation)		

Calcaire Argile Galets Graviers Pisolites Greluche Cailloutis ferrugineux

(Normes TECHNIP, 1991, adaptées)

Fig. 7.36 : Creux des morts / Galerie inférieure, Coupe 1 (Minières du bois de la Côte, Fallon) - (JPF, 2007)

La Grande Raie (LIIe. 911,220-2285,128- 350 m)

- ***Échantillon 10-0601/3***

Les échantillons récoltés dans le remplissage de la minière de la Grande Raie (fig. 7.34, repère 4, GR ; photo 7.39) se présentent sous forme de plaquages de pisolites sur des blocs calcaires et de nodules pluricentimétriques à décimétriques d'un conglomérat très induré, formé de pisolites de taille millimétrique et de galets calcaires centimétriques, amalgamés par un ciment argilo-sableux (photo 7.41). Par son aspect, l'échantillon se rapproche du Castillot récolté aux minières de la Corne Saint-Adrien à Gray (photo 7.09).

La découpe nous montre une densité comparable de pisolites, à la surface desquels sont noyés des cailloux calcaires disposés selon un plan horizontal (photo 7.42). L'examen microscopique (photos 7.43 et 7.44), comparable à la brèche ferrugineuse calcaire de la grotte-minière de Montcey (échantillon 7-0614/03) nous montre un plasma argilo-ferrugineux discontinu dans lequel sont noyés en faible densité (moins de 15 %) de petits grains de quartz détritiques à faible sphéricité généralement anguleux et dont la taille varie de 25 µm à 300 µm. À l'intérieur des chenaux et dans les vides de dessiccation cernant les pisolites se sont développés des micro-cristaux de calcite néoformée (100 µm).

Les traits pédologiques sont exclusivement représentés par les pseudo-pisolites ovoïdes : leur structure ne montre pas d'organisation corticale concentrique mais un ciment brun foncé opaque homogène. Il s'agit en fait de papules dont la taille varie de 1 à 8 mm. Certains d'entre eux présentent des fentes de dessiccation ou sont constellés de micro-grains de quartz (10 à 25 µm).

L'originalité de l'échantillon tient, dans la présence de plages de ciment de couleur beige clair à brun rouge, à structures lamellaires montrant des clivages nets que nous avons identifié comme étant du stilpnomélane (photo 7.44) Le stilpnomélane est un minéral ferromagnésien de la classe des phyllosilicates et de composition proche de celles des chlorites mais enrichie en fer. Signalé dans les gîtes latéritiques de nickel présentant des faciès métamorphisés, son occurrence dans les indurations ferrugineuses continentales du Bassin parisien et de Franche-Comté nous paraît extrêmement faible : de tous les échantillons observés en lames minces (plus d'une centaine), seul celui-ci en révèle la présence.

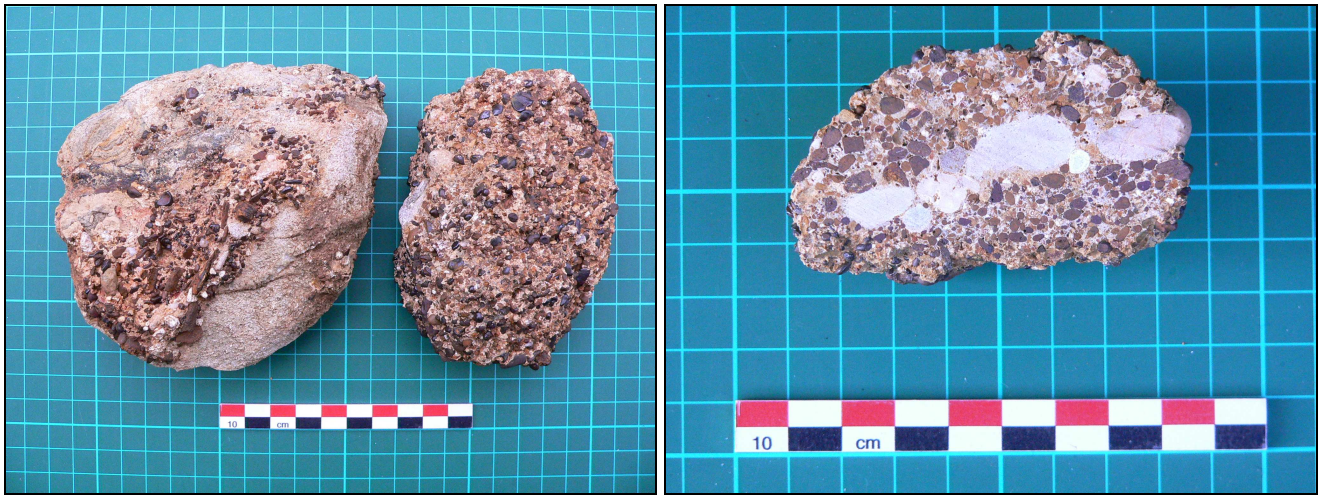


Photo 7.41 : Faciès de minerai appelé "greluche" par les mineurs (Minières du bois de la Côte) – Ce faciès est à rapprocher des callots des mineurs berrichons. Il s'agit d'un conglomérat de pisolites de petite taille mêlés à un cailloutis calcaire et agglomérés par un ciment argilo-sableux qui confère à l'ensemble une cohésion. Les greluches se présentent sous forme de nodules isolés (à droite) ou sous forme de placages sur les parois ou les blocs calcaires (à gauche) – (Photo JPF, 2010)

Photo 7.42 : Découpe d'un nodule de greluche (Minières du bois de la Côte) – Le cliché nous montre une grande densité de pisolites (en fait, il s'agit de papules) enrobant une série de cailloux calcaires ovoïdes de taille pluricentimétrique voire décimétrique, dont la disposition semble être organisée sous forme d'un lit unique occupant une position centrale - (Photo JPF, 2011)

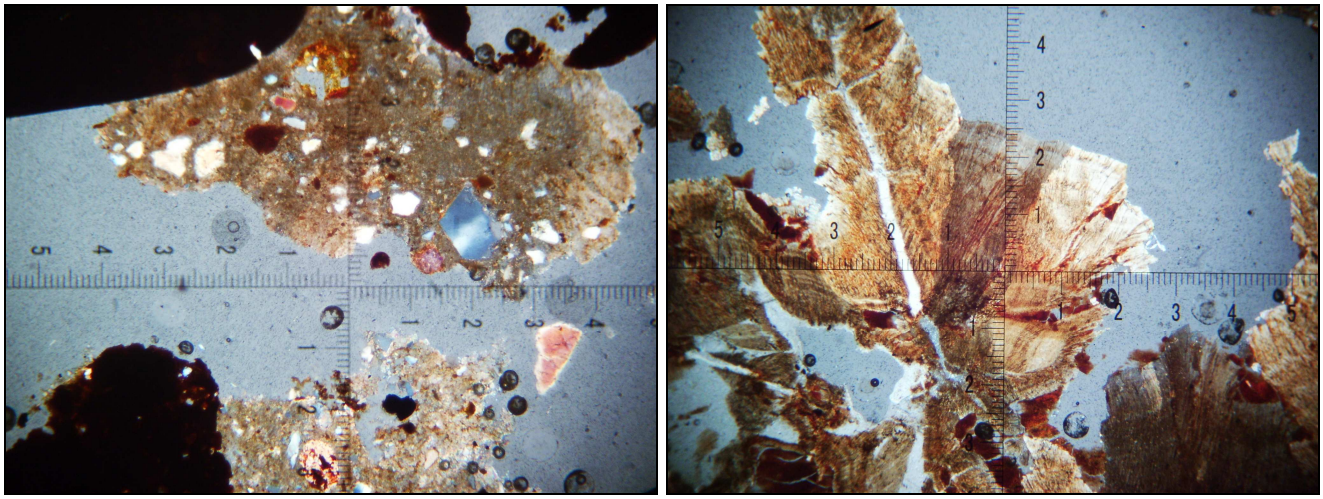


Photo 7.43 : Microscopie d'une greluche / Échantillon 10-0601/3, minières de la Grande Raie, bois de la Côte –- Le cliché nous montre un ciment lâche parsemé de grains de quartz détritiques de faible sphéricité et anguleux dont certains présentent une extinction roulante. Les traits pédologiques sont exprimés par des pseudo-pisolites : il s'agit en fait de papules de composition homogène sans organisation corticole concentrique - LPA x40 (1 graduation = 25 µm). La photographie a été réalisée par adjonction d'une lame retardatrice (¼ λ) - (Photo JPF, 2011)

Photo 7.44 : Microscopie d'une greluche / Échantillon 10-0601/3, minières de la Grande Raie, bois de la Côte – Cette microphotographie met en évidence le stilpnomélane : structure lamellaire et clivage net et coloré, forte biréfringence de jaune pâle à brun-rouge - LPA x40 (1 graduation = 25 µm). La photographie a été réalisée par adjonction d'une lame retardatrice (¼ λ) – (Photo JPF, 2011)

- ***Échantillon 10-0601/4***

Sur le plan macroscopique, l'échantillon présente des caractéristiques similaires au précédent (échantillon 10-0601/3). Lors de l'élaboration de la lame mince, nous nous sommes efforcés d'y inclure la zone à pisolites et les éléments calcaires de la brèche.

L'examen microscopique (photos 7.45 et 7.46) nous révèle pour les traits pédologiques, une concentration de pseudo-pisolites ou papules ferrugineuses ovoïdes d'une taille comprise entre 250 µm et 3 mm. Ces papules présentent un aspect opaque de couleur brun foncé (gœthite), généralement homogène et dépourvu de fentes de dessiccation ou de grains de quartz, ce qui n'est pas le cas des plus altérées qui sont constellées de micro-grains de quartz (20 à 75 µm) subémoussés à anguleux.

Le ciment qui assure la cohésion des papules et des éléments calcaires est argilo-ferrugineux et comporte de petites plages de stilpnomélane, moins développées que dans l'échantillon précédent. Le squelette est constitué de grains de quartz détritiques hétéromorphes et hétérométriques (20 µm à 3 mm) généralement anguleux à subanguleux. Nombre d'entre-eux sont très altérés et présentent des figures de corrosion. Des cristaux de calcite néoformée (100 à 500 µm) se sont développés dans les espaces séparant les papules ou à la périphérie de ces dernières. On observe également des fantômes de fossiles de mollusques (bivalves) dont les côtes sont surlignées par les épigénisations des oxydes de fer. Les cailloux calcaires intégrés à la brèche présentent une structure oolithique (taille de 100 à 600 µm).

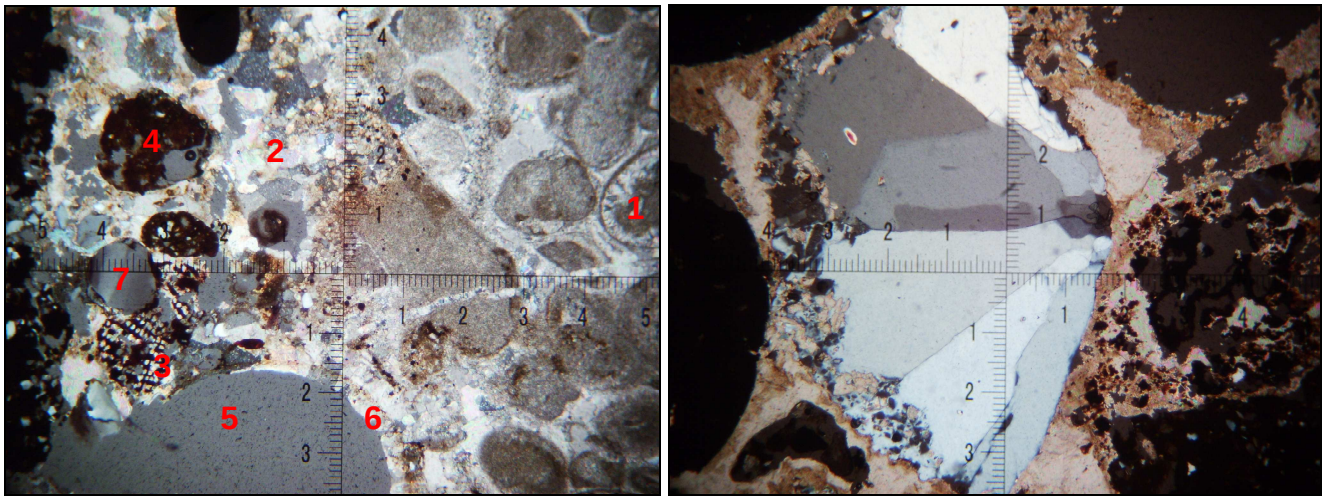


Photo 7.45 : Microscopie d'une greluche / Échantillon 10-0601/3, gîte du bois des Cotelots (Fallon) – Ce cliché montre la transition entre la zone à papules et un caillou calcaire présentant une structure oolithique caractérisée (1). La partie gauche du cliché révèle : des cristaux de calcite néoformée (2), le fantôme d'un fossile épigénisé par les oxydes de fer (3), une papule ou un pseudo-pisolite (4), l'emplacement d'un ancien pseudo-pisolite (5) révélé par la frange concentrique de cristaux de calcite néoformée (6), un grain de quartz de forte sphéricité (250 µm) à extinction roulante (7) - LPA x40 (1 graduation = 25 µm) – (Photo JPF, 2011)

Photo 7.46 : Microscopie à fort grossissement d'une greluche / Échantillon 10-0601/3, gîte du bois des Cotelots (Fallon) – Le centre du cliché est occupé par un grain de quartz (2000 µm) polycristallin à disposition radiale- LPA x100 (1 graduation = 25 µm) – (Photo JPF, 2011)

9 CARRIÈRE DE VOYE DE LISLE (Romain)

Description du site

La carrière de Voye de Lisle, située sur la commune de Romain, à 10 km au nord de Baume-les Dames (fig. 7.01, 7.02, 7.37 et 7.38, repère 9), se situe en bordure de l'extrémité nord des Collines pré-jurassiennes et domine de plus de 150 m la dépression à substratum liasique et triasique de Rougemont où coule l'Ognon.

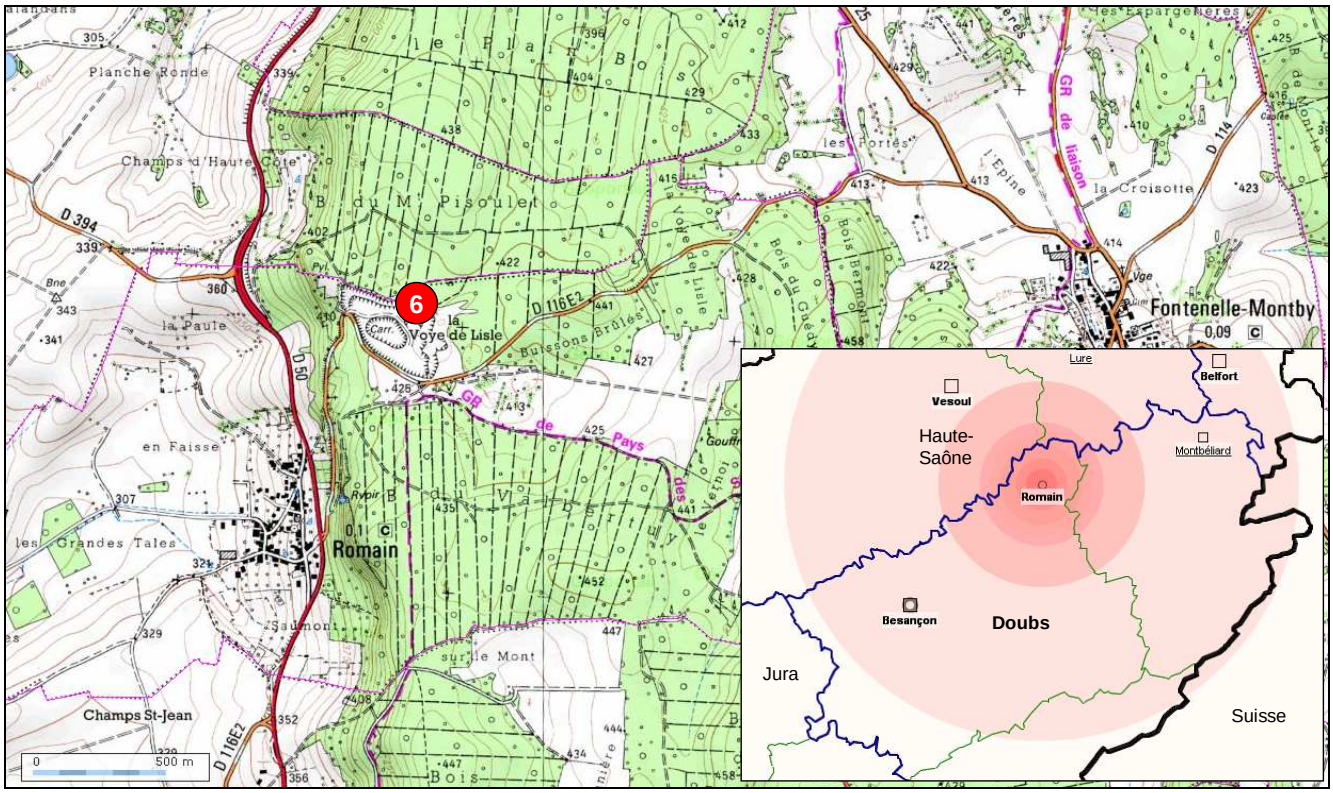


Fig. 7.37 : Carrière Voye de Lisle (Romain, Doubs) - (http://www.geoportail.fr)

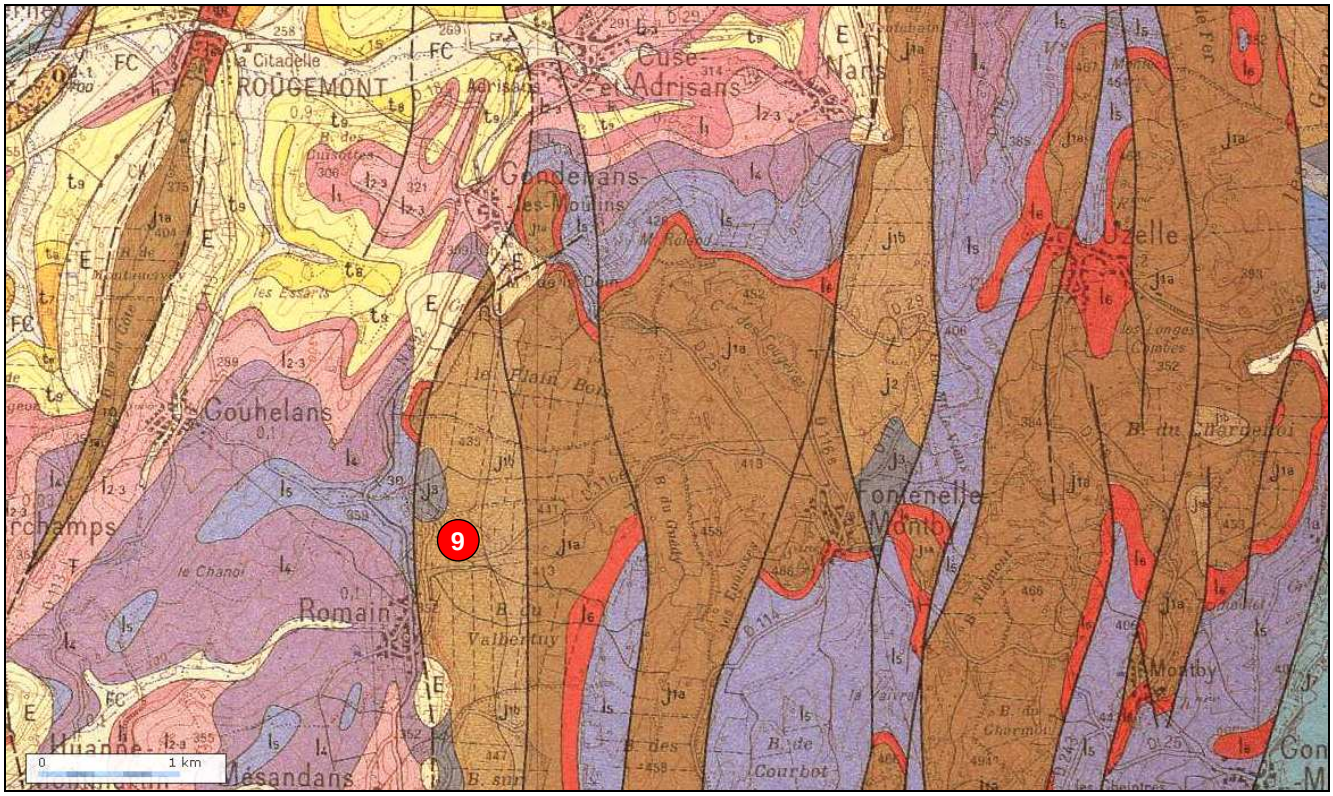


Fig. 7.38 : Carte géologique des collines pré-jurasiennes aux environs de Romain (Feuille de Baume-les-Dames, d'après Dreyfuss *et al.*, 1972). Géologie : (t7, t8, t9) Keuper (marnes salifères, Grès à Roseaux, marnes et dolomies), (l1) Rhétien (marnes, calcaires dolomitiques), (l2-3) Hettangien et Sinémurien (ensemble de marno-calcaires), (l4) Domérien et Carixien (ensemble marneux et marno-calcaire), (l5) Toarcien ("Schistes carton", marnes micacées), (l6) Aalénien (calcaires roux et niveaux ferrugineux), (j1a) Bajocien moyen et inférieur (calcaires compacts, oolithiques, à polypiers), (j1b) Bajocien supérieur ("Grande Oolithe"), (j2) Bathonien indifférencié (calcaires sublithographiques et graveleux), (j3) Callovien ("Dalle nacrée") (FC) Colluvions, (E) Éboulis.

D'après la carte géologique (Dreyfuss *et al.*, 1972), cette carrière exploite, entre deux failles méridiennes, les calcaires sublithographiques de couleur gris clair appartenant au Bajocien moyen (j2). La partie sommitale du front de taille nord (LIIe. 904.831-2280.042-425 m) recoupe des puits karstiques dont le remplissage a été fossilisé ou vidangé.

La photo 7.47 nous montre un conduit karstique vertical dont le remplissage a été en partie conservé. Du fait de l'évacuation partielle du remplissage, il est possible d'observer la morphologie des parois du puits avec notamment les microformes de façonnement bien visibles : vagues d'érosion, coups de gouge, surcreusements, coupoles, etc.

Observations effectuées

Le remplissage de ce puits est constitué principalement d'argile rouge à laquelle sont mêlés des blocs calcaires provenant des parois ou des assises supérieures. Les calcaires contiennent de nombreux fossiles de polypiers notamment des Anthozoaires (*Lochmaeosmilia radiata*) reconnaissables à leurs polypiérites étroites et presque jointives. De nombreuses fissures ou vides sont colonisés par des cristaux de calcite pouvant atteindre plusieurs centimètres.

Dans le remplissage, ont pu être récoltées, des indurations ferrugineuses sous forme de plaquettes anguleuses, de rognons aux formes arrondies ou encore de cailloutis. Il n'a pas été observé de pisolites.

De même, ont été collectés des fossiles de mollusques céphalopodes nautiloïdes (photo 7.48) de petite taille (15 mm), vraisemblablement issus des assises supérieures érodées (Bajocien supérieur ou Bathonien). La conservation des fossiles a pu être assurée par une épigénisation par les oxydes de fer.





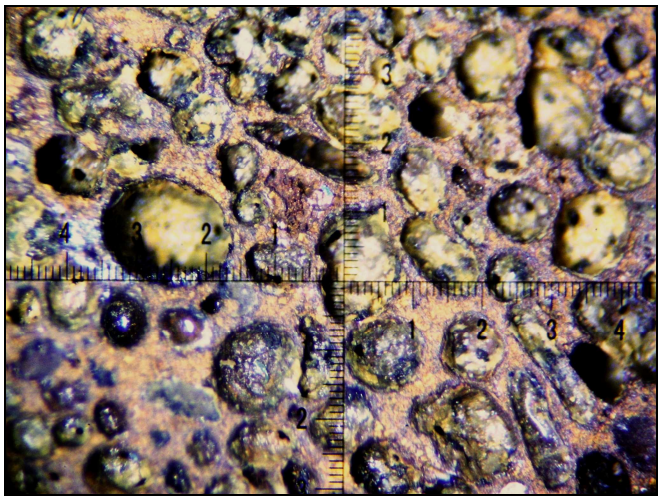
Photo 7.47 : Puits karstique / Carrière de Voye de Lisle (Romain, Doubs) – Vue générale du puits karstique recoupé par le front de taille nord de la carrière. Le remplissage principalement constitué d'argile rougeâtre tranche avec l'encaissant constitué par les calcaires sublithographiques du Bajocien moyen - (Photo JPF, 2009)

Photo 7.48 : Fossile de céphalopode / Carrière de Voye de Lisle (Romain, Doubs) – Ce fossile de petite taille (15 mm) n'a pu être préservé de l'altération à l'intérieur du remplissage que par une épigénisation totale par les oxydes de fer - (Photo JPF, 2009)

Échantillon 9-0630/1

Plusieurs rognons ferrugineux de taille pluricentimétrique ont été récoltés dans le remplissage. Ceux-ci possèdent des formes émoussées et une patine gris olive foncé (code Munsell : 5 Y 3/2). La découpe nous montre une structure alvéolée constituée d'un ciment brun foncé (code Munsell ; 10 YR 3/3 enserrant des vides sphériques d'une taille comprise entre 300 et 1000 µm (photo 7.49). Ces vides sont généralement bien isolés mais peuvent être également coalescents.

L'examen microscopique confirme cette structure et ne révèle qu'un plasma ferrugineux opaque de couleur jaune orangé à brun foncé dans lequel sont dispersés, en grande densité, des vides circulaires, isolés ou jointifs (Photo 7.50). La périphérie des vides est fréquemment surlignée d'un mince liseré de couleur jaune clair. Aucun minéral susceptible de constituer un squelette n'est visible.



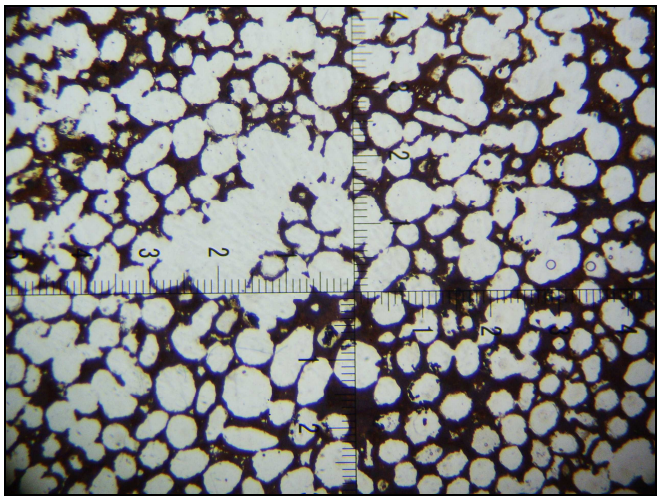


Photo 7.49 : Découpe d'un échantillon (9-0630/1) d'un nodule ferrugineux / Carrière de Voye de Lisle – Ce cliché nous montre la surface du "sucre" destiné à la fabrication de la lame mince. Contrairement à ce que suggère la photo, les sphères ne correspondent pas à des pisolithes ou des oolithes mais à des vides - LN x20 (1 graduation = 50 µm) - (Photo JPF, 2011)

Photo 7.50 : Microscopie à faible grossissement d'un échantillon (9-0630/1) d'un nodule ferrugineux / Carrière de Voye de Lisle – Cette microphotographie n'apporte que peu d'enseignements par rapport au cliché précédent si ce n'est l'organisation plus évidente de la densité des vides circulaires isolés ou coalescents - LPNA x10 (1 graduation = 100 µm) - (Photo JPF, 2009)

7.5. SYNTHÈSES DES RÉSULTATS (Chapitre 7)

7.5.1 LES APPORTS DES ANALYSES CHIMIQUES ET, MINÉRALOGIQUES

Analyses chimiques

Le nombre d'analyses dont nous disposons pour la région étudiée est également limité aux seules analyses que nous avons fait réaliser. Aucune autre analyse fiable et suffisamment précise n'a été trouvée, y compris dans la bibliographie ancienne (Thirria 1833). Sur le panel retenu, on observe (tab.7.10 et fig. 7.39 et 7.40) :

- Pour les seuls minerais de fer (panel limité à 3, l'encroûtement ferrugineux 7-0614/3 de la grotte-minière des Équevillons n'est pas retenu), on constate des teneurs en Fe_2O_3 très élevées : 83,54 % pour l'échantillon 8-0819/2 des **Épinottes** à Chargey-lès-Gray et davantage (86,74 et 86,87 %) pour les amas ferreux (échantillons 7-0615/2 et 4) prélevés dans la **grotte-minière de Champtourneau** à Bucey-lès-Gy qui possèdent des analyses en tous points semblables.

- Les teneurs en silice sont très faibles (entre 2,40 et 4,03 %). Ceci confirme, si besoin était, l'équilibre fer / silice. Par ailleurs, aucun grain de quartz détritique n'est observé, il s'agit donc de silice sous forme combinée.

- Les teneurs en alumine montrent des minerais à peine bauxitisés : autour de 1% pour les échantillons 7-0615/2 et 7-0615/4 de la **grotte-minière de Champtourneau**, quasi-absence (0,14 %) pour le rognon à faciès massif 6-0919/2 de Chargey-lès-Gray. En ce sens, ces minerais se démarquent nettement des autres ferricrètes.

- Du fait des très faibles teneurs en silice et en alumine, les ratios liés à ces deux éléments n'ont pas de significations objectives, d'ailleurs, aucun des échantillons ne présente des ratios Si/Al qui s'approchent de 1 ou un rapport K_i voisin de 2. On ne peut donc les comparer, à cet égard aux autres ferricrètes.

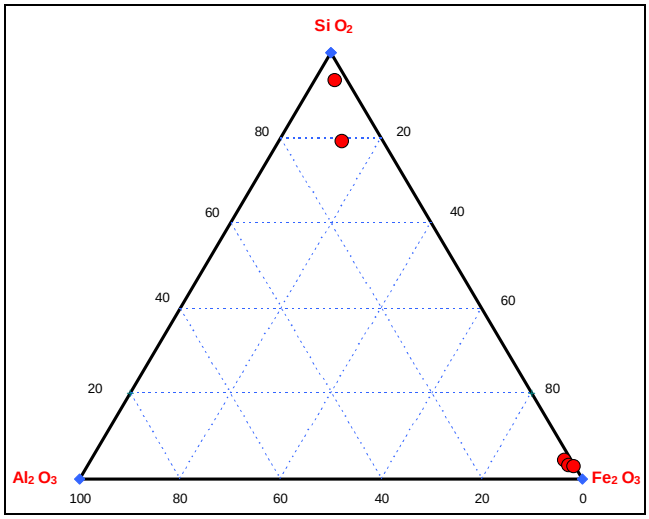
- Concernant les résidus alcalins (MgO, CaO Na_2O, K_2O), les teneurs moyennes, du fait du lessivage, conformément aux autres ferricrètes, sont indigentes voire absentes : les moyennes respectives des minerais sont 0,11 %, 0,23 %, 0,00 % et 0,07 %. Il en est de même pour le phosphore et pour les autres métalloïdes (NnO et TiO_2) avec des moyennes respectives à 0,24 % 0,15 % et 0,03 %.

- Les pertes au feu des analyses se rangent en deux catégories : autour de 8% (7,62 et 8,46 %) pour le minerai de la grotte de Champtourneau et 12,31 % pour le minerai massif des **Épinottes** à Chargey-lès-Gray.

- L'indice d'altération et de lessivage (tab. 7.11 et fig. 7.41) montre des indices Φ_{jp} : compris entre 0,125 et 0,20. Les valeurs sont semblables aux échantillons du Pays-Haut, des Crêtes pré-ardennaises et du pays d'Ouche.

Échantillon	Auteur	Type de minerais	Commune	Dpt	SiO_2	Al_2O_3	Fe_2O_3	MnO	MgO	CaO	Na_2O	K_2O	TiO_2	P_2O_5	PF	Total
7-0614/3	JPF	Encroûtement ferrugineux	Montcey (Grotte-minière des Équevillons / Unité E1)	70	43,23	4,40	6,98	0,82	0,22	21,05	0,00	0,32	0,39	0,22	20,88	98,50
7-0614/10	JPF	Graviers et argiles	Montcey (Grotte-minière des Équevillons / Unité A1)	70	89,27	2,32	4,06	0,83	0,06	0,15	0,04	0,18	0,21	0,11	2,24	99,45
7-0615/2	JPF	Amas ferreux (faciès massif)	Bucey-les-Gy (Grotte-minière de Champtourneau / 1)	70	4,03	1,16	86,87	0,12	0,05	0,25	0,00	0,11	0,04	0,26	7,62	100,49
7-0615/4	JPF	Amas ferreux (faciès massif)	Bucey-les-Gy (Grotte-minière de Champtourneau / 2)	70	2,87	1,04	86,74	0,19	0,03	0,32	0,00	0,06	0,03	0,21	8,46	99,95
8-0819/2	JPF	Rognon (faciès massif)	Chargey-les-Gray (Les Épinottes)	70	2,40	0,14	83,54	0,00	0,26	0,10	0,00	0,03	0,01	0,27	12,31	99,06
Nota : les calcus statistiques sont éffectués uniquement sur les indurations ferrugineuses. Les échantillons autres, notamment les argiles en sont exclus			Médiane		4,03	1,16	83,54	0,19	0,06	0,25		0,11	0,04	0,22	8,46	
			Moyenne		28,36	1,81	53,64	0,39	0,12	4,38		0,14	0,13	0,21	10,30	
			Ecart type		38,23	1,64	43,96	0,40	0,11	9,32		0,11	0,16	0,06	6,92	
			Limite haute		89,27	4,40	86,87	0,83	0,26	21,05		0,32	0,39	0,27	20,88	
			Limite basse		2,40	0,14	4,06	0,00	0,03	0,10		0,03	0,01	0,11	2,24	
			Capabilité		0,38	0,43	0,31	0,34	0,35	0,37		0,41	0,39	0,42	0,45	

Tab. 7.10 : **Synthèse des analyses chimiques des échantillons des plateaux de Vesoul et du fossé de la petite Saône** - (JPF, 2011)



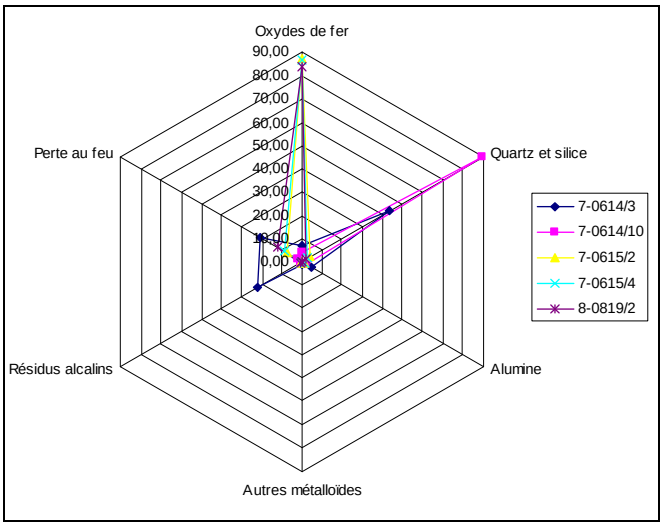
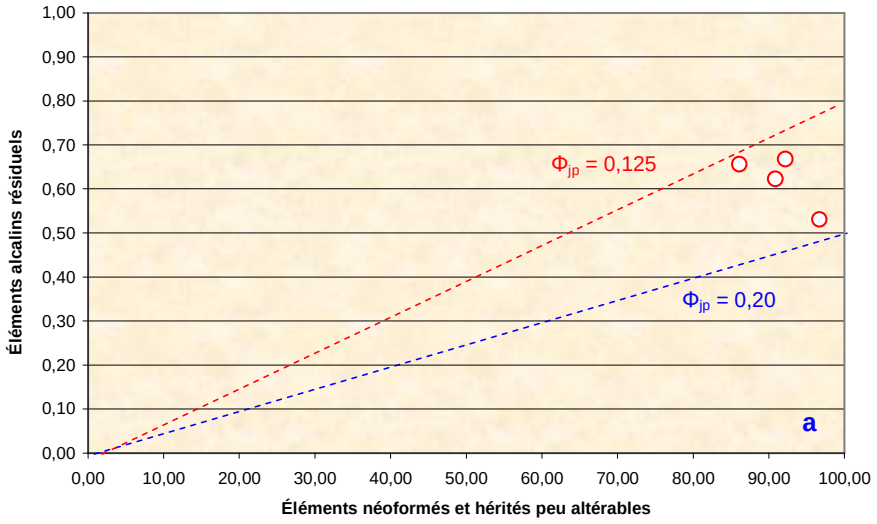


Fig. 7.39 : **Graphe ternaire de l'ensemble des échantillons prélevés sur les plateaux de Vesoul et dans le fossé de la petite Saône** – (JPF, 2011)

Fig. 7.40 : **Signature polymorphe des échantillons des plateaux de Vesoul et du fossé de la petite Saône** – JPF, 2011)

Échnatillon	Oxydes de fer + Silice + Alumine	Résidus alcalins	Indice Φ_{jp}
7-0614/3			
7-0614/10	96,68	0,53	**0,1821**
7-0615/2	92,20	0,67	**0,1380**
7-0615/4	90,86	0,62	**0,1458**
8-0819/2	86,09	0,66	**0,1312**



Tab. 7.11 et fig. 7.41 : **Indices d'altération et de lessivage des plateaux de Vesoul et du fossé de la petite Saône** - (JPF, 2011)

Analyses minéralogiques

Les amas ferreux de la **grotte-minière de Champtourneau** à Bucey-lès-Gy (échantillons 7-0615/2, 4 et 5) sont composés d'un mélange d'oxydes et hydroxydes de fer : hématite et gœthite, associées à du quartz amorphe. L'encroûtement ferrugineux (échantillon 7-0614/3) de la **grotte-minière des Équevillons** à Montcey, est gœthitique. Il en est de même pour le faciès massif du rognon 8-019/2 des minières des **Épinottes** à Chargey-lès-Gray, mais qui plus est, se révèle être strictement monominéral : la diffractométrie ne relève que la présence de gœthite.

L'échantillon 7-0615/5 (sables ferruginisés consolidés) présente une minéralogie qui diffère des autres amas ferreux : outre la calcite, le quartz et la gœthite, il montre un minéral argileux de type 1/1 avec la kaolinite.

Pour les argiles des **grottes-minières** (échantillons 7-614/1, 4, 5, 7, 8 et 9 des **Équevillons** à Montcey ; échantillon 7-0615/5 de **Champtourneau** à Bucey-lès-Gy), on observe dans tous les échantillons (7 sur 7), la présence d'un minéral argileux de type 2/1 avec l'illite, associée avec une forte récurrence (6 sur 7) à un minéral argileux de type 1/1 avec la kaolinite.

Échantillon	Auteur	Type	Commune	Dpt	Albite	Alunite	Anatase	Calcite	Chamosite Chlorite	Dolomite	(Fluo)apatite	Goethite	Hématite	Illite	Kaolinite	Lépidocrocite	Microcline	Muscovite	Orthoclase	Quartz	Zircon
7-0614/1	JPF	Argile polyédrique	Montcey (Grotte-minière des Équevillons / Unité F)	70																	
7-0614/3	JPF	Encroûtement ferrugineux	Montcey (Grotte-minière des Équevillons / Unité E1)	70																	
7-0614/4	JPF	Rythmite	Montcey (Grotte-minière des Équevillons / Unité D)	70																	
7-0614/5	JPF	Graviers et argiles	Montcey (Grotte-minière des Équevillons / Unité C)	70																	
7-0614/7	JPF	Rythmite	Montcey (Grotte-minière des Équevillons / Unité B1)	70																	
7-0614/8	JPF	Graviers, argiles et sables	Montcey (Grotte-minière des Équevillons / Unité A3)	70																	
7-0614/9	JPF	Argiles et sables	Montcey (Grotte-minière des Équevillons / Unité A2)	70																	
7-0615/2	JPF	Amas ferreux (faciès massif)	Bucey-les-Gy (Grotte-minière de Champtourneau / 1)	70																	
7-0615/3	JPF	Sables ferruginisés consolidés	Bucey-les-Gy (Grotte-minière de Champtourneau / 1)	70																	
7-0615/4	JPF	Amas ferreux (faciès massif)	Bucey-les-Gy (Grotte-minière de Champtourneau / 2)	70																	
7-0615/5	JPF	Argiles	Bucey-les-Gy (Grotte-minière de Champtourneau / 2)	70																	
8-0819/2	JPF	Rognon (faciès massif)	Chargey-les-Gray (Les Épinottes)	70																	

Tab. 7.12 : Synthèse minéralogique des diffractométries des échantillons des plateaux de Vesoul et du fossé de la petite Saône – (noir) minerai de fer et amas ferrugineux ; (gris) autres : argiles, sables, etc. – (JPF, 2011)

7.5.2 TYPOLOGIE DES FORMATIONS FERRUGINEUSES ET DES MODELÉS KARSTIQUES

Typologie des formations ferrugineuses

Au-delà de cette classification, il faut reconnaître que ces altérites ont pu subir depuis leur mise en place, un ou plusieurs remaniements et que les fossiles permettant une datation relative sont exceptionnels et rarement dans leur contexte stratigraphique. C'est pourquoi, au regard du faciès, des données pétrographiques, chimiques et minéralogiques nous proposons la classification suivante pour quatre types de minerais remaniés, caractérisés par une certaine homogénéité :

1) Les **faciès massifs**, sous forme de rognons, à très haute teneur en fer et s'apparentant par leurs caractéristiques macro et microscopiques au Fer fort du Pays-Haut ; c'est le cas de l'échantillon des minières des Épinottes (Chargey-lès-Gray). Ils étaient particulièrement recherchés non seulement pour leur richesse mais également pour le fait qu'ils ne nécessitaient qu'un lavage léger avant l'enfournement dans l'appareil de fusion.

2) les **pisolites libres** (pisolites "vrais" à cortex multiples ou unique, papules ou graviers ferrugineux sans cortex), de forme sphérique ou ovoïde, de taille millimétrique à centimétrique correspondant au stade ultime du démantèlement d'une cuirasse ferrugineuse. Ils sont présents dans tous les sites des Collines pré-jurassiennes (Éguenigue, Bethoncourt, Fallon…), du Plateau de Vesoul (grotte-minière des Équevillons) et du fossé de la petite Saône (Chargey-lès-Gray, Beire-le-Châtel…).

2) Les **brèches ferrugineuses** représentées, entre autres, par le **"castillot"** présentant, outre l'homonymie, des faciès semblables au "castillard" berrichon : pisolites "vrais" à cortex multiples ou unique, empâtés dans un ciment plus ou moins carbonaté. Le castillot est caractéristique des plateaux de Gray : on le rencontre, entre autres, à la Corne Saint-Adrien (Gray). La "greluche" rencontrée, entre autres, aux minières de Fallon constitue une variante avec des éléments ferrugineux sous forme de papules ou de graviers excluant les pisolites.

Ces formations ne pouvaient être considérées comme minerai que dans la mesure où la densité en pisolites était élevée. De plus, avant enfournement, il convenait de leur faire subir plusieurs opérations : broyage au bocard et épuration au lavoir.

4) Enfin, des **minerais atypiques**, n'entrant dans aucune des catégories précédentes, compacts et également à forte teneur en fer, alliant gœthite et hématite, piégés notamment dans les gîtes souterrains (grotte-minière de Champtourneau). Ce minerai en terme de richesse en oxydes de fer et de composition minéralogique s'apparente à la "mine en clous" du bois d'Énelle à Balaives-et-Butz (Chapitre 3).

Typologie des modelés karstiques

Les modelés karstiques, tels que définis sur le site de Saint-Pancré, ont pu être observés sur nombre de sites de Franche-Comté. C'est ainsi que l'on a pu mettre en évidence (tab. 7.13) :

- Type ① : Des dolines de différents types (dolines en baquet, en entonnoir ou en cuvette, ouvala) et de taille variable ont été identifiées sur les sites des Épinottes (Chargey-lès-Gray), de la Corne Saint-Adrien (Gray), à proximité de l'entrée de la grottes des Équevillons (Montcey), du Côteau (Éguenigue), du bois de la Brusse (Bethoncourt), du bois de la Côte (Fallon).

- Type ② : Une ruelle de vastes dimensions (100 m de longueur, 20 m de profondeur) s'observe au bois de la Côte à Fallon (la Grande Raie).

- Type ③ : Des paléoréseaux ou des puits, témoins d'une circulation dans le niveau de l'endokarst, ont été reconnus à la grotte-minière des Équevillons (Montcey), à la grotte-minière de Champtourneau (Bucey-lès-Gy) ainsi que des puits et de courts réseaux à la carrière Voye-de-Lisle (Romain)

Dans le secteur étudié, il n'a pas été observé de lapiaz (type ④) comparables aux sites de Saint-Pancré.

Site	Dpt	N°	Altitude (m)	Type (tab. 7.14)	① Doline	② Ruelle	③ Paléoréseau	④ Lapiaz	Observations
Minières des Épinottes / Chargey-les-Gray	70	1	237	C_1	Ø (pdam) P (pm)				
Minières de la Corne Saint-Adrien / Gray	70	2	220	C_1	Ø (dam) P (m)				
Minières du Grand Raroy / Beire-le-Chatel	21	3	261	C_2					Modelés karstiques ténus ou non visibles
Grotte-minière des Équevillons / Montcey	70	4	323	B_2	Ø (pdam) P (pm)		P (pdam) D (phm) S (dam) *		* Grotte-minière
Grotte-minière de Champtourneau / Bucey-lès-Gy	70	5	345	B_2			P (pdam) D (hm) S (pm) *		* Grotte-minière
Minières du Côteau / Éguenigue	90	6	372	C_2	Ø (pdam) P (pm)		P (pdam) S (m) *		
Minières du bois de la Brusse / Bethoncourt	70	7	356-380	C_2	Ø (pdam) P (pm)		P (dam) S (pm) *		* Grotte-minière (non accessible)
Minières du bois de la Côte / Fallon	25	8	355-370	B_2	Ø (pm) P (pm)	L (pdam) l (pm) P (dpam) *	P (dam) D (pdam) S (m) **		* Ruelle de la Grande Raie, ** Creux des Morts
Carrière de Voye-de-Lisle / Romain	25	9	425	B_2			P (dam) D (m) *		* Puits et galeries

Tab. 7.13 : Synthèse des modelés karstiques du fossé de la petite Saône à la Porte de Bourgogne. Légende : (Ø) diamètre, (P) profondeur, (L) longueur, (l) largeur, (m) métrique, (pm) plurimétrique, (dam) décamétrique, (pdam) pluridécamétrique, (hm) hectométrique, (phm) plurihectométrique – (JPF, 2012)

7.6 INTERPRÉTATIONS (Chapitre 7)

7.6.1 RELATIONS ENTRE LE KARST ET LES DÉPÔTS FERRUGINEUX

Il est également possible d'établir une corrélation entre la nature des dépôts et l'environnement dans lequel ils se trouvent (tab. 7.14 et fig. 7.42) :

- Type B_2 : des dépôts plus ou moins remaniés dans des galeries karstiques perchées des calcaires jurassiques à l'affleurement.

- Type C_2 : des formations ferrugineuses (pisolites libres, brèches...) *in situ* ou remaniées dans le karst des plateaux jurassiques généralement fossilisés ou scellés par des calcaires lacustres ou des conglomérats oligocènes.

- Type C_3 : des minerais (faciès massif ou castillot) remaniés dans les dépressions karstiques des calcaires jurassiques des vallées.

- Type C_4 : des formations ferrugineuses (pisolites libres, brèches...) *in situ* dans les dépressions karstiques du Crétacé des vallées, fossilisées par des conglomérats oligocènes.

Site	Dpt	N°	Altitude (m)	Type	Environnement karstique
Minières des Épinottes / Chargey-les-Gray	70	1	237	C_3	Minerais (faciès massif ou castillot) remaniés dans les dépressions karstiques des calcaires jurassiques des vallées
Minières de la Corne Saint-Adrien / Gray	70	2	220	C_3	Minerais (faciès massif ou castillot) remaniés dans les dépressions karstiques des calcaires jurassiques des vallées
Minières du Grand Raroy / Beire-le-Chatel	21	3	261	C_4	Formations ferrugineuses (pisolites libres, brèches...) *in situ* dans les dépressions karstiques du Crétacé des vallées, fossilisées par des conglomérats oligocènes
Grotte-minière des Équevillons / Montcey	70	4	323	B_3	Dépôts plus ou moins remaniés (faciès massifs, encroûtements, greluches...) dans des galeries karstiques perchées des calcaires jurassiques à l'affleurement
Grotte-minière de Champtourneau / Bucey-lès-Gy	70	5	345	B_3	Dépôts plus ou moins remaniés (faciès massifs, encroûtements, greluches...) dans des galeries karstiques perchées des calcaires jurassiques à l'affleurement
Minières du Côteau / Éguenigue	90	6	372	C_2	Formations ferrugineuses (pisolites libres, brèches...) *in situ* ou remaniées dans le karst des plateaux jurassiques fossilisés ou scellés par des calcaires ou des conglomérats oligocènes
Minières du bois de la Brusse / Bethoncourt	70	7	356-380	C_2	Formations ferrugineuses (pisolites libres, brèches...) *in situ* ou remaniées dans le karst des plateaux jurassiques fossilisés ou scellés par des calcaires ou des conglomérats oligocènes
Minières du bois de la Côte / Fallon	25	8	355-370	B_3	Dépôts plus ou moins remaniés (faciès massifs, encroûtements, greluches...) dans des galeries karstiques perchées des calcaires jurassiques à l'affleurement
Carrière de Voye-de-Lisle / Romain	25	9	425	B_3	Dépôts plus ou moins remaniés (faciès massifs, encroûtements, greluches...) dans des galeries karstiques perchées des calcaires jurassiques à l'affleurement

Tab. 7.14 : Relation entre les dépôts ferrugineux et le karst, du fossé de la petite Saône à la Porte de Bourgogne. Le tableau reprend, site par site, le type ou la nature du dépôt et l'environnement karstique dans lequel ils se trouvent – (JPF, 2012)

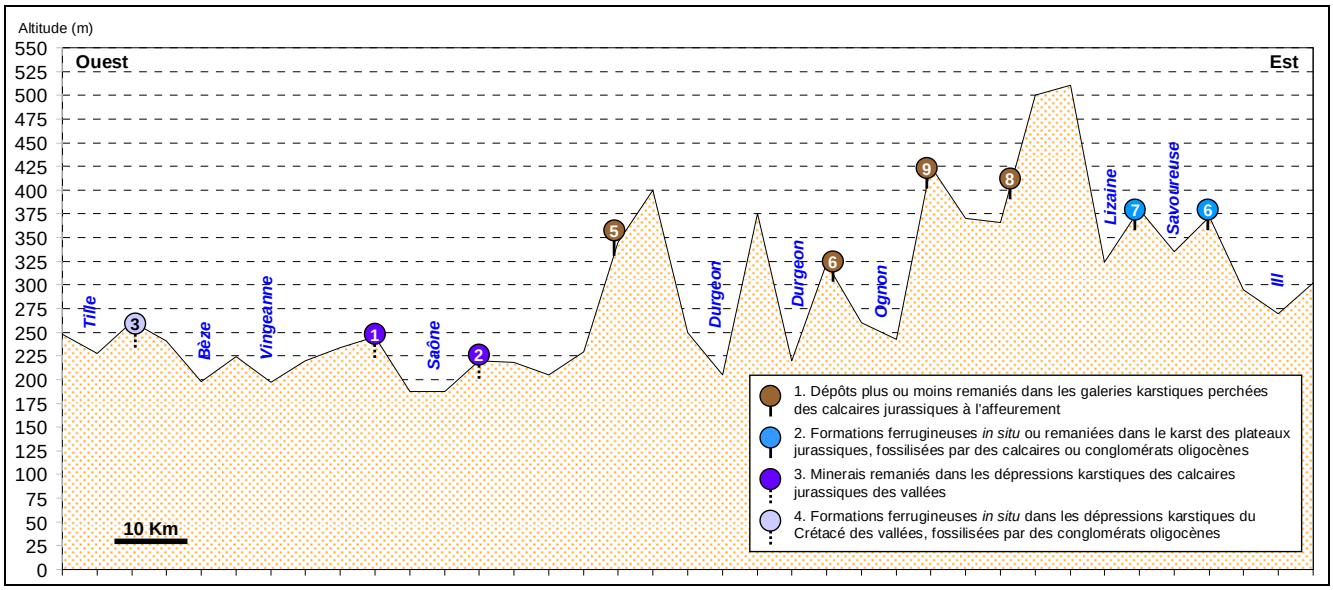


Fig. 7.42 : Coupe théorique projetée du fossé de la petite Saône à la Porte de Bourgogne. La coupe est établie d'ouest en est. Sont repris les sites étudiés avec l'altitude confrontée au type de dépôt - (JPF, 2012)

7.6.2 REMANIEMENTS DES ÉLÉMENTS FERRUGINEUX

Au début du Quaternaire, la vallée de la Saône s'est encaissée par antécédence d'une cinquantaine de mètres (forage 04714X0032/ F1 de Saint-Broing, Infoterre, BSS) dans les plateaux calcaires sur lesquels se formaient pédogénétiquement le castillot et le minerai de fer (Campy et Contini, 1973). Cet abaissement conséquent du niveau de base de la vallée a généré un gradient hydraulique et engendré le développement d'un karst et le remaniement concomitant des ferruginisations qui ont pu connaître, piégées, une seconde phase évolutive (fig. 7.43).

Sur le site des **minières des Épinottes,** à Chargey-lès-Gray, l'existence d'un épikarst et d'un endokarst sous-jacent où ont été piégées les formations ferrugineuses remaniées, s'impose par la présence de nombreuses dolines. Le faciès récolté sur le site des minières des Épinottes appartient au faciès massif, représenté par des rognons très indurés de forme tuberculeuse. Selon toute vraisemblance, la genèse de ce faciès obéit à des processus différents de la formation des pisolites : l'examen microscopique de ce faciès (photos 7.03 et 7.04), exception faite de l'absence totale de quartz, n'est pas sans rappeler certains échantillons de Fer fort du Pays-Haut (5-0501/2 de Saint-Pancré ou encore 5-0501/6 de Volmerange-les-Mines) traduisant une évolution de 2e génération caractérisée par une cristallisation d'oxydes de fer néoformés.

Aux **minières de Corne Saint-Adrien** à Gray, contrairement au site précédent, la présence en rive gauche de la Saône d'un karst affectant les calcaires tithoniens n'est pas évidente, l'exploitation n'y a pas exhumé des dolines en grande densité comme aux minières des Épinottes à Chargey-lès-Gray.

Ce site nous a permis de caractériser le second faciès représenté par le Castillot. L'observation microscopique permet de supposer une formation impliquant une genèse polyphasée dont les étapes pourraient être les suivantes :

1) À une époque indéterminée une première génération de pisolites se forme à partir d'une cuirasse originelle générée au Wealdien ou au début du Tertiaire.

2) Une puissante altération mettant en jeu des processus mécaniques et chimiques qui conduisent à la destruction partielle des pisolites.

3) Les paramètres du nouveau milieu favorisent la migration des oxydes de fer qui précipitent autour des éclats de pisolites et forment de nouveaux pisolites de deuxième génération avec des cortex irréguliers. Ce processus est à rapprocher de l'échantillon 6-0820/2 de Saint-Léomer dans le seuil du Poitou, avec moins d'intensité, supposant un remaniement moins intense.

4) Au Quaternaire, on assiste à une phase de consolidation, mêlant brèche calcaire et ossements de la faune de l'époque (*Mastodon avernensis Mastodon borsoni* ; Rangheard *et al.*, 1978)) pour former le castillot.

5) Depuis cette époque, le castillot continue à évoluer : les parties les plus solubles du ciment et des pisolites sont lessivées et remplacées par de la calcite néoformée. Cela tient au gradient hydraulique d'un karst réactivé par suite d'un nouvel encaissement de la vallée à la fin du Quaternaire. Les périodes de creusement peuvent correspondre à des périodes froides pendant lesquelles des précipitations abondantes donnaient aux rivières un débit élevé (Campy et Contini, 1973).

L'état actuel des minières du **Grand Raroy** à Beire-le-Châtel, en totalité remblayées, ne permet plus la collecte de pisolites *in situ*, toutefois la brèche calcaire lacustre de l'échantillon récolté 7-0219/1 trahit ces phases de remaniements : on y observe des pisolites incomplets brisés ou éclatés. De même, on peut y observer une évolution du ciment de la brèche sous l'action de circulations aquifères tenues certes, mais possédant une agressivité suffisante pour dissoudre et évacuer les parties les plus solubles du ciment, notamment autour des pisolites.

Cette action est facilitée par les espaces créés par l'alternance des périodes humides et de sécheresse. Cette eau sursaturée en bicarbonate de calcium sera ensuite à l'origine des précipitations de calcite néoformée dont la taille des cristaux est proportionnelle aux espaces libérés.

Cette évolution du remplissage illustre les migrations des matières solubles et leur substitution par de la calcite néoformée, n'est rendue possible que par la dynamique d'un karst sous-jacent et les apports en calcite d'une couverture calcaire scellant le dépôt, en l'occurrence des calcaires lacustres. Ceci est à rapprocher des processus décrits dans le détail dans l'interprétation de l'évolution du remplissage des grottes-minières de Chanteloup et du Patouillet dans la Champagne berrichonne.

À la **grotte-minière de Champtourneau** de Bucey-lès-Gy, les diverses observations réalisées sur les échantillons récoltés nous montrent, non pas des minerais remaniés de type pisolitique et constitués essentiellement de gœthite, mais des amas de structure massive où l'hématite tient une place importante. Ce faciès massif et la présence d'hématite suggèrent des mobilisations et des concentrations des oxydes de fer sous l'effet d'une nouvelle et puissante altération et plaident en faveur d'un cycle long. Le minerai de Champtourneau est un minerai atypique comparable chimiquement et minéralogiquement à la "mine en clous" du bois d'Énelle à Balaives-et-Butz (Chapitre 3) dont l'évolution et la puissance de l'altération sont conditionnées par la présence d'un karst profond. La position de la cavité sur la corniche du plateau surplombant d'un dénivelé de plus de 100 mètres la dépression, ne pouvait qu'être favorable.

Aux **minières du Coteau** à Éguenigue, la déformation et l'éclatement des pisolites, plaident en faveur d'un remaniement mécanique. La nature de ce remaniement est confortée par une description de Parisot (1877) :

« *Des grains de minerai sont incrustés dans les galets calcaires assez profondément pour disparaître à moitié ; quelques fois les grains ont glissé sur la surface du galet en y traçant un sillon demi-cylindrique, et lorsque ces sillons existent sur le même galet, ils affectent toujours une direction parallèle.* ».

La faible usure des éléments détritiques provenant du substratum indique qu'ils ont peu été transportés avant leur dépôt.

Aux **minières du bois de la Côte** à Fallon, l'examen microscopique ne révèle pas de pisolites "vrais" caractérisés par des structures à cortex concentriques rencontrés dans les brèches calcaires de Bethoncourt et d'Éguenigue, mais des pseudo-pisolites, sans cortex, homogènes s'assimilant à des papules. Cette observation laisse supposer des remaniements ultimes, non pas de pisolites, mais de ferruginisations à faciès massif (type Champtourneau) démantelées.

Cette fragmentation poussée associée à une érosion consécutive à un transport aurait donné naissance à des papules ferrugineuses, de taille inférieure aux pisolites, un peu à l'image des "micro-pisolites" observés à la grotte-minière du Haut de Sery (Pays-Haut).

Sur le **site de la carrière de Voye de Lisle à Romain**, l'échantillon récolté (9-0630/1) correspond vraisemblablement à un calcaire épigénisé totalement par les oxydes de fer. On peut envisager dans un premier temps, une pénétration des oxydes de fer dans le ciment spathique. Petit à petit, le ciment spathique est éliminé et s'y substituent les précipitations d'oxydes de fer. Durant cet épisode, les oolithes, présentant un cortex plus résistant, ne sont pas perméables à la colonisation par les oxydes de fer. Dans un second temps, les percolations aquifères n'apportent plus d'oxydes de fer dissous mais persistent à être actives, entraînant petit à petit, la dissolution des oolithes et le lessivage des particules dissoutes, ne laissant sur place que l'enveloppe des oolithes.

7.6.3 ÉLÉMENTS DE DATATIONS

Au **Pays des Tilles**, dans les minières du Grand Raroy de Beire-le-Châtel, la formation ferrugineuse à pisolites qui se trouvent sur la craie turonienne de Tanay est fossilisée par les calcaires lacustres ludiens de Belleneuve-Vesvrotte (Rat *et al.*, 1989 ; fig. 7.12 et 7.13). Les pisolites qui ne peuvent être postérieurs à l'Éocène moyen, sont les témoins de l'altération « sidérolithique » tertiaire.

De même, les minerais pisolitiques qui se trouvent dans les Collines pré-jurassiennes sont d'âge éocène, comme dans le Jura de Delémont (Fleury, 1909 ; Rosenthal, 1992 et 1994)**.**

Les brèches calcaires à pisolites d'Éguenigue, sont postérieures à la constitution des argiles rouges qu'elles recouvrent (Devantoy, 1955) et antérieures aux calcaires lacustres à Mélanies et à Planorbes (Meyer, 1895) attribués actuellement à l'Éocène supérieur (Ludien, fig. 7.30 et 7.31). Ces dépôts grossiers indiquent l'existence de paléoreliefs importants à l'Eocène moyen dans le Belfortais ; la présence de puits karstiques profonds (jusqu'à une centaine de mètres) pour le gîte comparable de Châtenois-les-Forges en témoigne (fig. 7.44).

Concernant les dépôts de plateaux de Vesoul, l'âge des paléoaltérations tend à être situé au début du Tertiaire puisque la région renferme des formations ferrugineuses d'âge tertiaire (voir ci-dessus). Mais plusieurs arguments tendent à vieillir l'altération initiale :

- L'émersion à la transition Jurassique-Crétacé est mise en évidence par l'absence probable d'une grande partie du Valanginien (Dreyfuss *et al.*, 1970). C'est le cas de la région de Gray, dans laquelle les dépôts de la base du Crétacé inférieur sont d'âge hauterivien. La lacune du Valanginien tend à accréditer l'existence d'une paléoaltération wealdienne. D'ailleurs, dans le Barrois, la présence de dépôts néocomiens n'est pas incompatible avec l'existence d'un paléokarst à remplissage ferrugineux wealdien. Or, le Crétacé inférieur de Haute Saône est beaucoup plus lacunaire que celui du Barrois, ce qui montre que l'émersion a été plus longue en Franche-Comté.

- À la grotte-minière de Champtourneau de Bucey-lès-Gy (70), le minerai de fer est un minerai atypique comparable chimiquement et minéralogiquement à la "mine en clous" du bois d'Énelle à Balaives-et-Butz dont l'évolution et la puissance de l'altération sont conditionnées par la présence d'un karst profond. **Le dépôt ferrugineux de Champtourneau pourrait être issu d'un minerai wealdien.**

Signalons également que, dans la Haute Chaîne du Jura, le Valanginien comporte un banc ferrugineux d'épaisseur métrique, la "Limonite de Métabief" (Bichet et Campy, 2008). La présence d'oolithes ferrugineuses dans le Valanginien implique la présence à proximité d'une terre émergée soumise à l'altération. Il faut également préciser qu'en Suisse, des paléokarsts à dépôts ferrugineux "sidérolitiques" - et par conséquent considérés comme tertiaires -, ont livré récemment une faune datée du Crétacé inférieur (Mojon, 2005, *in* Ricordel, 2007).

- Les paléokarsts à remplissage ferrugineux des plateaux de Haute Saône présentent des parentés morphologiques certaines avec les plateaux du nord-est du Bassin parisien. D'une part ces plateaux de Haute Saône ont des altitudes comparables à celles de la bordure nord-est du Bassin parisien, comprises le plus souvent entre 350 et 450 m. D'autre part, ils se trouvent essentiellement dans les calcaires du Dogger représentés par le Bajocien et le Bathonien tronqués par une surface d'érosion, qui, initialement pourrait être la surface infra-crétacée. La datation récente d'altérites néocomiennes sur le socle vosgien (Thiry *et al.*, 2011) impliquerait en effet un soulèvement de la bordure orientale du Bassin parisien et des plateaux de Haute Saône situés à proximité.

- Les recherches récentes ont montré que de nombreuses régions d'Europe occidentale, et en particulier le quart nord-est de la France, ont connu une puissante altération au début du Crétacé, à la fois sur les socles comme le Massif central ou l'Ardenne et sur les plateformes carbonatées, comme les régions situées aux limites sud-est du Bassin parisien. C'est le cas notamment du Nivernais (Cojan *et al.*, 2007) et du Seuil de Bourgogne où existent des paléokarsts à remplissage ferrugineux autrefois exploités, comme à proximité de l'abbaye de Fontenay, près de Montbard (Benoit *et al.*, 1988 et 2001), ou dans la Forêt d'Arc-en-Barrois où le karst a été rapporté au Wealdien (Le Roux et Harmand, 2003).

Il est donc fort probable que la phase majeure de l'altération sur les plateaux jurassiques de Haute Saône se soit effectuée au début du Crétacé.

La variété des faciès pourrait être mise en relation avec les épisodes de remaniements successifs effectués au Cénozoïque, ce dernier ayant eu une histoire plus complexe que dans le Nord-Est du Bassin parisien.

Plusieurs types de contextes morphotectoniques semblent susceptibles d'expliquer les gradients hydrauliques nécessaires à la karstification et les remaniements des dépôts ferrugineux :

- L'émersion des plateaux de Haute Saône (hormis les bassins lacustres éocènes) a inévitablement entraîné une altération dès le Paléogène (Campy *et al.*, 1983), tandis que le soulèvement des bordures des rifts bressan et rhénan à l'Oligocène a engendré un creusement des vallées dans ces bordures soulevées et une karstification, cette dernière étant favorisée par la fracturation des calcaires sous la forme de failles nord-sud.

- La tectonique jurassienne qui a fait rejouer les failles de direction subméridienne au Néogène, a très probablement réactivé la karstification. Cette dernière a été aussi favorisée par les mouvements relatifs entre le Fossé de la Saône soumis à une subsidence au Pliocène et ses bordures soulevées. Les mouvements positifs ont favorisé l'encaissement de la Saône avant le dépôt du castillot daté du « Villafranchien » par les faunes à *Mastodon arvernensis* et *Mastodon borsoni* (Campy et Contini, 1973 ; Rangheard, *et al.*, 1978).

- Il faut ajouter le possible écho de l'évènement messinien (Mocochain, renseignement oral) qui pourrait avoir affecté le bassin supérieur de la Saône. Les fig. 7.45 et 7.46 font d'ailleurs ressortir une direction principale subméridienne commune aux cavités karstiques et aux failles, indiquant que la karstification s'est effectuée en réponse aux rejeux tertiaires de ces failles.

En fait, les dépôts ferrugineux se localisent le plus souvent dans des paléokarsts étagés au-dessus des vallées principales : la galerie karstique des Équevillons se situe en position culminante à 75 mètres en contrebas des plus hauts sommets et domine d'une centaine de mètres la vallée du Durgeon, tandis que celle de Champtourneau, surplombe de près de 150 mètres, la vallée de la Morthe. Il en est de même du **site de la carrière de Voye de Lisle à Romain** et du site voisin de Fallon, tout comme lui, il occupe un promontoire dominant de près de 150 mètres, la vallée de l'Ognon. Les galeries karstiques paraissent avoir accompagné le creusement plio-quaternaire des vallées (Harmand *et al.*, 2004). D'autant plus que le remplissage ne présente pas ou peu de formes d'altération évoluée et plaide en faveur d'un âge récent (fin du Tertiaire ou début du Quaternaire).

D'ailleurs, les ossements d'éléphantidés *(Elephas primigenius)* trouvés dans le paléokarst à dépôt ferrugineux de Bethoncourt tendent à le démontrer et permettent peut-être de faire un parallèle avec le remplissage ferrugineux à faune quaternaire des minières de Poissons (voir chapitre 4).

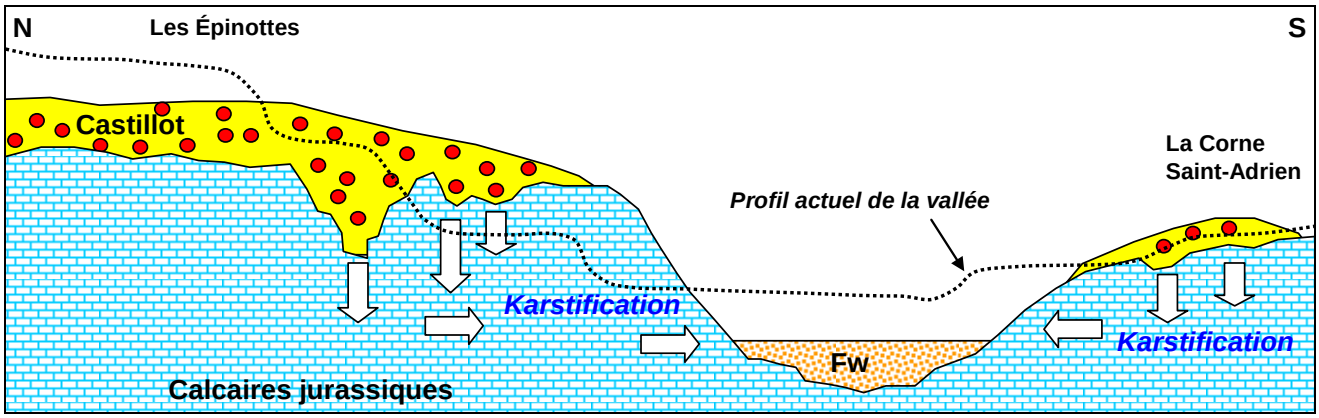


Fig. 7.43 : Profil hypothétique du fossé de la Saône lors du paroxysme de l'encaissement au début du Quaternaire. Cette coupe théorique simplifiée est réalisée à la verticale de Gray, entre les minières des Épinottes au nord et celles de la Corne Saint-Adrien au sud. Le trait en pointillé indique le profil actuel de la vallée, les replats indiquent la position approximative des terrasses (Fx, Fy et Fz – (JPF, 2012)

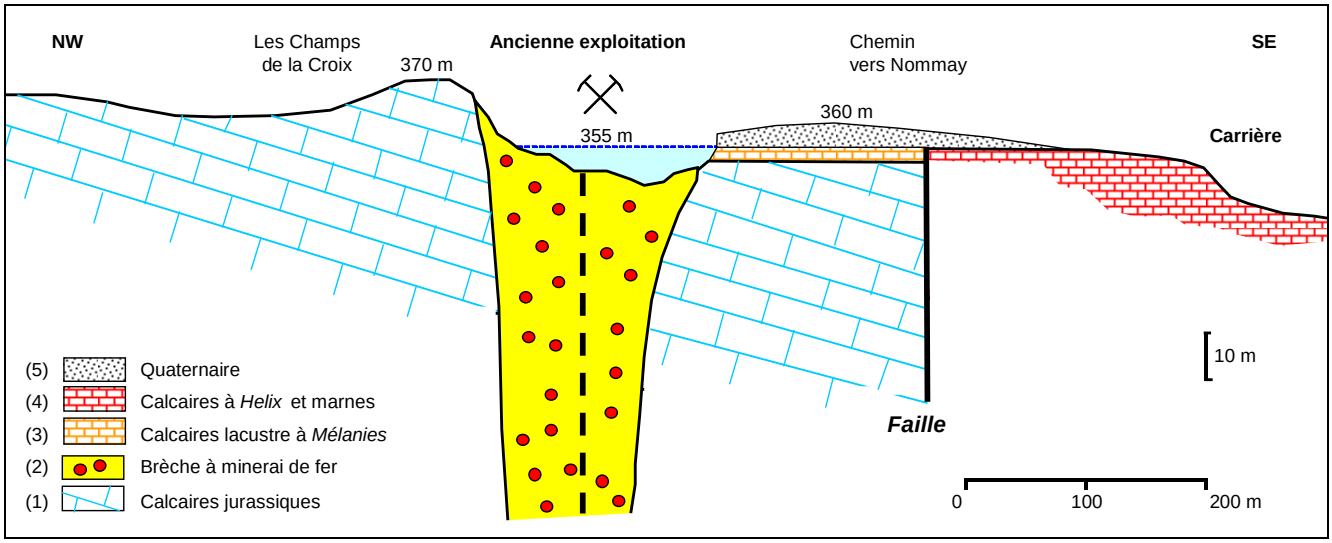


Fig. 7.44 : Coupe des minières de Châtenois-les-Forges (Territoire de Belfort) - D'après le levé sur le terrain et d'après les anciennes observations rapportées par Kœchling-Schlumberger (1866-1867), Parisot (1877) et Meyer (1895). (1) Séquanien, calcaires jurassiques ; (2) Éocène *ante* Ludien, brèche à minerai de fer ; (3) Ludien, calcaire lacustre à *Mélanies* ; (3) Sannoisien, calcaires à *Helix* et marnes ; (5) Quaternaire – (Devantoy, 1955, modifié JPF, 2012)

C'est ainsi que les **minières du bois de la Brusse à Bethoncourt**, correspondent aux racines des amas karstiques greffés sur des failles et fractures de direction méridienne, encaissés dans les calcaires du Jurassique supérieur (Kimméridgien), en bordure d'une cuvette synclinale du golfe de Montbéliard (fig. 7.31), à grand rayon de courbure. Les observations faites pour les minières d'Éguenigue, sur l'évolution des brèches pisolitiques, conviennent également pour les minières du bois de la Brusse, même si l'on n'y connaît pas de formations lacustres scellant les dépôts.

Conclusion

La variété des domaines géologiques de la Franche-Comté et de ses contreforts a favorisé une grande diversité dans l'origine et la nature des gîtes minéraux ferreux ou non ferreux qui leur sont associés. Les secteurs étudiés comprennent de **nombreux gîtes résiduels de remaniement constitués surtout de minerais de fer pisolitique souvent en liaison avec des cavités karstiques perchées au-dessus des vallées.**

Mis à part les éléments ferrugineux localisés sur la Craie, dans des formations tertiaires, voire dans les dépôts quaternaires (castillot), les dépôts ferrugineux sont probablement issus de la période d'altération du Wealdien. La Franche-Comté constitue ainsi un relais entre les paléoaltérations du Sud du Bassin parisien et celles de la Lorraine et de la Champagne. Elles tendent à montrer qu'autour du Bassin parisien, il y a eu un **« arc wealdien »** rassemblant les bordures soulevées et discontinues du Bassin - qui se structure à cette période-, et qui sont soumises à une période d'intense altération. Les témoins ferrugineux fourniront alors les éléments riches en fer ultérieurement concentrés dans les cavités du paléokarst et dans les fonds de vallée (castillot).

Les dépôts ferrugineux ont été remaniés en relation avec la genèse des karsts et leurs réactivations successives qui sont liées aux nombreux mouvements de la croûte continentale qui se sont effectués au cours du Cénozoïque et à l'encaissement saccadé de la vallée de la Saône et de ses affluents au cours du Quaternaire.

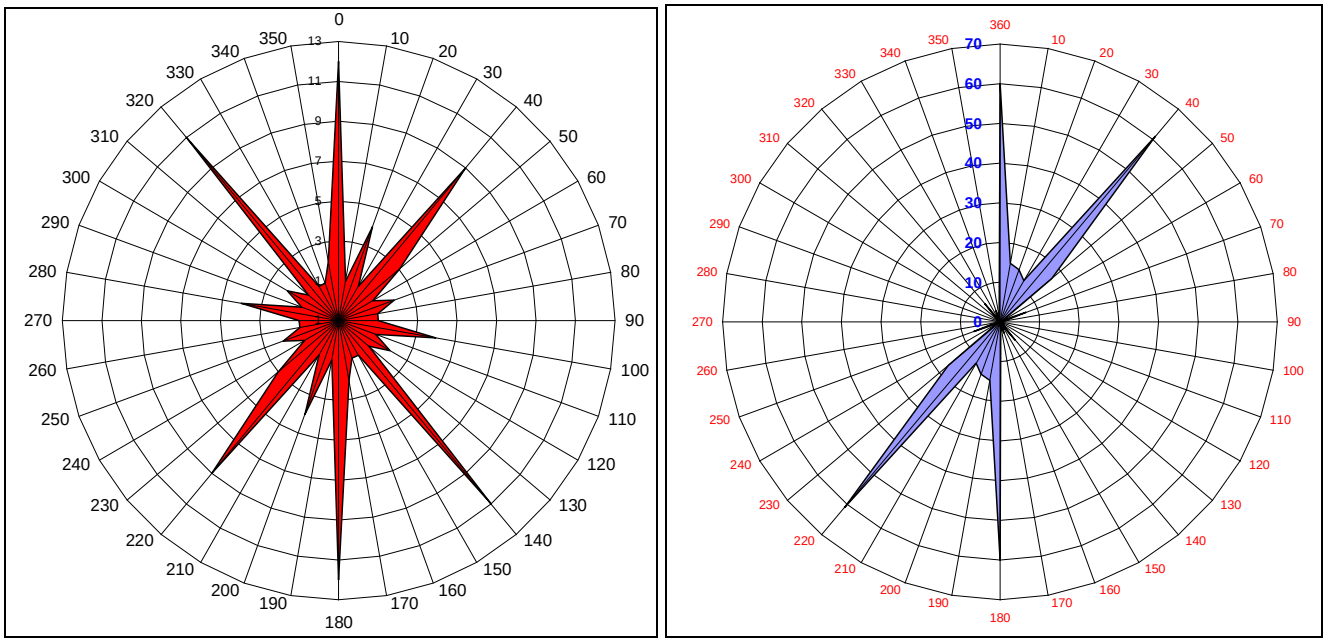


Fig. 7.45 : Statistique des directions préférentielles de fracturation relevées sur les gîtes des plateaux de Vesoul et des Collines préjurassiennes– Le diagramme circulaire fait apparaître trois directions principales : N0° méridienne, N40° et N140° et deu x directions secondaires à N20° et N100°– (JPF, 2012)

Fig. 7.46 : Statistique des directions préférentielles des failles mentionnées sur les cartes géologiques de la région étudiée – Le diagramme circulaire fait apparaître deux directions principales communes à celles relevées sur et dans les gîtes de la fig. 7.45 : l'une N0° (méridienne) et l'autre à N40°– (JPF, 2005)

Partie III

Chapitre 8. SYNTHÈSES ET CONCLUSIONS

Les diverses observations et analyses ont permis, par région, de caractériser les formations et d'apporter des éléments permettant d'appréhender certains aspects de l'évolution géologique et géomorphologique des marges du Bassin parisien et de sa périphérie. Une synthèse des enseignements à l'échelle de cette aire géographique s'impose.

8.1 SYNTHÈSES

Chimie et minéralogie

D'une manière générale les analyses chimiques et minéralogiques confirment une uniformité et une régularité relative des résultats obtenus (tab. 8.01, 39 échantillons) :

Echantillon	Code Munsell	Type de minerai	Eléments principaux (%)				Goethite / Hématite	localisation
			Fe_2O_3	SiO_2	Al_2O_3	Perte au feu (PF)		
9-0318/6	5 YR 6/6	Grès ferrugineux	1					Signy-Montlibert (08) Bois de Signy
5-0501/11	7,5 YR 5/6	Fer fort (faciès protopisolitique)						Audun-le-tiche (57) Borne de Fer
9-0506/1	7,5 YR 5/8	Grès ferrugineux						Neuville-les-This (08) Bois de Ivis
5-0101/1	5 YR 5/6	Micro-pisolites						Viviers-sur-Chiers (54) Gouffre-minière du Haut des Scieries
6-0807/1	5 YR 5/4	Grès ferrugineux						Bucilly (02) La Butte au Genet
5-0501/1	7,5 YR 5/8	Limonite néoformée						Saint-Pancré (54) Doline de la Blanche-Haye
9-0303/1	5 YR 4/4	Conglomérat de pisolites					1,74	Villécloye (55) Les Minières
5-0501/2	10 YR 5/6	Fer fort (faciès massif)						Saint-Pancré (54) Doline de la Blanche-Haye
5-0501/3	5 YR 5/4	Nodule de Fer fort						Hussigny-Godbrange (54) Les Minières
5-0501/7	5 YR 5/6	Fer fort (faciès massif)						Villerupt (54) Bois de Butte
5-0101/2	2,5 YR 4/4	Nodule de Fer fort						Pierrepont (54) La Caüatte
5-0501/6	5 YR 4/3	Fer fort (faciès massif)						Volmerange-les-Mines (57) Carrière de Reserveviertel
7-0110/4	5 YR 5/6	Fer fort						Sapogne-et-Feuchères (08) Côte des Vignes
9-0506/2	10 R 4/4	Mine "en clous"					1,5	Balaives-et-Butz (08) Bois d'Énelle
6-0711/1	4 YR 7/6	Grès ferrugineux remanié	2					Morley (55) Bois de Morley
9-0311/1	5 YR 8/2	Grès ferrugineux remanié						Montiers-sur-Saulx (55) Tranchée du Charmoi
9-0811/2	10 YR 5/4	Fer fort						Orquevaux (52) L'Épinotte
6-0711/7	5 YR 5/6	Cuirasse et minerai oolithique remanié						Poissons (52) Mélaire
6-0711/3	5 YR 5/4	Cuirasse massive						Montreuil-sur-Thonnance (52) Le Hautes Minières
9-0811/1	10 YR 5/6	Minerai oolithique remanié						Biencourt-sur-Orge (55) Bois Foucherotte
6-0824/2	2,5 Y 9/6	Castillard	3					Lunery (18) Grotte-minière de Chanteloup
6-0824/1	7,5 YR 6/4	Castillard						Lunery (18) Grotte-minière de Chanteloup
6-0823/3	7,5 R 4/6	Cuirasse					0,17	Meillant (18) Bois de Meillant
10-0102/2	5 YR 4/3	Pisolites libres						Saint-Florent-surCher (18) Le Fourneau
6-1002/7	5 YR 5/6	Pisolites libres						Le Subdray (18) Carrière du Soubeau
6-0820/2	5 YR 5/6	Callot de pisolites						Saint-Léomer (86) Les Chaumettes
6-0823/1	5 YR 4/6	Callot de pisolites						La-Celle-Condé (18) Ferme de Pont-Chauvet
6-1002/3	5 YR 6/8	Callot de pisolites						Le Subdray (18) Carrière du Soubeau
6-1002/5	5 YR 5/4	Pisolites libres						Le Subdray (18) Carrière du Soubeau
6-0825/1	5 YR 5/6	Pisolites libres						Lunery (18) Grotte-minière du Patouillet
6-1002/10	5 YR 5/6	Callot de pisolites						Le Subdray (18) Carrière du Soubeau
7-0621/1	5 YR 5/3	Minerai de fer des marais	4					Sainte-Marthe (27) Les Vallées
7-0620/5	5 YR 5/6	Minerai de fer des marais						Nogent-le-Sec (27) le Haut de la Ville
7-0620/4	5 YR 4/6	Minerai de fer des marais						Saint-Nicolas d'Attez (27) Le Buisson Houdier
7-0620/3	6 YR 5/8	Minerai de fer des marais						Damville (27) Les Minières
7-0621/2	5 YR 4/6	Minerai de fer des marais						La Ferrière-sur-Risle (27) Les Clos
8-0819/2	7,5 YR 5/8	Rognon (Faciès massif)	5					Chargey-les-gray (70) Les Épinottes
7-0615/4	7,5 R 3/8	Amas ferreux					0,14	Bucey-les-Gy (70) Grotte-minière de Champtourneau
7-0615/2	2,5 R 3/4	Amas ferreux					0,41	Bucey-les-Gy (70) Grotte-minière de Champtourneau

Tab. 8.01 : Synthèse des échantillons de minerai ayant fait l'objet d'une analyse chimique et d'une diffractométrie RX – Les échantillons sont triés par grandes régions : (1) bordure nord-est du Bassin parisien, (2) contact Jurassique-Crétacé aux confins de la Lorraine et de la Champagne, (3) bordure sud du Bassin parisien, (4) plateaux crayeux de Normandie de la bordure ouest du Bassin parisien, (5) charnière comprise entre les Rifts rhénan et bressan, et teneur en Fe_2O_3. Les valeurs des analyses sont représentées par des barres de 10 % et sont arrondies au plus proche. Les valeurs inférieures à 5 % sont négligées. Pour le Fe_2O_3 : gœthite (orange), hématite + gœthite (rouge) et le cas échéant, le rapport de répartition gœthite / hématite. PF représente la perte au feu – (JPF, 2011)

Concernant la chimie, les éléments principaux (Fe_2O_3, SiO_2, Al_2O_3 et la perte au feu) représentent plus de 90 %, voire 95 % de la totalité de l'analyse chimique (sur 39 échantillons : médiane à 98,52 %, moyenne à 96,33 %).

Pour l'essentiel, les oxy-hydroxydes de fer dominent largement au point de disqualifier la silice et surtout l'alumine, sauf pour les formations ferrugineuses de la bordure sud du Bassin parisien (fig. 8.01). Cette dernière observation peut être interprétée comme étant le résultat d'une roche-mère de faciès différencié (Triat, 2010) : faciès plus marneux à la bordure sud du bassin, faciès plus "gréseux" à l'est et au nord-est. Lorsque la silice est présente, on observe des rapports de compensation réciproque Fe_2O_3 / SiO_2. L'hématite n'a été observée que dans les faciès très évolués de type cuirasse.

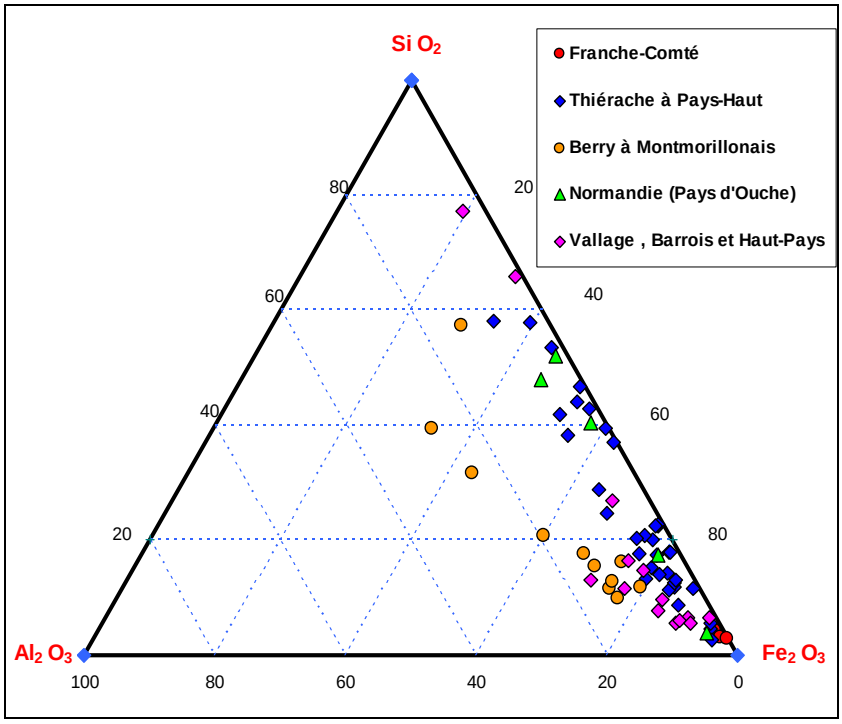


Fig. 8.01 : Graphe ternaire de l'ensemble des échantillons des formations ferrugineuses du Bassin parisien et de la Franche-Comté – (JPF, 2012)

La mise au point d'un indice d'altération (Φ_{JP}), a été réalisée sur 67 analyses récentes de minerai (hors castillard) en notre possession. Cet indice donne le rapport entre les éléments néoformés ou hérités (Fe_2O_3, SiO_2, Al_2O_3) peu altérables et les éléments résiduels alcalins, et serait susceptible de constituer un indicateur d'altération. Il comporte toutefois des restrictions : homogénéité des populations et nombre insuffisant d'échantillons... De même, il convient de reconnaître qu'il n'est sans doute pas probant, lorsqu'on se retrouve en présence d'arrivée tardive et massive de minéraux néoformés comme la calcite par exemple (échantillons 6-0711/7 des minières de Mélaire à Poissons et 6-1002/7 de la carrière de Soubeau au Subdray).

Certains résultats (fig. 3.79) auraient mérité une exploitation statistique plus poussée. Ces derniers concernent les faciès les plus évolués et se répartissent en trois populations distinctes (fig. 8.02) :

(a) (Φ_{JP} de 0,10 à 0,20) Formations très altérées. C'est le cas massivement pour les échantillons de la bordure nord-est du Bassin parisien (Thiérache au Pays-Haut), de la Normandie et de la Franche-Comté.

(b) (Φ_{JP} autour de 0,05) Formations moyennement altérées. On retrouve ici une partie des échantillons de la bordure nord-est du Bassin parisien, ceux du Vallage et de la bordure sud du Bassin parisien (Champagne berrichonne au Montmorillonnais).

(c) (Φ_{JP} autour de 0,02) Hors limites. Il s'agit soit d'échantillons "extérieurs" dont nous ne connaissons pas la description précise du faciès, soit d'échantillons présentant une proportion non négligeable de calcite néoformée (échantillons 6-0711/7 et 6-1002/7 déjà cités).

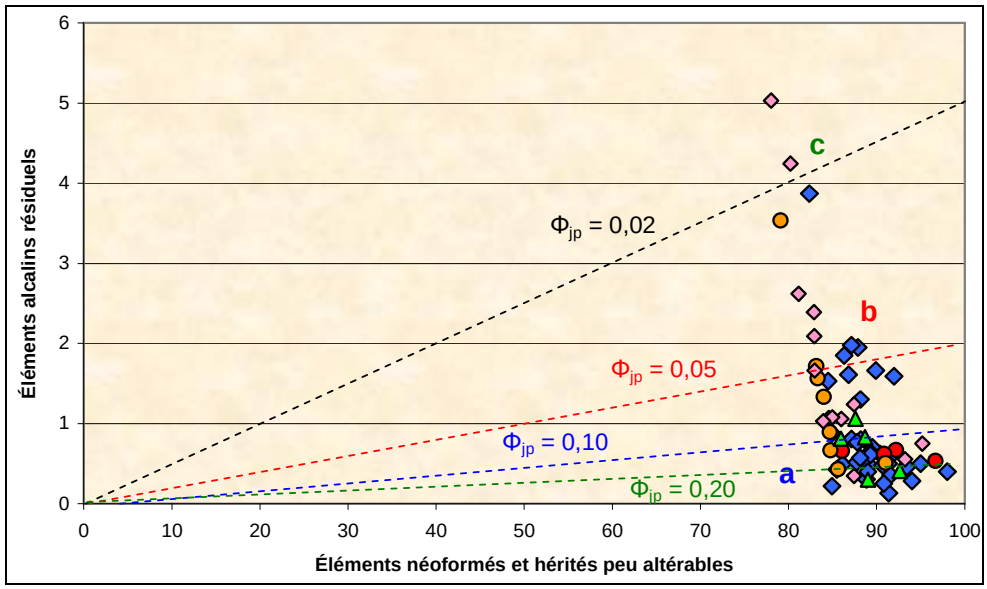
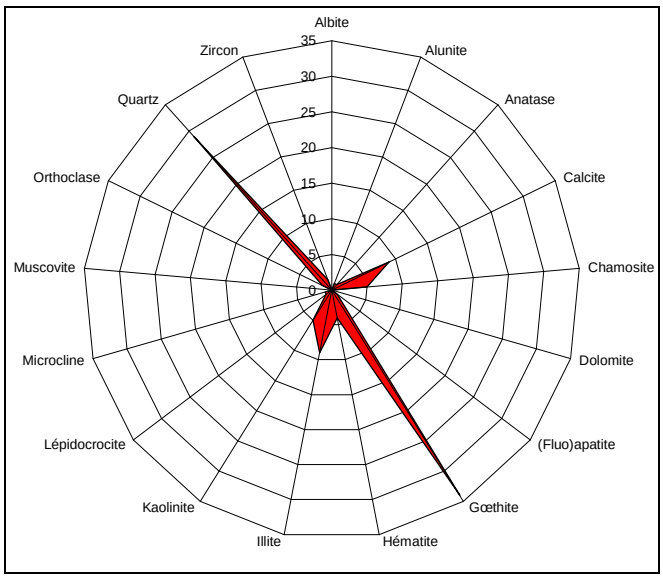


Fig. 8.02 : Indices d'altération et de lessivage de l'ensemble des formations ferrugineuses du Bassin parisien de la Franche-Comté - Les valeurs sont, sur le graphique, croissantes de haut en bas. La légende est celle de la fig. 8.01 – (JPF, 2012).

En terme de minéralogie, sur 50 diffractométrie RX réalisées, la gœthite constitue l'oxyde de fer prépondérant de nombreuses formations. (fig. 8.03 et 8.04). Ce constat rend souvent rédhibitoire le recours à une analyse paléomagnétique (Ricordel, 2007) et limite les perspectives quant au recours à cette méthode pour déterminer le spectre d'âges de ces formations. Le quartz est omniprésent, à quelques exceptions près, dans tous les échantillons (88 %).

Sur les 35 échantillons s'apparentant à des minerais de fer, seuls 4 échantillons (soit 10 %) qui appartiennent à des faciès matures, révèlent de l'hématite (tab. 8.01 et fig. 8.03). Sur les 15 échantillons s'apparentant à des formations argileuses, l'illite domine et est systématiquement associée à la kaolinite. Cette dernière traduit une évolution vers des profils d'altération à fortes hydrolyses (climat à affinités tropicales) ou une évolution plus longue sur un bombement lithosphérique (Wyns *et al*, 2003 ; Wyns, 2010).



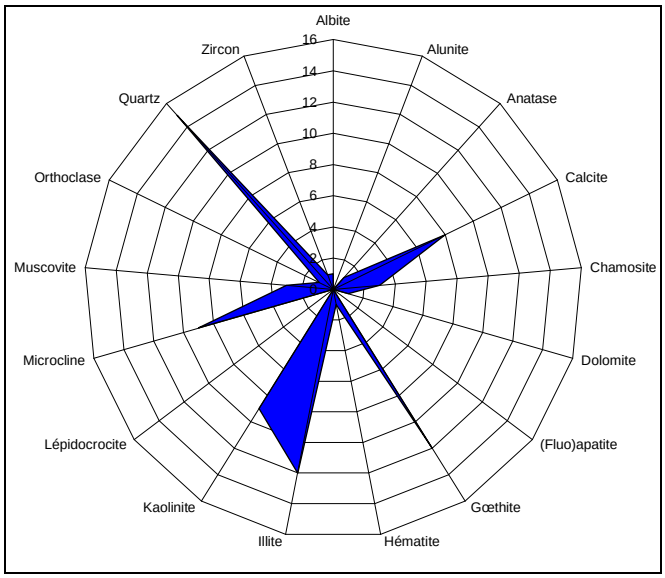


Fig. 8.03 : Répartition minérale des diffractométries des formations ferrugineuses du Bassin parisien et de la Franche-Comté (35 échantillons) – (JPF, 2012)

Fig. 8.04 : Répartition minérale des diffractométries des formations argileuses et sableuses du Bassin parisien et de la Franche-Comté (15 échantillons) – (JPF, 2012)

Les faciès des formations ferrugineuses

À la monotonie chimique et minéralogique s'oppose une très large diversité de faciès, source de nombreux enseignements quant à la genèse et à l'évolution des formations ferrugineuses continentales.

Les formations ferrugineuses continentales actuellement observées résultent pour la plupart d'entre-elles du démantèlement de cuirasses ferrugineuses aujourd'hui disparues, les pisolites représentant le stade ultime du démantèlement. Un gîte mérite une attention particulière : celui de la Borne de Fer à Audun-le-Tiche. Ce gîte est un des seuls en France, à avoir conservé en place, les caractéristiques **d'une cuirasse "vraie"** et ce du stade nodulaire de l'agradation à l'horizon de démantèlement (photos 3.111 à 3.120).

L'examen des faciès en microscopie, au-delà de l'aspect descriptif, est précieux quant à la capacité d'appréhension de la genèse et de l'évolution des formations ferrugineuses. Sur ce dernier point, il est permis de confirmer l'état d'instabilité du faciès de ces formations : on observe les stigmates de remaniements mécaniques et chimiques successifs à un instant "t". Ce constat est particulièrement intéressant dans la définition des minerais de deuxième (ou n^{ième}) génération et il permet de définir trois familles selon le vecteur déterminant de cette évolution :

- **Faciès à remaniement mécanique dominant** et à remaniement chimique réduit. L'exemple le plus représentatif est illustré par les callots de pisolites "régénérés"de Saint-Léomer dans le Montmorillonnais (photo 5.65).

- **Faciès à remaniement chimique dominant voire exclusif**, représenté entre autres par certains faciès de Fer fort du Pays-Haut avec les échantillons 5-0501/5 de Saint-Pancré (photos 3.55 et 3.56) et 5-0501/7 de Villerupt (photo 3.81) où la totalité des minéraux dominants sont néoformés.

- **Faciès alliant à la fois des remaniements mécaniques et chimiques** dans des proportions variables. Les exemples les plus représentatifs sont principalement matérialisés par les callots de pisolites de toutes tailles rencontrés notamment sur les bordures sud du Bassin parisien (Champagne berrichonne et Montmorillonnais). Il en est de même pour le "castillot" ou la "greluche" de la charnière entre les Rifts bressan et rhénan.

De même, certains faciès sont révélateurs, par la présence de grains de quartz roulés dans les traits pédologiques des minerais, d'apports détritiques et par conséquent de paléo-écoulements antérieurs à la consolidation de la formation ferrugineuse.

Cette observation, à l'échelle de l'échantillon, a pu être réalisée à Ménetou-Couture dans le Val de Loire (échantillon 6-1003/1, photo 5.01) à proximité du lit actuel de la Loire ainsi que dans le conglomérat de pisolites de Villécloye dans le Pays-Haut (échantillon 9-0303/1 et 2, photos 3.91 à 3.94).

Les coupes réalisées sur les remplissages en place dans les paléokarsts (bois d'Énelle à Balaives-et-Butz, fig. 3.13 ; bois Nouart à Tailly, fig. 3.29 ; Borne de Fer à Audun-le-Tiche, fig. 3.56 ; les Hautes-minières à Montreuil-sur-Thonnance ; grotte-minière de Chanteloup à Lunery, fig. 5.19 et 5.20 ; grotte-minière des Équevillons à Montcey, fig. 7.19 ; Creux des Morts à Fallon, fig. 7.36) constituent des apports précieux quant à leur genèse et leur évolution.

C'est ainsi qu'à l'échelle de certaines formations observées *in situ*, l'examen attentif des différentes unités des remplissages fait apparaître des bancs généralement subhorizontaux de puissance décimétrique, de faciès et de composition minéralogique nettement différenciés. C'est le cas notamment à la grotte-minière des Équevillons à Montcey, mais surtout à la grotte-minière de Chanteloup à Lunery où sont visibles deux unités très dissemblables (fig. 5.62) qui témoignent d'une pause dans le creusement des vallées et/ou d'une raréfaction des précipitations (périodes froides).

De même, il est possible de mettre en évidence, le caractère aléatoire des processus de remaniement et de comblement des dépressions karstiques. Les sondages pratiqués dans la carrière de Bois Minon à Ménetou-Couture (fig. 5.08) montrent la distribution hétérogène (position, densité) des différents matériaux (argiles, sables, pisolites).

La mobilisation du fer ne requiert pas nécessairement des climats à affinités tropicales : sur des espaces-temps relativement courts (année), des climats à caractère tempéré mais présentant des étés secs alliés à des conditions d'environnement hydrique favorables (hygrométrie saturée du milieu souterrain, par ex.) peuvent conduire à une dissolution et une remobilisation rapide des oxydes de fer. C'est ce qui a pu être observé *in situ* à la rivière souterraine du Failly (fig. 3.85). Dans ce processus, seule une partie du fer est mobilisée et le faciès en résultant présente une hétérogénéité alliant un concrétionnement des oxydes de fer et le faciès initial : c'est aussi le cas de l'échantillon de minerai de Poissons (photo 4.06).

De même, certains faciès portent l'empreinte d'un environnement caractéristique : c'est l'exemple du "fer des marais" des plateaux crayeux de Normandie à l'est du Massif armoricain et dont la genèse, effectuée dans un contexte lacustre ou lagunaire, est révélée par la présence de sphærosidérites (échantillon 7-0612 de La Ferrière-sur-Risle, photos 6.03 et 6.04, fig. 6.18).

Ces conclusions rejoignent celles de Wyns (2002, 2009) et de Ricordel (2007) qui, à une **autre échelle de temps,** insistent sur le rôle des bombements lithosphériques sur les altérations ferralitiques du Crétacé inférieur et du début du Tertiaire

8.2 LES ENSEIGNEMENTS SUR LES PALÉOKARSTS

Les encaissants calcaires du karst

Pour l'essentiel, sur les bordures du Bassin parisien, les sites karstiques avec piégeage de formations ferrugineuses continentales se développent dans les substrats carbonatés suivants (fig. 8.05 et tab. 8.02) :

- sur la bordure nord-est du Bassin parisien, de la Thiérache ardennaise au Pays-Haut, ils se développent dans le Bajocien et le Bathonien ;

- aux confins de la Lorraine et de la Champagne, dans le Barrois et le Vallage, on les trouve dans le Tithonien ;

- sur la bordure sud du Bassin parisien, de la Champagne berrichonne au Montmorillonnais : au fur et à mesure que l'on s'éloigne du Massif central, ils se situent successivement dans les étages bajocien, oxfordien, tithonien et turonien pour les plus éloignés ;

- sur les plateaux crayeux de la bordure ouest du Bassin parisien, dans le Pays d'Ouche et la Plaine de Saint-André, ils se localisent essentiellement dans l'étage turonien ;

- enfin à la charnière comprise entre les Rifts bressan et rhénan, on les observe dans l'étage bajocien sur les plateaux de Vesoul, abstraction faite du site de Beire-le-Châtel (étage turonien), les autres sites sont localisés dans les étages bajocien à tithonien.

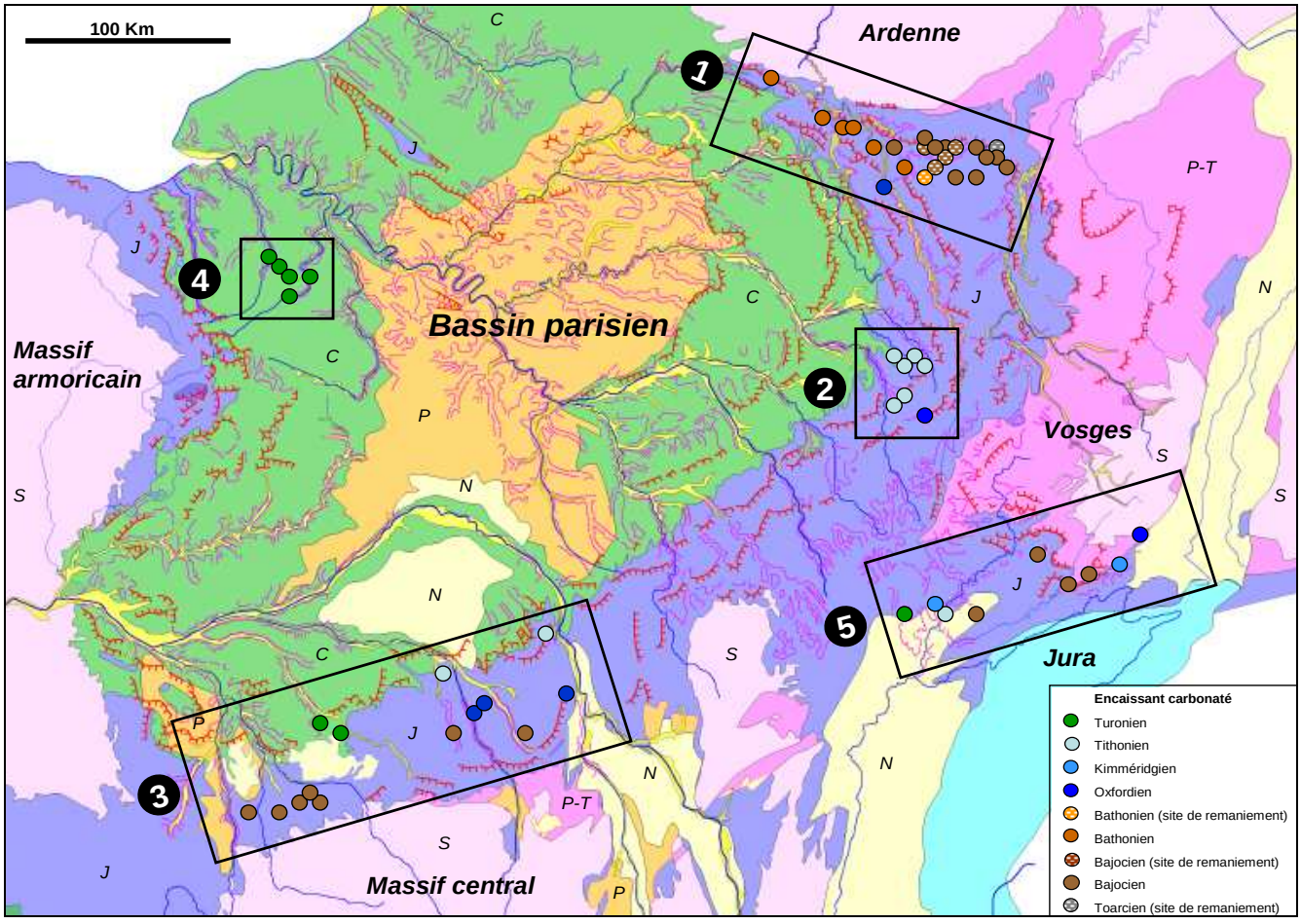


Fig. 8.05 : Localisation des sites avec différenciation de l'encaissant carbonaté par étage géologique – Régions : (1) bordure nord-est du Bassin parisien, (2) contact Jurrassique-Crétacé aux confins de la Lorraine et de la Champagne, (3) bordure sud du Bassin parisien, (4) plateaux crayeux de Normandie de la bordure ouest du Bassin parisien, (5) charnière comprise entre les Rifts rhénan et bressan (JPF, 2012)

Réf. Site	Commune	Lieu-dit	Dpt	Etage	Formation	Racine karst Prof. (m)	Remplissage			Jurassique														Crétacé																Observations
							Sidérolithique I	Sidérolithique II	Sidérolithique III	Pliensbachien	Toarcien	Aalénien	Bajocien	Bathonien	Callovien	Oxfordien	Kimméridgien	Tithonien	Berriasien	Valanginien	Hauterivien	Barrémien	Aptien	Albien	Cénomanien	Turonien	Coniacien	Santonien	Campanien	Maastrichien										
1	Bucilly	Gîte de la Butte au Genet	02	Bathonien moyen	Calcaires blancs	15																																		
2	Neuville-les-This	Minières du bois des Ivis	08	Bathonien moyen	Calcaires blancs	10																																		
3	Balaives-et-Butz	Minières du bois d'Énelle	08	Bajocien / Bathonien inférieur	Calcaires à lumachelles et à débris / Oolithe miliaire	50																																		
4	Sapogne-et-Feuchères	Gîte de la Côte des Vignes	08	Bathonien inférieur	Oolithe miliaire	-																																		
5	Haraucourt	Minières du bois l'Agace	08	Bathonien inférieur / moyen	Oolithe miliaire / Calcaires subcrayeux et pseudo-oolithiques	25																																		
6	Amblimont	Gîte de la Truche	08	Bajocien	Calcaires à polypiers / Oolithe de Doncourt	-																																		
7	Stenay	Minières de la ferme d'Heurtebise	55	Bathonien	Dalle d'Étain	10																																		
8	Tailly	Gîte du bois Nouart	08	Oxfordien moyen	Calcaires à *Astartes* "argovo-rauraciens"	15																																		Sables wealdiens
9	Signy-Montlibert	Minières de Signy-Montlibert	08	Bajocien inférieur / moyen	Calcaires à polypiers / Oolithe de Doncourt	20																																		
10a	Verneuil-Grand	Site du Haut des Essarts	55	Bajocien inférieur	Calcaires à polypiers	-																																		
10b	Thonne-la-Long	Site de la Redoute	55	Pliensbachien	Macigno d'Aubange et Grès médioliasiques	-																																		Site de remaniement ?
11	Saint-Pancré	Minières de Saint-Pancré	54	Bajocien moyen et supérieur	Calcaires à polypiers / Oolithes de Doncourt et de Jaumont	25																																		
12	Allondrelle-la-Malmaison	Minières d'Allondrelle-la-Malmaison	54	Bajocien supérieur	Oolithe de Jaumont	15																																		
13	Pierrepont	Site de la Caüatte	54	Bajocien moyen et supérieur	Calcaires à polypiers / Oolithes de Doncourt et de Jaumont	-																																		
14	Mercy-le-Bas	Site de la Couleuvre	54	Bajocien moyen et supérieur	Calcaires à polypiers / Oolithes de Doncourt et de Jaumont	-																																		
15	Hussigny-Godbrange	Les Minières	54	Bajocien inférieur et moyen	Calcaires à polypiers	15																																		
16	Audun-le-Tiche	Minières de la Borne de Fer	57	Bajocien inférieur et moyen	Calcaires à polypiers	35																																		
17	Villerupt	Minières du bois de Butte	54	Bajocien inférieur et moyen	Calcaires à polypiers	25																																		
18	Volmerange-les-Mines	Carrière de Reserveviertel	57	Bajocien supérieur	Oolithe de Jaumont	25																																		
19	Villécloye	Les Minières	55	Bajocien inférieur	Calcaires à polypiers	-																																		Site de remaniement
20	Saint-Laurent-sur-Othain	Sites de l'interfluve Othain-Loison	55	Bathonien / Callovien	Dalle d'Étain	20																																		Site de remaniement
21	Charency-Vézin	Méandre abandonné de la Chiers	54	Bajocien inférieur	Oolithes de Doncourt et de Jaumont	-																																		Site de remaniement
21	Viviers-sur-Chiers	Gouffre-minière du Haut-de-Sery	54	Bajocien supérieur	Oolithe de Doncourt	15																																		Site de remaniement
23	Viviers-sur-Chiers	Paléo-terrasse de Braumont	54	Bajocien supérieur	Oolithe de Jaumont	-																																		Site de remaniement
24	Russange	Site de Godewiese	57	Toarcien	Schistes-cartons	-																																		Site de remaniement
1	Poissons	Minières du Laiçon et de Mélaire	52	Tithonien	Calcaires tachetés, Oolithe de Bure	50																																		
2	Montreuil-sur-Thonnance	Les Hautes-Minières	52	Tithonien	Calcaires tachetés, Oolithe de Bure	15																																		
3	Morley	Minières du bois des Minières	55	Tithonien	Calcaires du Barrois, Oolithe de Bure	15																																		
4	Montiers-sur-Saulx	Sites du Charmoi et du Jardinot	55	Tithonien	Calcaires du Barrois, Oolithe de Bure	5																																		
5	Biencourt-sur-Orge	Minières du bois Foucherotte	55	Tithonien	Calcaires du Barrois, Oolithe de Bure	15																																		
6	Tréveray	Minières du bois de Tréveray	55	Tithonien	Calcaires du Barrois, Oolithe de Bure	15																																		
7	Orquevaux	Minières de l'Épinotte	52	Oxfordien moyen	Calcaires coralliens "argovo-rauraciens"	5																																		
1	Ménetou-Cuture	Carrière du bois Minon	18	Oxfordien supérieur	Calcaires lités inférieurs	15																																		
2	Crézancy-en-Sancerre	Site du Buisson des Noirs	18	Tithonien	Calcaires de Saint-Martin d'Auxigny	-																																		Formation continentale
3	Lunery	Sites de Rozières et environs	18	Oxfordien supérieur	Calcaires lités inférieurs	20																																		
4	Le Subdray	Carrière du Subeau	18	Oxfordien supérieur	Calcaires de Morthomiers	30																																		
5	La Celle-Condé	Minière de Pont-Chauvet	18	Bathonien sup. / Callovien inf.	Calcaires oolithiques / Calcaires bioclastiques	10																																		
6	Meillant	Cuirasse du bois de Meillant	18	Bathonien sup. / Callovien inf.	Calcaires oolithiques / Calcaires bioclastiques	10																																		
7	Massay	Sites de la Chaumette et des Sentiers	18	Tithonien	Calcaires grèseux ou Calcaires de Graçay	-																																		Formation continentale
8	Mézières-en-Brenne	Cuirasse de la maison Neuve	37	Turonien	Tuffeau blanc	-																																		Formation continentale
9	Vendœuvres	Grès ferrugineux de Sainte-Thérèse	37	Turonien	Grès de Vierzon	-																																		Formation continentale
10	Saint-Léomer	Minières des Chaumettes	86	Bajocien	Calcaires dolomitiques	15																																		
11	Thollet	Doline ennoyée des Fosses	86	Bajocien	Calcaires dolomitiques	5																																		
12	La Trimouille	Doline de la Clairaudie	86	Bajocien	Calcaires dolomitiques	5																																		
12	Sillars	Carrière des Ajoncs de Siouvre	86	Bajocien	Calcaires dolomitiques	5																																		
13	Verrières	Minières de la Pouge	86	Bajocien	Calcaires dolomitiques	10																																		
1	La Ferrière-sur-Risle	Minières du Clos	27	Turonien	Craie gris-blanchâtre	10																																		
2	Sainte-Marthe	Minières des Vallées	27	Turonien	Craie gris-blanchâtre	15																																		
3	Damville	Minières du bois des Minières	27	Turonien	Craie gris-blanchâtre	15																																		
4	Nogent-le-Sec	Minières du Haut de la Ville	27	Turonien	Craie gris-blanchâtre	5																																		
5	Saint-Nicolas d'Attez	Minières du Buisson Houdier	27	Turonien	Craie gris-blanchâtre	10																																		
1	Chargey-les-Gray	Minières des Épinottes	70	Kimméridgien	Calcaires graveleux et Calcaires oolithiques	10																																		
2	Gray	Minières de la Corne St-Adrien	70	Tithonien	Calcaires à tubulures	10																																		
3	Beire-le-Châtel	Minières du Grand Raroy	21	Turonien	Craie à *Globotruncana* et Calcaires crayeux	10																																		
4	Montcey	Grotte-minière des Équevillons	70	Bajocien inférieur	Calcaires à entroques	25																																		
5	Bucey-les-Gy	Grotte-minière de Champtourneau	70	Bathonien	Calcaires de la citadelle de Besançon	20																																		
6	Équenigue	Minières du Coteau	90	Oxfordien	Calcaires à polypiers et Grande Oolithe	80																																		
7	Bethoncourt	Minières du bois de la Brusse	25	Kimméridgien	Calcaires de Besançon et Calcaires des Gorges de Noailles	20																																		
8	Fallon	Minières du bois de la Côte	25	Bajocien	Calcaires oolithiques	25																																		
9	Romain	Carrière Voye de Lisle	25	Bajocien	Calcaires sublithographiques	15																																		

Tab. 8.02 : Tableau de synthèse des encaissants carbonatés des sites. Les sites sont triés par le n° de référence à l'intérieur de chacune des régions étudiées : (1) bordure nord-est du Bassin parisien, (2) contact Jurassique-Crétacé aux confins de la Lorraine et de la Champagne, (3) bordure sud du Bassin parisien, (4) plateaux crayeux de Normandie de la bordure ouest du Bassin parisien, (5) charnière comprise entre les Rifts rhénan et bressan – (JPF, 2012)

Corrélation fracturation et karstogenèse

La mise en évidence de la corrélation entre la fracturation et la karstogenèse a pu être vérifiée sur de nombreux sites notamment :

- dans le Pays-Haut, à Saint-Pancré (fig. 3.80) et à la Borne de Fer (fig. 3.81) où se détache nettement une orientation NE-SW qui serait représentative de la dynamique d'extension de la plateforme européenne au Crétacé (Quiniff *et al*, 2012) ;

- sur les plateaux crayeux de Normandie (fig. 6.18) où l'on observe une orientation quasi-systématique de la fracturation N.NW-S.SE ;

- sur les plateaux de Vesoul et dans les Collines où une orientation préférentielle commune de direction N-S est constatée entre le réseau de failles et les galeries des cavités (fig. 7.45 et 7.46).

Les types de paléokarsts et de gîtes

Pour l'essentiel, les paléokarst rencontrés sont de type (fig. 1.15) superficiel (dolines de faibles profondeur) et primaire (amplitude importante avec puits) où dominent les dépôts remaniés.

Seuls les paléokarsts de Saint-Pancré et de la Borne de Fer dans le Pays-Haut (cuirasses *in situ*) semblent devoir être considérés comme secondaires et correspondent à des dissolutions sous couverture.

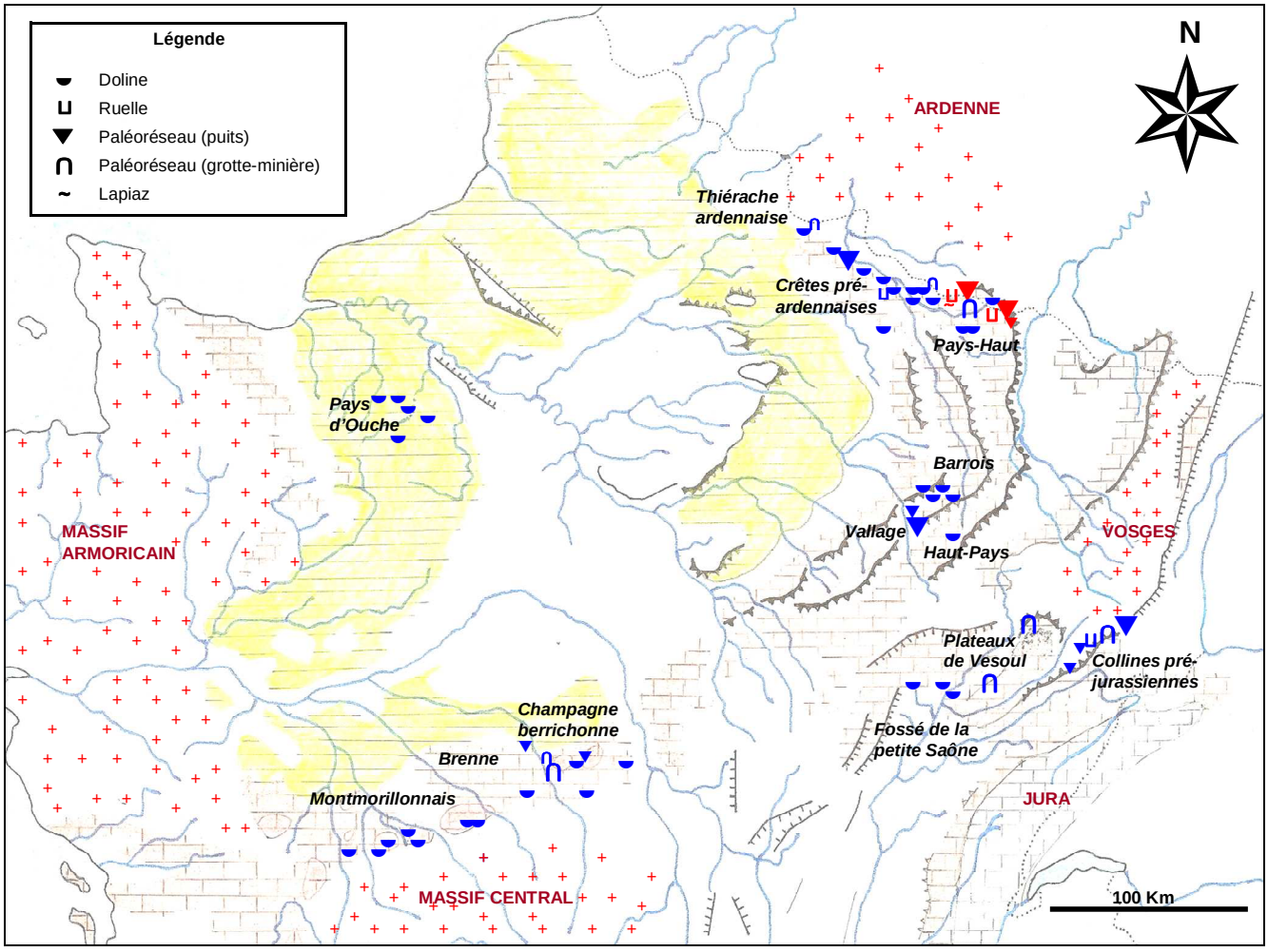


Fig. 8.06 : Carte des gîtes à ferricrètes dans leur contexte karstique – La taille des figurés est proportionnelle à l'amplitude du modelé karstique. En rouge : paléokarsts secondaires. En bleu : paléokarsts superficiels ou précoces et primaires (JPF, 2012)

Concernant la relation entre gîtologie et les paléokarsts, il apparaît que l'on se limite aux types suivants (Nicod, 1996, fig. 1.16) :

- Gîtes d'altération avec les cuirasses de Saint-Pancré et de la Borne de Fer (Pays-Haut), les cuirasses de Brenne, les altérations des formations crétacées de Massay (Boischaut Nord) et de Crézancy-en-Sancerre (Val de Loire) et le minerai de fer du Pays d'Ouche ;

- Gîtes d'altération et de transfert avec les sites des Crêtes pré-ardennaises, du Pays-Haut (hors Saint-Pancré et Borne de Fer), du Haut-Pays, de la Champagne berrichonne, du Mont-morillonnais, du fossé de la Petite Saône, des plateaux de Vesoul et des Collines pré-jurassiennes ;

- Gîtes de remaniement de minerai sédimentaire avec le fer géodique du Barrois et du Vallage.

Dans le Bassin parisien et ses bordures, aucun gîte de type hydrothermal, phréatique ou de migration des solutions minéralisantes, n'a été observé.

Le rôle fondamental du karst sur l'évolution des formations ferrugineuses

L'un des enseignements des études réalisées nous conduit à affirmer que les remplissages karstiques ne sont pas des milieux figés : ils évoluent en fonction des apports hydriques contrôlés par le climat et la compétence des écoulements favorisés par l'abaissement du niveau de base. **Le karst est un générateur de faciès spécifiques et un accélérateur des processus de remaniement chimique et mécanique.**

Ceci a été particulièrement mis en évidence dans les grottes-minières de Chanteloup et du Patouillet à Lunery (Champagne berrichonne). On assiste en effet, à une transformation du plasma du "castillard" qui s'opère de haut en bas, corrélativement à l'encaissement de la vallée du Cher. Les observations microscopiques des lames minces des différents échantillons, positionnés sur la totalité de la séquence du remplissage, montrent un processus où l'argile initiale a été progressivement lessivée par les circulations hydriques rendues possibles par l'abaissement du niveau de base et par une karstification de l'encaissement. De manière concomitante, les vides générés par ce lessivage ont été comblés par des cristaux de calcite. Il est mis en évidence une substitution progressive, de haut en bas, de l'argile initiale par de la calcite néoformée (fig. 5.62).

Il en est de même dans le Vallage où des faciès hétérogènes mettent en évidence une évolution complexe des faciès avec des processus répétitifs de dissolution et de précipitation des oxydes de fer, favorisés par la configuration du karst. C'est ainsi, que le milieu spécifique au karst (hygrométrie à 100 %, constance des températures, régime hydrologique avec des séquences d'interruption longue) peut contribuer à permettre une plus grande efficacité de ces processus (dissolution / précipitation) que celle du milieu de surface ou de subsurface. C'est ce qui a été montré à la rivière souterraine du Failly.

Profondeur du karst et degré d'altération

On peut lier dans une certaine mesure l'altitude et la profondeur des karsts avec le degré d'altération : les faciès massifs à forte teneur en Fe_2O_3 (cuirasse, amas ferrugineux…) sont plutôt la caractéristique des karsts profonds développés à proximité du rebord des plateaux les plus élevés (altitude entre 300 et 400 m). C'est le cas des sites de Balaives-et-Butz, Saint-Pancré, Borne de Fer, de Volmerange dans le nord-est du Bassin parisien (fig. 3.84 et tab. 3.40) et sur les plateaux de Vesoul (grotte-minière de Champtourneau à Bucey-lès-Gy sur les plateaux de Vesoul).

La distribution des faciès ferrugineux (grès et faciès massifs) peut être interprétée comme étant un indicateur de reconstitution de la paléogéographie : c'est ce qui est proposé pour le glacis de la bordure sud de l'Ardenne où ont pu être mises en évidence les zones déprimées et surélevées ainsi que les lobes fluviatiles supposés (fig. 3.86).

8.3 LES APPORTS À LA CONNAISSANCE DE L'ÉVOLUTION GÉOLOGIQUE ET GÉOMORPHOLOGIQUE

Les éléments de datation

L'âge des formations reste un problème délicat, même si au cours de la décennie, plusieurs datations absolues ont pu être réalisées par paléomagnétisme notamment à la Borne de Fer dans le Pays-Haut (Théveniaut *et al.*, 2002) et sur les altérites ferrifères des marges nord du Massif central (Ricordel, 2007 ; Thiry *et al.*, 2011). Ces datations par paléomagnétisme, relativement homogènes, donnent des âges compris entre le Jurassique supérieur et le Crétacé inférieur (115-140 Ma).

En dehors des datations absolues, seuls les gîtes dont les remplissages sont scellés par des dépôts clairement identifiés peuvent être évalués en terme de datation relative, mais sur un intervalle de temps parfois très long. C'est le cas à la grotte-minière de Chanteloup où la formation ferrugineuse piégée dans les vides des calcaires oxfordiens est scellée par les calcaires lacustres du Berry (Ludien à Stampien). De même, il convient de pouvoir isoler dans la formation, l'âge des ferruginisations proprement dites (pisolites par ex.) de l'âge du plasma de cohésion.

Nous l'avons démontré pour le "castillard" de la grotte-minière de Chanteloup (Champagne berrichonne), avec le processus d'évolution du remplissage (substitution argile/calcite), mais il est possible d'établir un parallèle avec le plasma du "castillot" du fossé de la petite Saône.

D'une manière synthétique, il semble que l'on puisse rattacher les paléoaltérations ferrugineuses initiales aux deux grandes périodes d'altération ferralitique définie par Quesnel (2003c) : le « Sidérolitique classique » ou Sidérolithique II daté du début du Tertiaire et antérieurement le Sidérolithique I au début du Crétacé.

Au premier, il est possible de rattacher la cuirasse ferrugineuse de Brenne sur les sables paléogènes, les dépôts du Pays des Tilles sur la Craie, les minerais pisolitiques de la Champagne berrichonne et du Montmorillonnais et ceux des Collines pré-jurassiennes.

Au second, nous rattacherons les dépôts ferrugineux initiaux développés sur les calcaires jurassiques :

- Concernant la bordure nord-est du Bassin parisien, de nombreux arguments font remonter les premières ferruginisations à un âge wealdien. Tout d'abord, la datation absolue de la Borne de Fer à 120 M a (Théveniaut *et al.*, 2002) situe la ferricrète au Barrémien. Elle fournit également une présomption d'âge wealdien aux autres dépôts ferrugineux du Pays-Haut et de la Thiérache, notamment à Saint-Pancré, où une cuirasse existait avant son démantèlement par les mineurs du XIXème siècle (Jacquot, 1849, 1854). Cette hypothèse est conforme, ensuite, à la localisation de ces dépôts ferrugineux sur la surface infra-crétacée (Quesnel, 2003c ; Le Roux et Harmand, 2003) jalonnée, comme dans la région de Renwez ou à Tailly par des sables et éléments grossiers rapportés au Wealdien (Harmand, 2004), ou / et de sables albiens. En outre, l'identification d'un fantôme d'un fossile marqueur de *Clypeina*, dans de nombreux échantillons du Pays-Haut (conservé grâce à un processus d'épigénisation par les oxydes de fer), permet d'envisager un milieu lagunaire, comparable à celui qui a probablement existé à la fin du Jurassique. Enfin, la direction préférentielle de la fracturation NE-SW constatée à Saint-Pancré (Quinif *et al.*, 2012), pourrait être contemporaine de l'extension de la plateforme européenne au début du Crétacé (voir ci-dessus).

  La présence de restes épars de quartzites pédogénétiques de type « Pierre de Stonne » à Saint-Pancré ne remet pas en cause la datation présumée wealdienne de l'altération initiale des dépôts de la bordure nord du Bassin parisien. Les deux surfaces, infra-crétacée et paléogène, se sont recoupées sur un angle très faible, comme le montre la carte géologique de France au sud-ouest de l'Ardenne.

Ainsi, dans les régions d'Hirson ou de Renwez, la surface qui tronque les formations jurassiques ou le socle ardennais, est jalonnée à la fois de vestiges du Crétacé et de début du Tertiaire.

- Pour le contact Jurassique-Crétacé des confins de la Lorraine et de la Champagne, la même conclusion s'impose. D'une part, les formes de surface du paléokarst, et notamment les puits de Poissons fossilisés à l'origine par des dépôts ferrugineux, se trouvent au contact des formations néocomiennes qu'elles piègent quelquefois, comme à Poissons. D'autre part, les dépôts ferrugineux qui existent également plus au sud sur les plateaux calcaires du Haut-Pays (minières de l'Épinotte à Orquevaux) s'inscrivent sur la surface infra-crétacée (Le Roux et Harmand, 2003).

Ainsi, les paléokarsts à remplissages ferrugineux initiaux de l'Est du Bassin parisien, du Barrois au Pays-Haut et à la Thiérache, fournissent dans les trois grandes formations calcaires (Dogger, Oxfordien, Tithonien) les points de contrôle à la reconstitution de la paléosurface infra-crétacée, et montrent si besoin est que l'altération ferralitique wealdienne s'est effectuée aux dépens de formations mésozoïques déjà relevées sur la bordure nord-est du Bassin parisien (flexure ardennaise, Le Roux, 1980).

- Sur la bordure sud du Bassin parisien et sur les Plateaux de Haute-Saône, plusieurs arguments nous incitent à considérer que ces régions ont subi une paléoaltération au début du Crétacé en dépit de l'absence de cuirasse ferrugineuse *in situ* ou de puits karstiques de plusieurs dizaines de mètres de profondeur.

D'une part, le minerai de fer de la grotte-minière de Champtourneau de Bucey-lès-Gy (plateaux de Vesoul) est comparable chimiquement et minéralogiquement à la "Mine en clous" du bois d'Énelle à Balaives-et-Butz (Crêtes pré-ardennaises) dont l'évolution s'est effectuée dans un karst profond à contrebas d'une paléosurface wealdienne. D'autre part, la proximité des paléokarsts suisses à faune datée du Crétacé inférieur (Mojon, 2005, *in* Ricordel, 2007), les lacunes fréquentes du Crétacé inférieur des plateaux de Haute Saône, la présence de dépôts ferrugineux dans le Valanginien du haut Jura attestant une altération continentale en bordure de la mer jurassienne du Néocomien. Enfin, les régions situées au contact *(sensu lato)* des socles du Massif central, du Morvan, des Vosges et de l'Ardenne et des plateaux de calcaires jurassiques du Bassin parisien renferment respectivement des altérites datées du Crétacé inférieur et ont été tronquées par une surface d'érosion jalonnée par des paléokarsts à remplissages ferrugineux et par une ferricrète datée à 120 M a à la Borne de fer, dans le Pays-Haut.

Les dépôts ferrugineux de la bordure sud du Bassin parisien, du Seuil de Bourgogne, des Plateaux de Haute Saône, du Barrois, du Pays-Haut et de la Thiérache forment « un arc wealdien » correspondant aux bordures soulevées et tronquées par une surface d'érosion continentale, cuirassée et karstifiée au début du Crétacé.

Ainsi, sur les bordures du Bassin parisien et en Franche Comté, les paléoaltérations initiales se rattachent très probablement à la grande période d'altération du début du Crétacé mise en évidence dans de nombreuses régions d'Europe occidentale.

Les témoins ferrugineux fourniront alors les éléments riches en fer, ultérieurement concentrés dans les cavités du paléokarsts et dans les fonds de vallée ("castillot" de Haute Saône). Ces derniers constituent le « Sidérolithique III ». Ces dépôts remaniés tout au long du Cénozoïque dans des régions qui n'ont pas toujours été soumises à une même évolution géologique correspondent à des minerais présentant une très large diversité de faciès.

Certaines ferruginisations remontent au Néogène. C'est le cas des formations des plateaux crayeux de l'ouest du Bassin parisien, où la genèse du karst est consécutive au soulèvement de la surface paléogène. De ce fait, les profils d'altération dans lesquels se sont formés les minerais récoltés ont un âge anté-stampien à quaternaire. De même, les brèches à pisolites des Collines pré-jurassiennes sont contemporaines des calcaires tertiaires constitutifs (brèches conglomératiques d'Éguenigue et Béthoncourt).

D'autres ferruginisations sont d'âge quaternaire et ont été datées par la faune. Concernant les minerais du fossé de la petite Saône, si les pisolites peuvent être à l'origine wealdiens, le minerai actuel (castillot) ne s'est consolidé que plus tardivement, au Pléistocène puisqu'une faune « villafranchienne » a été trouvée dans les remplissages *(Mastodon arvernensis* et *Mastodon borsoni*). De même, les remplissages ferrugineux des puits de Poissons à faune pléistocène (*Cervus elaphus, Bos Taurus, Elepha prigemius* et *Equus caballus*) pourraient également avoir été remaniés au Quaternaire.

Les résultats de cette étude montrent également que de nombreux dépôts ferrugineux se trouvent dans des cavités karstiques ou sur des terrasses alluviales en bordure de vallées encaissées, ce qui permet, en outre, de suivre les remaniements des formations ferrugineuses au cours de l'encaissement des vallées au Quaternaire.

Il est possible ainsi de montrer trois grands types de générations de dépôts remaniés :

- Les dépôts du gouffre-minière du Haut des Scieries de Viviers-sur-Chiers (Pays-Haut), ceux de la grotte des Équevillons (plateaux de Vesoul) ou de Fallon (Collines pré-jurassiennes) situés sous la surface du plateau du Dogger (entre 10 et 30 mètres) coïncident avec des vallées encaissées dans les massifs calcaires. Leur faciès, par ailleurs, présentent certaines analogies illustrant un remaniement "tardif" : micropisolites retouchés au gouffre-minière du Haut des Scieries, granules pour la "greluche" de la grotte-minières des Équevillons ou des cavités de Fallon.

- La grotte-minière de Chanteloup (fig. 5.63) située sous les alluvions de la vallée du Cher, datées vers 1 Ma (Voinchet *et al*., 2007). De même que les alluvions à galets ferrugineux du méandre fossile de Charency-Vezin perché à environ 100 m au-dessus de la Chiers semblent correspondre à des vallées du Quaternaire ancien, dont la profondeur atteint approximativement la moitié de l'encaissement actuel.

- Enfin, les dépôts de castillot de Haute Saône ou des conglomérats ferrugineux de la terrasse dégradée de Villécloye correspondent à une paléovallée fortement encaissée dans les calcaires jurassiques.

Il est à noter que le creusement des vallées est diachrone, puisque le castillot correspond à un creusement maximal de la vallée de la Saône à Gray atteint au début du Quaternaire ancien (fig. 7.43). Cette corrélation est également mise en évidence au gouffre-minière du Haut-des-Scieries à Viviers-sur-Chiers et à la grotte-minière de Chanteloup à Lunery (fig. 7.43).

8.4 CONCLUSION GÉNÉRALE ET PERSPECTIVES

Au terme de cette étude, il convient de souligner une dernière fois l'originalité de ces paléokarsts qui ont servi de réceptacles à des indurations ferrugineuses élaborées *in situ* ou remaniées, et de dégager les apports ou confirmations quant à la nature et à la genèse des gîtes ferrugineux karstiques :

Le Bassin parisien recèle sur ses bordures de nombreux paléokarsts dont les encaissants carbonatés s'échelonnent du Dogger au Crétacé supérieur. Ces karsts constituent un amplificateur des processus de remaniement mécanique et chimique, et sont également susceptibles de générer des faciès spécifiques à ce milieu (castillot).

L'influence des bombements lithosphériques est déterminante dans la genèse et l'évolution des indurations ferrugineuses karstiques. L'amplitude des soulèvements ou des paléo-reliefs peut être un facteur constitutif de l'élaboration des faciès.

En fait, les formations ferrugineuses sont soumises de manière continue ou discontinue à des processus d'évolution chimique, susceptibles de générer des phases de substitution et de néoformation plus ou moins complètes : minerai de "2ème génération", processus de substitution argile/calcite, épigénisation de fossiles utilisables comme marqueurs (*Clypeina*). De même, les éléments des remplissages karstiques (éléments ferrugineux et autres), pour interdépendants qu'ils soient, possèdent des âges différenciés et n'évoluent pas de manière identique. L'intensité de l'altération – mesurable (indice Φ_{JP}) – est importante sous des climats à affinités tropicales. Toutefois, notre étude révèle que les formations ferrugineuses continentales peuvent s'élaborer sous des climats tempérés et les conditions "climatiques" spécifiques au milieu souterrain, peuvent, dans certaines conditions, faciliter la mobilisation des minéraux. La signature chimique peut constituer un paramètre de détermination de la nature de la roche-mère et de l'étendue des paléo-aires géologiques.

Les dépôts ferrugineux conservés dans les vides du karst et la karstogenèse sont des éléments susceptibles de concourir à la reconstitution des paléosurfaces.

Les résultats ont été acquis au prix d'un important recours à la mesure et à la caractérisation du karst et des indurations ferrugineuses. Certes, les nombreuses techniques mises en œuvre, tant sur le terrain qu'en laboratoire, imposent des limites technologiques et des contraintes méthodologiques certaines. Mais leur développement croissant laisse augurer une approche plus précise des processus complexes qui régissent ce milieu géographique particulier. Ces investigations ciblées pourraient être transposées sur d'autres paléokarsts contenant d'autres types de ressources minérales et dans des contextes géologiques et géomorphologiques différents. Des perspectives de transposition sur des domaines connexes sont d'ores et déjà envisagées voire engagées :

- Le projet de recherche européen pluridisciplinaire, initié par Denis Morin (archéologue minier), autour des mines antiques du plateau du Laurion (Grèce) où pourront être mise en œuvre les techniques et interprétations développées dans cette étude, avec pour tâches en perspective : la caractérisation, la genèse et l'évolution des minerais dans un contexte de mines polymétalliques ainsi que les implications géomorphologiques et géologiques (encaissant carbonaté).

- L'Europe occidentale présente une extrême richesse dans la variété des gisements karstiques. C'est le cas notamment au sud de l'Allemagne, du Jura souabe qui présente à la fois des paléoaltérations et de hauts plateaux karstifiés et qui mériterait des investigations comparables.

- Les conclusions de cette recherche sont intégrées dans les rapports du projet ANDRA consacré à la « Géoarchéologie des paysages » sous la direction de Jacques Brulhet et qui réunit 3 chercheurs du CERPA. Cette étude intitulée « Mémoire des centres de stockage des déchets radioactifs pour les générations futures » implique, comme analogie aux paysages du Futur (jusqu'à 500 ka After Present) entre autres, une référence comparative avec les paléosites miniers étudiés dans cette thèse.

Conclure est un tel penchant de l'esprit humain, qu'il n'a pas la patience de rassembler, tout ce qui serait nécessaire pour en tirer des conclusions légitimes ; souvent même, il se hâte d'autant plus, que l'importance des objets devrait seule lui interdire la précipitation.

DELUC J-A (1810)

Traité élémentaire de géologie/ Discours préliminaire, page 1

Abstract

That’s on the board of the Parisian Basin and its surrounding, and more particularly on the Jurassic as well as the cretaceous subterrane, we can find some paleokarsts fossilized.

More of 60 underground or aerial sites have been studied in the South of the Ardenne, from the Thiérache ardennaise to the Pays-Haut ; on the contact of the Jurassic-Cretaceous to the limits of the Lorraine and the Champagne (Vallage, Barrois and Haut-Pays) ; to the North of the Massif Central, from the Champagne berrichonne to the Montmorillonnais ; on the chalky trays of Normandy (Pays d’Ouche, Plaine de Saint-André) ; at the hinge between bressan and rhenan Graben (fossé de la petite Saône, Plateaux de Vesoul, Collines pré-jurassiennes).

Analyses made on 250 samples (macroscopic and microscopic analysis, granulometry and morphoscopy, mineralogical and chemical analyses), have shown that these iron cementation present facies extremely varied on both structure and size. These facies can result, either in a dominant mechanical revision, or in a chemical revision dominating perhaps exclusive, or in allying both chemical or mechanical reworking.

The stemming ferruginous deposits coming from the ferricrusts generated during the periods of ferralitic alteration having affected the Western Europe between the inferior Cretaceous and the beginning of the Tertiary, have evolved according to the collection of valleys during the Plio-Quaternary. Consequently the karst is generator of specific facies and contributes to amplify chemical or mechanical revision processes.

Key-words : Alteration, caving, ferricrust, ferruginous cuirasse, iron deposits, iron cementation, karst, paléokarst, pisolith, siderolitic – Ardenne, Barrois, Bassin parisien, Brenne, Champagne berrichonne, Collines pré-jurasiennes, côte du Dogger, Crêtes pré-ardennaises fossé de la petite Saône, Haut-Pays, Montmorillonnais, Pays d’Ouche, Pays-Haut, Plaine de Saint-André, plateaux de Vesoul, Thiérache ardennaise, Vallage.

Résumé

Sur les bordures du Bassin parisien et leurs périphéries, plus particulièrement sur les substrats jurassiques et crétacés, on trouve des paléokarsts fossilisés par des dépôts ferrugineux.

Plus de 60 sites aériens ou souterrains ont été étudiés au Sud de l'Ardenne, de la Thiérache ardennaise au Pays-Haut ; sur le contact Jurassique-Crétacé aux confins de la Lorraine et de la Champagne (Vallage, Barrois et Haut-Pays) ; au Nord du Massif Central, de la Champagne berrichonne au Montmorillonnais ; sur les plateaux crayeux de Normandie, du Pays d'Ouche et de la Plaine de Saint-André ; à la charnière entre Rifts bressan et rhénan (fossé de la petite Saône, plateaux de Vesoul, Collines pré-jurassiennes).

Les analyses de près de 250 échantillons (macroscopie et microscopie, granulométrie et morphoscopie, analyses chimiques et minéralogiques), ont montré que ces ferricrètes présentent des faciès extrêmement variés tant sur le plan de la structure que sur ceux de la forme ou de la taille. Ces faciès peuvent résulter, soit d'un remaniement mécanique dominant, soit d'un remaniement chimique dominant voire exclusif, ou encore alliant des remaniements à la fois mécaniques et chimiques.

Les dépôts ferrugineux issus à l'origine de ferricrètes générées lors de grandes périodes d'altération ferralitiques qui ont affecté l'Europe occidentale entre le Crétacé inférieur et le début du Tertiaire ont évolué au gré de l'encaissement des vallées au Plio-Quaternaire. Par conséquent le karst est générateur de faciès spécifiques et contribue à amplifier les processus de remaniement chimique ou mécanique.

Mots-clés : Altération, cuirasse ferrugineuse, ferricrète, ferruginisation, karst, minerai de fer, minière, paléokarst, pisolite, sidérolithique, spéléologie – Ardenne, Barrois, Bassin parisien, Brenne, Champagne berrichonne, Collines pré-jurasiennes, côte du Dogger, Crêtes pré-ardennaises, fossé de la petite Saône, Haut-Pays, Montmorillonnais, Pays d'Ouche, Pays-Haut, Plaine de Saint-André, plateaux de Vesoul, Thiérache ardennaise, Vallage.