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

UNIVERSITE DE METZ
Ecole Doctorale « Perspectives Interculturelles : Ecrits, Médias, Espaces et Sociétés »
Centre d'Etudes Géographiques de l'Université de Metz - Laboratoire de Géographie physique

KARSTIFICATION ET CAPTURE DE LA MOSELLE (Lorraine, France) : VERS UNE IDENTIFICATION DES INTERACTIONS

BIBLIOTHEQUE UNIVERSITAIRE - METZ
N° Inv. 2003036L
Cote 4/Mz 03/09
Loc



Benoît LOSSON

Thèse soutenue publiquement le 7 novembre 2003
pour l'obtention du Doctorat de Géographie devant un jury composé de :

Jeannine CORBONNOIS : Professeur à l'Université de Metz (directrice)
Jean-Jacques DELANNOY : Professeur à l'Université de Savoie (co-directeur)
Dominique HARMAND : Maître de Conférences à l'Université de Nancy 2 (examinateur)
olytechnique de Mons (rapporteur)
niversité de Bordeaux 3 (président)
e l'Université de Nancy 2 (rapporteur)

BIBLIOTHEQUE UNIVERSITAIRE DE METZ
022 486144 7

A la mémoire de Patrice GAMEZ

Photo de couverture : Portique de la Grotte Sainte-Reine.
Toile originale de Anne GAMEZ.

PREFACE ET REMERCIEMENTS.

Le travail présenté ici est le résultat de **plusieurs années de recherches**, depuis ce 20 octobre 1994, au début de ma maîtrise, où j'ai choisi de me lancer dans l'aventure géomorphologique et spéléologique du plateau central de Haye. Ce sujet d'étude, original par rapport à la spécialité hydrologique du Laboratoire de Géographie physique du CEGUM (Centre d'Etudes Géographiques de l'Université de Metz), m'a été proposé par Patrice Gamez. La passion de cet enseignant pour la karstologie a rencontré mon vif intérêt pour ce thème, et la géomorphologie en général. Une initiation spéléologique dans la Diaclase d'Audun-le-Tiche, sous la houlette de Stéphane Jaillet, avait déjà ouvert une " brèche " quelques mois auparavant.

J'ai d'abord découvert un **terrain de recherche** passionnant, sous terre comme en surface, où la nature a pu garder quelques droits, malgré la proximité de nombreuses agglomérations (dont Nancy et Toul principalement). J'ai en outre pu côtoyer **Patrice Gamez** de manière plus personnelle et apprécier pleinement ses qualités de chercheur-géographe. Pour m'avoir initié à la karstologie et dirigé cinq années durant dans mes recherches, j'ai pu mesurer sa grande disponibilité, jusqu'à son décès si brutal le 1er décembre 1999, qui m'aura empêché de le remercier sincèrement pour tous ses apports.

Après donc une maîtrise et un DEA consacrés principalement à l'apprentissage des décryptages spéléomorphologiques (lors de multiples sorties et stages organisés par Jean-Pierre Beaudoin, Alain Devos, Patrice Gamez et Stéphane Jaillet) et des techniques sédimentologiques (avec Dominique Harmand, au Laboratoire de Géographie physique de l'Université de Nancy 2), le souhait de poursuivre et d'approfondir ces recherches au cours d'une thèse de doctorat s'est imposé.

Plus longue que prévue et entrecoupée d'événements marquants, cette recherche m'a semblé multiple. **Trois phases** principales peuvent être dégagées :

- de 1997 à 1999, les prospections de surface, les travaux de terrassement dans les cavernes ou à leurs entrées, les mesures spéléomorphologiques et les analyses sédimentologiques en laboratoire ont occupé l'essentiel de mon temps, en parallèle avec les recherches bibliographiques. C'est également la période de direction de mon travail par Patrice Gamez, et d'enrichissement de mes connaissances sur les karsts en général et ceux de Lorraine en particulier (participation à des colloques, nombreuses sorties régionales) ;
- en 2000 et 2001, alors que la direction de mes recherches est reprise en main par Jeannine Corbonnois, commence la phase de rédaction. Celle-ci est très lente, en raison de la réalisation de mon Service National en tant qu'objecteur de conscience (17 mois) et de nouvelles investigations de terrain concernant les formations superficielles (mises en évidence par les chablis dus à la tempête de décembre 1999). Ces travaux supplémentaires rentrent également dans le cadre de la participation du CEGUM à un contrat ANDRA (Agence Nationale pour la gestion des Déchets RAdioactifs - responsable scientifique du contrat : Jacques Brulhet), en collaboration avec d'autres laboratoires universitaires (G2R – Géologie et Gestion des Ressources minérales et énergétiques – de Nancy 1, Institut de Géographie de Nancy 2, GREURCA – Groupe de Recherche sur l'Erosion de l'Université de Reims Champagne-Ardenne – de Reims) ;
- enfin, les années 2002 et 2003 constituent la principale période de rédaction et de " soumission " à l'ordinateur.

Malgré quelques lassitudes inévitables, mon intérêt pour les sujets d'étude est resté constant tout au long de la recherche.

Ce cheminement a été guidé et soutenu par de nombreuses personnes que je tiens ici à remercier, et en priorité, mes deux **directeurs de thèse** :
- Jeannine Corbonnois, Professeur de géographie à l'Université de Metz et directrice du CEGUM, a patiemment relu et corrigé mon travail et m'a permis d'élargir mon champ de vision, tout en me laissant une grande liberté de recherche ;
- Jean-Jacques Delannoy, Professeur de géographie à l'Université de Savoie, qui a accepté de prendre le relais de Patrice Gamez pour tous les aspects karstologiques de ma thèse, a apporté ses avis éclairés sur tous les thèmes traités.

Merci également aux **autres membres du jury**, pour l'honneur qu'ils me font en acceptant de consacrer de leur temps à l'appréciation de cette recherche :
- Dominique Harmand, Maître de Conférences en géographie à l'Université de Nancy 2, a procédé à une lecture soigneuse de l'ensemble de ce mémoire, qu'il a enrichi de ses conseils avisés, notamment comme spécialiste des formations alluviales et des captures de l'est du Bassin parisien ;
- Yves Quinif, Professeur de géologie à la Faculté Polytechnique de Mons (Belgique), rapporteur de ce travail. Spécialiste du karst, ouvert à de multiples approches scientifiques (géochimie, géologie, géomorphologie), je lui dois des interprétations fondamentales relatives à mon étude, notamment dans le chapitre IX ;
- Jean-Noël Salomon, Professeur de géographie à l'Université Michel de Montaigne de Bordeaux 3, géographe-karstologue réputé et ancien président de l'AFK (Association Française de Karstologie). Sa participation au jury s'inscrit dans la droite ligne de son suivi du travail de Patrice Gamez, au moment de son décès, pour l'Habilitation à Diriger des Recherches ;
- André Weisrock, Professeur Emérite de géographie de l'Université de Nancy 2, rapporteur de ce travail. Géomorphologue lorrain reconnu, il a également travaillé sur les karsts en collaboration avec Patrice Gamez.

Merci aussi à Michel Sary, Maître de Conférences en géographie à l'Université de Metz, qui a accepté de lire et corriger une partie du mémoire relative aux analyses sédimentologiques.

Cette recherche a été réalisée dans le cadre du **Laboratoire de Géographie physique du CEGUM**, au sein duquel j'ai pu bénéficier de **moyens techniques et financiers** importants :
- les analyses sédimentologiques ont été effectuées dans un laboratoire de mesures fraîchement rénové et bien équipé, avec le soutien technique appréciable de Sébastien Lebaut, Luc Manceau, Daniel Mansuy, Michel Sary ;
- les analyses nécessitant des compétences externes ont été financées presque intégralement sur fonds propres (datations U/Th du CERAK – Centre d'Etudes et de Recherches Appliquées au Karst – , détermination des minéraux lourds, analyses polliniques). Je n'oublie pas de préciser que quelques datations (7 sur 26) sont restées à la charge du CERAK, et que 2 analyses polliniques sur 9 ont été réalisées gracieusement par l'ARPA

(Association de Recherche Paléoécologique en Archéologie). Merci donc à ces deux laboratoires, et en particulier à mes interlocuteurs Yves Quinif et Jacqueline Argant ;
- en outre, le Laboratoire de Géographie physique m'a attribué 2 bourses de fonds de thèse, en 1997-1998 et 2001-2002.

Mes remerciements vont par conséquent à l'ensemble des membres du CEGUM, et en particulier à ceux du Laboratoire de Géographie physique : Jeannine Corbonnois, Didier François, Patrice Gamez, Franck Giazzi, Emmanuel Gille, Sébastien Lebaut, Luc Manceau, Danielle Meddahi, Roger Poinsaint, Michel Sary.

En ce qui concerne les **analyses extérieures** au CEGUM, plusieurs personnes ont bien voulu prendre de leur temps pour analyser mes échantillons issus de remplissages souterrains :
- Jacqueline et Alain Argant (ARPA, Université de Lyon 1) sont venus de Lyon pour effectuer les prélèvements en vue de la palynologie. Je remercie particulièrement Jacqueline Argant pour l'effort consenti pour accéder à la Galerie du Calvaire et pour le rapport très détaillé de ses analyses.
- Philippe Audra (Université de Nice) et Pierre Rochette (CEREGE – Centre Européen de Recherche et d'Enseignement de Géosciences de l'Environnement – , Université d'Aix-Marseille 3) ont réalisé gracieusement des analyses paléomagnétiques, qui se sont avérées très intéressantes, et prometteuses pour l'avenir.
- Monique Beiner (indépendante, Strasbourg) a réalisé les nombreuses déterminations des minéraux lourds. Je la remercie pour ces mesures et pour les multiples discussions de travail à ce sujet.
- Vincent Blouet (DRAC – Direction Régionale des Affaires Culturelles – de Lorraine) a pu constater l'intérêt archéologique du remplissage de l'Entrée E de la Grotte Sainte-Reine, mais sa visite est malheureusement restée sans lendemain pour des raisons professionnelles.
- Edwige Pons-Branchu (CEREGE, Université d'Aix-Marseille 3), accompagnée par David Carbon lors des prélèvements, a réalisé une série de datations U/Th dans le cadre de sa thèse, commandée et financée par l'ANDRA.
- Yves Quinif (CERAK, Faculté Polytechnique de Mons) a passé trois jours en Lorraine pour les échantillonnages de concrétions. Ses conseils karstologiques avisés, à cette occasion, ainsi qu'à chaque rencontre dans des colloques, m'ont grandement éclairé sur la spéléogenèse des cavernes de la Haye. Par son intermédiaire, je remercie également le CERAK, où a été effectuée la majorité des datations U/Th.

Mes remerciements appuyés vont également à d'**autres spécialistes**, qui m'ont accordé de leur temps, pour m'éclairer dans différents domaines : Yves Bacher (Service de la Navigation - Pont-à-Mousson), Jean-Claude Baubron (BRGM – Bureau de Recherches Géologiques et Minières - Nancy), Emmanuel Gille (climatologie et hydrogéologie - Université de Metz), Michel Gury (pédologie - Université de Nancy 1 et CNRS – Centre National de la Recherche Scientifique), Dominique Harmand (géomorphologie - Université de Nancy 2), Stéphane Jaillet (karstologie - Université de Savoie), Jacques Le Roux (géologie - Université de Nancy 1), Pierre Steiner (géologie - Conseil Général de Meurthe-et-Moselle).

Avant la réalisation des analyses sédimentologiques, par des tiers ou personnellement, d'importants **travaux de terrassements** ont été nécessaires dans les remplissages des grottes étudiées. Les excavations et carottages ont été effectués avec l'aide précieuse de : Isabelle Arts, Jean-Paul Fizaine, Camille, Lisette, Ludivine et Patrice Gamez, Daniel Helfer, Stéphane

Jaillet, David Knemp, Gérard, Jean-Marc et Olivier Losson, Jean Scapoli, Agnès Wehrli. Que chacun d'entre eux trouve ici ma gratitude pour leur implication dans ces tâches ingrates.

Au cours de cette étude, d'**autres travaux souterrains** ont nécessité l'assistance de personnes dévouées, que je remercie aussi sincèrement :

- Patrice Gamez, Corinne et Stéphane Jaillet, David Knemp, Gérard et Jean-Marc Losson, Yves Quinif m'ont aidé à sortir des réseaux karstiques les pesants prélèvements de sédiments détritiques ou chimiques (concrétions) ;
- Florence Caramelle, Denis Chenot, David Knemp, Françoise, Gérard, Jean-Marc et Olivier Losson ont contribué aux mesures de nivellement et de fracturations hypogées ;
- Patrice Gamez, Gérard Losson, Jean Scapoli ont participé activement aux relevés spéléomorphologiques.

Par ailleurs, j'ai pu bénéficier de **conseils** de plusieurs chercheurs, spéléologues et/ou géographes, qui sont venus visiter quelques-unes des grottes du plateau de Haye : Philippe Audra (Maître de Conférences en géographie à l'Université de Nice et président de l'AFK), Jean-Yves Bigot (trésorier de l'AFK), Laurent Cadilhac (Agence de l'Eau Rhône-Méditerranée-Corse), Jeannine Corbonnois, Camille Ek (Professeur de géographie à l'Université de Liège), Dominique Harmand, Stéphane Jaillet, Daniel Mansuy (géologue et doctorant en géographie à l'Université de Metz), Yves Quinif, Roger Vandenvinne (Union Belge de Spéléologie), Luc Willems (Docteur en géographie de l'Université de Liège).

En outre, certaines **découvertes spéléologiques** ont été possibles grâce au concours de Martial Martin (USAN – Union Spéléologique de l'Agglomération Nancéienne), Daniel Prévot (USAN), Alain Weber (SESAM – Société d'Etude et de Sauvegarde des Anciennes Mines).

Mes remerciements vont également à David Carbon, Patrice Gamez, Gérard et Olivier Losson, Christophe Prévot qui ont effectué ou participé à la réalisation des **clichés photographiques** et des scans correspondants. Une pensée particulière va à Anne Gamez, qui, après le décès de son mari, m'a offert le tableau figuré en couverture, reproduit avec son autorisation.

Enfin, je rappellerai les principales personnes, membres de l'Association Géokarst (Lisle-en-Rigault), du club spéléologique Los Fouyants (Bar-le-Duc) ou de la section spéléologique de l'USBL (Union Sportive du Bassin de Longwy), qui m'ont permis de développer mes connaissances karstologiques, à travers diverses **visites spéléologiques régionales** : Jean-Pierre Beaudoin, Florence Caramelle, Thibault Coutal, Jean-Pierre Depaquis, Alain Devos, Jean-Paul Fizaine, Patrice Gamez, José Gravet, Daniel Helfer, Claude Herbillon, Stéphane Jaillet, Joël Lefebvre, Olivier Lejeune, Denis Rodange, Jean Scapoli, Agnès Wehrli.

D'autres recherches ont eu lieu en surface. A plusieurs occasions, j'ai pu apprécier les compétences ou l'aide de différentes personnes, auxquelles j'exprime ma gratitude :

- Patrice Gamez, Stéphane Jaillet, Olivier Losson, Luc Manceau pour les mesures au **théodolite** à Pierre-la-Treiche ;
- Jeannine Corbonnois, Patrice Gamez, Daniel Helfer, Gérard et Olivier Losson, Daniel Mansuy pour des **mesures en carrière** (fracturations), **prospections et prélèvements**.

Je tiens également à remercier la Mairie de Pierre-la-Treiche, l'ONF (Office National des Forêts) en la personne de Pierre Beneville, et Stéphane Sesmat, propriétaire à Dieulouard, pour les diverses **autorisations** qu'ils m'ont accordées (fouilles, prélèvements, circulations en forêt).

Par ailleurs, cette étude a nécessité une bonne maîtrise des **outils informatiques**. Dans ce domaine, mon frère Olivier (Maître de Conférences au Laboratoire I3D – Interaction, Image et Ingénierie de la Décision – de l'Université des Sciences et Technologies de Lille 1), m'a été d'un grand secours, à de nombreuses reprises. Au Laboratoire de Géographie physique, Thierry Beck, Mohamed El Ghachi, Didier François, Loris Giovannacci, Luc Manceau, Abdelouahab Nejjari, Saïd Sghir, Cyrille Tailliez, n'ont de même jamais hésité à partager leur expérience lors de mes sollicitations.

Mes **recherches bibliographiques** *s.l.* ont été effectuées à la banque du sous-sol du BRGM à Nancy, à la bibliothèque municipale de Nancy, dans les bibliothèques universitaires de l'INPL (Institut National Polytechnique de Lorraine - Nancy), de Lille, de Metz, de Nancy 1, de Nancy 2, dans les bibliothèques de laboratoire du CEGUM (Metz), de l'Institut de Géographie (Nancy 2), et à la médiathèque de Metz. Mais divers documents m'ont également été transmis par les personnes suivantes, que je remercie : Philippe Audra, Monique Beiner, Marc Boudot, Jacques Brulhet, Hubert Camus, Stéphane Cordier, Alain Devos, Camille Ek, Didier François, Patrice Gamez, Claude Guénard, Dominique Harmand, Dominique Jacquemin, Stéphane Jaillet, Virginie Le Fillâtre, Olivier Losson, Michel Louis, Yves Quinif, André Slagmolen, Roger Vandenvinne, Luc Willems.

Une place particulière concerne la **documentation faunistique**, pour laquelle sont intervenus Michel Dethier (Les Chercheurs de la Wallonie), Jérôme et Marie-Paule Dufour (qui ont contacté Jean-Claude Moreteau de l'Université de Metz).

Enfin, dans le cadre de ces recherches, des **accueils** très chaleureux m'ont été réservés par les familles Beiner, Gauchon, Harmand, Jaillet, ainsi que Claude Herbillon (pour des réunions de travail), et André et Madeleine Chenot (mes grands-parents, qui m'ont hébergé si souvent pendant mes investigations de terrain). Que toutes ces personnes trouvent ici mes remerciements les plus vifs.

Pour conclure, ma gratitude va vers tous les membres de ma famille, qui ont toujours manifesté beaucoup d'intérêt pour mes études, comme en témoigne leur participation fréquente à mes travaux. En particulier, mon parcours de recherche n'aurait pu être mené sans le **soutien de tous les instants** de mes parents, Odile et Gérard, et mon frère Olivier. Que tous reçoivent mes remerciements affectueux.

AVERTISSEMENT.

Ce mémoire est présenté sous la forme de trois volumes, répartis ainsi :

1- le premier constitue le corps de la thèse. Les figures qui ponctuent le texte, sont en rapport direct avec chacun des chapitres dans lequel elles sont insérées. Le plus souvent, les photos ont été rassemblées en fin de chapitre, pour ne pas couper la lecture ;

2- le second regroupe les planches. Ces schémas sont appelés en de multiples endroits du texte, souvent dans différents chapitres ;

3- le troisième rassemble les annexes. Celles-ci réunissent des résultats d'analyses, ainsi que des descriptions détaillées de sujets abordés dans le texte, qui ne pouvaient s'inscrire dans la démonstration sans générer une perte de lisibilité.

RESUME DE LA THESE.

Au centre de la Lorraine, dans un contexte morphologique de cuestas marquées, le secteur de la « Boucle de la Moselle » correspond à une zone de changement hydrographique majeur. Au cours du Quaternaire s'est produit à Toul le détournement de la Haute Moselle, tributaire de la Meuse, vers le bassin versant de la Meurthe. Cet important phénomène de capture, connu et décrit depuis plus d'un siècle, recèle encore des points d'ombre relatifs aux modalités de sa réalisation.

Cette étude tente essentiellement de comprendre les mécanismes interactifs entre la capture de la Moselle et la karstification du plateau de Haye, traversé à deux reprises par la rivière depuis son détournement. Deux thèmes principaux, constitutifs du système géomorphologique local, sont donc développés dans cette recherche : les captures hydrographiques et les percées hydrogéologiques.

Les interprétations relatives aux liens de causalité existant entre ces deux domaines d'étude, s'appuient sur un certain nombre d'éléments du milieu naturel, morphologiques et sédimentologiques. Plus généralement, les anciennes structures de drainage et formations superficielles, épigées et hypogées, constituent des paramètres fondamentaux pour caractériser les modifications et vitesses d'évolution des reliefs, ainsi que pour retracer les grands événements tectoniques et climatiques régionaux.

Conformément aux axes de recherche fixés, le déroulement de ce travail s'établit comme suit.

Dans un chapitre introductif, la définition des deux thèmes évoqués (facteurs d'une capture et d'une percée hydrogéologique en milieu calcaire) s'appuie sur des exemples extrarégionaux, qui doivent servir de base de réflexion à l'étude régionale.

Trois parties, corps de ce travail, sont appliquées à la Lorraine, et au site de la capture de la Moselle en particulier. La première présente les paramètres géomorphologiques, hydrographiques, hydrogéologiques et karstiques du secteur d'étude. Il en ressort que les conditions locales recèlent les ingrédients de la réalisation d'une capture assistée par le karst. La deuxième partie traite de l'évolution fluviatile épigée, à partir de données altitudinales et sédimentologiques caractéristiques, notamment au moment du détournement de la Moselle. Dans la dernière partie sont détaillées les principales structures karstiques désactivées du plateau central de Haye et leur fonctionnement hérité. Un développement spéléogénique sous-fluvial, essentiellement antécapture, est mis en évidence par les indices morphosédimentaires souterrains. Différentes méthodes de datation permettent en outre de caler les événements dans le temps, et en fonction des variations climatiques du Quaternaire.

Un chapitre de conclusion revient sur l'objectif principal de cette recherche, c'est-à-dire les interactions entre la karstification et la capture de la Moselle. Cette investigation du karst ouvre la voie à d'autres informations paléogéomorphologiques locales et régionales (formation des cuestas, incision des cours d'eau).

Mots-clés :
Capture hydrographique, percée hydrogéologique, karst, sédimentologie, rivière Moselle, Pierre-la-Treiche, Haye, Lorraine.

ABSTRACT OF THE THESIS.

KARSTIFICATION AND MOSELLE CAPTURE (Lorraine, France) : TOWARDS AN IDENTIFICATION OF THE INTERACTIONS

In the center of the Lorraine region (north-eastern France), which presents a definite relief of cuestas, the « Boucle de la Moselle » corresponds to an area of major change in the hydrographic network. The Upper Moselle, formerly an affluent of the Meuse, was captured at Toul during Quaternary, and became a river of the Rhine basin. This important stream piracy, well known and described for more than one century, is not yet clear in terms of achievement.

This study is aimed to understand the interactive mechanisms between the Moselle capture and the karstification of the Haye plateau, crossed over twice by the river since the piracy. This research includes two major topics, within the neighbouring geomorphologic system : the stream piracy and the hydrogeological cut-off.

The interpretations of the causal links between these two study fields, are based on several elements – morphologic and sedimentologic – of the natural environment. Moreover, the former drainage structures and superficial formations, on the surface and underground, represent fundamental parameters to explain the changes and speeds of evolution of the reliefs, and to report the major tectonic and climatic regional events.

According to those topics, the research is described as following.

First, the introduction chapter defines the two topics (factors of a stream piracy and of an hydrogeological cut-off in a limestone area), with examples of regions other than the Lorraine. These ones must lay the foundations of our discussion.

The three main parts of the study relate to the Lorraine and especially to the Moselle piracy area. The first one presents the geomorphologic, hydrographic, hydrogeologic and karstic parameters of the studied area. All the conditions of the karst-aided piracy are present. The second one tries to specify the fluvial evolution, with altimetric and sedimentological data, in particular at the capture time. In the last part are detailed the main inherited karstic structures and mechanisms under the Central Haye plateau. A speleogenetic subfluvial expansion, mainly before piracy, is deduced from morphologic and sedimentary subterraneous traces. Moreover, different dating methods are used to put the events in chronological order and according to the climate changes of the Quaternary.

A last conclusive chapter focuses back to the main objective of the study, namely interactions between karstification and the Moselle capture. This investigation about karst can explain other local and regional geomorphologic events (formation of the cuestas, entrenchment of the rivers).

Key-words :
Stream piracy, hydrogeological cut-off, karst, sedimentology, Moselle river, Pierre-la-Treiche, Haye, Lorraine.

SOMMAIRE.

INTRODUCTION ET CONCEPTS..... 15

Chapitre I : Fondements théoriques et appliqués des captures hydrographiques et des percées hydrogéologiques en milieu calcaire..... 23

I.1. Les réorganisations hydrographiques : moteurs et circonstances. 24

I.2. Causes et modalités des percées hydrogéologiques ou hydrokarstiques..... 32

I.3. Aspect théorique du particularisme des captures en régions calcaires..... 43

PREMIERE PARTIE : LES COMPOSANTES PHYSIOGRAPHIQUES DES RELATIONS KARSTIFICATION - CAPTURE SUR LE SITE D'ETUDE. 49

Chapitre II : Géomorphologie et hydrographie du site de la capture de la Moselle. 51

II.1. Le contexte géomorphologique : les données orographiques et géologiques du drainage de surface et du karst..... 51

II.2. Les réorganisations hydrographiques en Lorraine et la capture de la Moselle. 65

Chapitre III : Fonctionnement hydrogéologique sur le site de la capture de la Moselle. 83

III.1. Caractéristiques hydrogéologiques générales d'un aquifère calcaire..... 84

III.2. Aperçu hydroclimatique général et modes d'alimentation des aquifères calcaires..... 86

III.3. Comportements actuels des aquifères calcaires de la cuesta de Moselle ; relations avec les aquifères alluviaux. 91

III.4. Reconstitution paléohydrogéologique. 98

Chapitre IV : Les éléments karstiques du site de la capture de la Moselle. 107

IV.1. Détermination et classification des éléments karstiques. 108

IV.2. Sectorisation et caractéristiques des éléments karstiques du plateau de Haye. 113

IV.3. La karstification actuelle et héritée du plateau de Haye..... 135

DEUXIEME PARTIE : L'EVOLUTION FLUVIATILE SUR LE SITE DE LA CAPTURE DE LA MOSELLE. 161

Chapitre V : Les niveaux d'incision fluviatile et les formations alluviales des grandes vallées. 163

V.1. Définitions et considérations spatiales..... 164

V.2. Les niveaux fluviatiles des grandes vallées..... 166

V.3. Caractéristiques sédimentologiques : texture, pétrographie, morphométrie, altération physico-chimique et minéralogie..... 183

Chapitre VI : Formes et remblaiements des vallées secondaires et des vallons secs..... 207

VI.1. Caractéristiques morphologiques et corrélation avec les unités fluviatiles de la Moselle et de la Meurthe..... 208

VI.2. Les formations meubles des vallons secs..... 212

TROISIEME PARTIE : LE KARST INFRATALWEG HERITE DU PLATEAU CENTRAL DE HAYE..... 227

Chapitre VII : Etude et apports des morphologies spéléologiques..... 229

VII.1. Spéléométrie et macromorphologies des réseaux karstiques..... 230

VII.2. Micromorphologies des grottes de la Haye centrale..... 242

Chapitre VIII : Informations paléogéographiques des remplissages endokarstiques..... 283

VIII.1. Caractéristiques générales des remplissages et localisation des sites d'étude..... 284

VIII.2. Analyse des remplissages endokarstiques et données sur les paléodynamiques fluviales. 291

VIII.3. Composition, morphométrie et altération des alluvions endokarstiques ; leur origine géochronologique par corrélations avec les formations alluviales épigées..... 337

Chapitre IX : La spéléogenèse sous-fluviale héritée, et les données d'un calage temporel..... 379

IX.1. Genèse et évolution du karst infratalweg hérité..... 380

IX.2. Les informations chronologiques et paléoclimatiques issues du karst..... 396

SYNTHESE ET CONCLUSION..... 431

Chapitre X : Caractérisation du rôle de la karstification dans la capture de la Moselle et apports du karst à la connaissance paléogéomorphologique régionale..... 433

X.1. Les interactions entre karstification et capture..... 434

X.2. D'autres informations paléogéomorphologiques issues du karst : éléments de réflexion..... 441

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES ET TABLES..... 453

INTRODUCTION ET CONCEPTS.

INTRODUCTION GENERALE.

La Lorraine est une entité géographique relativement bien délimitée, puisqu'elle constitue la partie orientale du Bassin parisien adossé sur les massifs anciens des Vosges à l'est et de l'Ardenne, de l'Eifel et de l'Hunsrück au nord. Cette région comprend deux milieux géomorphologiques distincts (Capot-Rey, 1937) :

- la Lorraine vosgienne, présentant les plus hauts reliefs (entre 600 et 1300 m d'altitude), au sud-est ;
- la Lorraine sédimentaire, communément, mais improprement, appelée « Plateau lorrain » (Auerbach, 1893), dont le trait caractéristique est son remarquable système de cuestas (altitudes comprises entre 200 et 450 m globalement).

Le secteur que l'on se propose d'aborder en détail dans ce travail est situé au cœur de cette seconde région naturelle (figure 0.1). L'essentiel des investigations de terrain a concerné les environs immédiats de la **« Boucle de la Moselle »**, entre Toul et Nancy.

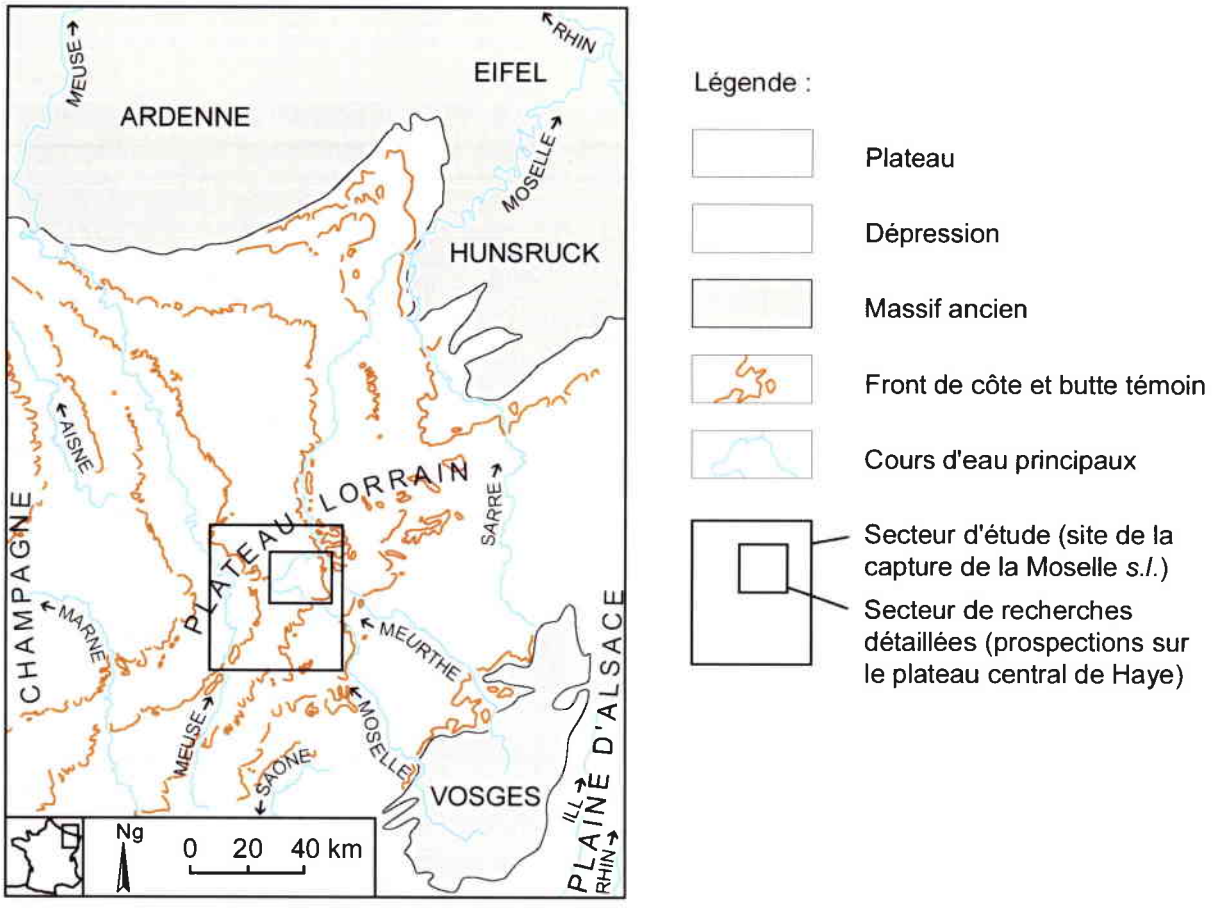


Figure 0.1 - Carte de localisation du secteur étudié dans ce travail.

Nous sommes là sur **un site de capture fluviatile majeure, dont les protagonistes ont été la Meuse, la Moselle et la Meurthe**. Ces trois grandes artères hydrographiques sont à moins de 40 km l'une de l'autre à la latitude de Toul et recoupent **deux systèmes de cuestas**

des plus imposants en Lorraine : la Côte de Moselle à l'est et celle de Meuse à l'ouest (*cf.* planche II.3), dont les revers constituent des plateaux calcaires, karstifiables.

Ce site de la capture de la Moselle, qui a fait l'objet de recherches multidisciplinaires nombreuses depuis plus d'un siècle, est loin d'avoir livré tous ses secrets. Les modalités et l'âge du détournement hydrographique, récemment clarifiés (Harmand *et al.*, 1995a, 1995c), nécessitent encore des précisions. En particulier, l'aspect karstique du phénomène de capture, encore peu développé (Gamez *et al.*, 1995), mérite qu'on lui consacre une attention spécifique.

Un double objectif concerne cette recherche :

- **déterminer les relations dynamiques entre karstification et modification de drainage épigée**, sur le secteur de la « Boucle de la Moselle ». Les analyses de ce site expérimental, qui relèvent d'un fonctionnement essentiellement hérité, pourront être également perçues d'une façon plus générale ;
- utiliser la " mémoire morphogénique " du karst (Delannoy, 1997) pour **apporter des informations originales sur l'évolution des reliefs de la Lorraine centrale** (formation des cuestas, incision des cours d'eau) **et** pour **améliorer les jalons chronologiques** (datations absolues et indirectes).

L'histoire géomorphologique du territoire considéré, sous contrôle géologique et climatique, est partiellement inscrite dans les formes de relief qui le composent. Le décryptage de ces dernières passe par la mise en pratique de schémas de pensée déductifs, dont l'approche systémique permet de cerner **la globalité et l'interactivité des phénomènes**, ainsi que l'ont montré diverses études géomorphologiques (Vaudour, 1986 ; Delannoy, 1997 ; Jaillet, 2000b).

Cette approche correspond à l'objet de notre recherche ; elle offre un support à la compréhension des relations entre les **deux principaux thèmes d'étude : karstification et captures hydrographiques**. Ceci implique une présentation, avec cet éclairage, des fondements du sujet choisi.

Le champ d'application d'une vision globale, " macroscopique " (de Rosnay, 1975), s'étend sur de nombreux domaines de recherches, et peut concerner des objets de différentes grandeurs, à imbrications ou interconnexions multiples. Ainsi, la notion de système peut s'appliquer à la géomorphologie dans son ensemble, comme à des branches de celle-ci (sous-systèmes : domaine fluviatile, massif karstique, bassin versant, ...), éléments du " méta-système " géomorphologique, qui sont également analysables en termes de systèmes (*cf.* Julian, 1992).

« Un système est un ensemble d'éléments en interaction dynamique, organisés en fonction d'un but » (de Rosnay, 1975, p. 101).

Structure, fonctionnement et évolution sont les trois paramètres cognitifs de l'organisation d'un système (Vaudour, 1986 ; Delannoy, 1997). Ils s'inscrivent dans un environnement (notre milieu d'étude), en fonction de finalités (objectifs d'étude), où causes et effets sont interdépendants (*cf.* Le Moigne, 1990). Ceux-ci sont multiples et en interaction (figure 0.2) ; les systémiciens parlent de " boucles de rétroaction " (Watzlawick *et al.*, 1972 ; de Rosnay, 1975).

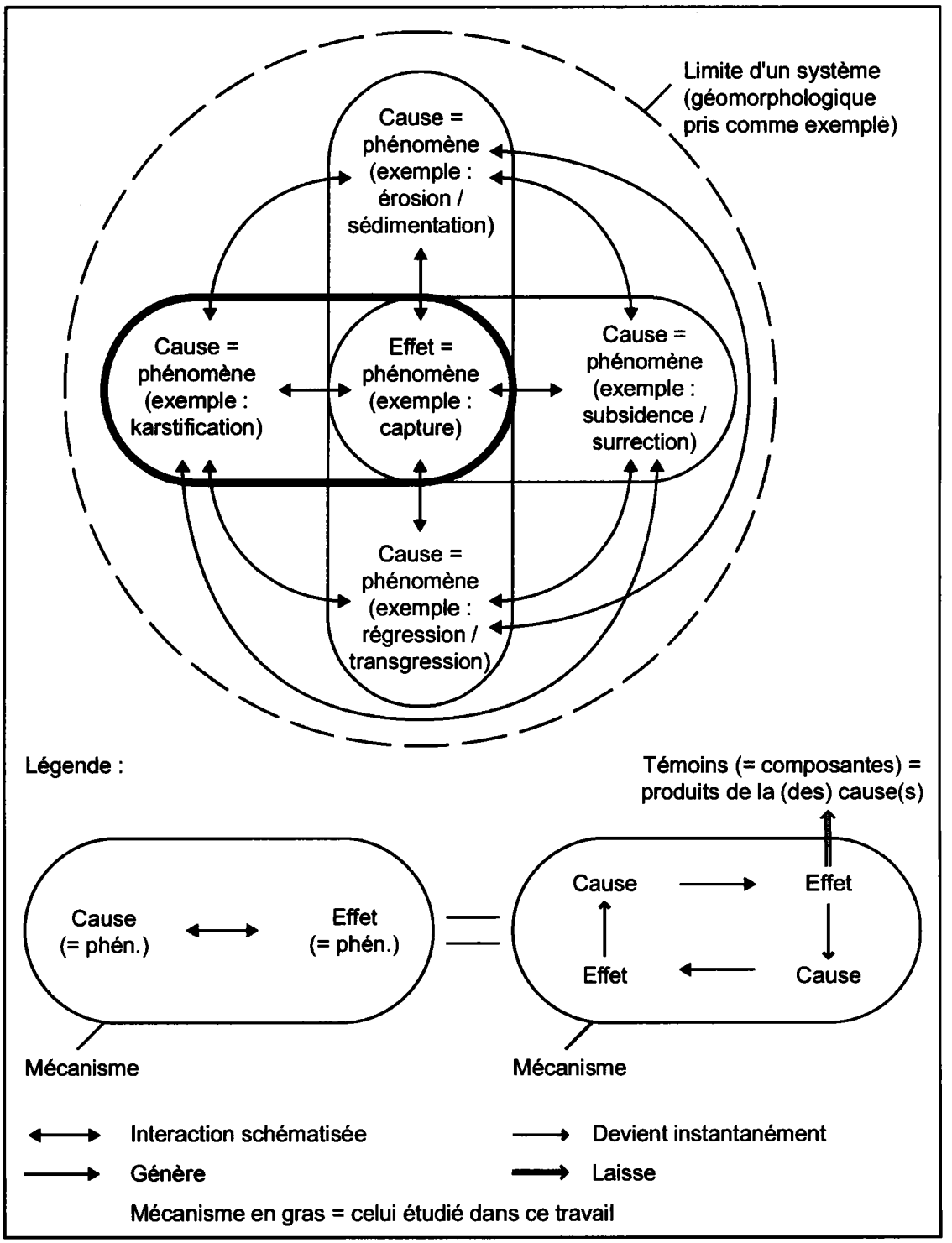


Figure 0.2 - Représentation partielle des relations multiples qui existent entre différents phénomènes au sein d'un système (exemple du système géomorphologique).

Par exemple, la notion de karstification intervient comme facteur causal d'une capture, et inversement (*cf.* figure 0.2). Cela définit précisément notre séquence d'étude, représentée par **une double relation de cause à effet, dans laquelle le phénomène hydrographique constitue le pivot (figure 0.3)**.

Conjointement aux causes et effets, considérés comme des phénomènes (dynamiques), existent au sein du système des éléments statiques (mais en évolution à l'échelle de temps géologique) : ce sont les **témoins** (ou preuves), qui se rapportent à tout phénomène. Dénommés " **vecteurs mémoriels** " par J.-J. Delannoy (1997), ils peuvent être constitués à la fois par des composantes propres, en lien direct avec un effet, et par des comparaisons de témoins d'autres effets, ainsi que nous le verrons concrètement dans le cas d'une capture hydrographique (*cf.* § I.1.1.). **Ils constituent la base des interprétations.**

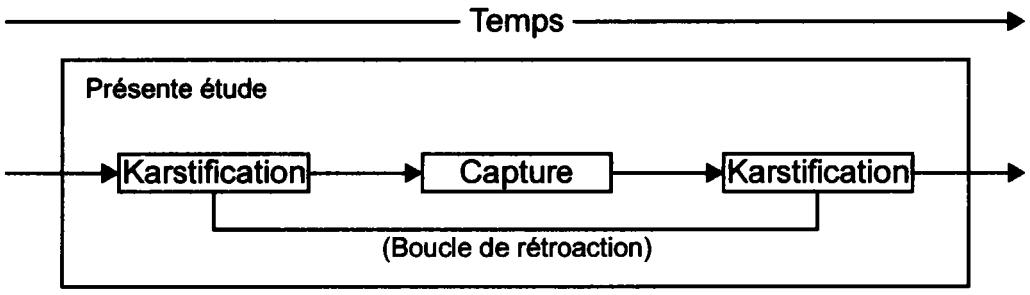


Figure 0.3 - Représentation des domaines abordés dans cette étude, dans la chaîne de causalité ouverte et " linéarisée " en fonction du temps.

Compte tenu de la définition de la séquence d'étude, tout au long de cette recherche, on évoquera en premier lieu les évolutions fluviatiles et hydrographiques épigées, avant d'aborder le cas des circulations souterraines (percées hydrogéologiques, définies notamment par les caractéristiques karstiques), pour déterminer finalement les relations de causalité unissant ces phénomènes.

A la suite de cette introduction générale, un premier chapitre conceptuel sera consacré aux **aspects théoriques des deux domaines de recherche** évoqués. Des exemples extrarégionaux caractéristiques viendront illustrer les propos.

Les trois grandes parties suivantes, qui regroupent les éléments démonstratifs de ce travail, seront appliquées à la Lorraine et, plus particulièrement, à notre site d'étude restreint de la capture de la Moselle.

Dans la première partie (chapitres II à IV), la présentation des **données physiographiques locales** (géomorphologie, hydrographie, hydrogéologie et karst) permettra de vérifier la réunion, sur le secteur de recherches, des composantes nécessaires à la réalisation d'une capture assistée par des percées hydrogéologiques. Il s'agit de phénomènes hérités, pour lesquels le contexte hydrogéologique actuel renseigne sur le fonctionnement général du massif calcaire.

Dans la deuxième partie (chapitres V et VI), l'examen approfondi de l'**évolution fluviatile**, notamment au cours des périodes encadrant le détournement de la Moselle, a pour but d'obtenir une chronologie relative précise et de rassembler des marqueurs caractéristiques des formations alluviales de surface, qui puissent servir de points de repère aux analyses souterraines.

La troisième partie (chapitres VII à IX) sera consacrée à l'étude détaillée d'un **fragment du système karstique du plateau central de Haye**. Les paramètres morphosédimentaires des structures endokarstiques désactivées doivent essentiellement fournir une reconstitution du

fonctionnement hydrogéologique passé, en relation avec le milieu épigé, au moment de la capture de la Moselle. Des datations permettront de caler les événements dans le temps, et notamment vis-à-vis des variations climatiques du Pléistocène.

Au final, il conviendra de revenir aux objectifs principaux de cette recherche (chapitre X de synthèse et conclusion générale) : indiquer les **informations paléogéomorphologiques recelées par le karst étudié** et, en particulier, définir l'**implication de la karstification dans la capture de la Moselle, et inversement**. On déterminera conjointement, si le détournement de la Moselle constitue un modèle d'interactions entre capture et karstification.

L'ensemble de ces travaux s'appuieront sur des données bibliographiques, des observations de terrain et des analyses de laboratoire, que l'on évoquera en détail au fur et à mesure de l'étude.

CHAPITRE I : FONDEMENTS THEORIQUES ET APPLIQUES DES CAPTURES HYDROGRAPHIQUES ET DES PERCEES HYDROGEOLOGIQUES EN MILIEU CALCAIRE.

Ce chapitre est consacré aux aspects théoriques des deux axes de recherche évoqués en introduction générale : les captures hydrographiques et le type de karstification que sont les percées hydrogéologiques. En première approche, on peut retenir les définitions suivantes :

- **une capture est un « détournement naturel de la partie amont d'un cours d'eau vers un cours d'eau voisin [...] »** (George et coll., 1990, p. 64) ;
- **une percée hydrogéologique est un « écoulement karstique souterrain depuis sa pénétration dans le sous-sol jusqu'à sa résurgence »** (Choppy, 1985, p. 92).

On reviendra sur les terminologies à adopter dans chacune des sections spécifiquement dévolue à ces thèmes.

Ce chapitre est par ailleurs l'occasion de préciser concrètement l'organisation des systèmes dans lesquels on se situe (planche I.1). Captures et percées hydrogéologiques appartiennent aux systèmes hydrographique et géomorphologique, ce dernier comportant les sous-systèmes fluviatile et karstique.

Dans le cadre de l'étude des captures (§ I.1.), on donnera un aperçu de l'ensemble des **causes et conséquences connues d'un détournement hydrographique**. Cela permettra de constater que les interactions fonctionnent aussi bien à l'intérieur du système considéré, qu'avec l'extérieur. Une section sera précédemment consacrée aux moyens de reconnaissance de ces phénomènes hydrographiques, c'est-à-dire à leurs **témoins**, composantes matérialisant une relation de cause à effet.

Dans un deuxième temps (§ I.2.), on s'intéressera aux percées hydrogéologiques. On s'en tiendra aux seuls paramètres générant ces phénomènes, sans prendre en considération tous les aspects relatifs à leurs conséquences, dont le principal de cette étude (les captures) aura déjà été abordé. Traiter des causes d'une percée hydrogéologique oblige à déterminer préalablement les **facteurs de la karstification**. Pour ce faire, on se placera momentanément dans le cadre plus restreint du sous-système karstique. En second lieu, il faudra alors définir les raisons qui font basculer les écoulements des régions calcaires d'un mode de fonctionnement épigé à celui hypogé, ou inversement.

Enfin, la dernière section (I.3.) de ce chapitre constituera un retour partiel sur les **relations de causalités unissant capture et percée hydrogéologique**. Des exemples théoriques de l'enregistrement par le karst d'un détournement hydrographique de surface seront traités, que ce soit en configuration d'assistance - témoignage ou de simple témoignage.

I.1. Les réorganisations hydrographiques : moteurs et circonstances.

Avant toute description scientifique, il est bon de clarifier les domaines d'étude qui vont être abordés, en définissant les termes qui s'y rattachent. Par l'expression " réorganisations hydrographiques ", on se place clairement sur le terrain relatif aux tracés de cours d'eau [1], et plus précisément aux changements qui les caractérisent. On en exclut logiquement les variations à grande échelle liées à l'action des processus qui déterminent la (paléo)dynamique fluviale.

Comme tout paramètre du milieu naturel, un réseau hydrographique est en constante évolution. Sous l'influence de contraintes d'ordre géologique ou climatique (ou même anthropique), les structures de drainage changent au cours du temps et modifient plus ou moins profondément le paysage. **Captures et défluviations constituent les phénomènes de transition d'une organisation hydrographique à une autre** (" ruptures " de J.-J. Delannoy, 1997).

Le premier de ces termes a été défini par de nombreux auteurs (par exemple : Maire, 1980 ; Dresch et coll., 1985 ; George et coll., 1990 ; Bravard et Petit, 1997 ; Foucault et Raoult, 2000 ; Genest, 2000). La définition générale d'une capture, citée en introduction de ce chapitre (d'après George et coll., 1990), présente l'intérêt de s'appliquer à tous les changements de tracé hydrographique, sans présager du mécanisme à l'origine de la modification. En effet, conjointement à leur définition, les auteurs indiquent qu'une capture peut résulter de processus d'érosion (capture par recul de tête) ou d'accumulation (capture par déversement).

Cette distinction classique a conduit M. Derruau (1988) à différencier complètement les phénomènes de capture *s.s.* et de déversement. Ceci apparaît logique pour deux raisons :

- la nomenclature utilisée implique la notion de rôle actif ou passif du bassin versant conquérant : dans le premier cas, ce dernier " capture ", dans le second il " reçoit " ;
- l'expression " déversement " correspond à un changement d'état au même titre que celle de " capture " : la combinaison des deux mots semble donc quelque peu pléonastique (il faudrait plutôt dire « capture par accumulation » ou « déversement par accumulation »).

Néanmoins, on ne gardera pas cette distinction nominale dans la suite de cette étude, compte tenu du fait que les deux mécanismes ne sont pas toujours dissociés dans la réalité, d'une part, et que d'autres processus peuvent intervenir, d'autre part (*cf.* § I.1.2.).

Le terme de défluviation est beaucoup moins courant et possède différentes significations. Selon P. George et coll. (1990, p. 133), il s'agit d'un « changement total de lit d'un fleuve dans sa plaine de niveau de base ». Cette définition se rapproche de celle d'une " capture par déversement ", dans un milieu particulier. Il ne nous paraît pas opportun d'introduire un nouveau mot pour désigner un phénomène identique, pour lequel s'appliqueront de toute évidence les mêmes mécanismes (relations causes - effets).

Par ailleurs, il semble que le terme de défluviation est plus souvent utilisé dans le sens suivant (Dresch et coll., 1985) : « modification durable, au cours d'une crue, du tracé d'un cours d'eau sur une plaine alluviale ou un cône de piedmont ». Dans ce cas, il s'agit d'un phénomène lié à la dynamique fluviale, hors de nos préoccupations, même s'il est évident que les variations de drainage dans les lits majeurs peuvent être impliquées dans les réorganisations hydrographiques à plus petite échelle.

[1] Le terme d'hydrographie est employé dans notre travail dans un sens restreint, appliqué aux eaux fluviales uniquement, et qui ne comprend pas le domaine marin. En toute logique, il faudrait parler de potamographie, mais le mot est inusité de nos jours (*cf.* George et coll., 1990).

En résumé, **seul le terme de capture sera utilisé, dans son sens le plus large, plus descriptif que génétique**.

Perçues dès le début du développement de la science géomorphologique, au XIX^{ème} siècle, les captures s'avèrent universelles et atemporelles, pour autant qu'une région donnée ne soit pas dépourvue de drainage de surface. C'est pourquoi une multitude de changements de cours de rivières et de fleuves à travers le monde a été au moins soupçonnée, à défaut d'avoir été prouvée.

A la suite de plusieurs auteurs (Davis, 1895 ; Harmand *et al.*, 1995c ; Bravard et Petit, 1997 ; Weisrock, 1997), dressons un tableau général des témoins, causes et conséquences des captures hydrographiques.

I.1.1. Les témoins d'un phénomène de capture.

Trois catégories d'indices ou de preuves peuvent être avancées pour établir une capture passée : **hydrographique, morphologique et sédimentologique** (figure I.1). La conservation de ces témoins dépendra avant tout du **facteur temps** ; en règle générale, plus le phénomène est ancien, plus les preuves seront ténues et contestables. Les autres paramètres conditionnant la préservation des " vecteurs mémoriels " se rapportent directement aux témoins : **contexte géomorphologique et géologique, type et nature des sédiments**.

Parmi la douzaine de témoins que l'on a pu retrouver dans la littérature, deux permettent de pouvoir déceler rapidement, sur simple carte, une possible réorganisation hydrographique : le coude hydrographique et l'alignement de tronçons de cours d'eau. Néanmoins, ces indices peuvent faire défaut (*cf.* figure I.2) ou résulter d'une autre cause (*cf.* Derruau, 1988). Par conséquent, ils doivent être confirmés ou infirmés par d'autres témoins éventuels.

Parmi ces autres éléments, l'existence de vallées aux dimensions sans rapport avec le gabarit des cours d'eau qui les drainent actuellement, a très tôt constitué un argument en faveur de captures (Davis, 1895 ; ...). De même, l'observation de la dissymétrie des méandres de vallées " abandonnées " permettait d'établir avec certitude la direction des paléoécoulements ayant façonné ces morphologies. Plus récemment, l'analyse statistique est venu agrémenter ces observations basiques, notamment par l'étude dimensionnelle des paléoméandres de vallées encaissées (Deshaies, 1994). Des réorganisations hydrographiques anciennes, pour lesquelles les témoins sont plus rares, ont même été décelées dans certains cas grâce à la mise en œuvre de cette méthode (exemple du détournement de " l'Aisne-Ornain-Saulx " vers le bassin versant de la Seine, aux dépens de celui de la Meuse ; Deshaies et Weisrock, 1995a).

Les preuves morphosédimentaires de capture, relatives aux formations alluviales, peuvent s'avérer les plus sûres de tous les paramètres mémoriels à disposition, surtout dans certaines régions favorables où les caractéristiques lithologiques sont bien différenciées. Parfois, ces témoins ont été avancés préalablement aux éléments purement morphologiques, pour établir l'existence d'une capture héritée (exemple de la Moselle ; *cf.* chapitre II).

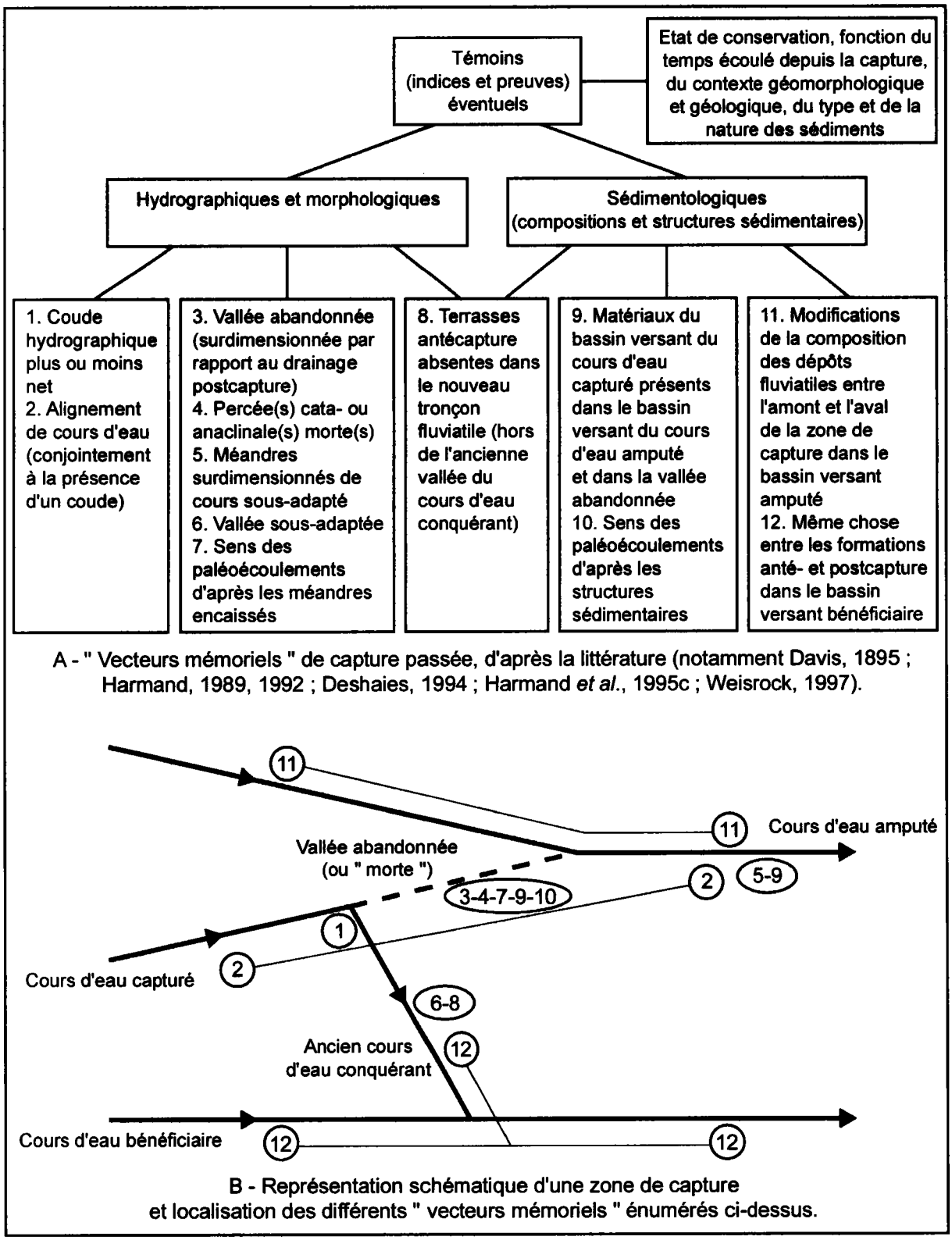
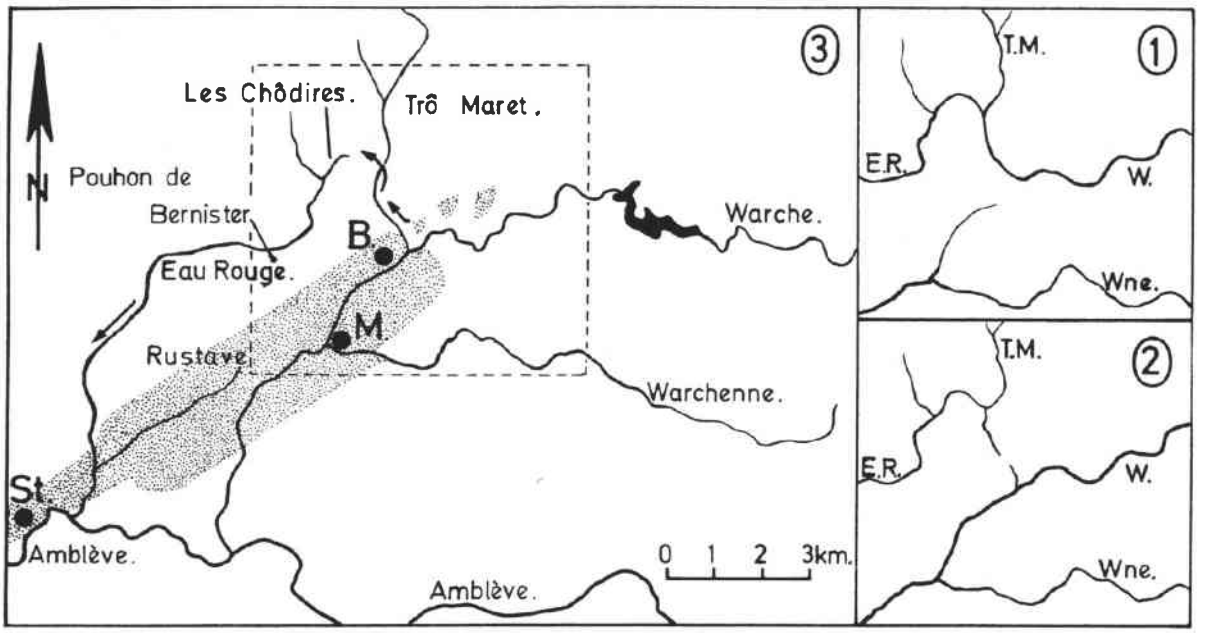


Figure I.1 - Témoins hydrographiques, morphologiques et sédimentologiques d'une capture.



« La carte de gauche (n° 3) donne le tracé actuel des principales rivières de la région étudiée. Les flèches jalonnent l'ancien cours de la Warche. En pointillés, répartition du poudingue permien de Malmédy d'après la carte géologique 160, Stavelot-Malmédy de F. Geukens. A droite, sous le n° 1, réseau hydrographique de la partie centrale de la figure n° 3 avant la capture de la Warche. Sous le n° 2, apparaît le réseau hydrographique après la capture de la Warche et avant la capture du Trô Maret. B = Bévercé ; M = Malmédy ; St = Stavelot. »

Figure I.2 - Exemples de captures n'ayant pas généré de coudes hydrographiques : cas de la Warche et du Trô Maret dans l'est de la Belgique (d'après Pissart et Juvigné, 1982, fig. 1).

Au contraire, on comprend aisément qu'un détournement hydrographique se produisant entre deux bassins versants à lithologie comparable, sera plus difficilement décelable par les preuves sédimentologiques. Toutefois, une étude détaillée des structures sédimentaires pourra, au même titre que les méandres encaissés, servir à reconnaître le sens des paléoécoulements dans les portions de vallées " abandonnées ".

Par ailleurs, on notera qu'en règle générale, la conservation des matériaux fluviatiles est moins aisée que celle des formes de relief.

Au final, sur la base d'un faisceau de preuves plus ou moins large, **on peut distinguer les captures démontrées, probables et possibles** (Harmand, 1992).

I.1.2. Les causes d'une capture.

Longtemps dévolues à deux types de causes principales, les captures ont, depuis peu, fait l'objet de visions plus globales déterminant pour une région donnée des réorganisations hydrographiques multiples et non plus isolées (Bravard et Petit, 1997 ; Weisrock, 1997). Faisons un rapide tour d'horizon des principales étapes descriptives et interprétatives qui ont permis cette évolution.

A la suite des travaux de W.M. Davis (1895) et J. Tricart (1949-1952), les captures ont été définies comme étant le résultat préférentiel de **phénomènes d'érosion régressive différentielle** entre deux bassins versants ou de rehaussement d'un cours d'eau à forte charge alluviale générant un **" déversement "** (évocation

précédente). S'il est indéniable que ces deux catégories de phénomènes concourent majoritairement aux changements directionnels de portions du réseau hydrographique, il apparaît nécessaire de dépasser ce concept bimodal trop restrictif dans la définition des causes véritables et quelque peu inhibitif en ce qui concerne la recherche de causes " annexes ".

Dans le cadre de l'étude de captures en Lorraine - Ardennes, J. Blache (1943) a mis l'accent sur la différenciation à établir entre **facteurs généraux (les causes) et locaux (les circonstances)**. Appliquée au cas de la capture de la Moselle (*cf.* chapitre II), cette théorie a été reprise par D. Harmand *et al.* (1995c), qui ont montré son intérêt dans la hiérarchisation globale des mécanismes et la limite du concept de capture par " érosion régressive " et par " déversement ".

Lors du colloque « Paléoréseaux hydrographiques quaternaires » tenu à Nancy en 1995, J.-P. Bravard « a présenté un essai de synthèse sur les processus expliquant les captures » (Weisrock *et al.*, 1995, p. 216). J.-P. Bravard et F. Petit (1997) ont repris cette conceptualisation des facteurs susceptibles de générer ou de favoriser des réorganisations hydrographiques (figure I.3).

Le regroupement typologique des mécanismes potentiels de capture intègre les paramètres fonctionnels d'une vision globale du phénomène et sous-tend son caractère structural. L'aspect temporel n'est toutefois pas évoqué par ces auteurs. Aussi, parallèlement au schéma de **« classification intégratrice « génétique » des captures »** (Weisrock, 1997, p. 264), il paraît judicieux de présenter ces phénomènes sous un angle systémique.

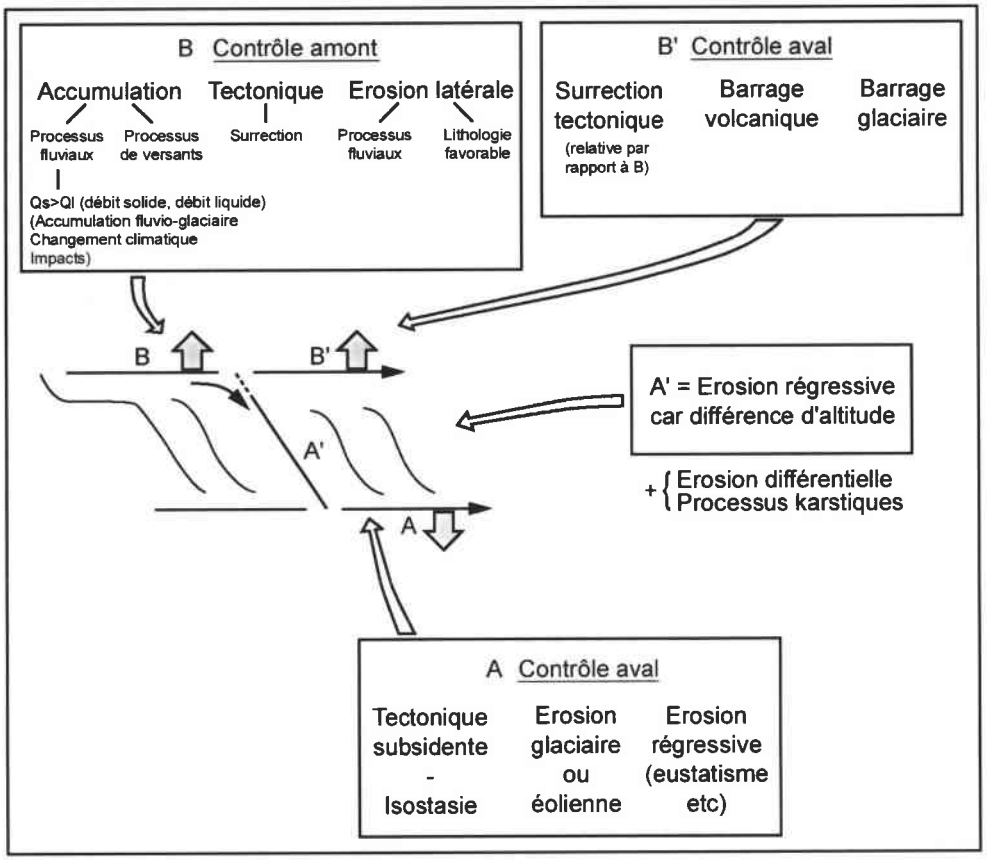


Figure I.3 - Typologie des facteurs externes pouvant intervenir dans les captures (d'après Bravard et Petit, 1997, fig. 1.6, modifiée par Weisrock, 1997, fig. 2).

Les systèmes dans lesquels on se place sont ceux des domaines fluviatile (sous-système du milieu géomorphologique) et hydrographique (*cf.* planche I.1). La figure I.4 représente les contextes et les dynamiques, relatifs au phénomène de capture.

Deux uniques caractéristiques structurales du sous-système sont nécessaires à la réalisation d'une capture : un différentiel altitudinal entre deux bassins versants et la proximité de ces derniers. Cette situation est dépendante de facteurs fonctionnels donc temporels. Les moteurs principaux de l'évolution du réseau hydrographique sont d'ordre tectonique (mouvements verticaux surtout) et climato-eustatique, à l'échelle continentale (*cf.* Larue et Etienne, 2001). A un niveau régional, d'autres paramètres entrent en ligne de compte pour influencer l'organisation spatiale du drainage épigé. Il s'agit de caractéristiques géologiques, morphologiques et climatiques, passives et dynamiques, interactives et évolutives (*cf.* Morisawa, 1989 ; Camus, 2001).

L'ensemble de ces facteurs génère des phénomènes d'érosion ou d'accumulation, à mobilité spatiale et à vitesse d'évolution variable en fonction de l'intensité des processus mis en jeu et de l'action concordante ou non de ces derniers (*cf.* Klein, 1993). La neutralisation éventuelle de certains processus ne peut se concevoir que sur un temps bref, d'un point de vue géomorphologique. Elle ne suffit pas à remettre en cause la modification de la structure du système considéré.

Les deux postulats de base (éléments d'ordre altitudinal et proximal) pour la réalisation d'une capture seront ainsi atteints dans des conditions géomorphologiques particulières qu'il est nécessaire de préciser. Pour ce faire, les " vecteurs mémoriels " précédemment énoncés sont précieux et à rechercher de façon exhaustive. On va voir que l'étude des conséquences d'une capture apporte également un certain nombre de données à ne pas négliger.

I.1.3. Les conséquences d'une capture.

De la même manière que pour les causes, la réalisation d'une capture induit des conséquences perceptibles à plusieurs échelles spatiales.

En l'absence de modifications des conditions générales ayant prévalu à une réorganisation hydrographique, on constate une **poursuite des conquêtes du bassin versant le plus déprimé** par rapport à ses voisins, du fait d'une puissance (plus ou moins grande) accrue des cours d'eau bénéficiaires. Cette réaction en chaîne s'apparente à une rétroaction positive, à cette différence près que les mécanismes produits dans un premier temps se déplacent dans l'espace. Inversement, du côté du bassin versant du cours amputé, il s'ensuivra une perte de compétence susceptible de diminuer davantage une puissance érosive parfois déjà entravée par des causes tectoniques ou climatiques.

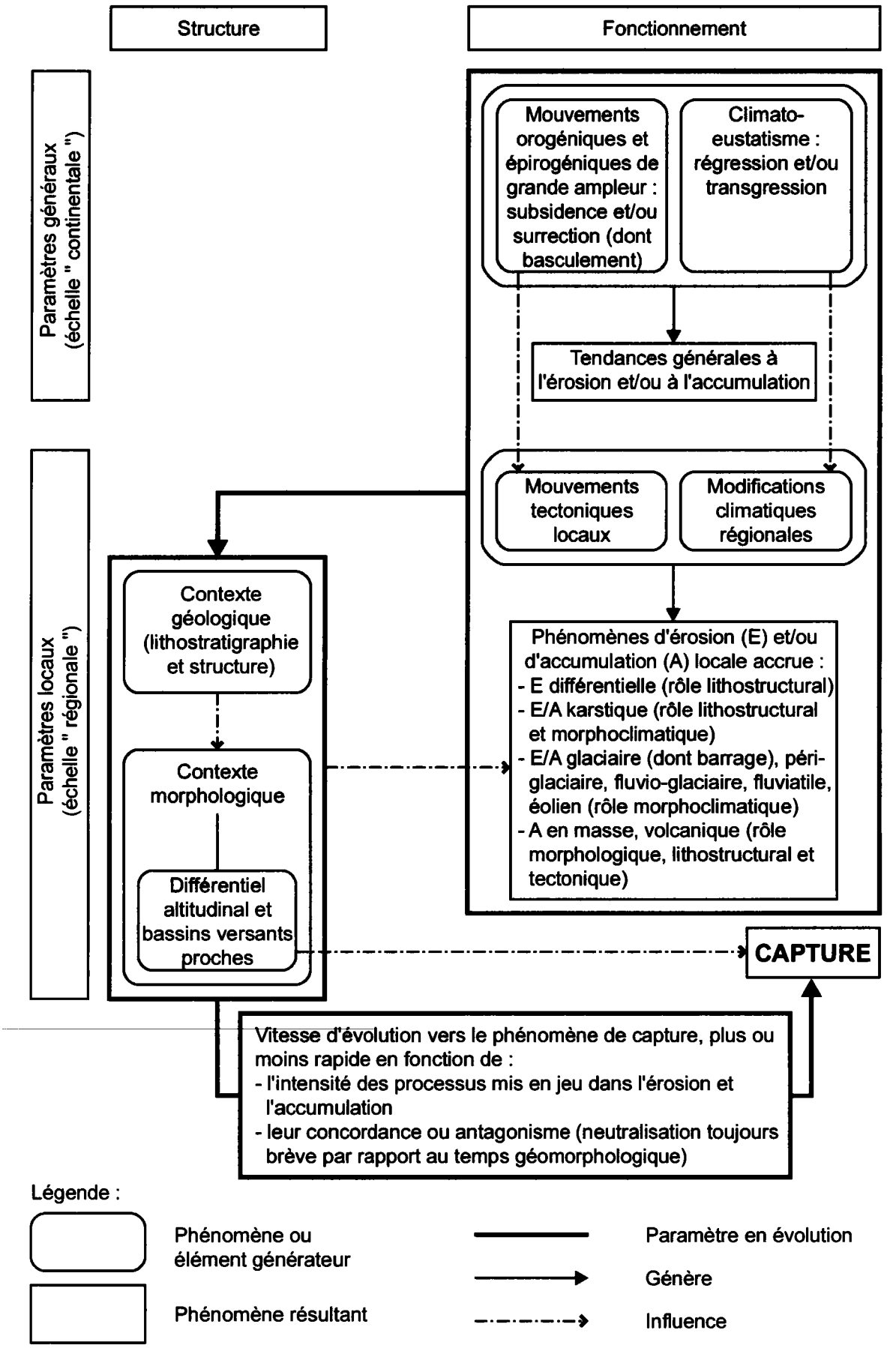


Figure I.4 - Contextes et dynamiques générant un phénomène de capture.

D'un point de vue plus local, les conséquences d'une capture sont d'ordre hydrologique, hydrogéologique et morphologique :

- **inversion du sens de l'écoulement et inadaptation des drains** dans la portion de vallée délaissée par le cours détourné ;
- **déstructuration des circulations souterraines** éventuelles, en fonction des nouveaux potentiels hydrauliques et des variations de localisation des exutoires ;
- **modification des dynamiques fluviales**, donc des capacités de transport, provoquant des arrêts, diminution ou accélération d'encaissement et, corrélativement, des changements dans le développement des formations alluviales (*cf.* Camus, 2001).

Le facteur temps reste un paramètre majeur si l'on souhaite quantifier la vitesse d'évolution de telle ou telle conséquence.

Comme on l'a vu en introduction générale, tous ces effets induits par un phénomène de capture, sont également sous la dépendance de multiples causes, directes ou indirectes. Par ailleurs, de la même manière que pour un détournement hydrographique, une liste de témoins non exhaustive peut être avancée pour chacune de ces conséquences.

Dans le cadre de cette étude, on se limitera à déterminer les " vecteurs mémoriels " relatifs aux changements d'ordre hydrogéologique, dans les milieux particuliers que constituent les karsts.

Une remarque préliminaire s'impose : on peut constater certaines concordances entre les conséquences énumérées ci-dessus et l'ensemble des preuves concernant la reconnaissance d'une capture. La raison, déjà évoquée en introduction générale, en est simple : quelques témoins de détournement hydrographique sont constitués par la comparaison de caractéristiques géographiques anté- et postcapture (exemple : les formations alluviales dont les matériaux changent avant et après le phénomène). Ces preuves " comparatives " utilisent donc des éléments produits par les causes de capture et d'autres induits par les conséquences de capture.

Une exception notable concerne les aspects hydrogéologiques. En région carbonatée, la mémoire morphogénique du karst a été souvent établie et appliquée à la reconstitution d'histoires géomorphologiques (Maire, 1990 ; Audra, 1994 ; Delannoy, 1997 ; Camus, 1997 ; Vanara, 2000a ; Jaillet, 2000b ; Bruxelles, 2001a, 2001b). Pourtant, à notre connaissance, en dehors du milieu endokarstique proprement dit (*cf.* Vanara, 2000a, 2000b : capture dans le réseau d'Etxanko Zola ; Jaillet, 2000b, 2001 : capture dans le réseau du Rupt du Puits), aucun argument de ce type n'a déjà été mis en avant pour démontrer l'existence d'une capture épigée.

De la même façon que pour les formations alluviales, par exemple, **si un contexte karstique est susceptible de favoriser la réalisation d'un détournement hydrographique, en retour le karst sera également modifié dans sa structure et son fonctionnement par ce dernier**. Ainsi, en tout état de cause, **une comparaison de paramètres morphosédimentaires anté- et postcapture du domaine karstique devrait fournir des données indiquant un tel bouleversement hydrologique**.

Afin de préciser les particularités auxquelles sont soumis les phénomènes de capture dans des zones à substratum carbonaté, il est nécessaire de comprendre préalablement le principe des infiltrations souterraines, partielles ou totales, c'est-à-dire d'évoquer les facteurs de la karstification et des percées hydrogéologiques en particulier.

I.2. Causes et modalités des percées hydrogéologiques ou hydrokarstiques.

Un certain nombre de formations lithologiques possèdent la faculté de dissolution sous des conditions hydrologiques, chimiques et tectoniques déterminées. Lorsque ces conditions sont réunies, on est en présence d'un karst, terme qui a été défini de façon fort variée par des générations de chercheurs (par exemple : Gèze, 1965 ; Fénelon, 1967a ; Renault, 1970, 1987 ; Mangin, 1974-1975, 1998 ; Dresch et coll., 1985 ; Choppy, 1985 ; Beaudoin, 1989 ; Ford et Williams, 1989 ; Jennings, 1996 ; Delannoy, 1997 ; Quinif, 1998a ; Willems, 2000 [2] ; Salomon, 2000 ; Reffay, 2001).

On retiendra la définition de A. Mangin (1998, p. 3), qui correspond bien au concept de karstification développé ci-après : « **on appellera karst tout milieu pour lequel, à la suite de phénomènes de dissolution, apparaît une morphologie constituée essentiellement par des vides présentant une organisation** ». La précision d'une nécessité de vides organisés amène l'auteur à exclure tous les milieux où la dissolution est lente et, par conséquent, la hiérarchisation du drainage hypogé peu ou pas développée (cas des massifs constitués de formations siliceuses notamment, et dénommés " pseudokarstiques "). La terminologie d'un karst est alors ramenée à la notion de circulation souterraine de l'eau, c'est-à-dire à des lois hydrodynamiques (Mangin, 1974-1975).

Cependant, comme le souligne Y. Quinif (1998a), **par extension et abus de langage, un karst peut désigner l'ensemble des morphologies caractéristiques de la dissolution**. On peut en outre y ajouter les éléments ponctuels associés (pertes, émergences, ...). Dans ce travail, **on adoptera cette définition au sens large**, pour ne pas anticiper sur les interprétations karstogénétiques, qui déterminent des limites temporelles et spatiales. La taille des vides n'entrera pas en ligne de compte ; on observera des cavités décamétriques à micrométriques.

Cette remarque génère diverses implications.

Tout d'abord, il existe dans des régions calcaires (et crayeuses), des cas fréquents de vides et cavités colmatées de matériaux meubles, qui ne semblent pas avoir connu de relations génétiques avec un système hydrogéologique réellement hiérarchisé. Il s'agit par exemple des **" fantômes de roche "** observés en Belgique (Vergari et Quinif, 1997 ; Vergari, 1998 ; Quinif, 1998a, 1999b ; Kaufmann *et al.*, 1999) et en Normandie (Rodet, 1999), ou des **" viailles "** décrites à Savonnières-en-Perthois, dans la Meuse, par S. Jaillet (2000a, 2000b ; Jaillet *et al.*, 2002a).

Un " fantôme de roche " est « un phénomène karstique bien particulier [qui] se développe lorsque la roche se dissout de façon quasiment isovolumique » (Quinif, 1998a, p. 3). Il se présente donc comme une zone qui conserve « la structure de l'encaissant, sa stratification, ses accidents lithologiques » (Vergari et Quinif, 1997, p. 181) [3]. « Le mécanisme qui procède à ce type d'altération peut engendrer des morphologies apparemment creusées par une rivière souterraine » (Vergari, 1998, p. 13).

« Les " viailles " sont des galeries [...] corrodées en régime noyé [...], [qui] furent le siège d'écoulements extrêmement lents voire nuls » (Jaillet, 2000b, p. 402 ; *cf.* photo A-IV.22 en annexe). La " karstification alvéolaire " de J. Rodet (1997) correspond à un phénomène identique, observé dans des massifs crayeux.

Ces auteurs parlent de morphologies karstiques au sens étendu du terme, ou de pseudoendokarst lorsqu'ils suivent strictement la terminologie de A. Mangin (1998).

[2] Cet auteur a effectué une recherche terminologique détaillée, à laquelle nous renvoyons pour d'autres références.

[3] Des descriptions similaires ont été effectuées par P. Fénelon (1967b) dans le Périgord.

Le même hiatus concerne les formes de dissolution lente situées dans des formations non carbonatées, sulfatées ou chlorées (roches siliceuses par exemple, qui comportent d'ailleurs des morphologies similaires à celles des roches carbonatées ; *cf.* Mainguet et Callot, 1974 ; Willems, 2000). A ce propos, on note que les ouvrages les plus récents relatifs au karst, incluent toujours un exposé plus ou moins développé sur les roches à solubilité lente (Ford et Williams, 1989 ; Klimchouk *et al.*, 2000 ; Salomon, 2000). Si ce point ne nous concerne pas directement dans ce travail, on indiquera que le terme de pseudokarst sera parfois utilisé pour désigner les grandes diaclases de détente de versants, qui affectent localement les plateaux calcaires de Lorraine.

On soulignera finalement que la notion de système s'applique au karst (Mangin, 1974-1975, 1998 ; Delannoy, 1997 ; Quinif, 1998a ; Jaillet, 2000b). En l'occurrence, le milieu karstique est inclus dans le système géomorphologique, au même titre que le domaine fluviatile étudié précédemment (*cf.* planche I.1).

I.2.1. Fondements théoriques de la karstification.

Si l'on reprend les termes de B. Gèze (cité par Mangin, 1974-1975), **la karstification est « l'ensemble des processus de genèse et d'évolution des formes superficielles et souterraines dans une région karstique »**. Les conditions de la karstification ont fait l'objet de nombreuses études, parmi lesquelles l'approche thermodynamique développée par A. Mangin (1974-1975, 1998) et Y. Quinif (1983, 1998a) nous paraît bien prendre en compte les réalités du phénomène.

Les recherches les plus récentes (Quinif, *ibid.*, 1999b ; Palmer, 1991 ; Delannoy, 1997 ; Mangin, 1998 ; Delannoy *et al.*, 1999) ont appliqué au processus de karstification les trois facteurs suivants :

- **énergie hydrodynamique**, comprenant débit et gradient hydraulique ;
- **énergie chimique**, composée des agents eau et CO_2 ; la réaction simplifiée de dissolution est la suivante : $CaCO_3 + H_2O + CO_2 \rightarrow Ca(HCO_3)_2$;
- **énergie mécanique**, créant l'ouverture de fractures.

Beaucoup plus rarement, une énergie thermique peut entrer en jeu pour créer un karst hydrothermal (Quinif, 1983, 1998a).

L'eau est le facteur indispensable de la karstification, tandis que l'énergie chimique existe quel que soit le milieu, mais dans des proportions variables (*cf.* infra).

Trois cas de figures ont été établis par Y. Quinif (1998a, 1999b) :

- la dissipation simultanée des trois énergies génère l'**endokarst** (*s.l.*), c'est-à-dire l'ensemble des vides souterrains ;
- lorsqu'il y a absence d'énergie mécanique, seule la **cryptocorrosion** peut agir et créer des morphologies karstiques de surface, non connectées à des vides souterrains (*cf.* Quinif *et al.*, 1997a). Les discontinuités du substratum sont indispensables aux circulations hypogées, donc à la spéléogenèse (Martel, 1894 ; Lehmann, cité par de Martonne, 1933) ;
- l'absence d'énergie potentielle ne permet pas les écoulements souterrains, ce qui provoque une déstructuration du réseau cristallin de la roche, sans exportation de matière solide ; il y a transformation isovolumique et création de **" fantômes de roche "**.

Ces trois cas de figures ne sont évidemment pas cloisonnés dans le temps et il est par exemple possible qu'un " fantôme de roche " évolue par la suite selon une néogenèse endokarstique, en laissant ou non des témoins de la première phase de karstification (Vergari, 1998 ; Quinif, 1999b ; Quinif et Quinif, 2002).

Le facteur principal de la karstification, en plus de l'eau, est donc l'énergie chimique (Beaudoin, 1989) et, suivant la combinaison ou non des autres facteurs, on obtiendra

différentes variantes du phénomène : fantomisation, cryptocorrosion, endokarstification. Des processus de bactériogenèse peuvent également intervenir (Quinif, 1999b ; Willems, 2000).

L'ensemble des facteurs de la karstification est contrôlé par la tectonique et le climat caractérisant une région donnée, soit directement, soit indirectement (rôle du relief sous influence tectonique et climatique).

En ce qui concerne l'énergie chimique, la réaction de dissolution dépend du taux de CO_2, et de la température secondairement. Le CO_2 dissous dans l'eau est avant tout d'origine pédologique, donc fonction de la végétation (Roques, 1967 ; Renault, 1987 ; Salomon, 2000). En l'absence de sol, seul le CO_2 atmosphérique, dont l'eau de pluie se charge, intervient dans la corrosion du substratum. Par ailleurs, la baisse de la température de l'eau permet l'augmentation de la mise en solution du dioxyde de carbone, donc un pouvoir de corrosion plus important (Corbel, 1957 ; Lismonde, 1999 ; Salomon, 2000), même si la réaction de dissolution est plus lente (Ek et Poty, 1982). Le climat est ainsi le seul paramètre régulateur de l'énergie chimique, puisque déterminant la présence et la quantité d'eau et modifiant les paramètres de la réaction chimique (*cf.* Riser, 1999).

L'énergie hydrodynamique dépend également du climat pour ce qui est du débit liquide. Le gradient hydraulique résulte, quant à lui, d'une différence de dénivelée entre l'impluvium et l'exutoire. Par conséquent, l'aspect géomorphologique lui est applicable, c'est-à-dire les facteurs tectoniques et climatiques dont dépendent les reliefs.

Enfin, l'énergie mécanique est essentiellement due aux mouvements tectoniques et secondairement au contexte géomorphologique (cas des ouvertures de fracturations de détente), pour lequel on retrouve les influences tectoniques et climatiques.

Pour conclure, on retiendra avec Y. Quinif (1999a) que la karstification préférentielle (générant les formes endokarstiques) s'effectue selon les directions de fractures ouvertes et du gradient hydraulique maximal. Les évidements seront les plus importants aux endroits de dissipation maximum d'énergie, c'est-à-dire pour des fortes dénivellations et/ou des gros débits (*cf.* Audra, 1997b).

Ces principes régissent les relations entre circulations souterraines initiées par la karstification et écoulements épigés, notamment dans le cas de percées hydrogéologiques.

I.2.2. Vallées karstiques et percées hydrogéologiques : interactions entre milieu épigé et circulations souterraines.

La définition que nous avions donnée en introduction de ce chapitre d'une percée hydrogéologique nécessite quelques remarques. Prise dans son sens étendu, l'expression ne se rapporte pas uniquement à la vision spéléologique d'une traversée pénétrable à l'homme d'un massif en suivant un cours d'eau hypogé (*cf.* Choppy, 1985, 1994a ; Gilli, 1999). Afin de préciser la notion adoptée, nous dirons que **les percées hydrogéologiques correspondent à des circulations souterraines de plus ou moins grande ampleur entre une (des) perte(s) et une (des) émergence(s), concernant un même bassin versant ou des bassins versants différents**. Compte tenu de la terminologie d'un karst précédemment déterminée, on peut employer la locution " percée hydrokarstique " comme synonyme.

Ces percées peuvent être classées selon **deux types, comprenant chacun deux sous-catégories** (figure I.5) :

- type 1a : le système perte - émergence affecte deux bassins versants différents ;
- type 1b : le système perte - émergence affecte deux sous-bassins versants différents appartenant à un même bassin versant ;
- type 2a : le système perte - émergence affecte deux vallées directement confluantes (la perte se produit toujours dans le cours d'eau de rang hydrographique inférieur) ;
- type 2b : le système perte - émergence affecte une même vallée (recoupement de méandre, circulation sous le talweg rocheux).

Dans cette classification, on ne considère pas le cas des recoupements karstiques de méandre dont l'origine tient au développement latéral des rives concaves (phénomène d'osculation), bien qu'il y ait eu souvent une initiation par percée hydrogéologique du type 2b. Les exemples classiques de ponts naturels à Minerve dans l'Hérault (Pont Petit – Ambert, 1976) et à Vallon Pont d'Arc dans l'Ardèche (Pont d'Arc – Nicod, 1997a, 1997b) font partie de cette catégorie spéciale.

Pour ce qui est des systèmes perte - émergence pris en considération, on notera que l'emploi délibéré du terme d'émergence vise à exclure toute notion génétique caractérisant les termes d'exsurgence et de résurgence (*cf.* Bakalowicz, 1999). En réalité, les résurgences vraies (émergence totale ou exclusive d'un cours d'eau perdu à l'amont) n'existent probablement jamais. Disons simplement que leur affiliation la plus proche doit se retrouver dans la catégorie 2b, tandis que les autres types généreront principalement des exsurgences.

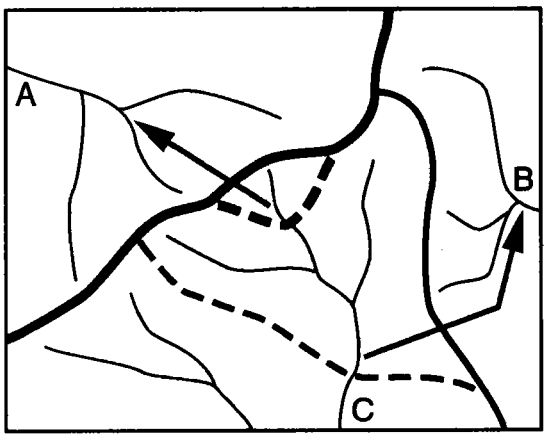
Dans la classification adoptée, on n'a pas introduit de notion d'échelle stricte. Néanmoins, les types 2a et 2b concernent des portions de vallées toujours proches, à l'inverse des cas 1a et 1b où les percées peuvent s'effectuer sur des distances très variables (kilométriques à plurikilométriques). Pour chaque catégorie, on évoquera quelques cas, qui permettent d'illustrer concrètement les propos. Certains exemples caractéristiques seront détaillés, afin de servir de points de comparaison pour les recherches ultérieures.

L'exemple le plus connu de la classe 1a est sans doute le cas des **pertes du Danube supérieur qui rejoignent la source de l'Aach**, dans le bassin versant du Rhin (Eisenmenger, 1907 ; Gèze, 1948 ; Nicod, 1972 ; Hötzl, 1996 ; Riser, 1999 ; Stančik, 2000 ; Duckeck, 2000 ; figure I.6). Descendu de la Forêt Noire où il prend sa source [4], le Danube traverse par un défilé le revers de cuesta de l'Alb Souabe, constitué de calcaires du Jurassique moyen et supérieur (Dogger et Malm). Le fleuve y subit des pertes, qui sont totales en périodes de basses eaux. Ces infiltrations se produisent dans le Malm inférieur entre Geisingen et Sigmaringen ; leur émergence à la source de l'Aach (Malm supérieur) a été prouvée par traçages, dès 1877 (Eisenmenger, 1907 ; Duckeck, 2000).

Les caractéristiques de cette percée hydrogéologique sont les suivantes (Eisenmenger, 1907 ; Duckeck, 2000) :

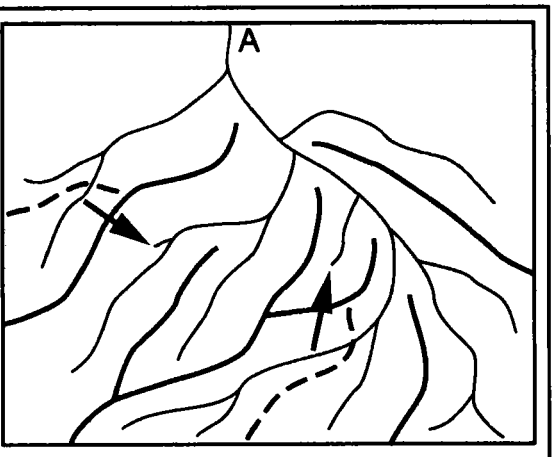
- altitudes et distance : pertes vers 656 m d'altitude, source à 481 m, Lac de Constance et Rhin vers 395 m ; trajet souterrain de 11,7 km à vol d'oiseau ; pente de 1,5 % environ ;
- hydrologie et hydrogéologie : pertes du Danube en moyenne annuelle = ⅔ de son débit ; 309 jours consécutifs de pertes totales en 1921 ; niveau piézométrique à 8 m sous le talweg à la zone de pertes principale (lieu-dit « im Brühl ») ; vitesse des circulations souterraines = 195 m/h ; débits à la source de l'Aach = 8,5 m³/s de moyenne (maximum de 24,1 m³/s et minimum de 1,3 m³/s) ; cette source (et les onze autres plus petites qui lui sont associées) constitue une exsurgence dont le débit est fourni à 19-60 % par les pertes « im Brühl ».

[4] Source de la Breg en fait, qui devient le Danube à Donaueschingen seulement.



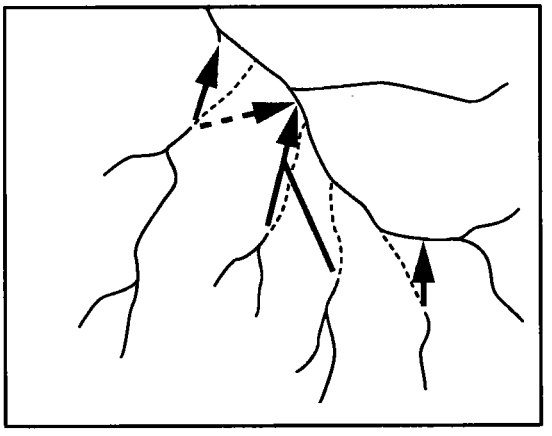
TYPE 1a

Pertes et émergences affectent deux bassins versants de fleuves différents.
Ces fleuves se dirigent vers de mers différentes (exemple de A et C) ou la même mer (exemple de B et C).
Des captures épigées peuvent se produire, à plus ou moins long terme.



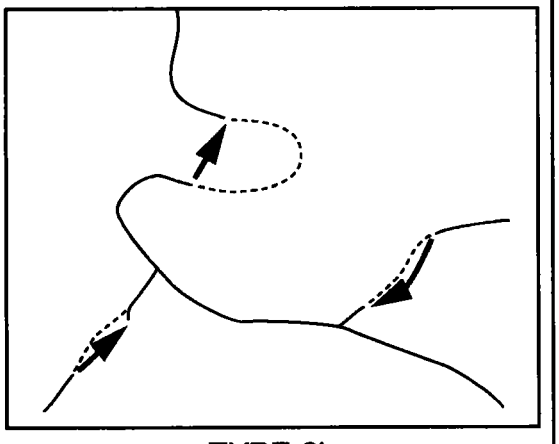
TYPE 1b

Pertes et émergences affectent deux sous-bassins versants appartenant au bassin versant d'un même fleuve (A).
Nous sommes donc en présence de cours d'eau affluents, mais dont la confluence n'est pas directe.
Des captures épigées peuvent se produire, à plus ou moins long terme.



TYPE 2a

Pertes et émergences se produisent dans des vallées directement confluantes.
Les pertes affectent les cours d'eau de rang hydrographique inférieur.
Il ne peut pas se produire de captures épigés.



TYPE 2b

Pertes et émergences se situent dans la même vallée.
On peut être en présence de recoupements de méandres ou de circulations sous le talweg rocheux.
Il ne peut pas se produire de captures épigés.

Légende :

- Cours d'eau
- Talweg à sec
- Percée hydrogéologique
- Diffluence hydrogéologique temporaire
- α / β : Ligne de partage des eaux, actuelle (α) et future (β), de 1er ordre (entre deux fleuves rejoignant des mers différentes)
- α / β : Ligne de partage des eaux, actuelle (α) et future (β), de 2ème ordre (entre deux fleuves dépendant d'une même mer)
- α / β : Ligne de partage des eaux, actuelle (α) et future (β), de 3ème ordre (entre deux rivières ou une rivière et un fleuve)

Figure I.5 - Classification des percées hydrogéologiques.

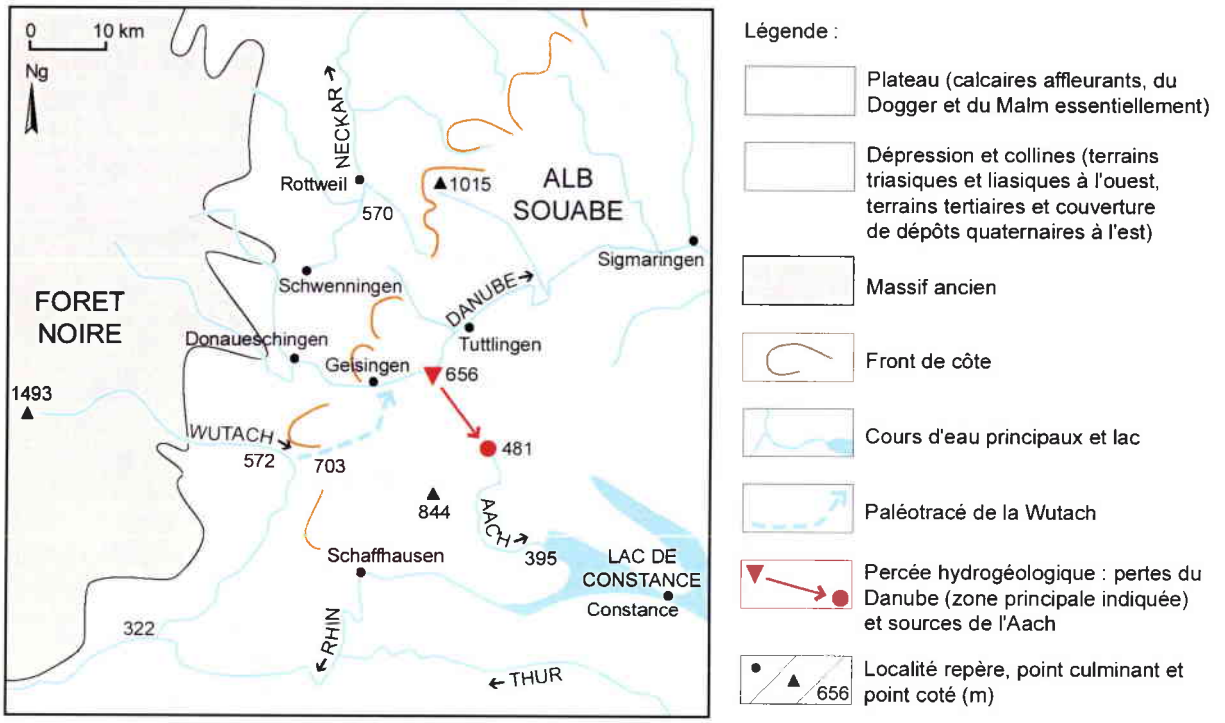


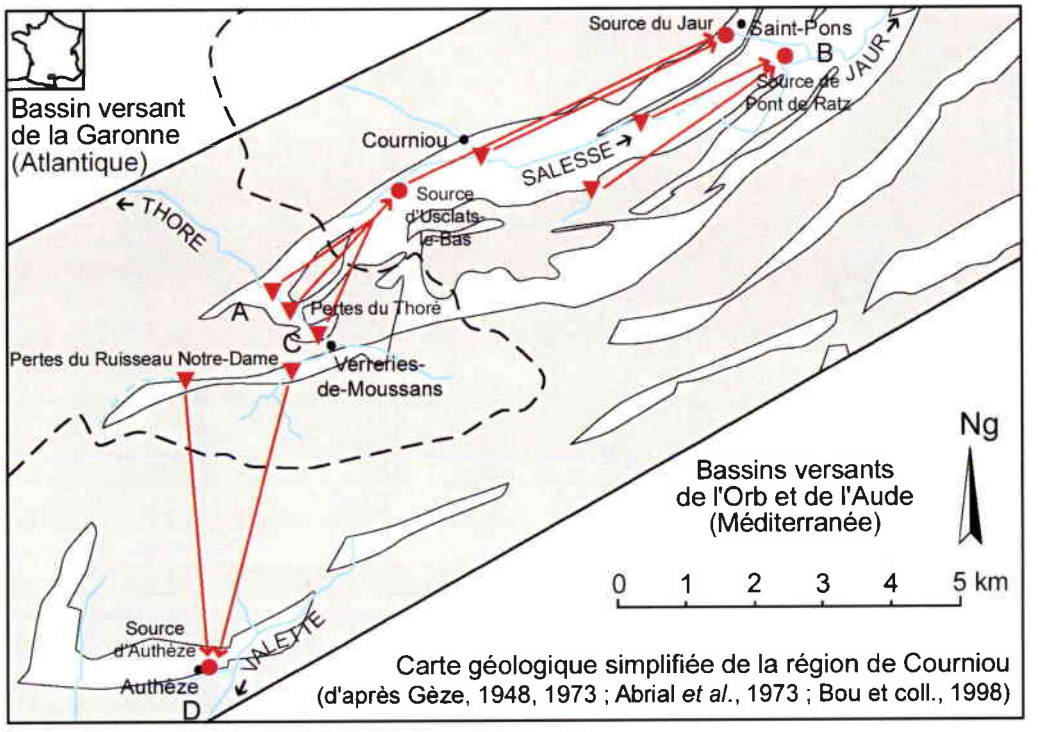
Figure I.6 - Phénomènes de percée hydrogéologique et de capture hydrographique dans le sud-ouest de l'Alb Souabe (Allemagne méridionale).

Le Danube évolue donc dans une vallée très nettement perchée par rapport au bassin versant voisin du Rhin supérieur. Le gradient hydraulique important qui existe entre ces deux bassins fluviaux, fruit de mouvements tectoniques de grande ampleur (subsidence du graben rhénan), est à l'origine de ce détournement hydrologique souterrain. Il faut par ailleurs noter qu'à cette même cause est liée la perte d'une bonne partie du bassin danubien au profit de celui rhénan, du fait de captures épigées par " érosion régressive ", depuis le Pliocène supérieur (Eisenmenger, 1907 ; Hötzl, 1996).

Des événements similaires se produisent actuellement dans le **haut bassin du Thoré** dépendant du réseau hydrographique garonnais, au profit de cours d'eau du versant méditerranéen (Jaur et Cesse) (Gèze, 1948 ; Abrial *et al.*, 1973 ; Gèze, 1973 ; figure I.7).

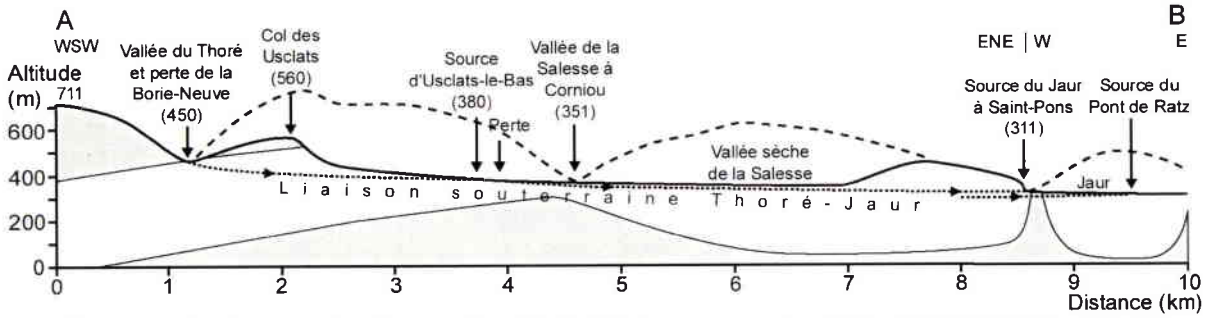
Un traçage effectué en 1948 (Gèze, 1948) a permis de prouver une communication hydrogéologique dans les dolomies et calcaires dévoniens entre les pertes du Thoré, près des Verreries de Moussans, et la source d'Usclats-le-Bas dans le bassin versant de l'Orb. Le gradient hydraulique entre ces deux points distants de 2,5 km à vol d'oiseau, est d'environ 70 m (pente de 2,8 %). La coloration a fourni une vitesse moyenne de circulation souterraine de 6,5 m/h.

A l'amont des Verreries de Moussans, des pertes affectent déjà un affluent du Thoré à 530 m d'altitude (Abrial *et al.*, 1973). Un traçage a démontré que ces infiltrations dans les calcaires cambriens résurgeaient à la source d'Authèze dans le bassin versant de l'Aude, à 455 m d'altitude. Le gradient hydraulique de 75 m pour une distance de 4,5 km à vol d'oiseau (pente de 1,75 %) est moins significatif que dans les cas du Danube et du Thoré, puisque d'après B. Gèze (1973), les circulations souterraines se situent à grande profondeur sous un massif non carbonaté. Notons tout de même que le colorant injecté a évolué à une vitesse moyenne approximative de 40 à 50 m/h.

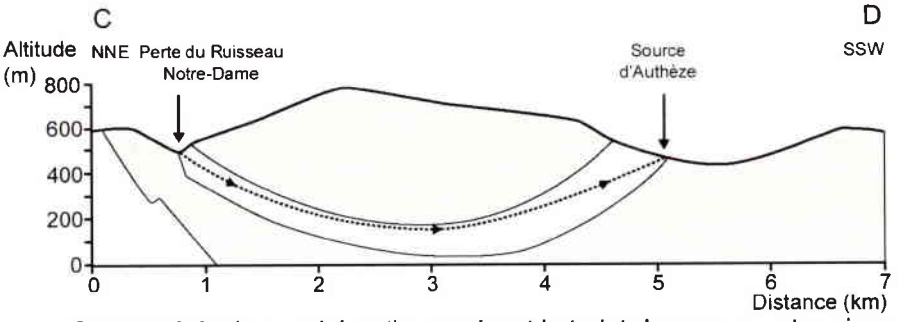


Légende :

- Calcaires et dolomies
- Grès, schistes et quartzites } Terrains paléozoïques plissés
- Cours d'eau pérenne et intermittent
- Ligne de partage des eaux majeure
- Perte et source
- Percée hydrogéologique
- Localité repère
- A B C D Coupes géologiques



Coupe géologique schématique suivant le trajet des eaux souterraines entre le Thoré et le Jaur
(d'après Gèze, 1948, 1973, modifiée)



Coupe géologique schématique suivant le trajet des eaux souterraines entre le Ruisseau Notre-Dame et Authèze (d'après Gèze, 1973, modifiée)

Figure I.7 - Percées hydrogéologiques entre les versants atlantique et méditerranéen, dans la Montagne Noire orientale (Hérault).

Pour illustrer la catégorie 1b, un cas bien connu est celui du **Doubs qui alimente son affluent la Loue** (Fournier, 1926 ; Mettetal et Mudry, 1996 ; Bakalowicz, 1999). En aval immédiat de Pontarlier, le Doubs subit une série de pertes, qui peuvent être totales en période d'étiage (moins de 2,5 m^3/s ; Mettetal et Mudry, *ibid.*), dans les calcaires du Jurassique supérieur.

Plusieurs traçages fort célèbres, effectués au début du XX^{ème} siècle (*cf.* Fournier, 1926), ont révélé la communication hydrogéologique avec la source de la Loue, 275 m en contrebas de la région des pertes (le trajet souterrain à vol d'oiseau est d'environ 10 km, d'où une pente de 2,75 %). Ces circulations souterraines sont rendues possibles, malgré « d'importants noyaux marneux anticlinaux » intercalés, par l'existence d'une « zone broyée matérialisant le passage de l'accident de Pontarlier » (Mettetal et Mudry, 1996, p. 85). Toujours d'après ces auteurs, « les pertes actives [...] sont petites et nombreuses, souvent en zone non-saturée (piézométrie indépendante du niveau du Doubs). [...] Leur débit est régulier, avec une saturation en hautes eaux. » Enfin, notons que la source de la Loue constitue une exsurgence dont le débit ne provient du Doubs que pour ⅓ (en étiage) à 1/6ème (en moyenne annuelle) de sa valeur (Mettetal et Mudry, *ibid.*, p. 88-89).

Des circulations entre bassins versants d'affluents appartenant à un même grand bassin versant existent également avec le cas célèbre de la Tardoire et du Bandiat vers la **Touvre** (tous tributaires de la Charente) (*cf.* Nicod, 1972). Il s'agit là d'un système karstique très important, dont l'exutoire – la source de la Touvre – constitue le deuxième de France, en débit, après la Fontaine de Vaucluse (Choppy, 1995).

Par ailleurs, deux exemples étrangers retiennent notre attention :

- en Afrique du Sud, plusieurs grottes du **karst de Cango** sont alimentées par des pertes sous-alluviales de différentes petites rivières (Martini, 2000). Les infiltrations rejoignent rapidement des galeries situées à 10-20 m sous les vallées. Ces conduits drainent les écoulements souterrains sur 2,5 km au maximum, selon des gradients moyens de 0,8 à 2 % ;
- en Nouvelle-Zélande, D. Ford et P. Williams (1989) et J.-N. Salomon (2002) ont présenté une intéressante percée hydrogéologique, avec les pertes de la **Bullock Creek** rejoignant les sources de Cave Creek, dans une structure synclinale.

Les cas se rapportant à la classe 2a sont innombrables et concernent souvent un ensemble de pertes dont les eaux se concentrent vers une seule source. Les systèmes **" chantoirs - émergence "** de l'Ardenne belge en font partie (exemples : Insegotte - Fontaine de Rivîre – Ek *et al.*, 1985 ; grottes Sainte-Anne et de Remouchamps – Ek, 1961 ; système karstique de la grotte de Hotton – Delaby *et al.*, 2001).

Dans le même genre, on trouve à l'est de la Montagne Noire la perte de la Pode (et autres...) vers la source de la Cesse (Gèze, 1973), dans les Monts Bihor en Roumanie, celle de Ponorului vers les émergences Alunul Mic et Humpleu (diffluence karstique ; Ponta *et al.*, 1993), ou encore en Nouvelle-Zélande, les pertes rejoignant Gorge Creek dans la région de la Takaka (Ford et Williams, 1989). On peut également ranger dans cette catégorie les pertes de l'Artuby, dans le département du Var, qui rejoignent Fontaine-l'Evêque dans la vallée du Verdon (Nicod, 1967a, 1967b, 1972, 1997a ; Gèze, 1974).

Enfin, de nombreux exemples appartiennent également à la catégorie 2b. Ce peut être des **recoupements souterrains de méandre**, en cours de réalisation ou achevés : Grand Pont à Minerve (Hérault – Ambert, 1976), Cure à Arcy (Yonne – Nicod, 1997b), Lesse à Han et Furfooz, et Ourthe à Durbuy et Bohon (Belgique – Martel, 1894 ; Van den Broeck *et al.*, 1910 ; Demangeon, 1927 ; Ek *et al.*, 1985 ; Bastin *et al.*, 1988 ; Van Es *et al.*, 1992 ; Quinif, 1994a ; Choppy, 1994b), rivière Vratna (Serbie – Ambert et Nicod, 1981), grotte Sof Omar (Ethiopie – Ford et Williams, 1989). Dans tous les cas, les écoulements souterrains s'opèrent

sur de courtes distances avec des dénivelées très faibles : les pentes sont équivalentes à celles d'un cours d'eau de surface.

Ainsi, pour la **Lesse** à Han, les valeurs sont les suivantes (Van den Broeck *et al.*, 1910) : 1 m de dénivellation entre le Trou de Belvaux (perte) et le Trou de Han (résurgence), 1,05 km de trajet à vol d'oiseau mais environ 1,8 km par les galeries spéléologiques, soit une pente de 0,1 % et 0,06 % respectivement. Cet exemple de Han-sur-Lesse met en lumière la relativité des données hydrogéologiques, puisque le recoupement souterrain de méandre est caractérisé par une zone noyée assez importante dans laquelle les galeries sont loin d'être subhorizontales (plongeon vertical de 45 m au gouffre de Belvaux ; Quinif, 1994a). De même, la vitesse de circulation, déjà dépendante du régime hydrologique et des caractéristiques spéléomorphologiques, perd toute sa signification lorsqu'il existe une (des) zone(s) noyée(s). On peut s'en rendre compte par les valeurs de 100 m/h et 14,6 m/h mesurées par Van den Broeck *et al.* (1910) à Han (dans la partie essentiellement vadose connue à l'époque) et Furfooz (en aval, double recoupement de méandres s'effectuant partiellement en zone noyée dans des conduits probablement plus petits qu'à Han ; Van den Broeck *et al.*, *ibid.* ; Ek *et al.*, 1985 ; Van Es *et al.*, 1992 ; Van den Broeck, 2001). Dans le cas de la percée hydrogéologique de Furfooz, on notera que la Lesse souterraine passe à 1-1,5 m sous la Lesse de surface à la moitié de son double recoupement (Van den Broeck *et al.*, 1910).

A la catégorie 2b se rapportent aussi parfois des **circulations souterraines sous le talweg** (*cf.* Gèze, 1971 ; Choppy, 1994a ; Nicod, 1997a). C'est par exemple le cas pour l'Ardèche, la Cèze, le Gardon, la Jonte (SE et sud du Massif Central – Nicod, *ibid.*) et le Hilan (Belgique – Quinif, 1974).

Des **situations intermédiaires** existent : court-circuit hypogé plus ou moins éloigné de la vallée (Rio Zapote à la Cueva de la Estrella au Mexique – Bretz, 1955 ; rivières des petits causses au sud du Thoré, dans le Tarn – Gazelle, 1984 ; Eau Noire à Couvin - Nismes, en Belgique – Quinif, 1994c ; Ry d'Ave en Belgique – Quinif *et al.*, 2002) ou circulations souterraines recoupant des méandres et cheminant sous le talweg (Lomme, en Belgique – Kaufmann, 1994).

Tous ces exemples mettent en lumière la **variabilité des situations** que l'on peut rencontrer, **sous le même vocable de percée hydrogéologique**. Le développement chiffré de quelques cas connus a permis de se faire une idée des valeurs hydrologiques et de gradient hydraulique en jeu dans chaque catégorie. Malgré l'hétérogénéité qui domine dans tous les types définis, on peut retenir que :

- les **classes 1a et 1b** possèdent des caractéristiques comparables : **fortes dénivellations, longueur des trajets souterrains très variables et débits généralement importants** ;
- la **catégorie 2a** présente des **courtes distances** de circulations hypogées et des **dénivelées très variables** (ainsi que des volumes hydrologiques le plus souvent faibles) ;
- le **type 2b** est caractérisé par des **trajets souterrains courts** et des **pentes hydrauliques faibles**, comparables à celles des cours d'eau subaériens (tout comme les débits, en fonction des volumes des vides des milieux karstiques).

Toutefois, comme dans toute classification, les limites ne sont souvent pas aussi tranchées d'une catégorie à l'autre, et des contextes géomorphologiques fort comparables se retrouveront dans deux classes différentes. On peut s'en rendre compte également en évoquant les paléopercées hydrogéologiques du Cap de la Lesse en Ariège, étudiées par P. Sorriaux (1982) : suivant les modifications du niveau de base, dictées par les glaciations quaternaires, les circulations souterraines se dirigeaient tantôt vers l'Ariège, tantôt vers le Vicdessos. Le classement de ce cas dans la catégorie 2a peut être discuté. De même, il peut arriver qu'un système hydrogéologique se classe selon deux types différents en fonction de situations hydrologiques variables (exemple des pertes de la région de Cerre-lès-Noroy, en Haute-Saône, qui alimentent le bassin versant de l'Ognon, mais également celui de la Saône lors de hautes eaux ; Fournier, 1926 ; Mathieu, 1979). Enfin, il n'est pas rare de constater l'existence de diffluences souterraines, comme dans le cas de Ponorului (Ponta *et al.*, 1993), donc un potentiel d'alimentation de deux bassins versants différents.

A la suite de cette série d'exemples, on peut rechercher les causes des percées hydrogéologiques qui prennent le pas sur le creusement subaérien des vallées, de manière partielle ou totale.

Deux conditions générales déterminent l'existence de percées hydrogéologiques. La première se réfère au **karst binaire** (Mangin, 1982, cité par Delannoy, 1997 et Jaillet, 2000b ; Mangin, 1998 ; *cf.* figure IV.1) impliquant une concentration du ruissellement de surface en amont des zones karstifiées. Précisons que certaines formations superficielles de grande épaisseur peuvent faire office de couche géologique imperméable, même si elles reposent sur un substratum perméable.

La seconde condition tient à la **présence d'un endokarst**, modelé induit par la dissipation simultanée des trois énergies hydrodynamique, chimique et mécanique (Quinif, 1998a ; *cf.* § I.2.1.). On aborde là la différence fondamentale entre circulations souterraines et creusement des vallées, ainsi que l'a mis en évidence Y. Quinif (1999a) : l'absence d'énergie mécanique, c'est-à-dire de fractures ouvertes et connectées, empêche la karstification en profondeur et, en présence d'énergie potentielle uniquement, le cours subaérien se maintient. En d'autres termes, s'il y a creusement de vallées en région calcaire, c'est que l'énergie mécanique fait défaut, car l'érosion karstique est plus efficace que l'érosion fluviatile, en temps normal (adaptation du cours d'eau en fonction de la moindre dépense énergétique ; Quinif, *ibid.*).

Néanmoins, **le plus souvent, l'évolution fluviatile coexiste avec la karstification**. Cela résulte d'une adéquation entre le débit et le gradient hydraulique de la rivière traversant le massif calcaire (Ford et Williams, 1989). Une relation similaire intervient également entre structuration du karst et encaissement des vallées, qui nécessitent tous deux une surrection assez lente de la région considérée (Ford et Williams, *ibid.* ; Quinif, 1999a).

Les paramètres chimiques, quant à eux, participent de façon secondaire au mode et à la vitesse d'évolution d'une percée hydrogéologique.

La figure I.8 synthétise les principes de karstification et d'évolution des vallées, ainsi que leurs relations.

Leur détermination permet d'aborder à présent les relations génétiques et évolutives existant dans certaines régions entre circulations souterraines et capture hydrographique épigée.

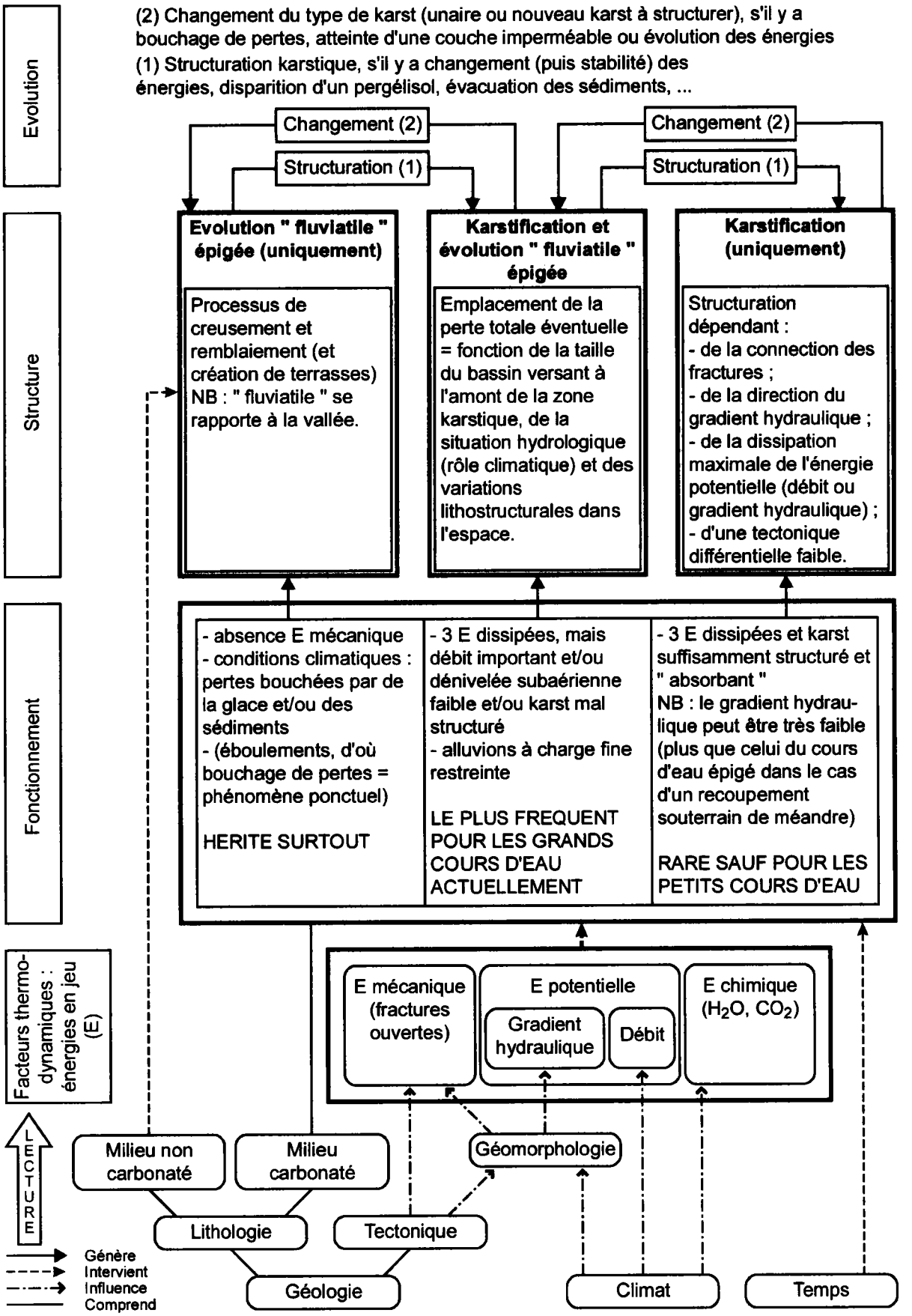


Figure I.8 - Les facteurs déterminant la karstification et/ou l'évolution des vallées, dans le système géomorphologique.

I.3. Aspect théorique du particularisme des captures en régions calcaires.

On a vu qu'une capture consiste en une modification du système de drainage. Il s'agit donc d'un phénomène impliquant l'ensemble des composantes d'un réseau hydrographique, dont font partie les circulations souterraines. Or, en région calcaire, ces dernières peuvent posséder un développement exacerbé, dépassant parfois le simple cadre d'une nappe phréatique interconnectée avec le milieu subaérien. En effet, comme on l'a évoqué dans la section I.2.2., les processus de karstification peuvent aboutir à des structures de drainage hypogées comparables à celles de surface, sous l'influence de contraintes propres au contexte souterrain toutefois.

En outre, il existe sous terre un pouvoir de conservation beaucoup plus développé et plus long qu'en surface, en raison d'une spatialisation de l'érosion calquée sur l'anisotropie du milieu, milieu qui s'adapte par ailleurs constamment aux modifications extérieures (Salomon, 1999). Ainsi, comme de nombreux auteurs l'ont montré, **les conduits endokarstiques désactivés par rapport aux circulations hydrogéologiques majeures, constituent des anciennes structures de drainage dans lesquelles on peut décrypter l'évolution géomorphologique locale ou régionale** (Maire, 1990 ; Audra, 1994 ; Delannoy, 1997 ; Camus, 1997 ; Delannoy et Caillault, 1998 ; Delannoy *et al.*, 1999 ; Hobléa, 1999 ; Vanara, 2000a ; Jaillet, 2000b).

On perçoit donc que **les répercussions d'une désorganisation du réseau hydrographique épigé peuvent avoir été éventuellement conservées dans le milieu karstique** ; il reste à savoir en quels termes.

Au-delà des conditions géologiques et géomorphologiques qui peuvent induire une infinité de cas de figures, on distinguera **deux catégories génétiques** :

- cas où **le milieu endokarstique a enregistré une situation paléogéomorphologique sans prendre part à la réorganisation hydrographique** ;
- cas où **la capture considérée a été assistée par le système karstique**, comme les témoins hypogés l'indiquent.

Deux exemples théoriques viendront à l'appui de cette distinction : figures I.9 et I.10.

A notre connaissance, la deuxième catégorie génétique, avec capture assistée par le milieu karstique, n'a pas fait l'objet d'études spécifiques, et a même rarement été mise en évidence dans la réalité, ce qui est quelque peu paradoxal au vu du grand nombre de percées hydrogéologiques affectant des bassins versants différents (*cf.* § I.2.2.).

Deux exemples concrets vont nous permettre d'illustrer cette dernière théorie.

Non loin de Bayeux, en **Normandie**, l'Aure effectue un coude à angle droit pour rejoindre l'estuaire de la Vire. Auparavant, ce fleuve côtier se jetait dans la Manche à Port-en-Bessin comme en témoigne la vallée morte qui domine cette localité. La capture de l'Aure par la Drôme (Beaujeu-Garnier, 1972) [5] pourrait résulter de soutirages karstiques à travers les calcaires bajociens, comme il s'en produit encore aux fosses du Soucy (Pascaud et Roux, 1969 ; Leboulanger, 1992 ; Hauvel *et al.*, 1995 ; Ribot, 1995).

[5] Cette capture hydrographique de surface n'est pas démontrée et n'a peut-être pas existé (Rodet, renseignement oral).

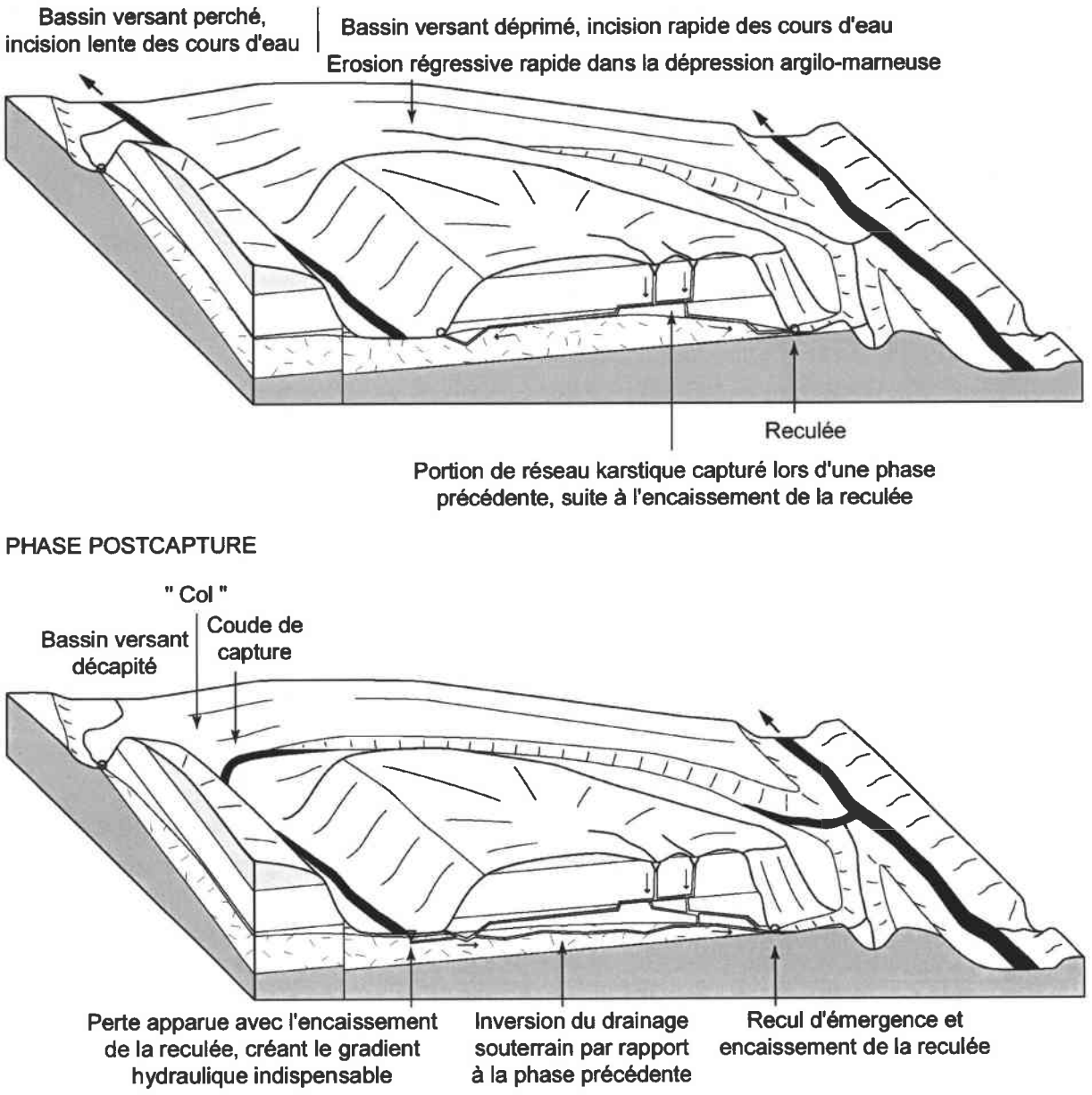


Figure I.9 - Capture hydrographique enregistrée, mais non assistée, par le karst.

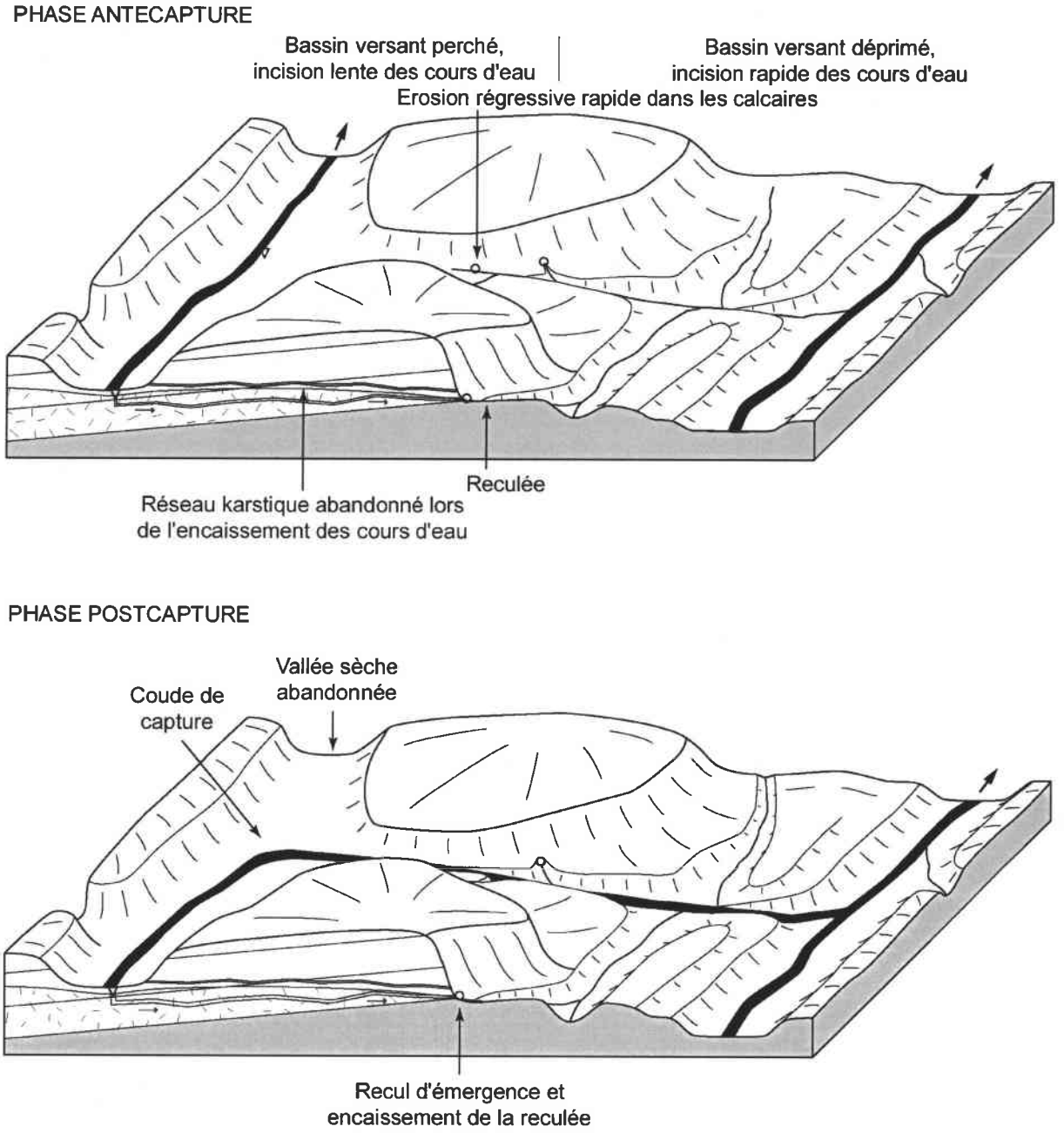


Figure I.10 - Capture hydrographique assistée par le karst.

Toutefois, si tel était le cas, il faut envisager un changement complet des phénomènes karstiques. En effet, actuellement « l'Aure inférieure n'est nullement alimentée par les fosses du Soucy ; en deçà de 9 m³/s l'Aure et la Drôme sont entièrement court-circuitées par le karst [...] et se jettent directement dans la Manche à Port-en-Bessin, après un parcours souterrain de l'ordre de 3 km. L'Aure inférieure est donc une rivière indépendante, empruntant la basse vallée de l'Aure mais dont la source est une émergence de la nappe du Bajocien » (Pascaud et Roux, 1969, p. 662). Ainsi, les écoulements hypogés issus des pertes du Soucy se dirigent intégralement vers l'ancienne embouchure de l'Aure, par l'intermédiaire de conduits bien développés (Pascaud et Roux, *ibid.*), ce qui n'est pas compatible avec le rôle supposé du karst sur la capture de la rivière. Mais nous manquons réellement de données relatives au détournement hydrographique et aux phénomènes karstiques pour poursuivre une quelconque réflexion sur le sujet.

Le deuxième exemple concerne plusieurs rivières du **Texas central**, près de San Antonio (Woodruff et Abbott, 1986). Descendant du plateau Edwards, les cours d'eau (Medina River, Cibolo Creek, Guadalupe River, Blanco River) effectuent un coude avant de recouper l'escarpement de ligne de faille de Balcones. Ces changements de direction hydrographique seraient la conséquence de l'érosion régressive rapide de petits cours d'eau naissant au niveau de l'escarpement, à la faveur de sources karstiques drainant une grande partie du plateau.

Réutilisant d'anciennes structures karstiques tertiaires et profitant de l'exhumation des calcaires, les eaux souterraines ont été attirées vers les points bas engendrés par les mouvements tectoniques de grande ampleur. Un lien formel n'a pas été établi par les auteurs de cette étude entre les cavités régionales et les phénomènes de captures, mais les interdépendances karst - capture ont été mises en évidence indirectement, par mesures hydrogéologiques.

Cette problématique de relations génétiques entre karstification et capture constitue un des objectifs principaux de ce travail, puisque le détournement de la Haute Moselle s'est opéré dans une région réunissant les conditions minimales à l'interaction de ces phénomènes géomorphologiques, comme on va le voir dans la première partie de cette étude.

Conclusion du chapitre I.

La détermination des paramètres impliqués dans le cheminement hydrologique préférentiel subaérien ou souterrain, permet de mieux cerner les causes inhérentes à une capture (épigée) assistée par le karst.

Le point commun aux phénomènes de détournement hydrographique et de percée hydrogéologique réside en l'existence d'un gradient hydraulique favorable, dont la genèse est régie par les mouvements épirogéniques principalement et/ou les conditions climatiques secondairement. La valeur du gradient est étroitement liée au facteur temps, tout comme la distance entre bassins versants. C'est-à-dire qu'il n'est pas besoin forcément d'un fort dénivelé ni d'une courte distance entre deux points considérés pour aboutir à une capture, puisque le temps peut compenser un certain désavantage lié à ces paramètres. Une limite à cette compensation tient à la stabilité de la direction évolutive des processus ; si un terme de l'équation disparaît ou s'inverse, le phénomène prévu sera remis en cause.

Ainsi, on classera cet aspect de l'intensité (valeur de gradient et de distance) dans les circonstances, au même titre qu'un milieu structural favorable au détournement (pendage et

fractures ouvertes dans le sens du gradient) ou non (continuité lithologique présente mais pendage inverse ou fractures " mal " orientées).

Finalement, **une capture subaérienne s'opérera à partir du moment où il existe un col suffisamment bas entre deux bassins versants pour permettre des écoulements de plus en plus fréquents, issus du cours d'eau perché vers la zone déprimée adjacente**. S'il n'est l'apanage d'aucune région, ce type de contexte géomorphologique est particulièrement rare en milieu montagnard, où les interfluves sont souvent élevés. Les captures par voie souterraine pourront s'y développer davantage que celles épigées (*cf.* Nant et Hobléa, 2001).

PREMIERE PARTIE : LES COMPOSANTES PHYSIOGRAPHIQUES DES RELATIONS KARSTIFICATION - CAPTURE SUR LE SITE D'ETUDE.

La capture de la Moselle, reconnue depuis plus d'un siècle, constitue le détournement hydrographique le plus célèbre et le mieux étudié, parmi les multiples réorganisations du réseau hydrographique lorrain au cours du Quaternaire. Pour déterminer les modalités karstiques de sa réalisation, il est nécessaire de **connaître les différentes caractéristiques du milieu géomorphologique, dans lequel se sont produits les phénomènes de capture et de karstification**.

Ainsi, les modifications de drainage subaérien s'inscrivent dans un contexte géologique et morphologique, qui dicte les conditions de fonctionnement hydrographique et, inversement, est influencé par l'évolution du système fluviatile. Le chapitre II fera l'objet de cet aperçu lithostructural et morphogénique du site d'étude, qui correspond à une région étendue autour de la « Boucle de la Moselle » (*cf.* planche II.3). Un accent sera mis sur les paramètres intervenant sur le développement karstique. Dans le même chapitre, les travaux antérieurs relatifs à la capture de la Moselle seront exposés, ce qui permettra de donner un cadre concret à notre thème de recherche.

Après avoir déterminé les principales caractéristiques des unités géomorphologiques locales, on pourra examiner **les aspects hydrogéologiques** (chapitre III) **et karstiques** (chapitre IV), actuels et hérités, des milieux souterrains perméables. Ceux-ci sont impliqués dans l'évolution des reliefs en général et dans le phénomène de capture de la Moselle en particulier.

Le milieu hypogé, que l'on se propose de présenter, s'applique à un espace géographique limité naturellement aux massifs calcaires de la Haye et des Hauts de Meuse dans le secteur de Toul (*cf.* planche III.1). Même si le plateau central de Haye sera privilégié en terme de recherches, la prise en considération des autres entités spatiales est liée aux données géologiques (structure tectonique qui influence la direction des écoulements souterrains) et géomorphologiques (rôle des niveaux de base fluviatiles). En outre, cette vision élargie des comportements hydrodynamiques hypogés permet d'obtenir des points de comparaison intéressants.

Par ailleurs, on peut préciser la différenciation qui est faite entre les deux domaines d'étude :

- l'examen hydrogéologique s'intéressera aux données spatio-quantitatives et dynamiques de l'eau souterraine, dans les massifs calcaires, et également aux relations avec les aquifères alluviaux des grandes vallées ;
- les recherches karstiques, dans cette partie, correspondront à une présentation des formes et des phénomènes que l'on peut rencontrer sur le terrain. Des interprétations génétiques seront proposées. Toutefois, des observations et analyses complémentaires concerneront, en troisième partie, un karst en rapport avec les grands cours d'eau allochtones, et dont les morphologies et les remplissages sont les plus développés.

On verra que la distinction entre les deux domaines d'étude s'efface quelque peu dans la réalité, en raison de l'imbrication des systèmes hydrogéologiques et karstiques. Il existe en effet des paramètres structuraux et fonctionnels communs, notamment en ce qui concerne les cheminements des flux d'eau souterrains.

CHAPITRE II : GEOMORPHOLOGIE ET HYDROGRAPHIE DU SITE DE LA CAPTURE DE LA MOSELLE.

Pour étudier les relations entre karstification et capture sur le site d'étude, il est nécessaire de connaître le contexte géologique et géomorphologique, ainsi que l'évolution paléogéographique générale. On s'attachera, dans ce chapitre, à présenter toutes ces données, en insistant sur les **éléments susceptibles d'intervenir dans le contrôle de la localisation et du développement karstique**. La capture de la Moselle sera, quant à elle, examinée directement, compte tenu de sa participation dans l'évolution des reliefs, comme toute réorganisation hydrographique.

Le site de la capture de la Moselle présente un contexte géomorphologique typique de la Lorraine, dominé par les **reliefs de cuestas** et les **grandes vallées**. Dictées par les caractéristiques lithostructurales et les processus d'érosion fluviatile, ces morphologies présentent néanmoins des particularités locales, qu'il convient de préciser. Ainsi, après chaque évocation régionale permettant de saisir les principales composantes des formes de relief, suivra un exposé plus détaillé relatif au secteur de recherche.

Du point de vue hydrographique, la même démarche sera adoptée, avec un examen approfondi des témoins, des modalités et des facteurs du **détournement de la Moselle**. Ces études, à la fois descriptives et analytiques, seront basées sur des données bibliographiques et des travaux cartographiques et de terrains.

II.1. Le contexte géomorphologique : les données orographiques et géologiques du drainage de surface et du karst.

Reliefs de cuestas, grandes vallées (de la Meuse, de la Moselle et de la Meurthe), vallées secondaires et vallons sont soumis à des degrés variables aux paramètres géologiques et aux facteurs d'érosion d'origine climatique. Ils déterminent également des conditions orographiques différentes en tout point de l'espace. L'ensemble de ces données, en constante évolution, se présentent donc comme des composantes essentielles de la réalisation des captures hydrographiques et du développement des karsts.

Dans cette section II.1., on traitera successivement des formes de relief, de la géologie détaillée du site d'étude et de l'évolution géomorphologique, à l'exception des modifications de drainage, qui feront l'objet de la deuxième grande section de ce chapitre.

II.1.1. Les principales formes de relief : cuestas et entailles fluviatiles.

♦ Le cadre régional : la Lorraine sédimentaire.

Si l'on observe une carte oro-hydrographique à petite échelle de la Lorraine sédimentaire (planche II.1), on constate de prime abord une alternance de plateaux et de dépressions (" plaines " vallonnées), dans lesquels les vallées sont plus ou moins encaissées. Les talus bordant les plateaux à l'est et les grandes vallées dessinent un agencement général subméridien des lignes de relief. Compte tenu des paramètres lithostructuraux (*cf.* infra), on est en présence d'un système de **sept cuestas principales** (figure II.1). D'est en ouest, il s'agit du « Rebord oriental du Grès vosgien », de la « Côte du Muschelkalk ou de Lorraine », de la « Côte infraliasique », de la « Côte du Dogger ou de Moselle », de la « Côte de l'Oxfordien ou de Meuse », de la « Côte du Portlandien [Tithonien maintenant] ou des Bars » et de la « Côte de la gaize ou de l'Argonne » (Hilly et Haguenauer, 1979, p. 14).

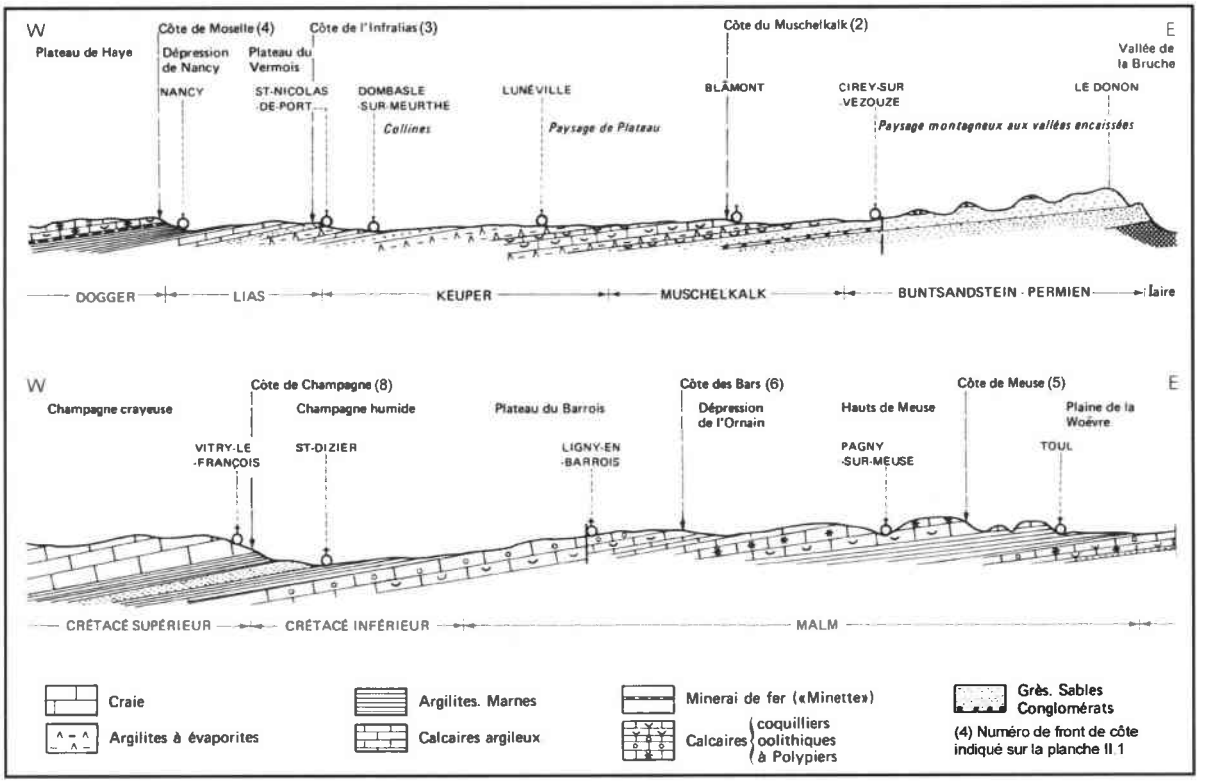


Figure II.1 - Coupe géologique schématique est - ouest de la Lorraine centrale (d'après Hilly et Haguenauer, 1979, fig. 4, modifiée).

L'espace géographique considéré est caractérisé par des altitudes comprises entre 200 et 550 m, si l'on excepte les fonds de vallées et le Rebord oriental du Grès vosgien, qui prend des allures montagnardes aux abords du Massif vosgien. Les variations altitudinales se calquent naturellement sur les reliefs de cuestas, avec l'opposition entre **zones déprimées, vers 250 m d'altitude, et plateaux culminant à 400 m en moyenne**. Toutefois, une différence peut être

notée entre le nord et le sud de la région également : le tiers méridional dépasse partout les 300 m, tandis que les deux tiers septentrionaux sont globalement moins élevés en altitude.

L'alternance de couches géologiques dures (calcaires, grès) et tendres (argiles, marnes), ainsi que l'existence d'un pendage, sont les deux faits lithostructuraux fondamentaux des reliefs de cuestas. Si le dégagement de ces morphologies est conditionné de façon évidente par l'action de l'érosion différentielle (météorisation, dynamique fluviale, ...), les caractéristiques lithostructurales déterminent l'agencement des cuestas les unes par rapport aux autres et leurs formes tridimensionnelles (Derruau, 1988 ; Coque, 1998) :

- l'épaisseur des formations géologiques joue sur la variabilité d'extension spatiale et le profil du front de côte ;
- le pendage influence la distance séparant les talus entre eux ;
- la nature des roches concernées et les variations latérales de faciès revêtent un caractère discriminatoire dans l'aspect plus ou moins prononcé des cuestas et leurs modifications spatiales.

Par ailleurs, des ondulations structurales à grand rayon de courbure, perpendiculaires à la direction du pendage, peuvent générer des retraits ou des avancées des fronts de côtes (au droit d'" anticlinaux " et de " synclinaux " respectivement [1]), comme cela est nettement visible en Lorraine, sur une carte à petite échelle (planche II.2).

Une cuesta résulte donc de la combinaison de conditions internes et externes et, par conséquent, les variétés morphologiques de détail de ce type de relief n'en sont que multipliées. On perçoit, dès lors, la nécessité d'une étude plus précise du site de la capture de la Moselle, après la présentation des données fluviatiles régionales.

D'un point de vue hydrographique, **quatre grands bassins versants** se partagent l'espace lorrain : ce sont ceux du Rhin, de la Meuse, de la Seine et du Rhône. Les confins méridionaux de la région correspondent ainsi à une zone de divergence majeure de l'écoulement vers la Mer du Nord, la Manche et la Méditerranée.

Les principales artères fluviales possèdent, en Lorraine, des orientations générales actuelles subméridiennes, qui ne sont pas conformes à la structure géologique. Mais toutes les directions se rencontrent, si l'on considère l'ensemble des cours d'eau. La diversité des macromorphologies fluviatiles découle des relations variables qui existent avec les reliefs induits par les données lithostructurales.

Ainsi, les rivières de direction à peu près conforme à la structure géologique ont créé des entonnoirs de percées cataclinales [2] et des " défilés " plus ou moins profonds au travers des revers de cuestas. Les cours d'eau à contre pendage (anaclinaux [2]) sont également encaissés dans les plateaux à l'arrière des fronts de côtes, pour rejoindre leurs niveaux de base situés dans les dépressions orthoclinales. Enfin, les vallées perpendiculaires au pendage général (orthoclinales [2]) présentent deux cas :

- installées dans les dépressions en roche tendre marno-argileuse, elles sont amples ;
- entaillant les revers calcaires de cuestas, elles sont plus étroites.

Dans les trois situations où les cours d'eau traversent un plateau, il existe souvent des méandres de vallée. Ces derniers constituent des indices morphologiques très parlants de paléoréseaux hydrographiques, à l'image des vallées sèches également nombreuses (Deshaies, 1994). A l'inverse, dans les dépressions, où le chevelu hydrographique est toujours beaucoup plus développé, les traces d'écoulements hérités sont nettement moins abondantes, en raison d'un substratum peu favorable à leur conservation.

[1] Comme l'avait noté J. Le Roux (1980, p. 655), l'utilisation de ces termes paraît abusive, compte tenu de la faible amplitude des ondulations, mais « elle ne prétend que décrire l'architecture actuelle des formations sédimentaires ».

[2] Dans ce travail, ces termes seront utilisés dans un sens large, même s'ils biaisent parfois un peu la réalité géomorphologique (indépendance globale des cours d'eau par rapport à la structure, du fait de leur surimposition, d'où l'absence de relation stricte entre pendage et axes de drainage, sauf adaptation locale ; *cf.* Le Roux et Harmand, 1998). Ils permettent en effet une simplification appréciable du texte.

Le site d'étude se trouve au cœur du complexe des cuestas lorraines, dans une zone de convergence de trois grands cours d'eau : la Moselle, la Meuse et la Meurthe. Il rassemble sur un secteur restreint, la plupart des paramètres morphostructuraux et fluviatiles évoqués. Mais les particularités géomorphologiques locales méritent d'être détaillées, pour cerner les conditions de la réalisation du détournement de la Moselle et du développement du karst.

♦ Deux systèmes de cuestas et des modelés fluviatiles marqués sur le site de la capture de la Moselle.

• *Les morphologies et l'organisation hydrographique générales du site d'étude.*

Le site de la capture de la Moselle s'étend sur quatre unités lithologiques correspondant à **deux cuestas** parmi les plus caractéristiques de la région, en raison de l'épaisseur des formations géologiques qui les composent (figure II.2 et planche II.3) :

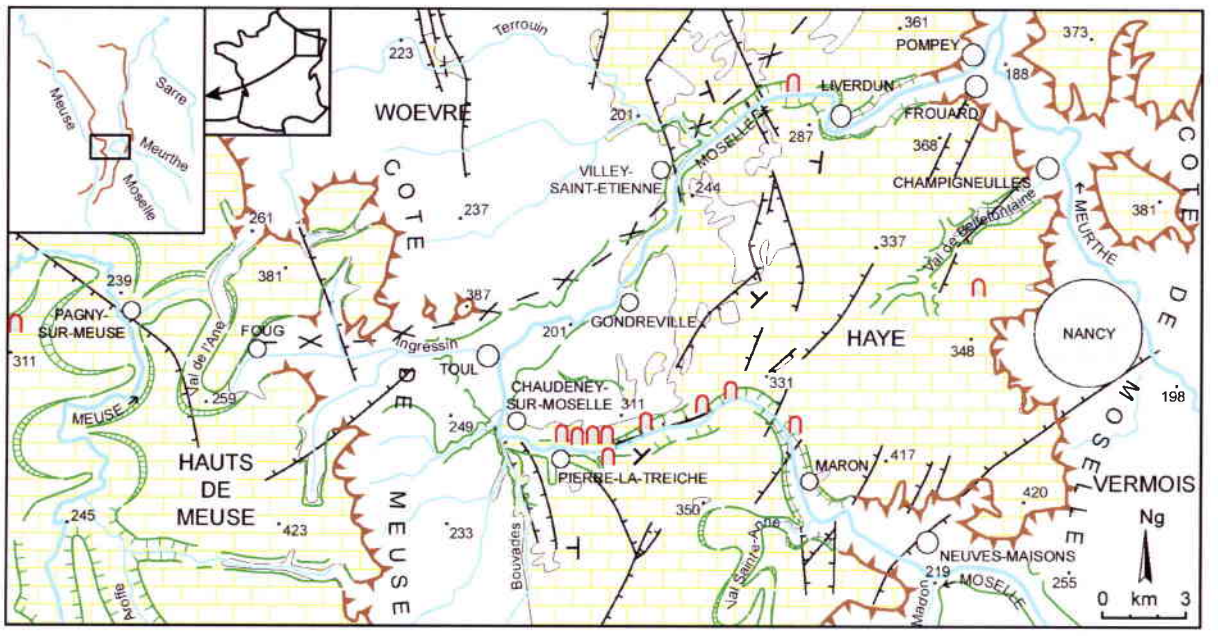
- à l'est, la dépression orthoclinale du Vermois occidental (250 m d'altitude environ), développée dans des terrains essentiellement marneux, est dominée par la **Côte de Moselle** dont la puissante ossature de calcaires constitue le revers de cuesta (plateau de Haye, culminant à 400 m en moyenne). La « Boucle de la Moselle » s'inscrit en majeure partie dans cette dernière unité morphologique ;
- à l'ouest, la dépression orthoclinale de la Woëvre (220-230 m d'altitude minimale) correspond à des couches marno-argileuses. Celles-ci ont subi une érosion différentielle au profit des calcaires beaucoup plus résistants, qui forment la **Côte de Meuse**. Le revers de cette cuesta (Hauts de Meuse, dont les sommets dépassent légèrement les 400 m) est traversé longitudinalement par le fleuve du même nom.

La limite entre ces deux cuestas est imperceptible dans le paysage, si ce n'est localement d'un point de vue biogéographique : sur le plateau central de Haye, les relations revers - forêt et dépression - cultures sont relativement bonnes [3]. Ceci découle d'une adaptation flagrante de l'occupation du sol à la lithologie, qui forme véritablement le critère limitatif des cuestas de Moselle et de Meuse.

Sur ce site de la capture de la Moselle, les unités morphologiques décrites s'avèrent relativement étroites, comparé aux autres ensembles " dépression - front de cuesta - revers " en Lorraine. Le secteur d'étude constitue en fait une zone de transition entre une région méridionale caractérisée par la proximité des Côtes de Moselle et de Meuse (environ 10 km à Neufchâteau) et une région septentrionale où l'éloignement des fronts de cuestas atteint plusieurs dizaines de kilomètres (planche II.1). Un pendage légèrement plus accentué des couches géologiques dans le sud de la Lorraine expliquent principalement cette configuration. Les variations latérales d'épaisseur et de faciès des terrains jouent également un rôle.

Par ailleurs, c'est à la latitude de Toul - Nancy que s'avancent le plus à l'est les fronts de côtes : ces derniers prennent une orientation générale SSE - NNW au nord, et NE - SW au sud (planches II.1 et II.2). Ceci est la conséquence directe du passage de l'axe du " synclinal " de Savonnières - Dieulouard dans ce secteur. De même, cette tectonique souple est à l'origine de la conservation de buttes témoins et d'avant-buttes à l'avant des fronts (Mont Saint-Michel et Côte Barine à Toul, Butte d'Amance, ..., Côte de Delme).

[3] Cette organisation, assez commune en Lorraine, se rencontre également dans d'autres régions, telles que les Arbailles par exemple (Pyrénées-Atlantiques ; Vanara, 2000b).



Légende :

- Plateau à dominante calcaire
- Dépression essentiellement argilo-marneuse
- Faille importante (avec sens du rejet)
- Axe du synclinal de Savonnières - Dieulouard
- Pendage
- .420 Point coté (m)
- Cours d'eau
- Front de côte
- Versant de défilé fluviatile (> 50 m de commandement)
- Autre versant (généralement < 50 m de commandement)
- Méandre de vallée
- Cavité karstique importante
- Localité repère

Figure II.2 - Carte géomorphologique simplifiée du site de la capture de la Moselle (entre autres, d'après Rucquoi *et al.*, 1984).

A l'inverse, au nord immédiat du site de capture de la Moselle, l'ondulation " anticlinale ", dite de Lorraine, passant à Commercy et Pont-à-Mousson, induit un retrait vers l'ouest des différents fronts de côtes, particulièrement net en ce qui concerne la cuesta de Meuse.

L'encaissement des grandes vallées est venu s'ajouter à ce contexte morphostructural, pour accentuer le **morcellement des plateaux** (planche II.1 et figure II.2).

Ainsi, la **Meuse** se situe à l'arrière du front de côte du même nom, encaissée dans le revers des Hauts de Meuse. La **Moselle** arrive, quant à elle, du SE et traverse de manière cataclinale la cuesta qui porte son nom, avant de bifurquer à Toul, pour poursuivre vers le NE en recoupant à nouveau le plateau de Haye. Enfin, à l'est, dans la dépression orthoclinale du Vermois occidental, s'écoule la **Meurthe**. Elle conflue avec la Moselle quelques kilomètres en aval de Nancy. Le cheminement globalement orthoclinal des deux rivières diffère du cas de la Meuse, puisque le substratum marno-argileux affleure largement dans les entailles fluviatiles. Le front de côte est ainsi dédoublé entre Nancy et Ars-sur-Moselle : à l'ouest des vallées, il est confondu avec le versant de rive gauche des cours d'eau, et à l'est ne subsiste qu'un petit plateau très disséqué et de nombreuses buttes témoins (*cf.* Corbonnois, 1979, 1981) (*cf.* planche II.1).

Par ailleurs, la dépression orthoclinale de la cuesta de Meuse est sillonnée par des cours d'eau tantôt cataclinaux (au sud de la « Boucle de la Moselle »), tantôt orthoclinaux (Ruisseau des Bouvades) ou encore anaclinaux (au nord de la « Boucle de la Moselle »). Comme on le verra, cette organisation différente entre le

nord et le sud du site d'étude n'est pas fortuite, mais résulte d'une évolution plus ou moins aboutie dans les modifications des directions de drainage.

- *Les vallées et les vallons du secteur de la « Boucle de la Moselle ».*

Des précisions géomorphologiques peuvent être apportées en ce qui concerne le secteur de recherche privilégié de la « Boucle de la Moselle », qui fera l'objet d'études fluviatiles détaillées (profils longitudinaux et niveaux d'encaissement notamment), dans la deuxième partie de ce travail.

La structure géologique locale (flanc méridional du " synclinal " de Savonnières - Dieulouard) imprime au revers de la cuesta de Moselle une morphologie de **plateau incliné du SE vers le NW**, qui se répercute sur la profondeur de l'entaille des vallées en son sein. Ainsi, la Moselle traverse la Haye par un cours cataclinal amont, aux versants de plus de 180 à moins de 50 m de commandement d'est en ouest, et une section anaclinale aval, encaissée de 30-40 à 160 m maximum d'ouest en est (planches II.4 et II.5 ; photos II.1 à II.5, II.8 et II.9).

Dans la Woëvre, la Moselle est dominée de 20 à 45 m par des terrasses fluviatiles très nettes (*cf.* chapitre V ; photo II.6), formant de vastes replats en " inversion de relief ". Les plus petites rivières possèdent, quant à elles, des encaissements plus faibles, de l'ordre de 10 à 30 m d'amont en aval, avec une moyenne de 15 m environ.

Les profils transversaux de la vallée de la Moselle présentent des caractéristiques essentiellement liées à la lithologie (planches II.4 et II.5) :

- la largeur du fond de vallée est deux ou trois fois plus importante dans les terrains marno-argileux, par rapport à la traversée des assises calcaires (rétrécissement à 250 m au minimum) ;
- les profils généralement convexo-concaves (ou concaves parfois) des versants formés par la superposition couches dures sur couches tendres, sont plutôt convexes dans les " défilés " calcaires.

Localement, des terrasses fluviatiles, formant des glacis, ou plus rarement des replats, affectent également les profils de versants. En outre, une formation alluviale continue assure une platitude régulière du fond de vallée, quel que soit le substratum.

En dehors des rivières allochtones, le plateau central de Haye est caractérisé par des écoulements de surface très limités. Les nombreux **vallons secs** qu'on y rencontre doivent leur caractère aréique au substratum calcaire perméable en grand. On aura l'occasion de reparler de leur genèse dans le chapitre VI. L'étude spatiale et directionnelle des réseaux de vallons secs (Losson, 1995) montre que :

- **les têtes de réseaux sont globalement adaptées à la pente orographique générale du plateau, du point de vue des directions des vallons**. Les fracturations du substratum y jouent parfois aussi un rôle ;
- **la tectonique cassante explique l'orientation de certaines portions des branches maîtresses des réseaux de vallons** (tracés en baïonnette), **mais dans l'ensemble, ces dernières apparaissent fondées sur une ancienne orographie à pente inclinée du sud vers le nord**.

On verra dans la section II.2. les implications de ces observations sur le détournement hydrographique de la Moselle.

Comme pour la Moselle, les vallons secs sont plus profondément inscrits dans le plateau à l'est, et moins marqués dans le paysage à l'ouest. Les profils transversaux présentent trois cas de figures (planche II.3 ; *cf.* photos VI.1 et VI.2) :

- les entailles profondes (50 à 80 m) de l'est du plateau sont caractérisées par des fonds plats très étroits et des versants raides, symétriques ou dissymétriques, sans qu'une relation avec la direction des vallons ne soit perceptible. La largeur des fonds d'entailles augmente légèrement d'amont en aval, et de façon beaucoup plus nette d'un vallon à un autre d'est en ouest sur le plateau, d'une part, et lorsque le talweg s'inscrit dans des terrains marno-argileux, d'autre part ;
- les vallons en berceau peu profonds se localisent à l'amont des réseaux orientaux précédents, ainsi que dans les couches marno-calcaires qui forment la transition entre le revers de la Haye et la dépression orthoclinale de la Woëvre ;
- de petites sections de vallons à profil en V se rencontrent lorsqu'il existe une pente accusée du talweg. C'est le cas des courtes entailles rejoignant rapidement le niveau de base de la Moselle.

Le site de la capture de la Moselle présente donc un contexte géomorphologique à la fois " classique " pour la région et particulier dans le détail. Le morcellement en petites unités constitue l'élément remarquable ; il est dû à l'existence de **trois grandes vallées, qui traversent deux importants systèmes de cuestas à faible extension transversale**.

Ces reliefs sont largement conditionnés par les paramètres géologiques : alternance de couches dures et tendres, et variation des directions de pendage. Ces caractéristiques lithostructurales méritent une présentation plus détaillée, notamment en ce qui concerne le massif calcaire de la Haye, qui recèle un karst dont on cherchera à déterminer le rôle dans le détournement de la Haute Moselle.

II.1.2. Les caractéristiques lithostructurales du site d'étude.

En Lorraine sédimentaire, les formations géologiques datent pour l'essentiel du Trias et du Jurassique ; les terrains permiens et crétacés se situent aux confins respectivement orientaux et occidentaux de la région.

Les caractéristiques lithostructurales principales sont les suivantes :

- à l'exception de la série essentiellement gréseuse du Buntsandstein, en affleurement sur le pourtour du Massif vosgien, qui peut atteindre localement 500 m de puissance, les étages (dont la lithologie, globalement homogène, est hétérogène dans le détail) possèdent des **épaisseurs le plus souvent inférieures à 200 m**, conformément à leur sédimentation de plateau continental (*cf.* Hilly et Haguenauer, 1979 ; Le Roux, 1980 ; Mégnien, 1980 ; Steiner, 1980) ;
- un **pendage général de 2-3°** en moyenne est dirigé vers le centre du Bassin parisien, à l'ouest. Résultat de la subsidence de la cuvette sédimentaire lors du Crétacé et du Tertiaire (*cf.* Le Roux et Harmand, 2003 ; Le Roux *et al.*, à paraître) et du léger basculement du SE vers le NW induit par la surrection alpine fini-tertiaire (Le Roux, 1999), ce pendage implique le relief de cuestas et conditionne partiellement les données hydrogéologiques. Il en est de même pour les **ondulations à grand rayon de courbure** déjà évoquées, orientées globalement SW-NE ou WSW-ENE et affectant l'ensemble des auréoles géologiques secondaires. Elles sont apparues pendant la sédimentation (Le Roux, 2000b), en fonction de caractéristiques structurales du socle hercynien (Le Roux, 1980) ;

- il existe **cinq régions tectoniques** distinctes, où les fracturations de la couverture sédimentaire sont plus ou moins nombreuses et d'orientations variées (Le Roux, 1980 ; Steiner, 1980 ; planche II.2). Du nord au sud, ce sont les " compartiments ardennais et messin ", la " zone de transition " et les " compartiments nancéien et vosgien ". Les fractures répondent à des mouvements tectoniques de l'ère tertiaire, qui ont induit des rejeux différentiels de cassures du socle.

♦ Le site de la capture de la Moselle.

Le secteur d'étude condense une bonne part de ces caractères géologiques régionaux. D'un point de vue lithostratigraphique, le site de la capture de la Moselle est à cheval sur **quatre grandes unités affleurantes**, succinctement évoquées lors de la présentation morphologique. Toutes d'âge jurassique, ce sont d'est en ouest (planches II.3 et II.6) :

- **des terrains liasiques essentiellement marneux**, avec des petites couches gréseuses intercalées. La **puissance** totale de cette série sédimentaire est d'environ **250 m** (Le Roux, 1982 ; Le Roux et Renaud, 1985) ;
- **un substratum à dominante calcaire nette, d'âge bajocien**, de plus de **120 m d'épaisseur** ;
- **un ensemble argileux et localement marno-calcaire** (à la base et au sommet) **du Bathonien, du Callovien et de l'Oxfordien inférieur**, sur **200 m de puissance** ;
- **un étage à nouveau essentiellement calcaire, épais de 200 m (Oxfordien moyen et supérieur)**.

Dans le détail, des variations de faciès et d'épaisseur existent du sud au nord dans tous les étages géologiques. L'exemple du Dogger, mis en évidence par J. Le Roux et P. Steiner, est significatif (Le Roux *in* Mégnien et coll., 1980 ; Steiner, 1980 ; Hanzo et Le Roux, 1982 ; figure II.3). Ces changements concernent peu la zone considérée dans ce travail. En revanche, en prévision de l'étude karstique, il apparaît nécessaire de préciser quelque peu les modifications lithostratigraphiques existant à l'échelle du plateau central de Haye.

♦ Le plateau central de Haye.

Cette petite partie du revers de la Côte de Moselle correspond à l'épaisse formation carbonatée bajocienne mise en relief par l'érosion et traversée par la « Boucle de la Moselle » (*cf.* Bleicher, 1899b, 1900a, 1900b [4]).

Dans le détail, trois unités lithologiques ont été distinguées (Le Roux et Renaud, 1985 ; figure II.3 et planche II.6) :

- le **Bajocien inférieur**, reposant sur l'Aalénien ferrifère, est constitué de bas en haut des Marnes micacées, de calcaires sableux, puis à entroques et enfin localement oolithiques (« masse lenticulaire » ; Le Roux et Renaud, *ibid.*, p. 13). L'ensemble atteint 30 à 35 m d'épaisseur ;
- les **Calcaires à polypiers du Bajocien moyen** forment de par leur dureté des corniches caractéristiques dans les paysages. Toutefois, compte tenu du « développement imprévisible de[s] complexes récifaux » (Le Roux et Renaud, *ibid.*, p. 14), cette formation n'est pas homogène lithologiquement et comporte toutes sortes de calcaires (micritiques,

[4] Dans ses articles, l'auteur désigne le plateau central de Haye comme le massif ceint par la « Boucle de la Moselle ». Dans notre étude, nous y incluons également les versants situés au nord et au sud de la « Boucle ».

oolithiques, bioclastiques,... et à polypiers ; *cf.* Levallois, 1862 ; Bleicher, 1882 ; Maubeuge, 1943, 1955 ; Guillocheau *et al.*, 2002).

On retiendra qu'il existe deux ensembles de Calcaires à polypiers, d'épaisseur sensiblement équivalente (10-15 m), séparés par le niveau continu de l'Oolithe cannabine (2 à 4 m de puissance). Les Calcaires à polypiers inférieurs sont constitués de biohermes (« récifs en coupoles ») et ceux supérieurs de biostromes (récifs à plus « grande extension latérale ») (Le Roux et Renaud, *ibid.*, p. 14) ;

- le **Bajocien supérieur, à dominante oolithique** marquée, est aussi caractérisé par des changements de faciès non négligeables, tant stratigraphiquement que spatialement. Ainsi y trouve-t-on de minces strates marneuses, gréseuses ou à polypiers, ainsi que des chailles.

De bas en haut, on observe : les Marnes de Longwy (2 m d'épaisseur environ), l'Oolithe miliaire inférieure (Calcaires bicolores et Bâlin ; autour de 30 m de puissance), puis le Complexe à bancs gréseux assurant la transition avec l'Oolithe à *Clypeus ploti* (15 à 30 m au total) et enfin l'Oolithe miliaire supérieure (10 à 20 m d'épaisseur), terminée localement par les Polypiers de Husson. Le niveau à chailles se situe dans l'Oolithe miliaire inférieure : à son sommet sur le plateau central de Haye, en son centre au sud immédiat de la « Boucle de la Moselle » et vers sa base encore plus au sud (Le Roux, renseignement oral ; figure II.4).

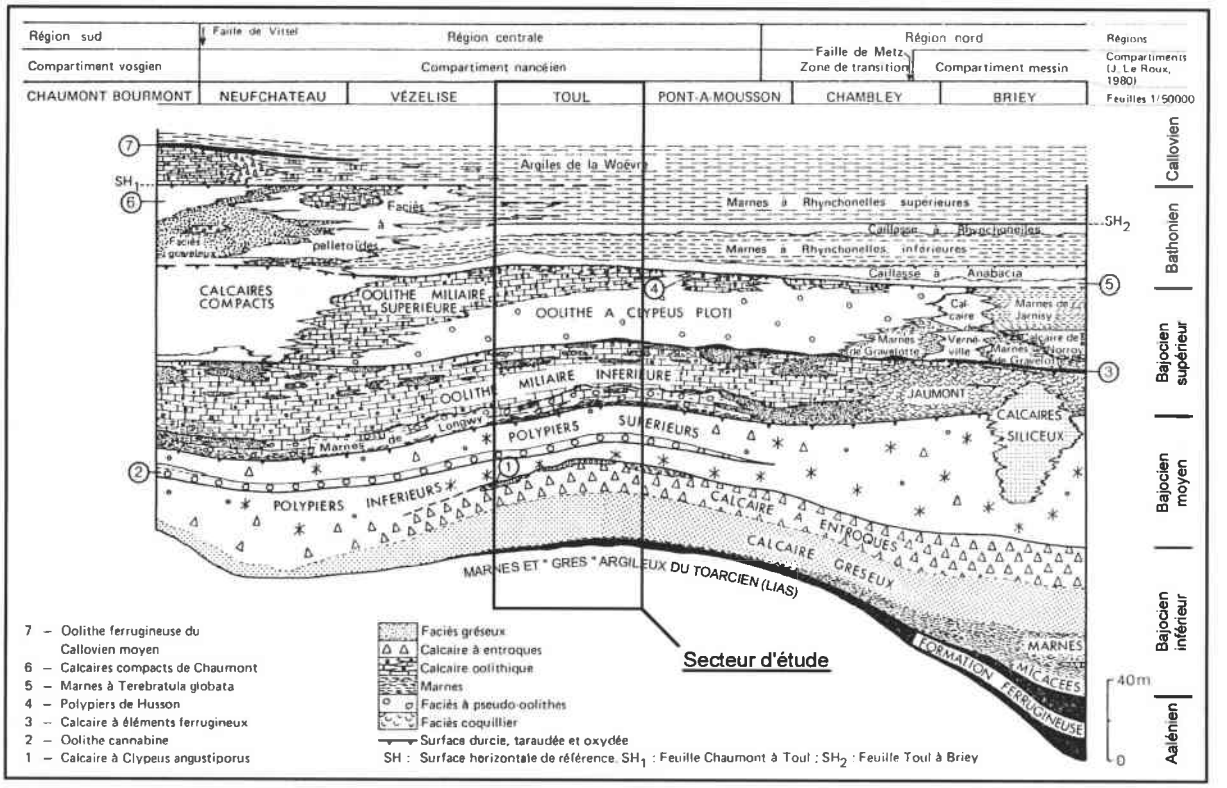


Figure II.3 - Coupe lithostratigraphique synthétique du Dogger de Lorraine (d'après Le Roux *et al.*, 1978, modifiée et complétée par Steiner, 1980, fig. 3, légèrement modifiée).

A l'étage bajocien succèdent des **formations bathoniennes** composées d'une alternance de petits bancs de calcaires argileux (Caillasses à *Anabacia* et à rhynchonelles) et de couches marneuses plus épaisses (Marnes à rhynchonelles inférieure et supérieure). Dans le Toulois, elles appartiennent déjà à la dépression orthoclinale de la Woëvre. Mais on les retrouve encore fréquemment de façon résiduelle sur les calcaires du revers de la Haye (planche II.3).

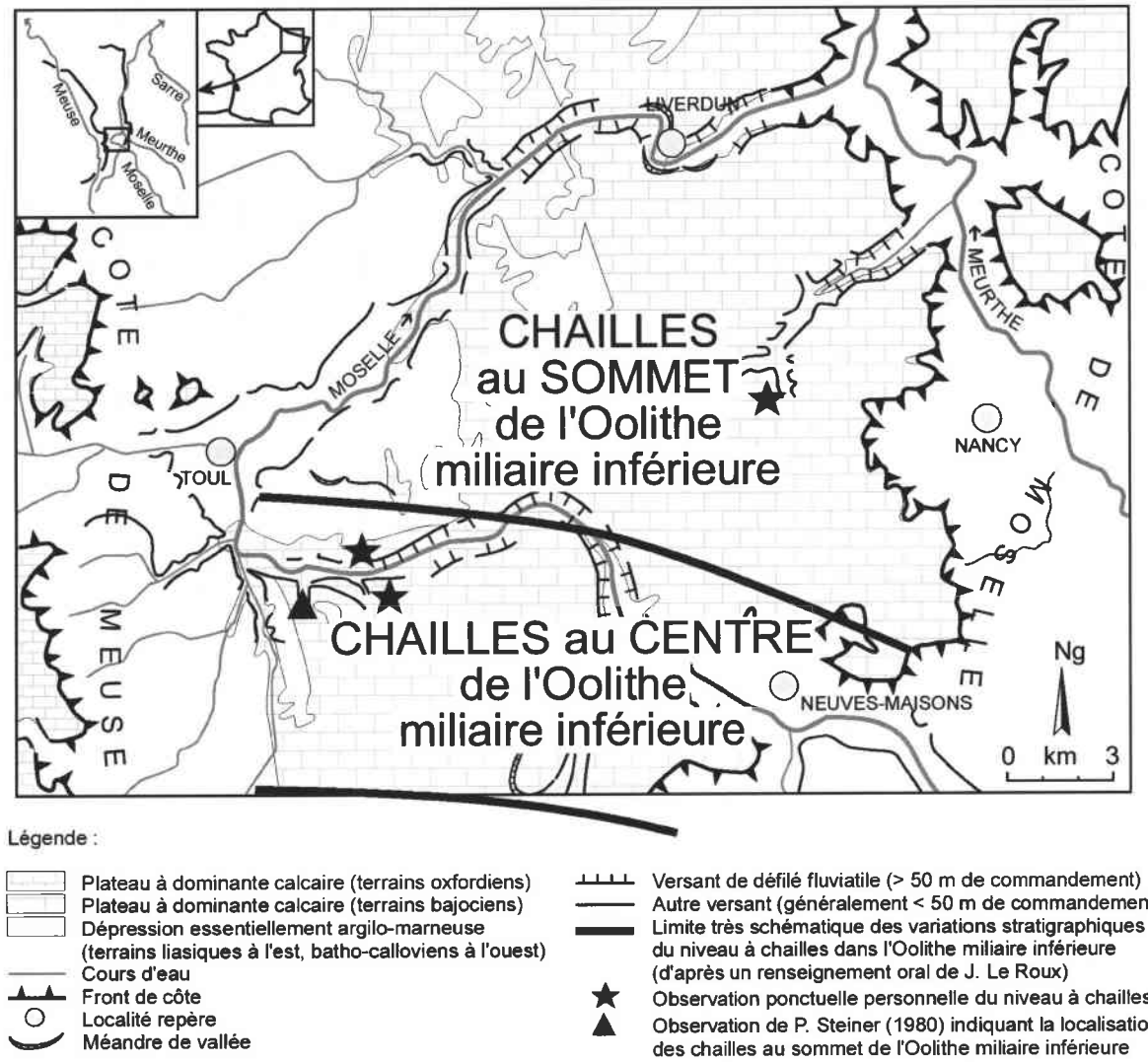


Figure II.4 - Carte schématique de localisation des chailles dans l'Oolithe miliaire inférieure.

Cette lithostratigraphie détaillée sera utile lors de l'examen de l'hydrogéologie du massif (chapitre III), et surtout pour les recherches relatives aux éléments karstiques (chapitre IV) et aux macromorphologies endokarstiques (chapitre VII), ainsi que pour déterminer la provenance de certains matériaux subautochtones rencontrés dans les remplissages souterrains (chapitre VIII).

Par ailleurs, la gélifraction et la porosité des différentes roches bajociennes ont été étudiées en laboratoire par A. Aymond (1972). Globalement, l'ordre de résistance croissante au gel va de pair avec la diminution de la porosité : calcaires marneux, calcaires oolithiques, calcaires à entroques et calcaires à polypiers. L'auteur invoque également une fissuration plus forte des formations oolithiques par rapport aux couches à polypiers. Signalons toutefois que ces dernières présentent des diaclases ouvertes nettement plus nombreuses, d'après nos observations.

Comme on le verra (chapitres IV et VII), ce critère de la porosité influe sur la karstification, avec une propension au développement des vides dans les calcaires à polypiers et à entroques, plutôt que dans les calcaires oolithiques (*cf.* Dreybrodt, 1988).

Du point de vue **tectonique**, conformément au cadre général précédemment indiqué, la région de la « Boucle de la Moselle » est caractérisée par (planche II.2 et figure II.2) :

- un pendage principal de 2-3° vers l'ouest ;

- une complication de type ondulation à grand rayon de courbure : l'**axe " synclinal " majeur de Savonnières - Dieulouard** traverse la zone selon une orientation WSW-ENE. Cette " gouttière " tectonique passe précisément à Pagny-sur-Meuse et Toul, puis correspond à des cuvettes plus ou moins marquées aux alentours de Villey-Saint-Etienne et à Dieulouard (Le Roux, 1971 ; Le Roux et Renaud, 1985). La répercussion de cette perturbation tectonique sur le plateau central de Haye est importante : les couches géologiques plongent globalement vers le NW dans cette zone ;
- des failles plus ou moins profondes et avec des rejets allant de quelques mètres à plus de 50 m (Le Roux et Renaud, *ibid.*). Appartenant au **compartiment tectonique nancéien**, ces accidents cassants prennent des orientations avant tout subméridiennes (NNW-SSE et SSW-NNE).

  Ils résultent de trois mouvements tectoniques principaux, mais limités (*cf.* Le Roux et Harmand, 2003 ; Le Roux *et al.*, à paraître), réalisés au Tertiaire (Steiner, 1980) :
  - ✓ une compression NNE, probablement corrélative de la phase pyrénéenne (Éocène), qui provoque des décrochements dextres SSE (autour de N165 [5]) et senestres N60-65 ;
  - ✓ une distension SE à SSE, lors de l'Oligocène (*cf.* Coulon, 1992), à laquelle sont rapportés d'étroits fossés d'orientation NNE, dans le compartiment nancéien ;
  - ✓ une compression SE issue de la phase alpine (Miocène ; *cf.* Guillocheau *et al.*, 2000), qui génère des cisaillements senestres N150-15 et dextres N90-120.

  En ce qui concerne le secteur du plateau central de Haye, on notera que les joints ouverts et en connexion présentent essentiellement des orientations allant de N145 à N20 (résultat des cisaillements dextres de la première compression et senestres de la deuxième), secondairement N60-65 et rarement N90-120 (Steiner, 1980).

Un relevé systématique des fracturations sur l'ensemble du plateau central de Haye apporte quelques précisions à ces données (planche II.7). Les **lithoclases mesurées** se rassemblent selon trois orientations principales d'inégale intensité : **un pic maximal autour de N140-155**, un secondaire autour de N15-25 et un tertiaire vers N70. On constate que diaclases (ouvertes) et fissures (fermées) adoptent des orientations tout à fait similaires. Les très légères différences d'orientations entre joints cisaillants et lithoclases avaient déjà été mises en évidence par P. Steiner (*ibid.*), de même qu'une gamme d'orientations plus importante pour les lithoclases.

Par ailleurs, on peut souligner que, fort logiquement, il n'existe pas de variations des résultats entre les différentes unités lithostratigraphiques, mais que la grande majorité des mesures a été effectuée dans les Calcaires à polypiers (Bajocien moyen) dont les affleurements sont, de loin, les plus nombreux.

Un découpage par " pseudobassins versants " du secteur d'étude permet d'affiner nos résultats de mesures (planche II.7) :

- pour la région de la Moselle cataclinale au sud, les trois orientations de lithoclases par ordre d'importance sont : N125-155, N10-45 et N70-75 ;
- à l'est (secteur de la Meurthe), les orientations principales sont N135-155 et N15 (N65-80 peu marquées) ;
- pour la région de la Moselle anaclinale au nord, on obtient les valeurs suivantes : N140-160, N5-20 et N80.

A la vue de ces résultats, on remarque que les orientations varient d'environ 15° vers l'est pour le pic principal (et également pour le troisième) en se déplaçant du sud vers le nord. Et inversement, elles changent d'environ 15° vers l'ouest pour le pic secondaire, toujours du sud vers le nord. Ces observations avaient été constatées par P. Steiner (*ibid.*) sur des espaces généralement plus importants du Dogger, suivant divers paramètres (fracturations, stylolithes, filonnets de calcite).

Toutes ces données relatives aux orientations des lithoclases seront utilement comparées aux mesures concernant l'endokarst (chapitre VII). Malgré de légères différences d'azimut, on

[5] Toutes les orientations et directions sont indiquées en °E dans ce travail.

verra que les plans de cisaillement subméridiens correspondent aux fractures corrodées, utilisées par les circulations souterraines.

De ces caractéristiques géologiques du site d'étude, on retiendra la simplicité de la lithostratigraphie générale, qui est néanmoins contrastée dans le détail. De même, le contexte structural local présente quelques particularités par rapport aux conditions régionales : direction secondaire de pendage, orientations de fracturations majoritairement subméridiennes.

Ces composantes auront **des répercussions sur les modalités de la karstification**, conjointement à d'autres facteurs, d'ordre morphologique notamment. Précisément, le développement karstique des massifs calcaires est lié aux modifications du relief au cours du temps. Si l'évolution paléogéomorphologique fluviatile sera précisée dans la deuxième partie de ce travail, dans la suite de ce chapitre, on s'attachera à présenter d'une façon générale les connaissances actuelles relatives à la création des cuestas, avant d'aborder les réorganisations hydrographiques de la Lorraine, et la capture de la Moselle en particulier.

II.1.3. Genèse et évolution des reliefs de la Lorraine centrale.

Depuis la fin du XIX^{ème} siècle et le développement de la géomorphologie, géographes et géologues se sont attachés à expliquer la formation des cuestas. En dehors des causes lithostructurales fondamentales, passives, les conditions climatiques apparaissent comme les maîtres d'œuvre du dégagement des reliefs. En effet, sous l'influence de la météorisation et des dynamiques fluviales principalement, l'érosion différentielle s'applique à créer ces « vagues morphologiques » caractéristiques de la Lorraine. Sans rentrer dans le détail des processus de l'élaboration des cuestas, le but de cette section II.1.3. est d'établir les acquis concernant les modalités d'évolution de ces reliefs et leur paléogéographie.

- Le relief précédant la formation des cuestas et l'installation du réseau hydrographique.

La première observation effectuée sur l'ensemble des cuestas lorraines a concerné l'altitude maximale atteinte par les revers, à proximité des fronts. Ainsi, on a constaté une relative homogénéité altitudinale (autour de 400 m) des points hauts des différentes côtes (Capot-Rey, 1937), avec toutefois une décroissance générale du SE vers le NW (500 à 300 m). En réalité, de nombreuses exceptions affectent cette subégalité altitudinale (la Colline de Sion culmine à 545 m d'altitude, la Borne de Fer à 450 m, par exemple ; planche II.1). Les variations s'observent entre les différentes côtes et le long de chaque côte prise individuellement (Gamez *et al.*, inédit).

Globalement, les chercheurs s'accordent donc à décrire une surface peu accidentée, antérieure au dégagement des reliefs de cuestas et « tronquant les assises sédimentaires » (Le Roux et Renaud, 1985). « Surface d'érosion fondamentale » pour J. Tricart (1949-1952), elle a été renommée **« surface sommitale »** par J. Le Roux (2000a, 2000b), qui en livre une reconstitution pour l'ensemble de l'Est du Bassin parisien (*cf.* planche II.1). S. Jaillet (2000b) reprend les mêmes termes de « haute surface fondamentale (ou sommitale) ».

En ce qui concerne l'interprétation paléogéographique, les travaux les plus récents font correspondre, à l'est du Barrois, la surface sommitale avec la phase d'aplanissement wealdienne, c'est-à-dire du Crétacé inférieur (**surface dite " infracrétacée "** ; Le Roux, 2000b ; Le Roux et Harmand, 2003 ; Le Roux *et al.*, à paraître).

En effet, l'émersion de la région à la fin du Jurassique est suivie d'une intense altération (Hilly et Haguenauer, 1979 ; Mégnien, 1980 ; Quesnel *et al.*, 2002), dont les dépôts sablo-ferrugineux du nord de la Lorraine témoignent : ferricrètes en place (Borne de Fer ; *cf.* Gamez *in* Faber *et al.*, 1999 ; Gamez *et al.*, inédit ; Théveniaut *et al.*, 2002, qui l'ont datée par paléomagnétisme), ou démantelées et peut-être remaniées au Tertiaire (" fer fort en grain " en surface ou piégé dans le karst, comme à Saint-Pancré ; *cf.* Delépine, 1924 ; Baeckeroot, 1929 ; Gardet et Capot-Rey, 1929 ; Capot-Rey, 1937 ; Gamez *in* Faber *et al.*, 1999 ; Gamez *et al.*, inédit). Cette surface d'érosion aurait été fossilisée par une transgression au Crétacé supérieur, dont il ne reste plus de témoins (Le Roux, 2000b ; Le Roux et Harmand, 2003 ; Le Roux *et al.*, à paraître).

L'**installation d'un réseau hydrographique** s'est effectué dès le retrait des dernières mers mésozoïques (*cf.* Le Roux, 1999), **sur la surface de régression fini-crétacée**, inclinée du SSE vers le NNW (Le Roux *et al.*, à paraître).

Ces cours d'eau du début du Tertiaire, dirigés vers le nord, sont attestés par (Harmand, 2001) :

- des dépôts fluviatiles éocènes (en Rhénanie-Palatinat et en Sarre) attribués à une Paléo-Sarre, dont le bassin versant était distinct de celui de la Meuse-Moselle-Meurthe (Liedtke, 1989 et Löhnertz, 1994, cités par Harmand, *ibid.*) ;
- le drainage en Lorraine, qui recoupe des ondulations tectoniques mineures, vraisemblablement réalisées lors de la phase orogénique pyrénéenne (Le Roux, 1997, cité par Harmand, *ibid.* ; Le Roux, 2000b).

Le déblaiement des terrains crétacés pendant le début du Tertiaire aboutit à l'**exhumation de la surface infracrétacée**. Celle-ci est retouchée de l'Eocène au Pliocène, par altération sous climat globalement chaud (Hilly et Haguenauer, 1979 ; Fischer, 1989), mais sans encaissement notable des cours d'eau, ce qui préserve le caractère peu marqué des reliefs. **La surface sommitale est donc polygénique**, comme la présence de résidus alluviaux sur les points hauts des revers de certaines cuestas (plateau de Haye, Hauts de Meuse) le prouve (Harmand, 1989, 1992).

Pour la Lorraine centrale, avant la période plio-quaternaire, on peut ainsi établir la **préexistence d'une " surface originelle " [6] (celle infracrétacée), dont dérive la surface sommitale**, qui se calque sur les sommets des reliefs de côtes actuels. Les conséquences en terme de karstification, sont l'absence probable d'un développement endokarstique structuré, mais la **possibilité de réalisation d'une fantomisation** (*cf.* chapitre I), dans les massifs calcaires jurassiques dégagés de la couverture crétacée.

♦ Le dégagement et le recul des reliefs de cuestas.

Si elle a pu être ébauchée pendant le Tertiaire (*cf.* Harmand, 2001), la création des cuestas a surtout pris effet avec l'**accélération de l'incision des cours d'eau lors du Plio-Quaternaire** (Tricart, 1949-1952), en raison :

- des mouvements verticaux positifs mio-pliocènes (Vogt, 1992 ; Harmand, 2001), sans déformation notable de la surface sommitale (Le Roux *et al.*, à paraître) ;
- des changements climatiques désormais plus favorables à l'érosion différentielle.

La mise en relief des plateaux résulte autant de leur résistance à l'érosion que de la création de dépressions orthoclinales à leur périphérie. Le façonnement des dépressions dans les formations marno-argileuses est essentiellement d'origine fluviatile, c'est-à-dire sous

[6] On reprend ici l'expression de S. Jaillet (2000b), mais dans une acception différente.

contrôle climatique et orographique (donc tectonique). En effet, le fonctionnement hydrologique répond aux modifications des précipitations ainsi qu'aux changements de potentiel hydraulique (pente fluviale) au cours du temps.

Le rôle des cours d'eau apparaît ainsi primordial dans l'élaboration des modelés, qui, petit à petit, aboutit aux reliefs à forte énergie constitués par les fronts de côtes.

On notera, par ailleurs, que ces derniers ne restent pas figés, mais évoluent en fonction de plusieurs éléments (Corbonnois, 1979, 1981) :

- la lithologie induit des processus d'érosion variables : à la gélifraction des roches dures, produisant des talus d'éboulis et des glacis colluviaux, s'oppose la solifluxion dominante dans les substrats plus tendres ;
- les pentes fortes sont entretenues par les rivières qui drainent les dépressions orthoclinales et qui constituent les niveaux de base à toutes les actions morphogéniques affectant les fronts. Elles permettent en retour le développement des processus d'ablation.

Par conséquent, une fois l'ébauche des cuestas engagée, le dégagement des dépressions s'accentue continuellement, tant que l'incision des cours d'eau et l'évacuation des matériaux constituent les phénomènes dominants. Si ceux-ci viennent à diminuer d'intensité, un équilibre relatif peut se créer dans l'évolution des formes, ce qui aura pour effet de figer pendant un temps plus ou moins long les reliefs de côtes.

En s'encaissant dans les terrains jurassiques, les artères principales ont peu modifié leurs directions originelles, acquises sur la surface de régression fini-crétacée (Le Roux et Harmand, 2003 ; Le Roux *et al.*, à paraître), malgré les réorganisations hydrographiques (*cf.* infra). La **surimposition du réseau hydrographique** (*cf.* Le Roux et Harmand, 1998) donne ainsi lieu à une indépendance de nombreux cours d'eau ou portions de rivières, vis-à-vis de la structure. L'exemple de la Meuse, inscrite dans le revers de la cuesta du même nom entre Domrémy et Dun-sur-Meuse (*cf.* planche II.1), est le plus connu (Harmand, 1989, 1992).

Mais les conditions de mise en place du réseau hydrographique remettent en cause l'adaptation originelle des cours d'eau au contexte lithostructural (sauf coïncidence éventuelle), comme beaucoup d'études l'avaient imaginée (exemple de la Meuse installée initialement dans la dépression orthoclinale de la cuesta tithonienne, voire au pied de la Côte d'Argonne ; Capot-Rey, 1937 ; Harmand, 1992). Seules des accommodations locales des rivières orthoclinales ont pu se produire, par glissement au niveau des surfaces structurales, avant qu'elles ne se fixent dans les couches dures (Le Roux et Harmand, 1998).

Par ailleurs, on ne peut plus invoquer le recul des différents fronts de côtes sur d'importantes distances. Les bases des assises résistantes ne pouvaient pas s'étendre plus à l'est qu'au niveau du recoupement théorique de la surface infracrétacée (pour lequel les valeurs de pendage jouent un rôle) [7]. Ainsi, dans le Barrois par exemple, les cartes géologiques reconstituées au niveau de la surface sommitale et d'une surface supérieure de 50 m en altitude (Le Roux, 2000a), font état d'un retrait des formations dures de quelques centaines de mètres, depuis la surface sommitale, et de 3-4 km au maximum depuis la surface supérieure théorique. Sur le site de la capture de la Moselle, les mêmes reconstitutions ont été réalisées (Le Roux et Harmand, 1998 ; Harmand et Le Roux, 2000). Pour le niveau altitudinal du sommet de la cuesta " bajocienne " (420 m), la base des calcaires oxfordiens se situait entre 5 et 20 km plus à l'est qu'actuellement (maximum dans l'axe du " synclinal " de Savonnières - Dieulouard). Les valeurs ne diffèrent guère (3 km supplémentaires en moyenne) si l'on considère une surface supérieure de 50 m en altitude (*cf.* planche V.11).

Il faut noter que, s'il paraît réaliste, **le schéma général de la création et de l'évolution des cuestas manque de témoins et pose des problèmes**. Ainsi, comment expliquer les données rassemblées par différents géologues (G. Bleicher et P.-L. Maubeuge notamment), à propos de matériaux de surface ou de remplissages endokarstiques, et issus de terrains aujourd'hui fort distants de l'endroit des découvertes (*cf.* annexe II.1). Si les interprétations réalisées semblent parfois incohérentes, doit-on pour autant rejeter toutes les descriptions pétrographiques et paléontologiques ? De même, que faire des recherches notifiant que le Dogger, que l'on trouve dans le Fossé rhénan (Vogt, 1992), recouvrait le socle des Vosges méridionales au Paléogène (Duringer, 1988, cité par Harmand, 2001).

[7] A ce moment, il n'existe pas encore de fronts de côtes, mais uniquement des couches géologiques en biseaux.

Ces interrogations ne concernent pas directement les objectifs principaux de ce travail, mais elles relèvent néanmoins d'un questionnement général sur les modalités de la karstification des massifs calcaires du site d'étude et du plateau de Haye en particulier. En effet, le dégagement des cuestas et l'incision des vallées au Plio-Quaternaire ont généré des potentiels de circulations hydrogéologiques, nécessaires à l'élaboration des karsts. Or, les sommets des revers de cuestas recèlent des éléments karstiques (*cf.* chapitre IV), qu'il faudra pouvoir intégrer dans l'explication de l'organisation des vides souterrains, par rapport aux conditions paléogéomorphologiques.

Conjointement à la réalisation des entailles fluviatiles, se sont produites des réorganisations hydrographiques multiples, dans l'ensemble de la région. Elles constituent des réajustements de drainage, qui peuvent générer des conséquences géomorphologiques parfois importantes, et qu'il convient de présenter et d'expliquer spécifiquement.

II.2. Les réorganisations hydrographiques en Lorraine et la capture de la Moselle.

La Lorraine a connu au cours du Quaternaire une évolution hydrographique complexe, que l'on peut retracer dans les grandes lignes grâce aux morphologies de vallées abandonnées et aux témoins alluviaux de diverses générations (*cf.* chapitre I).

L'étude des paléoécoulements et des captures, débutée au XIX^{ème} siècle, a donné lieu à de nombreux écrits jusqu'à tout récemment, où une recrudescence des recherches est née dans le sillage du colloque « Paléoréseaux hydrographiques quaternaires en Lorraine », qui s'est tenu à Nancy en 1995.

La capture de la Moselle a fait l'objet des travaux les plus nombreux, ce qui s'explique par son importance, parmi les multiples réorganisations hydrographiques régionales. Sa notoriété dépasse d'ailleurs le cadre régional, puisqu'on la retrouve en citation dans de nombreux ouvrages de référence en géomorphologie ou en géologie (exemples : Joly, 1937 ; Vatan, 1967 ; Lutaud, 1973 *in* Goguel et coll. ; Bomer, 1985 *in* Dresch et coll. ; Derruau, 1988, 1989 ; Coque, 1998 ; Foucault et Raoult, 2000).

Après une présentation générale des modifications de drainage de Lorraine, les objectifs de cette étude amènent à examiner en détail le détournement de la Moselle, tant en ce qui concerne les preuves morphosédimentaires, que les mécanismes, les causes et les circonstances. Les autres captures sont exposées en annexe II.2.

Les travaux récents de J. Le Roux et D. Harmand (2003 ; Le Roux *et al.*, à paraître) font état d'un réseau hydrographique lorrain partagé entre deux bassins versants principaux, lors de la régression fini-crétacée. Ces interprétations nouvelles indiquent notamment la persistance, dans le nord de la région, d'un seuil de divergence des écoulements vers la Moselle-Meuse à l'ouest et vers la Paléo-Meurthe à l'est. Elles remettent ainsi en cause l'hypothèse antérieure selon laquelle la Lorraine était drainée presque intégralement par des cours d'eau dirigés vers la Meuse inférieure actuelle (*cf.* Harmand, 2001).

Néanmoins, si certaines captures " possibles " s'avèrent remises en question, il existe plusieurs détournements prouvés (*cf.* Harmand, 1992 ; planche II.8) : il s'agit de la Haute Moselle, de l'Ornain-Saulx, de l'Aisne et de l'Aire, ainsi que, plus localement, du Madon du Val de Viterne, de l'Ormançon et de la Meuse de Gespunsart [8].

[8] Se reporter à l'annexe II.2 pour les références bibliographiques concernant les captures autres que la Haute Moselle.

Les principales captures concernent directement le fleuve **Meuse, qui a subi un démembrement progressif** sur ces marges occidentales et orientales, au profit des bassins du Rhin et de la Seine (Davis, 1895 ; Vidal de la Blache, 1908 ; Capot-Rey, 1937 ; Errard, 1942 ; Harmand, 1989, 1992). Il est également possible que bassin du Rhône ait annexé une partie des confins méridionaux de celui de la Meuse.

En ce qui concerne la Lorraine centrale, autour du site de la capture de la Moselle, on remarque une organisation hydrographique variable du sud au nord (*cf.* annexe II.2) :
- au sud du plateau de Haye, les rivières cataclinales rejoignent la Meuse ;
- la région de la Haye centrale et méridionale est caractérisée par des reliques d'affluents de la Meuse (Aroffe, Haute Moselle) : les captures sont effectuées ou en cours ;
- au nord immédiat du secteur d'étude, des inversions totales de drainage se sont probablement produites (Terrouin, Rupt de Mad), synonymes de phénomènes de captures achevés depuis longtemps, pour leur cours aval au moins (? ; *cf.* Davis, 1895).

On peut également souligner l'existence de nombreuses **réorganisations de drainage par voie souterraine** dans tous les massifs calcaires (et parfois gréseux) de la région (planche II.8). Ces détournements hydrogéologiques se produisent parfois entre grands bassins versants, comme c'est le cas de l'Aroffe (*cf.* annexe II.2 et chapitres III et IV). Ils permettent de percevoir l'influence karstique sur certaines captures hydrographiques de surface. Cette thématique correspond aux recherches que l'on souhaite mener à propos de la capture de la Moselle, ce qui amène à développer l'ensemble des connaissances actuelles à son sujet.

II.2.1. Historique thématique succinct des recherches sur la capture de la Moselle.

Dans son mémoire de DES, S. Errard (1942) a établi une bibliographie critique complète et très détaillée des recherches antérieures aux siennes, relatives au détournement de la Moselle. Il examine de manière chronologique l'apport de chaque auteur s'étant intéressé au « problème de la capture de la Moselle » (Errard, *ibid.*). Sans vouloir reprendre et simplement poursuivre son pointilleux travail, il semble utile de présenter l'historique des études sur la question, sous l'angle de l'évolution des différentes connaissances du phénomène, comme nous l'avons déterminé dans le chapitre I.

Les premières publications concernant la capture de la Moselle remontent à la première moitié du XIX^{ème} siècle. Depuis, les travaux à son sujet ont été fluctuants, avec un déficit d'études nouvelles au cours des années 1950-70 par exemple (articles de Séret, 1966, cité par Harmand, 1991, et Bonnefont, 1970, 1975b principalement), comparé aux " boums bibliographiques " des fins du XIX^{ème} et XX^{ème} siècles. Parallèlement, ils ont évolué vers des axes de recherches divers en fonction des connaissances sur le phénomène et de l'intérêt que lui portait chaque auteur. Ainsi, la démonstration de la véracité du processus a dominé les premières études (fin du XIX^{ème} siècle surtout), tandis que le calage chronologique par rapport aux formations alluviales est apparu un peu plus tard (première moitié du XX^{ème} siècle, jusqu'à nos jours).

Les mécanismes et les causes de la capture n'ont suscité que peu de recherches jusqu'à récemment ; les idées de W.M. Davis (1895) et de J. Tricart (1949-1952) dominent et ne seront développées qu'au cours des années 1980-90, notamment par D. Harmand et J. Le Roux

(Harmand, 1989, 1992 ; Harmand *et al.*, 1995c, Le Roux et Harmand, 1998 ; Harmand et Le Roux, 2000). Enfin, les vingt dernières années ont vu croître une volonté de préciser le moment du détournement hydrographique, en détaillant l'étude des unités fluviatiles, en élargissant leurs corrélations spatiales et en fournissant une première datation absolue du phénomène (Harmand *et al.*, 1995a, 1995b ; Pissart *et al.*, 1997a ; Harmand *et al.*, 1998 ; Harmand et Le Roux, 2000).

II.2.2. Les preuves de la capture.

Pour l'intelligibilité du texte, il est nécessaire de mentionner la nomenclature des formations alluviales de la Moselle-Meuse, qui sera expliquée dans le chapitre V. Ainsi, on retiendra la distinction de quatre formations postcapture, notée F0 à F3, et de vingt formations antécapture, dénommée F4, F5, puis CF1 à CF18, à chaque fois de la plus jeune à la plus vieille (*cf.* planche V.9).

L'étude du détournement de la Moselle permet de retrouver la plupart des indices morphologiques et sédimentologiques définis dans le chapitre I. Les témoins sont présentés dans le même ordre, sans préjuger de leur valeur intrinsèque ou de la chronologie des publications qui s'y rapportent.

◆ Preuves morphologiques.

C'est à W.M. Davis (1895) que l'on doit les premières constatations morphologiques multiples à l'actif du phénomène de capture :

- le **coude hydrographique** : il est on ne peut plus net, avec un changement de direction de la rivière qui s'effectue à 120 ° environ.
  On notera tout de même que S. Errard (1942) a contesté la relation coude - capture, en estimant que la Moselle effectuait préalablement un grand méandre au niveau de Toul, hypothèse que l'on ne peut retenir à la suite des études postérieures (*cf.* infra) ;
- la **vallée abandonnée** du Val de l'Ane, encaissée dans le revers de la cuesta de Meuse (photo II.7), n'est plus parcourue que par deux petits cours d'eau s'écoulant en sens inverses (l'Ingressin vers la Moselle et le ruisseau de Pagny, prolongé à l'amont du marais de Pagny par le ruisseau du Val de l'Ane, tributaire de la Meuse) ;
- les vastes **méandres de vallée** du Val de l'Ane sont d'une lisibilité remarquable quant à la direction des paléoécoulements qui les ont créés. Les versants escarpés des rives concaves et en pente douce des rives convexes indiquent une ancienne circulation d'est en ouest.

Conjointement à la vallée abandonnée, l'auteur aurait pu également indiquer l'**entonnoir de percée cataclinale morte**, à l'ouest de Toul (photo II.6), dont la genèse ne peut être envisagée que par une importante rivière. L'alignement des cours de la Haute Moselle et de la Meuse n'est pas des plus flagrants en revanche, puisqu'au nord de Pagny-sur-Meuse, le fleuve prend une orientation SSE - NNW qui tranche avec le paléoécoulement ESE - WNW de la Moselle entre Neuves-Maisons et Pagny-sur-Meuse (*cf.* planche II.8).

En revanche, l'argument morphologique concernant l'encaissement en " gorge " des portions de vallée de la Moselle situées en amont et en aval du coude de capture (Davis, 1895), est moins pertinent. En effet, l'accélération de l'incision de la rivière dans la vallée cataclinale, s'est produite bien avant le détournement hydrographique (après la mise en place de la formation CF2 ; *cf.* chapitre V). En ce qui concerne la section anaclinale, on note surtout l'étroitesse de la vallée qui n'a été recalibrée que partiellement par la Moselle.

Dans la lignée des recherches de W.M. Davis, les **études morphométriques des méandres encaissés** de la vallée de la Meuse menées par M. Deshaies (1994) sont remarquables. Ce chercheur admet des relations mathématiques simples entre l'amplitude des

méandres et la surface des bassins versants ou le module brut actuel, et déduit ainsi de l'excentricité de certaines valeurs morphométriques l'existence de captures passées. La taille démesurée de plusieurs méandres, encore parcourus par la Meuse, mais qui n'évoluent plus, par rapport au bassin actuel du fleuve, fournit donc une preuve supplémentaire du détournement de la Moselle, qui a amputé la Meuse de 3400 km² de surface hydrographique (Deshaies et Weisrock, 1995a, 1995b), à alimentation vosgienne qui plus est.

Le dernier indice morphologique, peut-être le plus important de tous, a été livré par les sondages de fond de vallée du Val de l'Ane et de la Meuse. Les forages carottés effectués depuis 1920 (Martin, 1920 ; Douard *et al.*, 1972, BRGM et DDA de la Meuse, cités par Harmand *et al.*, 1995a) ont été rassemblés par D. Harmand (Harmand, 1989, 1992 ; Harmand *et al.*, 1995a ; Harmand et Le Roux, 2000), et lui ont permis de reconstituer le **profil longitudinal du talweg rocheux de la Paléo-Moselle précédant la capture** (figure II.5). L'auteur met clairement en évidence une pente inclinée d'est en ouest (Harmand *et al.*, 1995a ; Harmand *et al.*, 1998 ; Harmand et Le Roux, 2000 ; *cf.* chapitre V).

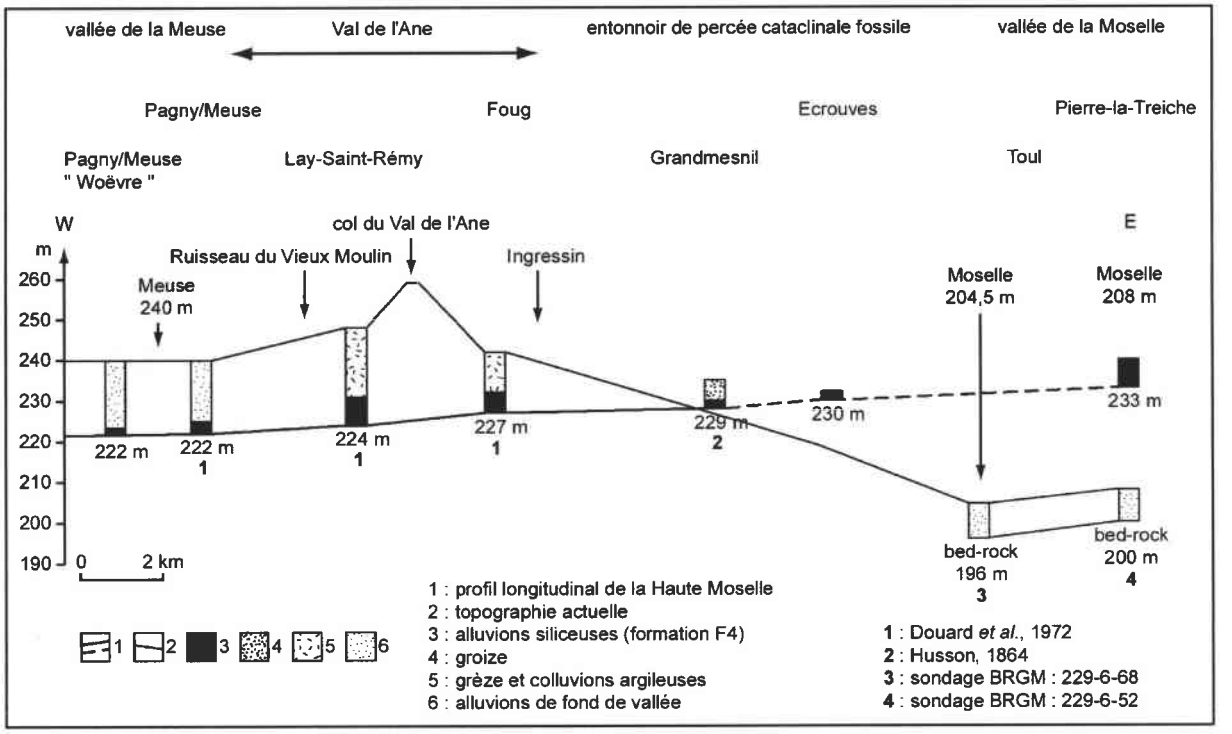


Figure II.5 - Coupe longitudinale schématique de la paléovallée de la " Haute Moselle - Meuse " entre Pierre-la-Treiche et Pagny-sur-Meuse (d'après Harmand *et al.*, 1995a, fig. 7 et Harmand *et al.*, 1998, fig. 4, modifiée).

Il aura donc fallu plus de 70 ans pour connaître précisément les altitudes atteintes par le creusement de la Moselle dans le Val de l'Ane, sous le col topographique qui posait tant de problème à certains chercheurs à la fin du XIX^{ème} siècle (Wohlgemuth, 1883, et surtout Bleicher, 1901, qui nie la capture). Comme l'avaient pressenti D.-A. Godron (1877) et J. Wohlgemuth (1889) avant les premiers sondages, le Val de l'Ane et la vallée de la Meuse ont été fortement remblayés depuis le détournement de la Moselle, par de la grèze, des colluvions et/ou des alluvions, sur plus de 30 m (au col) et un peu moins de 20 m d'épaisseur respectivement.

♦ Preuves morphosédimentaires.

Dans la **détermination des formations alluviales anté- et postcapture**, la publication de D. Harmand *et al.* (1995a), à laquelle on peut associer le travail de P. Técher (1995), a été fondamentale. A la suite des recherches de D. Harmand (1992) dans la vallée de la Meuse et de A. Taous (1994) dans la vallée supérieure de la Moselle, D. Harmand a pu définir dans la région de Toul trois unités fluviatiles, là où jusqu'alors, deux seulement avaient été déterminées (équivalents de F5 et F3 ; *cf.* Gardet, 1928 ; Théobald et Gardet, 1935 ; Errard, 1942 ; Vaskou, 1979 ; Flageollet et Vincent, 1985). Ainsi, désormais, la formation F4 est la dernière avant la capture, tandis que celle F3 est la première postcapture (*cf.* chapitre V).

Pour en revenir aux témoins en faveur du détournement de la Moselle, on peut signaler que la preuve morphosédimentaire fournie par les terrasses antécapture absentes du nouveau tronçon fluviatile emprunté par la rivière conquise, se vérifie clairement. Entre Toul et Pompey, on observe uniquement des unités alluviales mosellanes à basse altitude, déterminées comme postcapture (formations F3 à F0) (Harmand, 1991). Il n'existe d'ailleurs aucune terrasse antécapture digne de ce nom, et encore moins d'alluvions, que l'on pourrait rapporter au paléoaffluent de la Meurthe (« Pompey » de Davis, 1895 et plus exactement « Paléo-Terrouin » de Bois, 1903 ; Capot-Rey, 1937 ; Errard, 1942 ; Blache, 1943 ; *etc*). Les quelques replats exigus constatés au-dessus de la première terrasse mosellane postcapture (Errard, 1942 et observations personnelles) ne sont pas suffisamment nets pour y déceler des anciens niveaux d'encaissement du Paléo-Terrouin (*cf.* planche II.5 et annexe VI.1). Quoi qu'il en soit, les différences pétrographiques entre matériaux du Paléo-Terrouin et de la Moselle sont trop importantes pour pouvoir se méprendre.

♦ Preuves sédimentologiques.

Plusieurs arguments purement sédimentologiques, et notamment pétrographiques et minéralogiques, sont à mettre au profit de la démonstration du détournement de la Moselle.

La présence d'**alluvions grossières d'origine vosgienne** indiscutable, tout au long de la vallée de la Meuse en aval de Pagny a constitué le premier élément utilisé pour mettre en évidence le phénomène (Boblaye, 1829 et Gaulard, 1836, cités par Errard, 1942 ; Buvignier, 1840, 1852). Les auteurs avaient même noté une décroissance de taille de ces matériaux d'amont en aval, ce qui leur faisait exclure une origine ardennaise. On remarquera que la description de galets de granite s'avère encore plus pertinente, puisque cette roche n'affleure pour ainsi dire nulle part dans le Massif ardennais (quelques sills de roches magmatiques, dont des microgranites, existent dans la région de Revin ; Waterlot *et al.*, 1973).

Par la suite, les observations de ce type se sont multipliées (Nicklès, 1911 ; Gardet, 1928 ; Théobald et Gardet, 1935 ; Joly, 1936a ; Contaut, 1936 ; Errard, 1942 ; Harmand, 1989, 1991, 1992). En amont de Pagny-sur-Meuse en revanche, seules des alluvions calcaro-argileuses constituent les formations de la Meuse (Godron, 1877 ; Raulin, 1901 ; Gardet, 1928 ; Théobald et Gardet, 1935 ; Errard, 1942 ; Harmand, 1989, 1992), bien que quelques auteurs aient contesté la chose, sur la base de rares galets siliceux disséminés sur les sommets de revers de cuestas (Bleicher, 1901 ; Martin, 1926 ; *cf.* Errard, 1942 qui en signale aussi mais constate leur grande " ancienneté ").

Il existe donc un **hiatus pétrographique** net entre les secteurs amont et aval de la vallée de la Meuse par rapport à la paléoconfluence de la Moselle à Pagny-sur-Meuse, mais également entre formations anté- et postcapture. La distinction entre alluvions anciennes siliceuses et récentes carbonatées a été faite dès le XIX^{ème} siècle (Buvignier, 1840), mais il a

fallu attendre les sondages en fond de vallée pour déterminer précisément le passage stratigraphique entre les deux types de matériaux, en raison de la fossilisation des dernières alluvions antécapture par l'important remblaiement postcapture (Vidal de la Blache, 1908 ; Joly, 1936a ; Contaut, 1936 ; Harmand, 1989, 1992).

Dans le même ordre d'idée, la présence de matériaux d'origine vosgienne dans le Val de l'Ane sous les grèzes et colluvions postcapture, a permis d'identifier le moment du détournement. D'abord situées dans l'entonnoir de percée cataclinale (Husson, 1863), les observations se sont précisées avec les forages carottés (Martin, 1920 ; Bonnefont, 1970 ; Douard *et al.*, 1972, cités par Harmand, 1989, 1992, Harmand *et al.*, 1995a, Harmand et Le Roux, 2000 ; *cf.* figure II.5).

A l'aval, en Belgique et aux Pays-Bas, des **analyses de minéraux lourds** ont abouti aux mêmes résultats (Bustamante Santa Cruz, 1976 ; Juvigné et Renard, 1992 ; Pissart *et al.*, 1997a ; Harmand *et al.*, 1998 ; *cf.* autres références citées par Harmand *et al.*, 1995b). En effet, la capture de la Moselle se lit nettement dans la modification des cortèges minéralogiques entre les formations anté- et postcapture, par la diminution brutale de minéraux caractéristiques des Vosges (hornblende brune et zircon zoné ; Pissart *et al.*, 1997a). Les études les plus connues sont celles des " terrasses " de Caberg (ou du Belvédère) et d'Eisden-Lanklaar, près de Maastricht (figure II.6). Les données récentes placent la rupture minéralogique due à la capture, au sein de la formation du Belvédère (Vandenberghe *et al.*, 1985 ; Krook, 1991).

Enfin, dans la vallée de la Paléo-Meurthe, le détournement de la Moselle a été décelé grâce à l'apparition des galets de granite entre deux " moyennes terrasses ", tant en Allemagne (Kremer, 1954 et Negendank, 1983, cités par Harmand *et al.*, 1995c) qu'en France (Cordier, thèse en cours, Université de Paris XII).

Mais il faut dire que les témoins pétrographiques ne sont pas aussi lisibles que dans la vallée de la Meuse, compte tenu de l'origine vosgienne semblable à la Moselle, des alluvions de la Meurthe. Par conséquent, des analyses fines sont nécessaires pour mettre en évidence des ruptures pétrographiques entre formations anté- et postcapture à l'aval de Pompey et entre formations d'une même unité fluviatile à l'amont et à l'aval de la nouvelle confluence Moselle - Meurthe. Comme on le verra dans le chapitre V, les premiers résultats des recherches de S. Cordier (Cordier *et al.*, 2003, à paraître ; Cordier et Harmand, 2003) fournissent des corrélations entre les formations des deux cours d'eau, qui ne s'accordent pas avec nos interprétations.

Pour conclure, on peut remarquer que la capture de la Haute Moselle est établie par **un faisceau de preuves** qui sont venues s'ajouter les unes aux autres, depuis plus d'un siècle et demi. Si le phénomène hydrographique n'est plus à démontrer, il n'en reste pas moins que de nouveaux indices en sa faveur peuvent être fournis. Nous pensons aux recherches dans la vallée de la Paléo-Meurthe évoquées ci-dessus, ou encore à la détermination éventuelle des paléoécoulements dans le Val de l'Ane par le biais des structures sédimentaires. Mais dans le cadre de cette étude, **on essayera de mettre en lumière les témoins morphosédimentaires potentiels, propres au système karstique du plateau de Haye** (*cf.* § I.3. ; Losson, 2001c).

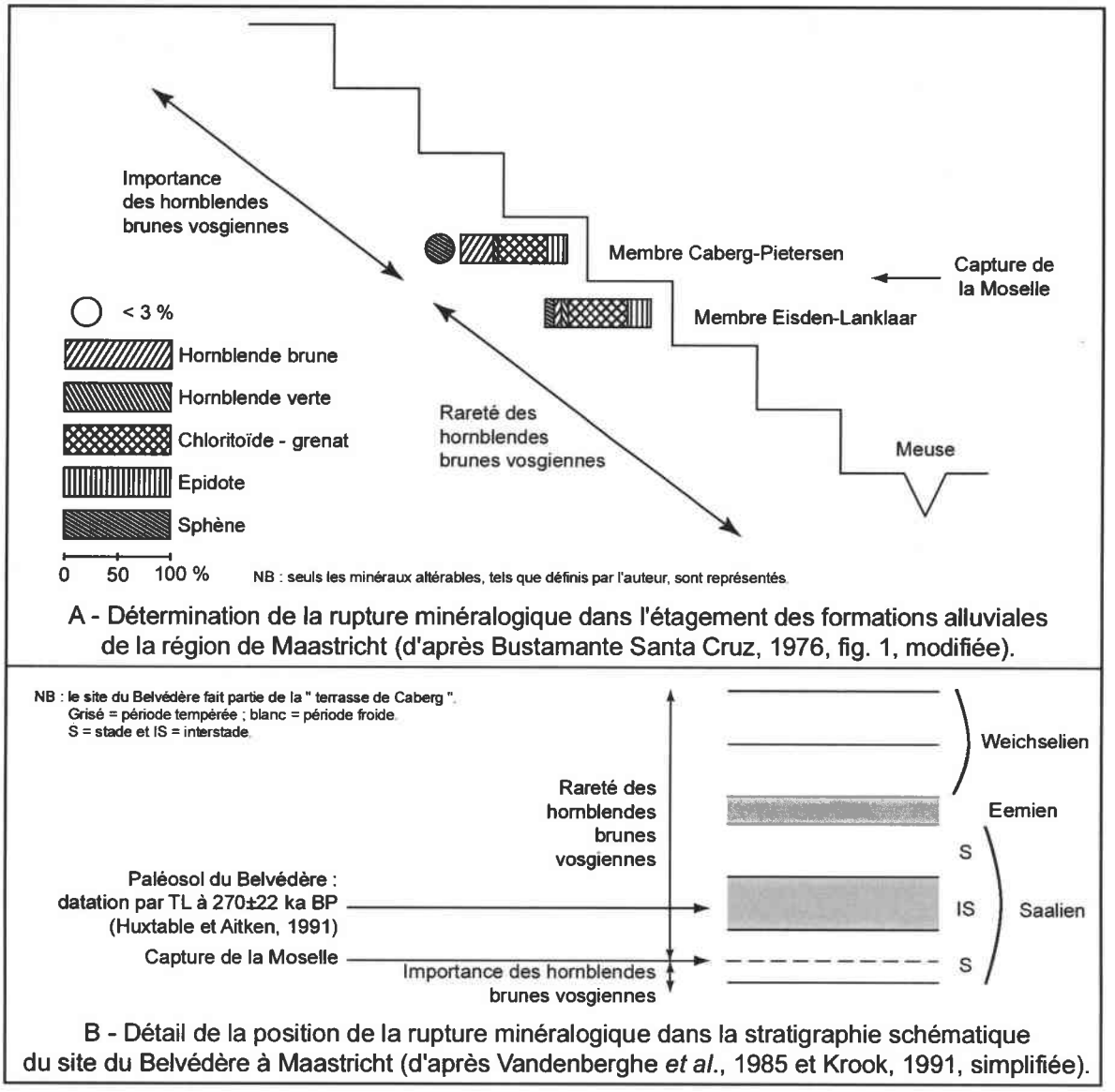


Figure II.6 - Rupture minéralogique liée à la capture de la Moselle, constatée dans les alluvions de la région de Maastricht (d'après divers auteurs).

II.2.3. Les mécanismes de la capture de la Moselle.

♦ Les processus principaux.

Les recherches anciennes sur le sujet se limitaient à deux processus essentiellement :

- pour W.M. Davis (1895), la Haute Moselle aurait été réellement " capturée " par un affluent de la Meurthe, suite à une évolution par **érosion régressive**.

L'auteur a nommé cet affluent le « Pompey » en référence à la ville où il confluait avec la Meurthe. Depuis P. Bois (1903), tous les chercheurs s'accordent à penser qu'il s'agissait en fait du Terrouin. Des indices en ce sens sont fournis par l'aspect surimposé de ce cours d'eau, ce qui plaide pour la permanence du drainage tel qu'on l'observe actuellement (Harmand *et al.*, 1995c ; Le Roux et Harmand, 1998 ; Harmand et Le Roux, 2000). Néanmoins, les études récentes ont montré l'existence d'un paléoaffluent de la Haute Moselle dans le

secteur de Fontenoy-sur-Moselle - Dommartin-lès-Toul (Harmand, 1989, 1992 ; Deshaies, 1994 ; Harmand *et al.*, 1995c). Ce paléoaffluent, la « Rivière de la Haie Plaisante », est connu grâce à la rive concave de méandre située au lieu-dit « la Haie Plaisante », indiquant la direction du paléoécoulement (présumée d'ouest en est par Bonnefont, 1975b, elle a été définie d'est en ouest par Harmand, 1989 et Deshaies, 1994) (planche II.9) ;

- pour J. Tricart (1949-1952), la Haute Moselle se serait plutôt " déversée " vers la vallée du Paléo-Terrouin lors d'une phase d'**alluvionnement** (mise en place de F4 en l'occurrence ; *cf.* chapitre V) [9].

Les deux processus ont de toute évidence coexisté. Selon D. Harmand *et al.* (1995c), le déversement de la Moselle vers la Meurthe s'est probablement opéré par un col très bas situé près de Fontenoy-sur-Moselle, entre un affluent du Paléo-Terrouin et la tête de la " Rivière de la Haie Plaisante ". Notre avis diverge sur la situation exacte de ce col. Ainsi, nous persistons à croire que le vallon sec de Fontenoy, d'orientation subméridienne, appartenait, avant la capture, au bassin versant de la Meurthe (Losson, 1995 ; *cf.* § II.1.1.) (*cf.* planche II.9 et figure II.7). En d'autres termes, nous pensons que le col devait se situer à l'ouest du village et non au nord (Harmand *et al.*, 1995c ; Le Roux et Harmand, 1998 ; Harmand et Le Roux, 2000).

♦ Le problème de la localisation du " col de capture ".

Plusieurs éléments morphologiques et hydrographiques permettent d'alimenter de nouvelles réflexions à propos de la localisation du col de capture (planche II.9) :

- ce col ne pouvait pas dépasser l'**altitude du remblaiement maximal de la formation alluviale F4**, dernière formation antécapture de la Moselle, soit 236-238 m (*cf.* annexe V.1).
  Compte tenu d'une érosion minimale de quelques mètres de puissance, la représentation de l'isohypse 235 m du secteur de Gondreville - Fontenoy permet de visualiser les zones hors de portée de l'alluvionnement au moment du déversement. Notons que cette altitude de 235 m correspond à la cote supérieure atteinte par les sables et limons observés au sud de Fontenoy, présumés fluviatiles et pouvant être corrélés à F4 (Harmand, renseignement oral) ;
- un certain nombre d'**" étranglements morphologiques "** affecte la vallée actuelle de la Moselle entre Toul et Aingeray. Les uns présentent des versants dont l'altitude monte au-delà de 230-235 m (à Fontenoy-sur-Moselle et Villey-Saint-Etienne), les autres sont calés sur des interfluves à 230 ou 220 m (ouest de Gondreville).
  On trouve des rétrécissements de vallée analogues pour le Ruisseau du Longeau, affluent du Terrouin, au NW de Villey-Saint-Etienne. Tous ces étranglements sont localisés dans les calcaires du Bajocien supérieur, mais il est fort probable que l'allure du réseau hydrographique du Longeau a préexisté à l'inscription dans les calcaires ;
- le **drainage** en " pin parasol " (George et coll., 1990), ou plus précisément en " espalier ", du bassin versant du Longeau est caractéristique de la Woëvre (*cf.* le cas de l'Orne et de ses affluents ; planche II.8). On peut raisonnablement penser qu'aux alentours de Gondreville - Fontenoy, en lieu et place de la vallée de la Moselle, il a existé avant la capture un réseau de drainage similaire, au moins dans l'axe du " synclinal " de Savonnières - Dieulouard (la moitié sud du secteur présente une orographie fort différente, en relation avec le relèvement structural du flanc méridional du " synclinal ").
  Le Ruisseau du Mauvais Lieu et ses affluents, au SW de Villey-Saint-Etienne, dessinent d'ailleurs une réplique miniature de cet agencement hydrographique. Il n'est pas impossible qu'il s'agisse des restes d'un

[9] Ce processus était déjà envisagé précédemment par certains auteurs, mais de façon incorrecte (déversement d'un lac ; Wohlgemuth, 1889) et/ou imprécise (Nordon, 1931).

réseau atrophié. En effet, entre le Haut de Chazot et Villey-Saint-Etienne se trouve un vallon à drainage intermittent dont la partie aval possède une direction ouest - est, dans l'axe même des cours amont du Ruisseau du Mauvais Lieu et de son affluent principal. De toute évidence, le vallon a été façonné par un cours d'eau qui s'est mis en place sur une surface d'altitude supérieure à 232 m, altitude sommitale du Haut de Chazot. Comme actuellement le bassin versant du Mauvais Lieu ne dépasse nul part cette cote altitudinale, on ne peut plus rien affirmer, ni rien exclure. Par l'unique témoin des directions de drainage, on peut donc suggérer qu'une " capture par osculation " (George et coll., 1990) s'est produite lorsque la Moselle a déposé les alluvions de la formation F2. Pour en revenir au cas du détournement de la Moselle, la capture présumée du Mauvais Lieu ne permet aucune conclusion nouvelle et certaine, quant à la localisation du col de capture de la Moselle. Au vu de l'altitude susmentionnée, on peut envisager que le Ruisseau du Mauvais Lieu s'écoulait vers le Paléo-Terrouin (par l'intermédiaire d'un de ses affluents) antérieurement à la capture de la Moselle. Par conséquent, la présomption d'un col situé à proximité de Gondreville, plutôt qu'à Fontenoy, croît, mais ne peut être démontrée dans l'axe même de la vallée de la Moselle actuelle ;

- les **directions des vallons** descendant depuis les hauteurs de Villey-le-Sec, permettent difficilement d'étayer ou d'infirmer cette hypothèse d'un col de capture proche de Gondreville. D'un côté, plusieurs vallons présentent une partie amont dirigée vers le NNE avant de bifurquer franchement vers le nord à l'aval, en dessous de 220 m d'altitude, soit après la capture. Mais ces vallons sont peu incisés dans les terrains marneux du Bathonien. Au contraire, le vallon le plus encaissé, qui a atteint les calcaires bajociens (vallon oriental du Charmois), est plus nettement dirigé vers le nord à NNW. Si la majorité des vallons semblent représenter un drainage en faveur du Paléo-Terrouin, le plus important d'entre eux n'indique donc pas son appartenance aux paléoréseaux hydrographiques de la Moselle ou de la Meurthe.

Pour résumer, **un faisceau d'indices, non indiscutables, amène à penser que le col de la capture de la Moselle était plus proche de la vallée de la Haute Moselle que ce qui a été imaginé jusqu'à présent**. Il pourrait être localisé au niveau des lieux-dits Beauregard et la Tuilerie ou plus sûrement entre la Zone Industrielle Croix d'Argent et le Fort de Gondreville (*cf.* planche II.9). Cette hypothèse permet de comprendre facilement le phénomène de déversement de la Moselle, qui ne nécessite plus le remblaiement sur plusieurs kilomètres du vallon de la " Rivière de la Haie Plaisante " pour atteindre le col situé près de Fontenoy (*cf.* Harmand *et al.*, 1995c).

Pourtant **le méandre de la Haie Plaisante** existe et ne peut être occulté. De fait, le cours d'eau qui a façonné cette morphologie est **bien plus ancien que le détournement de la Moselle** apparemment. En suivant les interprétations de M. Deshaies (1994) et de D. Harmand *et al.* (1995c) relatives au paléoécoulement le long de cette rive concave de méandre, l'arrêt du drainage apparaît corrélatif de l'accumulation alluviale CF1, vers 250 m d'altitude à Toul. En effet, une petite butte, située dans la partie orientale du méandre, culmine à 251 m d'après la dernière carte IGN parue (3315 ET - TOP 25 - Nancy-Toul, 2000 ; *cf.* planche II.9) [10]. Si l'on tient compte d'une érosion, même minime, de cet " amphithéâtre " défoncé par des vallons, on peut envisager que l'écoulement y a cessé après avoir atteint la cote altitudinale de 255 m. Par ailleurs, compte tenu des formations alluviales qui bordent la morphologie au sud, on peut dire que le paléoécoulement a commencé son attaque après le dépôt de CF4.

Il est possible d'identifier la création du méandre comme une réponse aux phases d'encaissement important (CF3 et CF1 sont peu présentes dans la vallée de la Moselle) entourant le palier fluviatile majeur corrélatif de CF2. L'augmentation de la longueur de la " Rivière de la Haie Plaisante " par le " méandrage " permet de compenser la baisse marquée du niveau de base (*cf.* chapitre VI, § VI.1.2.). L'abandon du méandre se serait ensuite produit avant l'alluvionnement de F5.

[10] L'altitude de 245 m indiquée pour la base du méandre par D. Harmand (1989) et M. Deshaies (1994), et encore plus bas, à 230 m, par J.-C. Bonnefont (1975b), ne peut plus être retenue.

Si nous ne pouvons localiser avec certitude la zone amont de la " Rivière de la Haie Plaisante ", tout comme J. Le Roux et D. Harmand (1998 ; Harmand et Le Roux, 2000), nous ne pensons pas qu'elle se situait au delà de Fontenoy-sur-Moselle vers le NE (*cf.* Deshaies, 1994). Le Terrouin occupait probablement sa place actuelle depuis longtemps, à l'image de l'Esch ou du Rupt de Mad plus au nord de la région.

Finalement, après avoir délaissé le méandre, le cours d'eau de la Haie Plaisante a régressé depuis l'amont, par le recul de tête d'un affluent du Paléo-Terrouin entre Fontenoy et Gondreville (figure II.7). L'aboutissement de cette évolution correspond, juste avant la capture de la Moselle, au positionnement du col dans le secteur du Fort de Gondreville.

II.2.4. Les causes et les circonstances de la capture de la Moselle : état des travaux antérieurs.

Comme on l'a évoqué dans le chapitre I, toutes les captures sont caractérisées par des causes, des modalités et des conséquences. Certains auteurs préconisent d'ailleurs de distinguer clairement « les facteurs généraux – « les causes » – des facteurs locaux – « les circonstances » (Blache, 1943) » (Harmand *et al.*, 1995c, p. 339). On a également souligné la distinction entre éléments structuraux et phénomènes dynamiques, et admis une évolution variable de tous ces paramètres (*cf.* figure I.4).

- Les concepts globaux.

Deux théories, non antagonistes, sont mises en avant pour expliquer le détournement de la Moselle, et toutes les captures lorraines d'une façon plus générale. Le première concerne le rôle primordial des **mouvements épirogéniques différentiels** entre les bassins versants de la Meuse et voisins.

La prépondérance des facteurs tectoniques est défendue par B. Haguenauer et J. Hilly (1987). Ces géologues mettent l'accent sur le fait que l'accroissement du « Bassin continental lorrain » aux dépens du bassin de Paris par captures multiples, trouve son origine dans le **fonctionnement du rift rhénan** dont ont dépendu successivement la Paléo-Sarre puis la Paléo-Meurthe et enfin la Moselle actuelle. Ils s'appuient notamment sur une étude de C. Sittler (1985, cité par Haguenauer et Hilly, 1987) qui a montré que des processus de distension et d'affaissement d'environ 0,5 mm/an caractérisent le rift de nos jours. Les recherches de J. Fourniguet (1980, 1987) et Deffontaines *et al.* (1991/1992) vont dans le même sens : un soulèvement actuel supérieur à 0,5 mm/an a été détecté par comparaisons de nivellements pour le bassin versant de la Meuse.

La surrection du Massif ardennais (ou tout du moins sa bordure méridionale ; Fourniguet, 1987) avait déjà été évoquée par W.M. Davis (1895) pour expliquer les difficultés de la Meuse à maintenir son aire d'influence vis-à-vis des cours d'eau voisins. Car le " rifting " rhénan est imité par celui de la Bresse pour la Saône (Rat et coll., 1986) et par la subsidence du centre du Bassin parisien. On notera néanmoins des objections à l'existence d'une néotectonique dans l'Ardenne (Pissart, 1961) et en Lorraine (Le Roux, renseignement oral) au cours du Quaternaire.

PERIODE ANTECAPTURE

PERIODE POSTCAPTURE

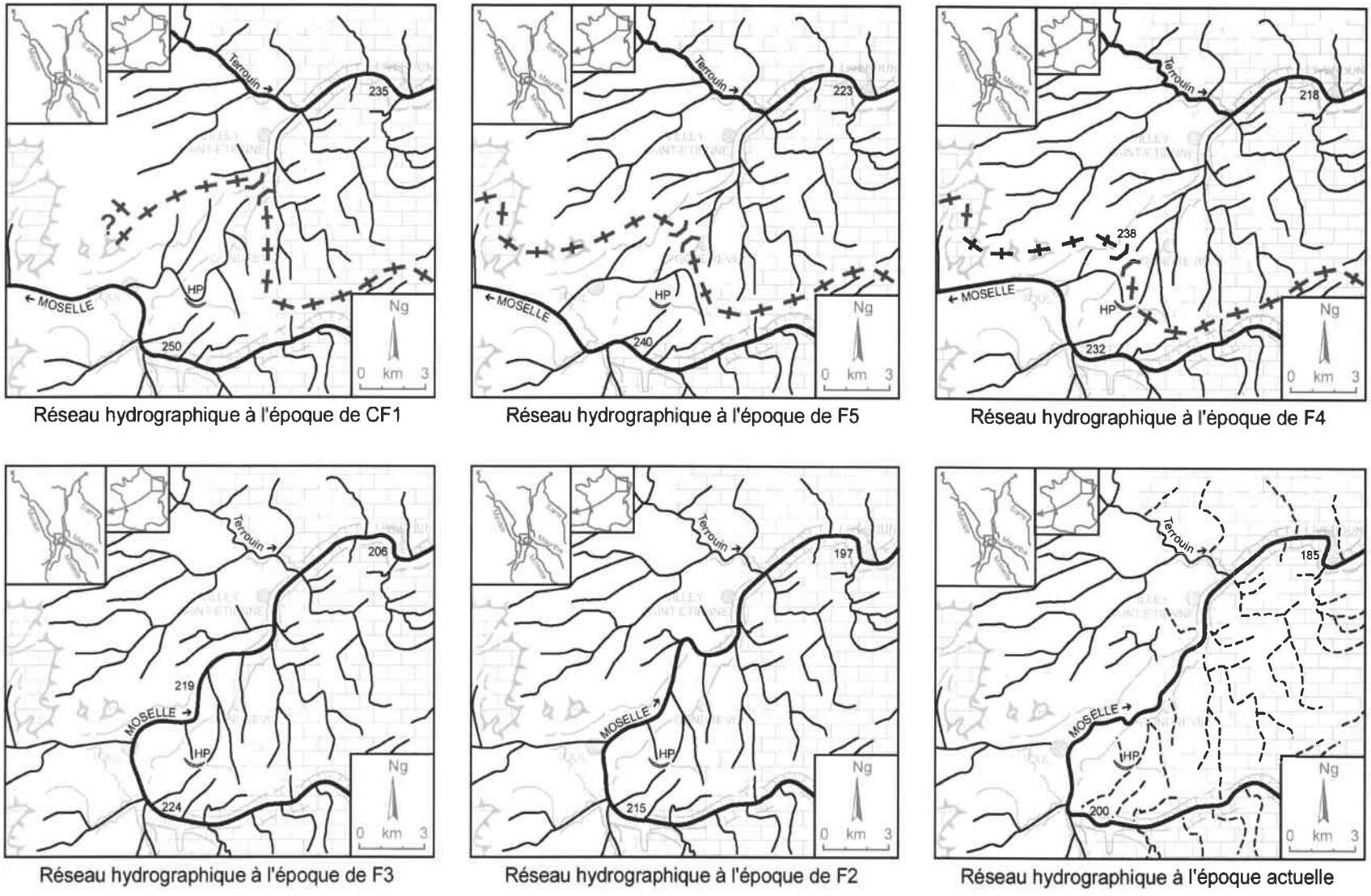


Figure II.7 - Evolution présumée du réseau hydrographique du site de la capture de la Moselle depuis la période d'alluvionnement de CF1.

Ainsi, pour B. Haguenauer et J. Hilly (1987, p. 114), le facteur climatique « n'intervient que sur la vitesse d'évolution [des] processus de capture ». Cette interprétation diffère légèrement de la deuxième théorie défendue par J. Le Roux et D. Harmand (1998). En effet, ces auteurs ont mis « en évidence la prépondérance des facteurs morphostructuraux et le jeu de l'érosion différentielle s'exerçant sous le **contrôle des facteurs climatiques quaternaires**, sans qu'il soit nécessaire de faire intervenir des mouvements tectoniques importants » (Harmand, 2001, p. 47). Plus généralement, même si l'on ressent une évolution des idées directrices chez D. Harmand depuis sa thèse (1989), ce chercheur a toujours mis l'accent sur la **multiplicité des facteurs** ayant provoqué la capture de la Haute Moselle (Harmand, 1992 ; Harmand *et al.*, 1995c), en mettant sur le même plan le rôle de la tectonique – générant des dynamiques fluviales différentielles – développé par B. Haguenauer et J. Hilly (1987), et l'influence climatique – provoquant un phénomène de déversement par remblaiement alluvial (plus important pour la Moselle que pour la Meurthe) – dont J. Tricart (1949-1952) fut le tenant.

A côté de ces causes, D. Harmand *et al.* (1995c) décrivent **trois circonstances** intervenues dans la capture de la Moselle : « présence d'une **ondulation synclinale** [...] propice à l'inversion du drainage, existence d'un **substratum carbonaté karstifié** ayant induit les soutirages et la dynamique anaclinale du « Paléo-Terrouin », [et] difficulté pour la Moselle de maintenir un cours cataclinal à travers une **percée encombrée par l'alluvionnement** » (Harmand *et al.*, *ibid.*, p. 339).

La différence entre les deux conceptions consiste donc uniquement en un **classement variable de l'intensité des processus à l'origine du détournement de la Moselle**. Sur ce point, nous penchons davantage vers l'idée selon laquelle **une capture peut se produire sous n'importe quelle condition climatique (sauf désertique naturellement), lorsqu'il existe des mouvements épirogéniques différentiels, mais l'inverse n'est pas vrai. Le facteur temps joue un rôle " compensateur "** : dans un contexte d'évolution tectonique favorable à l'établissement d'un gradient hydraulique entre deux bassins versants voisins, une capture s'opérera rapidement ou lentement suivant les processus morphoclimatiques en vigueur.

Parmi les circonstances de la capture, on peut développer quelque peu les travaux antérieurs relatifs aux phénomènes karstiques, puisqu'ils concernent spécifiquement notre étude.

♦ Les recherches préliminaires sur le rôle du karst dans la capture de la Moselle.

L'influence du karst sur le détournement de la Moselle a été envisagée selon les modalités suivantes : pertes de la Haute Moselle dans sa portion de vallée cataclinale et restitutions supposées dans la vallée du Paléo-Terrouin.

C'est à P. Gamez que l'on doit d'avoir remis au goût du jour cette hypothèse, qui n'avait généré que peu de recherches jusqu'en 1994 (Losson, 1995). L'historique des publications sur le sujet, rappelé par P. Gamez *et al.* (1995), montre l'indigence des travaux sur les relations entre le karst du plateau de Haye et la capture de la Moselle. On peut même préciser que les seules études véritables sont à mettre à l'actif de S. Errard (1938b, 1942, 1945), qui a déterminé, par des observations et interprétations plus ou moins pertinentes, les modalités de la spéléogenèse. Véritable précurseur de la karstologie locale, il a établi l'**antériorité des percées hydrogéologiques par rapport à la capture**.

Les autres auteurs, dont le père vraisemblable de l'idée (H. Joly), ne font que citer un rôle éventuel du karst (Joly, 1911 ; Capot-Rey, 1937), ou le nier (Tricart, 1949-1952). Dans la deuxième moitié du XX^{ème} siècle, l'accroissement des découvertes spéléologiques (*cf.* Louis et Lehmuller, 1966 ; Prévot, 1991, cité par Gamez *et al.*, 1995) ne provoque aucune nouvelle recherche à propos du rôle du karst sur le détournement hydrographique. Les anciennes idées ne sont toutefois pas abandonnées et apparaissent d'ailleurs dans un ouvrage " grand public " (Minvielle, 1979, pp. 260 et 378).

Globalement, on considère que **deux phénomènes ont pu intervenir** simultanément :
- **diminution des débits de la Haute Moselle due aux pertes** que la rivière subissait au passage des calcaires bajociens, d'où un **alluvionnement accru** dans la région de Toul ;
- **augmentation consécutive des débits du Paléo-Terrouin** par les eaux souterraines issues de la Haute Moselle (Gardet, 1943 ; Errard, 1945), d'où une **érosion régressive accrue** dans le bassin versant de la Meurthe.

Le karst aurait donc joué un rôle indirect sur le phénomène de capture. Ce travail a notamment pour objet d'identifier la part de cette influence.

Conclusion de la section II.2.

Les multiples réorganisations du réseau hydrographique lorrain, par captures successives, résultent de différentes **causes générales et circonstances locales**, et génèrent diverses conséquences hydrologiques et géomorphologiques. Pour la capture de la Moselle, on peut résumer les caractéristiques essentielles (Harmand, 1989 ; Harmand *et al.*, 1995c) :
- elle est due à une cause jugée principale : le rifting rhénan ;
- elle s'est produite dans les conditions suivantes : la rivière aurait subi des pertes lors de sa traversée cataclinale du plateau de Haye ; chargée d'alluvions qu'elle a déposé à l'entrée du Val de l'Ane, déjà encombrée de matériaux fluviatiles et périglaciaires, la Moselle s'est lentement rehaussé ; logé dans un fond " synclinal ", un affluent de la Meurthe, plus bas que la Moselle (en raison de la cause principale), a alors détourné cette dernière ;
- elle a entraîné dans son sillage la « décrépitude » (Vidal de la Blache, 1908) encore un peu plus forte de la Meuse. Une autre conséquence est constituée par le retournement complet des écoulements dans le Val de l'Ane, puisque la Meuse subirait maintenant des pertes à travers les sédiments de la vallée abandonnée, vers l'Ingressin, affluent de la Moselle (Haguenauer et Hilly, 1987). La capture a dû également accélérer ou favoriser le détournement des eaux du bassin versant de l'Aroffe. Plus globalement, elle a modifié très rapidement (à l'échelle géologique) le contexte géomorphologique de la « Boucle de la Moselle » et, par conséquent, tous les paramètres en interaction avec ce domaine (exemple de l'hydrogéologie du plateau de Haye ; *cf.* chapitre III).

On peut également indiquer que **la capture de la Moselle est particulièrement riche en témoins, tant morphologiques que sédimentologiques**, comparé à d'autres phénomènes identiques. Deux raisons interviennent : la relative jeunesse du détournement et l'importance du cours d'eau en cause.

Enfin, en ce qui concerne les indices de cette capture, il existe **un potentiel encore peu développé, qui est celui des formes et des remplissages endokarstiques**. L'un des objectifs principaux de ce travail est précisément d'essayer de déterminer l'apport de ces données souterraines à la connaissance paléohydrographique. L'âge " récent " du détournement et les

nombreuses études antérieures à son sujet constituent des paramètres particulièrement profitables à cette recherche.

Conclusion du chapitre II.

Le territoire de la Lorraine sédimentaire est caractérisé dans ses grandes lignes géomorphologiques par **les cuestas et les vallées qui les traversent**, dictées par les paramètres géologiques et les dynamiques d'érosion. Les reliefs régionaux sont ainsi constitués de plateaux et de dépressions plus ou moins vastes, que les cours d'eau ont modelé et dans lesquels ils se sont incisés de façon variable. Les dénivelées maximales ne dépassent guère les 200 m, tant pour les fronts de côtes que pour les encaissements de vallées.

Le site d'étude de la capture de la Moselle répond à ce schéma, avec des singularités liées à **la vigueur assez importante des reliefs et l'exiguïté des unités morphologiques** (cuestas bien marquées et peu étendues), qui sont de surcroît fortement morcelées par les grandes vallées de la Moselle, de la Meuse et de la Meurthe. Du point de vue lithostructural, on a également vu quelques particularités stratigraphiques et tectoniques à propos du plateau de Haye, qui fera l'objet des recherches karstologiques principales.

Aux deux paramètres contraignant la création et l'évolution des reliefs se greffe le facteur temps. Ainsi, l'installation du réseau hydrographique et le développement des cuestas par **surimposition des cours d'eau**, ont été retracés dans leurs grandes lignes, afin d'éclairer les **modifications de drainage** survenues au cours du Plio-Quaternaire, et dont le détournement de la Moselle constitue l'une des plus importantes.

Les captures avérées ne remontent pas au-delà de cette époque " récente " d'encaissement des vallées. Ceci peut s'expliquer par l'apparition de mouvements épirogéniques de surrection générale en Lorraine (ceux-là même qui génèrent l'incision des cours d'eau) et d'affaissement de régions voisines. Mais on soulignera également que les témoins disparaissent avec le temps, et qu'ils ne pouvaient exister d'un point de vue morphologique, avant le dégagement effectif des cuestas.

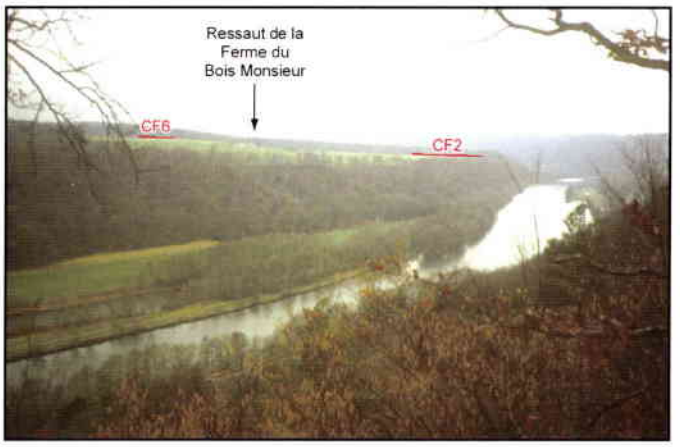
Par ailleurs, le Plio-Quaternaire apparaît comme la seule période favorable à la **création de systèmes karstiques** en Lorraine centrale (le contexte géomorphologique différait apparemment en bordure des massifs anciens, tels que le Hunsrück et l'Ardenne). En effet, pendant tout le Tertiaire, les surfaces continentales semblent peu accidentées, donc peu propices à la naissance de vides organisés dans les massifs calcaires. Cependant, des phénomènes de fantomisation ont pu se produire, après l'exhumation de la surface infracrétacée et l'affleurement des terrains jurassiques.

Les conditions tectoniques et climatiques plio-quaternaires, qui ont permis la genèse des cuestas, par l'incision des cours d'eau (pentes fluviales, variations fréquentes des paramètres de températures et de précipitations), s'avèrent donc conjointement propices à la karstification, grâce à l'accentuation des gradients hydrauliques. Ce sont précisément les caractéristiques hydrogéologiques, que l'on va examiner dans le chapitre suivant.



24-4-1998

Photo II.1 - Vallée de la Moselle à Maron, vue depuis les Carrières du CAF vers l'amont ; les versants sont encore façonnés dans les marnes liasiques à leur base.



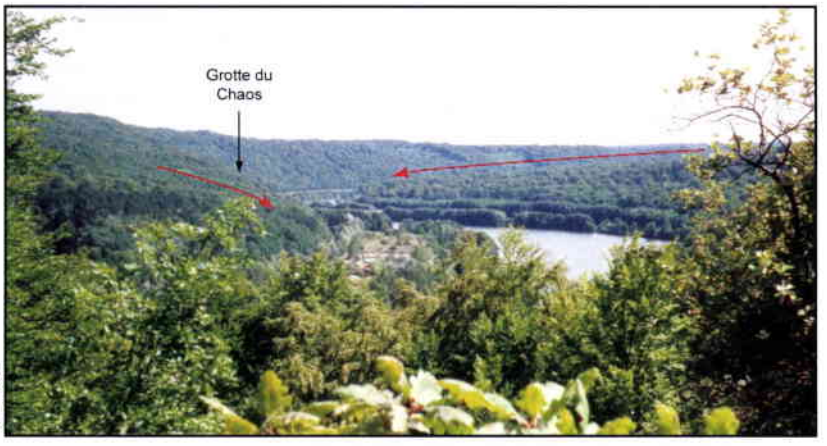
17-2-2001

Photo II.2 - Vallée de la Moselle vue depuis les Carrières du CAF vers l'aval ; l'entaille fluviatile traverse maintenant les formations calcaires bajociennes.



22-4-1998

Photo II.3 - Vallée de la Moselle vue depuis la Grotte du Géant (*cf.* photo IV.6) vers l'amont ; il s'agit de l'extrémité septentrionale du déplacement-encaissement de la rivière dans le Bois l'Evêque.



9-8-1999

Photo II.4 - Vallée de la Moselle vue depuis les anciennes carrières de Brifovau vers l'amont ; les déplacements-encaissements de la rivière au nord de Bois l'Evêque sont soulignés par la dissymétrie très nette des versants.



Cliché : P. Gamez ; 27-2-1996

Photo II.5 - Vallée de la Moselle à Pierre-la-Treiche ; la rivière recoupe ici les calcaires du Bajocien moyen.

Evolution spatiale de la vallée cataclinale de la Moselle à travers le plateau de Haye.



Photo II.6 - Percée cataclinale abandonnée par la Moselle, à travers la cuesta de Meuse (vue prise de l'Ancienne Redoute de Dommartin) ; la Moselle coule actuellement du sud au nord, derrière le rideau d'arbres au deuxième plan.



Photo II.7 - Vue occidentale du Val de l'Ane, abandonné par la Moselle, vue depuis le plateau dominant Ecrouves.



Photo II.8 - Vallée de la Moselle vue depuis Liverdun vers l'amont.

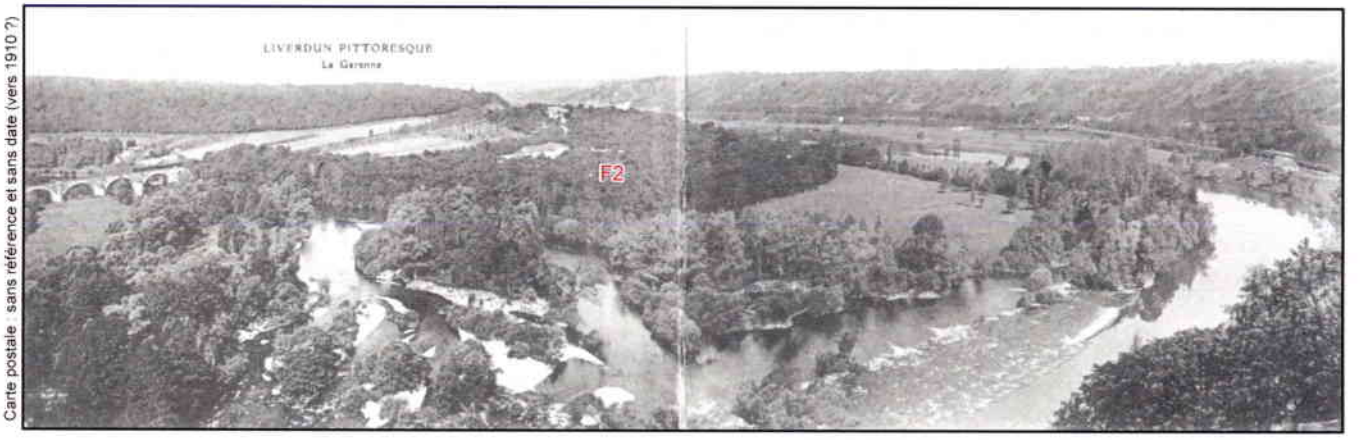


Photo II.9 - Méandre amont de la Moselle à Liverdun, avant la canalisation à grand gabarit de la rivière.



Photo II.10 - Terrasse du Nid à Dieulouard, incisée par des vallons actuellement secs.

Divers aspects des morphologies fluviatiles du site de la capture de la Moselle.

CHAPITRE III : FONCTIONNEMENT HYDROGEOLOGIQUE SUR LE SITE DE LA CAPTURE DE LA MOSELLE.

Compte tenu de la problématique de ce travail, l'aspect hydrogéologique permettra d'éclairer le **fonctionnement dynamique des écoulements hypogés**. Des recherches plus spécifiquement hydrométriques et hydrochimiques ont prouvé leur efficacité et leur nécessité dans les zones karstiques actives (Mangin, 1974-1975 ; Thillay, 1976, 1979 ; Gamez, 1995 ; Devos, 1996b ; Wehrli, 1996 ; Jaillet, 2000b ; ...), mais deux raisons ont incités à mettre de côté ces études :

- la prépondérance d'un karst pénétrable " non fonctionnel " (Sorriaux, 1982), ou " mort " (Fénelon, 1967a), caractérise le plateau central de Haye, qui nous intéresse en priorité ;
- l'exploration du passé géomorphologique régional est difficilement compatible avec la comparaison de modèles de fonctionnement actuel, sauf observations générales (le cas de l'Aroffe, déjà mentionné dans le chapitre II, est de ce point de vue significatif).

Contrairement aux milieux poreux, tels que sables ou grès, un aquifère calcaire se présente sous l'aspect d'un réseau de discontinuités (fractures, fissures, joints de stratification) plus ou moins denses et ouvertes (Castany, 1982). Lorsque ces discontinuités sont en communication les unes avec les autres, des circulations peuvent s'opérer et créer une karstification qui développera la perméabilité du massif. On doit donc distinguer aquifères fissuré et karstique, dans lesquels les conditions structurales et hydrauliques diffèrent.

Néanmoins, les modalités de fonctionnement hydrogéologique apportent les bases des connaissances dynamiques, également valables en milieu karstifié. C'est l'objet de ce chapitre, tandis que le chapitre IV sera consacré à l'étude des éléments karstiques.

On évoquera essentiellement l'**hydrogéologie actuelle des calcaires bajociens**, ainsi que les **relations existant avec la nappe phréatique des alluvions mosellanes** de la « Boucle de la Moselle ». Cette étude apportera en particulier des informations sur les cheminements de l'eau dans le massif de la Haye centrale, dont la karstification actuelle est mal connue.

Mais il faudra présenter préalablement les caractéristiques générales relatives au comportement " fissural " des circulations souterraines, puis définir les modes d'alimentation des aquifères du revers de la cuesta de Moselle.

Enfin, on proposera une reconstitution des paramètres hydrogéologiques du plateau de Haye. L'évolution est sous la dépendance partielle des modifications du milieu géomorphologique. Le morcellement du relief, précédemment indiqué, a un impact sur l'aspect spatio-quantitatif des eaux souterraines.

Les données hydrogéologiques spécifiques des Hauts de Meuse sont traitées en annexe, car elles n'interviennent pas directement dans la problématique de l'étude. Mais, elles servent de points de comparaisons avec le plateau de Haye.

III.1. Caractéristiques hydrogéologiques générales d'un aquifère calcaire.

La perméabilité d'une masse calcaire est initialement dépendante du **taux de fracturation**, donnée variable dans les trois dimensions, sous l'influence de caractéristiques tectoniques, géomorphologiques et lithologiques (photos III.1 à III.5).

L'idée de fracturation comporte une notion d'échelle. Pour simplifier, on distinguera :

- les failles et cisaillements (avec décalages respectivement verticaux et longitudinaux entre deux compartiments rocheux, généralement de grande extension). Ils sont la résultante exclusive de phénomènes tectoniques, régionaux ou suprarégionaux. Ils ne présentent pas tous des ouvertures ; cela dépend du type et de la direction de la contrainte subie par le substratum ;
- les fractures ou diaclases (sans décalage, d'extension moyenne). Elles accompagnent les accidents cassants majeurs. Leur ouverture peut résulter également de déformations tectoniques souples (anticlinaux, flexures) ou de phénomènes de détente à proximité de la surface topographique, notamment sur les versants (appel au vide) ;
- les fissures (petites discontinuités de faible ou très faible ouverture, auxquelles on peut rattacher les joints de stratification). Elles trouvent leur origine dans les mouvements tectoniques ou dans la diagenèse, et, de ce fait, sont sous la dépendance, encore plus nettement que pour les autres discontinuités (sauf les joints de stratification), de la lithologie.

Pour en revenir au domaine hydrogéologique, on retiendra qu'une phase tectonique compressive induit (Steiner, 1980) :

- des plans de cisaillements, accompagnés ou non de jeux verticaux. Ces accidents présentent des vides en connexion sur de grandes distances parfois et sont les plus propices aux flux d'eau (Steiner, renseignement oral). Des effets similaires sont visibles avec des failles issues de distensions (*cf.* Guérin, 1974 ; Dreybrodt, 1988 ; Quinif *et al.*, 1997b) ;
- des fentes de tension, en échelons, tantôt ouvertes, tantôt fermées ou comblées (par de la calcite par exemple) (figure III.1). Elles se présentent rarement en interconnexion et ne favorisent donc pas les circulations (*cf.* Quinif *et al.*, *ibid.* ; Vandycke et Quinif, 1999).

Conjointement à ces considérations géologiques qui influencent les circulations souterraines, un massif calcaire peut être divisé en secteurs altitudinaux et spatiaux. De haut en bas de l'aquifère, trois zones ont été distinguées (Mangin, 1974-1975 ; Bakalowicz, 1995, 1999 ; figure III.2) :

- une zone superficielle (« épikarstique » ; Mangin, 1974-1975) caractérisée par des discontinuités verticales et une altération du substratum, plus importantes qu'en dessous (des mesures électriques en fond de vallée sèche ont mis en évidence une épaisseur de 30 m de calcaire altéré, dans le SE du Bassin parisien par exemple ; Mégnien, 1964, cité par Herak et Stringfield, 1972). Elle constitue un réservoir à forte perméabilité, dont la vidange est assurée par les rares grosses fractures et de nombreuses petites fissures sous-jacentes ;
- une zone d'infiltration, avec des transits plus ou moins verticaux, rapides ou lents suivant la dimension et la densité des discontinuités ;
- une zone noyée, où la majorité des vides sont occupés par l'élément liquide. Malgré le caractère anisotrope du réservoir, on pourra parler de " nappe d'eau souterraine " *s.l.*, par analogie avec les terrains poreux (ce qui est d'autant plus proche de la réalité lorsque les discontinuités sont nombreuses).

Ce schéma est valable dans le cas d'une masse carbonatée affleurante, mais se modifie s'il existe une formation de couverture un tant soit peu épaisse. En effet, la présence de cette dernière est corrélative d'une

fracturation moins importante des calcaires dans le haut de l'aquifère (réseau de discontinuités plus lâche), c'est-à-dire d'une perméabilité moindre, en l'absence de karstification bien évidemment. La nappe de l'aquifère sous couverture est dite captive, à l'opposé de celle libre du massif affleurant (Castany, 1982 ; George et coll., 1990).

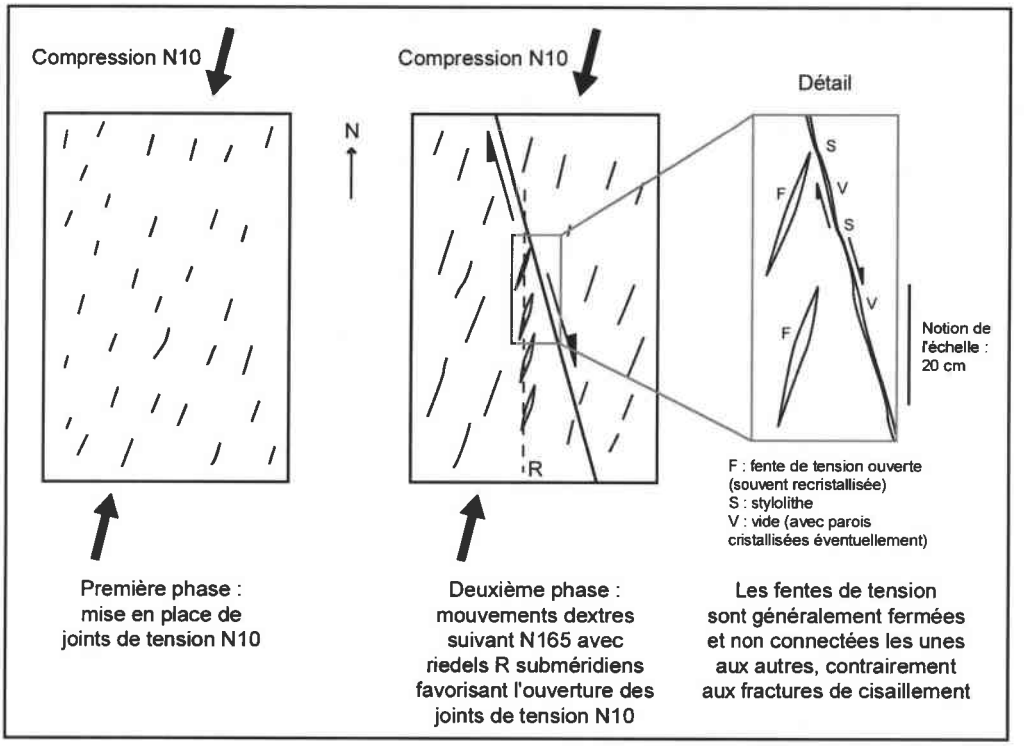


Figure III.1 - Rôle du type de figure tectonique sur les circulations hydriques souterraines ; exemples de fracturations visibles sur la Haye et liées à une compression NNE (d'après Steiner, 1980, fig. 84, complétée selon les renseignements oraux de l'auteur).

Par ailleurs, il n'est pas rare qu'une masse calcaire possède en son sein des couches marneuses semi-perméables. Affectées par des phénomènes de drainance (*cf.* Castany, 1982), ces strates ralentissent les infiltrations verticales. L'épaisseur de ces niveaux semi-perméables est importante, car au-delà d'une certaine limite, et suivant la compétence du matériau, les discontinuités verticales peuvent être amorties. Quoi qu'il en soit, il est donc possible de définir dans certains massifs un **aquifère multicouche**, avec une nappe d'eau souterraine " basale " principale et des nappes " perchées " secondaires.

Ces différentes réserves hydrogéologiques présentent un équilibre dynamique à évolution essentiellement saisonnière et interannuelle, en fonction des **modes d'alimentation et de vidange des aquifères**.

Les paramètres de l'alimentation des nappes d'eau souterraine seront évoqués dans la section III.2., de manière appliquée à notre terrain d'étude. A l'autre extrémité du système, dans le contexte structural et morphologique qui nous concerne (couches géologiques monoclinales, relief de cuestas et vallées encaissées), les sources peuvent être classées en trois catégories (George et coll., 1990 ; Lambert, 1996) :

- sources de débordement (ou de trop plein ; Van den Avenne, 1980), s'il y a émergence à contre pendage ;
- sources de déversement, en cas de sortie des eaux par simple gravité ;
- sources de dépression, pour les exsurgences liées au niveau de base constitué par un fond de vallée.

Les premières tarissent plus facilement que les secondes et ont, dans des conditions hydrogéologiques identiques, des débits moindres. Les troisièmes, issues de nappes encaissantes (Lambert, 1996), sont généralement pérennes et susceptibles de présenter les débits les plus forts.

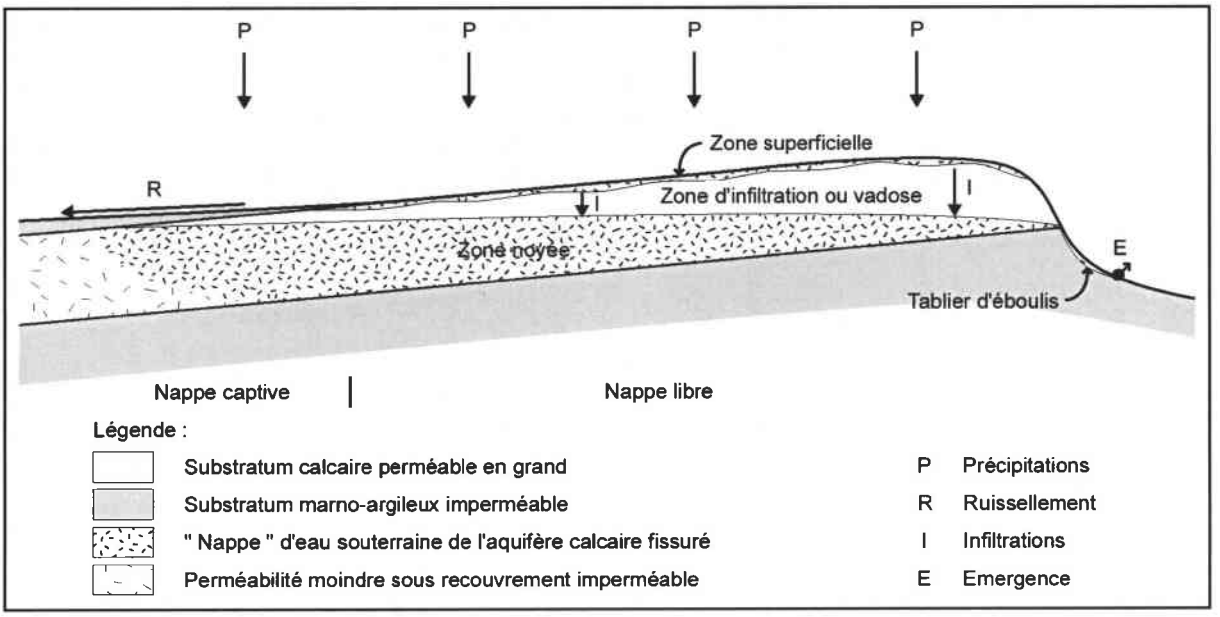


Figure III.2 - Coupe transversale schématique de la structure d'un aquifère en relief de cuesta.

On peut remarquer que la nature carbonatée, les discontinuités ouvertes et les circulations d'eau souterraines évoquées, sont les trois facteurs nécessaires à la karstification (Quinif, 1998a). Ainsi, comme il a été annoncé en introduction, il existe des notions communes entre les paramètres des aquifères fissurés et ceux des massifs karstifiés. **Les spécificités karstiques se rapportent aux structures et fonctionnements hydrauliques. En revanche, pour déterminer les composantes internes et externes qui influencent le cheminement et la dynamique des écoulements hypogés du plateau de Haye, il est possible d'adopter une vision ouverte sur le thème plus général de l'eau et de sa circulation.**

III.2. Aperçu hydroclimatique général et modes d'alimentation des aquifères calcaires.

Il ne s'agit pas de faire une étude climatique et hydrologique très poussée, mais de préciser d'une façon générale, les modes d'alimentation actuels des aquifères calcaires du site d'étude.

Les conditions climatiques déterminent la quantité d'eau disponible pour l'infiltration vers les nappes d'eau souterraine du plateau de Haye. Conjointement, le contexte géomorphologique régit la répartition spatiale des infiltrations. Ainsi, il existe deux possibilités d'alimentation des aquifères :

- par les pluies tombant directement sur le substratum calcaire. Le rôle de l'évapotranspiration est ici à souligner, c'est-à-dire que trois paramètres principaux entrent

en ligne de compte : la hauteur des précipitations, les températures et la couverture végétale ;
- par des pertes partielles ou totales de cours d'eau, dans la mesure où ceux-ci se trouvent perchés au-dessus de la nappe. Les débits, fonction du climat, représentent dans ce cas les valeurs à déterminer pour estimer les quantités infiltrées sous terre.

♦ Les eaux météoriques.

En ce qui concerne les précipitations, « l'espace lorrain correspond à une mosaïque pluviométrique où l'influence du relief est fondamentale » (Devos, 1996b, p. 85). Pour le site de la capture de la Moselle, il existe une assez bonne corrélation entre la quantité de précipitations et les conditions orographiques : les creux pluviométriques se calquent sur les dépressions et les dômes sur les revers de cuestas (planche III.1). Ainsi, la Woëvre et le Vermois occidental reçoivent une moyenne annuelle de 700 à 800 mm de pluies, tandis que la Haye et les Hauts de Meuse sont arrosés par environ 800-900 mm par an (Zumstein et AERM, 1995). Les variations saisonnières sont peu marquées (figure III.3), sauf si l'on considère le mode de précipitations : pluvieuses (automne et printemps surtout), orageuses (en été) ou plus rarement neigeuses (en hiver). Elles ne déterminent pas de différences spatiales. En revanche, des irrégularités interannuelles importantes existent.

D'un point de vue thermique, les valeurs moyennes annuelles tournent autour de 9-10°C et l'amplitude thermique moyenne annuelle se situe entre 17 et 18°C (figure III.3). Ceci permet de déceler pour le climat de la Lorraine sédimentaire une légère continentalisation. Comme pour les précipitations, des différences spatiales existent en fonction des conditions orographiques et d'exposition. A l'échelle journalière, les écarts de températures entre les plateaux et les dépressions peuvent notamment être constatés de visu lors de chutes de neige à la limite du 0°C.

Enfin, la couverture végétale, sous influence des modifications anthropiques, est assez nettement discriminée entre les plateaux, où dominent les forêts, et les dépressions, lieux de prédilection des pâturages et des cultures. Le rôle de la lithologie sur cette distinction franche avait été souligné dans le chapitre II.

Les valeurs moyennes annuelles des précipitations et des températures reflètent donc une **situation climatique régionale globalement océanique** (" climat tempéré océanique de transition " ; Estienne et Godard, 1990). Ceci se traduit, en ce qui concerne les infiltrations en profondeur, par des variations saisonnières un peu plus fortes que dans le reste du Bassin parisien, mais où la période de novembre à mars reste la plus propice à l'alimentation des aquifères (évapotranspiration faible ; figure III.3).

Compte tenu des conditions lithologiques de chaque unité géomorphologique (*cf.* chapitre II), les précipitations génèrent deux types de réactions :
- après engorgement rapide des substrats argilo-marneux, les ruissellements se concentrent pour créer un réseau hydrographique bien hiérarchisé caractéristique des dépressions orthoclinales ;
- sur substratum calcaire, perméable en grand, il n'existe pas de ruissellement, si ce n'est temporaire lors de très fortes averses ou, pour de courtes durées, à la fonte des neiges sur sols gelés. Les infiltrations, à peine retardées par des sols souvent minces (de type rendzines ou sols bruns calcaires ou calciques ; Gury, 1972), sont la règle sur les plateaux de revers dépourvus de recouvrement imperméable.

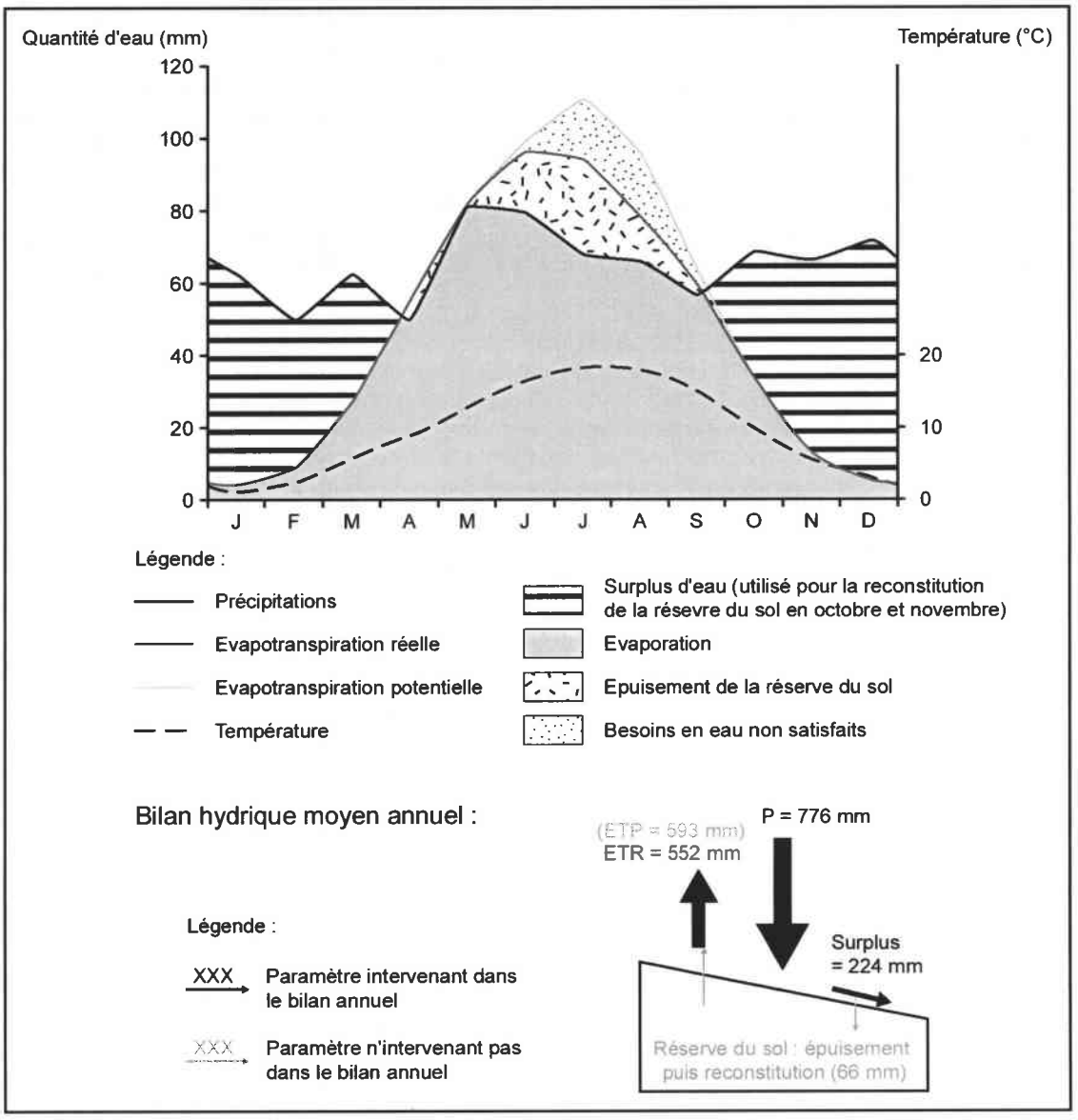


Figure III.3 - Bilan hydrique de la station de Rosières-en-Haye, pour la période 1971-1988 (d'après des données de l'AERM).

♦ Les pertes de cours d'eau.

L'autre mode d'alimentation des aquifères calcaires, représenté par les pertes de rivières, peut être divisé en trois catégories : les pertes totales permanentes, les pertes totales saisonnières et les pertes partielles.

• *Pertes totales permanentes.*

Les pertes totales permanentes, le plus souvent diffuses, affectent des ruisseaux ou ruisselets temporaires, issus, soit de terrains imperméables recouvrant le substratum bajocien ou oxfordien, soit plus rarement des couches imperméables sous-jacentes aux calcaires.

L'absorption des petits écoulements se produit plus ou moins strictement au contact des couches marno-argileuses et calcaires. Les ruissellements proviennent de petites sources ou sourcins dont le débit est généralement inférieur au litre par seconde, et nul une partie de

l'année. Les deux principaux **contacts lithostratigraphiques** du revers de la cuesta de Moselle sont (*cf.* planche II.6) :

- Calcaires à entroques et Calcaires sableux de Haye sur Marnes micacées du Bajocien inférieur (exemples : pertes de l'Ar à Thuilley-aux-Groseilles, du ruisseau de Clairlieu ; *cf.* planche III.3) ;
- Marnes à rhynconelles inférieures sur Caillasse à *Anabacia*, Polypiers de Husson et Oolithe miliaire supérieure du Bathonien inférieur et Bajocien supérieur (exemples : pertes des ruisseaux des environs de Sexey-les-Bois, du ruisseau du Fond du Rupt à Chaudeney-sur-Moselle ; *cf.* planche IV.1 ; photos III.8 et III.9).

Quelques contacts lithostratigraphiques moins tranchés et plus discontinus dans l'espace sont également le siège de pertes de petits cours d'eau. On peut citer par exemple le ruisseau de Rosières-en-Haye qui naît vraisemblablement à la faveur d'un banc marneux, tel que la couche géologique de l'Oolithe à *Clypeus ploti* en contient, et s'infiltre en retrouvant les strates calcaires du Bajocien supérieur. Ces intercalations marneuses de faible puissance dans le substratum essentiellement calcaire de la Haye génèrent très rarement ce type de ruissellement " fugace ". Les cas semblent plus fréquents dans les régions situées immédiatement au nord et au sud, dans les mêmes formations (Steiner, 1977, cité par Le Roux et Salado, 1980).

- *Pertes totales saisonnières.*

Les pertes totales saisonnières caractérisent des rivières à débits plus importants. Nées dans les dépressions orthoclinales (Woëvre, Saintois et Bassigny notamment), un certain nombre de cours d'eau subissent des infiltrations en arrivant sur les calcaires vers l'aval (exemples de l'Yron, du Rupt de Mad, du Ruisseau des Bouvades et de la Meuse, ... l'Aroffe étant à la limite avec la première catégorie ; planche III.1). Ils n'arrivent pas à compenser les infiltrations massives par des débits suffisants, et sont à sec sur une portion de leur lit pendant la période estivale. Une formation alluviale peu épaisse et capacitive, ainsi que les variations spatiales et temporelles du niveau piézométrique de la nappe des aquifères calcaires, sont également des facteurs influençant les phénomènes de pertes.

Concrètement, on constate par exemple :

- pour la Meuse à Bazoilles, l'affleurement des dalles calcaires au niveau des pertes (*cf.* photos A-IV.16 et A-IV.17 en annexe) ;
- pour le Ruisseau des Bouvades, un débit mensuel d'étiage de fréquence ½ égal à zéro [1], entre Moutrot et Bicqueley (AERM, 1998 ; période de référence : 1971-1990 ; figure III.4).

- *Pertes partielles.*

Les pertes partielles se rapportent aux cours d'eau les plus puissants tels que la Moselle, mais également à des rivières de moindre importance (exemples du Terrouin, du Vair, du Mouzon, ... ; Olry, 1883 ; AERM, 1998, 1999).

Avec un débit moyen annuel de 63,4 m³/s à Toul (AERM, 1998 ; période de référence : 1971-1990), il est difficile de déceler pour la Moselle des pertes d'eaux lors des deux traversées, cataclinale puis anaclinale, des calcaires bajociens. La présence d'une formation alluviale épaisse (7 m en moyenne, d'après les sondages répertoriés au BRGM ; *cf.* figure V.2) et continue tout au long de sa vallée (l'épaisseur des alluvions varie entre 3 et 12 m) joue en outre un rôle tampon. En effet, ces matériaux fluviatiles concentrent une nappe phréatique d'interstices en interaction avec la rivière.

Néanmoins, les nombreux forages effectués dans le fond de vallée de la Moselle montrent que le cours d'eau perd localement une partie (non chiffrée) de ses écoulements, par l'intermédiaire de son réservoir alluvial qu'elle alimente (BRGM ; Durand *et al.*, 1974). Ainsi, la Moselle subit apparemment des pertes indirectes et invisibles en surface, à chaque fois qu'elle se trouve perchée au-dessus de la nappe " bajocienne ". On détaillera cela dans la section III.3.2.

[1] Cela signifie qu'au moins une année sur deux, le ruisseau est susceptible d'être à sec pendant le mois de l'étiage (François, renseignement oral).

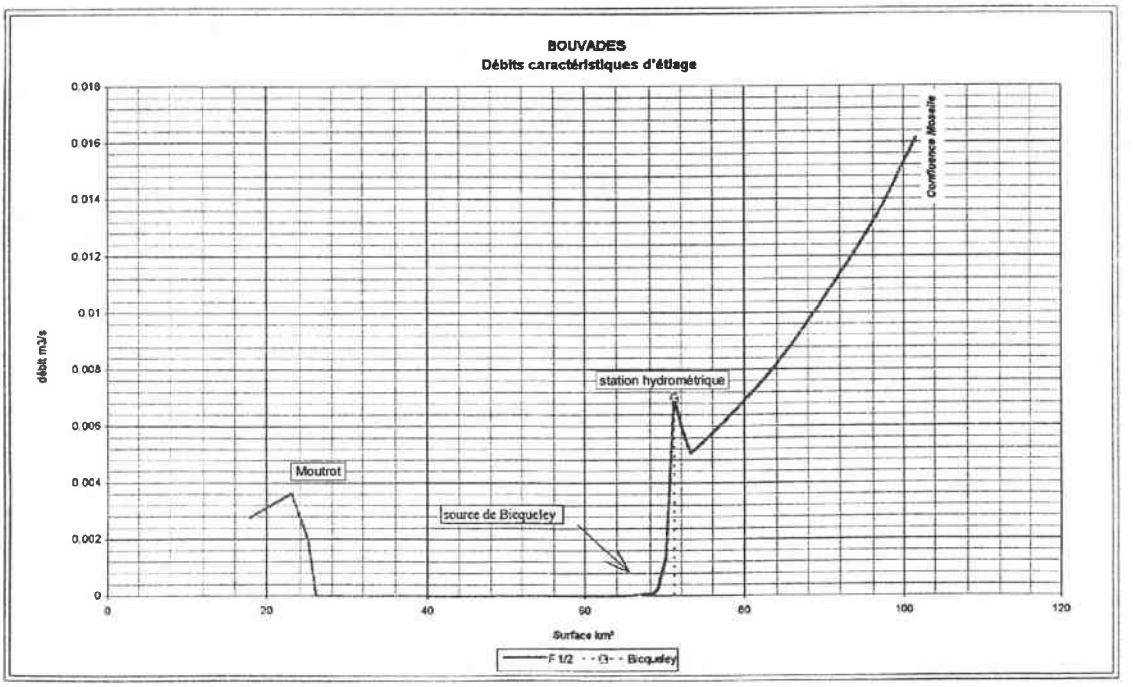


Figure III.4 - Profil des débits mensuels d'étiage de fréquence ½ du Ruisseau des Bouvades (d'après AERM, 1998).

Un autre exemple de pertes partielles de rivière peut être donné par le Terrouin, dont le débit mensuel d'étiage de fréquence ½ diminue de 90 % entre Avrainville et la confluence avec la Moselle (AERM, 1998 ; figure III.5), lorsqu'il coule sur les terrains du Bajocien supérieur. A la différence du Ruisseau des Bouvades qui s'assèche complètement une partie de l'année, le Terrouin provient d'un plus vaste bassin versant dans la dépression de la Woëvre, qui lui assure des volumes de ruissellement nettement plus importants, avant de traverser le substratum calcaire.

Enfin, on notera que l'Esch, cours d'eau septentrional voisin du Terrouin (*cf.* planche III.3), ne subit pas de pertes vraiment identifiables en étiage (*cf.* AERM, 2000), lors de la traversée du revers de la cuesta de Moselle. Au contraire, son débit augmente fortement lors du recoupement de la nappe " bajocienne ", à la faveur d'une petite structure anticlinale (Sary *et al.*, 1992).

La variété de détail des conditions lithostructurales apparaît primordiale pour expliquer les réactions différentielles des cours d'eau vis-à-vis des infiltrations dans les massifs perméables en grand.

Au total, on constate que l'alimentation multiple des aquifères calcaires, variable au cours de l'année, paraît globalement importante, mais difficilement chiffrable de manière détaillée.

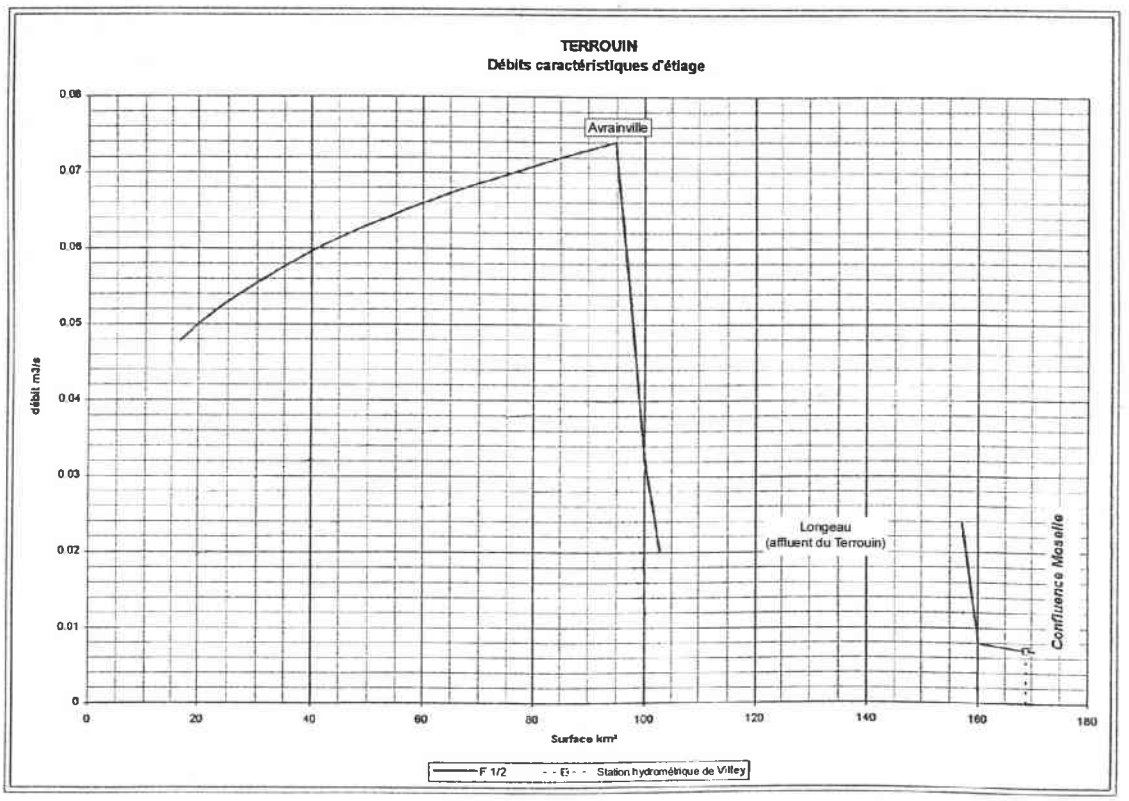


Figure III.5 - Profil des débits mensuels d'étiage de fréquence ½ du Terrouin (d'après AERM, 1998, simplifiée).

III.3. Comportements actuels des aquifères calcaires de la cuesta de Moselle ; relations avec les aquifères alluviaux.

Les unités hydrogéologiques que l'on aborde sont de deux types : fissuré et karstique pour les massifs calcaires, et interstitiel pour les formations alluviales. Elles correspondent en surface à deux ensembles géomorphologiques (*cf.* planches III.1 et III.3) : la Haye, revers de la Côte de Moselle, entre l'Esch au nord et le Vair au sud, et le lit majeur actuel de la Moselle (les Hauts de Meuse et le lit majeur de la Meuse sont en annexe III.1). D'un point de vue lithologique, nous sommes respectivement en présence de roches bajociennes et de sédiments meubles essentiellement sablo-caillouteux et siliceux ou carbonatés. Les différents faciès stratigraphiques des massifs calcaires sont relativement continus dans les limites géographiques déterminées, à l'exception minime du Bathonien qui devient plus calcaire vers le sud (*cf.* chapitre II ; figure II.3).

Etant donné l'échelle tridimensionnelle prise en compte, il est possible de décrire une hydrogéologie globalement homogène, qui accepte toutefois dans le détail des variations de nature lithostructurale et géomorphologique.

III.3.1. Hydrogéologie du plateau de Haye.

Les caractéristiques géologiques et orographiques de ce plateau, décrites dans le chapitre II, conditionnent le potentiel de stockage et hydrodynamique de l'aquifère bajocien.

Les limites orientales de ce dernier correspondent au front de côte et aux vallées encaissées, en suivant l'affleurement (théorique, car souvent masqué) des **Marnes micacées**. Cette formation de moins de 1 à plus de 10 m d'épaisseur (Le Roux et Renaud, 1985) représente le **substratum imperméable du réservoir bajocien**, immédiatement au-dessus de l'Aalénien ferrifère. Malgré sa faible puissance, elle soutient la principale nappe des calcaires bajociens. Celle-ci alimente cependant l'aquifère sous-jacent, constitué par le Conglomérat et les calcaires argileux aaléniens *s.l.*, de manière naturelle, par les fractures, ou artificielle, par les dépilages miniers (Hilly et Haguenauer, 1979 ; Ricour, 1985 ; photo III.13). Seul l'extrême sud de la région considérée diffère légèrement, avec la disparition des Marnes micacées et de l'Aalénien, qui laissent la place aux couches imperméables toarciennes (Le Roux *in* Mégnien et coll., 1980 ; Hanzo et Le Roux, 1982 ; *cf.* figure II.3).

Vers l'ouest, l'aquifère plonge vers le centre du Bassin parisien. Recouverts par des couches géologiques globalement " imperméables " (Bathonien et surtout Callovien) et d'épaisseur croissante, les calcaires (*cf.* figure III.2) :

- présentent des fractures de moins en moins ouvertes : « la perméabilité [...] décroît [...] vers l'ouest » (Ricour, 1985, p. 47) ;
- contiennent une nappe captive (de milieu fissuré), dans la continuité de la nappe libre sous le plateau de Haye (milieu fissuré et karstique).

La piézométrie de la principale nappe du réservoir bajocien (planche III.2) est donc sous l'influence primordiale du **pendage** (général, et également local : " synclinal ", et cuvettes tectoniques associées, de Savonnières - Dieulouard). Mais elle subit des variations de détail liées aux **vallées et vallons encaissés**, ainsi qu'au front de cuesta, dans une moindre mesure. Ces différentes entités morphologiques provoquent en effet des rabattements localisés du niveau hydrostatique, en raison d'une perméabilité en grand accrue à l'approche de la surface orographique et à cause de la vidange par les sources.

Parmi les trois types d'émergences définies précédemment, **les sources de débordement et de déversement sont les plus fréquentes**. Leur localisation correspond rarement au toit des Marnes micacées ou du Toarcien, car des dépôts de pente abaissent très souvent l'altitude de ces émergences (*cf.* Larcher, 1972 ; Hilly et Haguenauer, 1979 ; figure III.2). Ceci est un fait général sur l'ensemble des fronts de côte. Il a été constaté en particulier sur l'Avant-Côte de Moselle au sud de Metz (Corbonnois, 1979, 1981), où la ligne de source est située à la limite inférieure des épandages de gélifracts.

Localement, dans des zones faillées où la dislocation des calcaires est intense, des grands blocs du substratum présentent des " pseudopendages ", à contre pendage général, générés par basculement des panneaux rocheux sur les fronts de côtes (Corbonnois, *ibid.*). Ces pseudopendages facilitent alors davantage la vidange des aquifères par débordement - déversement.

Mais certaines sources du plateau de Haye se situent à une altitude nettement plus élevée que la base du Bajocien. Ceci résulte de l'**hétérogénéité de détail du massif calcaire** qui comprend de minces bancs marneux (Marnes de Longwy, Marnes à homomyes) à perméabilité de fissures beaucoup moins importante et pouvant soutenir localement des petites nappes d'eau souterraine.

L'existence ou non de nappes " perchées " varie selon les zones considérées, en relation avec l'épaisseur et la pétrographie des couches semi-perméables (drainance plus ou moins facile) et l'aspect tectonique (densité des grosses fractures ou des failles traversant ces bancs peu compétents). Ainsi, P. Steiner (1977, cité par Le Roux et Salado, 1980) a mis en évidence une certaine rareté des sources liées aux strates marneuses du Bajocien dans

l'ensemble du plateau de Haye (suintements plutôt ; Robaux, 1934 ; Larcher, 1972), au contraire des secteurs immédiatement septentrionaux et méridionaux (figure III.6).

Toutefois, des sondages ont mis en évidence la présence de ces niveaux aquifères du Bajocien supérieur à l'intérieur de la « Boucle de la Moselle » (BRGM ; planche III.2). En revanche, à l'ouest d'une certaine limite, il est possible que la nappe principale du réservoir bajocien possède une élévation telle qu'il n'existe plus de distinction des nappes secondaires perchées (*cf.* planche III.2).

Toutes les caractéristiques spatiales et altitudinales des sources du plateau de Haye seront examinées en fonction des autres éléments karstiques, dans le chapitre IV.

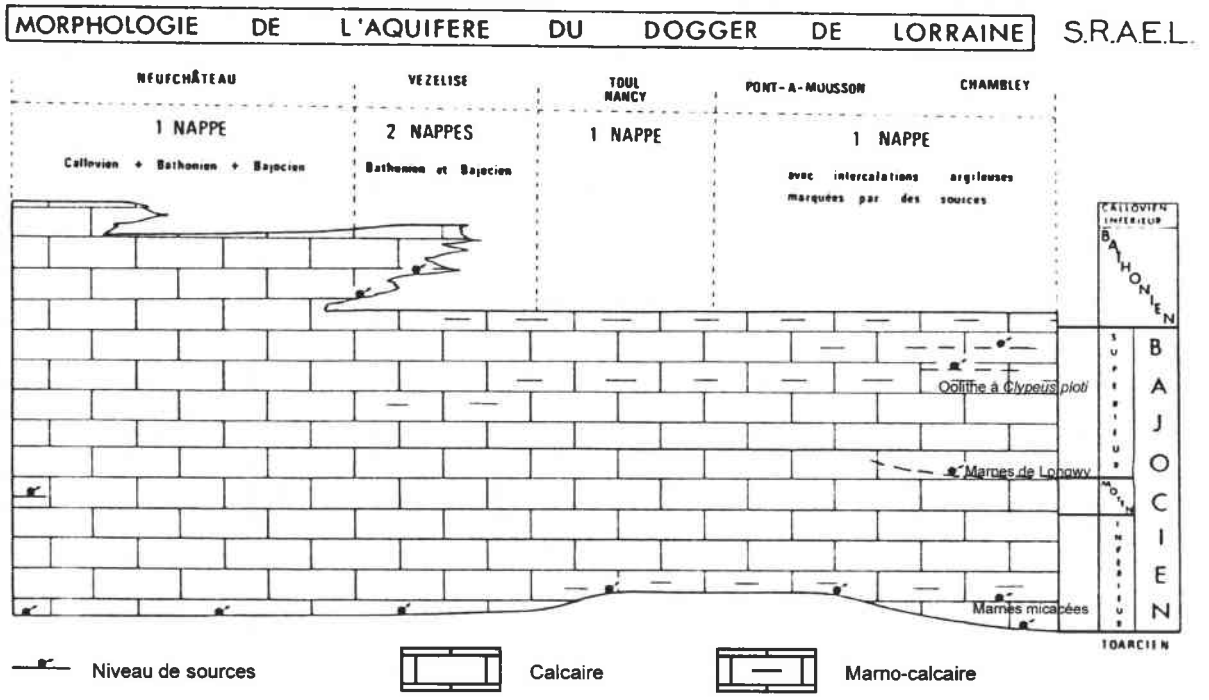


Figure III.6 - Variations géométriques et lithologiques du réservoir du Dogger (d'après Steiner, 1977, cité par Le Roux et Salado, 1980, complétée).

Abstraction faite de ces variations verticales mineures de faciès, il est possible de cerner globalement l'**aspect hydrodynamique** actuel de la nappe principale du plateau de Haye, grâce à diverses données disponibles, parmi lesquelles des traçages colorimétriques sont primordiaux.

La direction d'écoulement des eaux souterraines subit l'influence de plusieurs paramètres :

- les discontinuités verticales ouvertes et connectées. Compte tenu des mouvements tectoniques ayant affecté la région (compartiment nancéien en particulier) au cours du Tertiaire (*cf.* chapitre II) et des considérations théoriques d'ouverture de ces fracturations (*cf.* § III.1.1.), les circulations hypogées devraient prendre des **directions majeures subméridiennes**, et plus précisément N145 à N20 ;
- le pendage des couches géologiques. Il devrait générer une direction des écoulements globalement vers l'ouest, direction qui est toutefois perturbée par l'ondulation " synclinale " de Savonnières - Dieulouard. Cette structure est susceptible de provoquer une **déviation des circulations vers le nord ou le sud** selon le flanc considéré du " synclinal " ;
- la localisation et la valeur d'encaissement des vallées principales. Ces dernières servent de niveau de base relatif aux circulations hydrogéologiques. Elles jouent un rôle

prépondérant pour l'**attraction des eaux souterraines, en priorité vers les portions de talwegs recoupant la base du Bajocien**, dans la mesure où le niveau piézométrique de la nappe ne se situe pas en dessous de ces fonds d'entailles fluviatiles.

Globalement, les directions d'écoulement méridiennes seront privilégiées dans la majorité du massif calcaire.

Seuls les plateaux morcelés plus à l'est, au delà de l'axe Meurthe - Moselle, sont susceptibles de présenter un schéma légèrement différent, avec des sens de circulations souterraines déterminés d'abord par la présence d'une vallée encaissée, favorisant ainsi un écoulement dirigé vers l'ouest, conformément au pendage. Toutefois, perchées de tous côtés, les nappes de ces petits aquifères peuvent se vidanger sur l'ensemble du pourtour des plateaux. Des modifications structurales locales, telles qu'évoquées pour l'Avant-Côte de Moselle septentrionale (*cf.* supra), peuvent également intervenir pour générer des circulations hypogées centrifuges.

Les traçages colorimétriques effectués sur le plateau de Haye par différents chercheurs (Maubeuge, 1956, 1968b ; Obellianne, 1970 ; Salado *et al.*, 1976 ; Maubeuge, 1977 ; Le Roux et Salado, 1980 ; Jacquemin, 1988) **confirment ces considérations théoriques** énoncées sur la base des caractéristiques du milieu physique (planche III.3). **Les circulations hypogées méridiennes sont nettement prédominantes** dans l'ensemble de l'unité géomorphologique, à l'exception de la partie septentrionale caractérisée par des écoulements de direction SSW-NNE, en fonction du contexte structural particulier (cuvette tectonique de Dieulouard). L'attraction des eaux souterraines est régie également par la localisation des niveaux de base que constituent les grandes vallées encaissées.

Par ailleurs, les traçages réalisés laissent apparaître une différence de comportement de la région méridionale par rapport aux autres secteurs. En effet, la diffluence des circulations à partir des points d'injection y est moins flagrante, ce qui dénote une structuration karstique meilleure. Ce système bien étudié de l'Aroffe et de l'Ar-Arot (Thillay, 1979 ; Le Roux et Salado, 1980 ; Gamez *et al.*, 1985 ; Wehrli, 1996 ; *cf.* photo III.10) a déjà été évoqué dans le chapitre II (annexe II.2). Dans de telles conditions, la détermination d'un niveau piézométrique est très aléatoire (figure III.7), car sous la forte dépendance des variations climatiques (précipitations et évapotranspiration). Plus un milieu est karstifié, plus l'hétérogénéité spatiale et la variabilité temporelle des réserves hydriques sont grandes (*cf.* Mangin, 1974-1975, 1998) ; la notion de " nappe " d'eau souterraine perd alors tout son sens.

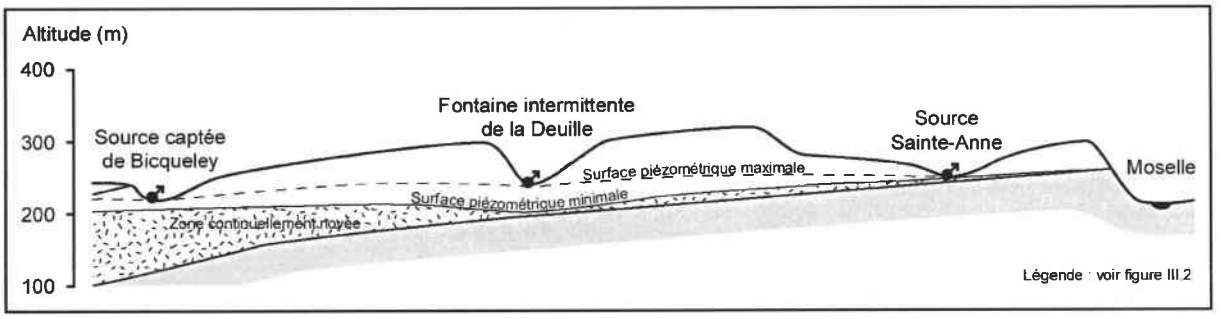


Figure III.7 - Illustration de la relativité de la notion de niveau piézométrique dans un massif karstifié : coupe schématique du secteur nord de la Haye méridionale (système karstique de l'Aroffe et de l'Ar-Arot).

Les aspects quantitatifs et dynamiques de l'aquifère bajocien et de sa nappe principale tels qu'ils existent actuellement, donnent un aperçu des facteurs décisifs de son organisation hydrogéologique, à toute période du passé. Une reconstitution de l'évolution hydrogéologique du plateau de Haye sera donc possible, en considérant les modifications d'ordre géomorphologique qui ont affecté la région (*cf.* § III.4.).

III.3.2. Interactions entre les aquifères calcaires et alluviaux.

On a souligné dans la section précédente le rôle des vallées encaissées dans les plateaux calcaires, sur la géométrie des nappes d'eau souterraine des formations bajociennes. Il faut également évoquer les relations hydrogéologiques qui existent entre les aquifères carbonatés et alluviaux, tout du moins pour la vallée principale de la Moselle (le cas de la Meuse est exposé en annexe III.1).

D'une façon générale, la Moselle draine la nappe phréatique contenue dans ses alluvions de fond de vallée, en établissant un équilibre hydrostatique. Rappelons que les matériaux fluviatiles de son lit majeur sont épais de 7 m en moyenne (*cf.* § III.2.), dans la région considérée.

Dans la formation alluviale de fond de vallée de la « Boucle de la Moselle », le niveau piézométrique se situe en moyenne à 2 m sous la surface, le plus souvent à proximité de la limite stratigraphique entre alluvions grossières basales et alluvions fines sommitales. Les variations observées vont de 0 à 7 m en fonction de la situation hydrologique considérée, de la lithologie du talweg rocheux et de sa topographie. Les **infiltrations sous-alluviales** dans les calcaires fissurés peuvent provoquer un rabattement local de la nappe (*cf.* planche V.7), comme l'indiquent quelques forages répertoriés au BRGM. Ces sondages sont tous localisés dans la **portion anaclinale de la vallée de la Moselle**, le plus souvent au passage des Calcaires à polypiers (tableau III.1).

Pour ce même secteur, on ajoutera qu'au niveau du barrage d'Aingeray, a été constaté un ancien lit de la Moselle, dont les bords étaient constitués de calcaires fissurés (Bacher – Service de la Navigation – renseignement oral). Des infiltrations latérales ont donc pu se produire, dans cette zone où la rivière se trouve apparemment perchée par rapport à la nappe " bajocienne ". Il est toutefois singulier de noter la présence de sources captées multiples en rive droite du cours d'eau canalisé, à ce même endroit (Corbonnois et Beck, 2002) et vers l'amont. Malgré les modifications anthropiques et le relèvement du plan d'eau dans cette portion de la vallée, cette observation soulève des interrogations quant au fonctionnement hydrogéologique local : émergences tout le long du versant méridional et pertes au niveau du talweg rocheux.

Trois des sept forages détaillés dans le tableau III.1 ont creusé jusqu'à 10 m dans les calcaires sans qu'il ne soit précisé un arrêt des pertes, révélateur de la rencontre du niveau piézométrique de la formation bajocienne. Pourtant, le substratum imperméable de cet aquifère se situe à seulement 10-20 m plus bas que le fond des forages. Il est possible d'invoquer la proximité vers l'est du recoupement de cette base par la vallée de la Moselle pour expliquer ce dispositif hydrogéologique (vidange importante de la nappe des calcaires dans le secteur des méandres de Liverdun ?). Une autre solution consiste à considérer que l'on se trouve dans un secteur très anisotrope du massif calcaire, où se côtoient sous la vallée des zones noyées et dénoyées (*cf.* Corbel, 1957).

Dans le secteur de Pierre-la-Treiche (vallée cataclinale), M. Durand *et al.* (1974, p. 45) signalent que « des sondages effectués dans la vallée furent constamment en perte ». Malheureusement, nous n'avons pas retrouvé ces forages dans la Banque de données du sous-sol du BRGM. Et, plus exactement, les trois seuls sondages recoupant un talweg rocheux constitué des Calcaires à polypiers (229-7-58 = 2 forages, et 229-6-50) n'indiquent pas de pertes sous-alluviales.

Commune	N° du sondage (codification de la Banque de données du sous-sol du BRGM)	Altitude de surface (m)	Profondeur maximale du sondage (m)	Altitude du contact alluvions - substratum (m)	Lithologie probable du talweg rocheux (d'après Rucquoi *et al.*, 1984)	Altitude du niveau piézométrique de la nappe phréatique des alluvions	Type / altitude (m) de la perte dans les calcaires
Villey-St-Etienne	229-3-69	195,15	178,8	188,9	CPS	192,75	Non précisé
Aingeray	229-4-57	194,3	180	187,05	CPS	192,5	Partielle / 183,5
Aingeray	229-4-60	194,61	187,81	190,41	CPS	193,91	Totale / 188,96
Aingeray	229-4-61	194,46	185,71	187,31	CPS	192,66	Totale / 187,31
Liverdun	229-4-86	194,4	179,3	190	CPS	192,5	Partielle / 189,5
Aingeray	229-4-80	192	181,7	187,2	CPI	~190	Totale / 185
Aingeray	229-4-81	193,85	176,8	187	OBCA	192,35	Totale / 182,65

NB : CPS = Calcaires à polypiers supérieurs (Bajocien moyen) ; CPI = Calcaires à polypiers inférieurs (Bajocien moyen) ; OBCA = Oolithe blanche à *Clypeus angustiporus* (Bajocien inférieur).

Tableau III.1 - Liste des forages répertoriés au BRGM indiquant des pertes sous-alluviales.

A l'opposé, existe-t-il des zones d'émergences sous-alluviales dans la vallée de la Moselle ? Deux types de secteurs pourraient être favorables à ces phénomènes : lorsque la rivière traverse la base des couches géologiques bajociennes et là où elle recoupe le contact Bajocien perméable - Bathonien imperméable. Aucune observation directe n'est signalée dans la littérature, avant la canalisation de l'artère fluviale, qui connaissait pourtant des portions de cours traversables à gué (Bacher, renseignement oral).

Il existe toutefois un exemple connu d'émergence située actuellement au contact alluvions - calcaires (sondage 229-3-122 répertorié au BRGM) : il s'agit de la Fontaine du Fresne, localisée dans la vallée du Terrouin, près de la confluence avec la Moselle (*cf.* planche IV.1). Cette source a été submergée suite à la canalisation de la Moselle à grand gabarit.

Des mesures hydrologiques dans la nappe phréatique des alluvions mosellanes pourraient permettre une mise en lumière d'anomalies liées à d'éventuelles sources sous-alluviales. Ainsi, la température et la conductivité permettent de déceler par exemple des eaux qui ont séjourné longtemps sous terre et qui se sont chargées en minéraux dissous (Jaillet, 1996 ; Devos, 1996b ; Jaillet, 2000b). Ces eaux se distingueraient donc de celles de la nappe phréatique alluviale plus souvent renouvelées par les échanges avec la rivière et davantage soumises aux variations de température extérieure. De même, une étude hydrochimique mettrait sans doute en évidence une minéralisation différente pour les eaux issues des calcaires, de celles circulant dans les alluvions siliceuses (*cf.* Thillay, 1979 ; Jaillet, 1996 ; Gamez *et al.*, 2001).

Quelques mesures de pH et de résistivité (inverse de la conductivité) des sources de l'aquifère bajocien et de la nappe phréatique alluviale sont consignées au BRGM, mais les données relevées sont trop fragmentaires pour en tirer des conclusions précises (tableau III.2). D'une part, les sondages avec mesures relatives aux eaux contenues dans les alluvions sont rares (3 pour les matériaux siliceux et 2 pour ceux carbonatés). D'autre part, les valeurs ne varient pas selon le type de nappe d'eau, mais plutôt en fonction des lieux de mesure.

Aquifère considéré (et site des mesures)	Valeurs de pH	Valeurs de résistivité (Ω/cm)	Nombre de lieux de mesures
Substratum bajocien (nappe)	7,1 à 8	400 à 2950	6
Substratum bajocien et/ou aalénien (sources)	7,1 à 8,3	1400 à 3676	26
Substratum bajocien et aalénien (exhaures)	7,3 à 8,2	370 à 2400	4
Alluvions carbonatées (Terrouin et Ruisseau des Bouvades)	7,15 à 7,9	1397 à 1751	2
Alluvions siliceuses (Moselle)	7 à 8,9	800 à 2436	3

Tableau III.2 - Données hydrochimiques générales de différents aquifères du site de la capture de la Moselle (données consignées au BRGM - Banque de données du sous-sol).

Pour conclure, on peut rappeler que les perturbations d'origine anthropique sont importantes dans la vallée de la Moselle (canalisations de différentes générations, voies de communication, endiguements, barrages, ...) et, par conséquent, que toutes les données concernant l'hydrogéologie des alluvions de fond de vallée doivent être modulées en fonction de ces aménagements.

Conclusion de la section III.3.

Pour résumer, **la piézométrie et l'hydrodynamique des nappes d'eau souterraine du plateau calcaire de Haye sont sous la dépendance prépondérante de deux paramètres** du contexte géologique et géomorphologique :

- **réservoir à structure monoclinale**, avec pendages secondaires liés à de grandes ondulations transversales ;
- **vallées encaissées qui recoupent l'aquifère** de manière plus ou moins complète, selon leur orientation générale (cataclinale et anaclinale pour la Moselle et orthoclinale pour la Meuse et la Meurthe).

On passe ainsi d'est en ouest de nappes libres et perchées au-dessus des dépressions orthoclinales et des entailles fluviatiles, à des nappes captives sous recouvrement " imperméable ".

Plus localisée géographiquement, la nappe phréatique alluviale de la Moselle ne semble perchée par rapport à la nappe d'eau souterraine des calcaires qu'en de rares endroits (secteur du barrage d'Aingeray). Les échanges hydrogéologiques entre les deux aquifères sont malheureusement mal connus, d'une façon générale.

Compte tenu de ces remarques, on comprend que les changements géomorphologiques importants qui sont intervenus dans la région de la capture de la Moselle, auront également modifié les caractéristiques hydrogéologiques. Sur la base des connaissances relatives à l'évolution des paysages régionaux, on peut à présent tenter de déterminer les principaux bouleversements qui ont affecté le domaine de l'hydrologie souterraine.

III.4. Reconstitution paléohydrogéologique.

♦ Généralités.

Le but de cette section III.4. est de préciser, pour le plateau de Haye, les adaptations hydrogéologiques réalisées corrélativement aux modifications du milieu naturel au cours du temps.

Dans cette optique, on reprendra les grands changements géomorphologiques énoncés dans le chapitre II (recul des cuestas, encaissement des vallées et capture de la Moselle), auxquels il est nécessaire d'ajouter les modifications climatiques majeures. Il va sans dire qu'en l'absence d'une détermination chronologique précise des différents phénomènes les uns par rapport aux autres, les reconstitutions hydrogéologiques proposées resteront relatives.

Pour la période du Quaternaire, deux types de paramètres sont à prendre en compte : les **facteurs stables et les facteurs dynamiques**. On notera que les premiers, d'ordre géologique, qui seront définis pour la Haye, sont également valables pour les Hauts de Meuse. En revanche, les seconds seront étudiés en partie de façon spécifique pour le massif oxfordien, dans l'annexe III.1. En effet, si l'on peut estimer les données climatiques comme uniformes pour l'ensemble de la région considérée, certaines modifications géomorphologiques, telles que les modelés fluviatiles, diffèrent plus franchement d'un endroit à un autre.

♦ Les données géologiques.

L'invariabilité au cours du Quaternaire des facteurs géologiques influençant la piézométrie et l'hydrodynamique des nappes des calcaires est à peu près acquise. Comme cela a été vu dans le chapitre II, la région n'a pas connu de déformations tectoniques importantes depuis le Crétacé (Le Roux et Harmand, 2003 ; Le Roux *et al.*, à paraître), ni de mouvements cassants depuis la fin du Tertiaire. Par conséquent, l'ouverture de discontinuités profondes n'a pas dû se produire. Seule la mise à l'affleurement des couches calcaires a pu modifier la répartition des infiltrations en surface, par la détente de fractures. Mais on aborde là l'influence des facteurs dynamiques et de l'érosion.

♦ Les données géomorphologiques.

Les changements géomorphologiques intervenus au cours du Pléistocène sont fondamentaux pour décrire l'évolution hydrogéologique. Dans un souci de simplification, les variations temporelles des paramètres climatiques ne sont pas prises en considération.

Tout d'abord, l'évolution des systèmes de cuestas correspond (Le Roux, 2000a) :

- à un faible recul vers l'ouest des couches dures calcaires, qui arment les fronts de côtes considérés (recul un peu plus marqué dans l'axe du " synclinal " de Savonnières - Dieulouard ; Le Roux et Harmand, 1998) ;
- à un amincissement et un retrait vers l'ouest plus importants (facilité d'érosion plus grande en roches " tendres ") des couvertures " imperméables " des calcaires.

Par analogie avec ce que l'on connaît actuellement (contexte de recouvrement ; *cf.* § III.3.1.), on peut estimer que, **par le passé, à une longitude donnée, les formations calcaires possédaient des fractures moins ouvertes, donc une moindre perméabilité**. Ainsi, à conditions (théoriques) climatiques identiques à celles d'aujourd'hui et sans prendre en compte le paramètre de l'incision fluviatile, la nappe de l'aquifère bajocien devait posséder un niveau piézométrique plus élevé que de nos jours.

L'encaissement des vallées apparaît encore plus déterminant pour l'évolution hydrogéologique. En effet, partout où les cours d'eau circulent sur les substratums calcaires, la vidange des aquifères est réglée par la profondeur des entailles fluviatiles. Par conséquent, **l'incision progressive des cours d'eau au cours du Quaternaire provoque une baisse globale des niveaux des nappes des massifs carbonatés encaissants**. En outre, on soulignera qu'il en est de même avec le développement karstique, lié aux modifications des conditions géomorphologiques, et qui accroît grandement la perméabilité initiale des aquifères.

Pour le plateau de Haye, deux catégories de cours d'eau doivent être distingués : les rivières orthoclinales (exemple : la Paléo-Meurthe entre Nancy et Metz) et les rivières cataclinales et anaclinales (exemples : la Moselle entre Neuves-Maisons et Pompey, l'Esch, le Rupt de Mad).

Lorsque l'incision de la Paléo-Meurthe a rencontré les Marnes micacées, le niveau de base morphologique de la nappe des calcaires (vallée) est devenu géologique. L'abaissement de la surface piézométrique de la nappe " bajocienne " s'est ralenti, au rythme du recul du front de côte, moins rapide que l'encaissement fluviatile.

Mais ce raisonnement ne tient pas compte des affluents anaclinaux (Paléo-Terrouin puis Moselle, Esch, Rupt de Mad) qui, comme la Moselle cataclinale, traversent le plateau de part en part. Comme ils recoupent toutes les formations bajociennes, **ces affluents entretiennent avec leur encaissement progressif, la décroissance générale du niveau piézométrique**. On assiste à un **glissement des émergences vers l'ouest**, le long des versants des vallées anaclinales, indépendamment du front de côte qui commande en partie la vidange de l'aquifère.

Dans ce dispositif évolutif, la capture de la Moselle intervient spécifiquement en générant une accélération de l'encaissement de la vallée du Paléo-Terrouin entre Aingeray et Pompey. Ce phénomène, somme toute brutal à l'échelle du Quaternaire, a dû produire un abaissement de la nappe des calcaires bajociens par rapport à la situation antérieure. En revanche, la direction des écoulements souterrains n'a pas dû varier, puisque avant la capture, les vidanges de l'aquifère se faisaient déjà préférentiellement dans le bassin versant de la Meurthe, déprimé par rapport à celui de la Haute Moselle (*cf.* chapitre V). Structure géologique (axe du " synclinal " de Savonnières - Dieulouard) et présence d'un affluent anaclinal (Paléo-Terrouin) apparaissent à ce propos primordiales, notamment en ce qui concerne le développement karstique (*cf.* troisième partie).

Dans tous les raisonnements ci-dessus, les conditions paléoclimatiques n'ont pas été prises en compte, mais elles influent naturellement sur les caractéristiques hydrogéologiques.

♦ Les données paléoclimatiques.

Les variations des paramètres climatiques, au premier chef desquels on place les précipitations et secondairement les températures, constituent le deuxième facteur dynamique fondamental de l'évolution hydrogéologique des plateaux calcaires.

Les caractéristiques piézométriques et hydrodynamiques actuelles développées dans les sections précédentes nous en ont livré une vision sous climat tempéré relativement humide. Mais la région a connu par le passé des périodes plus sèches et froides (*cf.* Woillard, 1978, 1979, par exemple).

En période froide, les inconnues sont nombreuses à propos du fonctionnement hydrogéologique, compte tenu de la méconnaissance des caractéristiques géomorphologiques périglaciaires elles-mêmes. Ainsi, quelle

profondeur pouvait atteindre le pergélisol ? De l'eau libre circulait-elle au sein des massifs calcaires, alors que la surface était gelée ?

D'une façon générale et théorique, on peut penser que le potentiel en eaux souterraines était moins important lors des phases sèches pléniglaciaires. En outre, le froid induisait un pergélisol sur les plateaux calcaires, qui empêchait les infiltrations, même lors de dégels estivaux, car le gel pouvait subsister en profondeur et générer un ruissellement prépondérant. Dans ces conditions, seules les grandes rivières, telles que la Moselle, étaient susceptibles d'alimenter les aquifères carbonatés, pour autant que le pergélisol ne gagne pas les fonds alluviaux (comme on le verra dans la troisième partie, aucun témoin contradictoire n'a été observé dans les remplissages endokarstiques).

Des informations complémentaires sur l'évolution hydrogéologique du plateau de Haye seront fournies par l'étude karstologique. Replacée dans un cadre chronologique, cette dernière permettra également de préciser les variations du niveau piézométrique et de l'hydrodynamique de la nappe " bajocienne " au cours du temps, et notamment pendant la période charnière de la capture de la Moselle.

Conclusion du chapitre III.

Constitué essentiellement de calcaires perméables en grand, le plateau de Haye (et les Hauts de Meuse également) est globalement dépourvu de drainage superficiel. La majorité des infiltrations qui s'y produisent sont directes. Il recèle néanmoins quelques phénomènes, peu spectaculaires mais à souligner, d'absorption du ruissellement de surface, au niveau de pertes diffuses ou concentrées.

L'alimentation de ces aquifères est sous la dépendance de multiples paramètres, externes et internes, du milieu physique : climat, lithologie, réseau hydrographique, biogéographie,... La distribution spatiale des réserves est, quant à elle, régie par les caractéristiques géologiques et géomorphologiques, qui sont également à l'origine des **directions de circulations souterraines, globalement méridiennes sous la Haye**.

Parmi les éléments intervenant dans les systèmes hydrogéologiques considérés, on a mis en exergue les échanges hydrologiques actuels existant entre deux catégories d'aquifères fort différents : les formations alluviales des grandes vallées (Moselle cataclinale et anaclinale) à perméabilité d'interstices et les massifs calcaires à perméabilité de joints. Notons que par le passé, avant d'avoir atteint les couches liasiques, la Paléo-Meurthe présentait également un contexte favorable aux relations entre réservoir alluvial et substratum bajocien.

Ces connaissances générales des caractéristiques hydrogéologiques actuelles étaient nécessaires pour appréhender leur évolution, dans le but final de **déterminer les modalités de la karstification des plateaux calcaires** (*cf.* chapitres suivants). En effet, les observations morphologiques concernant des phénomènes karstiques qui ne sont, pour l'essentiel, plus fonctionnels, sont nées d'une organisation hydrogéologique régionale révolue. Comme on le verra, aujourd'hui située dans la zone d'infiltration, la majorité des éléments karstiques ont appartenu à la zone noyée ou épinoyée par le passé.

En passant du domaine de l'hydrogéologie au karst, on ne changera pas d'espace d'étude. L'aspect morphologique va être davantage pris en considération, d'où une meilleure connaissance de la structure des aquifères. Pour autant, on gardera à l'esprit les fonctionnements généraux décrits dans ce chapitre.



Photo III.1 - Secteur de la Doline-perte de la Route Neuve (située sous l'arbre tombé au centre ; *cf.* photo III.7), après la tempête de décembre 1999 ; la faille de la Route Neuve met à l'affleurement l'Oolithe miliaire supérieure à gauche (zone des chablis) et les formations bathoniennes à droite (forêt intacte).



Photo III.2 - Détail de la souche de chablis située à gauche du sac à dos sur le cliché ci-contre : on observe le passage de la faille de la Route Neuve, avec les calcaires bajociens à gauche et la Caillasse à *Anabacia* à droite.



Photo III.3 - Petite faille dans l'Oolithe miliaire inférieure, observée dans une carrière désormais comblée à Fontenoy-sur-Moselle ; noter le remplissage calcitique qui empêche la circulation d'eau et la karstification.



Photo III.4 - Carrière des Rays à Frouard, ouverte dans l'Oolithe miliaire inférieure ; le faciès classique du Bâlin est ici visible (oolithes fines homométriques, très gélives), caractérisé par la rareté des diaclases ouvertes.



Photo III.5 - Petite carrière ouverte au contact du Bajocien moyen et supérieur, au Saut du Cerf à Liverdun ; noter la disjonction des diaclases de part et d'autre des Marnes de Longwy.

Quelques caractéristiques géologiques impliquées dans le fonctionnement hydrogéologique et karstique.

B.U. METZ B.U. METZ B.U. METZ



Photo III.6 - Mardelle du quartier de la Route Neuve, développée dans les formations bathoniennes ; un écoulement temporaire en est parfois issu et se dirige vers la doline-perte ci-contre.



Photo III.7 - Doline-perte de la Route Neuve, exceptionnellement active à la suite d'une importante période pluvieuse ; elle est située sur une faille qui met en contact les formations bathoniennes et bajociennes (*cf.* photos III.1 et III.2).

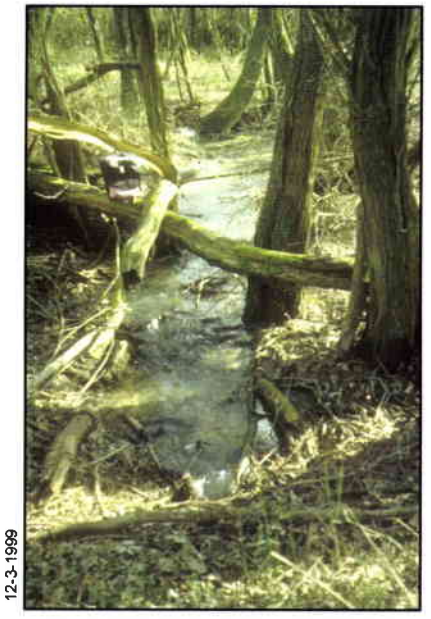


Photo III.8 - Perte du Fond du Rupt à Chaudeney-sur-Moselle, à l'arrivée de l'écoulement sur les calcaires bajociens.



Photo III.9 - Vallon sec d'Aingeray au nord-est de Sexey-les-Bois ; il s'agit d'une vallée de ligne de faille dissymétrique, où se perdent de façon diffuse, dans les colluvions, les écoulements temporaires nés sur les formations bathoniennes du versant occidental.

Morphologies exokarstiques et différents types de pertes.



Photo III.10 - Confluence de l'Arot avec la Moselle, à Pierre-la-Treiche ; le fonctionnement karstique de l'Arot, en relation avec le système de l'Aroffe, génère des variations hydrologiques importantes (écoulement temporaire).



Photo III.11 - Source du Pimont (Frouard), à la base des formations bajociennes.



Photo III.12 - Source de la Flie à Liverdun, à la base des formations bajociennes, lors d'une période de charge hydrogéologique ; on devine la Moselle entre les arbres, quelques mètres en contrebas de la route.

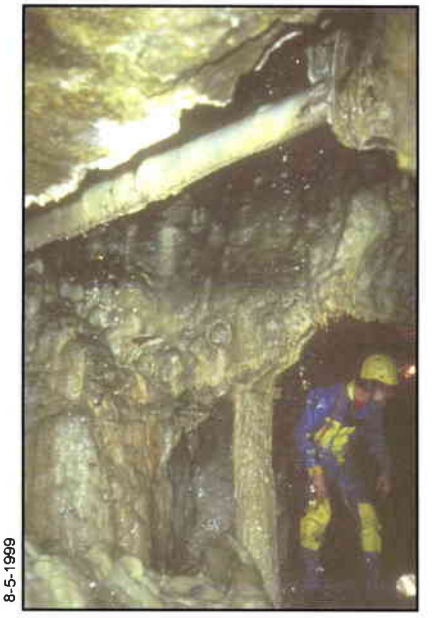


Photo III.13 - Perturbation hydrogéologique des émergences à la base des formations bajociennes, liée aux mines de fer (ici celle de Liverdun) : le percement des Marnes micacées provoque des infiltrations massives dans les galeries de mine sous-jacentes (dans l'Aalénien), avec un concrétionnement très important.

Différentes caractéristiques d'émergences.

CHAPITRE IV : LES ELEMENTS KARSTIQUES DU SITE DE LA CAPTURE DE LA MOSELLE.

Les plateaux de Haye et des Hauts de Meuse du site de la capture de la Moselle recèlent des composantes karstiques, qui ont fait l'objet de recherches bibliographiques et de terrain, plus ou moins approfondies selon les endroits (annexes IV.1 et IV.2). Ce chapitre IV va détailler les aspects morphologiques de ces milieux et présenter leurs développements respectifs.

Toutefois, compte tenu des objectifs de ce travail, on se focalisera sur le **revers de la cuesta de Moselle, et en particulier sur le plateau central de Haye**. Comme pour l'étude hydrogéologique, le karst des Hauts de Meuse sera exposé en annexe IV.3, à des fins de comparaison uniquement. De même, en annexe IV.4, la présentation des autres zones karstiques de Lorraine permettra de déterminer l'originalité de la karstification du plateau de Haye. On verra que la spécificité est liée aux grands cours d'eau allochtones, ce qui ouvrira sur la troisième partie de cette recherche.

Les **expressions karstiques relativement ténues** de notre région d'étude ont nécessité la prise en considération de tous les éléments disponibles, afin de cerner le **mode de fonctionnement global, actuel et hérité, des plateaux calcaires**.

Après une détermination des divers éléments karstiques rencontrés sur le revers de la cuesta de Moselle en Lorraine centrale, on établira une classification qui servira de fil directeur aux descriptions suivantes. Celles-ci seront réalisées de manière géographique, avec un découpage en trois secteurs : la Haye septentrionale, la Haye centrale et la Haye méridionale. Chaque zone présente des caractères quantitatifs et qualitatifs spécifiques, qui procèdent de conditions locales de karstification différentes, et pour lesquels la Haye centrale, qui nous intéresse en priorité, se distingue particulièrement.

A la suite de cette étude sectorielle, on cherchera à identifier les facteurs de la localisation des éléments karstiques, d'un point de vue géologique, orographique et géomorphologique. Une synthèse des modes et modalités de la karstification pourra finalement être proposée, pour l'ensemble du plateau de Haye.

IV.1. Détermination et classification des éléments karstiques.

Par " éléments karstiques ", on entend les **formes et autres objets ponctuels** (pertes, émergences, inversacs) identifiés dans les milieux étudiés. Seront présentés uniquement ceux rencontrés sur le terrain de recherche, avant de procéder à une classification basée sur leur karstogenèse.

IV.1.1. Les divers éléments karstiques rencontrés.

Dans ce chapitre, on étudie les formes karstiques de surface et souterraines, en tant qu'entités macromorphologiques (exemples : dolines, grottes, gouffres, ...). Par ce terme, les formes ne sont pas désignées par leur taille, mais par leur aspect " élémentaire " (chacune d'elle constitue un élément), tel qu'on le constate sur le terrain. Ainsi, dans l'inventaire karstique (annexes IV.1 et IV.2) se côtoient, par exemple, les " grottes " et des formes observées isolément, que l'on peut rencontrer à l'intérieur des cavernes (puits, diaclases corrodées, joints à anastomoses, ...).

En revanche, les micromorphologies endokarstiques [1] (*cf.* Renault, 1958, 1967-1969, 1970), visibles à l'intérieur d'une entité macromorphologique élémentaire de type galerie ou puits (exemples : marmites de géant, coupoles, cupules, ...), sont exclues de cette étude.

IV.1.1.1. Les éléments exokarstiques.

Très peu nombreuses dans la région qui nous intéressent, les **morphologies exokarstiques** [1] sont également **peu variées**. Elles comprennent quelques dolines et mardelles, c'est-à-dire des dépressions fermées développées respectivement (Gamez, 1995) :

- en roche essentiellement carbonatée, même si des formations superficielles d'une autre nature peuvent être affectées (alluvions par exemple) ;
- dans des couches géologiques à dominante non carbonatée (argiles calcaires par exemple).

Suivant leur origine, sur notre terrain, on trouve des **dolines** :

- inscrites au " cœur " des formations calcaires. Elles correspondent alors à l'aplomb d'une cavité créée antérieurement, et résultent donc d'un **soutirage sous-jacent**, actif ou actuellement inactif ;
- en zone de contact lithostratigraphique. Elles sont ou étaient **associées à une perte** et constituent par conséquent des formes syngénétiques [2].

Les dolines se situent généralement sur des discontinuités du substratum (fractures ou failles), comme beaucoup de formes karstiques.

[1] Certains termes couramment utilisés en karstologie (endokarst, exokarst, épinoyé, ...) sont parfois critiquables de par leur formation lexicale (Choppy, 2000), mais on les conservera par commodité.

[2] Terme pris ici dans son sens étymologique, et non dans l'acception spéléogénétique de P. Renault (1967-1969).

Les **mardelles** se rencontrent, quant à elles, dans les sédiments marneux bathoniens peu puissants recouvrant les calcaires ou marno-calcaires du Bathonien-Bajocien. D'après leurs caractéristiques géomorphologiques décrites par P. Gamez (1995, p. 304) dans les mêmes formations géologiques, dans le nord de la Lorraine, les mardelles sont des « **formes de suffosion** affectant un micro-karst couvert ».

Nous n'avons pas pu vérifier cette interprétation sur notre terrain en raison du nombre trop restreint de morphologies de ce type (13 exemples recensés), sans compter les incertitudes (formes naturelles ou anthropiques) pesant sur environ la moitié d'entre elles. On notera simplement que les cas les moins suspects se situent en sommet d'interfluves, sont en eau une bonne partie ou tout au long de l'année, et alimentent parfois de courts ruisselets qui se perdent rapidement. Cette description rejoint les observations effectuées en Forêt de Trois-Fontaines, dans le Barrois, par S. Jaillet (2000b).

A côté de ces morphologies karstiques visibles à la surface des plateaux, existent des formes peut-être plus fréquentes, mais difficilement observables car enfouies sous les formations superficielles. Il s'agit de **petites dépressions**, d'ordre métrique à plurimétrique, qui créent une **irrégularité du sommet du substratum**. Ces formes en creux sont remplies par les formations superficielles de recouvrement (terra fusca, argile de décalcification, limons ou alluvions), qui emballent par ailleurs les blocs et cailloux calcaires en cours d'altération. Ces morphologies cachées ont pu être observées en de nombreux endroits, à la faveur des chablis consécutifs de la tempête de décembre 1999. Elles sont à mettre sur le compte d'une progression différentielle de la décomposition en profondeur, sous le manteau d'altérites qui joue un rôle de " pansement ou compresse humide " (Coulet, 1975, cité par Fabre et Nicod, 1982 ; Gamez, 1995 ; Jaillet, 2000b). On est donc ici en présence de **phénomènes de cryptocorrosion**, peut-être fonctionnels, mais essentiellement hérités au vu des recoupements qui affectent parfois ces morphologies sur de faible pente.

Plus rarement, on peut déceler de véritables **racines d'altération**. Mais la différenciation entre une forme exokarstique et endokarstique de type " micropuits " apparaît difficile à établir. Ainsi, l'observation d'une colonne d'argile de décalcification d'environ 0,5 m de diamètre, au sein des gélifracts, pouvait correspondre à un " micropuits " en cours de démantèlement à proximité de la surface. Il est également possible que des racines d'altération se prolongent en profondeur dans le substratum, à la faveur des diaclases.

Conjointement aux morphologies, révélatrices le plus souvent, dans notre région d'étude, de processus de karstification hérités, existent en surface des éléments davantage liés au fonctionnement actuel d'un système karstique. Il s'agit des pertes, des émergences et des inversacs, évoqués d'une façon très générale dans le chapitre précédent, en tant que phénomènes du système hydrogéologique. On s'attache ici aux **objets ponctuels** qu'ils représentent et qui sont, dans les faits, l'**expression du mode de fonctionnement**.

Ces points de disparition, d'apparition et de disparition-apparition des eaux constituent effectivement des éléments de système karstique comparables aux morphologies. Parfois, objets ponctuels et formes sont combinés, pour constituer par exemple des doline-perte, gouffre-émergence ou grotte-inversac (CEGUM et AERM, 1999). Mais on aura l'occasion de constater que ces associations élémentaires sont assez rares dans notre terrain d'étude, comparé notamment à d'autres régions lorraines (*cf.* annexe IV.4).

IV.1.1.2. Les éléments endokarstiques.

Nettement plus représentées que les précédentes, les morphologies endokarstiques constituent la majorité de l'ensemble des éléments karstiques, au moins en ce qui concerne le plateau central de Haye (*cf.* § IV.2.2.). En fonction des observations de terrain, on a différencié **onze types de formes endokarstiques**, que l'on peut regrouper en deux catégories :

- l'endokarst pénétrable : grottes, cavités, gouffres, puits et " puits-cheminées " ;
- l'endokarst impénétrable : trous, joints à anastomoses, diaclases corrodées, " micropuits ", structures de soutirage et paléosources.

La première catégorie rassemble des éléments endokarstiques à taille humaine, quel que soit leur longueur de pénétration. Ils ont en commun une **spéléogenèse caractéristique de circulations souterraines préférentielles en zone vadose ou épinoyée** (*cf.* Audra, 1997a, 2001), même si l'évolution en milieu noyé n'est pas exclue. La différenciation effectuée entre les diverses formes hypogées repose sur leur développement et leur agencement spatial.

Les grottes constituent des réseaux de galeries (avec salles parfois) ou, à la limite, une seule galerie connue de plus de 10 m de long. Elles sont très souvent comblées partiellement ou totalement par un remplissage de type alluvial. Il en est parfois de même pour les cavités, terme que nous utilisons dans l'inventaire dans un sens restreint : éléments de faibles développement et gabarit.

Gouffres, puits et puits-cheminées sont des structures endokarstiques verticales. Nous parlons de gouffre dans les cas (rares) d'ouverture en surface de la morphologie, généralement à la suite d'un percement superficiel inopiné. Cette dernière se situe par conséquent à l'interface entre les milieux exokarstiques et endokarstiques (Jaillet, 2000b). Les puits ne se différencient des gouffres que par leur position nettement souterraine ou, pour les cas également fréquents de proximité avec la surface, par leur comblement sédimentaire total (absence d'ouverture sur un vide souterrain). Les formes que nous avons nommées " puits-cheminées " désignent des conduits verticaux largement recoupés par les carrières, dont nous n'avons pu apprécier la morphologie complète, et par conséquent la genèse.

Dans la deuxième catégorie sont regroupés des éléments de dimensions plus restreintes, ainsi que des formes plus importantes qui n'ont pas connu un développement spéléogénétique organisé. L'ensemble de ces morphologies présentent d'ailleurs des caractères de paléoécoulements souterrains non hiérarchisés, qui permettent de supposer une **genèse en zone noyée ou épinoyée**. Des répercussions dans le milieu vadose ont toutefois pu exister, pour les structures de soutirage notamment, et on ne peut exclure la naissance de certains " micropuits " dans cette zone d'infiltration.

Parmi les petits conduits, une distinction terminologique a été réalisée entre les trous qui ne présentent pas de discontinuité reconnue, les joints (sous-entendu " anastomoses de joint de stratification ") et les " micropuits " sur diaclase (puits est ici pris au sens morphologique et non génétique). De très rares trous ressemblant à des émergences à sec ont été appelés " paléosources ", sans certitude quant à leur réalité génétique. Quelques joints à anastomoses contiennent un remplissage alluvial, forcément peu volumineux.

Les diaclases sont plus fréquemment remplies d'alluvions ou recèlent parfois des galets allochtones épars. Les soutirages (sous-entendu " structures de soutirage ") concernent quelques morphologies rencontrées avec un comblement de blocs calcaires sans rapport avec la roche encaissante, mais issus de couches stratigraphiques supérieures. La forme typique d'un puits n'a donc pas été constatée ; il peut s'agir uniquement d'une descente de matériaux dans un petit compartiment rocheux délimité par des diaclases et en relation avec un soutirage vers un vide sous-jacent.

On notera enfin que les diaclases de détente de versant sont dissociées des morphologies endokarstiques. Si elles possèdent parfois des concrétions et sont donc susceptibles de présenter localement des traces de corrosion, on est confronté à des épiphénomènes, " de type karstique ", qui n'affectent pas l'ensemble de la forme considérée. Ces diaclases n'en sont pas moins des composantes structurales des systèmes hydrogéologique et karstique.

IV.1.2. Adoption d'une classification.

Sur la base des observations précédentes, on peut établir une **classification des éléments qui reflète leur karstogenèse**. La structure et le fonctionnement karstique général peuvent être identifiés selon trois zones (tableau IV.1) :

- la zone d'infiltration comporte les composantes exokarstiques d'introduction des flux, les éléments cryptokarstiques et de rares formes endokarstiques. Elle est caractérisée par tous les types d'infiltrations des eaux de surface (diffuses ou concentrées, directes ou retardées) et par leur " transit vertical " souterrain ;
- la zone de concentration recèle la majorité des composantes endokarstiques. Elle voit les circulations hypogées se rassembler en milieu noyé et épinoyé. Le " transit horizontal " des écoulements opère une hiérarchisation du drainage ;
- la zone d'émergence est constituée par les éléments exokarstiques de restitution des flux (représentés par des exsurgences) et quelques morphologies endokarstiques mineures.

	Eléments exokarstiques		Eléments cryptokarstiques	Eléments endokarstiques	
	d'introduction des flux et de cryptocorrosion	de restitution des flux		majeurs	mineurs
Zone d'infiltration	Désactivés et fonctionnels		Désactivés (et fonctionnels ?)	Rares	Rares
Zone de concentration				Essentiellement désactivés	Désactivés
Zone d'émergence		Essentiellement fonctionnels		Absents	Rares

NB : on ne peut rencontrer d'éléments dans les cellules grisées.

Tableau IV.1 - Classification des éléments karstiques rencontrés sur le plateau de Haye.

Dans le système karstique, l'**énergie hydrodynamique** est dictée par deux paramètres de la zone d'infiltration et un de la zone de concentration. Ainsi, dans la zone d'infiltration interviennent :

- son épaisseur, qui détermine en grande partie le gradient hydraulique, donc la part d'énergie potentielle la plus importante qui peut être dissipée dans le milieu karstique ;
- le mode d'alimentation de l'aquifère karstique, diffus ou concentré, qui génère une variabilité de l'intensité énergétique à l'entrée du système.

La zone de concentration contient l'autre clé de la valeur énergétique des flux hydrogéologiques, par l'adéquation entre la distance à l'exutoire et la concentration plus ou moins poussée des écoulements. Par ailleurs, elle rassemble les facteurs fondamentaux de la karstification profonde, avec le développement d'influences réciproques entre les énergies hydrodynamique et chimique : la propagation de la dissolution dépend de la dimension des vides, qui conditionne les caractéristiques hydrauliques.

On ajoutera que cette classification zonale prend en compte des éléments révélateurs de **fonctionnements hydrogéologiques hérités et actuels** (tableau IV.1). Ce facteur temps doit être précisé, dans la mesure où il est fréquent, par exemple, de rencontrer des morphologies réalisées en zone noyée, aujourd'hui situées en zone d'infiltration. Les **formes polygéniques**

sont également observables, avec des retouches plus ou moins importantes, qui peuvent parfois totalement occulter les témoins du développement initial.

A la suite de ces remarques, on soulignera que la classification adoptée concerne un système karstique en tant qu'entité, mais il ne s'intéresse pas au contexte géomorphologique environnant. Le concept de percée hydrogéologique (ou hydrokarstique), en particulier, doit être intégré dans un domaine spatial plus vaste, que la définition des **karsts unaires et binaires** prend en considération (*cf.* Delannoy, 1997 ; Mangin, 1998 ; Jaillet, 2000b ; figure IV.1).

Cependant, cette typologie ne pouvait être retenue pour rendre compte d'une classification génétique des éléments karstiques. D'autre part, toutes les unités géographiques considérées (plateau septentrional, central et méridional de Haye, de même que Hauts de Meuse ; *cf.* infra) correspondent à des karsts binaires, avec des variantes relatives aux modes d'alimentation des massifs calcaires. On découvrira ces différents aspects au cours des descriptions sectorielles.

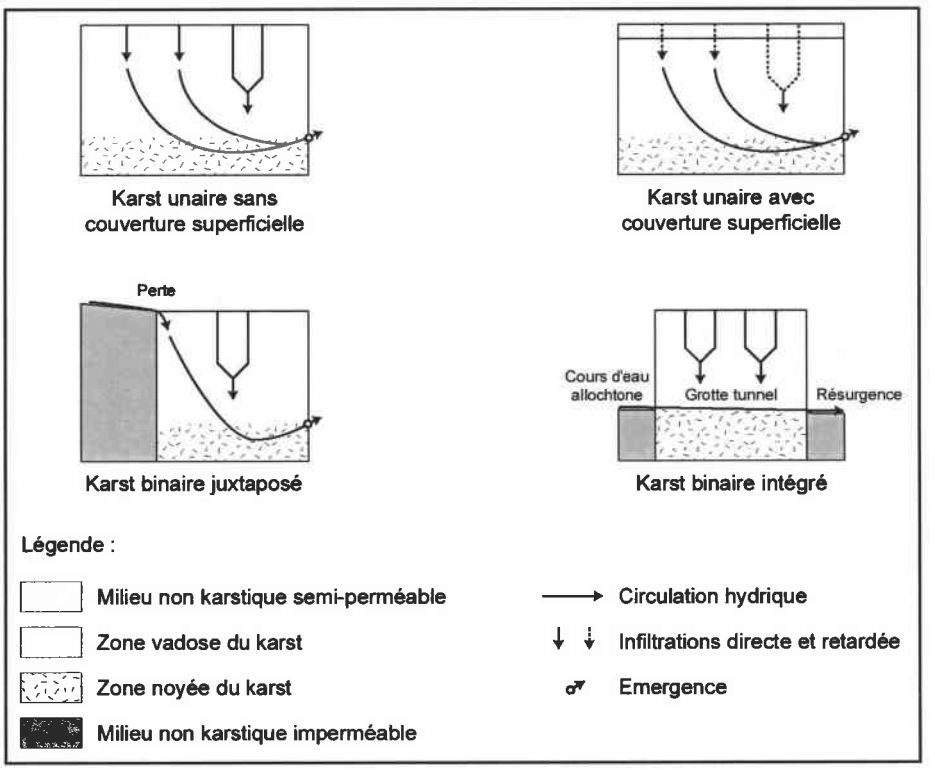


Figure IV.1 - Représentation schématique des systèmes karstiques unaires et binaires (d'après Delannoy, 1997, simplifiée).

IV.2. Sectorisation et caractéristiques des éléments karstiques du plateau de Haye.

Quatre secteurs géomorphologiques sont distingués sur le site de la capture de la Moselle : les plateaux septentrional, central et méridional de Haye, et le plateau des Hauts de Meuse. Ces différentes unités spatiales n'ont pas fait l'objet de recherches aussi détaillées les unes que les autres, tant d'un point de vue bibliographique que de terrain. Ainsi, notre attention s'est portée davantage sur le secteur de la « Boucle de la Moselle », et moins sur les zones méridionales et septentrionales de la Haye, compte tenu des objectifs de l'étude. Il en est de même pour les Hauts de Meuse qui sont abordés en annexe IV.3.

Les limites orientales et occidentales du plateau de Haye ont été précisées dans le chapitre II : front de cuesta et recouvrement par les formations bathoniennes marneuses. Au nord et au sud, les marges du pays de Haye sont plus ou moins arbitraires. Dans la littérature (Auerbach, 1893 ; Joly, 1911), elles sont définies approximativement et respectivement par les vallées du Rupt de Mad et du Vair. Pour notre part, nous nous limiterons vers le nord au niveau de la vallée de l'Esch, qui représente une " barrière " hydrogéologique sur le flanc méridional de l'" anticlinal " de Lorraine.

Les éléments karstiques inventoriés se situent tous dans les assises calcaires à marneuses du Bajocien et du Bathonien (annexes IV.1 et IV.2). Pour chacun des secteurs, on examinera quelques composantes caractéristiques des zones d'infiltration, de concentration et d'émergence, qui permettront de cerner l'activité hydrokarstique des massifs. Afin de respecter au mieux cette vision globale de fonctionnement pour une période donnée, on dissociera les phénomènes actuels et hérités.

IV.2.1. Le secteur septentrional de la Haye.

Ce secteur correspond au plateau de Rosières-en-Haye - Dieulouard pour lequel la structure géologique conditionne la localisation de la plupart des éléments karstiques, en fonction des divers affleurements lithologiques. En effet, l'axe du " synclinal " de Savonnières - Dieulouard, constituée ici de cuvettes structurales, traverse la zone concernée selon une orientation SSW-NNE et bute sur l'importante faille de Dieulouard située sur le bord occidental de la vallée de la Moselle (Renaud *et al.*, 1987). De nombreux lambeaux de roches bathoniennes subsistent ainsi sur les assises bajociennes déprimées par la tectonique.

La plupart des formations résiduelles du Bathonien se limitent à la Caillasse à *Anabacia*, qui ne provoque pas de contraste lithologique fondamental avec le substratum bajocien. En revanche, dans la cuvette de Dieulouard ont été conservées des marnes du Bathonien inférieur à supérieur (Renaud *et al.*, *ibid.*).

- Les éléments karstiques fonctionnels.

La Haye septentrionale présente un fonctionnement karstique actuel, dont seules les zones d'infiltration et d'émergence sont connues, par différentes composantes exokarstiques et épikarstiques (*cf.* Mangin, 1974-1975 ; Bakalowicz, 1995).

En ce qui concerne la zone d'infiltration, on distingue trois types d'éléments, sièges d'activités hydrologiques :

- au **contact lithostratigraphique** Bathonien-Bajocien, des dolines-pertes et des gouffres-pertes ont été signalés par G. Gardet (1945) et P.-L. Maubeuge (1956, 1968b). Ils se situent en position d'interfluve aux Grands Rayeux et sur la butte du Bois de l'Epine.
  Les interfluves de la Maix - le Maroc, à l'ouest de Dieulouard, et du Jolibois, à l'est de Villers-en-Haye, sont susceptibles de présenter des morphologies analogues. Si aucune observation en ce sens n'est connue, c'est peut-être en raison de l'occupation du sol moins favorable que la forêt (pratique agricole et urbanisation sont peu propices à l'observation de phénomènes karstiques) ;
- le Trou du Père Maire constitue un gouffre de 19 m de profondeur (Jacquemin, 1988), dont la localisation ne paraît pas correspondre à un contact lithostratigraphique en surface. Un faible écoulement (5 l/s le 5-9-1987 ; fiche 193-8-141 de la Banque de données du sous-sol du BRGM) existe pourtant dans le gouffre, qui draine les formations superficielles et la partie sommitale météorisée du substratum. Le Trou du Père Maire semble un bon exemple de structure avec **fonctionnement épikarstique**. Il peut également témoigner d'une (ré)utilisation actuelle d'anciennes structures de drainage ;
- la **perte diffuse** des Quatre Vents, dans le vallon de Rosières-en-Haye (*cf.* planche III.3), se situe vraisemblablement à la base de l'Oolithe à *Clypeus ploti*, au contact du Complexe à bancs gréseux (*cf.* Renaud *et al.*, 1987). Elle ne se traduit par aucune morphologie karstique en surface.

Entre ces divers points d'absorption d'eau de surface, les critères de distinction sont d'ordre :

- lithostratigraphique, auquel il est possible d'associer des densités et surtout des modes de fracturation différents ;
- géomorphologique : les éléments exokarstiques et épikarstiques s'égrènent sur les pourtours de buttes ou en tête de vallons secs, au contraire de la perte diffuse qui se localise en fond de vallon, tapissé de colluvions ;
- hydrodynamique : les gradients altitudinaux sont semblables (50 à 75 m), mais la distance aux émergences varie du simple au double ou au triple entre les différentes pertes. Le potentiel de karstification apparaît un peu moins favorable pour la perte diffuse.

La zone d'émergence du massif calcaire est révélée par deux sources principales à Dieulouard, ainsi que la Fontaine Liégeot, située sous la berge de la Moselle (Jacquemin, 1988), au niveau de la faille de Dieulouard (*cf.* Renaud *et al.*, 1987). Peu dépendante de la lithostratigraphie, ces **émergences sont calées sur le niveau de base fluviatile**. La Fontaine du Fresne(s), dans la vallée du Terrouin (secteur de la Haye centrale), constitue également un point de sortie du système hydrogéologique (*cf.* planche III.3).

♦ Les éléments karstiques hérités.

Compte tenu des recherches de terrain limitées dans ce secteur, on ne signalera que deux sites à morphologies endokarstiques héritées. On a logiquement exclu les nombreuses et profondes diaclases de détente connues aux environs de la vallée de l'Esch et au nord de Dieulouard (Errard, 1938a, 1945 ; Louis et Lehmuller, 1966 ; Renaud *et al.*, 1987).

On doit la première observation à J. Petitgand (1972), qui décrit dans une carrière de Marbache ouverte dans les Calcaires à polypiers – lieu-dit " (Sous) les Roches " –, une large diaclase ou un puits rempli par 5 m de gélifracts sur 5 m d'alluvions d'origine vosgienne. Une courte recherche de cette morphologie karstique est restée infructueuse, et l'absence de localisation géographique et altitudinale précise par cet auteur est dommageable. Néanmoins, l'existence d'une formation alluviale résiduelle sur le plateau dominant la carrière (Théobald et Gardet, 1935 ; Petitgand, 1972), laisse supposer une **karstification " sous-fluviale "** (*cf.*

Quinif, 1998a, 1999a, 2002), telle que nous en décrirons dans le secteur de la Haye centrale (*cf.* § IV.2.2.2.). Il s'agirait alors d'un élément d'une ancienne zone d'infiltration ou de concentration, sous la vallée de la Paléo-Meurthe.

Par ailleurs, dans l'ancienne carrière de Belleville, au lieu-dit " la Carrière ", deux cavités, incertaines quant à leur aspect karstique, ont été observées dans l'Oolithe miliaire inférieur et dans des marno-calcaires qui pourraient appartenir au Complexe à bancs gréseux.

L'une d'elle contient un remplissage limono-argileux brun-gris, avec ou sans débris de calcaire, qui tranche par rapport à l'encaissant (figure IV.2). Au microscope binoculaire, on constate que les polyèdres irréguliers d'argile [3] sont constitués de poussières [4] de quartz, avec quelques petits grains de calcite, sans matière organique. D'après cette dernière observation, si nous sommes en présence d'un remplissage endokarstique (il pourrait également s'agir d'une formation synsédimentaire), il serait issu d'une accumulation de résidus de décalcification du substratum et d'origine souterraine. La couleur du matériau, différente de celle de remplissages alimentés par la surface, semble confirmer cette hypothèse.

S'il s'agit effectivement de cavités karstiques, leur **naissance en milieu noyée** est probable ; elles témoigneraient alors d'une paléozone de concentration du massif.

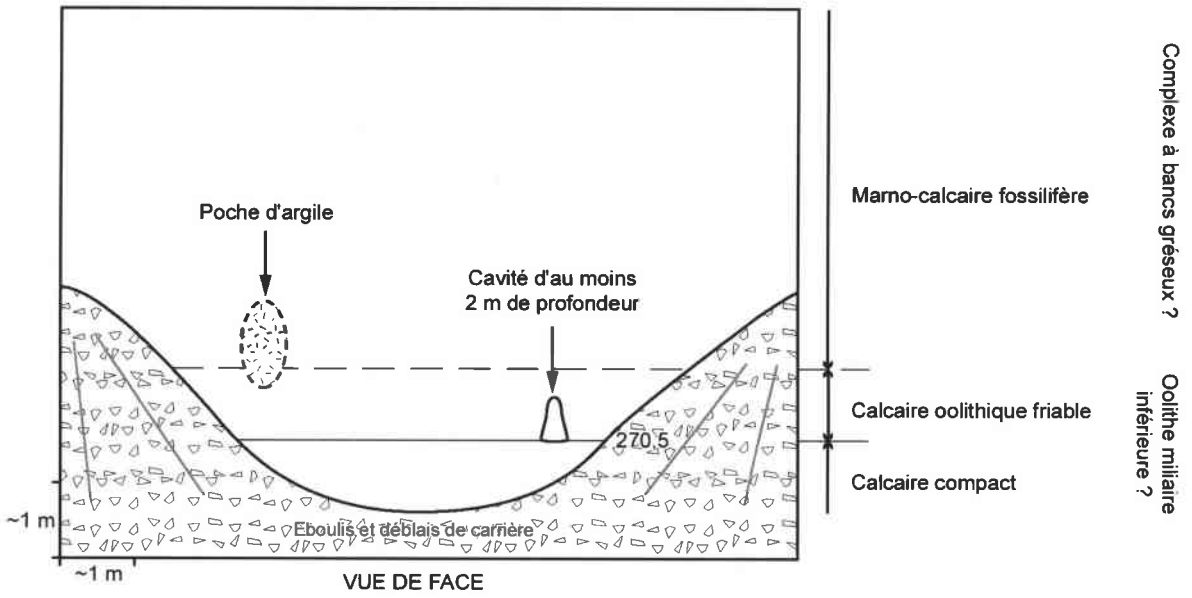


Figure IV.2 - Croquis morphologique et géologique d'une partie de l'ancienne carrière du lieu-dit " la Carrière " (Belleville - 875,290 - 1130,690 - 270,5).

Conclusion de la section IV.2.1.

Au final, la région septentrionale de la Haye constitue un milieu où s'affirme essentiellement un **« karst de contact lithostratigraphique ou sous couverture passive »** (Gamez, 1995 ; Caramelle, 1998 ; Jaillet, 2000b ; Lejeune, 2000) **de petite envergure**. Les processus actuels de karstification ne sont perceptibles qu'au niveau des zones d'infiltration et d'émergence proches de la surface, c'est-à-dire à l'entrée et à la sortie du système karstique.

[3] Le terme d'argile est employé ici – et dans toute la suite du texte lorsque l'on parlera de remplissage endokarstique – pour désigner un sédiment meuble cohérent à granulométrie fine, où domine la fraction limoneuse. A chaque fois que nous l'utiliserons dans son sens granulométrique, la précision dimensionnelle sera explicitement exprimée.

[4] Désigne, de manière empirique, des grains de la taille des limons fins et des argiles (moins de 20 µm).

Un autre élément intéressant, lié à la vallée de la Paléo-Meurthe, a été relevé. Ce type de composante karstique, en relation avec le domaine fluviatile, est plus proche de notre problématique de recherche. On va le retrouver dans l'étude suivante du plateau central de Haye.

IV.2.2. Le secteur central de la Haye : la « Boucle de la Moselle ».

Ce secteur correspond au plateau de Haye ceint par la « Boucle de la Moselle » et la Meurthe, ainsi que les versants de la vallée de la Moselle situés au sud et au nord de la « Boucle » (" territoires communaux " délimités sur la planche IV.1).

Nous en avons exclu les buttes témoins situées à l'est de la vallée de la Meurthe. Cet espace ainsi défini est presque intégralement couvert par les feuilles topographiques ou géologiques à 1/50000 de Toul et de Nancy (références IGN = 3315 et 3415 ; références BRGM = 229 et 230), ou par la carte topographique à 1/25000 de Nancy-Toul (référence IGN = TOP 25 - 3315 ET).

C'est cette région centrale de la Haye qui a fait l'objet d'une prospection détaillée sur le terrain. Pour l'ensemble des repérages géographiques, on se reportera à la **planche IV.1**.

On distinguera, dans ce secteur, **deux zones où l'abondance et les types de morphologies karstiques sont nettement opposés** (Losson, 2001a ; planche IV.2) :

- les plateaux en dehors des zones fluviatiles actuelles et passées de la Moselle et de la Meurthe, que l'on nommera " secteur des plateaux "
- et les zones sous influence de ces deux grandes rivières, que l'on nommera " secteur des vallées ".

IV.2.2.1. Le secteur des plateaux.

Dans ce secteur, aucune formation alluviale à matériaux d'origine vosgienne n'a été reconnue en surface. Les limites fixées correspondent donc à peu de choses près aux pourtours des vallées de la Moselle et de la Meurthe, à toutes les époques géomorphologiques pour lesquelles les sédiments fluviatiles susdits ont été conservés (*cf.* planche IV.2).

Pour la commodité de l'exposé, une exception a toutefois été réalisée. Elle concerne les Bois de Chaudeney-sur-Moselle et de Dommartin-lès-Toul, riches en formations alluviales, mais où le substratum est essentiellement non calcaire. Nous avons inclus cette petite région dans cette section IV.2.2.1.

D'un point de vue géomorphologique et géologique, on rappellera que le plateau est formé par les calcaires bajociens limités vers l'est par le front de la cuesta de Moselle et recouvert à l'ouest par des formations de plus en plus marneuses et argileuses (Bathonien puis Callovien). En outre, il est globalement incliné du SE vers le NW, conformément à la structure tectonique locale ; il se trouve en effet sur le flanc méridional du " synclinal " de Savonnières - Dieulouard.

La répartition spatiale et l'abondance des éléments karstiques du plateau laissent apparaître des disparités assez importantes (planche IV.1). Plusieurs paramètres rentrent en ligne de compte dans ce constat :

- d'un point de vue général, les observations de terrain sont grandement dépendantes des affleurements rocheux naturels ou anthropiques ;
- d'un point de vue lithostratigraphique, des formations semblent avoir une aptitude à la karstification meilleure que d'autres (Calcaires à polypiers notamment ; *cf.* infra). De même, on a déjà pu constater que certaines zones de contact s'avèrent favorisées (*cf.* § IV.2.1.) ;
- du point de vue de l'occupation du sol, certaines zones sont plus favorables que d'autres pour la découverte d'éléments karstiques. Par ordre décroissant, ce sont des secteurs forestiers, agricoles et urbanisés ;

- d'un point de vue cartographique, des regroupements d'éléments très proches ont été opérés, sous un seul sigle, surtout lorsque les aspects karstiques étaient peu accusés ;
- d'un point de vue de la prospection, toutes les zones n'ont évidemment pas été parcourues avec la même intensité : versants et carrières ont été privilégiés par rapport aux secteurs tabulaires des plateaux.

Dans le même ordre d'idée, on constate que l'organisation lithostratigraphique joue sur le caractère épigé ou hypogé des éléments karstiques rencontrés (planches IV.1 et IV.2).

♦ Les éléments karstiques fonctionnels.

Comme sur la Haye septentrionale, les phénomènes karstiques actifs du massif ne sont visibles qu'à proximité de la surface, dans les zones d'infiltration et d'émergence. Il s'agit donc presque exclusivement d'éléments exokarstiques, avec un seul exemple de composante endokarstique, au niveau d'une source.

La majorité des éléments de la zone d'infiltration du système karstique se situent dans la moitié occidentale du plateau, là où les marnes bathoniennes recouvrent les calcaires bajociens.

A côté des **pertes diffuses**, qui s'effectuent le plus souvent dans les colluvions de fond de vallon (sur les pourtours des formations résiduelles de Bathonien, au centre-ouest du plateau, par exemple), quelques sites recèlent des **morphologies exokarstiques**. Mais globalement, ces formes sont rares ; on compte 5 dolines et 13 mardelles, dont plusieurs sont douteuses quant à leur caractère naturel, auxquelles on peut ajouter 2 " vallons aveugles (ou fermés) " (*cf.* Choppy, 1985) très peu marqués. Les 3 seules **pertes concentrées**, rencontrées sur le plateau, correspondent à une doline et aux deux " vallons aveugles ".

Le quartier de la Route Neuve (Velaine-en-Haye) rassemble la plus belle concentration de morphologies exokarstiques avec 9 mardelles, 1 doline et 1 doline-perte (figure IV.3 ; *cf.* Robaux, 1934 ; Colin et Godard, 1962).

Les mardelles se situent sur le sommet de l'interfluve, au niveau duquel a été préservé un lambeau de Bathonien (Marnes à rhynconelles inférieures et Caillasse à *Anabacia* au minimum), à la faveur d'un compartiment affaissé par faille (Robaux, 1934 ; Gardet, 1943, 1945 ; observations réalisées après la tempête de 1999 ; photos III.1 et III.2). Des formations superficielles limoneuses, de plus d'un mètre d'épaisseur localement, recouvrent par ailleurs les couches semi-perméables.

Une des mardelles alimente de façon temporaire un filet d'eau qui va se perdre au fond d'une doline d'environ 5 m de profondeur et localisée exactement sur la faille précitée (photos III.6 et III.7). La perte s'effectue dans l'Oolithe miliaire supérieure qui affleure sur une paroi de la doline. La deuxième doline, de petite taille, ne semble pas située sur la faille, mais peut-être dans la Caillasse à *Anabacia*. Comme annoncé précédemment (§ IV.1.1.1.), ces dolines se distinguent effectivement des mardelles par la lithologie dans laquelle elles sont inscrites (calcaire ou calcaire argileux, au lieu des marnes), mais également par un rapport taille/profondeur nettement plus faible (différence de 1 à 5 en moyenne).

Si les mardelles principales semblent toujours en eau, des dépressions peu profondes et sèches, observées aux alentours, ont été considérées sans certitude comme des mardelles qui ne sont plus fonctionnelles.

On trouve dans les Bois de Chaudeney et Dommartin la seconde concentration de formes exokarstiques, ou supposées comme telles, avec quatre secteurs à mardelles (au nombre de 8) et une perte concentrée en " vallon aveugle ".

Les mardelles ont été notées en raison du contexte lithostratigraphique favorable au développement de ces morphologies (alternance de formations marneuses et calcaires peu épaisses). Mais, comme le signalait déjà Y. Dorniol (1997), la suspicion pèse sur chacune d'entre elles dans un secteur très anthropisé.

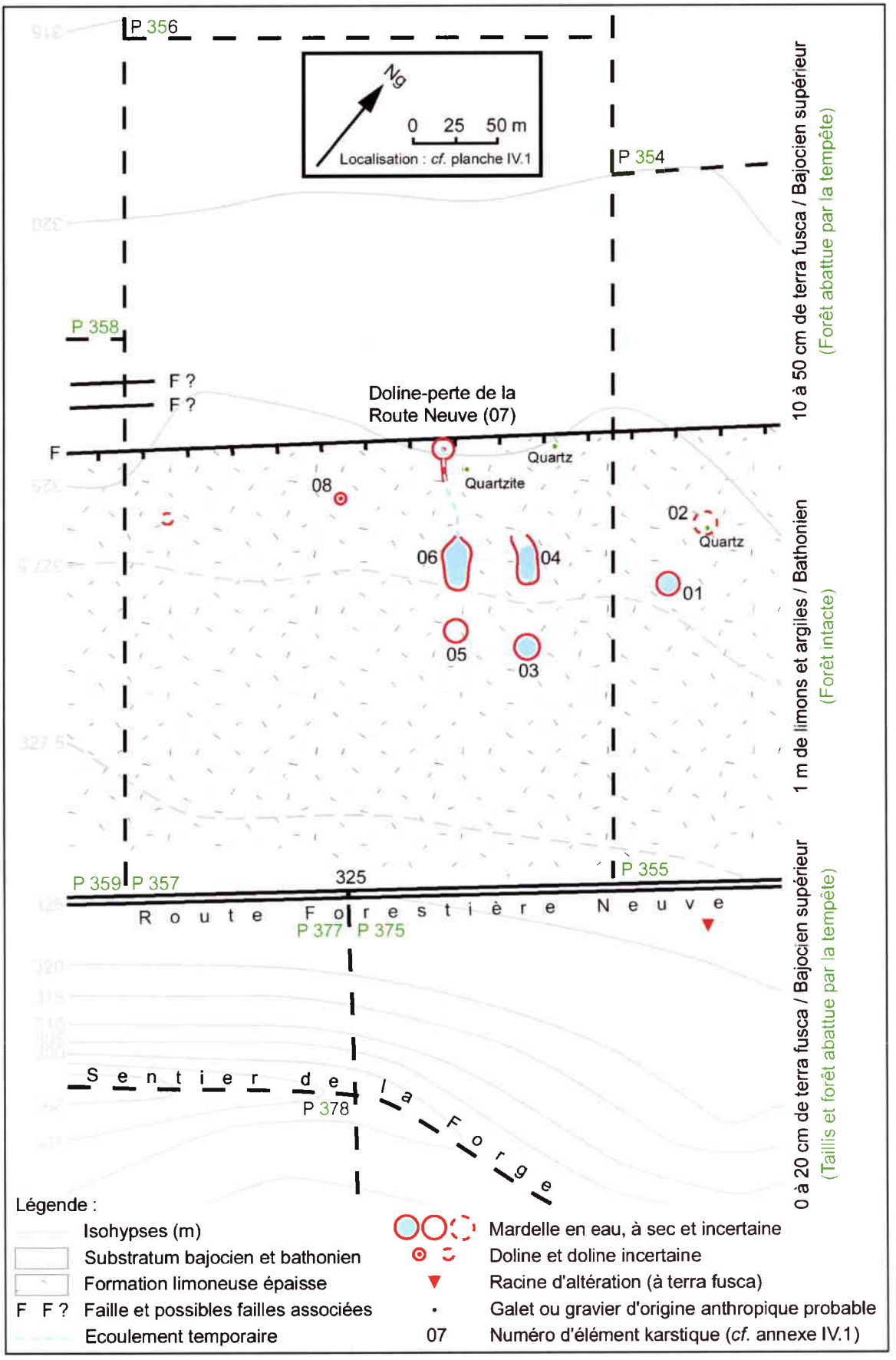


Figure IV.3 - Croquis géomorphologique des parcelles forestières 357 et voisines (quartier de la Route Neuve, Velaine-en-Haye).

La perte du Fond du Rupt (M. Louis, renseignement écrit) constitue en revanche le plus bel exemple d'absorption concentrée d'un ruisseau que l'on ait observé sur le plateau (photo III.8). Elle collecte de multiples petits écoulements, issus des aquifères bathoniens et alluviaux du sommet d'interfluve de la Forêt Communale de Dommartin-lès-Toul.

Il semblerait, d'après la carte géologique de Toul à 1/50000 (Rucquoi *et al.*, 1984), que la perte se localise dans la Caillasse à *Anabacia* et non pas dans le substratum bajocien. La faible puissance des couches bathoniennes ne permet pas de s'en assurer, surtout si, comme l'indiquait la précédente édition de la carte (Maubeuge, 1968a), une faille de faible rejet axée sur le vallon vient légèrement modifier la stratigraphie locale.

La dernière perte concentrée se situe au sud de Velaine-en-Haye, dans un vallon très peu encaissé, affecté d'une légère contre-pente. Comme pour le Fond du Rupt, le terme de " vallon aveugle " est exagéré mais semble plus approprié que celui de doline. Le ruissellement, canalisé dans un petit fossé au milieu du pré, provient de sourcins drainant un lambeau de roches bathoniennes (Caillasse à *Anabacia* probable), oublié sur la carte géologique de Toul à 1/50000, compte tenu du sens du rejet de la faille indiqué (Rucquoi *et al.*, 1984).

Les éléments de la zone d'émergence se répartissent le long du front de côte ou dans les vallons encaissés de l'est, essentiellement au niveau de la base des formations bajociennes reposant sur les couches imperméables liasiques. Il s'agit de **sources, jamais pénétrables**, car constituées de boyaux de faible diamètre et d'où l'eau sort sous pression lorsque l'aquifère est en charge (exemple des Sources des Fonds de Toul, de Bellefontaine, du Pimont ; photo III.11). Pérenne (Source de la Flie ; photo III.12) ou intermittente (sources précitées et Source de Monvaux), leur activité a pu être perturbée par les exhaures des mines de fer (photo III.13).

On notera par ailleurs l'originalité de la Source de la Vaux de Clef, peut-être pérenne, qui sourd vraisemblablement de l'Oolithe miliaire inférieure. Il en est de même de la Fontaine du Fresne(s), dont la localisation s'explique par le niveau de base fluviatile du Terrouin. A proximité, on peut mentionner la réalisation d'un sondage répertorié au BRGM (229-3-109), qui a rencontré un conduit endokarstique, probablement en relation avec l'émergence. En effet, d'un point de vue altitudinal, la cavité est située à 2 m maximum au-dessus des exsurgences reconnues dans un forage voisin (229-3-122).

Finalement, quelques morphologies permettent de définir très localement un **karst de contact lithostratigraphique** (Bathonien sur Bajocien), identique à celui de la Haye septentrionale. Trois endroits possèdent des formes révélatrices de cette **karstification active, qui reste ténue**. Partout ailleurs où subsistent des lambeaux de Bathonien, seules des pertes diffuses existent, sans morphologies exokarstiques associées. Dans la zone d'émergence, les éléments sont plus nombreux, mais très peu diversifiés.

- Les éléments karstiques hérités.

Les éléments désactivés représentent toutes les zones du système karstique. Néanmoins, préférentiellement endokarstiques, ils concernent surtout des anciennes zones de concentration, de diverses générations. On notera par ailleurs leur prépondérance dans les strates bajociennes, et des regroupements de morphologies sur les versants des vallons secs et de la vallée du Paléo-Terrouin, ainsi que dans les grandes carrières.

Les formes exokarstiques et épikarstiques, caractéristiques de la zone d'infiltration, sont peu nombreuses et incertaines.

On a déjà mentionné plusieurs " mardelles à sec " dans le quartier de la Route Neuve (*cf.* figure IV.3 et annexe IV.1).

Au lieu-dit le Vaurot (Liverdun), G. Bleicher (1896b, 1896c) a étudié une dépression comblée par des matériaux bathoniens (*cf.* annexe II.1) et contenant également des restes paléontologiques (" ossements de mammifères et coquilles terrestres d'âge tertiaire "). Il est possible que l'auteur ait été en présence d'une morphologie karstique de type doline ou puits.

Par ailleurs, on a observé des **champs de petites dépressions** en de nombreux endroits du plateau, sous les formations superficielles (*cf.* § IV.1.1.1.). On citera par exemple les zones de la Route Neuve, de la Croix Mitta et de Clairlieu Sud en Forêt de Haye (planche IV.2), mais nous pensons que ces morphologies cachées sont généralisées sur l'ensemble du plateau. On les retrouve d'ailleurs également sous les formations alluviales de Bois l'Evêque (secteur des vallées).

Sur le plateau central de Haye, on ne connaît qu'un gouffre, qui pourrait témoigner d'une ancienne activité hydrologique de subsurface. Situé près de Villey-le-Sec, il est malheureusement aujourd'hui inaccessible, mais faisait 4 à 6 m de profondeur (Jacquemin, renseignement oral). Malgré un possible agrandissement anthropique, sa localisation dans l'Oolithe miliaire supérieure et peut-être dans la Caillasse à *Anabacia* à son sommet, permet d'imaginer une genèse liée au contact lithostratigraphique, comme on l'a déjà signalé précédemment.

Les morphologies relatives à une paléozone de concentration sont nettement plus nombreuses. D'une façon générale, ces formes endokarstiques sont de faibles dimensions. **Aucune grotte**, telle que nous l'avons définie plus haut, **n'est connue** dans le secteur considéré et **les cavités les plus importantes atteignent exceptionnellement 10 à 15 m de développement et 1 m² de section** (Trou des Contrebandiers, au moins en partie anthropique, sur le territoire de Bicqueley ; Grotte du Pimont sur le territoire de Frouard ; Grotte de la Flie sur le territoire de Sexey-les-Bois).

On exposera en premier quelques éléments hypogés présentant un intérêt sédimentologique, avant de traiter l'ensemble des autres composantes de manière groupée.

Un gouffre s'est ouvert le 21 avril 1999 à proximité d'une bretelle du nouvel échangeur autoroutier de Gondreville [5] (figure IV.4). Avec 7 m de profondeur au minimum (Prévot, 1999a, 1999b), il correspond à une diaclase principale d'orientation subméridienne et de deux joints de stratification à anastomoses, comblés par un remplissage limono-argileux (photos IV.1 et IV.2). Cependant, des effondrements de strates se sont produits à la base connue du gouffre et on peut penser, avec D. Prévot (1999a), que la cavité naturelle se situe plus bas. Les trois discontinuités élargies par la corrosion se situent dans l'Oolithe miliaire supérieure, mais l'ouverture sommitale du gouffre se trouve dans la base de la Caillasse à *Anabacia* (fossiles caractéristiques observés en surface) et dans les Polypiers de Husson.

[5] Nous avons pu le visiter et y effectuer des prélèvements de sédiments le 9 juin, grâce à A. Weber et D. Prévot.

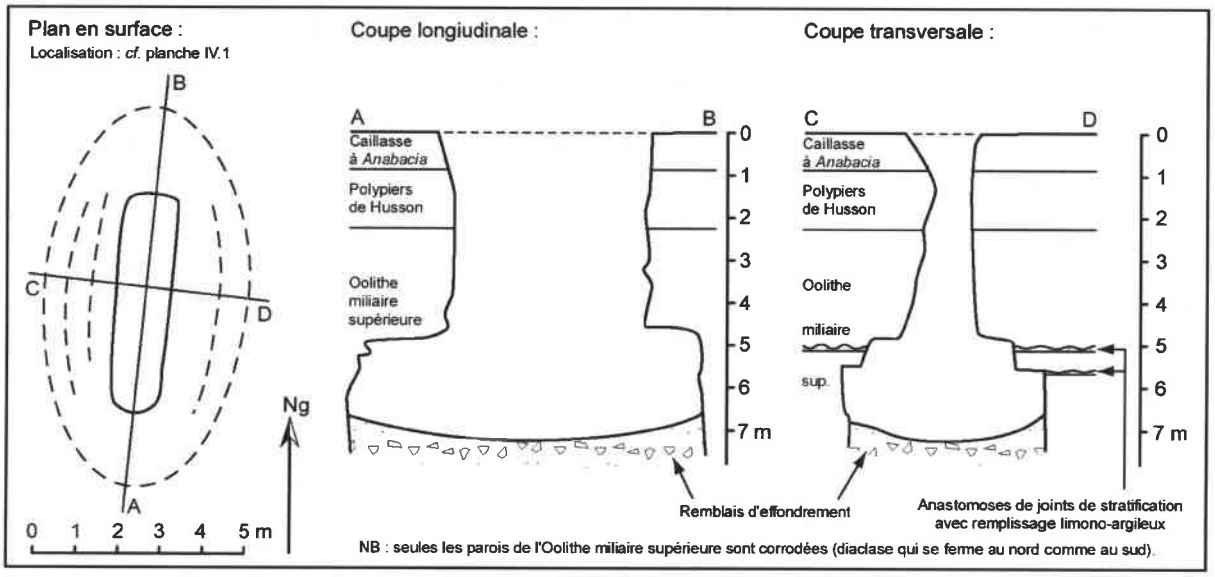


Figure IV.4 - Plan et coupes du Gouffre de l'Echangeur de Gondreville (Gondreville - 868,140 - 1116,290 - 236) (d'après Prévot, 1999b, redessinée et complétée).

Les suintements observés par les premiers visiteurs sur la paroi orientale du gouffre indiquent que la dissolution se poursuit, même si elle est lente et doit décliner rapidement en profondeur avec la saturation de l'eau en carbonates dissous.

Le remplissage des anastomoses consiste en des polyèdres irréguliers d'argile, bruns, ou brun foncé sur les faces de dessiccation. L'analyse granulométrique révèle des sédiments limoneux (plus de 75 %) très mal classés (figure IV.5), mis en place par excès de charge dans des écoulements faibles (entrave morphologique probable) [6].

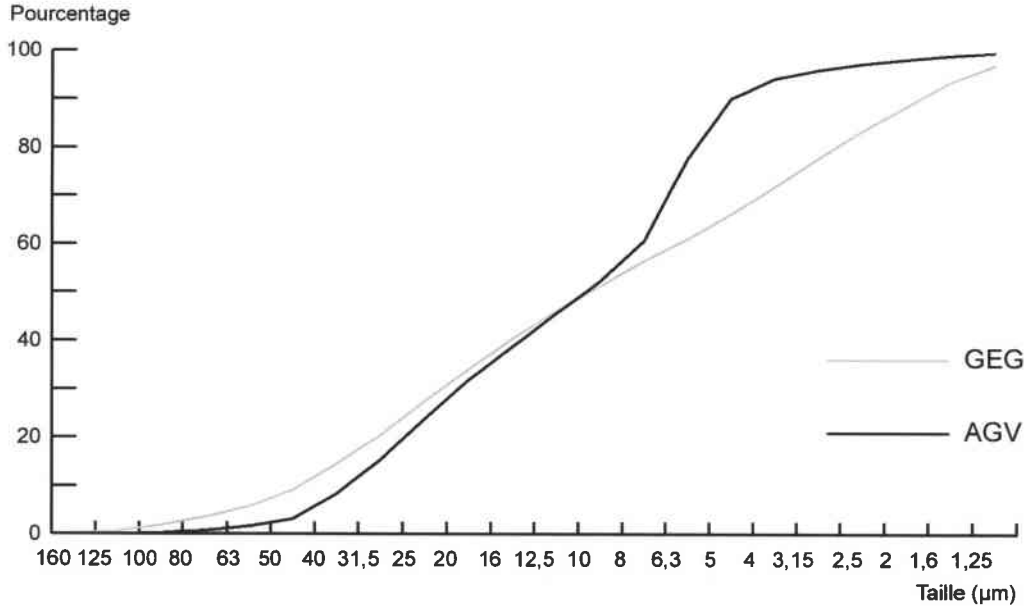


Figure IV.5 - Granulométrie des sédiments endokarstiques du Gouffre de l'Echangeur de Gondreville (GEG) et de l'Affaissement de la Grande Vau (AGV).

[6] L'interprétation dynamique s'appuie sur les travaux présentés dans la troisième partie de cette recherche.

Au microscope binoculaire, on distingue des poussières de quartz, avec quelques micas, ainsi que des minuscules granules noirs de matière organique. La présence des micas permet d'envisager trois hypothèses quant à leur origine :

- autochtone : nous ne connaissons pas d'étude lithologique indiquant l'existence de ces minéraux au sommet du Bajocien supérieur ou dans le Bathonien inférieur, mais on ne peut l'exclure, à l'image des calcaires détritiques du centre du Bajocien supérieur (Complexe à bancs gréseux) et du Bajocien inférieur, qui en contiennent (Fliche et Bleicher, 1881 ; Castaing et Geisler, 1972) ;
- allochtone, éolienne : la présence de matière organique prouve que les infiltrations ont entraîné en profondeur des matériaux fins depuis la surface. Il faudrait alors définir si la matière organique est incluse au sein de l'argile ou si elle n'a fait que s'insinuer dans des fentes de dessiccation microscopiques. La granulométrie n'est, en tous cas, pas caractéristique d'un lœss périglaciaire (*cf.* Lautridou et Antoine, 1998) ;
- allochtone, " fluviatile " : on peut imaginer, de façon moins probable, un transport souterrain sur de longues distances de ces minéraux, en provenance de la vallée cataclinale de la Moselle.

Contrairement aux gouffres de Villey-le-Sec et de la Haye septentrionale, le contexte lithostratigraphique de contact Bathonien-Bajocien n'a pas créé ici de morphologie épikarstique. La genèse du Gouffre de l'Echangeur de Gondreville semble à mettre sur le compte de phénomènes d'" **affaissement-dissolution** " (Renault, 1967-1969, 1970), qui se sont produits sur diaclase(s), à quelques mètres sous la surface du sol. Les anastomoses témoignent également de processus de **dissolution en milieu noyé ou épinoyé**. Les suintements actuels dans le gouffre ne font que retoucher une structure existante.

Parmi la douzaine de cavités du secteur, on peut citer tout d'abord celle recoupée par un sondage répertorié au BRGM (229-3-112), à Fontenoy-sur-Moselle. Située à environ 10 m de profondeur, cette cavité possède un remplissage sableux que l'on peut rapprocher des formations superficielles sableuses observées dans le même secteur par D. Harmand et nous-mêmes (*cf.* chapitres II, V et VI).

Sous réserve que l'on soit bien en présence de sédiments d'origine vosgienne et non pas autochtones (résidus insolubles des calcaires encaissants ; *cf.* Castaing et Geisler, 1972), le comblement du conduit a dû s'effectuer par descente des matériaux depuis la surface, par l'intermédiaire de diaclases, puis par redistribution horizontale éventuelle, grâce à des écoulements souterrains.

Une description similaire d'une autre cavité remplie de sable siliceux a été donné par G. Gardet (1943), sur le territoire d'Aingeray.

Nos recherches ont permis de retrouver l'endroit, mais pas la morphologie karstique malheureusement. L'auteur indique qu'elle était localisée dans les Polypiers de Husson, c'est-à-dire au sommet du Bajocien. Nous avons effectivement observé les calcaires blanchâtres fossilifères avoisinant les récifs, dans le versant nord du vallon d'Aingeray, à l'ouest de la faille passant au niveau de la Fontaine Collin (figure IV.6). Ceci laisse supposer que le compartiment occidental affaissé se prolonge au nord du vallon sec. G. Gardet (*ibid.*) donne, à propos de l'origine de la cavité et des sables, une interprétation paléogéomorphologique en relation avec la capture de la Moselle, sur laquelle nous reviendrons (*cf.* chapitre IX).

On soulignera que ces deux cavités (du sondage 229-3-112 et de G. Gardet) sont les seules du secteur considéré, qui contiennent des **sédiments siliceux** en quantité.

Comme la granulométrie de ces derniers ne dépasse pas la taille des sables fins ou très fins, leur provenance ne peut être précisée :

- remplissages alluviaux d'origine mosellane ayant transité sous terre sur une plus ou moins longue distance ;
- ou résidus insolubles des calcaires rassemblés dans une cavité karstique ;
- ou apports par voie éolienne, avant leur descente sous terre.

Les hypothèses autochtone et éolienne s'appliquent également aux grains siliceux que l'on rencontre de manière éparse dans les formations superficielles du plateau à l'est d'Aingeray (Gardet, 1928, 1943 ; Vaskou, 1979).

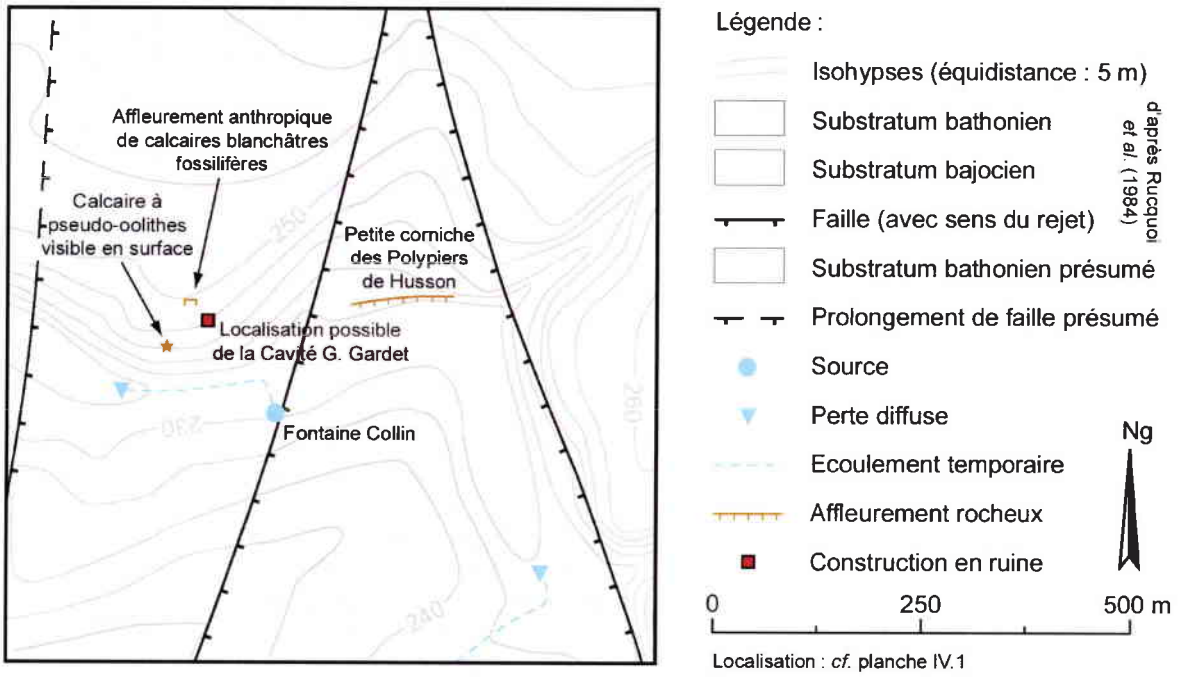


Figure IV.6 - Carton de localisation de la Cavité G. Gardet (Aingeray - 871,390 - 1120,760 - 245) dans son contexte orographique et géologique.

Une dernière cavité mérite d'être mentionnée spécifiquement. Il s'agit de la Grotte de la Flie (Losson, 1996), située dans le vallon sec du même nom, et ouverte dans une corniche des Calcaires à polypiers. Malgré son faible développement (arrêt en cul de sac au bout de 5 m), ses parois festonnées et ses cheminées (concrétionnées) sur diaclase suggèrent une **genèse principale en zone épinoyée**.

Toutes les **morphologies endokarstiques impénétrables** du secteur possèdent des points communs quant à leur genèse et présentent de moindres intérêts individuels par rapport aux cavités, ce qui incite à les évoquer globalement.

Les vallons secs rassemblent la majorité de ces éléments, notamment dans les affleurements naturels des Calcaires à polypiers que l'on observe sur les versants. Les réseaux de vallons de Bellefontaine et de la Flie sont les plus fournis. Le nombre de formes karstiques inventoriées est beaucoup plus modeste dans les autres entailles du plateau.

La densité des morphologies semble influencée par deux paramètres : la position géographique et la valeur d'encaissement des réseaux de vallons. En effet, les vallons présentant le maximum d'éléments endokarstiques sont situés à l'est du plateau, précisément où les couches du Bajocien moyen ont été entaillées. Lorsque l'encaissement a tout juste atteint les Calcaires à polypiers, aucune corniche n'affleure et le nombre d'éléments repérés est indigent ; l'exemple des Fonds de la Crédence est significatif à cet égard. Il en est de même pour les vallons occidentaux inscrits dans les calcaires du Bajocien supérieur (exemples : réseaux d'Aingeray et de Fontenoy notamment).

La question qui se pose est alors de connaître les rôles respectifs de la lithologie et des affleurements – fonction de la lithologie – dans cette densité de formes karstiques. En d'autres termes, les Calcaires à polypiers sont-ils plus favorables à la karstification ou les observations y sont-elles plus fréquentes en raison de leur résistance à l'érosion et de leur mise à l'affleurement ?

Nous reviendrons sur ce sujet dans les sections suivantes (IV.2.2.2. et IV.3.2.1.). Mais un indice est donné par les prospections effectuées dans la vallée du Paléo-Terrouin. Des groupements d'éléments endokarstiques existent dans les Calcaires à polypiers du méandre de Liverdun et à l'aval, alors qu'à l'amont, dans le Bajocien supérieur, les recherches sont restées presque stériles. On n'a ainsi relevé que quelques diaclases très légèrement

corrodées en rive droite. Et en rive gauche, où le versant a été entaillé sur plus de 2 km pour l'implantation de l'ancien canal latéral de la Moselle et par des petites carrières, aucune forme karstique n'a été observée, ce qu'avait déjà pu constater G. Gardet (1928).

Sur le plateau proprement dit, quelques importantes carrières permettent l'observation de morphologies. Dans la partie orientale du secteur (territoires de Vandœuvre-lès-Nancy, Ludres et Pont-Saint-Vincent notamment), les éléments sont peu nets quant à leur aspect karstique (corrosion incertaine des parois de diaclases). La carrière des Rays, à Gondreville, ouverte dans l'Oolithe miliaire supérieure rassemble en revanche une quantité non négligeable de discontinuités nettement corrodées (diaclases et joints à anastomoses). On note que les Polypiers de Husson sont visibles dans les fronts de taille situés à l'ouest et que la Caillasse à *Anabacia* a été légèrement décapée au même endroit. C'est dans un contexte lithostratigraphique identique que la carrière du Chanot, au NNW de Villey-Saint-Etienne, a été ouverte, et où une prospection rapide a permis de constater la présence de " micropuits " sur diaclases.

Par ailleurs, une carrière située dans la Forêt Communale de Gondreville, au fond d'un vallon large et peu profond, et inscrite dans l'Oolithe miliaire supérieure, apporte des précisions. On y observe des diaclases d'orientation subméridienne, très peu ouvertes, inclinées à l'est ou à l'ouest, ou parfois verticales. Parmi ces discontinuités, celles inclinées à l'est, et uniquement elles, sont corrodées. L'interprétation que l'on peut faire de cette constatation rejoint un des principes de la karstification : seules les discontinuités ouvertes et en connexion sont propices à la dissolution, grâce aux circulations d'eau qui les parcourent et renouvellent le pouvoir de corrosion (Quinif, 1998a).

Enfin, plus intéressantes sont les **structures de soutirage** rencontrées dans deux sites proches.

Entre Fontenoy-sur-Moselle et Aingeray, une carrière et une tranchée de chemin de fer ont révélé des zones karstifiées où des blocs rocheux, lithologiquement distincts de l'encaissant, sont effondrés (figure IV.7 ; photos IV.3 et IV.4). Ces " soutirages " se sont produits soit dans une structure karstique similaire à un puits, soit entre des diaclases élargies par dissolution ; nous n'avons pu le déterminer. En revanche, dans les deux cas, la présence de discontinuités corrodées (joints à anastomoses ou diaclases) permet d'établir de possibles phénomènes d'**affaissement-dissolution** pour expliquer la création de ces formes.

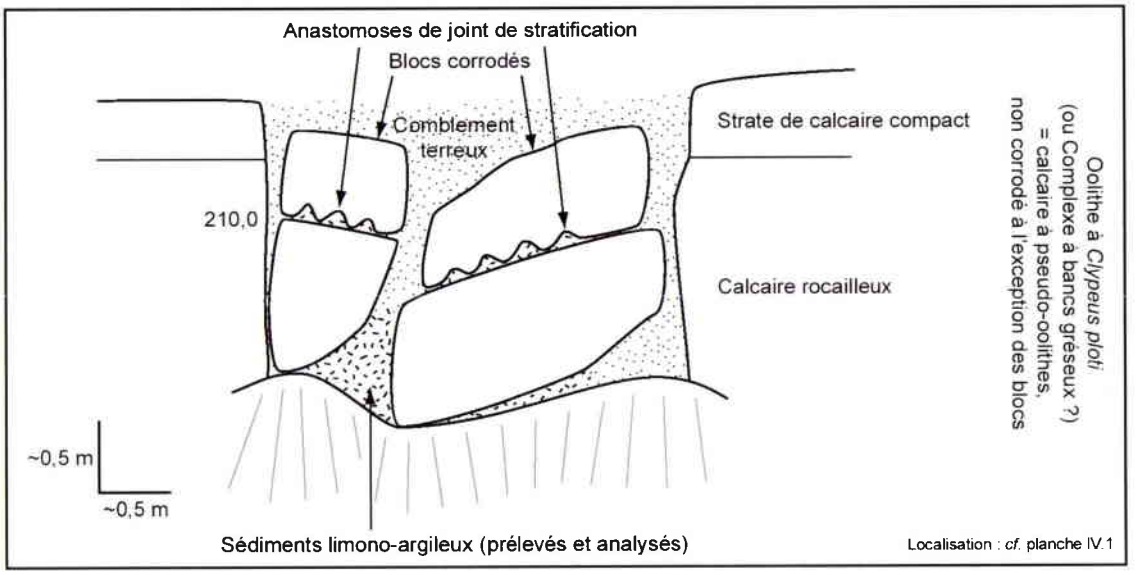


Figure IV.7 - Croquis morphologique et géologique de l'Affaissement de la Grande Vau (Aingeray - 868,550 - 1119,860 - 210,0).

Les anastomoses de la carrière de la Grande Vau contiennent un remplissage limono-argileux proche de celui décrit dans le Gouffre de l'Echangeur de Gondreville (*cf.* supra) : polyèdres irréguliers d'argile, bruns ou brun foncé, constitués de poussières de quartz et de minuscules granules noirs de matière organique. On remarque toutefois des différences : les limons représentent ici plus de 95 % du matériau et ils sont constitués d'un mélange de deux populations granulométriques (*cf.* figure IV.5), la matière organique y est beaucoup plus nombreuse, et on note la présence de radicelles et l'absence de micas. L'origine subaérienne des sédiments est donc ici plus flagrante que dans le gouffre.

L'examen de l'ensemble des morphologies endokarstiques impénétrables, visibles en affleurement naturel et en front de carrière, complète les observations effectuées sur les éléments endokarstiques plus importants. Il suggère une **genèse en zone noyée ou épinoyée**, avec circulations lentes de " nappe " d'eau souterraine. C'est notamment le cas en ce qui concerne les anastomoses de joints de stratification, mais l'interprétation vaut aussi pour les " micropuits ", qui, comme annoncé précédemment, n'ont pas l'aspect de puits au sens génétique du terme. Ces petits élargissements morphologiques locaux ont probablement été créés à l'intersection de discontinuités (une principale et une ou plusieurs de type fissural) ou à la faveur de contrastes lithologiques.

Néanmoins, après le dénoyage, des transits verticaux vers la " nappe " souterraine existent nécessairement. Vraisemblablement, ils s'opèrent le plus souvent lentement et en petite quantité, comme des suintements, le long de certaines diaclases privilégiées. Ces infiltrations diffuses ne généreraient donc pas de nouvelles formes. Il est toutefois possible d'imaginer l'existence de puits méconnus, situés à quelques mètres sous la surface, tel le Trou du Père Maire (*cf.* supra).

Par ailleurs, on remarque que la karstification du substratum bajocien peut s'initier sous le recouvrement bathonien, au moins lorsqu'il n'est plus constitué que par la Caillasse à *Anabacia*.

Dans l'hypothèse où ces morphologies se sont créées dans la zone noyée et épinoyée du karst, un **âge relativement ancien** doit leur être prêté, notamment pour celles qui se situent aujourd'hui à plusieurs dizaines de mètres au-dessus des talwegs des vallons secs (près de 70 m, par exemple, pour le Trou de l'Etang, à Champigneulles).

Dans le même ordre d'idée, on a pu observer dans les Fonds de Clairlieu (Laxou), une diaclase avec draperies d'aspect très altéré. Ces concrétions, localisées à moins de 20 m au-dessus du talweg, ont nécessairement été formées en zone dénoyée. Elles témoignent peut-être d'un niveau piézométrique déjà définitivement plus bas que leur altitude, au moment de leur mise en place, suite à l'encaissement du vallon. Dans ce cas, leur altération serait due à des phénomènes atmosphériques, mais elle peut également résulter d'un réennoyage de la diaclase.

Une partie des morphologies endokarstiques renvoie donc à une **paléohydrogéologie du plateau central de Haye**. On peut penser que les mêmes formes sont en cours de création au niveau de la " nappe " d'eau souterraine actuelle. Le fonctionnement hydrogéologique du « Spéléodrome » (réseau de galeries artificielles d'adduction d'eau de la ville de Nancy, utilisé pendant la première moitié du XX^{ème} siècle ; Imbeaux et Villain, 1902), à 60 m de profondeur sous la surface, permet de le constater.

Dans la mesure où le massif a connu un fonctionnement hydrogéologique très différent de l'actuel, on devrait trouver des traces d'une ancienne zone d'émergence. Quelques éléments semblent effectivement en témoigner, mais ils restent rares.

Parmi les cavités de la vallée du Paléo-Terrouin, la Grotte du Pimont, localisée sur la commune de Frouard, est la plus intéressante (figure IV.8 ; photo IV.5). Elle s'ouvre dans le front de taille d'une carrière, vraisemblablement développée dans les Calcaires à entroques du Bajocien inférieur. Située sur une diaclase, elle forme un tube d'environ 50 cm de diamètre, pénétrable sur 10 m et obstrué par un remplissage argilo-limoneux. A l'entrée du conduit,

décapité par la carrière, on peut remarquer des cupules coalescentes (Renault, 1958) de taille moyenne (5 à 10 cm) à la base des parois. Ces micromorphologies plaident en faveur d'un écoulement légèrement turbulent et plutôt rapide (par analogie avec les vagues d'érosion ; Lismonde et Lagmani, 1987), à l'origine de ce boyau. On présume donc un conduit initial syngénétique (Renault, 1967-1969, 1970) correspondant à une **ancienne émergence**.

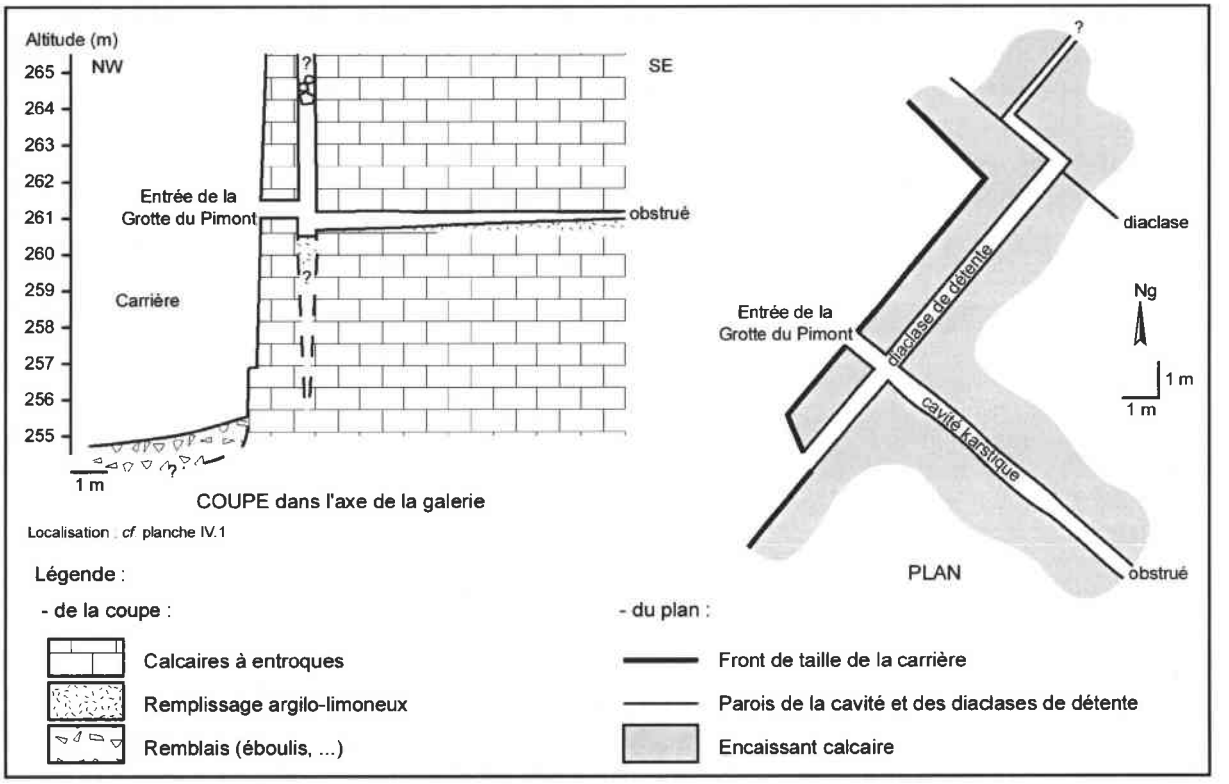


Figure IV.8 - Croquis morphologique du site de la Grotte du Pimont (Frouard - 875,610 - 1123,100 - 261,0).

Les éléments que nous avons nommés " **paléosources** " sont au nombre de deux. L'un d'eux, situé dans le vallon du Grand Vallonnier (Maron), est un trou présentant une analogie morphologique avec une source d'où l'eau peut jaillir sous pression (exemple de la Source du Pimont ; *cf.* supra).

L'autre cas est plus ambigu et peut-être d'origine anthropique. Il s'agit d'une échancrure dans le versant de rive concave d'un méandre de Liverdun, laissant apparaître un petit affleurement, dans lequel existe une anfractuosité non corrodée. Cette échancrure se prolonge par un chenal qui court sur toute la hauteur du versant. Ce type d'entaille de versant n'est pas unique à l'endroit indiqué (*cf.* Losson, 1996). Pourtant, on ne voit pas d'explication naturelle à un ancien écoulement dans le contexte géomorphologique local.

Conclusion de la section IV.2.2.1.

Finalement, le secteur des plateaux de la Haye centrale comporte uniquement des **éléments de petite dimension**, que ce soit des composantes actives de nos jours ou des morphologies karstiques contemporaines de phases de karstification ancienne. D'une façon générale, la région considérée est caractérisée par :

- des phénomènes fonctionnels peu spectaculaires, appartenant aux actuelles zones d'infiltration et d'émergence ;

- des formes endokarstiques héritées, qui font partie des trois zones de fonctionnement hydrokarstique, mais avec une rareté des structures d'" introduction " et de " restitution " (Rodet, 1992a, 1997) du massif. **La plupart des morphologies sont nées en milieu noyé ou épinoyé, lors de différentes périodes d'activité hydrogéologique**.

L'étude du secteur d'emprise des deux grands cours d'eau d'origine vosgienne, va permettre d'étayer les interprétations relatives à la karstification du secteur central de la Haye.

IV.2.2.2. Le secteur des vallées : zone d'emprise fluviatile de la Moselle et de la Meurthe.

Par opposition au plateau qui a toujours fonctionné globalement en interfluve, le secteur des vallées actuelles et héritées est caractérisé par des éléments karstiques beaucoup plus développés. Rappelons que les limites de ce domaine d'étude correspondent aux zones où subsistent des formations alluviales à matériaux vosgiens, à l'exception du Bois de Chaudeney traité dans la section précédente. Le secteur correspond ainsi grossièrement à une bande de terrain de 0,5 à 4 km de large, imparfaitement axée sur les cours de la Moselle et de la Meurthe (*cf.* planche IV.2).

Les éléments karstiques qu'il comprend sont surtout des morphologies. Aucune perte n'existe dans la région délimitée, à l'exception des infiltrations sous-fluviales mentionnées dans le chapitre III (décelées par sondages). En outre, les émergences qui jalonnent les versants des vallées ont été incluses dans la section précédente, compte tenu de leur lien avec l'hydrogéologie du plateau. **On s'intéressera donc uniquement à un karst " non fonctionnel "** (Sorriaux, 1982), c'est-à-dire dont l'activité hydrokarstique a presque intégralement cessé. Le descriptif sera scindé entre des formes attribuées à deux générations distinctes du fonctionnement karstique.

D'un point de vue géologique, toutes les roches bajociennes sont concernées, à la différence du substratum bathonien que l'on a exclu volontairement (Bois de Chaudeney). En effet, au fur et à mesure de leur incision, les deux cours d'eau ont recoupé l'ensemble des assises du Bajocien. Le phénomène fut continuel pour la Moselle cataclinale et uniquement postcapture pour la Moselle anaclinale, qui a pris le relais du Paléo-Terrouin. Il se poursuit de nos jours dans les deux portions de vallée. En revanche, il est interrompu depuis longtemps déjà pour la Meurthe, puisque les formations liasiques sont entaillées sur une soixantaine de mètres au minimum.

Logiquement, le pendage induit une répartition altitudinale différenciée des affleurements du Bajocien, qui se répercute sur la localisation des éléments karstiques : globalement plus haut en altitude à l'est (jusqu'à un peu plus de 400 m), ils se situent à des cotes inférieures vers l'ouest (moins de 200 m, sous la vallée anaclinale de la Moselle).

En dehors du critère altitudinal, la répartition géographique des morphologies est assez homogène, bien qu'une différence quantitative apparaisse tout de même entre la vallée anaclinale de la Moselle et les deux autres zones d'étude. Le nombre moins important de formes entre Fontenoy-sur-Moselle et Liverdun s'explique facilement par le détournement hydrographique qu'a subi la rivière. A part cela, les remarques formulées dans le cadre de la section précédente s'appliquent également ici : des concentrations de morphologies apparaissent en fonction des affleurements naturels et anthropiques, qui déterminent les observations.

♦ <u>Les morphologies karstiques de première génération.</u>

Les formes de première génération appartiennent toutes au **milieu endokarstique**. Elles sont des plus variées, allant des réseaux spéléologiques aux petits trous et aux diaclases corrodées. Les différences majeures avec le secteur des plateaux sont de deux types :

présence de grottes, dont la plus importante possède un développement d'environ 1750 m pour 36 m de dénivelée (Grotte du Chaos, sur le territoire de Gondreville), et **remplissage fréquemment constitué d'alluvions siliceuses d'origine vosgienne**.

Les éléments générés dans la zone d'infiltration du massif sont rares et surtout les preuves des circulations verticales, incertaines. Ainsi, les puits et " puits-cheminées " rencontrés dans la vallée cataclinale de la Moselle (Forêt Communale de Neuves-Maisons et Carrière Nanquette à Chaligny, zones du Bois Monsieur et de Pierre-la-Treiche ; *cf.* planche IV.2), ainsi que dans la paléovallée de la Meurthe (Champ le Bœuf à Laxou et Puits de la Tranchée à Maxéville ; photos IV.12 et IV.13), semblent résulter de battements du niveau piézométrique. Ils feraient donc partie du **domaine épinoyé**, à l'interface des zones d'infiltration et de concentration. Les comblements ou remplissages résiduels à galets ou graviers siliceux, plaident en faveur de cette spéléogenèse, avec des soutirages de matériaux depuis la surface ou des conduits supérieurs.

On soulignera que l'on observe des " pseudopuits " et " puits-cheminées " analogues, mais toujours de modestes dimensions, à l'intérieur de certaines cavernes de Pierre-la-Treiche (Grottes des Puits et Sainte-Reine par exemple ; *cf.* chapitre VII).

Les morphologies endokarstiques sont donc globalement révélatrices d'une ancienne zone de concentration des flux.

Parmi les éléments souterrains pénétrables, les grottes sont naturellement les plus intéressantes à étudier, en raison de leur richesse morphosédimentaire. Elles seront d'ailleurs spécifiquement examinées dans la troisième partie de ce travail. On se limitera ici à une analyse de leur localisation dans l'espace (*cf.* planche IV.1), ainsi qu'à une détermination, en première approche, des modalités de leur développement, sur la base de leurs caractéristiques générales.

En fonction de la définition que nous en avons donnée en introduction, **une vingtaine de grottes sont connues actuellement, toutes situées dans la vallée de la Moselle**. On peut même préciser qu'une seule d'entre elles n'est pas localisée dans la portion cataclinale : le Trou des Fées, à Liverdun. Tous les autres réseaux spéléologiques se situent sur les flancs des versants de la vallée de la Moselle entre Maron et Pierre-la-Treiche, avec une concentration des deux tiers à proximité de ce dernier village (photos II.4, II.5, IV.6 et IV.9).

Parmi ces grottes, des disparités spéléométriques importantes existent : les plus petites ne dépassent pas 10 m de développement et les plus grandes s'étendent sur plus d'un kilomètre. En calculant les longueurs cumulées des galeries qui les composent, la répartition fréquentielle est la suivante : deux tiers des grottes ont moins de 100 m de galeries, trois réseaux développent de 100 à 500 m de conduits et quatre plus de 1000 m (*cf.* annexe IV.1). En ce qui concerne la dénivelée, cinq des plus grandes grottes possèdent une extension altitudinale comprise entre 13 et 20 m. La Grotte du Chaos atteint exceptionnellement 36 m. Pour toutes les autres, elle ne dépasse vraisemblablement pas 6 m.

D'un point de vue lithologique, on retiendra que l'essentiel des réseaux se trouvent dans les couches du Bajocien moyen, même si des galeries se développent également dans les formations basales du Bajocien supérieur. On peut citer par exemple la Grotte des Puits, qui s'inscrit dans le sommet des Calcaires à polypiers inférieurs, la totalité de l'Oolithe cannabine, des Calcaires à polypiers supérieurs, des Marnes de Longwy et la base de l'Oolithe miliaire inférieure (*cf.* chapitre VII).

Comme nous l'avons dit plus haut, des remplissages essentiellement constitués d'alluvions mosellanes d'origine vosgienne (les autres matériaux sont autochtones), comblent partiellement ou totalement les cavernes. Toutes les macromorphologies (galeries, salles, ...) sont concernées, y compris les " puits-cheminées " (il n'existe pas de puits au sens génétique du terme), parfois en relation avec une formation fluviatile en surface.

Ces observations générales permettent de déceler une **spéléogenèse probable en zone noyée et surtout épinoyée**. Ce milieu épinoyé, à submersion répétée, est identifié par de nombreux chercheurs comme la zone de creusement privilégié (Kunsky, cité par Tricart, 1961b ; Choppy, 1994b, qui parle de " zone inondable " ; Audra, 1997a ; Lismonde, 1999 ; Delannoy *et al.*, 2001). On peut, de surcroît, définir un **karst sous-fluvial** (*cf.* § IV.2.1.), qui devra toutefois être confirmé par l'étude des micromorphologies et des remplissages, en troisième partie.

A côté de ces grottes existent toutes les formes endokarstiques plus petites que sont **les cavités, les trous, les anastomoses de joints de stratification et les diaclases** (photos IV.8, IV.10 et IV.11). Ces dernières prennent d'ailleurs part à la constitution des réseaux karstiques, qui ne sont, ni plus ni moins, qu'un ensemble connecté, et développé de manière préférentielle, de ces morphologies " primaires ".

On comprend donc que les caractéristiques morphologiques et sédimentaires des éléments de petite dimension, seront semblables à celles décrites ci-dessus. Les sites détaillés du Bois Gaillard à Pierre-la-Treiche et des Blanches Vignes à Villey-le-Sec (planches IV.3 et IV.4 ; photo IV.8) permettent de le constater. Pour le Bois Gaillard, on soulignera la présence de cavités comblées en communication directe avec une formation alluviale sus-jacente, comme cela est également visible sous la Treiche et à proximité de la Ferme du Bois Monsieur.

Aux mêmes endroits existent également des formes endokarstiques sans matériaux vosgiens. Cette remarque concerne des éléments karstiques de toutes tailles, de l'Aven du Vulnot (à Villey-le-Sec ; photo IV.7), qui aurait été comblé sur près de 30 m par les carriers (Errard, 1938b, 1945), aux petites anastomoses avoisinant ce gouffre.

En fait, une seule zone, très fournie en trous et diaclases, est susceptible de n'avoir jamais connu de remplissage endokarstique à alluvions mosellanes. Il s'agit des lieux-dits " la Croche " et " les Chalades ", près de Maron, qui n'étaient plus drainés par la rivière, déplacée latéralement. En effet, dans ce secteur, aucune formation alluviale résiduelle n'est connue au-dessus de la corniche des Calcaires à polypiers dans laquelle se localisent les éléments karstiques. Si la Moselle a déposé un jour des matériaux vosgiens à cet endroit, ce n'est que bien plus haut en altitude (environ 50 m). Aussi est-il difficile de voir dans ces trous et diaclases, sans alluvions siliceuses reconnues, des formes d'un karst sous-fluvial lié à la Moselle. En revanche, les morphologies traduisent une ancienne zone noyée, sans qu'elles aient été retouchées ultérieurement (lors de l'encaissement de la vallée).

Les mêmes constatations peuvent être faites dans la **vallée anaclinale de la Moselle**, à une altitude inférieure ou égale à la plus haute formation mise en place par la rivière, après la capture hydrographique.

L'endroit le plus fourni, et où l'on peut réellement effectuer des observations de formes karstiques, est localisé à proximité du barrage d'Aingeray (*cf.* planche IV.2). Hormis le Trou des Fées, déjà mentionné, on trouve des alluvions siliceuses dans les Trous de la Grosse Roche et dans des diaclases voisines, tous situés à quelques mètres sous une formation fluviatile de la Moselle (*cf.* infra : figure IV.9). Le contexte géomorphologique du secteur dénote une karstification sous-alluviale très probable.

En dehors des environs immédiats du barrage d'Aingeray, aucune véritable unité fluviatile ne repose sur le substratum bajocien, exceptées bien sûr les formations de fond de vallée. Aussi, toutes les autres morphologies endokarstiques ont-elles été repérées dans des forages uniquement (BRGM). Elles consistent essentiellement en une huitaine de diaclases ou fissures avec « traces de circulation », affectant l'Oolithe miliaire inférieur ou les Calcaires à polypiers. Ces discontinuités corrodées ont été rencontrées de 0 à 10 m de profondeur sous le talweg rocheux de fond de vallée. Lorsque les sondages ont été effectués en base de versant, elles se trouvent à une altitude un peu plus élevée, mais toujours inférieure à la base de la plus haute formation mise en place par la Moselle. Deux forages sont à signaler plus spécialement :

- le 229-3-76 a recoupé, à un niveau altitudinal proche de la base de l'unité alluviale de fond de vallée, un lit de sable fin siliceux qui pourrait appartenir au Complexe à bancs gréseux ou, dans la négative, être mis en rapport avec les observations réalisées plus au sud, à Fontenoy-sur-Moselle (*cf.* § IV.2.2.1.) ;

- le 229-4-80 a probablement traversé une cavité (70 cm de hauteur), située dans les Calcaires à polypiers inférieurs, à 3,5 m de profondeur sous le talweg rocheux de fond de vallée.

Selon toute vraisemblance, la vallée anaclinale de la Moselle recèle donc un **karst sous-fluvial** identique à celui de la vallée cataclinale. On peut lui attribuer un âge **postcapture** probable, même si l'on ne peut exclure l'existence de phénomènes de karstification antérieurs, en relation avec le Paléo-Terrouin. En outre, on rappellera le possible développement actuel de ce karst, sous le bed-rock de fond de vallée (*cf.* chapitre III).

Dans les zones dépourvues de réseaux karstiques connus, **en amont de Maron, se rencontrent également des morphologies souterraines contenant des alluvions de la Moselle**, mais en moins grand nombre (quelques cavités et diaclases encombrées de matériaux vosgiens observés dans des carrières à Chaligny, dans le Bois de Remenaumont et dans la grande corniche du Bois des Roches à Messein). Dans tous les cas, il existe une ancienne formation alluviale au-dessus des affleurements concernés.

Dans ces mêmes lieux sont associées des morphologies karstiques dépourvues d'alluvions mosellanes. Ce sont surtout des trous et diaclases observés dans les formations du Bajocien moyen et inférieur. Toutes ces formes de petite dimension dénotent une genèse très probable en zone noyée.

Des observations analogues peuvent être effectuées à la surface du plateau, dans la **paléovallée de la Meurthe**, qui s'est incisée depuis longtemps dans les terrains liasiques.

Un certain nombre de puits et diaclases ont été décrits, avec leurs remplissages, par deux auteurs à la fin du XIX^{ème} siècle et au milieu du XX^{ème} (Bleicher, 1887, 1899a, 1900b ; Maubeuge, 1955 ; *cf.* annexe II.1). Parmi toutes ces formes, seules celles des carrières de Champ le Bœuf sont encore visibles actuellement (photo IV.12). Celles de la Sapinière (Laxou), de Saint-Jacques (Maxéville), de la Renaudine (Nancy), du Fort de Frouard (Champigneulles) et du Haut des Plantes (Frouard) ont disparu ou n'ont pas été retrouvées.

A Champ le Bœuf, on peut effectivement observer des diaclases, des gros puits, ainsi qu'une cavité obstruée sur diaclase, inscrits dans les calcaires de l'Oolithe miliaire inférieure. Ces morphologies sont fort comparables à ce que l'on rencontre sous la terrasse de la Treiche (*cf.* supra). Malheureusement, nous n'avons pas retrouvé les alluvions vosgiennes dont parlait G. Bleicher (*ibid.*). Des travaux de dégagement de coupe seraient nécessaires. Néanmoins, une formation alluviale résiduelle existe encore au sommet des carrières, d'après la carte géologique de Nancy à 1/50000 (Thomas *et al.*, 1978).

En revanche, quelques cailloux siliceux sont visibles dans le Puits de la Tranchée (" pseudopuits " sur diaclase ; photo IV.13), dans le vallon de Maxéville. D'autres diaclases corrodées, présentes dans cette tranchée d'autoroute, sont également susceptibles de contenir des matériaux vosgiens. On notera surtout que la formation alluviale résiduelle la plus proche – la même que celle de Champ le Bœuf – se situe à une altitude supérieure de 25 m au moins.

Toutes les autres morphologies endokarstiques du secteur consistent en des diaclases, dont la corrosion est parfois incertaine et qui sont localisées dans l'ensemble des calcaires bajociens. Mentionnons simplement une structure de soutirage décrite par P.-L. Maubeuge (1955), vraisemblablement au lieu-dit " les Essarts " (Frouard), dans une carrière ouverte dans l'Oolithe miliaire inférieure. Cet élément karstique semble comparable à ceux observés au SW d'Aingeray (*cf.* § IV.2.2.1.).

Au final, les formes endokarstiques des vallées de la Moselle et de la Meurthe révèlent toutes des caractéristiques d'une **genèse en milieu noyé et épinoyé**. La zone de concentration des circulations souterraines est quasi exclusivement représentée. En plusieurs endroits, le contexte géomorphologique a permis de déceler également une **karstification sous-fluviale probable**, qu'il faudra confirmer, et expliquer, dans la troisième partie de ce travail.

♦ Les morphologies karstiques de seconde génération.

Dans le même secteur des vallées, des éléments karstiques témoignent d'une phase morphogénique postérieure à la période de karstification décelée précédemment. Ils consistent en des **formes exokarstiques et épikarstiques non fonctionnelles**, qui appartiennent à la zone d'infiltration du massif.

Ainsi, quelques rares morphologies de surface ont été repérées en divers points du domaine d'étude. Il s'agit dans tous les cas de dolines, dont le caractère naturel n'est pas toujours assuré. La plupart d'entre elles se situent sur les glacis ou les replats au-dessus de corniches dans lesquelles se développent des cavités.

Dans le Bois de la Claire (Aingeray), la relation entre la cavité A des Trous de la Grosse Roche et la petite dépression s'ouvrant dans la terrasse fluviatile sus-jacente est quasiment certaine (figure IV.9). Nous avons là une **doline d'effondrement** (Pellegrin et Salomon, 2001) d'un point de vue phénoménologique, mais la morphologie (feutrée par les alluvions) est plutôt celle d'une **doline de soutirage**.

La même observation existe à l'aplomb de la Cavité du Futur à Pierre-la-Treiche, à cette exception près que les alluvions y sont davantage résiduelles (substratum subaffleurant). En outre, l'obstruction de cette cavité par le remplissage ne permet pas de s'assurer de la direction exacte prise par la galerie bouchée. Dans les deux cas, la différence altitudinale entre la forme endokarstique et la doline correspondante n'est que de 4-5 m, et aucun changement stratigraphique n'est constaté (développements respectifs dans les Calcaires à polypiers supérieurs et dans l'Oolithe miliaire inférieure).

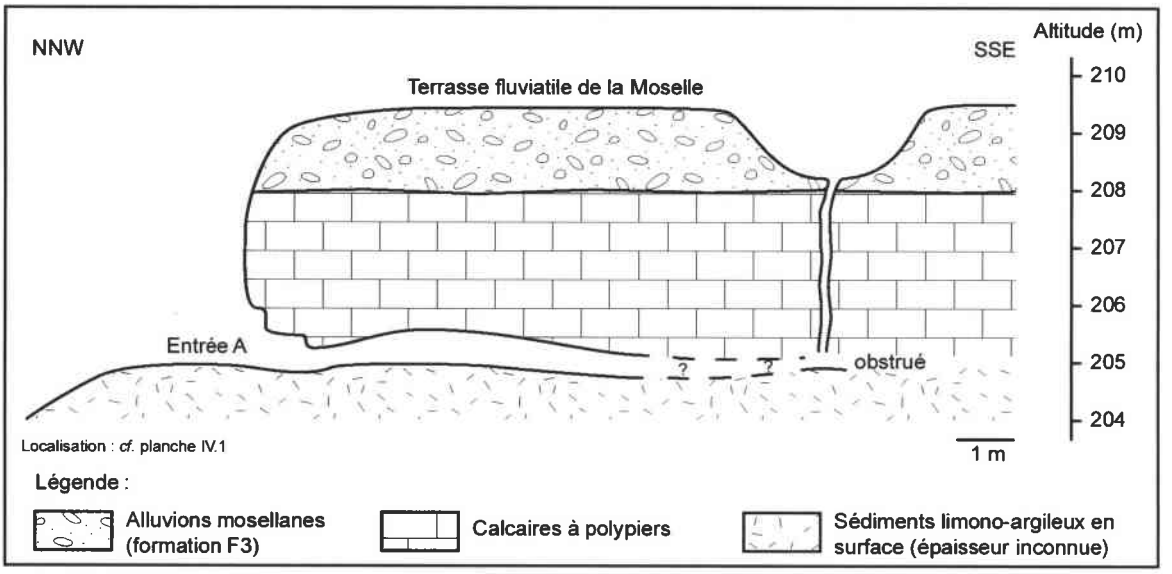


Figure IV.9 - Coupe géomorphologique schématique au niveau de la cavité A des Trous de la Grosse Roche (Aingeray - 872,440 - 1123,990 - 205,0).

Dans le Bois l'Abbé (Sexey-aux-Forges), quatre dépressions de diamètre décamétrique ont été observées dans l'Oolithe miliaire inférieure, et à moins de 400 m de distance du versant de la vallée de la Moselle (une cinquième, incertaine, est située plus au nord dans le bois également). La corniche des Calcaires à polypiers qui arme le sommet de ce versant renferme des diaclases, vraisemblablement karstifiées, qui s'étendent assez loin à l'intérieur du massif (Louis et Lehmuller, 1966). Une relation formelle entre les vides endokarstiques et les

dolines n'est pas établie, mais probable. Cependant, par rapport aux exemples précédents, la différence altitudinale entre les morphologies épigées et hypogées est plus forte (10 à 25 m) et un changement stratigraphique, non inhibiteur il est vrai, doit être pris en considération. Les similitudes avec les dolines d'effondrement d'Aingeray et de Pierre-la-Treiche sont donc quasiment nulles.

Au contraire, les quatre dépressions de Bois l'Abbé possèdent des dimensions comparables avec une autre doline localisée dans le Bois l'Evêque (commune de Pierre-la-Treiche). D'après les caractéristiques géomorphologiques de cette dernière, on serait en présence d'une véritable **doline** (*i.e.* **de dissolution**), développée à la faveur d'un contact entre un " paléovallon comblé d'altérite " (*cf.* chapitre VI) et le substratum carbonaté. Cette interprétation peut s'appliquer aux dépressions de Bois l'Abbé dont l'environnement est caractérisé par d'épaisses formations superficielles de type " argile de décalcification ".

Dans un contexte géomorphologique bien différent, G. Gardet (1943) a observé des « petits entonnoirs de perte » ouverts dans l'Oolithe miliaire supérieure, à l'emplacement de l'ancien canal longeant la Moselle près de Villey-Saint-Etienne. La description, trop succincte, empêche de les caractériser comme des dolines-pertes de contact lithostratigraphique ou des dolines de soutirage en relation avec une karstification sous-alluviale (*cf.* Nicod, 1994).

Enfin, les petites dépressions localisées dans le quartier de Marie Chanois (Maron) a peut-être une origine anthropique, compte tenu de la zone de dépilage minier toute proche, indiquée sur la carte géologique de Toul à 1/50000 (Ricour et Vincent, 1984). La concentration des dépressions et leur répartition aléatoire sont assez spécifiques de ces zones de dépilage. Cependant, d'un point de vue morphologique, une dissemblance existe avec les effondrements miniers avérés du Bois de Remenaumont et du lieu-dit " Fontaine Charlemagne " (à Chaligny et Chavigny).

Conjointement à ces éléments exokarstiques, on a relevé une forme épikarstique, dans la Carrière de la Ferme Sainte-Anne (Sexey-aux-Forges). Il s'agit d'un " **micropuits** " rempli de sédiments limono-argileux brun-ocre (figure IV.10), situé à quelques dizaines de mètres à peine de la Cavité de la Ferme Sainte-Anne, obstruée par des alluvions d'origine vosgienne (*cf.* photo IV.11).

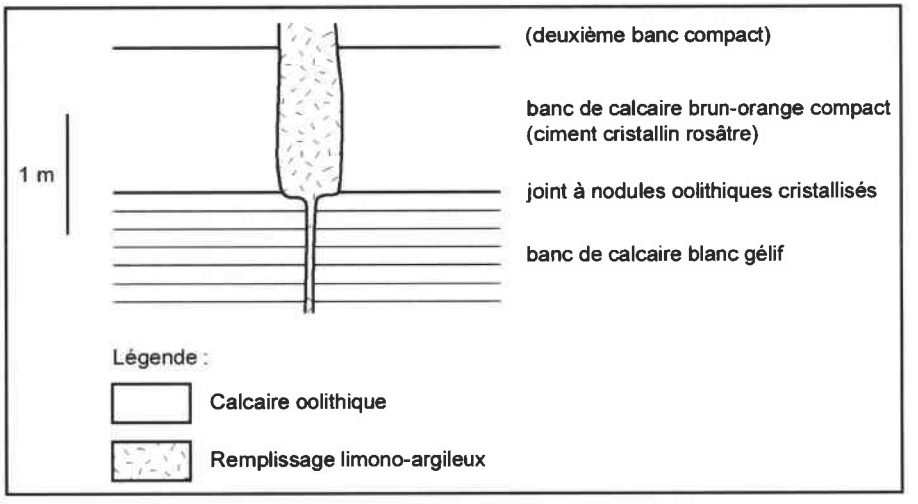


Figure IV.10 - " Micropuits " sur diaclase développé dans l'Oolithe miliaire inférieure (Carrière de la Ferme Sainte-Anne - Sexey-aux-Forges - 871,900 - 1111,850 - 296,5).

Le " micropuits " semble ici correspondre réellement à une petite structure karstique créée par des flux d'eau verticaux (puits au sens génétique du terme, situé dans la zone d'infiltration). A l'intérieur, les petits polyèdres révèlent un mélange de :

- poussières de quartz qui constituent le support matriciel ;
- petits grains ronds ferro-manganiques ;
- calcite, sous forme de grains arrondis assez gros et de tiges (4-5 mm de long) ;
- matière organique, sous la forme de minuscules granules noirs agglomérés et de radicelles.

La comparaison avec les remplissages déjà décrits dans le secteur des plateaux (Grande Vau notamment ; *cf.* § IV.2.2.1.) est frappante, dans un lieu pourtant voisin d'une cavité comblée par des alluvions de la Moselle.

L'interprétation la plus vraisemblable consiste à affirmer que les deux formes karstiques voisines appartiennent à deux générations de karstifications. En effet, la cavité constitue sûrement un élément de karst sous-fluvial, contemporain d'un niveau fluviatile sus-jacent de la Moselle (existence de formations alluviales résiduelles au-dessus de la carrière). Elle serait plus ancienne que le " micropuits ", créé après l'encaissement de la vallée.

Dans ce secteur des vallées, les dolines constituent donc des éléments karstiques marginaux mais intéressants, compte tenu de leurs relations présumées avec des cavités souterraines (dolines d'effondrement des Bois de la Claire et Gaillard) ou avec des paléogéomorphologies superficielles (dolines de dissolution des Bois l'Abbé et l'Evêque).

Le dernier site évoqué met particulièrement en lumière le **fonctionnement karstique polygénique** dans la zone d'emprise fluviatile. La modification des conditions géomorphologiques, en liaison avec l'encaissement des vallées, explique les deux générations très distinctes de karstification.

Conclusion de la section IV.2.2.2.

Les formes endokarstiques héritées, de tous gabarits, des vallées de la Moselle et de la Meurthe, appartiennent essentiellement à la **zone de concentration des flux hydrokarstiques**. En effet, elles révèlent une genèse en milieu noyé pour les plus petites, et plutôt épinoyé pour les plus grosses. Par ailleurs, on présume l'existence quasi généralisée d'un **karst sous-fluvial**. Les meilleurs indices sont apportés par les **morphologies hypogées remplies d'alluvions grossières d'origine vosgienne, situées sous des unités fluviatiles**. Mais des recherches plus poussées seront nécessaires pour s'en assurer (*cf.* troisième partie).

Avant ces études complémentaires, à titre d'hypothèse, on peut retracer l'évolution karstique dans ses grandes lignes :

- **le karst sous-fluvial est sûrement né en zone noyée**, éventuellement à grande profondeur sous les vallées. Ces formes karstiques embryonnaires n'ont pu être conservées que dans les zones caractérisées par le déplacement latéral des talwegs des grands cours d'eau ;
- après une période transitoire, la deuxième phase de karstification, toujours sous-fluviale, se traduit par le **développement des morphologies, avec une influence plus importante des rivières**. C'est cette période qui sera spécifiquement étudiée en troisième partie, par des analyses morphosédimentaires dans les grottes ;
- enfin, dans un troisième temps, **l'encaissement des vallées provoque un changement radical des contextes géomorphologiques**. Un rôle de " compresse humide " des formations superficielles (altérites et alluvions sus-jacentes) peut intervenir. L'augmentation des gradients hydrauliques, liée à l'incision fluviatile, rentre également en ligne de compte. Mais les flux liquides restent limités apparemment et ne génèrent que des petites structures karstiques, en zone d'infiltration tout du moins.

IV.2.3. Le secteur méridional de la Haye.

Ce secteur correspond au plateau de Colombey-les-Belles, qui s'étend de la vallée du Vair au sud jusqu'à la latitude de Sexey-aux-Forges au nord.

La lithologie de ce revers de cuesta ne diffère guère de ce que l'on connaît déjà. Seul le Bathonien moyen et supérieur change de faciès : essentiellement marneux au nord d'Autreville, il devient franchement calcaire au sud (Le Roux, cité par Hilly et Haguenauer, 1979 ; *cf.* figure II.3). Cette variation latérale de faciès implique une augmentation théorique du potentiel de karstification.

D'un point de vue tectonique, le secteur est peu affecté par les ondulations, mais davantage par des accidents cassants, avec le fossé d'effondrement de Colombey et ses ramifications de failles (Le Roux, 1980). C'est cet étroit graben qui guide les circulations hypogées de l'Aroffe vers la Moselle (Le Roux et Salado, 1980 ; Gamez *et al.*, 1985 ; Wehrli, 1996).

Précisément, le secteur est marqué d'un point de vue karstique par les **systèmes souterrains de l'Aroffe et de l'Ar-Arot**, déjà évoqués dans les chapitres précédents (*cf.* annexe II.2 et chapitre III). Dans cette section, les aspects morphologiques exo- et endokarstiques, ainsi que les objets-phénomènes associés, sont abordés par le biais de la bibliographie. Ces travaux antérieurs ont surtout mis l'accent sur les éléments fonctionnels, caractéristiques de ce plateau, aux dépens des formes héritées.

- Les éléments karstiques fonctionnels.

La majorité des éléments karstiques du secteur se localisent sur ou à proximité de l'axe de cheminement souterrain de l'Aroffe (*cf.* planche III.3). On en connaît dans les trois zones définies.

Ainsi, la zone d'infiltration comporte des **pertes plus ou moins concentrées** (à Gémonville pour l'Aroffe et Thuilley-aux-Groseilles pour l'Ar), qui ne sont pas pénétrables. Le parcours hypogé de l'Aroffe est également ponctué par des regards sur le réseau, qui servent de perte et d'évacuation de trop plein temporaires. C'est le cas des Trous du Fond de la Souche (Harmonville), du Chahalot (Ochey) et des Glanes (Moutrot).

Ce dernier constitue une doline-inversac impénétrable. En revanche, les deux premiers se présentent comme des gouffres de fonds de vallées, donnant accès à la zone de concentration. Ces **grottes-inversacs** sont caractérisées par des réseaux karstiques plus ou moins développés et parcourus par des ruisseaux souterrains (Louis, 1979 ; Le Roux et Salado, 1980 ; Vallet, 1983). Ceux-ci correspondent à l'Aroffe elle-même, à des diffluents ou à des affluents de l'Aroffe, qui émergent dans les environs de Pierre-la-Treiche et Bicqueley (Thillay, 1976, 1979 ; Le Roux et Salado, 1980 ; Wehrli, 1996).

Malheureusement, pas plus que les pertes, les éléments karstiques de la zone d'émergence (Sources de la Rochotte, de Pierre-la-Treiche, de Bicqueley et Sainte-Anne, Deuilles de Crézilles et d'Ochey, Tertres d'Autreville) ne sont pénétrables, si ce n'est sur quelques mètres (pour une des Sources de la Rochotte et la Deuille d'Ochey ; Louis et Lehmuller, 1966 ; Lebel, 1992).

♦ Les éléments karstiques hérités.

En dehors des formes karstiques de système actif, des cavités ont été signalées à différents endroits du plateau (Gémonville, Favières, Allain ; Louis et Lehmuller, 1966). Ne les connaissant pas, nous ne pouvons établir leur genèse. On peut toutefois indiquer que deux d'entre elles se localisent à flanc de versant de vallées (sèches ou non). Par ailleurs, des diaclases corrodées observées dans une carrière près de Viterne, et une troisième cavité inventoriée dans la bibliographie, présentent tous les caractères d'une **genèse en milieu noyé**.

Conclusion de la section IV.2.3.

Le plateau de Colombey-les-Belles recèle le **seul système karstique complet connu de la Haye**, avec de multiples morphologies et phénomènes actifs, représentatifs des zones d'infiltration, de concentration et d'émergence du massif. On est en présence d'un fonctionnement hydrokarstique classique, de type " pertes-émergences " (*cf.* Quinif, 1998a), avec transit des flux principaux en milieu épinoyé.

IV.3. La karstification actuelle et héritée du plateau de Haye.

Le but de cette section est de déterminer, dans un premier temps, les facteurs de localisation des éléments karstiques recensés, en étudiant leurs caractéristiques lithologiques, morphologiques, altitudinales et leur contexte morphodynamique.

Puis, dans un second temps, on cherchera à synthétiser les informations des trois régions évoquées, afin de préciser les situations et les modes de karstification.

IV.3.1. Facteurs d'explication de la répartition des éléments karstiques.

On a pu constater des différences notables de densité des éléments karstiques entre les divers secteurs étudiés, même si ces régions de la Haye ont fait l'objet d'inégales prospections.

Ces différences peuvent s'expliquer selon diverses **données géologiques, orographiques et géomorphologiques**. Une analyse réellement statistique des paramètres n'est possible que pour le plateau central de Haye, qui servira de référence pour les interprétations. Un examen rapide des deux autres secteurs sera effectué en fin de chaque section.

On notera en outre que le traitement statistique de l'inventaire (annexe IV.1) par les moyens informatiques livre des tendances, plus que des chiffres exacts.

IV.3.1.1. Considérations lithologiques et morphologiques.

On a évoqué précédemment le rôle des caractères lithostratigraphiques propres à chaque secteur d'étude, sur l'intensité et le type de karstification. Il convient de vérifier statistiquement la réalité de cette relation karsto-lithologique et d'essayer de l'expliquer. De même, on tentera de déterminer si une interdépendance existe entre la nature des éléments karstiques et la lithologie.

♦ Les paramètres lithostratigraphiques.

L'analyse des paramètres lithologiques généraux du plateau central de Haye laisse entrevoir de réelles préférences karstiques en fonction des divisions stratigraphiques (figure IV.11) :

- **le Bajocien moyen, franchement calcaire, rassemble presque 50 % des éléments karstiques** de toutes natures ;
- le Bajocien supérieur, essentiellement calcaire, arrive en seconde position (22 %) ;
- le Bajocien inférieur et l'Aalénien, essentiellement calcaire, n'en contiennent que 16 % ;
- le reste des éléments se répartit entre le Bathonien marno-calcaire (6 %), le Callovien marno-argileux (moins de 0,5 %) et les éboulis bajociens sur le Toarcien (moins de 6 %, correspondant aux sources).

En restant au niveau des divisions géologiques principales, la dépendance des observations aux affleurements – naturels et en carrières confondus – est atténuée, notamment pour les différentes couches calcaires du Bajocien. En d'autres termes, les résultats chiffrés indiqués ci-dessus reflètent mieux la réalité que lorsque l'on prend en considération chaque formation lithologique une à une (*cf.* infra).

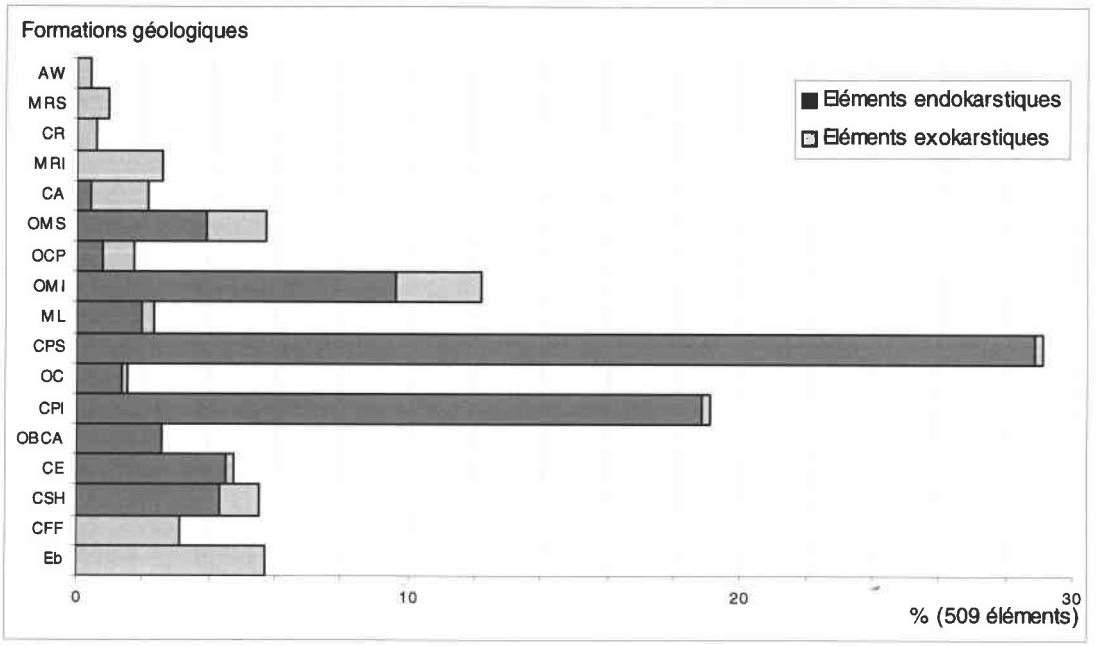
Pour s'en convaincre, on peut citer quelques cas concrets. En ce qui concerne le Bajocien supérieur tout d'abord :

- le secteur des plateaux comprend des grandes carrières ou tranchées dénuées de formes karstiques : Malzey à Aingeray (où peu d'affleurements subsistent malheureusement), le Chanot à Bicqueley, ou encore le versant de la Moselle en contrebas de la Forêt de Natrou à Liverdun. Un contre-exemple est donné toutefois par les carrières des Rays à Gondreville, bien fournies en morphologies ;
- dans le secteur des vallées, les deux situations existent également : les carrières des Rays à Frouard ne comportent pas de morphologies karstiques, au contraire de celles de Champ le Bœuf à Laxou ou de la Côte de Lingoute à Pierre-la-Treiche.

Les affleurements du Bajocien moyen livrent en revanche toujours au moins quelques formes, même hors zone fluviatile (exemple de la carrière de Viterne, légèrement au sud du secteur considéré, et de toutes les petites corniches des vallons secs). Dans les vallées, la fréquence est décuplée : Chaligny, Maron, Villey-le-Sec, Pierre-la-Treiche, ...

Pour le Bajocien inférieur, la relative pauvreté des observations est moins évidente à justifier, du fait d'affleurements globalement plus petits et moins nombreux. Mais les exemples des " Roches de Messein " et de carrières à Ludres, Villey-le-Sec ou Viterne permettent de présager une faiblesse naturelle de la karstification dans ces couches.

En dehors de ces considérations, le taux de karstification nettement plus faible des formations bathoniennes-calloviennes par rapport aux bajociennes s'explique aisément par la nature lithologique. Aux marnes et calcaires marneux s'opposent naturellement les assises beaucoup plus calcaires. Pour cette raison, seules des formes exokarstiques caractérisent les couches bathoniennes-calloviennes (figure IV.11). Les éboulis sur Toarcien ne rassemblent, quant à eux, que des éléments karstiques du type émergence, tout comme la base du Bajocien inférieur (Conglomérat et Formation ferrugineuse).



Légende (*cf.* Le Roux et Renaud, 1985) : Eb = éboulis bajociens sur le substratum toarcien ; CFF = Conglomérat et Formation ferrugineuse (Aalénien) ; CSH = Calcaires sableux de Haye (Bajocien inférieur) ; CE = Calcaires à entroques (Bajocien inférieur) ; OBCA = Oolithe blanche à *Clypeus angustiporus* (Bajocien inférieur) ; CPI = Calcaires à polypiers inférieurs (Bajocien moyen) ; OC = Oolithe cannabine (Bajocien moyen ; CPS = Calcaires à polypiers supérieurs (Bajocien moyen) ; ML = Marnes de Longwy (Bajocien supérieur) ; OMI = Oolithe miliaire inférieure (Bajocien supérieur) ; OCP = Oolithe à *Clypeus ploti* (Bajocien supérieur) ; OMS = Oolithe miliaire supérieure (Bajocien supérieur) ; CA = Caillasse à *Anabacia* (Bathonien inférieur) ; MRI = Marnes à rhynconelles inférieures (Bathonien inférieur à supérieur) ; CR = Caillasse à rhynconelles (Bathonien inférieur à supérieur) ; MRS = Marnes à rhynconelles supérieures (Bathonien inférieur à supérieur) ; AW = Argiles de la Woëvre (Callovien).

Figure IV.11 - Répartition numérique des éléments endokarstiques et exokarstiques du plateau central de Haye, en fonction des formations géologiques.

A l'intérieur de ces divisions principales, des différences apparaissent en fonction de l'épaisseur et des faciès des couches considérées.

Ainsi, l'Oolithe blanche à *Clypeus angustiporus*, l'Oolithe cannabine, les Marnes de Longwy et la Caillasse à *Anabacia* ne dépassent pas 4 m de puissance (il en est de même pour les Polypiers de Husson que l'on n'a pas distingué de l'Oolithe miliaire supérieure). Dans une grande majorité des cas, les formes karstiques qui affectent ces strates appartiennent conjointement aux formations sous- ou sus-jacentes (exemple de la plupart des grottes). On ne les prendra donc pas en compte.

Les autres couches bajociennes ont toutes plus de 10 m d'épaisseur. Les Calcaires à polypiers supérieurs et inférieurs présentent le taux de karstification maximal, avec respectivement 29 et 19 % du total des éléments. Les calcaires oolithiques homogènes (Oolithes miliaires inférieure et supérieure) viennent en deuxième position, avec 12 et presque 6 % des éléments. Ils sont suivis de près par les Calcaires à entroques et sableux du Bajocien inférieur (environ 5 % chacun). L'Oolithe à *Clypeus ploti* constitue la formation la moins karstifiée (moins de 2 %).

Quelles caractéristiques lithologiques, structurales et/ou tectoniques peuvent expliquer ces variations ?

Rappelons (*cf.* chapitre I) que les éléments karstiques naissent au droit de discontinuités ouvertes et en connexion (Quinif, 1998a). Celles-ci affectent en priorité les **roches les plus compétentes** [7], lors des mouvements tectoniques, c'est-à-dire les **Calcaires à polypiers dans leur ensemble et certains bancs oolithiques à ciment cristallin**. De fait, on a pu constater sur le terrain que les lithoclases des strates oolithiques gélives, étaient fréquemment fermées ou peu ouvertes, et localement rares (exemple : carrière des Rays à Frouard). Dans le compartiment tectonique nancéien, la rareté des diaclases est une caractéristique du Bajocien supérieur dans son ensemble, par rapport aux parties moyennes et inférieures de l'étage (Gamez, 1988).

En présence de lits marneux intercalés, les fractures s'interrompent également d'un banc calcaire à un autre. Les strates bioclastiques non compactes provoquent le même effet. On rencontre ces lits marneux et strates biodétritiques dans l'Oolithe à *Clypeus ploti* qui n'est constituée que de ce type de roches (exemple : sommet de la carrière des Rays à Frouard), les deux Oolithes miliaires (exemples : carrières des Rays à Gondreville et de la Ferme Sainte-Anne à Sexey-aux-Forges) et même au sommet des Calcaires à polypiers inférieurs (exemples : Grotte de la Nuit à Pierre-la-Treiche ou carrières sous la Treiche).

Les Calcaires récifaux possèdent, par ailleurs, une hétérogénéité lithologique plus importante que les autres formations. En effet, les massifs de polypiers sont entourés de roches variées : entroquites, calcaires bioclastiques, oolithiques et sublithographiques (Steiner, 1980). Dans les Calcaires à polypiers inférieurs, les biohermes sont eux-mêmes constitués d'une matrice biodétritique argileuse. Les Calcaires à polypiers supérieurs sont plus pauvres en argile et plus homogènes (biostromes et boules dispersées dans des biocalcarénites oolithiques, des entroquites ou des calcaires coquillers ; Steiner, *ibid.*). En outre, les coraux possèdent des recristallisations plus nombreuses que les autres calcaires (Steiner, renseignement oral). L'hétérogénéité lithologique multiplie les contacts par joints et fragilise la formation lors de la diagenèse (fractures de tassement aux bords des massifs coralliens ; Steiner, renseignement oral) et pourra s'en ressentir lors des mouvements tectoniques ultérieurs.

Enfin, pour les deux principales couches du Bajocien inférieur – moins bien connues –, on peut avancer les explications suivantes. Le caractère détritique des Calcaires sableux de Haye n'apparaît pas favorable à la karstification, tandis que les Calcaires à entroques semblent assez proches des Oolithes miliaires d'un point de vue de son homogénéité lithologique, et donc peut-être peu fracturés. Néanmoins, on peut également invoquer leur position stratigraphique. Situées à la base de l'aquifère bajocien, ces couches se trouvent plus souvent que les autres dans la zone noyée, où le renouvellement de l'eau sous-saturée en carbonates (*i.e.* corrosive) est lent.

Toutes ces caractéristiques permettent d'expliquer partiellement la **prédominance des éléments karstiques dans les Calcaires à polypiers et notamment ceux supérieurs**. Les diverses formations ont subi les mêmes contrecoups des mouvements tectoniques tertiaires (*cf.* chapitre II), mais toutes n'ont pas réagi de la même manière, en fonction de leur constitution lithostructurale.

Pour terminer, on notera que les différences de karstification enregistrées dans les couches bathoniennes sont faibles et ne peuvent être interprétées.

- Les données morphologiques.

L'examen de la répartition statistique des éléments karstiques (figure IV.12) montre que les diaclases corrodées constituent les éléments karstiques franchement majoritaires (43 %), loin devant le groupe des cavités *s.l.* pénétrables (16 %), les émergences (12 %), les cavités *s.l.* impénétrables (11 %) et les joints corrodés (9,5 %). Le reste des éléments apparaît négligeable, avec 2,5 à 3 % chacun de pertes, dolines et mardelles, et 0,5 % de structures de soutirage.

[7] C'est-à-dire « plus aptes à se rompre qu'à se déformer » (Foucault et Raoult, 2000, p. 78).

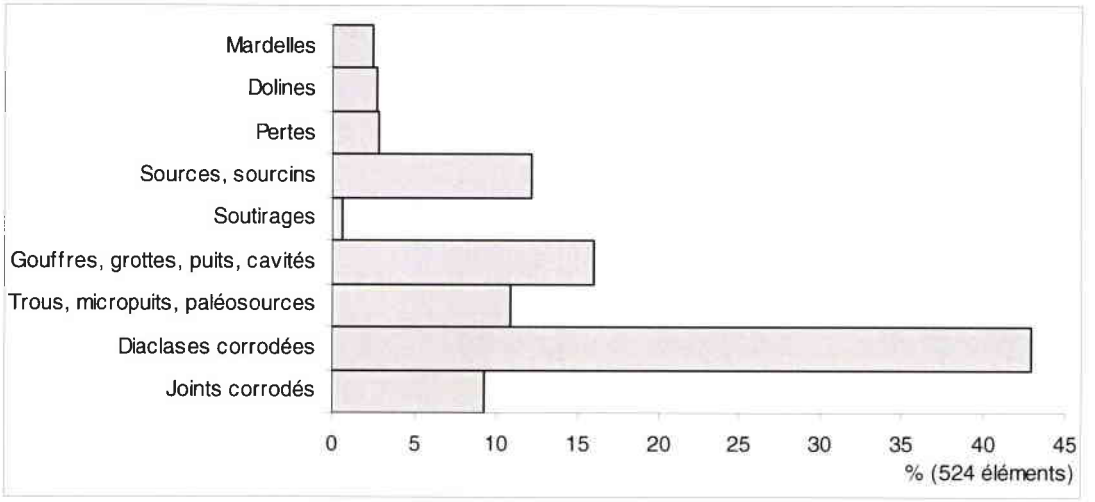


Figure IV.12 - Répartition numérique des divers éléments karstiques du plateau central de Haye.

Les faits marquants qui ressortent de ces chiffres sont :

- la domination très nette des morphologies endokarstiques sur celles exokarstiques (80 et 20 % respectivement) ;
- pour l'endokarst seul, une grande majorité de formes impénétrables (diaclases, joints, cavités et soutirage représentent 80 %) ;
- pour l'exokarst, seulement le quart correspond à des morphologies (dolines et mardelles).

On peut clairement affirmer que **le plateau central de Haye recèle essentiellement un karst à petites morphologies souterraines**.

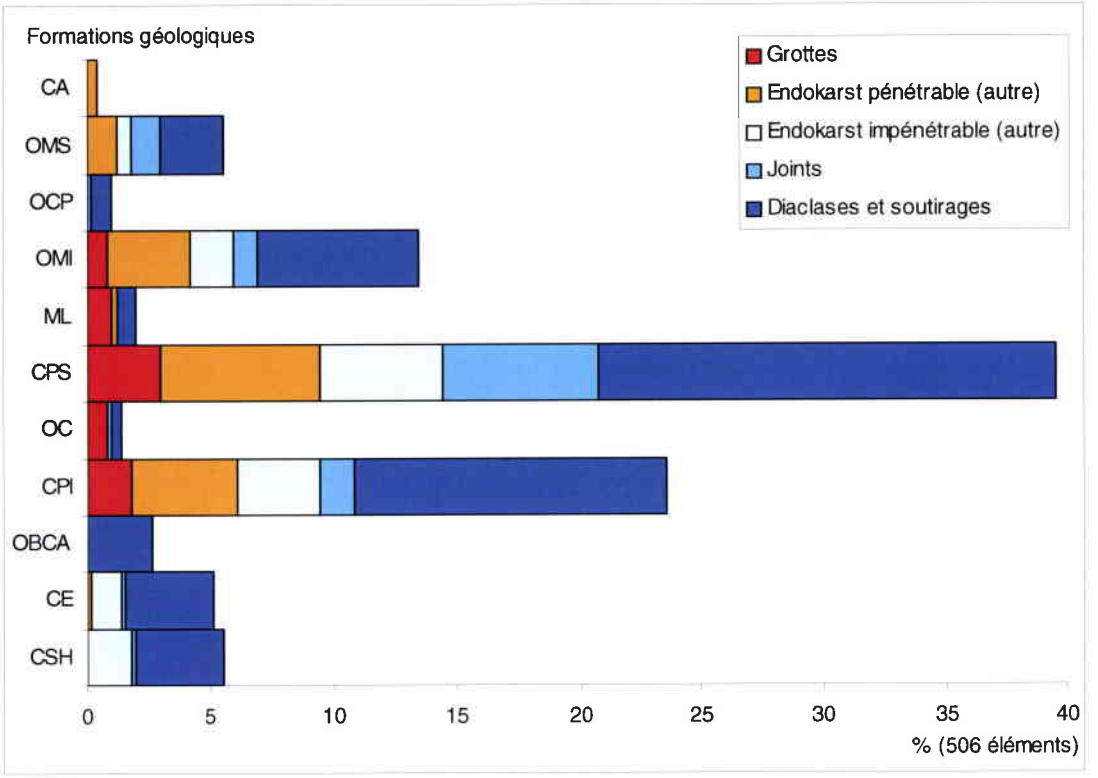
On a évoqué plus haut les relations entre exokarst ou endokarst et lithostratigraphie. Il est possible de les affiner pour les seuls éléments endokarstiques, qui représentent le groupe le plus important. Compte tenu de la faible quantité de certaines formes, il est préférable d'effectuer des regroupements à leur sujet, avant d'établir des corrélations. On a ainsi choisi de différencier les morphologies endokarstiques pénétrables et impénétrables en fonction de chaque formation géologique, et en mettant à part les grottes, les diaclases et les joints (figure IV.13).

Les relations globales font apparaître ce que l'on avait déjà évoqué dans la section IV.2.2.2., à savoir qu'aucune forme pénétrable n'est présente dans le Bajocien inférieur, à une exception près (il s'agit de la Grotte du Pimont). Inversement, les rares éléments endokarstiques du Bathonien inférieur sont pénétrables, mais ils ne sont pas significatifs car il s'agit de deux gouffres inscrits dans le Bajocien, ayant crevé la surface constituée par la Caillasse à *Anabacia*. Pour le Bajocien moyen et supérieur, la proportion de morphologies hypogées impénétrables domine à 75 et 70 % respectivement.

Dans le détail stratigraphique, les petites couches (< 4 m) comportent deux types de formes :

- des cavités *s.l.* qui sont développées dans les formations sous- et/ou sus-jacentes et affectent localement l'Oolithe cannabine et les Marnes de Longwy (comme la Caillasse à *Anabacia*) ;
- des diaclases qui peuvent se prolonger dans les formations sous- et/ou sus-jacentes.

Un seul exemple de morphologie endokarstique propre à l'une de ces petites couches a été repéré ; il s'agit d'anastomoses de joint de stratification situées dans l'Oolithe cannabine.



Légende des formations géologiques : voir figure IV.11.

Figure IV.13 - Répartition numérique des divers éléments endokarstiques du plateau central de Haye, en fonction des formations géologiques.

Parmi les formations plus épaisses, l'Oolithe à *Clypeus ploti*, les Calcaires à entroques et les Calcaires sableux de Haye présentent les mêmes formes : une grande majorité de diaclases, une minorité ou pas d'autres morphologies impénétrables et très peu de joints. L'aptitude à la karstification très mauvaise, et compréhensible, des marno-calcaires de l'Oolithe à *Clypeus ploti* est en fait imitée de manière moins flagrante par l'ensemble du Bajocien inférieur.

Pour le reste des formations épaisses (Calcaires à polypiers inférieurs et supérieurs et Oolithes miliaires inférieure et supérieure), les proportions d'endokarst pénétrable/impénétrable (dont diaclases et joints) sont à peu près équivalentes, par rapport aux quantités totales d'éléments. Ces quatre couches semblent donc avoir un comportement karstogénétique identique, en dépit de leurs propensions différenciées à la karstification. Quelques détails notables apparaissent toutefois :

- l'Oolithe miliaire supérieure ne contient pas de grottes (ni de puits d'ailleurs) ;
- l'Oolithe miliaire inférieure et les Calcaires à polypiers inférieurs recèlent peu de joints à anastomoses par rapport à leurs " équivalents " supérieurs.

On peut raisonnablement mettre cette dernière observation en rapport avec la diagenèse qui a affecté ces différentes roches, et écarter une influence tectonique postsédimentaire. Néanmoins, on ne peut l'expliquer réellement en l'état actuel de nos connaissances.

Par ailleurs, on a pu constater que les anastomoses des calcaires oolithiques homométriques (oolithes III de Castaing et Geisler, 1972) se développent dans les bancs compacts à ciment cristallin (figure IV.14 et *cf.* figure IV.10) et non dans les strates gélives.

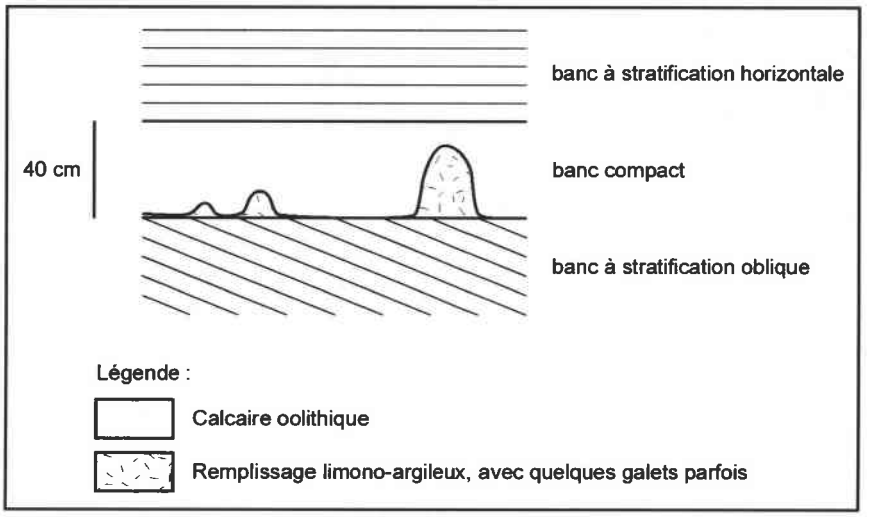


Figure IV.14 - Anastomoses de joint de stratification développées dans l'Oolithe miliaire supérieure (carrière de la Côte de Lingoute - Pierre-la-Treiche - 863,850 - 1110,850 - 256,0).

Est-ce que toutes ces analyses se vérifient dans les secteurs voisins du plateau central de Haye ? En l'absence de prospection systématique, on ne peut qu'établir des généralités.

Pour le plateau septentrional de la Haye, une majorité d'éléments karstiques se trouvent dans les terrains du Bathonien inférieur et du Bajocien supérieur (notamment l'Oolithe miliaire supérieure et l'Oolithe à *Clypeus ploti*). Secondairement, les Calcaires à polypiers supérieurs apparaissent, tandis que le Bajocien inférieur et l'Aalénien sont peu marqués par la karstification.

Cet état des choses s'explique aisément des façons suivantes :

- la zone considérée se situe dans l'axe du " synclinal " de Savonnières - Dieulouard, qui provoque l'affleurement de couches géologiques plus jeunes que sur le plateau central de Haye ;
- une majorité d'éléments recensés est bibliographique et exokarstique (dolines-pertes, gouffres-pertes, sources), au droit de contacts lithostratigraphiques (Bathonien sur Bajocien ou dans les marno-calcaires de l'Oolithe à *Clypeus ploti*) ;
- la lithostratigraphie peu changeante par rapport à la Haye centrale, implique une karstification notable des Calcaires à polypiers, qui doit être plus importante en réalité ;
- la faiblesse du Bajocien inférieur et de l'Aalénien, que l'on pourrait voir représentés par les sources, est due en partie à la grande faille de Dieulouard qui met le Bajocien moyen au contact avec le Lias, précisément à l'endroit du niveau de base local (vallée de la Moselle).

En ce qui concerne le plateau méridional de Haye, il apparaît une meilleure concordance karsto-lithologique avec la Haye centrale : les Calcaires à polypiers contiennent surtout les morphologies endokarstiques et le Bajocien supérieur est affecté par les phénomènes d'émergence et d'inversac. Le continuum lithostratigraphique avec le secteur voisin de la « Boucle de la Moselle » explique cet état de fait.

Conclusion de la section IV.3.1.1.

Pour résumer, on constate dans l'ensemble des régions considérées que des préférences lithostratigraphiques à la karstification se dégagent. **Les facteurs prépondérants se rapportent aux types de roches, à leur répartition géographique et à leur agencement**

structural respectif. Mais la compétence différenciée des formations géologiques joue aussi un rôle important sur la fracturation, nécessaire à la karstification. Par ailleurs, l'étude détaillée du plateau central de Haye montre qu'il existe des corrélations entre les types d'éléments karstiques et les unités lithologiques.

Globalement, la Haye recèlent des formes karstiques de petite dimension. Les calcaires du Bajocien moyen et supérieur sont les plus fournis en morphologies, avec un aspect particulièrement favorable en ce qui concerne les Calcaires à polypiers, où l'on trouve la grande majorité des grottes.

IV.3.1.2. Considérations altitudinales et alluviales.

Dans cette section, on cherche à savoir si les éléments karstiques se localisent de manière préférentielle ou non selon certaines tranches altitudinales. L'objectif est de reconnaître d'éventuelles relations avec les niveaux fluviatiles des grands cours d'eau régionaux, qui seront étudiés en détail dans le chapitre V.

Cette question doit être envisagée sous deux aspects : l'un concerne la totalité des formes et objets ponctuels inventoriés, et l'autre se rapportera uniquement aux morphologies endokarstiques contenant des alluvions d'origine vosgienne.

Pour être significative, l'analyse doit être appliquée de préférence à un secteur relativement restreint, notamment pour le cas des remplissages alluviaux. En effet, si relation il y a, entre le karst et les formations épigées, l'évolution longitudinale notoire des altitudes des terrasses s'appliquera au domaine hypogé. C'est pourquoi, après une présentation altitudinale générale (figure IV.15), des divisions par grandes portions longitudinales de vallée seront opérées (figure IV.16).

Plus qu'avant encore, l'étude porte en priorité sur le plateau central de Haye.

♦ L'ensemble des éléments karstiques.

Globalement, on constate que les éléments karstiques se rencontrent à toutes les altitudes du plateau central de Haye, des plus hauts sommets au sud-est (maximum de 417 m atteint), jusque sous la vallée anaclinale de la Moselle (minimum = 177,6 m). Néanmoins, on peut déterminer des tranches altitudinales dont la fréquence est variable (figure IV.15) :

- **le maximum d'éléments se trouve entre 215 et 240 m** (pour une plage d'altitude de 5 m, la médiane est de 25 éléments, sur 462 au total) ;
- viennent ensuite les tranches 240-300 (Md = 12) et 300-345 (Md = 9) ;
- entre 345 et 395 m (Md = 5,5) et entre 175 et 215 m (Md = 3), on observe peu d'éléments ;
- et au-dessus de 395 m, ils sont rares.

Dans ces groupes, on distingue de nombreux modes statistiques (*cf.* figure IV.15).

On constate d'abord une correspondance entre les altitudes et les **lieux géographiques particulièrement riches en éléments karstiques** : Barrage d'Aingeray (Bois de la Claire), Pierre-la-Treiche, Fonds de la Flie, Villey-le-Sec, Ferme du Bois Monsieur, Fonds de Toul-Bellefontaine, Maron et Chaligny (*cf.* planche IV.2), de l'endroit le plus bas au plus élevé.

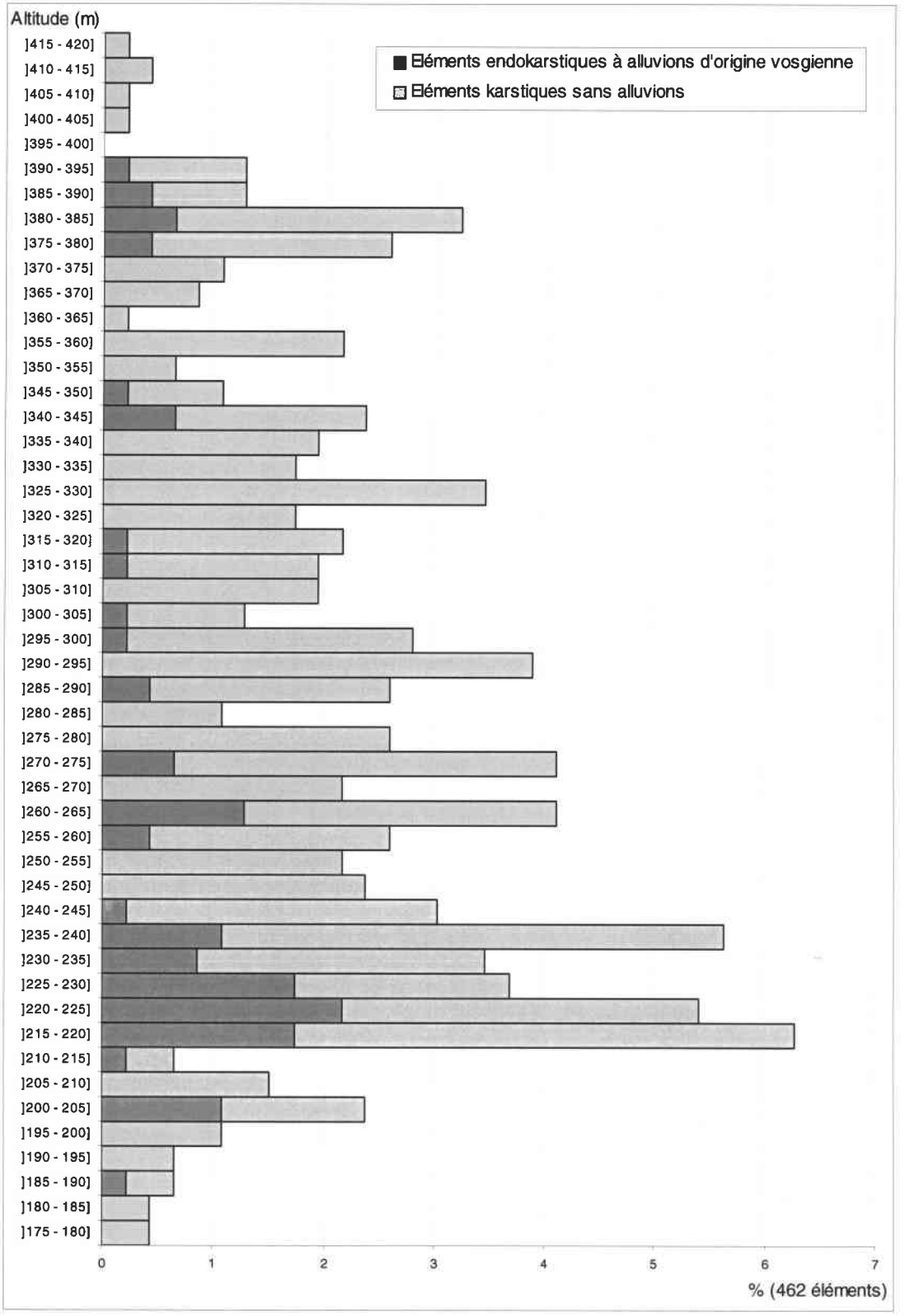


Figure IV.15 - Répartition numérique des éléments karstiques (à alluvions d'origine vosgienne et autres) du plateau central de Haye, en fonction de l'altitude.

Au-delà de cette corrélation purement descriptive, deux interprétations peuvent être apportées :

- l'**encaissement des vallées** par saccades plus ou moins régulières (*cf.* chapitre V) génère des **périodes de karstification privilégiées**, dont les nombreux modes statistiques altitudinaux rendent compte. On précisera cette analyse ci-après, lors de l'étude des remplissages alluviaux ;
- le contrôle principal de l'altitude est assuré par la **localisation des affleurements du Bajocien moyen**. Celle-ci décroît d'est en ouest, selon le pendage, dans les vallées cataclinales et anaclinales de la Moselle, mais reste à peu près constante en altitude dans les vallons orthoclinaux. Si les premières unités géomorphologiques (portions de vallées de la Moselle) déterminent donc un étalement vertical des éléments, les deuxièmes provoquent des " rassemblements " altitudinaux (modes secondaires).

On remarque par ailleurs une augmentation générale assez régulière de la karstification depuis les hautes vers les basses altitudes, à l'exclusion des extrêmes (plus de 395 m et moins de 215 m). Ce phénomène ne semble pas fortuit et doit correspondre à l'évolution positive d'un (ou de) facteur(s) karstogénétique(s) au cours du temps, qui sera (seront) évalué(s) ultérieurement.

Il en est de même de la chute brutale du nombre d'éléments karstiques en dessous de 215 m d'altitude. On se contentera pour l'instant de préciser que ce niveau altitudinal coïncide à peu près avec le lit majeur de la Moselle cataclinale à Pierre-la-Treiche, c'est-à-dire à la disparition des affleurements, naturels ou anthropiques, des assises calcaires vers l'ouest. De la même façon, à la limite de 395 m (400 en réalité, puisque seule l'altitude de base des diaclases est prise en considération dans le graphique de la figure IV.15) correspondent les plus hauts versants à corniches calcaires. Au-dessus, quelques carrières seulement permettent l'observation de morphologies karstiques.

◆ Les éléments endokarstiques à remplissage alluvial d'origine vosgienne.

L'examen spécifique des altitudes des formes endokarstiques où ont été observées des alluvions d'origine vosgienne, va permettre de préciser les interprétations. Rappelons-le, seules sont concernées les morphologies rencontrées dans les vallées de la Moselle et de la Meurthe, plus deux cas du secteur des plateaux (Cavité G. Gardet et sondage 229-3-112 de la Banque de données du sous-sol du BRGM). A l'exception de ces derniers et d'un autre forage (BRGM : 229-3-76), tous les remplissages, résiduels ou non, contiennent des sédiments siliceux grossiers (galets ou graviers).

Les formes hypogées à alluvions représentent 15 % de la totalité des éléments karstiques (figure IV.15) [8]. Globalement, les modes altitudinaux des deux échantillons statistiques correspondent. A côté du **pic fréquentiel principal, vers 220-225 m**, six autres possédant au moins trois morphologies se dégagent : à 200-205 m, 235-240, 260-265, 270-275, 340-345, et vers 380-385. D'un point de vue spatial, ils se rapportent tous aux mêmes endroits que ceux cités précédemment. Mais l'intérêt de l'étude particulière réservée à ces remplissages endokarstiques à matériaux siliceux, réside dans la corrélation qui existe entre leurs altitudes et les niveaux des formations alluviales (définis dans le chapitre V).

Afin de mieux percevoir cette relation en fonction des profils en long des talwegs rocheux des rivières, l'altitude a été reportée sur deux canevas longitudinaux, respectivement situés au sud et au nord du parallèle 1115 du carroyage Lambert I (figure IV.16 ; les noms des formations seront explicités dans le chapitre V).

[8] On peut signaler vers 410 m d'altitude, dans une ancienne carrière exploitant l'Oolithe blanche à *Clypeus angustiporus*, une observation réalisée par P. Maubeuge (1944b), de quelques galets de quartz englobés dans les roches bajociennes. Vraisemblablement synsédimentaires d'après l'interprétation de l'auteur, les matériaux allochtones faisaient-ils partie d'un conglomérat de remplissage karstique ?

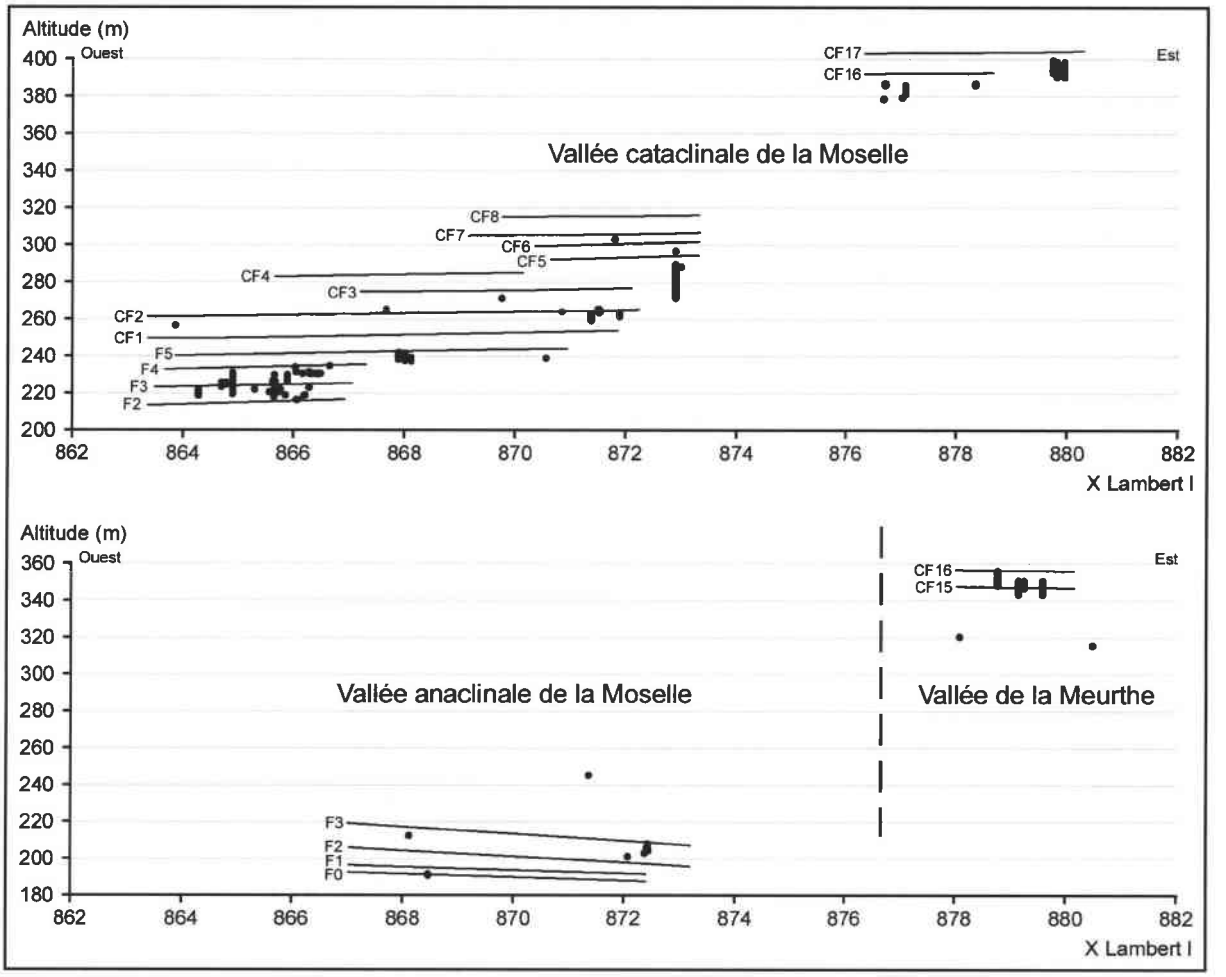


Figure IV.16 - Localisation altitudinale des éléments karstiques à alluvions d'origine vosgienne ; relation avec les talwegs rocheux de diverses unités fluviatiles (représentation simplifiée ; *cf.* chapitre V).

Dans les trois portions de vallées, de la Moselle et de la Meurthe, il apparaît des **corrélations entre niveaux " karstiques " et fluviatiles**. Des concentrations d'éléments endokarstiques à remplissages alluviaux se situent souvent à une altitude légèrement inférieure à un bed-rock fluviatile, comme les observations géomorphologiques de terrain l'avaient montré (et avaient permis de présumer un karst sous-fluvial).

Logiquement, on ne peut mettre en relation avec des niveaux fluviatiles, les quelques morphologies du secteur des plateaux contenant du sable siliceux.

Il reste donc à trouver des arguments complémentaires de la géomorphologie pour confirmer le rapport étroit entre les niveaux de karstification privilégiée et l'étagement des formations alluviales. Ce sera l'objet de la troisième partie, dans laquelle on s'attachera surtout à étudier les nombreuses cavités *s.l.*, qui sont proches des unités fluviatiles encadrant la capture de la Moselle (autour des formations F3 à F5 ; *cf.* chapitre II).

L'analyse détaillée des altitudes des régions voisines de la Haye centrale n'est pas envisageable, en raison du manque d'objets statistiques.

Pour le plateau de Haye septentrional, le karst dominant consiste en des ensembles de pertes et d'émergences. Seules les extrémités du système hydrokarstique sont connues. Par conséquent, la distribution des altitudes des éléments karstiques est essentiellement bimodale (environ 240-270 m et 175-195 m d'altitude). Mais le passage ancien de la Meurthe laisse la possibilité de découvrir des structures de karstification sous-fluviale similaires à ce que présente la bordure orientale de la Haye centrale. On peut rappeler, à ce propos, un cas de remplissage alluvial endokarstique décrit dans le secteur, à Marbache (Petitgand, 1972), sous une ancienne formation alluviale de la Forêt entre deux Chemins (base vers 310 m d'altitude).

Sur la Haye méridionale, les systèmes pertes-émergences s'appliquent également, mais quelques jalons morphodynamiques intermédiaires en relation avec les circulations souterraines existent dans le cas de l'Aroffe. Les dénivelées globales sont un peu plus fortes que pour le plateau septentrional, avec des répartitions altitudinales à 320-350 et 220-250 m. Le contexte orographique local est ainsi très favorable à la karstification.

IV.3.2. Modalités et modes de karstification.

Lors de l'étude spatiale des éléments karstiques (§ IV.2.), synthétisée dans le tableau IV.2, on a mis en évidence un certain nombre de modes de karstification probables, traduisant des **systèmes karstiques binaires** (figure IV.17). A partir de ces premières interprétations, on peut établir une synthèse du fonctionnement de la karstification, dans le temps et l'espace, en y apportant quelques précisions. Compte tenu de leurs caractères karstologiques différents, les zones des plateaux et des vallées seront à nouveau disjointes.

Région			Zone d'infiltration	Zone de concentration	Zone d'émergence
Haye septentrionale (plateaux)		Eléments fonctionnels	Pertes et morphologies		Sources
		Eléments hérités		Quelques morphologies	
Haye centrale	Secteur des plateaux	Eléments fonctionnels	Quelques pertes et morphologies		Sources
		Eléments hérités	Rares morphologies	Nombreuses petites morphologies	Rares morphologies
	Secteur des vallées	Eléments fonctionnels		? (sondages)	
		Eléments hérités	Quelques morphologies	Grottes et nombreuses autres morphologies	
Haye méridionale (plateaux)		Eléments fonctionnels	Pertes et inversacs	Quelques grottes	Sources et inversacs
		Eléments hérités		Quelques morphologies	

NB : cellules grisées = pas d'éléments observés.

Tableau IV.2 - Caractéristiques karstiques principales des différents secteurs étudiés.

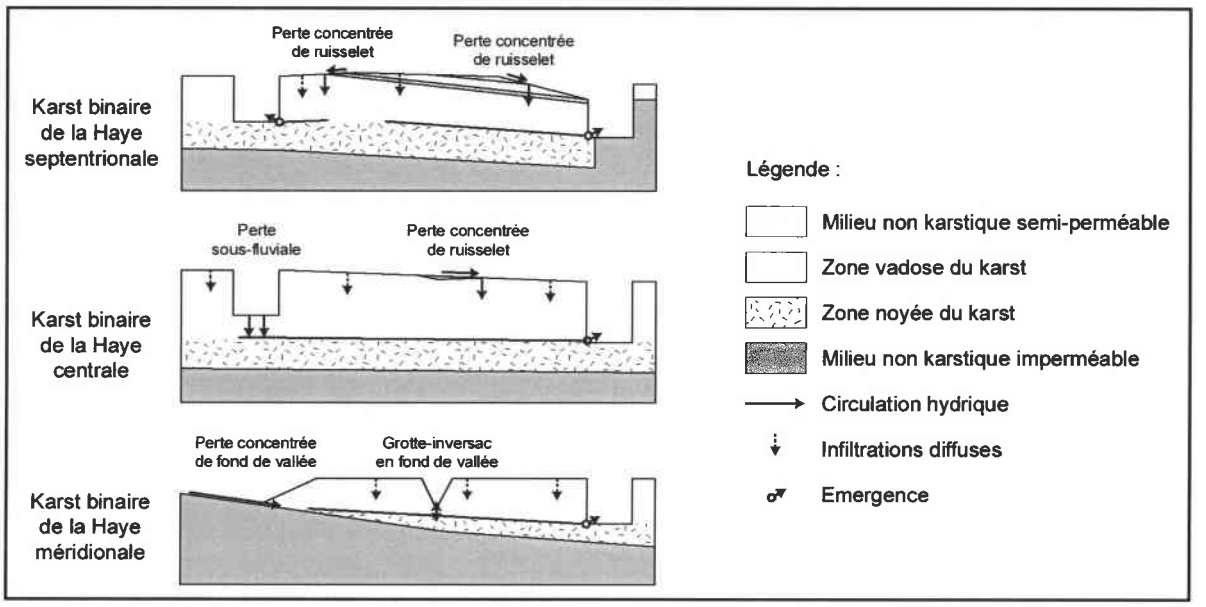


Figure IV.17 - Représentation schématique des types de fonctionnement karstique binaire actuel, et en partie hérité, dans les différents secteurs de la Haye.

IV.3.3.1. Les secteurs des plateaux.

Dans ces secteurs des plateaux, on inclut l'ensemble des éléments karstiques dont la genèse est liée à un fonctionnement indépendant des grands cours d'eau allochtones.

Seule la Haye méridionale présente des **composantes fonctionnelles caractéristiques de toutes les zones du système karstique** (*cf.* tableau IV.2), avec le parcours souterrain de l'Aroffe, bien étudié d'un point de vue hydrogéologique (Thillay, 1979 ; Le Roux et Salado, 1980 ; Wehrli, 1996).

Au regard de la géomorphologie régionale, on est en présence d'une percée hydrokarstique de la catégorie 1a (*cf.* chapitre I), c'est-à-dire affectant des bassins versants de deux fleuves différents. Quelques périodes de hautes eaux voient le cours subaérien de l'Aroffe reprendre ses droits en direction de la Meuse, mais la capture souterraine active, au profit du bassin de la Moselle, est déjà largement amorcée. La structuration encore insuffisante du système karstique peut expliquer ce fonctionnement bimodal. Les pertes impénétrables ne peuvent absorber davantage qu'une certaine quantité d'eau, et surtout, l'ensemble de la " nappe " remonte jusqu'à ce que les écoulements hypogés puissent s'évacuer par les objets-phénomènes d'inversac. Quelques-unes de ces formes font office de regards pénétrables sur le cours souterrain de l'Aroffe. Elles permettent de se rendre compte de l'aspect encore imparfaitement structuré de ce dernier.

Il est intéressant de noter que le réseau karstique le plus important qui soit connu (Trou du Fond de la Souche) se situe à l'amont du système hydrokarstique, là où le débit de la rivière hypogée n'est pas au maximum de ses capacités. C'est en effet aux émergences que l'on devrait observer les principaux vides souterrains et notamment aux Sources de la Rochotte (Wehrli, 1996). Celles-ci n'ont pas révélé de zone noyée siphonnante (Lebel, 1992), empêchant l'accès au collecteur supposé (cas du Rupt du Puits, dans le Barrois ; Jaillet, 2000b).

Toutefois, une autre explication est donnée par la présence de la reculée du Site de Vaux, à proximité des principales sources actuelles de l'Aroffe souterraine (*cf.* planche IV.2). Aucune morphologie karstique n'a été

reconnue au fond de cette reculée désactivée, en raison d'imposants tabliers de grèze et de groize sur la totalité de ces versants. Néanmoins, il est probable qu'elle ait été créée par une importante paléoémergence, que l'on peut attribuer au système de l'Aroffe. Une migration des exutoires depuis cette reculée vers la vallée de la Moselle a donc dû se produire, à la suite d'une accélération de l'encaissement du niveau de base fluviatile.

Si tel est le cas, la mise en place d'une nouvelle structuration à l'aval du système a été nécessaire et peut expliquer, conjointement à l'ennoyage du secteur aval (Wehrli, 1996), la remontée de la " nappe " d'eau souterraine vers les points d'inversac et la persistance d'écoulements subaériens temporaires, lors de fortes précipitations sur le bassin versant hydrogéologique.

Pour les deux autres secteurs du plateau de Haye, la zone de concentration des écoulements souterrains actuels n'est pas connue, et **seules les entrées et sorties des systèmes karstiques peuvent être analysées**. Inversement, les éléments hérités, visibles aujourd'hui en zone d'infiltration, appartiennent surtout à **une paléozone de concentration**, tandis que les anciennes zones d'infiltration et d'émergence sont peu représentées par les morphologies désactivées.

En principe, la tranche du substratum la plus favorisée par la karstification est située en subsurface (*cf.* Lacroix *et al.*, 2002), où les processus de détente mécanique se produisent, et notamment lorsqu'il existe des sols acides, tels les sols bruns lessivés en Forêt de Haye (pH de 5 à 6 ; Gury, 1972 ; Bigorre, 1995). La **zone d'infiltration** du karst est en outre le siège d'une dissipation maximale d'énergie potentielle, fonction de la valeur du gradient hydraulique (Quinif, 1998a). C'est donc là que se développent généralement les plus gros volumes de vides karstiques des plateaux.

Dans ce domaine d'introduction des flux (*cf.* Rodet, 1992a, 1997), deux cas de figures existent :

- l'infiltration diffuse de l'eau dans le massif calcaire peut être drainée dans la zone épikarstique (Mangin, 1974-1975 ; Bakalowicz, 1995, 1999) vers des points d'enfouissement préférentiel (exemple du Trou du Père Maire) ;
- l'absorption concentrée d'un ruissellement de surface peut se produire à la faveur d'un contact lithostratigraphique (*cf.* Gamez, 1995 ; Jaillet, 1999a, 2000b ; Lejeune, 2000). Des morphologies y sont parfois associées.

Ceci dit, sur notre terrain d'étude, **les pertes sont souvent diffuses et aucun réseau spéléologique n'est connu au niveau de ces endroits privilégiés**, ce que nous attribuons avant tout à la nature lithologique et à la structure du substratum. En effet, dans un milieu de plateaux boisés entourés de vallées encaissées, les énergies hydrodynamiques et chimiques nécessaires à la karstification ne font pas défaut. L'absence de couverture semi-perméable – jouant un rôle de compresse humide et de collecteur des eaux avant l'infiltration (*cf.* Bonte, 1963 ; Gamez, 1995 ; Jaillet, 1999a, 2000b ; Lejeune et Devos, 2001 ; Bruxelles, 2001b) – sur la plus grande partie des plateaux calcaires, ne suffit pas à expliquer la faiblesse des formes karstiques de la zone d'infiltration. Car au droit des contacts lithostratigraphiques actuels, les phénomènes karstiques sont également très limités, ce qui ne peut être interprété par un recul trop rapide du recouvrement marneux (exemple du contact de la Route Neuve, pérennisé par une faille). Il faut donc rechercher cette indigence karstique des plateaux dans **une défaillance de l'énergie mécanique**.

La surface du plateau de Haye est majoritairement constituée par les calcaires oolithiques du Bajocien supérieur (Oolithe miliaire supérieure et Oolithe à *Clypeus ploti* notamment). Or, on a montré leur hétérogénéité faciologique et microfaciologique, qui gêne une fracturation continue des assises carbonatées. Ce fait s'applique en particulier au plus important contact lithostratigraphique du milieu considéré : le recouvrement bathonien sur les couches bajociennes.

Ainsi, les infiltrations d'eaux météoriques ou de ruissellement génèrent uniquement des élargissements de diaclases et de joints de stratification dans les strates à discontinuités ouvertes. Les processus de dissolution

s'appliquent d'autant mieux dans ces bancs que la couche sous-jacente à fissures fermées doit bloquer les écoulements et induire des micronappes où l'eau se charge en carbonates. La capacité corrosive ne progresse donc que très lentement en profondeur, au rythme de la dissolution de quelques discontinuités, un tant soit peu ouvertes, des bancs les moins favorables à la karstification (*cf.* figure IV.10). Car plus les diaclases sont larges, moins les contacts de l'eau avec la roche sont importants et plus l'élément liquide peut circuler rapidement en profondeur, évacuer les insolubles et faire évoluer la corrosion au sein du massif (Mangin, 1974-1975 ; Fourneaux, 1994 ; Lacroix *et al.*, 2002). Mais si les insolubles contenus dans les calcaires prennent une proportion localement un peu plus forte (exemple de l'Oolithe à *Clypeus ploti*), la progression verticale de la dissolution en sera encore ralentie.

Ces conditions géologiques peuvent expliquer que **la majorité des morphologies endokarstiques héritées** (diaclases, joints de stratification et trous impénétrables corrodés, essentiellement) **révèlent une genèse en milieu noyé et épinoyé** et semblent peu retouchées par la dissolution récente. Les circulations hydriques à dominante verticale restent apparemment diffuses et faibles, dans la plus grande partie de la zone d'infiltration. Certains " micropuits " rencontrés peuvent témoigner de la réutilisation de diaclases corrodées, par des écoulements de transit vertical.

Entre la zone noyée et la zone vadose, l'interface épinoyée, alternativement ennoyée et aérée (Audra, 1997a), est le siège de phénomènes de dissolution généralement exacerbés (*cf.* § IV.2.2.2.). On peut ainsi attribuer la formation des rares cavités, ainsi que des anastomoses de joints de stratification, à ce " battement de nappe ".

Actuellement active à grande profondeur, au droit de discontinuités ouvertes, la dissolution reproduit un schéma qui a affecté toute l'épaisseur des assises carbonatées, au fur et à mesure de l'abaissement des niveaux piézométriques, dicté par l'encaissement des vallées principales au cours du temps. La création de nouvelles morphologies s'effectue lentement, au rythme du renouvellement de l'eau de la " nappe " souterraine.

Pas plus que les formes karstiques d'absorption ne sont développées, les morphologies de la **zone de restitution des flux** (*cf.* Rodet, 1992a, 1997) n'apparaissent évoluées et hiérarchisées. Les sources actuelles sont toutes impénétrables et une seule cavité a pu être interprétée comme une paléoémergence (Cavité du Pimont). Force est de constater que la dissipation de l'énergie hydrodynamique ne joue pas son rôle, c'est-à-dire que **la concentration des écoulements souterrains n'est pas perceptible, sauf pour la Haye méridionale**. En somme, les émergences doivent assurer une vidange directe des " nappes " d'eau souterraine, par l'intermédiaire d'une multitude de petits conduits. Elles répondent à une très grande anisotropie des massifs étudiés, déjà décelée dans la zone d'infiltration.

Pourtant, un fait apparaît plutôt paradoxal : on note une absence de travertins au niveau des sources, ce qui atteste d'une sous-saturation des eaux en $CaCO_3$. Cette constatation implique des circulations hypogées assez rapides ou un concrétionnement dans le milieu souterrain, et donc, dans les deux cas, une perméabilité appréciable.

IV.3.3.2. Le secteur des vallées.

Au cours de leur histoire, la Moselle et la Meurthe, rivières issues des Vosges, ont balayé une surface assez importante des plateaux de Haye et des Hauts de Meuse. L'espace délimité par la présence des formations alluviales à matériaux siliceux de ces grands cours d'eau allochtones constitue cette zone dénommée " secteur des vallées " (planche IV.2). Sa différenciation par rapport aux milieux connexes tient à la singularité du karst que l'on y rencontre, de par la spéléogenèse que l'on peut déceler. Cette dernière est exprimée avant tout par une valeur autrement plus importante des volumes souterrains, mais également, ce qui va de pair, par des morphologies et remplissages endokarstiques plus variés.

Ces formes que nous décrivons, créées en zone noyée et épinoyée, sont présumées correspondre à un **karst sous-fluvial** (Quinif, 1998a, 1999a, 2002), développé comme son nom l'indique sous une vallée. On peut le dénommer également **" karst infratalweg "**, pour traduire la localisation plus générale des réseaux souterrains, bien qu'ils se développent également sous les versants et les plateaux, à partir des vallées.

Essentiellement reconnu après incision des cours d'eau et recoupement des cavités *s.l.*, ce type de karst s'effectue dans un contexte d'héritage géomorphologique, qui peut être lu en retour par l'intermédiaire des caractéristiques endokarstiques (*cf.* troisième partie). Les étapes de la création de ce karst sous-fluvial ne pourront être précisées qu'après les recherches morphosédimentaires de la troisième partie, mais d'ores et déjà on peut soupçonner :

- une phase initiale de spéléogenèse en régime noyé ;
- une période de transition caractérisée par l'agrandissement des vides en zone noyée ;
- une ultime phase de fonctionnement majeur en zone épinoyée.

Au sens strict, la détermination du karst infratalweg se rapporte uniquement aux deux dernières phases, puisque l'on considère que le rôle de la rivière de surface prend le pas sur celui de la " nappe " d'eau souterraine.

L'influence épigée sur le milieu souterrain n'est d'ailleurs pas tant fluviale, c'est-à-dire liée au cours d'eau proprement dit, que fluviatile, associée à l'eau contenue dans les alluvions. En effet, ce sont surtout les **formations alluviales à matériaux siliceux qui commandent la karstification sous-jacente**, comme le prouve l'exacerbation volumique des vides dans ces vallées allochtones, par rapport aux vallées autochtones ou subautochtones. Elles se comportent comme une couverture sédimentaire sur les calcaires, jouant un rôle de compresse humide constamment imbibée. Le type de matériaux (siliceux) et le renouvellement régulier de l'eau de la nappe phréatique contenue dans les alluvions sont des éléments *a priori* favorables aux processus de dissolution du substratum carbonaté (*cf.* Remy, 1932, qui mentionnait déjà le rôle des « eaux acides » de la Moselle sur le cavernement).

On note toutefois avec surprise que l'eau des nappes alluviales de la Moselle n'est pas forcément plus acide que celle des nappes alluviales à matériaux carbonatés ou celle des calcaires bajociens. Les valeurs de pH respectives sont de 7 à 8,9, 7,15 à 7,9 et 7,1 à 8,3 (d'après diverses fiches du BRGM ; *cf.* tableau III.2). Ce sont les sols des formations alluviales de la Moselle qui possèdent une acidité marquée (pH de 4 à 6 ; Caillier, 1977), mais en fond de vallée, les infiltrations à travers des sols peu évolués, sont probablement minimes par rapport aux apports fluviaux.

Un second facteur essentiel entre en considération dans l'élaboration du karst infratalweg et sa distinction des processus lents de dissolution en zone noyée. Il s'agit de l'énergie hydrodynamique potentielle, qui combine un gradient hydraulique et un débit liquide (Quinif, 1998a). A l'inverse des systèmes pertes-émergences des plateaux où la dénivelée est forte et les débits généralement faibles, le **karst sous-fluvial admet globalement des volumes d'eau plus importants et un gradient hydraulique moindre** (Quinif, 1999a).

A côté de ce karst principal et spécifique des vallées, le secteur peut receler des **formes épikarstiques** développées sous couverture alluviale. Plus discontinues dans l'espace que les morphologies du karst infratalweg, elles prennent naissance à la suite de l'encaissement des vallées et de la création des terrasses fluviatiles. De ce fait, on peut imaginer une réutilisation de l'ancien endokarst et des retouches plus ou moins poussées, mais vraisemblablement pas jusqu'à disparition des caractères sous-fluviaux hérités.

La genèse de l'épikarst sous-alluvial procède d'un mélange de facteurs propres au karst infratalweg (rôle des formations alluviales à matériaux siliceux) et au karst sous couverture active (terrain de recouvrement semi-perméable, collecteur et redistributeur, avec étalement dans le temps, des eaux météoriques, et présence d'un gradient hydraulique important).

Conjointement, des **morphologies cryptokarstiques** discrètes se développent également, en créant des champs de dépressions sous les formations superficielles, comme dans le secteur des plateaux.

Conclusion du chapitre IV.

Les descriptions des caractéristiques karstiques du plateau de Haye, ont permis de mettre en évidence une certaine **hétérogénéité spatiale de la karstification**, d'un point de vue quantitatif et qualitatif.

Une première sectorisation de la région étudiée a été établie en fonction des recherches plus ou moins détaillées qui ont été effectuées, compte tenu des objectifs principaux fixés au début de ce travail. Elle a révélé, sur la base de travaux bibliographiques et de terrain, une différence de fonctionnement hydrokarstique dans les trois secteurs définis, ainsi qu'une variété des éléments recensés, fonctionnels ou désactivés, suivant les zones des systèmes karstiques (zones d'infiltration, de concentration et d'émergence).

Ainsi, une activité souterraine actuelle prépondérante caractérise le massif méridional de la Haye, et secondairement le plateau septentrional. A l'inverse, **le plateau central de Haye se singularise par des composantes endokarstiques héritées majoritaires, par rapport aux éléments fonctionnels**.

On a distingué en second lieu les secteurs non parcourus par les grands cours d'eau allochtones, des zones sous influence fluviatile " vosgienne ", passée ou présente. **Les vallées de la Moselle et de la Meurthe recèlent en effet beaucoup plus de morphologies endokarstiques pénétrables que les surfaces des plateaux alentours, ainsi qu'une variété de remplissages plus importante**. Plusieurs paramètres géologiques et géomorphologiques ont été avancés pour expliquer cette karstogenèse différenciée entre les deux milieux.

Et pourtant, en examinant les systèmes karstiques dans leur globalité, et leurs modes d'alimentation en particulier, on s'aperçoit d'un certain illogisme du développement spéléogénétique par rapport aux conditions de karstification préférentielle. Ainsi, les zones d'introduction et de restitution, qui bénéficient des plus fortes concentrations d'énergie hydrodynamique (Quinif, 1998a), ne connaissent pas les structures karstiques les plus importantes, pour ce qui est visible tout au moins. Cette règle théorique de la karstification se vérifie plus logiquement dans d'autres régions lorraines.

Cerner ces différences de comportements hydrokarstiques, qui se rapportent à des éléments hérités, nécessite de connaître les modifications du contexte géomorphologique local au cours du temps. En particulier, la création des réseaux karstiques infratalweg, en troisième partie, ne peut être appréhendée qu'après une étude détaillée de l'évolution des niveaux fluviatiles, à laquelle est soumise la karstification des massifs calcaires du site de la capture de la Moselle.

CONCLUSION DE LA PREMIERE PARTIE.

Les caractéristiques géomorphologiques actuelles du site de la capture de la Moselle sont intimement liées aux conditions géologiques et aux dynamiques érosives d'origine climatique. Ainsi, lithologie et tectonique régissent les fondements des principales lignes de relief représentées par les **cuestas**. Pour les **entailles fluviatiles**, les rôles respectifs des processus d'érosion et de la structure sont inversés : les paramètres d'ordre climatique sont prépondérants sur la genèse des modelés, mais les caractéristiques géologiques exercent également une forte influence.

L'histoire géomorphologique de l'espace étudié commence par l'installation des cours d'eau sur la surface de régression marine à la fin du Crétacé (globalement du sud vers le nord), suivie par l'exhumation de la surface infracrétacée, puis la surimposition des artères fluviales dans les terrains jurassiques (Le Roux et Harmand, 2003). Les vallées s'ébauchent et les reliefs de cuestas semblent prendre naissance au début du Plio-Quaternaire (Tricart, 1949-1952). Pendant cette période, une épirogenèse positive probable et des variations climatiques marquées, permettent aux cours d'eau de s'inciser, de façon saccadée, en laissant localement des témoins alluviaux plus ou moins fournis.

Dans ces conditions morphogéniques, les mêmes causes, associées à des circonstances locales, provoquent des **modifications de drainage** dans l'ensemble de la région, et jusqu'à nos jours. Globalement, les détournements hydrographiques provoquent une divergence des écoulements vers les secteurs voisins de la Lorraine, en laissant en son centre un bassin versant de la Meuse totalement démembré. La capture de la Moselle constitue un " chaînon " majeur de cette évolution.

Cette recherche s'intéresse précisément à ce détournement, pour lequel on souhaite identifier l'influence du karst. Le **développement karstique** dans les revers calcaires des cuestas, et le plateau de Haye en particulier, répond à des conditions géomorphologiques analogues à celles d'un détournement hydrographique de surface, avec la nécessité d'un gradient entre deux bassins versants. Mais d'autres paramètres interviennent également, qui concernent davantage le milieu souterrain.

L'étude de ce domaine d'un point de vue hydrogéologique a tout d'abord permis de cerner le fonctionnement général des massifs calcaires, ainsi que leurs relations avec les aquifères alluviaux de fonds de vallées. Ainsi, le revers de la cuesta de Moselle représente un réservoir multicouche, alimenté essentiellement par des infiltrations diffuses (précipitations directes et pertes de ruisselets au sein de formations superficielles). Les **circulations hypogées** suivent des directions surtout subméridiennes, d'abord liées aux zones orographiques les plus basses, et secondairement en fonction des caractéristiques géologiques (sens des pendages et orientations des fracturations).

Les formations alluviales des grands cours d'eau s'apparentent à des aquifères plus restreints, à perméabilité d'interstices. Des échanges de flux liquides se produisent entre les rivières et la nappe phréatique et également entre celle-ci et la " nappe " des aquifères calcaires.

Compte tenu du contexte lithologique, **les plateaux étudiés constituent des systèmes karstiques et hydrogéologiques imbriqués**, dont les caractères viennent d'être identifiés dans cette première partie. L'introduction, le transit et la restitution des écoulements souterrains se traduisent par des structures exo- et endokarstiques plus ou moins développées, qui appartiennent aux zones d'infiltration, de concentration et d'émergence. Les disparités spatiales quantitatives et qualitatives des éléments karstiques se rapportent autant aux

composantes fonctionnelles qu'héritées. Elles sont le fait de paramètres variés : lithologie et tectonique, orographie, dynamique fluviale et distribution des formations superficielles.

L'étude évolutive des systèmes karstiques n'a été qu'ébauchée dans cette partie, par le biais de descriptions morphologiques succinctes. De même, les interprétations relatives aux conditions de la karstification sont parfois restées à l'état d'hypothèse. En effet, dans le cas du **karst sous-fluvial, ou infratalweg, désactivé, qui a connu des interactions avec le milieu fluviatile des grands cours d'eau allochtones**, des recherches morphosédimentaires plus poussées sont nécessaires. Elles permettront d'évaluer les modalités et les raisons du développement maximal des vides hypogés dans les vallées, ainsi que les relations avec le phénomène de capture de la Moselle.

Mais des investigations préalables sur les caractéristiques fluviatiles de la Moselle et de la Meurthe s'imposent, dans la partie suivante.

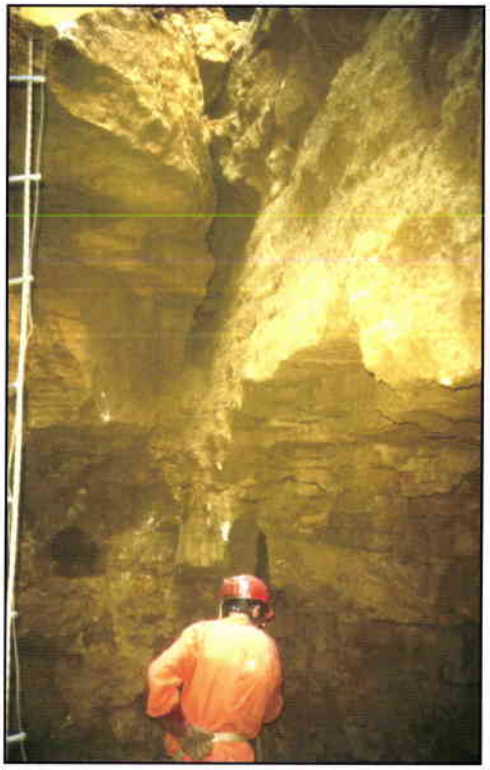


Photo IV.1 - Gouffre de l'Echangeur de Gondreville : cavité d'effondrement dans l'Oolithe miliaire supérieure, axée sur une diaclase et comportant des anastomoses de joints de stratification.

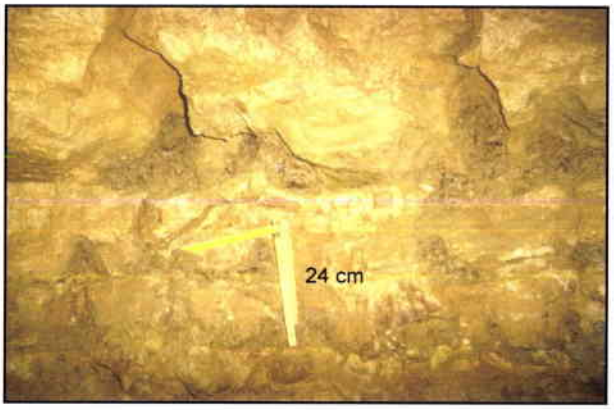


Photo IV.2 - Détail des anastomoses de joint de stratification remplies d'argile limoneuse, dans le Gouffre de l'Echangeur de Gondreville.



Photo IV.3 - Affaissement de la Grande Vau (Aingeray) : les blocs affaissés au centre comportent des anastomoses de joint de stratification.



Photo IV.4 - Affaissement du Corot (Aingeray) : les blocs noirâtres proviennent de l'Oolithe miliaire supérieure, tandis que la tranchée met à l'affleurement l'Oolithe à *Clypeus ploti* ; des traces de corrosion ont été observées dans ces calcaires, ainsi que dans les petites carrières ouvertes immédiatement au-dessus de cette tranchée, dans l'Oolithe miliaire supérieure.

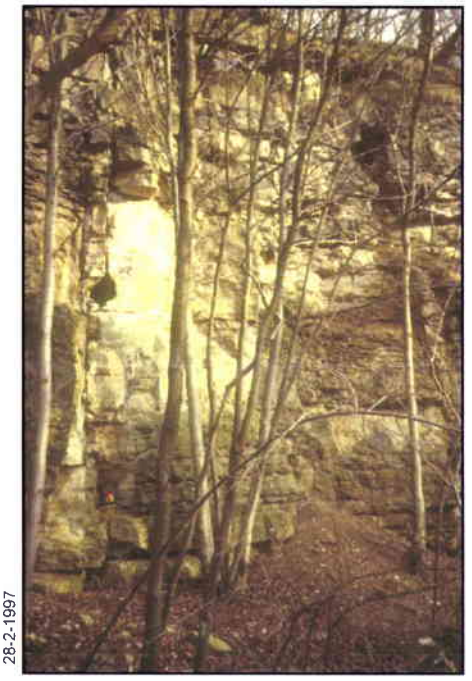


Photo IV.5 - Grotte du Pimont (Frouard), à 261 m d'altitude, ancienne émergence possible dans la vallée du Paléo-Terrouin.

Quelques éléments karstiques du " secteur des plateaux ".

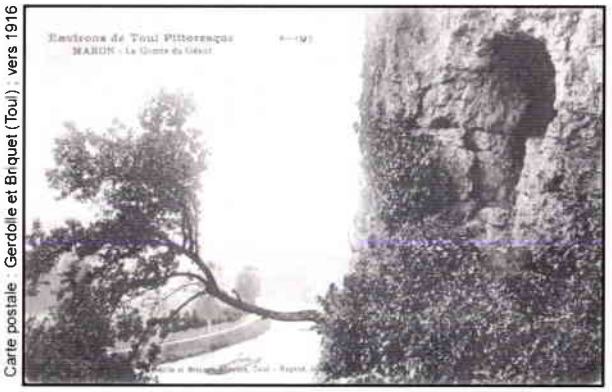


Photo IV.6 - Grotte du Géant (Gondreville), dans un affleurement surplombant d'une vingtaine de mètres la Moselle.



Photo IV.7 - Aven du Vulnot (Villey-le-Sec), à 258 m d'altitude : gouffre d'effondrement en partie remblayé par les carriers.



Photo IV.8 - Multiples cavités comblées d'alluvions mosellanes, vers 240 m d'altitude, dans les carrières des Blanches Vignes à Villey-le-Sec ; le replat au-dessus des carrières possèdent de rares alluvions attribuées à F5.



Photo IV.9 - Entrée B de la Grotte Carrière deux Ouvertures, dans l'Ancienne Carrière de Pierre-la-Treiche ; le plafond ébouleux est développé dans les Marnes de Longwy.



Photo IV.10 - Cavité G18 de Pierre-la-Treiche, en forme de trou de serrure et remplie d'alluvions mosellanes.

Quelques cavités de la vallée cataclinale de la Moselle, développées dans les Calcaires à polypiers.

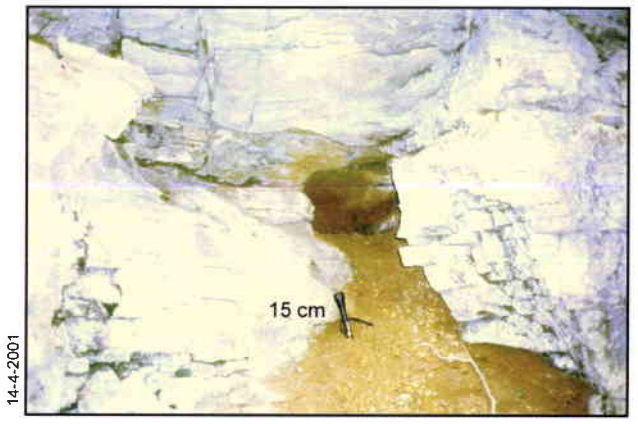


Photo IV.11 - Cavité de la Ferme Sainte-Anne (Sexey-aux-Forges), à 303 m d'altitude, développée dans l'Oolithe miliaire inférieure, et complètement comblée d'alluvions mosellanes.

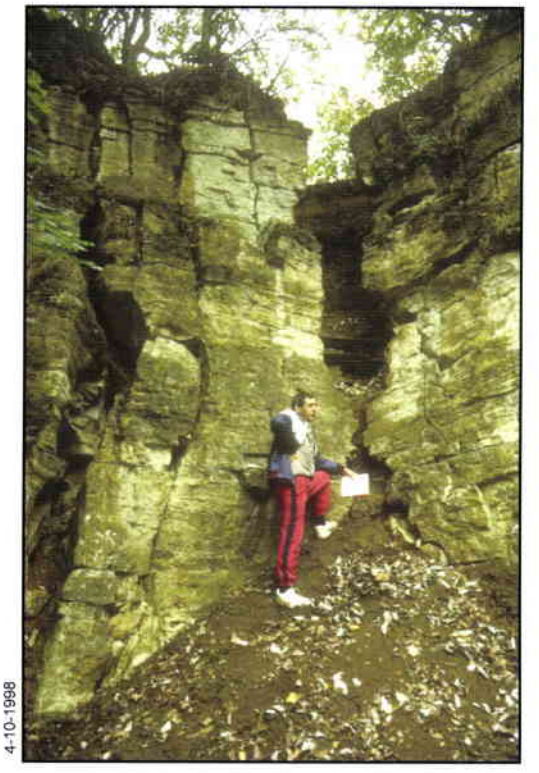


Photo IV.12 - Puits et diaclase corrodée (à gauche), dans les carrières du Champ le Bœuf à Laxou (Cavités des Fauvettes) ; ils sont développés vers 345 m d'altitude dans l'Oolithe miliaire inférieure.



Photo IV.13 - Puits de la Tranchée dans le vallon de Maxéville, vers 315 m d'altitude, avec quelques alluvions de la Meurthe résiduelles (mètre dépliée à gauche pour l'échelle).

Quelques cavités du " secteur des vallées " de la Moselle, de la Meurthe et de la Moselle-Meuse.



Photo IV.14 - Vue générale de la carrière de Troussey, ouverte dans les calcaires oxfordiens, et dans laquelle existent deux réseaux karstiques (l'un est indiqué par la flèche, l'autre est obstrué par les remblais à droite, d'après un renseignement écrit de M. Louis).

DEUXIEME PARTIE : L'EVOLUTION FLUVIATILE SUR LE SITE DE LA CAPTURE DE LA MOSELLE.

Dans le cadre du chapitre II, on a vu que les grandes vallées participent aux lignes de relief majeures de la Lorraine, au même titre que les cuestas. Fort logiquement, la capture de la Moselle, inscrite dans ce contexte géomorphologique, est intimement liée aux paramètres fluviatiles.

Avec cette deuxième partie, on aborde de façon plus approfondie les investigations sur les interactions entre les deux thèmes principaux de cette recherche (*cf.* planche I.1), en commençant par les modifications hydrographiques (la karstification sera l'objet de la troisième partie). Il s'agit en effet de mettre en évidence les caractéristiques fluviatiles, morphologiques et sédimentaires, ayant un lien direct avec la capture de la Moselle. On se focalisera par conséquent sur les trois artères majeures du site de détournement (Moselle, Meuse et Meurthe), et en particulier sur leurs niveaux d'incision et leurs formations alluviales qui encadrent le phénomène de capture.

Mais plus généralement, on s'intéressera à l'ensemble de l'**évolution fluviatile** de ces grands cours d'eau, et de leurs (paléo)affluents locaux. Cet examen poursuit un **double objectif** :

- **replacer le détournement hydrographique dans un contexte d'encaissement global des vallées**, sur une longue période temporelle ;
- **obtenir des jalons de l'incision fluviatile anté- et postcapture**, pour notifier les relations avec les éléments karstiques exposés dans le chapitre IV. Ce décryptage est nécessaire à l'étude spéléogénétique ultérieure (*cf.* troisième partie).

Le but de la partie n'est donc pas d'étudier les processus d'érosion et d'accumulation en tant que tels, qui rentrent en ligne de compte dans la création des modelés fluviatiles. Toutefois, on ne peut s'abstenir de quelques concepts fondamentaux sur les dynamiques qui concourent à la genèse des formes et formations fluviatiles.

Classiquement, trois facteurs généraux sont invoqués (Schumm, 1977) : les mouvements épirogéniques, les variations du niveau de base et les changements climatiques. Dans le cadre régional considéré, on admettra les variations eustatiques comme négligeables, étant donné l'éloignement des rivages de la Mer du Nord, dont sont tributaires la Meuse et la Moselle via le Rhin. L'enfoncement du réseau hydrographique, plus ou moins régulier au cours du temps, résulte d'une **épirogenèse globalement positive** à petite échelle spatiale (*cf.* Macaire, 1983 ; Weisrock, 2002) et des **changements climatiques pléistocènes**, plus spécifiquement impliqués dans l'élaboration des formations alluviales (*cf.* Tricart, 1949-1952, 1965).

Ce schéma s'applique particulièrement aux grandes vallées et un peu différemment aux vallées secondaires et vallons secs. Aussi, les deux types d'entités fluviatiles seront traitées séparément, dans les deux chapitres qui composent cette partie.

CHAPITRE V : LES NIVEAUX D'INCISION FLUVIATILE ET LES FORMATIONS ALLUVIALES DES GRANDES VALLEES.

Comme tous les grands organismes fluviatiles, les **vallées de la Moselle, de la Meurthe et de la Meuse** recèlent des informations paléogéomorphologiques parmi les plus complètes qui soient dans le milieu naturel. La proximité du Massif vosgien, où prennent naissance les deux premiers cours d'eau cités, a participé à ce résultat. A la fois pourvoyeuse de flux liquides importants et de matériaux détritiques variés (en terme de lithologie et de granulométrie), les Vosges, englacées à plusieurs reprises au cours du Quaternaire, ont contribué à un **archivage sédimentaire linéaire**, bien développé dans notre secteur d'étude.

Dans une région de capture hydrographique, où les formations fluviatiles ont constitué les premiers arguments en faveur du détournement (*cf.* chapitre II), il est logique que terrasses et alluvions aient fait l'objet de recherches nombreuses depuis plus d'un siècle. C'est pourquoi l'aspect spatial de ces modelés est bien décrit ou cartographié par les études successives sur le sujet. En revanche, plusieurs caractéristiques restent à éclaircir ou à compléter :

- les types de matériaux sédimentaires constitutifs des différentes formations (nature et texture) ;
- la genèse et l'évolution des unités fluviatiles dans le contexte climatique régional, ainsi que dans l'échelle du temps ;
- les relations entre les terrasses des trois grands cours d'eau régionaux : Moselle, Meuse et Meurthe.

Deux objectifs principaux concernent ce chapitre :

- **définir un cadre chronologique relatif**, en fonction des niveaux d'incision des grandes vallées ;
- **rechercher dans les formations alluviales de la Moselle, des marques d'identité** nécessaires à la détermination de l'origine des matériaux détritiques endokarstiques (*cf.* troisième partie).

Dans cette optique, après quelques notions terminologiques et géographiques générales, on réalisera une cartographie des formations alluviales des trois cours d'eau, en insistant sur leurs paramètres altitudinaux. Une attention particulière sera portée sur les **corrélations fluviatiles entre les (paléo)bassins versants de la Moselle-Meuse et de la Meurthe**, afin d'asseoir les bases du raisonnement karstologique ultérieur (*cf.* troisième partie). Puis on présentera les résultats d'**analyses sédimentologiques**, relatives à des matériaux grossiers et sableux, et diversifiées, pour obtenir un maximum de données significatives pour les interprétations.

V.1. Définitions et considérations spatiales.

V.1.1. Définitions relatives au système fluviatile.

Les modelés et formations fluviatiles forment un pilier des études géomorphologiques, eu égard à leurs extensions et leurs diversités.

Les deux notions, morphologique et sédimentaire, souvent associées dans un paysage, ne sont pas toujours clairement distinguées dans la littérature relative au sujet (Antoine, 1998). Ainsi, parmi toutes les définitions, concernant les terrasses, que l'on a pu consulter (Campy et Macaire, 1989 ; George et coll., 1990 ; Joly, 1997 ; Riser, 1999 ; Foucault et Raoult, 2000 ; Genest, 2000), on retiendra les phrases suivantes (Foucault et Raoult, 2000, p. 350) : **« Au sens strict, le terme de terrasse s'applique à la surface supérieure du replat [...]. C'est par extension qu'on emploie ce terme pour désigner, le cas échéant, les alluvions qui la constituent »**.

Conformément à cette citation et au " précepte " de P. Antoine (1998), **on distinguera les deux paramètres, morphologique et sédimentaire**. La figure V.1 représente les relations de subordination de chaque terme employé par la suite.

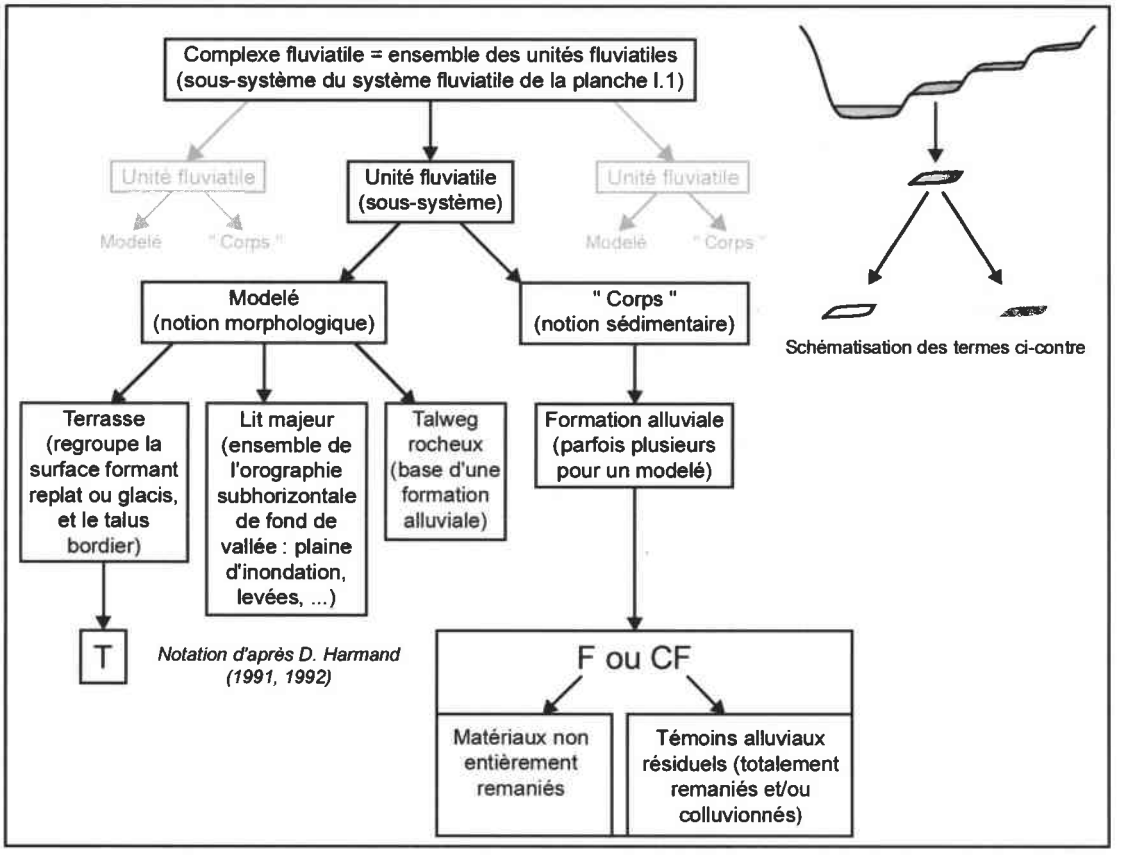


Figure V.1 - Terminologie relative aux formes et formations d'accumulation et d'érosion fluviatile, et représentation schématique.

Plusieurs critères ont été utilisés pour définir la structure des systèmes fluviatiles :

- l'agencement des unités les unes par rapport aux autres : formations étagées, emboîtées, juxtaposées, superposées, ... (*cf.* Texier, 1979, cité par Harmand, 1989 ; Vaskou, 1981) ;
- l'altitude et l'âge corrélatif général : très hautes, hautes, moyennes, basses terrasses et lit majeur (Harmand *et al.*, 1995a) ;
- l'évolution et l'aspect morphologique de la terrasse : unité conservée, dégradée, relictuelle (*i.e.* terrasse d'accumulation, érodée, démantelée, respectivement, de certains auteurs) ; d'où un replat (premier cas), un glacis (deuxième et troisième cas) ou encore une butte (lors d'une inversion de relief).

Pour toutes ces caractérisations descriptives qui se rapportent à la géométrie dans l'espace des diverses unités fluviatiles, les valeurs essentielles de référence s'avèrent être les altitudes de base et de sommet des formations alluviales.

Une deuxième catégorie de critères est également souvent mise en avant : elle porte sur les matériaux sédimentaires. Structure, texture, pétrographie, altération des alluvions sont autant de paramètres permettant d'établir le type de cours d'eau à l'origine de l'accumulation, les modifications spatiales du milieu de sédimentation, la provenance géographique des matériaux, l'âge approximatif de ces derniers depuis leur dépôt, ...

Précisément, **dans ce travail, on raisonnera surtout à partir des formations (et de leurs talwegs rocheux), qui constituent le " chronomètre fluviatile "** utile à notre démonstration (tous les niveaux d'incision et dépôts alluviaux sont pris en considération). Cela permet en outre de s'affranchir au maximum de certaines distinctions morphologiques superflues, ou variabilités terminologiques selon les auteurs [1], à propos des terrasses et du lit majeur.

Enfin, l'utilisation préférentielle des **notations F et CF** impose une remarque conceptuelle. Initialement dévolues à la détermination des faciès des formations (Harmand, 1991, 1992), ces notations seront ici considérées en terme de préservation différentielle (F ou CF) et de stratigraphie (numérotation ; *cf.* infra).

V.1.2. L'organisation spatiale générale des unités fluviatiles.

Dans la région considérée de la Lorraine centrale (*cf.* planche V.1), les formations alluviales suivent correctement les tracés des cours d'eau actuels en n'étant jamais distantes de plus de 2 km du talweg. Une exception concerne bien entendu la paléovallée de la Moselle (antécapture) à travers la Côte de Meuse, mais là encore, les témoins alluviaux les plus éloignés du paléotalweg sont circonscrits spatialement à moins de 2 km.

Un relevé systématique des formations alluviales de la Moselle, de la Meuse et de la Meurthe, laisse apparaître des **zones préférentielles d'alluvionnement et/ou de conservation des sédiments fluviatiles (planches V.1 et V.2).**

On peut différencier trois catégories de secteurs à ce sujet :

- les entonnoirs de percée cataclinale : il s'agit de zones d'encombrement alluvial à l'amont immédiat de rétrécissements de vallées. Sont concernés les " bassins d'alluvionnement " de Méréville, et surtout de Toul et de Nancy (*cf.* photo II.6) ;
- le secteur de Gondreville, situé à l'amont du défilé anaclinal de la Moselle, postcapture, constitue un espace géomorphologique comparable aux entonnoirs précédents ;

[1] On a par exemple fait le choix d'étendre le nom de " terrasse " à une forme de " glacis ", qui correspond à un paléolit majeur dégradé (il existe une filiation génétique initiale avec les replats), rejoignant ainsi la définition de M. Campy et J.-J. Macaire (1989, p. 221) : « une terrasse est un fragment résiduel d'une ancienne surface terminale d'alluvionnement, plus ou moins retouchée par l'érosion et mise en relief par l'incision ultérieure ». La corrélation avec les terrasses, notées T, de D. Harmand (1991, 1992), sera alors possible.

- les zones de glissement latéral de vallée, assimilables à des lobes convexes de méandres à grand rayon de courbure dans certains cas. On trouve ce dispositif, encore plus riche que les précédentes catégories, dans les Bois l'Evêque et de Chaudeney - Dommartin, et à Nancy. Le lobe occidental du méandre du Val de l'Ane est une réplique beaucoup plus petite de ces secteurs. Un soubassement résistant (calcaires) peut expliquer, sauf à Nancy, la conservation relativement bonne de l'étagement des unités fluviatiles, mais la préservation des différentes phases d'accumulation - érosion est bien à mettre à l'actif du déplacement latéral localisé des cours d'eau (*cf.* planche II.4 et photos II.2 et II.4).

En dehors de ces zones alluviales relativement riches, des étendues plus restreintes jalonnent tout le reste des vallées. Les sections les moins fournies en formations fluviatiles correspondent à des défilés dans les plateaux calcaires, où les cours d'eau se sont enfoncés presque linéairement : Meurthe entre Nancy et Belleville, Moselle anaclinale (pour laquelle intervient aussi le phénomène de capture), Meuse aux alentours de Commercy.

La dernière formation mise en place, en fond de vallées, reproduit cette organisation sous influence géomorphologique : le lit majeur est plus large dans les roches tendres (argiles, marnes) des dépressions orthoclinales, et moins étendu dans les sections de vallées étroites au passage des couches géologiques les plus résistantes (calcaires).

Comme il a été précisé en introduction, les unités fluviatiles de la Moselle, de la Meuse et de la Meurthe, en Lorraine centrale, ont fait l'objet de **nombreuses études de recensement**. Hormis pour le remblaiement postcapture de la Meuse, ainsi que sa vallée amont (au sud d'Ourches), leur composition en matériaux siliceux d'origine vosgienne (*cf.* § V.3.), très différente des substrats jurassiques sur lesquels elles reposent, facilitent leur identification [2].

Si la localisation des unités n'a guère évolué depuis les recherches de G. Gardet (1928) et S. Errard (1942), les travaux récents ont fourni un gain de précision quant à leurs différenciations et leurs corrélations longitudinales (Harmand, 1989, 1992 ; Taous, 1994 ; Técher, 1995 ; Harmand *et al.*, 1995a, 1995c ; Dorniol, 1997 ; Pissart *et al.*, 1997a ; Harmand *et al.*, 1998 ; Harmand et Le Roux, 2000 notamment).

La détermination spatio-temporelle des formations alluviales s'appuiera donc sur ces données bibliographiques, mais elle utilisera aussi des résultats personnels, tant en ce qui concerne les niveaux d'incision que les caractéristiques sédimentologiques. Largement orientée sur le site de capture de la Moselle, elle concernera également les zones situées à l'amont et l'aval immédiat de chaque cours d'eau, dont les paramètres fluviatiles se raccordent à la région qui nous intéresse.

V.2. Les niveaux fluviatiles des grandes vallées.

Deux paramètres complémentaires permettent d'identifier les niveaux fluviatiles : le **critère altitudinal** et les **caractéristiques sédimentologiques des formations**. Néanmoins, dans cette section V.2., les données altitudinales seront nettement privilégiées pour déterminer les différentes phases d'encaissement - remblaiement des grandes vallées. Ceci est justifié par les faits suivants :

[2] Un problème peut être toutefois rencontré lors des investigations sur les formations fluviatiles : l'exploitation à des fins anthropiques des galets du remblaiement de fond de vallée a été intense et leur dissémination non négligeable dans une région au passé militaire important et aux infrastructures de communication nombreuses. Il convient donc de se méfier de certains " témoins alluviaux résiduels ", proches d'ouvrages bétonnés ou d'autoroutes.

- dans la région étudiée, les cours d'eau se sont constamment enfoncés dans le substratum, au rythme des pulsations d'érosion - accumulation (**présence d'unités fluviatiles étagées**). Une exception concerne uniquement la Meuse, dont le fond de vallée est composé de formations alluviales multiples et superposées. Mais ce cas particulier, induit par le phénomène de capture de la Moselle, n'interviendra pas directement dans notre démonstration ;
- **les paramètres sédimentologiques sont encore insuffisants**, et parfois trop peu discriminés entre formations, pour avoir valeur de distinction des niveaux. Par conséquent, ils seront plus spécifiquement étudiés dans la section suivante (V.3.).

Sur ce dernier point, on peut préciser qu'il existe tout de même des repères stratigraphiques très utiles, générés par le détournement de la Moselle (modification des bassins versants, donc des contextes lithologiques). Ils facilitent les corrélations de niveaux immédiatement anté- et postcapture, notamment entre les vallées de la Haute Moselle et de la Meuse (*cf.* chapitre II). Les raccords fluviatiles entre Moselle et Meurthe, ne bénéficient malheureusement pas encore de la même lisibilité. Nécessaires à notre étude karstologique (troisième partie), on les décryptera essentiellement en fonction du critère altitudinal. D'autres travaux, spécifiques à ce sujet, sont en cours, à partir d'une échelle spatiale plus petite et de données sédimentologiques (S. Cordier, thèse de géographie, Université de Paris XII). Les approches différentes adoptées seront l'objet d'une confrontation des résultats (*cf.* infra).

V.2.1. Considérations théoriques.

Sans rentrer dans le détail, on peut citer les **deux causes principales de l'encaissement** continu des artères hydrographiques, qui caractérise notre région d'étude :

- **mouvements épirogéniques** (surrection et/ou subsidence) ;
- **variations climatiques** (et eustatiques associées, négligeables pour la région qui nous concerne).

Selon les auteurs, la prépondérance de l'une ou de l'autre cause est mise en avant. Il est évident que les deux facteurs ont joué simultanément ; la quantification de la part de chacun s'avère difficile et nécessiterait de toute évidence des recherches à une échelle beaucoup plus étendue que la nôtre.

De même, comme on l'a détaillé dans le chapitre II, un phénomène de détournement tel que l'ont subi la Moselle et la Meuse, peut expliquer partiellement un processus de creusement brusque d'un côté (bassin du Rhin) et d'alluvionnement de l'autre (bassin de la Meuse), ce que l'on constate à proximité du secteur de capture (Harmand, 1989, 1992). Cependant, là encore, un faisceau complexe de causes imbriquées doit exister.

Des éléments sur ce vaste sujet seront évoqués dans le chapitre IX, mais il s'agira de faits fondés sur des observations locales uniquement, donc à généraliser avec précaution.

Directement issu du phénomène d'enfoncement progressif et saccadé des cours d'eau, un des grands intérêts des unités fluviatiles est d'avoir enregistré un **temps relatif**. En effet, dans le cas de terrasses étagées (qui prévaut en Lorraine centrale), il est évident que les plus élevées altitudinalement sont les plus anciennes et la plus proche du talweg la plus récente.

Cet agencement est inversé si l'on considère chaque unité fluviatile isolément : l'alluvionnement progresse vers le haut. C'est pourquoi, en fond de vallée, il est possible de rencontrer un remblaiement constitué de plusieurs formations dont la plus ancienne se situe au contact du substratum. Localement, entre Pagny-sur-Meuse et Commercy, les alluvions de la Meuse se présentent de la sorte, en raison de processus érosifs insuffisants par rapport aux phases d'accumulation, depuis la capture de la Moselle (Harmand, 1989, 1992). Il n'est pas exclu que des formations anciennes répondent également à ce type de dispositif alluvial. Dans un contexte morphosédimentaire bien différent, à la sortie immédiate du massif vosgien, A. Taous (1994 ; Weisrock et Taous, 1995) a décrit des " cônes alluviaux " emboîtés pour le système de la " moyenne terrasse " de la Moselle à Golbey. Le remblaiement, très important à cet endroit, constitué de trois formations juxtaposées et superposées, ne présente qu'une seule terrasse à morphologie de glacis.

La détermination de formations alluviales multiples correspondant à un unique modelé en surface, dans les deux exemples précédents, est relativement exceptionnelle : matériaux sédimentaires bien différenciés

identifiables par simples sondages pour la Meuse et gravière de grande dimension permettant des analyses complètes d'une unité fluviatile pour la Moselle amont.

On rejoint là un problème rémanent qui s'applique aux considérations altitudinales, lié aux conditions d'observation des formations alluviales.

Pendant longtemps, la terrasse a constitué la référence en matière d'altitude pour reconstituer les niveaux successifs de l'encaissement des vallées (Gardet, 1928 ; Théobald et Gardet, 1935 ; ...). Tout naturellement, des altitudes relatives ont été déterminées pour chaque terrasse par rapport au lit majeur actuel des vallées. Mais cette façon de procéder est clairement insatisfaisante (Tricart, 1947).

Plusieurs raisons ont incité certains auteurs (Macar, 1938 ; Juvigné et Renard, 1992 ; Harmand, renseignement oral ; Antoine, 1998) à **préconiser l'emploi des altitudes de base des formations alluviales** :

- la puissance de l'alluvionnement varie longitudinalement pour une même unité fluviatile ;
- soumises à l'érosion par les agents météoriques, les terrasses se dégradent avec le temps et la masse alluviale diminue ;
- deux formations juxtaposées peuvent ne créer qu'une seule terrasse dans le paysage, si deux phases d'accumulation équivalentes se produisent ou si la première a subi une érosion ;
- le glissement latéral d'un cours d'eau, dans les lobes convexes de méandres par exemple, génère parfois des terrasses peu marquées qui ont vite fait de se transformer en grand glacis.

Cependant, l'utilisation des altitudes du contact bed-rock - formation alluviale comporte également des **inconvénients** :

- le plus important est celui de l'observation souvent difficile et toujours ponctuelle (en bord de paléovallée généralement, ce qui est gênant compte tenu de la remarque suivante) ;
- le talweg rocheux est irrégulier longitudinalement et surtout latéralement (*cf.* Campy et Macaire, 1989 ; Harmand, 1992 ; Weisrock, 2002) ;
- les formations alluviales emboîtées sont un cas de figure où seule l'altitude de creusement maximal, correspondant au dépôt fluviatile le plus ancien, est décelable ; de même, deux formations juxtaposées peuvent présenter un fond rocheux à la même altitude.

Que l'on choisisse les altitudes de sommet ou de base des formations alluviales, quatre autres problèmes peuvent survenir :

- il n'est pas rare que les matériaux sédimentaires aient subi un colluvionnement faussant les altitudes initiales ;
- lorsque les alluvions reposent sur un substratum carbonaté, il n'est pas impossible qu'elles se soient " tassées " altitudinalement, à la suite de phénomènes de dissolution du bed-rock (Harmand, renseignement oral) ;
- des exemples de lobe convexe de méandre recouverts de multiples formations, sans replats ni sommitaux, ni basaux, ont été décrits dans la vallée de la Seine (Lécolle, 1984 ; *cf.* Campy et Macaire, 1989) ;
- des mouvements tectoniques peuvent modifier à un moment et dans un secteur donnés les caractéristiques altitudinales des unités fluviatiles précédemment mises en place (*cf.* Pissart *et al.*, 1997a).

On devine donc la complexité à établir des corrélations chronologiques entre différentes formations alluviales tout au long d'une même vallée, et encore plus entre divers bassins versants.

Quoi qu'il en soit, nous préférerons, autant que possible, utiliser les altitudes de base de formation alluviale, étant donné la meilleure préservation d'ensemble de leur valeurs initiales, comparées à celles des terrasses. Nous suivrons en cela les recommandations de D. Harmand, tout en gardant en mémoire les problèmes énumérés, dont nous reparlerons ultérieurement pour certains d'entre eux.

V.2.2. Les formations alluviales de la Lorraine centrale.

Afin d'éviter une énumération nécessairement rébarbative, nous avons choisi de présenter les **caractéristiques altitudinales des différentes formations alluviales** dans des tableaux correspondant à des secteurs déterminés de la zone d'étude (**annexe V.1**). Les cartes des **planches V.2 et V.3** permettent de visualiser les **aspects spatiaux** succinctement évoqués précédemment.

Dans les tableaux des formations alluviales de la Lorraine centrale (annexe V.1) se dégage une caractéristique discriminatoire importante, ainsi que l'ont soulignée D. Harmand *et al.* (1995c) : la très grande majorité des unités fluviatiles les plus basses en altitude est constituée de **matériaux peu ou pas remaniés postérieurement à leur mise en place (formations F)**, à l'inverse des **dépôts plus élevés formant quasi systématiquement des placages alluviaux totalement remaniés et/ou colluvionnés (formations CF)**.

Les formations F possèdent une épaisseur variable de 5 à 7 m de moyenne (alluvions *s.s.*), les valeurs que l'on rencontre actuellement en fond de vallée étant de 7 m (planche V.4 et figures V.2 et V.3). Toutefois, le remblaiement fluviatile peut atteindre exceptionnellement une bonne quinzaine de mètres d'épaisseur dans des conditions favorables d'alluvionnement, comme c'est le cas à Nancy (planches V.5 et V.6 ; photo V.5 ; *cf.* Flageollet *et al.*, 1982). Les témoins alluviaux résiduels (CF) sont, quant à eux, beaucoup plus minces : d'une épaisseur moyenne de 2 m, ils ne dépassent vraisemblablement jamais les 4 m. Mais plus que par leur puissance, les deux sortes d'unités fluviatiles se distinguent par leur aspect morphologique, et surtout par leur composition sédimentologique, dont on reparlera plus avant (§ V.3.).

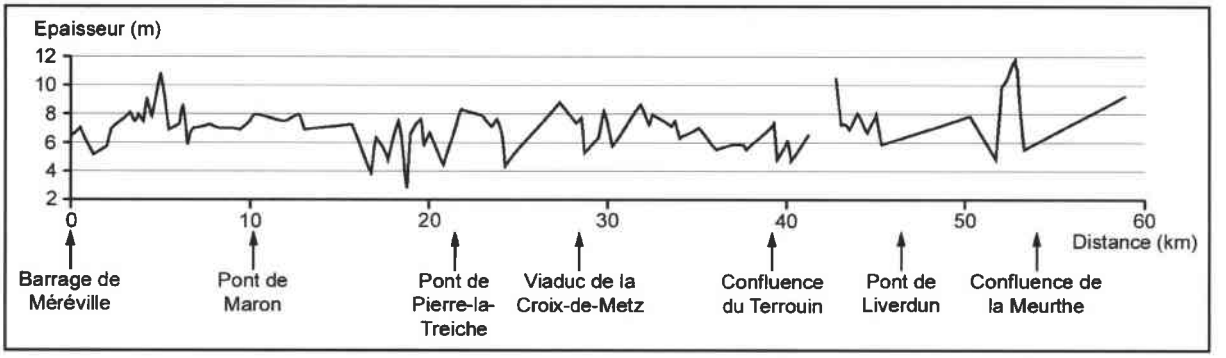


Figure V.2 - Epaisseur totale des alluvions (grossières et fines) du fond de la vallée de la Moselle entre Méréville et Marbache (d'après divers sondages répertoriés au BRGM).

Un hiatus entre unités basses et élevées a été constaté de la même façon dans la vallée de la Meuse lorraine (Harmand, 1989, 1992). Les quelques formations " anciennes " peu dégradées, rencontrées par cet auteur, ont été « conservées [...] grâce à leur fossilisation sous des dépôts de pente » (Harmand, 1992, p. 53).

Cette différence remarquable de préservation des unités fluviatiles ne semble pas tant tenir à l'âge de ces dernières, qu'à leur exposition aux agents d'érosion. En effet, le milieu de sédimentation apparaît primordial si l'on en juge par l'absence de caractéristiques morphosédimentaires aussi tranchées dans les systèmes fluviatiles de la Meuse ardennaise (Pissart, 1974, cité par Harmand, 1992 ; Juvigné et Renard, 1992).

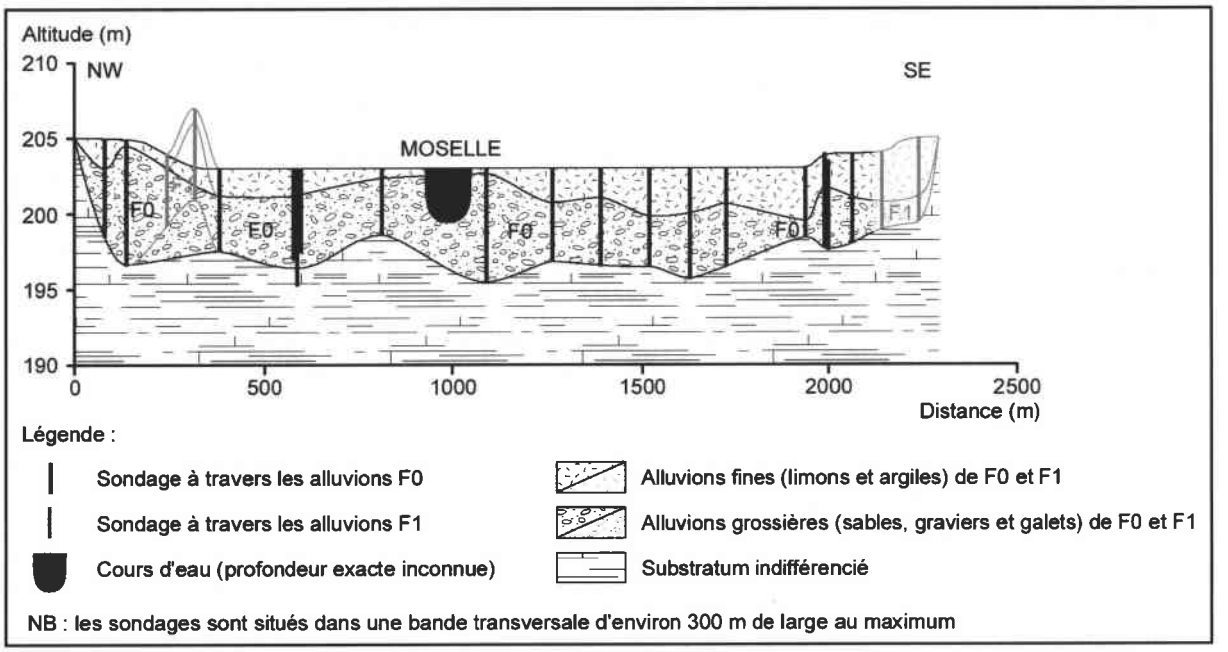


Figure V.3 - Coupe transversale du fond de la vallée de la Moselle au niveau de la Croix de Metz (d'après 21 sondages répertoriés au BRGM).

Quoi qu'il en soit, cette discrimination constitue dans notre région un outil complémentaire aux seules altitudes, pour le suivi spatial et le raccordement des diverses formations alluviales.

La distinction entre les formations F et CF est surtout nécessaire à prendre en considération dans une recherche sur les niveaux d'incision fluviatiles, compte tenu du fait qu'elles ne présentent pas les mêmes degrés de fiabilité de leurs caractéristiques altitudinales. Cette conclusion sera donc appliquée à l'étude des profils longitudinaux.

V.2.3. Corrélations entre les différentes unités fluviatiles : profils longitudinaux.

Indépendamment des problèmes altitudinaux soulignés précédemment (modifications postérieures aux phases d'accumulation surtout), **deux facteurs interviennent dans la reconstitution des pentes longitudinales des paléovallées : l'altitude des talwegs rocheux et la longueur des cours d'eau considérés**. Il s'agit de deux paramètres dont la très grande majorité des valeurs est inconnue car variable dans le temps et l'espace, ce qui génère des interprétations hypothétiques à possibilités multiples.

Dans la mesure où les sondages dans le remblaiement de fond de vallée sont assez nombreux (cas de la Moselle notamment), la restitution du profil longitudinal du talweg rocheux correspondant au creusement maximal atteint par un cours d'eau, apparaît la plus facile à établir. Aussi commencera-t-on la détermination des corrélations entre formations alluviales depuis les plus basses jusqu'aux plus hautes en altitude, c'est-à-dire en remontant dans le temps relatif.

♦ Les formations F de la Moselle.

Intéressons-nous d'abord à la vallée de la Moselle entre Méréville et la confluence de la Meurthe, et aux six niveaux les plus bas qu'on y rencontre. Pour ces six profils (**planche V.8**), une **échelle de distance identique** a été utilisée, compte tenu du fait que les longueurs du cours d'eau n'ont guère varié au cours du temps. En outre, ce procédé facilite les comparaisons entre profils.

Les longueurs ont été mesurées " au plus juste " à l'aide de segments de droites, ce qui donnera des pentes peut-être un peu plus fortes que la réalité, mais ceci n'altérera en rien les interprétations qui ne s'attacheront pas aux valeurs brutes, mais relatives uniquement.

• *La formation F0 (postcapture).*

Dans la section géographique déterminée, les multiples forages de reconnaissances effectués en fond de vallée et répertoriés au BRGM (*cf.* planche V.4), pour la recherche d'eau ou pour l'implantation d'infrastructures (canalisation, ponts), permettent d'établir un profil longitudinal du contact bed-rock - alluvions relativement précis.

En prenant l'altitude la plus basse rencontrée dans un maximum de sections transversales, espacées longitudinalement de 250 m au minimum, on obtient un profil du talweg rocheux en dents de scie (planche V.7). Néanmoins, on ne note pas de " creux " particulièrement marqués dans le profil, synonymes éventuels du passage d'accidents structuraux (*cf.* Dewez, 1998), à l'exception du secteur du barrage d'Aingeray, que l'on a évoqué dans le chapitre III.

Un lissage de la courbe est donc effectué, en éliminant les variations " positives " les plus importantes (supérieures à 3 m environ ; on verra plus loin les raisons de ce choix). On détermine alors la base de la plus jeune formation de la Moselle, nommée F0. Le lissage permet de déceler des **petites ruptures de pente dans le profil** (planche V.8).

Les valeurs moyennes des pentes, par segment de talweg, sont les suivantes : 0,55 ‰ entre Méréville et la Treiche ; 0,77 ‰ entre la Treiche et Gondreville ; 0,55 ‰ entre Gondreville et le barrage d'Aingeray ; 0,72 ‰ entre le barrage d'Aingeray et Pompey. De Méréville à Pompey, la pente atteint 0,65 ‰. Une relation existe entre la localisation des ruptures et la lithologie : **les deux convexités du profil se situent au passage des Calcaires à polypiers du Bajocien moyen**, couche géologique la plus résistante des assises traversées. Ces roches dures créaient des seuils que la rivière a eu plus de difficultés à inciser lorsqu'elle était dans sa phase d'enfoncement. Elles formaient alors des niveaux de base très locaux à l'amont immédiat desquels s'établissaient des profils concaves (figure V.4).

On notera par ailleurs qu'aucune rupture de pente n'est décelable au passage marnes bathoniennes - calcaires bajociens.

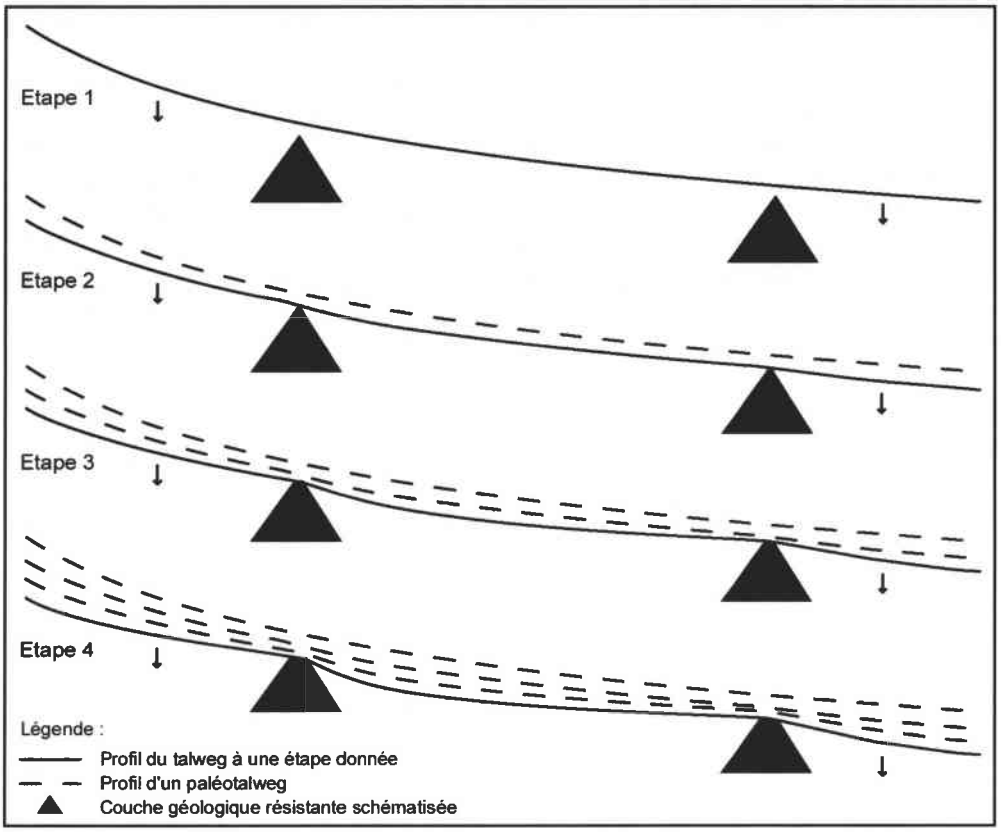


Figure V.4 - Schématisation de l'évolution du profil d'un talweg au cours de l'incision d'un cours d'eau, en fonction de la traversée de secteurs lithologiquement hétérogènes.

- *La formation F1 (postcapture).*

Comme on l'a noté, certains sondages effectués au niveau du lit majeur de la Moselle ont atteint le fond rocheux à une altitude absolue plus élevée de plusieurs mètres, par rapport aux cotes minimales (rattachées à F0). Nous y voyons les témoins d'un **palier dans l'encaissement de la vallée**, comme l'indiquent ces quatre éléments complémentaires :

- de multiples forages révèlent ce niveau " perché " tout au long de la vallée ;
- la présence de ce palier rocheux au fond de la Moselle canalisée, sur certaines sections de biefs, est décelée par des mesures à ultrasons (Bacher - Service de la Navigation, renseignement oral) ;
- le substratum est rencontré dans la région de la Treiche à une altitude supérieure à celle du plan d'eau de la Moselle ;
- on remarque, avec plus de difficultés, un niveau identique dans la vallée de la Meurthe (*cf.* infra).

En surface, il n'existe pas de terrasse nette, dominant le lit majeur, même si quelques mètres séparent parfois les cotes sommitales des différents sondages effectués dans le fond de vallée (les bouleversements anthropiques sont fréquents) (*cf.* figure V.3). Il existe donc une incertitude sur la présence de deux formations alluviales partiellement juxtaposées ou d'un palier corrélatif d'un arrêt momentané du creusement fluviatile, sans création d'une formation alluviale épaisse (figure V.5). On a opté pour une **distinction de F0 et de F1**, dans l'ensemble de cette étude.

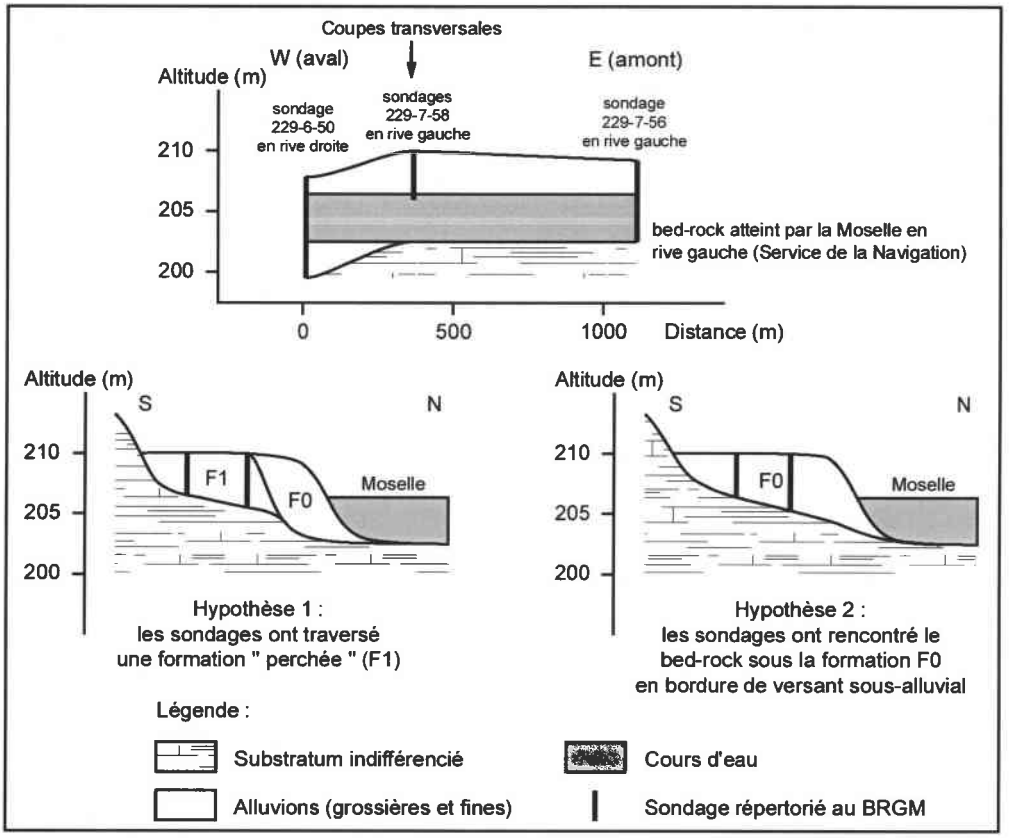


Figure V.5 - Hypothèses sur l'existence ou non de la formation alluviale F1 ; exemple du secteur de Pierre-la-Treiche.

Longitudinalement, les points de repère de ce niveau rocheux " perché " sont beaucoup moins nombreux que dans le cas précédent et empêchent d'établir un profil aussi précis. Bien qu'atténués par le lissage des profils (planche V.8), les écarts relatifs entre ce paléotalweg et la base de F0 apparaissent minimaux dans le secteur de Villey-le-Sec à Liverdun (autour de +4 m), et augmentent vers l'amont (+5 m vers Neuves-Maisons) et surtout vers l'aval (au moins +6 m à Frouard).

- *La formation F2 (postcapture).*

Le lit majeur est dominé de 10 à 15 m par une basse terrasse (T 0.2 de Harmand *et al.*, 1995a ; *cf.* planche V.9), dont le développement est assez discontinu dans l'espace. La base de la formation alluviale F2 correspondante (" Fy " de Harmand *et al.*, *ibid.*) a été relevée en trois endroits principaux : dans le Moulin Bois (Méréville) à 227-228 m, dans la zone de Gondreville à 205 (Harmand, renseignement oral) et 208,5 m, et aux Eaux Bleues (Liverdun) de 196,5 à 199 m (sondages 229-4-72, 229-4-73 et 229-4-100 répertoriés au BRGM [3]). Le paléotalweg rocheux présente une pente générale d'environ 0,75 ‰ entre Messein et Liverdun.

Dans le lobe convexe du Bois Monsieur, Y. Dorniol (1997) a identifié cette même formation en lui donnant une cote basale approximative de 223 m. Conformément aux profils longitudinaux inférieurs, il est possible que ce secteur se situe dans une zone de faible pente à l'amont d'un seuil induit par les Calcaires à polypiers, mais le bed-rock de ce niveau d'encaissement doit plutôt se trouver en dessous de 220 m d'altitude à cet endroit de la vallée (planche V.8). Nos propres observations nous ont amené à rattacher cette formation du Bois Monsieur à F3 (*cf.* infra).

[3] Codification de la Banque de données du sous-sol.

- *La formation F3 (postcapture).*

La terrasse immédiatement supérieure (T 0.1, avec alluvions F3, ou " Fx3 " de Harmand *et al.*, 1995a) domine le lit majeur de 20 à 25 m en moyenne. Elle est un peu mieux représentée dans le paysage, notamment aux environs de Toul où elle a fait l'objet d'observations attentives, dans la mesure où elle marque la **première accumulation alluviale postcapture**.

Le profil longitudinal de la base de cette formation alluviale est très différent de ceux évoqués précédemment. En effet, de Messein à Gondreville, la pente serait, avec environ 0,70 ‰, proche de celle du niveau d'encaissement suivant (base de F2). Mais entre Gondreville et Liverdun - les Eaux Bleues la pente s'accroît fortement (environ 1,20 ‰). **On rapporte ce changement important de la pente du paléotalweg au phénomène de capture de la Moselle**. Il apparaît ainsi que la Moselle a façonné son talweg rocheux en régularisant son profil entre les niveaux d'enfoncement de F3 et de F2, et même jusqu'à F1 (atténuation de la pente par érosion régressive, entre Gondreville et Villey-le-Sec).

- *La formation F4 (antécapture).*

En abordant l'étude des moyennes terrasses mosellanes, on change radicalement de paléopaysage et de profil, à l'aval de Chaudeney-sur-Moselle tout du moins. La formation alluviale F4 (" Fx2 " de Harmand *et al.*, 1995a), située à environ +30-35 m au-dessus du lit majeur, s'est **mise en place avant la capture de la Moselle**. Elle ne se retrouve donc pas dans la vallée actuelle de la Moselle à l'aval de Toul, mais dans le Val de l'Ane, et la vallée de la Meuse à l'aval d'Ourches.

Le profil de ce niveau d'encaissement est un peu plus précis que les autres (excepté celui de F0), puisqu'il a été intégralement conservé tout au long de la vallée abandonnée du Val de l'Ane entre Toul et Pagny-sur-Meuse.

A l'aide de sondages multiples effectués avant la construction de la voie rapide de la RN4 à travers la vallée fossile (Douard *et al.*, 1972), D. Harmand a pu restituer l'allure du talweg rocheux antécapture, enfoui sous d'importantes accumulations alluviales et colluviales (grèze, tourbe, argile, ... et alluvions mosellanes) (Harmand *et al.*, 1995a, 1998 ; Harmand et Le Roux, 2000 ; *cf.* figure II.5). Notons que des forages plus anciens existent (Husson, 1863 ; Martin, 1920 ; Errard, 1942) et ont donné lieu aux premières interprétations, mais leurs localisations les amènent à des valeurs de bed-rock parfois un peu trop élevées dans le profil de D. Harmand.

Avec les données supplémentaires de A. Taous (1994) à Méréville - Moulin Bois, de Y. Dorniol (1997) et personnelles à Villey-le-Sec - Pierre-la-Treiche, et de D. Harmand (1992 : sondages du BRGM) dans la vallée de la Meuse, le profil de la Moselle avant la mise en place de la formation F4 possède les pentes suivantes (*cf.* planche V.8) : 0,98 ‰ de Messein à Villey-le-Sec ; 0,50 ‰ de Villey-le-Sec à Lay-Saint-Rémy ; 0,30 ‰ de Lay-Saint-Rémy à Sorcy-Saint-Martin. Il s'agit donc d'un **profil longitudinal concave**, à très faible pente vers l'aval.

On peut expliquer ces caractéristiques ainsi : contrairement aux niveaux inférieurs, cette phase d'encaissement résulte d'une longue évolution, qui lui donne un profil régulier, à peine influencé dans le détail par la lithologie (vers l'aval, traversées de calcaires à polypiers oxfordiens résistants – d'où des seuils analogues à ceux décrits précédemment – aux alentours de Commercy - Mecrin et Lacroix-sur-Meuse ; *cf.* Harmand *et al.*, 1998 et planche V.10).

- *La formation F5 (antécapture).*

En dehors du secteur de Toul où elle est très bien représentée, la formation alluviale F5 (" Fx1 " de Harmand *et al.*, 1995a ; environ +40 m par rapport au lit majeur) n'est **pas assez**

nettement définie tout au long de la vallée et paléovallée de la Moselle, pour permettre une reconstitution fiable de son profil de base.

A l'amont, dans le secteur de Richardménil et Moulin Bois, le paléotalweg semble se situer vers 258-259 m, ce qui ne correspond pas aux données fournies par A. Taous (1994) (*cf.* annexe V.1). Près des Fonds de Monvaux et dans le Bois Monsieur, la base de la formation est supposée vers 243 à 248 m. Dans la région de Toul, les sondages nombreux (Douard *et al.*, 1972, cités par Harmand *et al.*, 1995a, 1998 ; BRGM) révèlent un bed-rock variable, à 239 m en moyenne.

A l'aval, dans la vallée de la Meuse, D. Harmand *et al.* (*ibid.*) ont rattaché à cette formation l'accumulation alluviale du Moulin de Longor (Nicklès, 1911), en lui attribuant, à la suite de G. Gardet (1928), une base supposée, proche de 235 m. Cependant, la détermination altitudinale du sommet de ce dépôt par S. Errard (1942) à un niveau plus élevé que G. Gardet (248 au lieu de 242 m) paraît plus correcte, au vu de l'altitude du lit majeur actuel de la Meuse (240 m). Aussi, évaluera-t-on la base de l'accumulation, en fonction des données de S. Errard, à 240 m environ. Malgré certaines caractéristiques semblables à la terrasse de la Justice à Toul (épaisseur et texture des alluvions, découvertes de restes d'*Elephas primigenius* ; Nicklès, 1911), la formation du Moulin de Longor ne nous apparaît donc pas corrélative de celle F5, mais plus ancienne [4].

On ne peut donc établir le profil du talweg rocheux qu'en amont du Val de l'Ane. Une pente de 1,00 ‰, semblable à celle de la base de la formation F4, peut être déterminée pour le secteur allant de Richardménil au Bois Monsieur. Une valeur d'environ 0,60 ‰ peut être évaluée sur la portion de paléovallée entre le Bois Monsieur et Choloy-Ménillot.

- Les formations F de la Meurthe et les raccords avec la Moselle.

Avant d'aborder les cas des formations alluviales CF, pour lesquelles les remaniements et colluvionnements plus importants posent des problèmes accrus de corrélations longitudinales, penchons-nous sur la géométrie de raccordement des talwegs rocheux de la Meurthe avec ceux de la Moselle. Ce travail délicat s'appuiera avant tout sur une détermination, d'après sondages, de niveaux d'encaissement de la Meurthe entre Jarville et Pompey, ainsi que de quelques données entre Marbache et Atton à l'aval de la confluence avec la Moselle. L'absence d'étude plus poussée sur les alluvions elles-mêmes, empêche d'établir des relations formelles avec les formations de la Moselle, mais une base de raisonnement sera avancée.

Nancy et sa banlieue sont installés en grande partie dans un bassin d'alluvionnement correspondant à un entonnoir de percée cataclinale. Indépendamment du tissu urbain, quelque peu gênant pour les observations géomorphologiques, la surface du bassin apparaît plus comme un vaste glacis de 245 à 210-205 m d'altitude, que comme une succession de replats de terrasses interrompus par des talus. Seul le raccord avec le fond de vallée, situé vers 200 m, présente une rupture de pente (*cf.* planche V.6).

Toutefois, les très nombreux sondages préimplantatoires de bâtiments et infrastructures lourds, révèlent sous les alluvions, un bed-rock constitué de plusieurs niveaux (plus ou moins distincts) d'encaissement de la Meurthe. On les examinera un par un en partant du plus bas, comme pour la vallée de la Moselle.

La section considérée Jarville-la-Malgrange - Pompey a été divisée en zones transversales pour faciliter les lectures des profils longitudinaux (annexe V.1, planches V.3 et V.8) : Jarville-la-Malgrange, Nancy Sud, Nancy centre, Maxéville, Bouxières-aux-Dames, Pompey. Plus on se dirige vers l'aval et moins les différents niveaux sont présents, conformément au rétrécissement de la vallée, défavorable à la conservation des formations alluviales les plus anciennes.

[4] On peut noter que A. Nordon (1931) indique également une cote de 248 m, pour le sommet de cette formation de Longor.

- *Deux niveaux d'encaissement dans le fond de vallée : les bases de F0 et de F1.*

L'érosion fluviatile maximale de la Meurthe a atteint des cotes altitudinales de 183,5 m à Nancy, 182,5 m à Maxéville, 182 m à Bouxières-aux-Dames et 181 m à Pompey. Si l'on se réfère à ces altitudes, la pente du talweg rocheux est de 0,26 ‰ environ, ce qui apparaît très faible, notamment par rapport à la Moselle qui, rappelons-le, possède un fond sous-alluvial en pente de 0,72 ‰ entre l'écluse d'Aingeray et Pompey.

Par ailleurs, les valeurs indiquées pour la Meurthe sont exceptionnelles dans le bassin nancéien. En effet, dans le secteur de Jarville-la-Malgrange, les forages, au nombre de 9, mais tous en bord de vallée, n'ont jamais rencontré le bed-rock en dessous de 189 m ; à Nancy, seuls 2 sondages sur 45 ont atteint une cote inférieure à 187 m ; de même à Maxéville où 2 altitudes sur 9 sont à moins de 186,5 m. On pense donc que le profil longitudinal de ce niveau d'enfoncement maximal doit être abaissé à Jarville-la-Malgrange et relevé à Nancy - Maxéville, afin de gommer ces irrégularités dues éventuellement à des sondages " mal situés " et des zones de surcreusement fluviatile respectivement. Après lissage du profil, la pente du talweg rocheux peut être estimée à 0,63 ‰ entre Jarville et Pompey.

Afin d'obtenir quelques points de repère à l'aval de la confluence Moselle - Meurthe, on a consulté une petite partie des sondages répertoriés au BRGM, entre Pompey et Atton. Le paléotalweg le plus bas se situe entre 176 et 179 m d'altitude à Marbache (zone de surcreusement probable en rive concave de méandre), à 177 m à Belleville et vers 173 m aux abords de la centrale électrique de Blénod-lès-Pont-à-Mousson. La pente du profil décroît donc nettement à l'aval de la confluence : moins de 0,50 ‰.

D'autres forages effectués dans le lit majeur de la Meurthe entre Jarville-la-Malgrange et Pompey révèlent **un palier dominant le fond précédent d'environ 4 m** (vers 191 m d'altitude dans le bassin de Nancy), à l'image de ce que l'on a déjà remarqué dans la vallée de la Moselle. Le profil de ce niveau d'encaissement possède une pente évaluée à 0,63 ‰. A l'aval de la confluence Moselle - Meurthe, ce même palier est décelé de façon plus incertaine à 182,5 m d'altitude à Marbache (un seul sondage).

Le raccord des deux paléotalwegs de la Meurthe à l'amont de Pompey, avec ceux de la Moselle, ne pose donc aucun problème. **Il s'agit des bases des formations F0 et F1**. Pour les niveaux supérieurs suivants, des difficultés de corrélation apparaissent.

- *Les niveaux d'encaissement supérieurs.*

Plusieurs hypothèses peuvent être avancées en fonction des connaissances des différents paliers d'encaissement dans le bassin nancéien, des données lacunaires de ces derniers à l'aval de la confluence Moselle - Meurthe et des pentes de profils longitudinaux que l'on peut reconstituer. Avant de les définir explicitement, quels sont donc les niveaux de creusement étagés rencontrés sous les alluvions du bassin de Nancy et jusqu'à Pompey ?

Un paléotalweg dominant de quelques mètres celui de F1 est incertain quant à son existence réelle. Les cotes de bed-rock de 199 à 189 m de Tomblaine à Pompey (vers **197 m** à Nancy) atteintes par sondages, sont suspectes à divers égards :

- les forages sont peu nombreux et souvent situés très près du bord de la paléovallée, c'est-à-dire proche du talus rocheux qui sépare ce niveau, du niveau immédiatement supérieur ;
- les matériaux traversés sont plusieurs fois décrits comme des alluvions fines uniquement, dans le bassin nancéien.

En revanche, aux alentours de **202 m** d'altitude à Nancy, se trouve un niveau d'encaissement dont on ne peut douter. Le bed-rock atteint par sondage à l'altitude de 199 m,

près de Bouxières-aux-Dames, a été corrélé à ce même niveau d'incision. Malheureusement trop esseulé, il est peu significatif.

Enfin, deux autres paliers rocheux relativement nets sont discernables vers **211 m et 217 m** dans l'agglomération nancéienne, mais absents de la portion de vallée jusqu'à Pompey.

A l'aval de la confluence Moselle - Meurthe, ces différents paléotalwegs ont été reconnus trop rarement jusqu'à Dieulouard - Atton. La distance importante sans points de repère entre Nancy et Dieulouard est préjudiciable à une reconstitution correcte de profils longitudinaux.

A Belleville, six forages ont traversé des alluvions jusqu'à 185,5 à 188,5 m. Nous pensons devoir rapporter ce niveau à F2, compte tenu du profil de raccordement logique réalisable pour la Moselle. A Dieulouard (Lotissement de la Mine), un sondage a rencontré le bed-rock à 195,5 m, tandis que la belle terrasse d'Atton possède une base alluviale vers 198 m vraisemblablement (*cf.* Vincent, 1987). Ces deux (maigres) témoins de paléotalwegs peuvent être corrélés aux niveaux " 211 m " et/ou " 217 m ", voire " 202 m " (pour la première valeur), précédemment définis à Nancy.

- *Les différentes hypothèses de raccords ; discussions contradictoires.*

A quelles formations mosellanes doit-on rattacher à présent ces niveaux ? L'existence ou non du palier suspect vers 197 m à Nancy conditionne une bonne partie des interprétations et permet d'envisager deux hypothèses principales.

Première hypothèse (figure V.6) :

En considérant l'**absence de ce niveau " 197 m "**, il faut admettre que la formation F2 de la Meurthe possède une base à environ 202 m à Nancy. Pour leur part, les paléotalwegs de F3 et F4 doivent se situer vers 211 et 217 m dans ce même secteur. La reconstitution du profil longitudinal du bed-rock de F2 amène alors à une valeur moyenne de pente de 0,85 ‰ entre Jarville-la-Malgrange et Belleville.

A l'aval, le sondage du Lotissement de la Mine à Dieulouard aurait traversé les alluvions F3, d'où une dénivelée longitudinale de 0,76 ‰ depuis le bassin de Nancy. La terrasse d'Atton serait, quant à elle, constituée par la formation F4 antécapture avec une pente depuis Jarville-la-Malgrange d'environ 0,70 ‰.

Discussion :

Dans cette hypothèse, les pentes des profils s'accroissent pour F4 à F2, puis décroissent assez brutalement entre F2 et F1, sans qu'aucune explication ne puisse être avancée *a priori*.

Par ailleurs, compte tenu du phénomène de capture réalisé entre les mises en place des alluvions F4 et F3, il n'est pas logique d'obtenir, dans cette hypothèse, un paléotalweg de F3 plus élevé pour la Meurthe que pour la Moselle, à la même distance vers l'amont depuis la confluence. Si tel était le cas, cela signifierait que la Moselle a rapidement incisé la vallée du Paléo-Terrouin dans laquelle elle s'est installée après le détournement (*cf.* chapitre II), ou bien que cette dernière était déjà plus encaissée que la vallée de la Meurthe avant la capture. Ce qui n'est guère concevable.

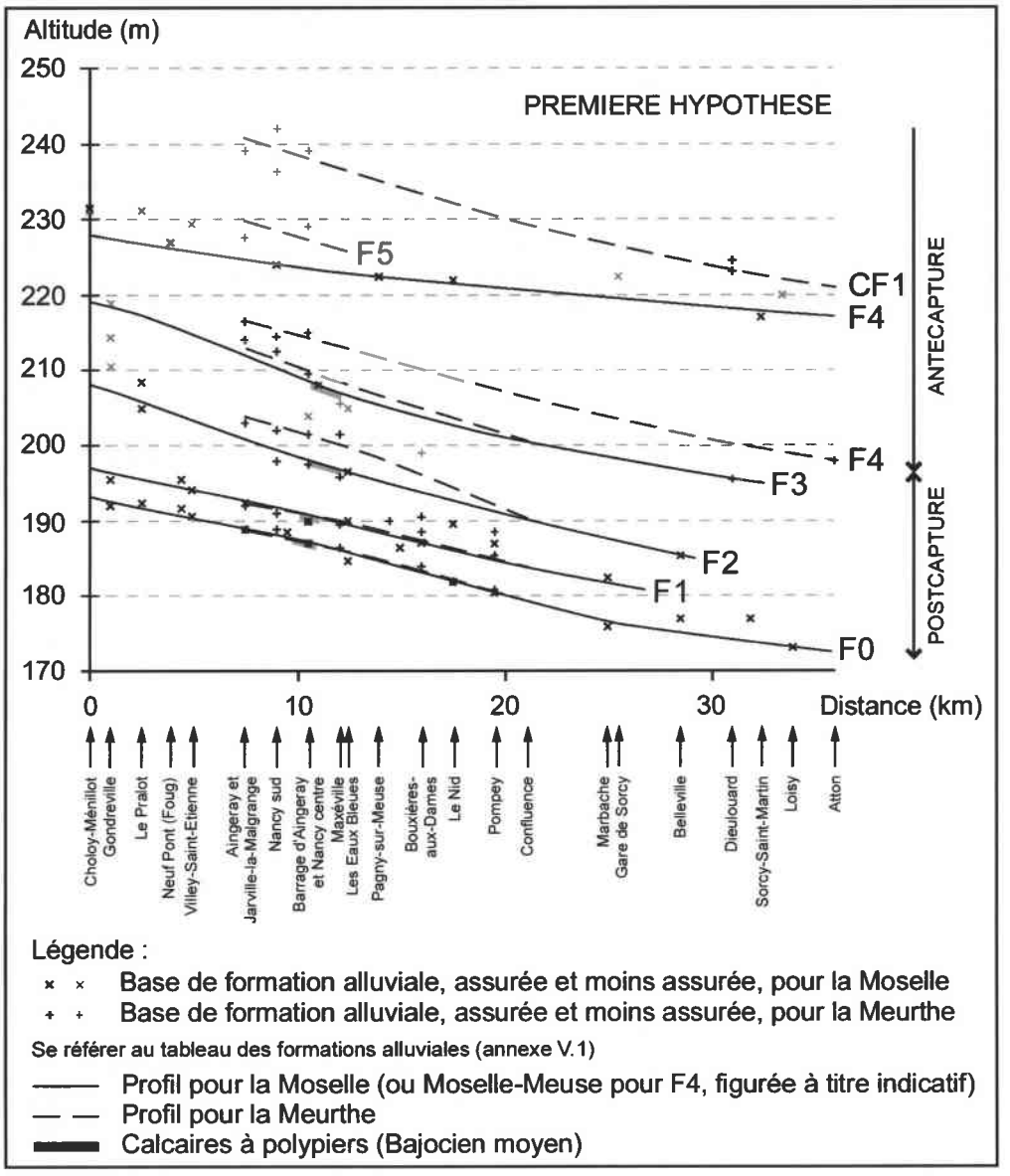


Figure V.6 - Première hypothèse de raccords des profils longitudinaux des bases des formations alluviales de la Moselle et de la Meurthe.

Néanmoins, les travaux de S. Cordier (Cordier *et al.*, 2002, 2003, à paraître ; Cordier et Harmand, 2003 ; renseignements écrits inédits issus de sa thèse en cours [5]) sur l'ensemble de la vallée de la Meurthe - Moselle à l'aval de Baccarat, viennent à l'appui de cette hypothèse, avec quelques modifications :

- les résultats de ce chercheur confirment la présence, de Baccarat à Nancy, d'**une seule unité fluviatile entre le fond de vallée et le niveau " 202 m "** (Cordier *et al.*, 2002). Dans le bassin nancéien, l'auteur détermine donc les terrasses Me2, Me3 et Me4, dont les bases rocheuses se trouvent, à 1 m près, aux altitudes des niveaux précités (respectivement de F2, F3 et F4) ;
- à l'aval de la confluence de la Moselle et de la Meurthe, S. Cordier a repéré, par des sondages et des coupes, les altitudes de bed-rocks suivantes : 189 m à Belleville pour la terrasse M2, environ 196 m à Dieulouard et 197 m à Atton pour M3, vers 212 m à

[5] Je le remercie ici pour la communication de ces résultats préliminaires.

Dieulouard pour M4. La principale différence avec l'hypothèse indiquée (figure V.6), concerne **la formation d'Atton**, qui, par sa composition pétrographique et minéralogique (nombreux galets de granites notamment ; *cf.* Cordier *et al.*, à paraître), **serait postcapture** (M3).

En suivant ces interprétations, on peut s'interroger quant à l'importante accentuation de la pente longitudinale, de Nancy à Dieulouard - Atton, entre les fonds rocheux des unités {Me4-M4} et {Me3-M3}.

Deuxième hypothèse (planche V.8) :

Bien que ténu, supposons que **le niveau " 197 m " existe réellement**. La sous-représentation de ce palier peut alors s'expliquer par son érosion quasi totale, suite à l'enfoncement de la Meurthe sans déplacement latéral significatif. C'est du reste ce qui a dû se produire dans la vallée cataclinale de la Moselle où la formation F2 est très peu représentée. Car ce sont bien les alluvions F2 de la Meurthe qui auraient été forées dans ce cas.

Consécutivement, les bases des formations F3, F4 et F5 se situent respectivement vers 202, 211 et 217 m à Nancy.

Le profil longitudinal de F2 possède une pente de 0,60 ‰ entre Tomblaine et Belleville. Pour F3, la dénivelée ne peut être calculée que sur une courte distance dans le bassin nancéien et n'est donc pas représentative. Dans le cas de F4, le rattachement du sondage du Lotissement de la Mine implique une pente de paléotalweg de 0,76 ‰ (*cf.* supra), depuis Jarville-la-Malgrange. Le bed-rock atteint à Atton, pourrait correspondre à la base de la formation F5, pour une dénivelée proche de 0,70 ‰ (*cf.* supra), depuis Jarville [6].

Discussion :

Cette deuxième hypothèse, qui avait nettement nos faveurs (*cf.* Losson et Corbonnois, 2001), avant les résultats pertinents de S. Cordier (*cf.* supra), reste malgré tout de mise. **Plusieurs arguments** nous ont incité à la garder et à la formaliser sur la planche V.8 :

- les profils de F2 et F3 restent à peu près parallèles à ceux inférieurs de F0 et F1, et les pentes sont légèrement plus fortes pour F4 et F5. Cet adoucissement du profil de la Meurthe entre les périodes d'encaissement de F4 et F3 correspond au phénomène de capture de la Moselle.

  On peut évoquer un effet de barrage sédimentaire et/ou hydraulique provoqué par l'arrivée brutale d'un puissant cours d'eau chargé d'alluvions (des processus d'érosion régressive serait également envisageable dans la vallée de la Meurthe, suite à un accroissement de l'érosion fluviatile à l'aval de la nouvelle confluence Moselle - Meurthe, mais l'adoucissement du profil de la Meurthe ne se serait produit qu'après plusieurs générations d'encaissement - alluvionnement) ;
- dans le bassin de Nancy, au-dessus du niveau " 217 m ", les alluvions apparaissent peu épaisses et fortement remaniées, ce qui s'accorde avec les observations énoncées pour la vallée de la Moselle (hiatus entre les formations F et CF) ;
- l'encaissement le moins important entre deux niveaux, pour la Meurthe, concerne les paliers " 217 m " et " 211 m " (6 m de dénivelée). Dans la vallée de la Moselle, cet incision minimale est constatée entre les formations alluviales F5 et F4 ;
- le profil de la base de la formation mosellane F3 possède une forte pente entre Gondreville et Liverdun (*cf.* supra). Et on ne s'attendrait pas à ce que celle-ci décroisse à l'aval du passage des Calcaires à polypiers, en fonction des observations effectuées pour les profils de la Moselle (convexités au niveau des seuils et concavités à l'aval). Cette configuration a servi à reconstituer le profil longitudinal du talweg rocheux du Paléo-Terrouin juste avant la capture, en accentuant un peu plus la convexité (*cf.* planche V.8). La pente ainsi obtenue (environ 0,15 %) est tout à fait comparable à celle actuelle d'un affluent de rive gauche de la Moselle, tel que l'Esch (cours d'eau qui évolue dans un

[6] Corrélée à F4, la base alluviale de la terrasse d'Atton fournirait une pente de 0,53 ‰ seulement.

contexte géomorphologique similaire, profil convexe puis concave à l'aval, pour une pente moyenne de 0,19 % ; *cf.* Sary *et al.*, 1992).

On verra en outre dans le chapitre IX que **les circulations karstiques antécapture à travers le plateau de Haye**, telles qu'on peut les supposer, **s'accordent également mieux avec la seconde hypothèse** qu'avec la première. Deuxième hypothèse que l'on résume (*cf.* planches V.3 et V.8) :

- le niveau **" 197 m "** de la Meurthe à Nancy correspond au talweg rocheux mosellan de **F2** ;
- celui **" 202 m "** se rapporte à **F3** ;
- 9 m plus haut, à Nancy toujours (niveau **" 211 m "**), on trouve l'équivalent de la base de la formation **F4**, dernier dépôt antécapture ;
- le palier **" 217 m "** se rattache au bed-rock de la formation **F5** de la Moselle ;
- et enfin, les alluvions traversées en forage à Dieulouard (Lotissement de la Mine) et Atton sont corrélées respectivement à F4 et F5.

On notera qu'avec cette suggestion, les écarts relatifs d'incision par rapport à l'encaissement maximal sont nettement moins importants dans la vallée de la Meurthe à Nancy que dans celle de la Moselle à Toul, pour tous les niveaux supérieurs à F2 (5 à 10 m de différence). On peut y voir là la conséquence du détournement hydrographique qui a provoqué, pour la Moselle amont, un nécessaire rattrapage du niveau de base de la Meurthe très déprimé.

♦ Les formations CF.

Les formations alluviales CF, relictuelles pour la plupart, correspondent aux hautes et très hautes terrasses définies par D. Harmand *et al.* (1995c). Comme on l'a vu, les bases de ces formations sont plus difficiles à déterminer pour de multiples raisons (matériaux colluvionnés, tassement du substratum,...). Toutefois, suite à la tempête de décembre 1999, des observations ont pu être menées sur les souches de chablis dans le but de repérer les affleurements de substratum sous-jacents aux alluvions (photos V.1 à V.3).

Les recherches ont porté essentiellement sur la vallée cataclinale de la Moselle. Elles nous ont permis de déceler **un nombre de niveaux fluviatiles plus élevé que ce qui était connu jusqu'alors**.

La mesure des altitudes de ces bases de formations anciennes, plus ou moins précise selon les contextes morphologiques et les caractéristiques forestières (zones sans chablis, à nombreux chablis ou déboisées), révèle **un étagement avec encaissements relatifs d'une huitaine ou d'une dizaine de mètres en moyenne entre chaque niveaux** (planche V.9). Il s'agit en quelque sorte d'une limite en dessous de laquelle la différenciation n'est plus réellement possible, pour des formations dégradées comme nous en connaissons.

La restitution précise des profils de ces paléotalwegs ne peut être réalisée sur une zone aussi restreinte que celle du plateau de Haye. La représentation longitudinale des niveaux fluviatiles résiduels a notamment pour but de souligner les petits décalages altitudinaux multiples, qui existent entre les secteurs de Bois l'Evêque et du Bois de Chaudeney-Dommartin, pour les formations plus anciennes que CF2 (figure V.7).

Les différences sont faibles ; elles peuvent ainsi résulter :

- d'une précision insuffisante des mesures ;
- de variations dues aux dynamiques fluviales qui se traduisent par des surcreusements et des seuils dans le talweg rocheux ;

- d'une influence lithologique : les formations alluviales de Bois l'Evêque reposent exclusivement sur les calcaires du Bajocien, alors que celles du bois de Chaudeney-Dommartin ont une assise constituée majoritairement par les marno-calcaires bathoniens.

Un rôle épirogénique différentiel local, spécialement de part et d'autre de la faille axée sur la vallée de la Moselle (*cf.* planche II.3), est actuellement improbable, puisqu'aucun mouvement tectonique quaternaire n'a jamais été décelé dans notre zone d'étude (Le Roux, renseignement oral).

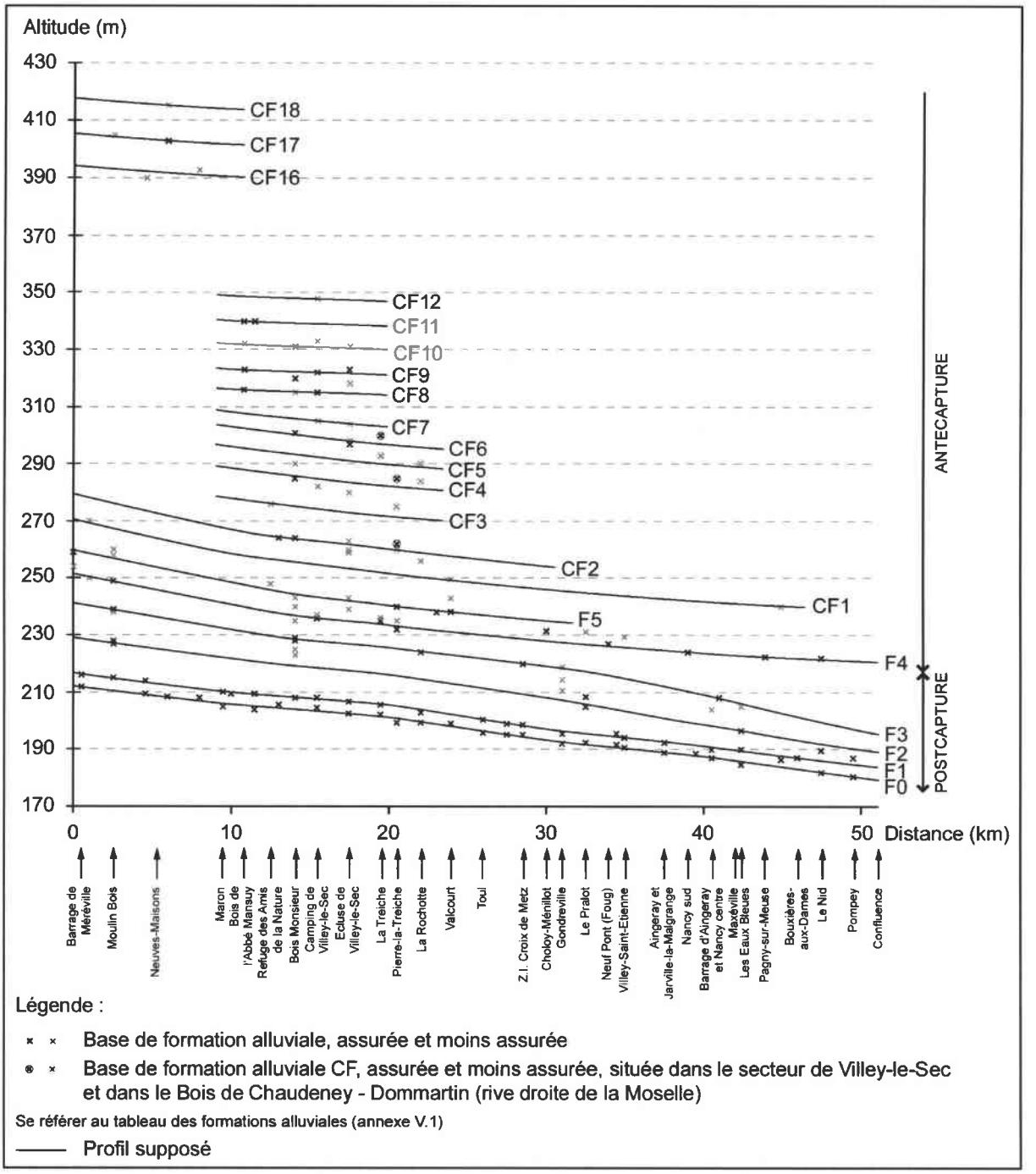


Figure V.7 - Profils longitudinaux des bases des formations alluviales de la Haute Moselle entre Méréville et Troussey (pour CF18 à F4) ou la confluence avec la Meurthe (pour F3 à F0).

La convergence vers l'amont des différents profils (figure V.7) ne représente peut être qu'une réalité locale. On est en effet trop éloigné du Massif vosgien pour présumer une relation entre les paramètres orographiques et hydrographiques [7].

Pour se faire une idée des raccords longitudinaux entre formations, sur une plus petite échelle spatiale, on s'est référé à la reconstitution du « profil des niveaux de terrasses des vallées de la Meuse et de la Haute Moselle », réalisée par D. Harmand *et al.* (1998, fig. 2 ; modifiée à partir de Pissart *et al.*, 1997a, fig. 2) (planche V.10). Les corrélations entre les nomenclatures de ces auteurs avec les nôtres sont indiquées dans les annexes V.1 et V.2 et sur la planche V.9.

Les travaux de ces chercheurs ont été également partiellement utilisés, conjointement aux altitudes relatives, pour compléter les mesures de terrain effectuées sur le plateau de Haye avec les données bibliographiques relatives à l'ensemble du site de la capture de la Moselle (annexe V.1). Les résultats de ces corrélations entre formations alluviales le long de l'ancienne vallée de la Moselle - Meuse ont alors pu être cartographiés (planches V.2 et V.11).

Une tentative de mise en relation des hautes et très hautes unités fluviatiles de la Meurthe est également établie. La nomenclature utilisée pour la Moselle est reprise, en considérant, à titre d'**hypothèse**, des **dénivelées relatives** (par rapport au bed-rock de F0) **inférieures de 10 m dans la vallée de la Meurthe** (valeur constatée pour les formations F4 à CF2). Par exemple, pour une formation de la Meurthe dont le bed-rock est rencontré à +160 m, on donnera le même nom qu'aux alluvions de la Moselle dont la base a été observée à +170 m.

Compte tenu des doutes existant déjà pour les basses et moyennes terrasses, ces corrélations chronologiques relatives paraissent osées, mais elles sont **nécessaires aux reconstitutions paléogéomorphologiques** (planche V.11), qui seront utilisées tout au long et jusqu'à la fin ce travail (*cf.* chapitre IX).

♦ Conclusion.

En reprenant les nombreuses études relatives aux unités fluviatiles de la Moselle, de la Meuse et de la Meurthe, on a tenté de synthétiser les données éparses, sur la base des recherches les plus récentes, et de compléter certains points fondamentaux pour la suite de notre travail sur les phénomènes karstiques. Il s'agit principalement de la détermination (à peine ébauchée) des **corrélations entre formations alluviales de la Moselle et de la Meurthe**, et dans une moindre mesure d'une " radiographie " du talweg rocheux du fond de vallée de la Moselle, ainsi que la recherche des bases de formations alluviales anciennes.

Si la cartographie établie s'est bornée à une approche spatiale où le paramètre altitudinal apparaît fondamental, notons qu'elle a bénéficié, de manière sous-jacente, du concours d'autres données. En effet, les formations alluviales ont fait l'objet d'études portant sur leurs matériaux également ; quelques résultats sur les unités fluviatiles peu remaniées ont participé à un gain de précision, à propos de leur différenciation et leurs corrélations longitudinales. C'est ce thème des caractéristiques sédimentologiques que l'on se propose d'aborder à présent.

[7] La convergence des terrasses vers l'amont des vallées a été décrite sur d'autres cours d'eau (*cf.* Alexandre *et al.*, cités par Godissart, 2001, par exemple).

V.3. Caractéristiques sédimentologiques : texture, pétrographie, morphométrie, altération physico-chimique et minéralogie.

La description des matériaux des formations alluviales de la Moselle et de la Meuse remonte au XIX^{ème} siècle et constituait un argument probant en faveur de la capture de la Moselle (*cf.* chapitre II), en raison de leur origine vosgienne (galets de quartz, quartzites, socle,...). Toutefois, jusqu'en 1970, les déterminations pétrographiques restent purement qualitatives et aucune valeur statistique ne leur a jamais été adjointe.

Depuis cette date, les chercheurs ont multiplié ce type d'étude sur les matériaux grossiers (galets), afin de déceler des indices de différenciation des diverses accumulations sédimentaires d'origine vosgienne.

Dans le but d'établir d'éventuelles relations entre matériaux endokarstiques et épigés, nous avons nous même opté pour une série de **comptages pétrographiques** dont la très grande majorité concerne des remplissages souterrains. On évoquera ces travaux dans la troisième partie, mais d'ores et déjà, il a paru judicieux de passer en revue les études relatives aux formations alluviales de surface (*cf.* annexe V.3) : textures et surtout aspects pétrographiques, dont on verra différents problèmes inhérents à ces analyses.

Les travaux relatifs aux **caractéristiques morphométriques** et à l'**altération des galets de granites** seront traités de façon semblable, dans la même optique de distinction des formations alluviales. En revanche, les tailles maximales atteintes par les matériaux fluviatiles ne fournissent apparemment aucun renseignement à ce sujet (*cf.* Vaskou, 1979 ; annexe V.4) ; elles ne seront donc pas abordées spécifiquement dans ce chapitre.

Enfin, des études identiques ont été effectuées sur les matériaux plus fins (sables) : détermination des **spectres minéralogiques globaux** et des **minéraux lourds**. Des parallèles d'ordre sédimentologique et statistique pourront être établis par rapport aux galets.

V.3.1. Caractéristiques texturales des formations alluviales.

Cette présentation texturale succincte des formations alluviales fournit une appréciation générale des conditions de prélèvement des matériaux qui seront analysés par la suite.

Les observations des structures sédimentaires et les études des textures des formations alluviales sont assez peu nombreuses et toujours récentes, dans notre secteur de recherche. Une des raisons de cette indigence est le **manque de coupes sédimentaires disponibles**, notamment en dehors du remblaiement des fonds de vallées.

En effet, la faible puissance des unités fluviatiles mises en relief constitue un frein à l'ouverture de gravières dans les terrasses, alors que les lits majeurs de la Moselle et de la Meurthe sont constellés d'exploitation immergées par les eaux de la nappe phréatique. Par le passé, des petites gravières ont été ouvertes dans les formations " perchées " les plus épaisses (à Ecrouves et Chaudeney-sur-Moselle par exemple), mais leur ancienneté empêche toute observation sans un rafraîchissement préalable des coupes.

Les situations sont plus favorables, en terme d'étendue et de puissance des unités fluviatiles, dans les secteurs amont des vallées de la Moselle (Vaskou, 1981 ; Taous, 1994) et de la Meurthe (Kowalski *et al.*, 1990 ; Cordier *et al.*, 2002), et même dans certaines sections de la vallée de la Meuse aval (Harmand, 1989, 1992).

Dans la région de la « Boucle de la Moselle », deux types d'observations des formations alluviales peuvent être distinguées :

- les meilleures concernent des coupes sédimentaires établies à l'occasion de travaux routiers, de constructions de bâtiments ou creusées à des fins purement universitaires. Ces coupes ont permis l'obtention de données texto-structurales complètes sur les parties sommitales des formations (Vaskou, 1979 ; Taous, 1994 ; Técher, 1995 ; Dorniol, 1997) ;

- plus nombreuses sont les descriptions stratigraphiques issues de sondages répertoriés au BRGM. De très rares études sédimentologiques les ont accompagnées et, d'autre part, l'aspect structural latéral est souvent occulté, en dehors de séries de forages rapprochés (cas des prospections préalables à l'installation d'infrastructures routières).

Les résultats qui ressortent des divers travaux disponibles sont les suivants :

- les formations alluviales CF, de faible épaisseur, présentent dans leur grande majorité une **absence de stratigraphie** et une **hétérogénéité granulométrique importante**. En effet, les matériaux qu'on y rencontre sont constitués de galets et graviers épars, noyés dans une matrice limono-argileuse peu sableuse (sondages répertoriés au BRGM, coupe du Bois Monsieur, " ruelle " d'effondrement minier dans le Bois de Remenaumont).
S'il s'agit donc le plus souvent de formations remaniées et/ou colluvionnées, il n'est pas rare de constater dans les souches de chablis, des lits de matériaux grossiers fournis, mais peu épais (Bois l'Évêque et Bois de l'Abbé Mansuy). Localement, il est possible d'observer des séquences caillouteuses plus importantes à matrice limono-sableuse (poche karstique de la Tranchée du Bois Monsieur (Dorniol, 1997), Bois de Chaudeney - Dommartin, Dieulouard - Le Nid (figure V.8, photo V.4 et *cf.* photo II.10)), et plus rarement de véritables passées sableuses (Bois de Chaudeney - Dommartin) ;

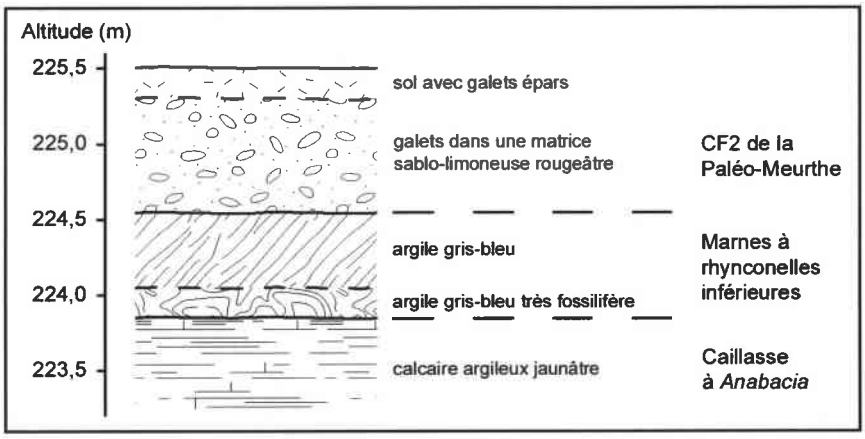


Figure V.8 - Coupe synthétique du dispositif sédimentaire de la terrasse fluviatile du Nid, à Dieulouard (X = 872,990 - Y = 1132,950 - Z = 225,5).

- les formations alluviales F sont caractérisées par des **stratigraphies à " dérive positive "** (*cf.* Vaskou, 1981), avec une séquence à galets et graviers surmontée par des couches sablo-limoneuses et/ou limono-argileuses (Husson, 1863 ; sondages répertoriés au BRGM ; Vaskou, 1979 ; Taous, 1994 ; Harmand, 1992 ; Dorniol, 1997), ou bien par des **barres caillouteuses** entrecoupées de lits sableux (Taous, 1994 ; Técher, 1995 ; Dorniol, 1997). Tous les types de granulométries (sables à argiles) peuvent constituer la matrice des alluvions grossières.
Des variantes à ces dispositifs texto-structuraux existent : réapparition de galets au sommet de certaines formations (exemple : sondage 230-1-45 répertorié au BRGM), présence d'une couche de matériaux fins sous-jacente aux alluvions grossières à la base de l'unité fluviatile (exemples : sondages 229-2-47 et 229-2-49 répertoriés au BRGM). La puissance de chaque séquence peut varier sensiblement d'un endroit à un autre, en fonction de l'épaisseur totale de la formation alluviale, des dynamiques fluviales prévalant lors des périodes d'accumulation et des phases érosives syn- ou postsédimentaires (*cf.* Carcaud, 1990 ; Carcaud *et al.*, 1991).

La **différenciation texto-structurale établie entre unités élevées en altitude, anciennes, et unités plus proches du fond de vallée et plus jeunes**, peut être due à des

conditions morphologiques locales. Mais elle résulte surtout d'une **évolution des éléments constitutifs des diverses formations alluviales.**

Une accumulation à dérive positive, soumise aux agents d'érosion, subira une dégradation aboutissant finalement à un résidu de formation comparable à ce que l'on observe au niveau des hautes terrasses actuelles. Plusieurs processus interviennent : déblaiement des matériaux fins de surface (= transformation de la terrasse-replat en glacis), exposition des alluvions plus grossières aux intempéries, altération physico-chimique de certains minéraux siliceux (feldspaths notamment, qui se transforment en argiles ; Gall, 1976) et fragmentation ou désagrégation d'autres éléments, poursuite de l'exportation d'une partie des matériaux fins libérés et également apport éventuel de colluvions issues de versants supérieurs. Au bout du compte, la formation alluviale aura diminué d'épaisseur et sera constituée uniquement des composants les plus résistants aux diverses actions érosives (grains et galets de quartz et quartzite).

Ce dernier résultat correspond à l'une des caractéristiques majeures des comparaisons pétrographiques entre hautes et moyennes unités fluviatiles, comme nous allons le voir à présent.

V.3.2. Caractéristiques pétrographiques des formations alluviales.

Les formations alluviales de la Moselle-Meuse et de la Meurthe sont essentiellement constituées de **matériaux grossiers d'origine vosgienne : roches de la couverture triasique** (quartzites, quartz et plus rarement grès et conglomérats) **et du socle primaire** (granites, roches cristallophylliennes et volcaniques). Des éléments jurassiques (calcaires et chailles) s'y trouvent parfois, mais toujours en faible quantité, et non émoussés en ce qui concerne les chailles.

Conformément aux objectifs fixés, nos analyses sédimentologiques ont été réalisées uniquement sur les alluvions de la Moselle, situées sur ou aux alentours immédiats du plateau de Haye. Une seule étude a porté sur les sédiments de la Meurthe, à Dieulouard, suite à une opportunité de prélèvement, obtenue au cours des prospections sur les unités fluviatiles. Cette analyse pétrographique, consignée en annexe V.6, ne fera pas l'objet de commentaire particulier, compte tenu de son particularisme géomorphologique par rapport aux autres échantillons.

En revanche, lorsque l'on abordera les travaux pétrographiques de nos prédécesseurs, il sera utile de présenter les données acquises à une plus petite échelle spatiale (*cf.* planche V.12), afin d'avoir des points de repère plus généraux.

♦ Approches méthodologiques.

Les résultats d'une étude pétrographique sont dépendants de facteurs méthodologiques, soulignés par de nombreux auteurs (Tricart, 1957, 1961a ; Cailleux et Tricart, 1959 ; Duchesne et Pissart, 1985 ; Harmand *et al.*, 1995a ; Dorniol, 1997 ; Pissart *et al.*, 1998a) :

- dimension des galets pris en considération ;
- nombre de galets comptés ;
- lieu (emplacement géomorphologique) et profondeur du prélèvement, auxquels peuvent être liés des phénomènes différentiels de remaniement et d'altération ;
- ...

Ce sont donc autant d'éléments qu'il s'agit d'**indiquer en marge des résultats de comptages**. Un autre paramètre, qu'on ne peut évaluer, concerne les erreurs humaines éventuelles, intervenant lors des déterminations lithologiques. Il est étroitement lié au nombre

de galets comptés par échantillon et implique une certaine prudence dans les comparaisons entre différents auteurs.

L'annexe V.5 constitue l'application de cette démarche, pour les travaux consacrés aux accumulations du site de la capture de la Moselle, par différents auteurs, et que l'on étudiera plus loin.

Si les comparaisons entre chercheurs restent toujours sous la dépendance des facteurs précités, il est possible toutefois de réduire le rôle de certains paramètres sur les pourcentages des spectres pétrographiques.

Ainsi, pour chaque pourcentage de roche, un écart-type peut être calculé de manière mathématique ou à l'aide d'un graphique tel que l'ont proposé L. Van der Plas et A.C. Tobi (1965, cités par Duchesne et Pissart, 1985 et Pissart *et al.*, 1998a ; cf. annexe VIII.9) ; le nombre de galets comptés est alors pris en considération et son influence sur la valeur de pourcentage diminue. Une application de cette méthode a été réalisée sur les matériaux endokarstiques, dans la troisième partie.

En ce qui concerne la **dimension des matériaux**, on peut établir quelques règles comparatives, entre les deux catégories de galets mesurés dans cette recherche (20-50 mm et 40-80 mm) [8] :

- le pourcentage de galets de quartzite est toujours plus important dans les dimensions de 40-80 mm que dans celles de 20-50 mm (plus de 10 % de différence dans une grande majorité de cas) ;
- les quartz sont, quant à eux, moins nombreux aux dimensions de 40-80 mm qu'à 20-50 mm (dans 98 % des cas étudiés), dans une proportion variable, mais qui dépasse souvent les 10 % ;
- dans la mesure où le nombre de galets comptés n'est pas trop faible, les pourcentages de granites dans les deux catégories dimensionnelles sont assez proches (variation rarement supérieure à 3 %) ;
- généralement, la même remarque que pour les granites s'applique aux autres roches du socle, mais il arrive parfois que des pourcentages très dissemblables soient constatés entre les deux dimensions de galets, dans un sens comme dans l'autre (plus d'autres roches du socle en 40-80 mm ou inversement).

De ces caractéristiques, on peut déduire que **la proportion de granites est la meilleure valeur pour l'établissement de comparaison entre comptages de galets de tailles différentes**, tandis que le taux de quartzites peut être utilisé avec un peu plus de circonspection. On relativisera toutefois ces remarques en soulignant que le nombre d'éléments comptés n'est pas comparable entre les deux dimensions évoquées (*cf.* annexe VIII.8) : les comptages ont toujours porté sur davantage de galets dans les lots de calibre 20-50 mm.

Conjointement aux pourcentages de granites et de quartzites, deux indices synthétiques ont également montré un intérêt pour les alluvions de la Moselle (Taous, 1994 ; Técher, 1995 ; Harmand *et al.*, 1995a ; Dorniol, 1997) : **le rapport couverture/socle (Co/So) et le rapport granites/socle (Gr/So)**.

Enfin, plusieurs chercheurs régionaux (Vaskou, 1981 ; Harmand, renseignement oral ; Dorniol, 1997) ont constaté **que le pourcentage de roches du socle augmente en profondeur dans les formations fluviatiles**, en raison de l'altération moindre subie par les minéraux fragiles chimiquement (feldspaths plagioclases, biotites ; Gall, 1976), ce qui a été également vérifié dans les alluvions du Rhin (Geissert *et al.*, 1976). En fait, il est probable que la décomposition des galets granitoïdes soit la plus rapide au niveau de la zone de battement de la nappe phréatique alluviale (lorsqu'elle existe), et leur conservation maximale dans un milieu où les changements du potentiel d'oxydo-réduction sont faibles (Campy et Macaire, 1989).

Toutefois, indépendamment de la profondeur, **le lieu exact de prélèvement est parfois discriminatoire**. En effet, D. Harmand (renseignement oral) a pu constater une accumulation très localisée de rhyolites dans une formation. De même, nous avons obtenu des pourcentages de granites variables de plus de 10 % dans des échantillons prélevés dans une même séquence

[8] Ces règles découlent des analyses effectuées sur les échantillons endokarstiques, que l'on étudiera en troisième partie, et qui sont beaucoup plus nombreux que ceux de surface (elles apportent donc une meilleure signification statistique aux principes énoncés).

sédimentaire et éloignés de quelques dizaines de centimètres au maximum (échantillon F4-BG(I) ; *cf.* annexe V.6).

Malgré toutes les difficultés inhérentes à leur étude et leurs comparaisons, essayons de préciser les caractéristiques pétrographiques des galets des diverses formations alluviales du secteur de la capture de la Moselle et voyons dans quelles mesures ces recherches peuvent aider à la distinction des unités fluviatiles autrement que par le seul critère altitudinal. On commencera par exposer nos résultats, avant de les comparer aux travaux antérieurs, parfois complémentaires.

♦ Résultats des comptages pétrographiques.

Quatre formations, sur **six lieux de prélèvements**, ont fait l'objet de comptages pétrographiques (planche V.13 et annexe V.6) :
- la formation **CF2** dans la Tranchée du Bois Monsieur (262 m d'altitude) ;
- la formation **F5** près de l'aire autoroutière, à Chaudeney-sur-Moselle (238 m d'altitude) ;
- la formation **F4** à l'ouest du Bois Gaillard (Bois de Chaudeney ; 238 m d'altitude) et au-dessus de la Grotte Sainte-Reine (formation résiduelle ; 231 m d'altitude) ;
- la formation **F3** à l'orée du Bois Gaillard (est de Chaudeney-sur-Moselle ; 226 m d'altitude) et dans le Bois de la Claire (près du barrage d'Aingeray ; 208,5 m d'altitude).

En dehors de l'endroit sus-jacent à la Grotte Sainte-Reine, il s'agit de sites d'échantillonnage en coupe, vers 1 à 2 m de profondeur, précédemment exploités par D. Harmand *et al.* (1995a) et/ou Y. Dorniol (1997). Ces auteurs n'ayant effectué des mesures que sur des galets de dimension 40-80 mm, il était nécessaire de refaire des comptages pour les matériaux de 20-50 mm, dans l'optique d'obtenir des comparaisons avec les prélèvements endokarstiques (troisième partie).

Pour les **galets de 20-50 mm**, les résultats de ces nouvelles analyses pétrographiques (tableau V.1 et planche V.13), amènent quatre remarques :
- globalement, il existe **une décroissance des roches de la couverture triasique au profit des matériaux du socle, de la plus ancienne formation à la plus récemment mise en place** (CF2 à F3) ;
- **le hiatus morphosédimentaire déterminé entre les formations F et CF, se vérifie du point de vue pétrographique**, avec des galets de socle très peu nombreux dans CF2 ;

Formation / nom	Galets de 20-50 mm					Galets de 40-80 mm				
	Granites	Quartzites	Co/So	Gr/So	N	Granites	Quartzites	Co/So	Gr/So	N
CF2-BM	**3**	**37,5**	**5,52**	**0,18**	437	0	47,5	4,81	0	93
F5-CM	**16,5**	**25**	**1,18**	**0,36**	491	6	39	1,33	0,14	49
F4-SR *	23,5	24	1,43	0,57	248	14	39,5	2,19	0,45	99
F4-BG(I)	**28,5**	**24**	**0,94**	**0,55**	395	21	39,5	1,14	0,45	165
F3-CM(I)-2	**40,5**	**12,5**	**0,58**	**0,64**	347	37,5	26	0,74	0,65	165
F3-BC	**38**	**17,5**	**0,57**	**0,60**	920	33,5	33	0,83	0,61	170

BM = Bois Monsieur ; CM = Chaudeney-sur-Moselle ; SR = Sainte-Reine ; BG = Bois Gaillard ; BC = Bois de la Claire ; * = formation résiduelle ; Co/So = roches de couverture/roches du socle ; Gr/So = granites/totalité des roches du socle ; N = nombre de galets comptés.

Tableau V.1 - Principales données pétrographiques des formations CF2, F5, F4 et F3, en différents endroits de la « Boucle de la Moselle ».

- **les formations F5 et F4 antécapture sont les moins évidentes à distinguer**, même si le taux de granites et le rapport Gr/So présentent des valeurs bien discriminées ;
- **la formation F3 postcapture possède des pourcentages de roches du socle, et notamment de granite, qui diffèrent des unités antécapture**, ce qui constitue un paramètre fondamental pour la suite de cette étude.

Les résultats obtenus à la dimension 40-80 mm sont moins significatifs, car réalisés sur des échantillons moins fournis en nombre de galets. Néanmoins, leur indication permettra des comparaisons avec les comptages effectués par d'autres auteurs (*cf.* infra). Par rapport aux matériaux de 20-50 mm, on peut établir les mêmes constats que précédemment.

♦ Travaux antérieurs : compléments et comparaisons.

Les recherches statistiques sur la pétrographie des galets des formations alluviales en Lorraine, ont débuté dans les années 70 et ont essentiellement concerné la région de la « Boucle de la Moselle » (Dangana, 1970 ; Troestler, 1973 ; Bonnefont, 1975b ; Vaskou, 1979 ; Marchand, 1981 ; Técher, 1995 ; Harmand *et al.*, 1995a ; Dorniol, 1997) et la vallée de la Moselle amont (Rosinski, 1975 ; Vaskou, 1981 ; Taous, 1994). Des travaux identiques, mais moins nombreux, ont porté sur les vallées de la Meuse (Harmand, 1989, 1992) et de la Meurthe (Troestler, 1973 ; Kowalski *et al.*, 1990 ; Ghanimi, 1991 ; Carcaud, 1992). Enfin, le domaine fluvial de la Moselle à l'aval de Pompey est resté quasiment vierge de toute étude pétrographique, jusqu'aux investigations en cours de S. Cordier (*cf.* supra ; Cordier *et al.*, 2003, à paraître).

En ce qui concerne les dépôts de la Moselle, les résultats de ces multiples travaux peuvent être lus à deux niveaux.

Globalement, on retrouve les caractéristiques altitudinales et longitudinales similaires d'un auteur à l'autre (planche V.12), à savoir :

- **distinction entre les formations CF** où dominent fortement, voire intégralement, les roches de la couverture triasique, **et les formations F** dans lesquelles existent en quantité importante des roches issues du socle vosgien. Pour une majorité de chercheurs, le rapport couverture/socle (Co/So) décroît des formations moyennes vers le remblaiement de fond de vallée. Ces constatations rejoignent pleinement nos conclusions ;
- **évolution du spectre pétrographique d'amont en aval** (surtout d'Epinal à Toul), avec une diminution du pourcentage de roches du socle pour une même unité corrélée longitudinalement. Ceci dénote les contrastes de résistance des galets au transport et à l'altération (Tricart et Vogt, 1967).

Dans le détail, on constate des comptages divergents par rapport à ces schémas évolutifs globaux, ou bien des différences pétrographiques, parfois importantes, pour des formations analogues, entre divers auteurs.

En ce qui concerne les formations CF, quelques échantillons ont fourni plus de 5 % de granites (*cf.* planche V.12). Ces résultats peuvent être interprétés de deux manières : le prélèvement a été effectué en profondeur, éventuellement dans une formation protégée de l'altération par une fossilisation, ou il a été malencontreusement enrichi par des apports anthropiques difficiles à déceler (éparpillement de matériaux alluviaux issus de fonds de vallées, à proximité d'édifices bétonnés ; *cf.* note de bas de page n° 2 et Husson, 1880).

Dans le secteur de la « Boucle de la Moselle », on peut souligner le cas d'une formation située dans le Moulin Bois à Méréville (Taous, 1994 ; planche V.13), correspondant à F5 pour l'auteur, et que nous avons rapporté à CF1 (*cf.* § V.2.). Si cette interprétation se confirmait à l'avenir, il faudrait nuancer le hiatus sédimentologique entre les hautes et moyennes unités fluviatiles.

Néanmoins, en général, quartz et quartzites composent presque intégralement ces formations alluviales les plus vieilles, dans des proportions variables, malheureusement inutilisables pour différencier les unités (*cf.* Marchand, 1981, qui a établi les pourcentages

relatifs aux galets de quartz uniquement). On verra plus loin les raisons probables de cet état de fait.

Dans les formations alluviales F, la multiplication des analyses met en exergue des différences de résultats entre les chercheurs surtout, même lorsque les prélèvements ont été effectués dans des lieux identiques (*cf.* planche V.13). Les conditions d'analyse interviennent : dimension des galets et profondeur des prélèvements notamment, mais aussi l'incontournable part de subjectivité.

Si l'on s'attache uniquement aux travaux les plus récents, qui possèdent des dimensions de galets comparables (40-60 mm et 40-80 mm), et situés dans un espace peu étendu (site de capture de la Moselle ; planche V.13), on constate :

- des spectres pas toujours très distincts entre les formations F5 et F4 (Técher, 1995 ; Harmand *et al.*, 1995a), comme nous l'avions noté ;
- l'impossibilité d'utiliser la pétrographie pour différencier les formations anté- et postcapture, F4 et F3, selon Y. Dorniol (1997), ce qui s'oppose à nos conclusions et à celles de D. Harmand *et al.* (1995a).

En outre, on remarque que les quelques analyses réalisées sur les basses unités fluviatiles F2 (Bonnefont, 1975b ; Taous, 1994 [9] ; planche V.13) et F0 (ou F1 ; Vaskou, 1979 ; planche V.12), révèlent des taux de galets de socle supérieurs ou égaux à ceux obtenus dans la formation F3.

Au final, si nos valeurs diffèrent de celles d'autres études sur le sujet, elles s'accordent correctement en terme de progression relative et de différenciations entre formations alluviales.

♦ Interprétations et conclusion.

Pour les formations alluviales CF, situées au-dessus des moyennes terrasses, on a noté la **prépondérance des galets de la couverture triasique** (quartz, quartzites, grès-conglomérats). Ce constat doit être rapporté avant tout à l'altération des matériaux du socle. Mais, pour les périodes les plus anciennes de l'érosion fluviatile, on peut également présager des affleurements du socle vosgien, limités par le recouvrement sédimentaire triasique (Braconnier, 1879).

Pour l'ensemble des formations F peu remaniées, il existe une **proportion croissante des roches du socle en fonction du temps**, et corrélativement, une diminution du nombre de galets de la couverture triasique. L'interprétation fournie par A. Taous (1994) sur ce phénomène (pour les " moyennes terrasses " uniquement) est la suivante. Les différentes périodes d'accumulations alluviales correspondent à des englacements du massif vosgien de moins en moins importants au cours du temps. Les débacles à l'origine des transports sédimentaires ont donc concerné des terrains de plus en plus proches du cœur cristallin des Vosges. Ainsi, l'érosion des affleurements du socle préparée pendant les glaciations a permis une mobilisation croissante de ce type de matériau lithologique par la Moselle, lors des phases cataglaciaires. Corrélativement, les galets issus des conglomérats triasiques, situés plus à l'aval des systèmes glaciaires, ont diminué en proportion dans les masses alluviales transportées par la rivière. En outre, la résistance à l'altération, dépendant du temps, joue également dans le sens de cette évolution spectrale.

[9] Il s'agissait de la formation F3 et non F2, selon l'auteur de l'analyse ; on a procédé à cette modification d'après les profils longitudinaux (*cf.* § V.2.). L'opération inverse a été effectuée pour la formation F2 du Bois Monsieur de Y. Dorniol (1997).

Le but essentiel de ces caractérisations pétrographiques des diverses formations de la Moselle, consistait à **disposer de points de repères comparatifs lors de l'étude des remplissages endokarstiques**. Le choix du calibre des galets des formations épigées a donc été dicté par les dimensions des matériaux rencontrés sous terre. La confrontation de nos résultats obtenus en surface avec ceux d'études antérieures, a montré que cette contrainte ne nuira pas à la validité des comparaisons futures.

Deux autres paramètres des alluvions grossières sont classiquement utilisés pour tenter de différencier les unités fluviatiles moyennes et basses : morphologie et altération physico-chimique des galets de granite. Bien que moins nombreux et/ou plus discutables que ceux d'ordre pétrographique, leurs résultats peuvent apporter des indices supplémentaires qu'il convient de présenter rapidement.

V.3.3. Morphométrie et altération physico-chimique des galets granitiques.

La morphologie et l'altération des galets peuvent servir de facteurs discriminants entre formations alluviales, à condition de respecter deux règles :

- la plus importante consiste à **ne pas mélanger des populations lithologiques différentes**, puisque morphologie et altération dépendent étroitement du type de roche étudié (Cailleux et Tricart, 1959). Ceci s'explique logiquement par des réactions variées des roches à l'érosion mécanique fluviatile et chimique syn- et postsédimentaire ;
- la seconde s'applique au milieu régional particulier : les quartz et quartzites datent essentiellement du Trias et ont acquis leur morphologie bien avant leur remobilisation par la Moselle (Harmand, 1989). C'est pourquoi, dans l'optique fixée de différenciation des formations, il est nécessaire d'effectuer les analyses sur des roches du socle vosgien ; le **choix des granites** est dicté par leur fréquence maximale dans les alluvions de la Moselle.

Notons qu'il existe une grande variété de roches granitiques (dix en comptant les microgranites ; Hameurt, 1967) dans le bassin versant de la Moselle amont, et qu'en toute rigueur, il faudrait mesurer indépendamment chaque type lithologique. Grâce à ces connaissances géologiques, A. Taous (1994) a opéré ces distinctions et a démontré l'intérêt de la démarche pour l'étude des " moyennes terrasses " à l'amont de Neuves-Maisons. De même, D. Harmand *et al.* (1995a, p. 279) ont déterminé « la part du granite Fondamental [qui] s'est révélé être un critère intéressant ». Nos travaux porteront sur l'ensemble des granites sans distinctions, et ne seront donc pas aussi précis que ceux de ces chercheurs.

V.3.3.1. Morphométrie des galets de granite.

♦ Méthodologie.

Deux critères sont communément retenus pour caractériser la morphologie d'un galet : l'aplatissement et l'émoussé. Leurs mesures s'effectuent de la sorte (Cailleux et Tricart, 1959 ; Facon, 1976) :

aplatissement = (L+l)/(2×e) et **émoussé** = 2000×r_l/L

avec L = longueur maximale (valeur en mm),

l = largeur maximale perpendiculairement à L (valeur en mm),

e = épaisseur maximale perpendiculairement au plan formé par L et l (valeur en mm),

r_l = plus petit rayon de courbure dans le plan formé par L et l (cible en mm).

Comme pour la pétrographie, le choix d'une classe dimensionnelle assez restreinte semble nécessaire (Cailleux et Tricart, *ibid.*).

Nos mesures ont porté sur les galets de granites issus des comptages pétrographiques, en conservant les deux calibres précédemment sélectionnés. Toutefois, les éléments de 40-80 mm sont ici trop peu nombreux pour pouvoir être pris en considération. Naturellement, il s'agira des lieux de prélèvement déjà indiqués, à l'exclusion de CF2-BM, qui comportait un nombre insuffisant de granites pour fournir des valeurs significatives.

- Résultats des analyses morphométriques.

Les valeurs centrales (médianes et modes) d'émoussé et d'aplatissement, obtenues dans les trois formations F5, F4 et F3, sur cinq sites différents, sont reportées dans les tableaux V.2 et V.3 et les figures V.9 et V.10. La localisation des échantillonnages est reproduite, avec les histogrammes de fréquence, sur la planche V.14.

Formation / nom		**F5-CM**		F4-SR [relic.]		**F4-BG(I)**		**F3-CM(I)-2**		**F3-BC**	
20-50	Méd.	**327**	*66*	284	*92*	**399**	*103*	**385**	*139*	**377**	*134*
mm	Mode	**150-200**		250-300		**350-450**		**350-400**		**300-350**	
40-80	Méd.	/	*3*	228	*20*	347	*34*	331	*60*	378	*51*
mm	Mode	/		200-250		250-300		250-300		350-450	
Total	Méd.	333	*67*	277	*98*	390	*115*	367	*171*	372	*160*
	Mode	150-200		200-250		350-400		350-400		300-350	

NB : les chiffres en italique correspondent au nombre de galets comptés ; le nombre de galets au total n'équivaut pas à la somme des galets des deux tailles, en raison du chevauchement partiel des dimensions considérées.
Méd. = médiane ; relic. = formation relictuelle ; CM = Chaudeney-sur-Moselle ; SR = Sainte-Reine ; BG = Bois Gaillard ; BC = Bois de la Claire.

Tableau V.2 - Médianes et modes des indices d'émoussé des galets de granite des formations F5, F4 et F3, dans les secteurs de Pierre-la-Treiche - Chaudeney-sur-Moselle et du Bois de la Claire.

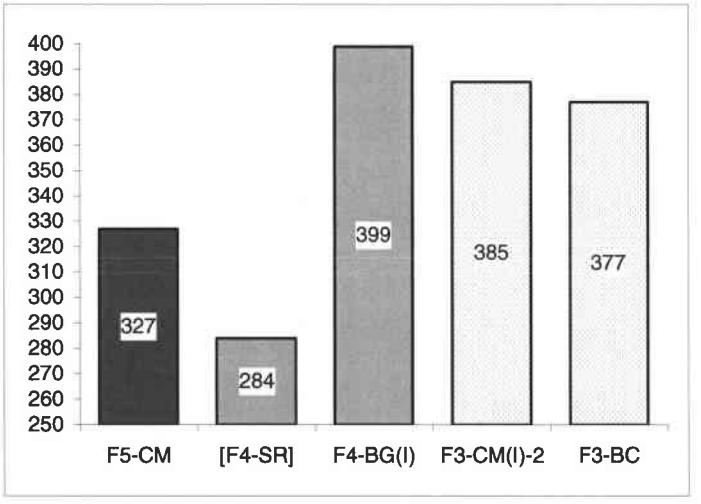


Figure V.9 - Comparaison de la médiane des indices d'émoussé des galets de granite de 20-50 mm, échantillonnés dans trois formations alluviales différentes des secteurs de Pierre-la-Treiche - Chaudeney-sur-Moselle et du Bois de la Claire.

Formation / nom		F5-CM		F4-SR [relic.]		F4-BG(I)		F3-CM(I)-2		F3-BC	
20-50	Méd.	**1,94**	*66*	1,80	*92*	**1,89**	*103*	**1,81**	*139*	**1,86**	*134*
mm	Mode	**1,5-1,75**		1,75-2		**1,5-1,75**		**1,5-1,75**		**1,5-1,75**	
40-80	Méd.	/	*3*	1,99	*20*	2,01	*34*	2,15	*60*	1,98	*51*
mm	Mode	/		2-2,25		2-2,25		2-2,25		1,5-1,75	
Total	Méd.	1,94	*67*	1,83	*98*	1,89	*115*	1,88	*171*	1,87	*160*
	Mode	1,5-1,75		1,75-2		1,5-1,75		1,5-1,75		1,5-1,75	

NB : les chiffres en italique correspondent au nombre de galets comptés ; le nombre de galets au total n'équivaut pas à la somme des galets des deux tailles, en raison du chevauchement partiel des dimensions considérées.
Méd. = médiane ; relic. = formation relictuelle ; CM = Chaudeney-sur-Moselle ; SR = Sainte-Reine ; BG = Bois Gaillard ; BC = Bois de la Claire.

Tableau V.3 - Médianes et modes des indices d'aplatissement des galets de granite des formations F5, F4 et F3, dans les secteurs de Pierre-la-Treiche - Chaudeney-sur-Moselle et du Bois de la Claire.

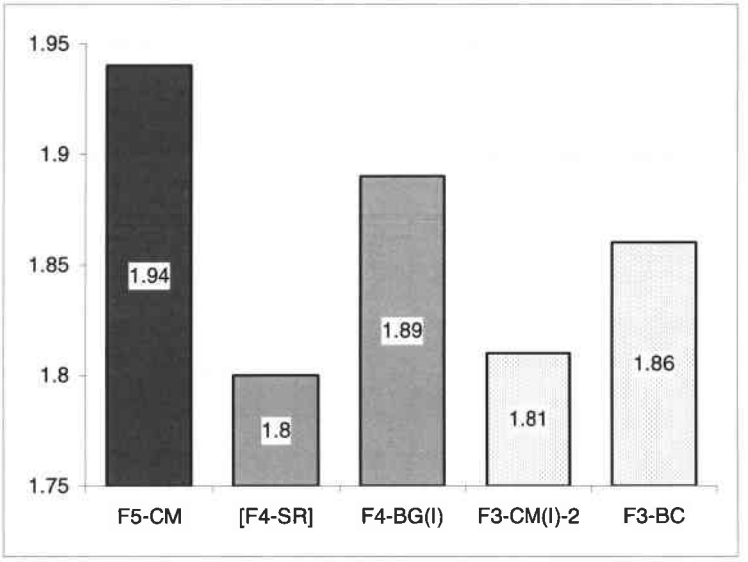


Figure V.10 - Comparaison de la médiane des indices d'aplatissement des galets de granite de 20-50 mm, échantillonnés dans trois formations alluviales différentes des secteurs de Pierre-la-Treiche - Chaudeney-sur-Moselle et du Bois de la Claire.

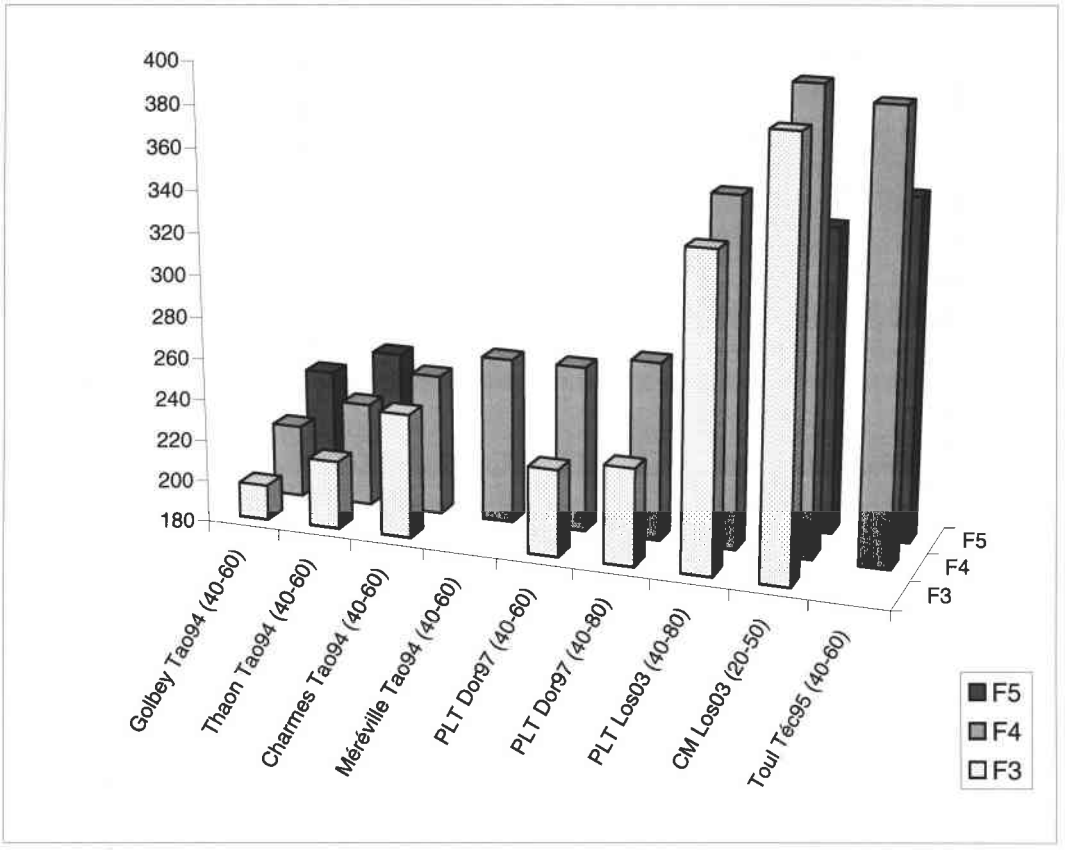
On notera que les prélèvements sont limités en nombre, ce qui est un peu préjudiciable aux interprétations et comparaisons avec d'autres études. En outre, la quantité de galets mesurés est parfois insuffisante d'un point de vue statistique, notamment pour les histogrammes de fréquence (*cf.* Tricart, 1965 ; Pissart *et al.*, 1998a).

Néanmoins, les résultats obtenus se distinguent dans les trois formations, si l'on écarte l'échantillon F4-SR, qui est nettement divergent, pour les deux indices (ce qui peut s'expliquer par son exposition en surface aux agents d'altération). Ils apportent ainsi **quelques données complémentaires à l'étude pétrographique** :

- les émoussés des galets de la formation F5 sont nettement moins marqués que pour F4 et F3, les valeurs les plus élevés se rencontrant dans F4-BG(I) ;
- il existe une légère diminution de l'aplatissement de la formation F5 à celle F3.

♦ Comparaison avec les travaux antérieurs et interprétations.

L'indice d'aplatissement n'a guère été utilisé par les chercheurs régionaux, contrairement à l'émoussé qui constitue un paramètre discriminatoire entre les différentes unités fluviatiles (Taous, 1994 ; Técher, 1995 ; Dorniol, 1997) (annexes V.7 et V.8 et figure V.11).



CM = Chaudeney-sur-Moselle ; PLT = Pierre-la-Treiche.
Dor97 = Dorniol, 1997 ; Los03 = Losson, ce travail ; Tao94 = Taous, 1994 ; Téc95 = Técher, 1995.

Figure V.11 - Evolution de la médiane des indices d'émoussé des galets de granite de différentes tailles et selon divers auteurs, entre Golbey et Toul, pour les formations alluviales F5 à F3.

A l'amont du bassin versant de la Moselle, A. Taous (1994) a pu déterminer une usure moins importante des galets granitiques des hautes " moyennes terrasses " aux plus basses, et parallèlement une croissance de l'indice d'émoussé de l'amont vers l'aval pour chaque unité. Dans la région de Toul, Y. Dorniol (1997) a distingué les formations F4 et F3 grâce aux mesures d'émoussé des granites (variation comparable aux résultats de A. Taous), au contraire de F3 et F2 dont les valeurs sont identiques (Génin et Dorniol, d'après Dorniol, *ibid.*). En revanche, la progression longitudinale s'interrompt, puisque l'usure décroît légèrement de Méréville à Pierre-la-Treiche. P. Técher (1995), quant à elle, a trouvé des galets plus usés dans F4 que dans F5, ainsi que des indices nettement plus élevés que ceux obtenus par les deux autres chercheurs.

De prime abord, on constate que nos valeurs diffèrent fortement de celles de A. Taous et Y. Dorniol, mais sont tout à fait comparables à celles de P. Técher (*cf.* annexe V.7 et figure V.11). Par ailleurs, si les indices d'émoussé sont assez discriminés d'une formation à

une autre, nous ne trouvons pas la même évolution que A. Taous et Y. Dorniol, en fonction du temps (figure V.11). **Ces mesures morphométriques semblent donc, contre toute attente, empreintes de subjectivité.**

Nos indices d'aplatissement se distinguent entre chaque formation dans les mêmes termes que pour P. Técher (*cf.* annexe V.8). Toutefois, comme l'avait remarqué A. Taous (1994) dans la vallée amont sur de plus nombreux échantillons, les discriminations numérales sont moins marquées que pour les émoussés.

L'interprétation faite par A. Taous (*ibid.*) à partir des émoussés consiste en l'appréciation de la **distance relative parcourue par les alluvions** pour chaque unité : les galets les plus arrondis proviendraient de plus loin que ceux possédant des " angles " encore aigus.

Cependant, si l'on tient compte de l'obtention des caractéristiques d'émoussé après quelques kilomètres seulement et d'une évolution ultérieure très faible, liée aux conditions hydrodynamiques (Tricart et Schaeffer, 1950 ; Tricart, 1951, 1957, 1965 ; Tricart et Vogt, 1967), il semble que l'interprétation de A. Taous, valable dans le secteur proche des Hautes Vosges, ne puisse pas s'appliquer jusqu'à notre région d'étude. Il est alors nécessaire de préconiser une explication supplémentaire à cette évolution morphologique des granites entre les hautes et basses unités alluviales.

L'usure des galets dépend aussi beaucoup de leur origine antéfluviatile. Une fois la fragmentation des blocs granitiques opérée dans les Vosges, l'agent érosif principal est l'altération superficielle des matériaux. Ceux-ci adoptent une morphologie qui ne changera plus fondamentalement, jusque dans le Toulois tout du moins (environ 140 km depuis la source et 80 km depuis Epinal). En effet, lors du transport mosellan sur une distance assez faible, l'érosion mécanique ne permet qu'une retouche minime de ces galets préformés, en arrondissant les bords surtout (refragmentation négligeable, dévolue aux seuls galets préalablement fissurés). Ainsi, les distinctions morphologiques des granites des différentes formations alluviales seraient plutôt une cause directe de l'état de fraîcheur des matériaux arrachés aux Vosges, c'est-à-dire de la période d'altération plus ou moins longue (sous climat tempéré ou chaud) à laquelle les galets ont été soumis.

Naturellement, cette interprétation appellerait confirmation par des études plus nombreuses et sur l'ensemble du parcours fluviatile entre Epinal et Toul.

L'indice d'aplatissement a connu un succès moindre en raison de résultats d'analyses peu discriminés. En effet, cet aspect morphologique des galets s'acquiert sur de plus longues distances que l'émoussé et dépend du mode de transport, la compétence fluviale en l'occurrence. Si la plupart des alluvionnements grossiers se sont produits en phases cataglaciaires (Weisrock, 1990a ; Taous, 1994 ; *cf.* chapitre IX), il est possible que les débacles fluvio-glaciaires ont fourni des types d'écoulement comparables, quant à leur charge alluviale (génératrice d'érosions caractéristiques des matériaux volumineux).

La **sensibilité de la morphologie des galets à des facteurs aussi variés que le climat, l'espace** (affleurement, exposition, distance de transport), **le mode de transport** (interaction avec les autres particules sédimentaires), **le temps, ...** en font un critère plus difficile à interpréter et donc à utiliser que la pétrographie des alluvions, pour distinguer les formations de la Moselle. En outre, dans ces conditions, que signifient des différences de valeurs portant sur des séries statistiques trop faibles ? Le problème se rencontrait également pour les analyses lithologiques mais ces dernières, moins fastidieuses, pouvaient être multipliées.

V.3.3.2. Altération physico-chimique des galets de granite.

♦ Méthodologie.

Afin d'évaluer l'altération des galets de granite, quatre ou cinq catégories ont été distinguées selon les auteurs : galets sains, à cortex, friables et pourris (Taous, 1994 ; Técher, 1995), auxquels s'ajoutent les galets fragiles entre " à cortex " et " friables " (Harmand *et al.*, 1995a, prenant pour référence la charte d'Ollier). Pour notre part, nous avons repris les distinctions en **cinq classes** de D. Harmand *et al.* (*ibid.*), et en nous basant sur les observations suivantes :

- galets sains (S) : sans cortex d'altération du tout ;
- galet à cortex (C) : matériaux résistant au marteau mais présentant un cortex d'altération brun-jaune ;
- galets fragiles (F) : se cassent sans difficulté au marteau et ont tendance à se désagréger légèrement à l'intérieur (quelques grains se détachent avec le frottement manuel) ;
- galets friables (TF) : se désagrègent sur tout ou partie de la surface à chaque manipulation ;
- galets pourris (P) : n'ont pu être prélevés qu'en morceaux (préhension impossible dans leur globalité).

Ce sont toujours les mêmes échantillons précédents qui sont étudiés. Par conséquent, les problèmes liés à leur nombre restreint subsiste. Plus encore qu'avant, la localisation et la profondeur des galets sont ici des facteurs importants. En revanche, contrairement aux analyses pétrographiques et morphométriques, il n'est plus nécessaire de se cantonner à une catégorie dimensionnelle précise. L'ensemble des **galets de 20 à 80 mm** seront donc pris en compte.

♦ Résultats des analyses de l'altération des granites.

Des données globales obtenues dans les trois formations F5, F4 et F3 (figure V.12), on constate une progression de l'altération des galets de granites : **les matériaux considérés sont de moins en moins altérés des unités fluviatiles les plus anciennes aux plus jeunes.**

Seul l'échantillon F4-SR diffère à nouveau légèrement, en ce qui concerne les galets friables. On note également une petite dissemblance entre les deux prélèvements de la formation F3, qui, rappelons-le, sont assez éloignés géographiquement. On peut envisager deux explications : le plus long transport, dans le cas de F3-BC, a éliminé une partie des galets altérés, ou bien il existe un effet de site sur la préservation différentielle des granites, vis-à-vis des " attaques " physico-chimiques.

Il est possible de synthétiser ces résultats, en opérant les regroupements S+C (galets peu altérés) et F+TF+P (galets altérés et très altérés) (tableau V.4).

Formation / nom et lieu	S+C	F+TF+P	Nombre de galets
F5-CM (Chaudeney-sur-Moselle)	**26 %**	**74 %**	81
F4-SR [relictuelle] (Sainte-Reine)	38 %	62 %	63
F4-BG(I) (Bois Gaillard)	**43,5 %**	**56,5 %**	124
F3-CM(I)-2 (Chaudeney-sur-Moselle)	**51,5 %**	**48,5 %**	178
F3-BC (Bois de la Claire)	**69 %**	**31 %**	196

Tableau V.4 - Etat d'altération des galets de granite de 20-80 mm des formations F5, F4 et F3, dans le secteur de la « Boucle de la Moselle ».

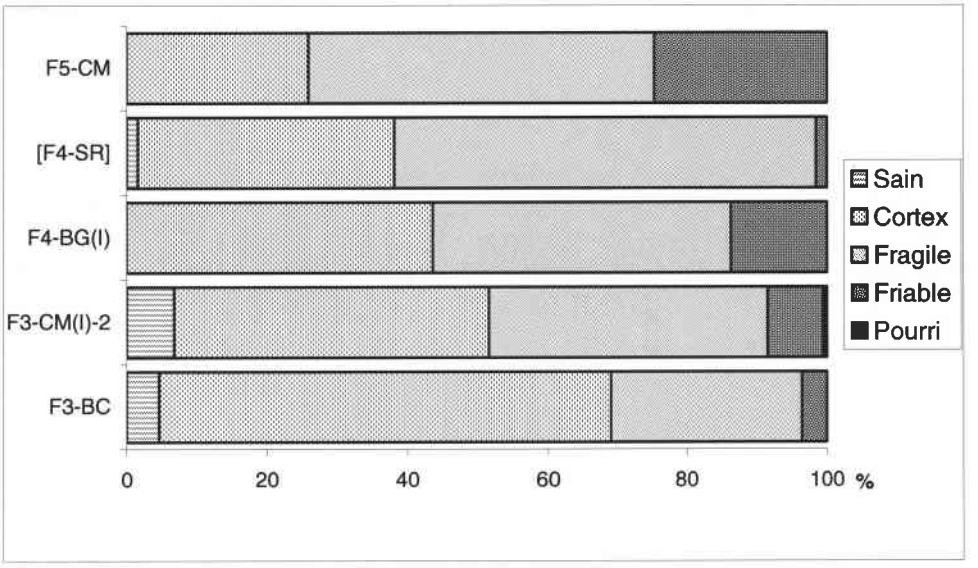


Figure V.12 - Comparaison de l'état d'altération des galets de granite échantillonnés dans trois formations alluviales différentes des secteurs de Pierre-la-Treiche - Chaudeney-sur-Moselle et du Bois de la Claire.

♦ Comparaison avec les travaux antérieurs.

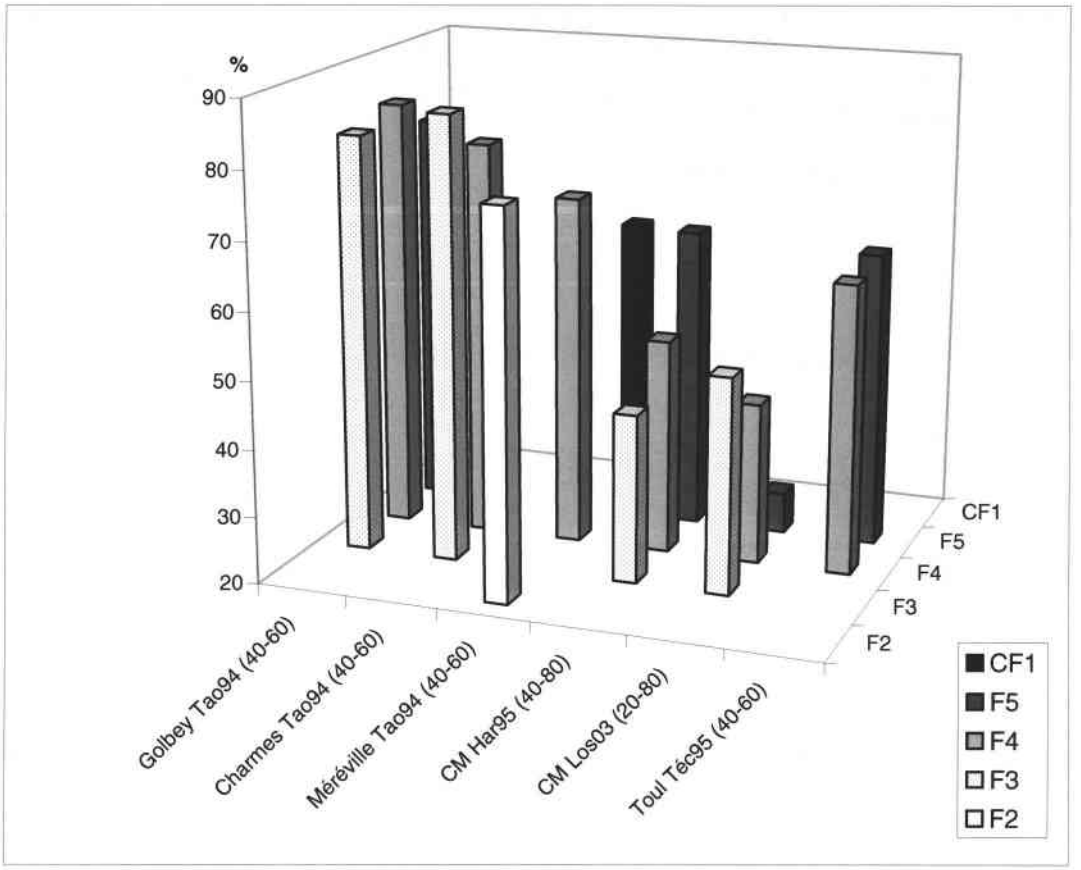
Les recherches de A. Taous (1994), le long du cours supérieur de la Moselle, suivies par celles de P. Técher (1995) et de D. Harmand *et al.* (1995a), dans la région de Toul, ont mis en évidence une double décroissance globale des galets granitiques sains, de la formation F3 à F5, et de l'amont vers l'aval pour chaque unité fluviatile (*cf.* annexe V.9). Une exception concerne toutefois l'analyse de la formation F3 de Liverdun (identique à notre prélèvement F3-BC), fournie par D. Harmand *et al.* (1995a [10]), et qui a livré une altération moins accusée qu'à l'amont.

Ces deux constations sont parfaitement en **accord avec nos résultats**. On peut toutefois souligner que l'application des regroupements S+C et F+TF+P ne retranscrit pas exactement ces conclusions sur la fraîcheur de plus en plus marquée des matériaux granitiques, depuis les unités élevées vers les plus basses (figure V.13).

Hormis cette dernière remarque, on aboutit donc à **une certaine logique de l'altération, avec un rôle du facteur temps qui apparaît capital**, depuis les périodes d'alluvionnement.

Au final, **les analyses morphométriques et d'altération des galets de granite apparaissent moins pertinentes que les données pétrographiques, mais elles fournissent quelques éléments discriminants complémentaires, entre les trois formations F5, F4 et F3 qui encadrent la capture de la Moselle**. Elles pourront donc servir de points d'appui secondaires lors des comparaisons avec les alluvions grossières prélevées sous terre (troisième partie).

[10] Il s'agit de la " terrasse T 0.2 de Liverdun " de l'article, que l'on a rattaché à F3 (*cf.* § V.2.).



CM = Chaudeney-sur-Moselle.
Har95 = Harmand *et al.*, 1995a ; Los03 = Losson, ce travail ; Tao94 = Taous, 1994 ; Téc95 = Técher, 1995.

Figure V.13 - Evolution du pourcentage de galets de granite sains et à cortex (S+C) de différentes tailles et selon divers auteurs, entre Golbey et Toul, pour les formations alluviales CF1 à F2.

V.3.4. Minéralogie des alluvions fines.

Comme cela vient d'être effectué pour les galets, on va chercher à repérer des marques d'identité des diverses formations de la Moselle, dans les alluvions fines qu'elle a accumulées sur son site de capture. De ce point de vue, la minéralogie s'avère un moyen d'étude et d'interprétation comparable à la pétrographie, et parfois plus précis.

Trois types d'études peuvent être menées à propos de la minéralogie des alluvions fines : la première porte sur l'ensemble des minéraux des sables, la seconde sur les minéraux lourds uniquement et la troisième sur les minéraux argileux. Toutes les caractéristiques analytiques et géomorphologiques évoquées pour la pétrographie des galets, s'appliquent de la même manière sur ces sédiments plus fins. En outre, un nouvel élément vient se greffer aux restrictions interprétatives. Comme on l'a précisé précédemment, sables, limons et argiles constituent soit la matrice d'alluvions grossières, soit des séquences ou lits individualisés. Cette caractéristique texturale rentre en ligne de compte dans les résultats finaux des spectres minéralogiques.

Les recherches relatives aux alluvions sableuses à argileuses sont nettement moins nombreuses que pour les éléments grossiers, dans notre zone de travail. Les plus complètes sont l'œuvre de P. Vaskou (1979, 1981). Les travaux de cet auteur sur la minéralogie des argiles des formations alluviales du secteur de la « Boucle de la Moselle », ont montré que la détermination des espèces argileuses ne paraît guère propice à la distinction des unités fluviatiles étagées. Par conséquent, **on se limitera à l'étude minéralogique des sables, et en particulier aux minéraux lourds** analysés par M. Beiner pour notre propre étude.

V.3.4.1. La minéralogie globale des sables.

La minéralogie globale des sables a été déterminée sur des **grains de 0,315-0,4 mm**, à la suite d'analyses granulométriques. Or, ces dernières n'ont pas été réalisées sur les formations alluviales à matériaux grossiers, en surface, car ce n'était pas en soi l'objet de cette recherche. Par conséquent, on ne dispose que d'**un seul résultat personnel** relatif à la minéralogie globale des sables. On utilisera les travaux antérieurs de P. Vaskou (1979) en complément.

Le spectre obtenu à partir d'une séquence sableuse de la formation F3 à Chaudeney-sur-Moselle (échantillon F3-CM(II) ; *cf.* planche VIII.20 [11]) montre une forte uniformité minéralogique, avec 65 % de quartz et presque 30 % de feldspaths.

Des spectres minéralogiques globaux présentés par P. Vaskou (1979) pour différentes formations alluviales de tous " âges ", dans le secteur de la « Boucle de la Moselle » (annexe V.10 ; figures V.14 et V.15), et pour deux classes dimensionnelles (0,5-1 mm et 0,25-0,5 mm), on peut retenir :

- la prédominance des grains de quartz (translucides, laiteux et polycristallins) dans les deux calibres granulométriques considérés (plus de 50 % et 70 % respectivement). Conjointement, feldspaths et polyminéraux varient beaucoup d'une formation à une autre ;
- la bonne distinction des formations F et CF, pour les deux catégories de grains. En revanche, il n'existe une discrimination nette entre les formations F5, F4 et F3 que dans la classe dimensionnelle 0,5-1 mm.

On constate par ailleurs des variations de 10 % pour un même minéral, entre des formations supposées identiques, et ceci dans les deux dimensions de grains considérées. Ceci pourrait être dû à des effets de site (exemple : profondeur du prélèvement), ou bien à l'influence de la texture sédimentologique globale, qui n'est pas précisée par l'auteur (matrice d'alluvions grossières le plus souvent ?).

La confrontation de notre analyse avec les résultats de P. Vaskou (*ibid.*), à dimensions comparables, laisse apparaître une similitude globale, mais des différences importantes dans le détail. Il convient donc de se limiter à des interprétations générales.

En premier lieu, on peut retenir que **la minéralogie des gros grains de sable apparaît plus discriminante entre les différentes formations, que celle des grains plus petits**. D'autre part, les variations constatées d'une unité à une autre sont à mettre en rapport avec les caractéristiques pétrographiques des galets. Les roches du socle sont constituées par tous les minéraux observés dans la fraction sableuse, excepté les quartz polycristallins *a priori* (origine gréseuse ou agglomérations postérieures à la sédimentation fluviatile), tandis que les grès permo-triasiques (voire rhétiens) sont essentiellement formés de grains de quartz.

[11] Le graphique est représenté avec les analyses des alluvions endokarstiques, pour des raisons de commodité de " figuration " et de comparaison ultérieure.

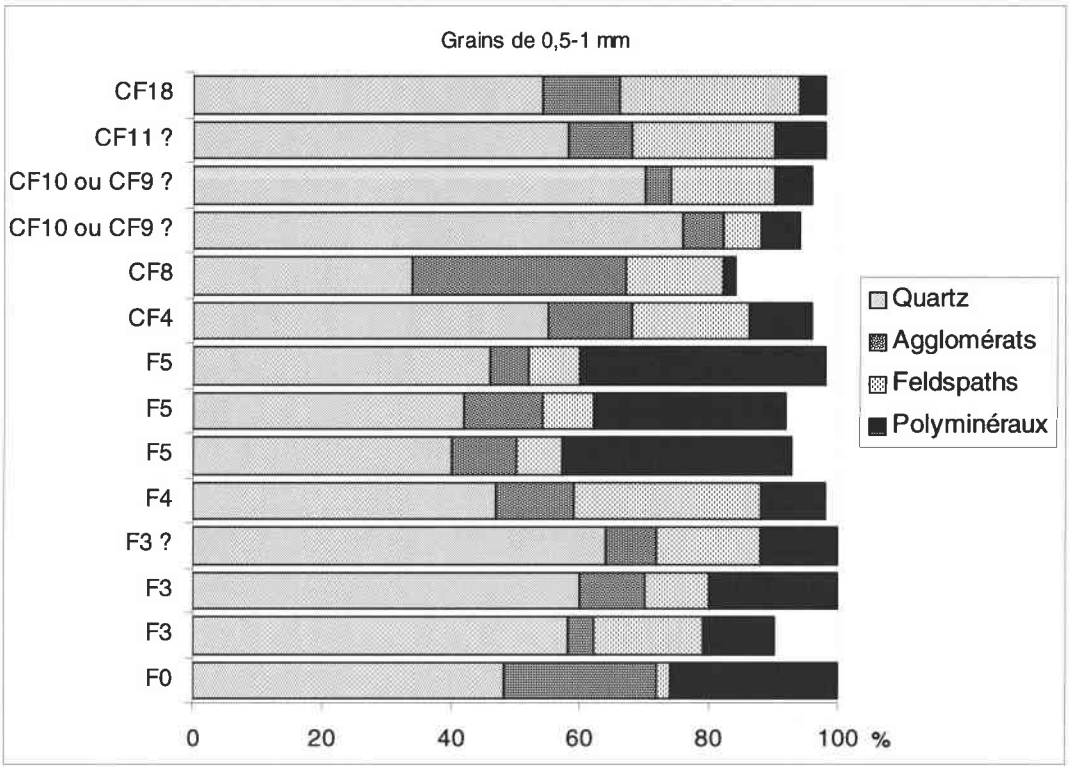


Figure V.14 - Minéralogie globale des sables de 0,5-1 mm de différentes formations alluviales de la « Boucle de la Moselle » (d'après Vaskou, 1979, pl. II à V, modifiée).

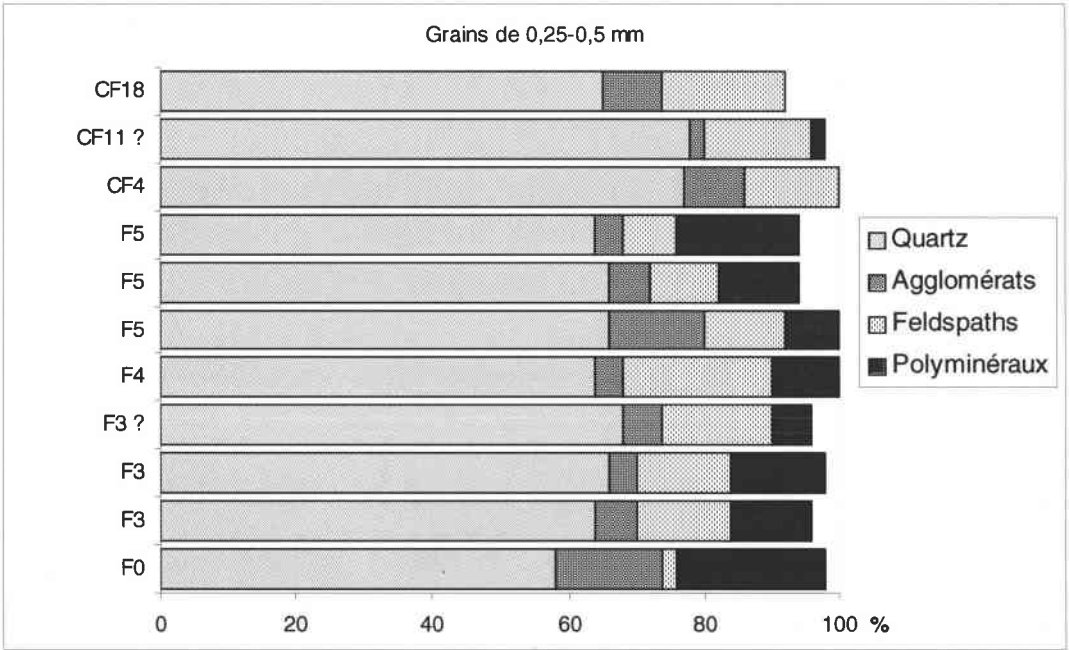


Figure V.15 - Minéralogie globale des sables de 0,25-0,5 mm de différentes formations alluviales de la « Boucle de la Moselle » (d'après Vaskou, 1979, pl. II à V, modifiée).

On peut ainsi suggérer que les différences spectrales résultent du **pourcentage initial de roches cristallines** dans chaque formation, et de l'**altération** (décomposition et désagrégation) plus ou moins prononcée de ces matériaux en fonction du temps (l'altération d'origine fluviatile est, quant à elle, plus difficilement quantifiable).

Il semble vain de vouloir préciser davantage, bien que l'on soit certain du rôle de nombreux autres facteurs (exemple des variétés granitiques vosgiennes : la désagrégation d'un granite à gros grains ne devrait fournir aucun polyminéral dans la fraction inférieure prise en considération). En somme, la minéralogie des sables devrait correspondre à un équilibre entre un approvisionnement différentiel entre roches du socle et roches de couverture et une évolution postsédimentaire liée aux processus d'altération (contraste entre les formations F et CF notamment).

V.3.4.2. Les minéraux lourds.

Classiquement, les analyses le plus souvent réalisées sur les sables sont celles des minéraux lourds (ou denses). Ces derniers enregistrent plus finement l'origine sédimentaire, du fait de leur **variété plus grande** et de leurs **spécificités géographiques**, comparées à l'ubiquité des quartz et feldspaths. Ainsi, les minéraux denses s'avèrent un outil performant pour démontrer des captures hydrographiques (Bustamante Santa Cruz, 1976 ; Campy et Macaire, 1989 ; Pissart *et al.*, 1997a, 1997b, 1998b) ou pour dater indirectement certaines formations (minéraux issus d'éruptions volcaniques par exemple ; *cf.* Juvigné *in* Pissart *et al.*, 1975 ; Juvigné, 1977 ; Bastin et Juvigné, 1978 ; Juvigné et coll., 1985).

♦ Remarques méthodologiques et théoriques.

Dans le cadre de ce travail, on souhaitait tester la possibilité de différencier les unités fluviatiles de la Moselle, tel qu'on a pu le faire avec la pétrographie des galets. M. Beiner a donc effectué pour le CEGUM plusieurs analyses de minéraux lourds, essentiellement sur les formations F, mais également sur quelques formations CF (annexe V.11). Les comptages ont porté sur les **fractions granulométriques de 0,050-0,160 mm et 0,160-0,315 mm** (*cf.* Brajnikov, 1944) et environ 150 et 100 grains pour ces fractions respectives, pour chaque échantillon. Avant de présenter les résultats, il importe de préciser certains éléments susceptibles de faire modifier les cortèges minéralogiques.

Les minéraux denses rencontrés dans les alluvions de la Moselle proviennent pour leur plus grande partie des Vosges cristallines et des formations gréseuses triasiques.

Certains éléments sont plutôt issus de roches magmatiques, telles que les granites (amphibole), d'autres uniquement de roches métamorphiques, telles que les gneiss (staurotide, disthène, andalousite, sillimanite), mais la plupart proviennent indifféremment de roches magmatiques ou métamorphiques (zircon, sphène, tourmaline, grenat, oxydes de titane : anatase, brookite, rutile) (Roubault et coll., 1972 ; Beiner, renseignement oral).

En dehors des grès du Buntsandstein, qui sont riches en zircon et tourmaline (Perriaux, 1961, cité par Cordier *et al.*, 2002), on suppose que la couverture sédimentaire mésozoïque intervient de façon négligeable dans la livraison de ces minéraux (exemple des Calcaires sableux de Haye du Bajocien inférieur, qui possèdent un spectre minéralogique globalement très distinct des formations alluviales ; *cf.* figure A-V.17 en annexe V.11 [12]).

On notera également que deux minéraux sont caractéristiques des Vosges : la hornblende (variété d'amphibole) brune et le zircon zoné (Bustamante Santa Cruz, 1976 ; Pissart *et al.*, 1997a).

Les minéraux lourds présentent des **différences de résistance à l'altération**.

[12] Zircon et tourmaline étaient déjà signalés dans le Bajocien inférieur (Castaing et Geisler, 1972).

Parmi ceux observés dans nos échantillons, les plus résistants sont les zircon, rutile, anatase, brookite et secondairement tourmaline, staurotide, disthène, andalousite, tandis que les sphène, épidote, amphibole et grenat sont plus facilement altérables (Bustamante Santa Cruz, 1976 ; Beiner, 1980).

Par ailleurs, il est nécessaire de souligner l'importance que revêt le **type d'échantillon, sableux ou matriciel** (*cf.* Larue, 2000), ainsi que sa **position géomorphologique**, en bordure ou dans l'axe de la vallée.

En effet, les minéraux possèdent des comportements hydrauliques variables suivant leur morphologie (système cristallin) et leur densité (Pissart *et al.*, 1997a). Par exemple, les grenats sont sphériques et relativement lourds, les zircons prismatiques et très lourds, les amphiboles et les tourmalines prismatiques et plus légères (Roubault et coll., 1972 ; Hochleitner, 1987).

A titre d'application de ces remarques, prenons le cas des deux prélèvements issus de la formation F5 (planche V.15) : F5-CM est un échantillon de matrice d'alluvions grossières tandis que F5-TV consiste en une séquence sableuse de sommet d'unité fluviatile (Harmand, renseignement oral). Les spectres minéralogiques respectifs diffèrent clairement puisque le deuxième échantillon présente une faible proportion de minéraux les plus denses (zircon et grenat). Cet état de fait répond aux principes de dynamique fluviale où interagissent la compétence de prise en charge des matériaux et la morphologie de ces derniers d'une part, et l'alluvionnement différentiel en fonction de la densité des sédiments d'autre part.

Mais ces facteurs n'interviennent pas de manière isolée ; d'autres paramètres jouent un rôle conjointement (*cf.* supra). Ceci explique que le prélèvement F3-CM(I)-1, issu d'un lit sableux interstratifié entre des unités caillouteuses (Harmand, renseignement oral ; *cf.* Dorniol, 1997 pour l'étude stratigraphique de la coupe sédimentaire), présente un pourcentage important de zircons (près de 28 % ; *cf.* planche V.15).

De fait, il est difficile de comparer des échantillons de nature différente. Il convient donc de séparer les deux résultats obtenus sur des séquences sableuses (F5-TV et F3-CM(I)-1) des autres cortèges minéralogiques, avant de procéder aux interprétations.

♦ Résultats des analyses minéralogiques et interprétations.

Malgré la faiblesse du nombre d'échantillons pour chaque unité fluviatile, il est possible de dégager des grandes tendances d'après les neuf analyses restantes, issues des formations F (planche V.15 ; on examinera les formations CF plus loin).

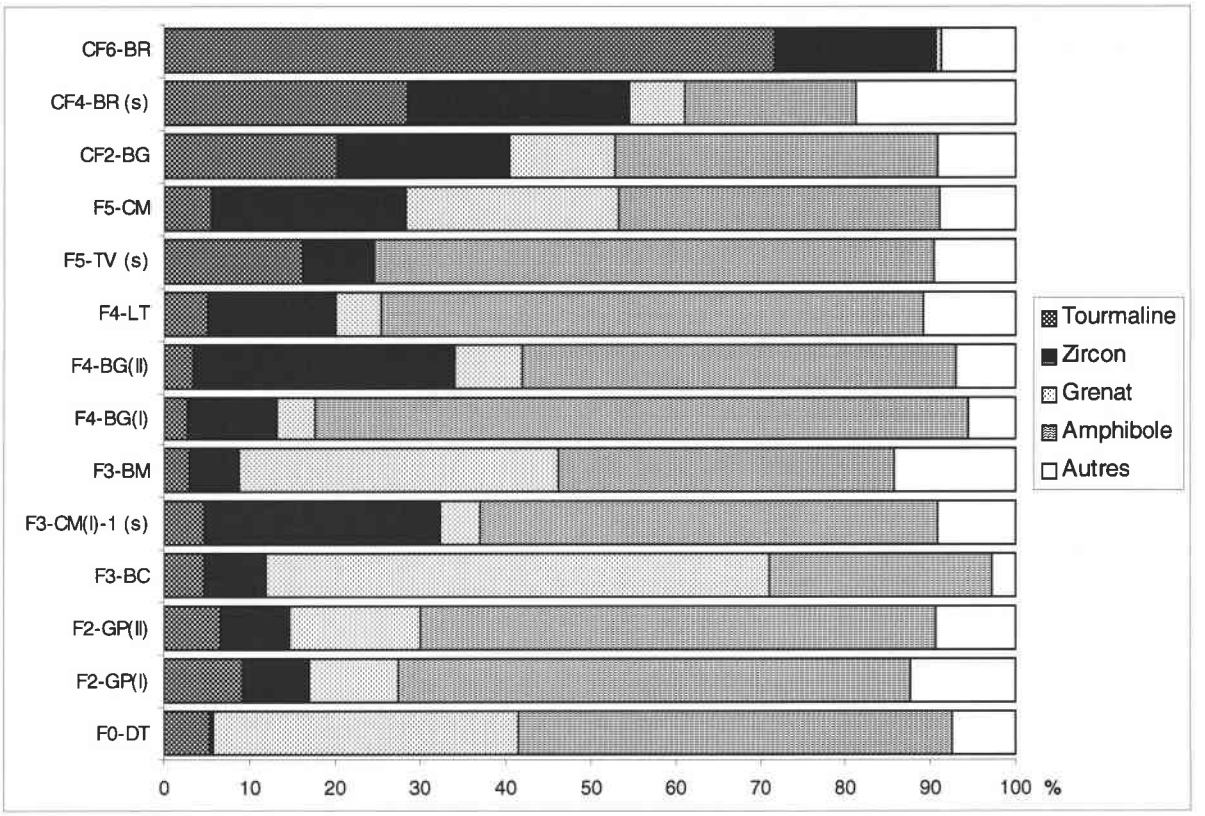
On constate de prime abord la prédominance de trois minéraux dans l'ensemble des formations : **amphibole, grenat et zircon présentent un pourcentage supérieur ou égal à 80 % au total**. Puis on trouve la tourmaline, l'épidote et les oxydes de titane (essentiellement rutile et peu d'anatase et brookite), tandis que les minéraux métamorphiques (staurotide, disthène, andalousite) et le sphène apparaissent négligeables.

Par ailleurs, on note une décroissance générale des zircons et des oxydes de titane, des formations anciennes vers les plus jeunes, sans augmentation corrélative franche de l'amphibole, du grenat et de l'épidote. Pour différencier les formations alluviales étagées, il apparaît qu'il faut s'appuyer sur les variations de pourcentages des minéraux les plus fréquents : amphibole, grenat et zircon, ainsi que tourmaline (figure V.16).

Les fluctuations les plus nettes entre les formations, se rapportent aux proportions d'amphiboles et de grenats, qui évoluent presque inversement. Ainsi, les amphiboles représentent 35-40 % pour F5, 65-75 % pour F4, 25-40 % pour F3, 60 % pour F2 et 50-55 % pour F0, tandis que les valeurs des grenats sont respectivement de 25 % (F5), 5 % (F4), 40-60 % (F3), 10-15 % (F2) et 35-40 % (F0).

En ce qui concerne les zircons, on relève des différences entre toutes les formations, sauf entre F3 et F2 : 20-25 % pour F5, 10-15 % pour F4, 5-8 % pour F3 et F2 et 0-1 % pour F0. Le pourcentage élevé de zircon dans F4-BG(II) peut s'expliquer par un prélèvement proche de la surface favorable à la récolte de minéraux résistants, suite à la désintégration des

minéraux plus facilement altérables. Dans l'incertitude, on retiendra surtout les ruptures entre F4 et F3 et entre F2 et F0. Le taux de tourmaline peut éventuellement pallier à l'absence de variation des zircons entre F3 et F2, puisqu'il semble y avoir là une petite rupture dans l'évolution globalement homogène de la tourmaline (légère augmentation).



(s) = échantillon issu d'une séquence sableuse. Lieux de prélèvements : BC = Bois de la Claire ; BG = Bois Gaillard ; BM = Bois Monsieur ; BR = Bois sous Roche ; CM = Chaudeney-sur-Moselle ; DT = Dommartin-lès-Toul ; GP = Gondreville - le Pralot ; LT = la Treiche ; TV = Toul - Valcourt.

Figure V.16 - Spectres comparés des principaux minéraux lourds présents dans les formations alluviales CF6 à F0 de la « Boucle de la Moselle » (analyses : M. Beiner).

Sur la période de temps équivalente à la mise en place des diverses formations F, **le rôle de l'altération sur les minéraux lourds est minime**, comme le montre la faible croissance de la proportion de minéraux résistants vers les unités fluviatiles les plus anciennes.

De toute évidence, c'est grâce à l'amphibole et au grenat que les unités fluviatiles de la Moselle peuvent être le mieux distinguées. On peut ensuite leur adjoindre les taux de zircon et de tourmaline pour s'assurer de certaines différences minéralogiques ambiguës.

On peut noter une bonne corrélation entre ces résultats et ceux de A. Pissart *et al.* (1997a) à Toul, où, pour la fraction granulométrique de 0,053-0,420 mm, F0 est caractérisée par une grande majorité de grenat et d'amphibole, et F4 par beaucoup d'amphibole et peu de grenat.

Il semble que le spectre obtenu par P. Vaskou (1981) pour F5, soit également comparable à notre échantillon F5-TV, dans la fraction granulométrique de 0,063-0,125 mm. En effet, son prélèvement, vraisemblablement effectué dans les limons du sommet de la formation de la " Justice ", a livré un cortège avec 1 % de grenat, 70 % d'amphibole, pyroxène et oxydes de fer, 6 % de zircon et 3 % de tourmaline.

Dans les formations CF plus anciennes, seulement trois analyses ont été effectuées par M. Beiner, en raison de l'incertitude pesant souvent sur l'origine (allochtone, autochtone ou mixte) des supports matriciels ; elles concernent CF2, CF4 et CF6 du Bois de Chaudeney (planche V.15). Le premier et le dernier échantillon consistent en des matrices d'alluvions grossières, tandis que le second se présente sous la forme d'une séquence sableuse grossière.

Globalement, ces trois formations possèdent un **spectre minéralogique dissemblable des unités F** : la tourmaline et les minéraux métamorphiques y sont plus nombreux et les associations grenat-amphibole-zircon jamais identiques (figure V.16). La comparaison de CF2 et F5 révèle ainsi une augmentation du taux de grenat et une baisse de la tourmaline, de la formation la plus ancienne à la plus jeune. **Les trois échantillons CF se distinguent aussi nettement entre eux**, avec une hausse du pourcentage de grenats et d'amphiboles et d'une diminution des tourmalines de CF6 à CF4 à CF2. On notera en outre l'originalité de CF6 qui ne comprend aucune amphibole (et corrélativement un taux de tourmaline très élevé), alors que ce minéral représente toujours au moins 20 % du cortège minéralogique des autres formations.

La prédominance de la tourmaline et du zircon dans les unités fluviatiles les plus anciennes, rappelle l'idée, déjà mentionnée lors de l'étude pétrographique des galets, d'un recouvrement du socle vosgien par les grès du Trias inférieur, lors des époques reculées.

Pour terminer à propos des minéraux lourds, on pourra s'étonner de la démarche utilisée qui consiste à rechercher des cortèges variables d'une unité fluviatile à une autre, au lieu de déterminer les différentes unités grâce à la minéralogie des sables. Le fait est que la distinction des formations alluviales repose toujours de façon prioritaire sur les altitudes relatives de ces dernières.

Mais, comme pour la pétrographie des galets, outre la confirmation qu'apportent les analyses minéralogiques à ces distinctions, on soulignera que le but de ces études est avant tout de pouvoir ultérieurement reconnaître les alluvions endokarstiques, dont les altitudes originelles ont connu des modifications importantes (*cf.* troisième partie). De ce point de vue, les minéraux lourds s'avèrent précieux, tant pour identifier chacune des formations F, que pour les formations CF, pour lesquelles la pétrographie paraissait connaître davantage de limites.

Conclusion de la section V.3.

La pétrographie des galets et les minéraux lourds s'avèrent les meilleurs marqueurs des différentes formations alluviales de la Moselle. Les autres paramètres sédimentologiques présentés (morphométrie et altération des galets de granite, et minéralogie globale des sables) constituent des éléments complémentaires, qui ne peuvent fournir, à eux seuls, des interprétations assurées sur la distinction des unités fluviatiles.

Compte tenu de notre problématique de recherche, les analyses ont essentiellement porté sur les formations encadrant le détournement hydrographique de la Moselle. On a ainsi pu établir **une discrimination assez franche dans la composition des formations anté- (F5-F4) et postcatpure (F3)**. Un hiatus encore plus net existe par ailleurs entre les unités F et CF, comme de précédentes études l'avaient souligné.

Le petit nombre d'échantillons personnels pris en considération, ont nécessité des comparaisons de nos résultats avec les travaux antérieurs. Celles-ci ont permis de constater une cohérence globale satisfaisante, même si quelques divergences caractérisent parfois les analyses de différents auteurs.

Conclusion du chapitre V.

Modelés fluviatiles et formations alluviales sont le reflet et les témoins de l'évolution des artères hydrographiques, parmi lesquelles la Moselle, la Meuse et la Meurthe ont particulièrement imprimé leurs marques. L'abondance et l'intérêt de ces formes et formations varient suivant les milieux géomorphologiques. Ainsi, les revers de cuestas conservent des données morphosédimentaires anciennes (méandres encaissés, hautes et très hautes unités fluviatiles,...), tandis que les dépressions recèlent des formations souvent plus récentes, mais aussi plus importantes d'un point de vue quantitatif. **Le site de la capture de la Moselle**, inscrit dans ces contextes géomorphologiques, **est particulièrement propice à la reconstitution de l'histoire de l'incision fluviatile et aux investigations sédimentologiques**. Depuis plusieurs dizaines d'années, des générations de chercheurs s'y sont donc intéressés.

Dans cette étude, des efforts ont été portés tout d'abord sur la **détermination plus fine des niveaux fluviatiles de la Haute Moselle dans le secteur du plateau de Haye**, ainsi que sur les **raccords avec la vallée de la Meurthe**. Ceux-ci, capitaux pour les interprétations karstologiques ultérieures, restent encore à l'état d'hypothèses. Les corrélations proposées, essentiellement géométriques, auraient nécessité d'être davantage accompagnées par des recherches sédimentologiques (travaux de S. Cordier en cours), mais elles présentent quelques fondements pertinents, que vérifieront les études karstiques.

Sur la base de la chronologie relative fournie par les niveaux d'encaissement de la Moselle, on s'est attaché dans un deuxième temps à **préciser les caractéristiques sédimentologiques, qui serviront à l'identification des matériaux souterrains** (troisième partie). La recherche de signatures spécifiques à chacune des formations alluviales épigées de la Moselle, a surtout été gênée par le nombre restreint d'échantillons facilement disponibles. Les prélèvements se sont le plus souvent cantonnés aux sites exploités par des collègues de l'Université de Nancy 2.

Il ressort toutefois deux critères intéressants pour la distinction des formations, notamment celles des moyennes unités, qui encadrent la capture de la Moselle : la pétrographie des galets et les minéraux lourds des sables. La morphométrie et l'altération des galets de granite, ainsi que la minéralogie globale des sables, peuvent apporter des renseignements complémentaires, mais apparaissent généralement moins significatifs. Les parallèles effectués avec les travaux antérieurs sur les paramètres sédimentologiques semblables, ont généralement permis de confirmer la validité de ces différentes données.

Lors de l'étude des remplissages endokarstiques, en troisième partie, des comparaisons seront alors possibles avec les matériaux épigés, ce qui, avec d'autres arguments, ouvrira la voie :

- à un calage chronologique relatif des sédiments souterrains par rapport aux formations alluviales extérieures ;
- et réciproquement, les informations livrées par le karst seront utilisées pour préciser les phénomènes d'accumulation - érosion en surface (chapitre IX).



Photo V.1 - Poche alluviale dans la Côte des Chimpelles (Villey-le-Sec), vers 282 m d'altitude : le substratum calcaire affleure à gauche, alors que les alluvions de la Moselle, attribuées à CF4, possèdent plus de 60 cm d'épaisseur à droite (galets jusqu'à 8 cm).



Photo V.2 - Limite de formation alluviale (CF9 de la Moselle) dans le Bois de l'Abbé Mansuy, vers 323 m : en arrière-plan, les calcaires sont subaffleurants, tandis qu'au premier plan, les limons bruns avec galets épars (colluvions) s'épaississent nettement.



Photo V.3 - Poche alluviale dans le Bois l'Evêque, vers 304 m : les souches des chablis ne révèlent que des calcaires (visibles en arrière-plan), à l'exception de celle d premier plan (alluvions sur plus de 80 cm d'épaisseur, rapportées à CF7 de la Moselle



Photo V.4 - Formation alluviale CF2 de la Meurthe, vers 225 m, à Dieulouard (quartier du Nid) ; les alluvions reposent sur les Marnes à rhynconelles inférieures du Bathonien ; *cf.* figure V.9).



Photo V.5 - Partie supérieure de la formation alluviale F5 de la Meurthe, vers 228 m, à Vandœuvre-lès-Nancy (Boulevard Barthou) ; seuls des sédiments sableux sont visibles sur 4-5 m d'épaisseur.

CHAPITRE VI : FORMES ET REMBLAIEMENTS DES VALLEES SECONDAIRES ET DES VALLONS SECS.

Les grands cours d'eau, abordés dans le chapitre précédent, correspondent à des éléments structurants du réseau hydrographique. Néanmoins, leur étude seule livre une lecture tronquée des modalités de la morphogenèse par les organismes fluviaux. La perception plus globale des modelés fluviatiles nécessite de changer d'échelle spatiale, pour prendre en compte les formes et formations des vallées secondaires et des vallons. En contrepartie, cette vision plus fine implique une restriction du champ de recherche. On ne s'intéressera plus dans ce chapitre qu'au **secteur de la « Boucle de la Moselle »**, et au plateau central de Haye en particulier.

Le revers de la cuesta de Moselle est sillonné d'entailles, dont la plupart sont actuellement dépourvues de drainage (*cf.* chapitre II). Quelques vallons possèdent des écoulements intermittents, mais il faut se diriger sur les marges du plateau calcaire pour observer des circulations pérennes (en dehors du cas de la Moselle). Malgré tout, ces vallées secondaires et vallons ont connu des fonctionnements semblables, en relation avec l'évolution des cours d'eau principaux, Moselle et Meurthe.

Cette remarque fournit deux éléments de réflexion :

- on peut étudier conjointement, l'ensemble des **formes de dissection soumises au niveau de base local des grandes vallées**, quelles que soient leurs caractéristiques hydrographiques ;
- des investigations relatives aux paramètres morphologiques et sédimentaires des entailles fluviatiles secondaires, devraient permettre de compléter et de **préciser les observations réalisées sur les niveaux d'incision et les formations alluviales de la Moselle et de la Meurthe**.

C'est dans cette optique qu'ont été effectuées les recherches, qui sont développées dans ce chapitre. Les prospections et les interprétations fournies ne sont pas considérées comme exhaustives, mais se veulent des bases de futurs travaux dans ces milieux, dont la richesse n'a pas encore été suffisamment mise en avant. En particulier, on conçoit l'existence de relations fortes entre les caractéristiques morphosédimentaires des vallons secs et le développement du karst, en fonction des différentes périodes climatiques du Quaternaire.

VI.1. Caractéristiques morphologiques et corrélation avec les unités fluviatiles de la Moselle et de la Meurthe.

Un certain nombre de paramètres morphologiques caractérisent les vallées et vallons, drainés ou non, affluents de la Moselle ou de la Meurthe. On a exposé les éléments descriptifs généraux de ces entailles fluviatiles dans le chapitre II : profils longitudinaux, allures des versants et directions globales des réseaux.

A la lumière de l'étude des niveaux d'encaissement des grandes vallées, on peut tenter de reconnaître les répercussions de l'évolution fluviatile saccadée des cours d'eau principaux sur leurs affluents, par l'intermédiaire notamment des observations de ruptures dans les profils en long des vallons secs et de replats perchés par rapport aux talwegs actuels. Finalement, on essayera d'identifier les âges relatifs des entailles secondaires, par rapport à la " chronologie fluviatile " vue dans le chapitre précédent.

VI.1.1. Les profils longitudinaux actuels des vallons secs.

A l'exception de quelques vallons très courts et peu perceptibles dans le relief (exemple du vallon situé dans le Bois Gaillard à l'est de la Grotte des Puits ; *cf.* planches VII.1 et VII.2 (a)), les **entailles fluviatiles sèches** se raccordent aux lits majeurs des grandes vallées dont elles sont tributaires, sans rupture de pente flagrante. Cela dénote **un fonctionnement de l'incision, qui a suivi globalement celui des cours d'eau principaux, à l'aval tout au moins**. Donc des écoulements se sont vraisemblablement produits dans un passé récent, lors de périodes climatiques moins favorables à l'infiltration.

On soulignera toutefois, que l'omniprésence des aménagements anthropiques empêchent souvent de constater s'il existe des ressauts de faible dénivelée. En outre, comme dans les vallées majeures, il serait préférable de connaître les altitudes des fonds rocheux. La perception du bed-rock au droit des " confluences ", permettrait de résoudre le problème des installations humaines.

Lorsque l'on remonte dans ces vallons secs, on peut rencontrer des **variations de pente dans le profil longitudinal**. En dehors des endroits où une influence lithologique est établie (passage de couches calcaires résistantes ; *cf.* Losson, 1995), les ressauts nets peuvent être mis en relation avec une évolution saccadée de l'encaissement, en fonction de celle affectant les vallées maîtresses. Ce constat est surtout valable dans les vallons de petite dimension, qui ont dû connaître des périodes d'écoulements moins fréquentes et/ou moins longues, d'où une érosion régressive limitée par rapport à la dynamique générée dans les entailles plus importantes.

Sur toute la moitié septentrionale du plateau central de Haye, ainsi qu'au nord de la « Boucle de la Moselle », il est possible de discerner ces ruptures de pente, imputables à des phases d'incision rapide du Paléo-Terrouin ou de la Moselle (*cf.* Aynaud, 1983 ; Deshaies, 1994). Mais il est difficile de corréler ces ressauts avec des niveaux fluviatiles précis pour deux raisons :

- l'évolution des profils de ces vallons, par encaissements successifs, ne peut être reconstituée comme cela a été fait pour les rivières principales, par manque de replats fluviatiles caractéristiques (*cf.* § VI.1.2.) ;
- au-dessus de l'altitude de la formation F3 de la Moselle, les niveaux fluviatiles du Terrouin sont beaucoup trop méconnus.

Par conséquent, nous ne nous y attarderons pas et préférons développer quelque peu les cas des vallons tributaires de la Moselle cataclinale.

Dans la Forêt Domaniale de Bois l'Evêque, on a décrit dans le chapitre V un certain nombre de paliers morphologiques d'origine fluviatile, avec formations alluviales résiduelles. Les profils des vallons qui sillonnent ce secteur se calent admirablement sur les niveaux les plus nets, avec des **portions " suspendues "** (à fond plat relativement large) et des accélérations de pente (où le fond plat étroit laisse parfois place à une section transversale en V) (planche VI.1).

Globalement, il est possible de relever une petite vingtaine de ruptures de pente pour l'ensemble des vallons secs du plateau compris entre les Fonds de Monvaux et la vallée de l'Arot (de part et d'autre de la Moselle). Ces ressauts sont calés altitudinalement sur les niveaux fluviatiles mosellans CF6, F5, CF9, CF3 et CF2, par ordre décroissant de représentativité. En dehors de CF3, il s'agit de formations alluviales majeures, tant par leur étendue que par leur épaisseur. **Les principales périodes de stagnation fluviatile de la Moselle se sont donc logiquement répercutées sur les profils en long des vallons secs, qui, fait remarquable, n'ont pas été régularisés au fil du temps**.

Cette constatation implique un **fonctionnement fluviatile (*s.s.*) très médiocre**, voire inexistant, notamment dans les sections supérieures des vallons. En effet, le fait que l'érosion n'évolue pas vers l'amont, mais reste " bloquée " à chaque fois que l'incision de la Moselle s'accélère, est le signe d'écoulements sporadiques ou de dynamiques érosives par solifluxion plutôt (utilisation importante du facteur gravitaire). La petite dimension (moins de 2 km²) des bassins d'alimentation de ces vallons peut jouer un rôle, si l'on se réfère aux plus grands réseaux de vallons du plateau central de Haye, qui ne connaissent pas une telle densité de ressauts morphologiques dans leurs profils longitudinaux ; mais elle n'explique pas tout.

VI.1.2. Les replats.

Conjointement aux ruptures dans les profils longitudinaux, un certain nombre de replats ont été repérés sur le terrain, sur, ou à la base, des versants de plusieurs vallons secs ou à drainage intermittent, ainsi que dans la vallée actuelle de la Moselle anaclinale (annexe VI.1 et planche V.2). Présumés fluviatiles (un seul d'entre eux présentait des matériaux pouvant être définis comme des alluvions calcaires), il s'agirait le plus souvent de **terrasses rocheuses de petite dimension**.

En ce qui concerne les vallons secs, les altitudes relatives de ces replats par rapport aux talwegs varient essentiellement entre +2 et +20 m. Malheureusement, la **discontinuité spatiale importante** qui caractérise ces " terrasses ", ne permet pas d'effectuer des corrélations longitudinales. Les variations dans les profils des talwegs actuels (*cf.* supra) indiquent des décalages de l'incision dans les vallons, d'amont en aval.

D'autres éléments vont en ce sens. Si les vallons s'encaissaient uniformément tout au long de leur développement, il faudrait considérer que les replats autour de +10 m, bien représentés en nombre, se raccordent à la formation F2. Or celle-ci est plutôt discrète en règle générale, dans les vallées de la Moselle et de la Meurthe

du secteur d'étude. Conformément à la diminution des altitudes relatives vers l'amont que l'on observe dans les vallées drainées (*cf.* chapitre V, note de bas de page n° 7), une corrélation de ces replats avec F3, voire F4 ou F5, serait bien plus acceptable, mais tout aussi incertaine.

Les replats vers 250-255 m d'altitude dans la vallée de l'Arot, visibles sur les cartes topographiques à 1/25000, peuvent être raccordés avec davantage de facilité et d'assurance à la terrasse de la Treiche, soit aux formations F5-F4. Ils permettent de confirmer que l'incision dans les petites vallées, drainées de façon intermittente de nos jours, est capable de suivre fidèlement le rythme de la Moselle.

Ces replats se situent en outre parfois dans les rives convexes de méandres encaissés. Les prémices de " méandrage " ont eu lieu vraisemblablement entre les mises en place de CF2 et F5, et l'accentuation des courbes s'est effectuée au moment du creusement entre F4 et F3. Il apparaît donc que **le " méandrage " dans les petites vallées à charge alluviale réduite, se produit pendant les phases d'encaissement**.

Le principe se vérifie également dans la vallée du Terrouin. Les méandres semblent s'être formés essentiellement après l'alluvionnement de F3 (replats vers 215-220 m, à l'aval du cours d'eau uniquement). Après l'arrivée de la Moselle à Aingeray, l'accélération de l'encaissement de la vallée, qui ne s'est pas encore fait ressentir vers l'amont avant l'accumulation de F3, peut expliquer le " méandrage " ; celui-ci permet de résorber le différentiel altitudinal.

Bien que la vallée de la Moselle, à l'aval d'Aingeray, ne soit pas moins large que l'amplitude des méandres de la vallée du Terrouin, l'élaboration de ces sinuosités morphologiques après le détournement de la Moselle permet de comprendre la rectitude de l'entaille fluviatile dans le plateau de Haye, à l'amont de Liverdun.

Par ailleurs, on constate que le " méandrage " semble s'être ralenti depuis que la Moselle a rattrapé le niveau de base de la Meurthe. En effet, il existe deux boucles de méandres abandonnées par le Terrouin et perchées de quelques mètres au-dessus de son lit majeur seulement, soit contemporaines de F1 apparemment. L'alluvionnement F1-F0 de la Moselle peut être la cause du blocage de l'incision du Terrouin.

Pour l'Arot comme pour le Terrouin, **les méandres encaissés ont été sculptés après le début de l'incision des calcaires bajociens**. Ils ne résultent donc pas d'une surimposition d'un cours d'eau sinueux s'écoulant sur les couches marneuses bathoniennes (phénomène rare d'ailleurs ; Deshaies, 1994).

A une tout autre échelle, il en est de même des méandres de Liverdun (Blache, 1939b ; Nicod, 1995). Mais dans ce cas, les rives convexes ne portent pas de replats anciens, qui puissent avoir été façonnés par le Paléo-Terrouin. Les seuls témoins de terrasses de cette paléorivière semblent se trouver entre Liverdun et Frouard, perchés à différentes altitudes relatives sur le versant de rive droite de la vallée de la Moselle (*cf.* planche V.2).

VI.1.3. Les âges relatifs des vallons.

A quelles périodes sont nés les vallons du secteur de la « Boucle de la Moselle », et ceux affluents de la Moselle cataclinale en particulier ?

L'âge relatif le plus ancien que l'on peut donner aux vallons principaux, est contemporain du début de l'incision des calcaires bajociens par surimposition des cours

d'eau (Le Roux et Harmand, 1998 ; Harmand et Le Roux, 2000). En effet, originellement adaptés à la structure, à proximité du contact entre les couches imperméables bathoniennes et le substratum calcaire bajocien sous-jacent, les vallons orthoclinaux se sont fixés lorsqu'ils ont atteint les calcaires. D'après les travaux de ces auteurs, un réseau comme celui de Bellefontaine (*cf.* planches V.1 et V.11) serait donc **au moins aussi vieux que CF17**.

Cet âge est certain pour les parties aval des entailles principales du plateau de Haye et possible pour leurs zones amont. Naturellement, plus on se dirige vers la dépression de la Woëvre et moins un âge ancien peut être attribué aux vallons, ce qui ne dénie pas une contemporanéité de fonctionnement des dynamiques fluviatiles avec les cours d'eau de l'est du plateau. Par exemple, dans la Woëvre, parmi les petits cours d'eau, le Ruisseau de Gare-le-Cou, au sud de Toul (*cf.* planches V.1 et II.3), constitue un des plus anciens axes de drainage identifiable. Son recoupement de la terrasse de la Justice *s.l.* (alluvions F5) permet de déceler un **écoulement antérieur à la phase d'encaissement F5-F4**.

Un autre secteur important mérite une attention : il concerne les vallons de rive droite de la Moselle cataclinale (planches VI.1 et II.3). Le réseau de vallons secs de Monvaux existe depuis longtemps si l'on en juge par les altitudes des interfluves qui le délimitent. Sur sa bordure nord-ouest, les cotes maximales de 330 m permettent de faire remonter sa naissance à **CF9 au moins**, c'est-à-dire aussi vieux que la formation résiduelle la plus ancienne en rive droite de la Moselle, à Villey-le-Sec. En l'absence de points de repère morphologiques à ces altitudes vers le nord, dans le réseau de vallons de Fontenoy notamment, la position de la ligne de " crête " séparant le bassin versant de la Haute Moselle de celui du Paléo-Terrouin – dont l'existence est également hypothétique à l'ouest de Liverdun, à cette époque – ne peut être précisée.

Toutefois, un indice laisse à penser qu'elle n'a jamais été beaucoup plus au nord qu'aujourd'hui. Il s'agit de la position tête-bêche, par rapport aux amonts de vallons du réseau de Fontenoy, de deux courts vallons situés au SE de Villey-le-Sec (planches VI.1 et II.3). Les têtes des entailles culminent actuellement à 305-310 m d'altitude, soit la cote approximative de CF7. Deux cas de figures hérités sont possibles :

- si la " crête " séparant les têtes de vallons était localisée bien plus au nord que de nos jours, comment expliquer l'érosion régressive nettement prépondérante dans les vallons de Fontenoy, par rapport à ceux tributaires de la Moselle cataclinale, pour aboutir à la situation présente ? La proximité du niveau de base de la Moselle aurait dû jouer en faveur des vallons de Villey-le-Sec, même en considérant que le bassin versant de la Meurthe était déjà plus déprimé que celui de la Haute Moselle ;
- au contraire, envisager une position du sommet de l'interfluve proche de l'actuelle paraît plus crédible, selon les fonctionnements hydrodynamiques passés présumés, pour lesquels l'influence lithostructurale (présence ou non des marnes bathoniennes, conformément au pendage) semble négligeable.

Cette discussion complète les interprétations sur la question de la localisation du " col " de capture de la Moselle (*cf.* chapitre II), dont le raisonnement concernait des stades d'encaissement plus récents.

Dans le même ordre d'idée, on note que les vallons du Bois de Chaudeney (*cf.* planche VI.1) se sont créés, **au plus tôt, au moment de la mise en place de la formation CF6**, probablement à la faveur de petites sources de vidange des nappes phréatiques des unités fluviatiles antérieures (CF9 à CF7). On constate également que leur développement coïncide avec le contact structural entre les couches bathoniennes et le substrat bajocien (*cf.* planche V.11), ce qui rejoint les explications de J. Le Roux et D. Harmand (1998 ; *cf.* supra) à propos de la naissance des vallons. Enfin, il faut souligner la succession dans le temps, de la création de ces vallons de rive droite de la Moselle cataclinale : les plus anciens se situent à l'est (Fonds de Monvaux) et les plus jeunes à l'ouest (Bois de Chaudeney).

Cette brève étude sur l'âge des vallons devrait pouvoir être étendue à d'autres secteurs du plateau de Haye, et gagner en précision aussi, grâce à des recherches plus poussées sur les corrélations entre les différents niveaux fluviatiles des grandes vallées et les caractéristiques

spatiales et morphologiques des entailles secondaires. Parallèlement, les remplissages de fond de vallons secs sont source d'informations sur les fonctionnements passés de ces réseaux. Leur étude complétera par conséquent les interprétations livrées à la suite des observations sur les profils longitudinaux.

VI.2. Les formations meubles des vallons secs.

Les remblaiements de fonds de vallons secs sont peu connus dans l'ensemble, sur le plateau de Haye. Le but de cette section est de déterminer l'**organisation longitudinale et transversale globale des divers matériaux de comblement**, à partir de quelques sondages et observations de terrain. Dans un second temps, on évoquera les cas particuliers des **remplissages de " paléovallons "** situés dans le Bois l'Evêque.

VI.2.1. Les remblaiements de fonds de vallons secs.

♦ Caractéristiques générales des remblaiements.

Une petite dizaine de forages, répertoriés au BRGM, livre une description sommaire des matériaux meubles rencontrés dans les fonds de vallons du plateau central de Haye. Avec les quelques observations réalisées personnellement, on peut définir **cinq types de matériaux** différents : des alluvions calcaires, des colluvions, des éboulis, des gélifracts *in situ* et de la grouine [1].

Dans ces vallons secs se dégage un **agencement sédimentaire longitudinal**, qui permet de retranscrire des dynamiques de fonctionnement hérité, variables dans l'espace :

- à l'extrême amont des vallons secs, le **substratum calcaire est subaffleurant** sous quelques décimètres de gélifracts (exemple dans le Bois de Gondreville), ce qui est synonyme d'une incision très faible. Ni l'érosion, ni l'accumulation n'a réellement fonctionné par manque de pente. On peut supposer que les secteurs à " forte " pente présentent des caractéristiques sédimentaires analogues, en raison de l'érosion cette fois ;
- les parties médianes des vallons recèlent des remblaiements constitués généralement par des **éboulis** épais de moins de 2, à 12 m (réseaux de vallons de Champigneulles et d'Aingeray par exemple). Mais localement, on peut rencontrer de la **grouine**, à proximité des versants exposés à l'est notamment (*cf.* planche II.3 ; photo VI.4) ou des **fines colluvions** (exemples aux Fonds de Toul et dans le vallon de Voirémont ; *cf.* infra et photo VI.3). Les cas particuliers doivent être nombreux dans ces zones médianes, en fonction des variations morphologiques et lithostructurales, longitudinales et transversales, qui jouent sur les dynamiques d'érosion et d'accumulation ;
- à l'aval des vallons secs ou faiblement drainés, se sont accumulées par le passé des **alluvions calcaires** (lorsque des écoulements superficiels existaient). Présentes jusqu'à 6 m de profondeur, elles sont parfois surmontées par des éboulis (exemples dans le vallon d'Aingeray et aux Fonds de Bellefontaine). Cette stratigraphie dénote une phase de remblaiement fluviatile, probablement liée à une remontée du niveau de base local, c'est-

[1] Terme lorrain pour désigner indifféremment la grèze litée ou la groize (ou groise).

à-dire à l'alluvionnement dans les grandes vallées, suivie d'un arrêt définitif des circulations de surface.

Compte tenu des types de matériaux qui constituent les fonds de vallons, il est possible de déterminer les processus à l'origine des morphologies transversales des entailles. Les **fonds plats dominants** (photos VI.1 et VI.2), bien que souvent étroits, résultent de deux processus possibles :

- dans les secteurs peu encaissés, la **corrosion laminaire** doit prévaloir et les écoulements trop rares et très faibles sont insuffisants pour permettre une incision ;
- lorsque l'on est en présence de profonds vallons, on doit invoquer un **remblaiement** constitué d'éboulis en provenance des versants, mélangés à des colluvions transportés longitudinalement.

Les fonds d'entaille en V sont dus, quant à eux, à des apports latéraux exclusifs (éboulis), couplés à une forte pente longitudinale. En outre, dans des conditions climatiques passées favorables au ruissellement, on peut penser que l'érosion linéaire a localement préparé la forme en V par déblaiement des matériaux fins et creusement du substratum.

L'organisation longitudinale et transversale des sédiments remblayant les fonds de vallons, est sous la dépendance de **processus d'érosion et d'accumulation qui sont quasiment figés de nos jours**. Leur explication tient donc réellement aux **variations climatiques héritées**. Ces dernières prennent d'ailleurs une part importante dans l'évolution globale des vallons au cours du temps, aboutissant à une entaille toujours plus profonde.

Dans un environnement périglaciaire tel que l'a connu la région à plusieurs reprises au cours du Quaternaire (Tricart, 1949-1952 ; Bonnefont, 1975a, 1975b ; Corbonnois, 1979, 1981), des écoulements de surface et des mouvements de masse peuvent se produire, même sur substratum calcaire, actuellement caractérisé par des infiltrations généralisées (Jaillet *et al.*, 2001). En effet, en période de gel, le sous-sol était imperméabilisé en surface ce qui permettait le ruissellement, d'autant plus lorsque le dégel estival s'amorçait (du haut vers le bas). L'incision fluviatile s'est nécessairement produite lors de périodes humides (Klatkowa, 1967) et devait probablement être maximale lors des phases anaglaciaires de montée du froid, avant que ne s'opère l'encombrement par les gélifracts.

En phase pléniglaciaire, l'évolution des formes est très ralentie en raison de la gélifraction active. Gélifluxion ou solifluxion prenaient ensuite le relais dès le début du réchauffement cataglaciaire, pour déblayer les matériaux générés par la thermoclastie. Ainsi, le transit des sédiments, commencé lors des phases estivales du climat périglaciaire, s'accélère pendant les périodes cataglaciaires. Les écoulements éventuels qui ont pu alors naître du fait de la présence de sédiments périglaciaires au fond des entailles, devaient entraîner rapidement les fines particules imperméabilisantes, et ainsi produire à nouveau leurs infiltrations.

De toute évidence, dans les grands réseaux de vallons secs, ce schéma morphosédimentaire, d'origine climatique, n'a pas valeur universelle. Des **disparités très locales** doivent exister entre vallons et à l'intérieur d'un même réseau. en fonction des variations morphologiques et géologiques longitudinales notamment.

Ainsi, les sondages faisant état de plusieurs mètres d'épaisseur d'éboulis au fond des entailles et la présence de grouine localement, semblent démontrer que la platitude actuelle de la majorité des talwegs correspond à l'accumulation des matériaux de la dernière période périglaciaire. Mais, par ailleurs, une étude spécifique aux remplissages des vallons secs de Lorraine (Dreidemy et Weisrock, 1991) a montré que leur vidange a pu s'effectuer au cours du Tardiglaciaire, puis leur comblement à l'Holocène. Cette conclusion implique que des écoulements ont parcouru les vallons jusqu'à récemment et ont généré la sédimentation de colluvions fines.

♦ Exemple particulier du vallon de Voirémont.

Contrairement aux réseaux de vallons les plus importants du plateau central de Haye, qui ont connu un développement hydrographique bien hiérarchisé, on s'est interrogé sur la création des réseaux plus petits. A l'image de la reculée abandonnée du Site de Vaux, à Pierre-la-Treiche, ancienne émergence probable du système karstique de l'Aroffe (*cf.* chapitre IV ; planche II.3), est-il possible que des sources puissantes soient à l'origine du façonnement de leur section inférieure ? L'absence de morphologie typique en " amphithéâtre " terminal, comme au Site de Vaux, ne plaidait pas en faveur de cette hypothèse.

Cependant, dans le vallon de Voirémont, à Fontenoy-sur-Moselle (*cf.* planches V.1 et II.9 et annexe V.3), l'observation en surface de sables siliceux en petite quantité, a incité à réaliser un carottage de reconnaissance dans le remblaiement du fond de l'entaille.

Le sondage a traversé un remplissage constitué de sédiments fins essentiellement, sur au moins 3,2 m d'épaisseur (carottier au maximum) (figure VI.1). La stratigraphie montre vers 2,2 m de profondeur, une **séquence sablo-limoneuse siliceuse**, pour laquelle ont été effectuées quelques analyses sédimentologiques (échantillon VV-3).

La granulométrie révèle une proportion de sable supérieure à 70 %, avec un classement assez mauvais (figure VI.2 et annexe VIII.3 (A)).

D'un point de vue minéralogique, les grains de quartz sont nettement prédominants, mais la proportion de feldspaths et de micas n'est pas négligeable (21 % au total ; *cf.* planche VIII.20 [2]). L'analyse des minéraux lourds par M. Beiner montre une majorité d'amphiboles (58 %), suivie par les grenats (23,5 %), puis les tourmalines et les zircons en proportions équivalentes (environ 6 %) (figure VI.3 et annexe VI.2).

De ces données ont peut tirer différentes conclusions sur l'origine de ces sédiments.

Tout d'abord, on peut exclure un apport éolien, compte tenu de la taille des particules (médiane proche de 150 µm ; *cf.* Lautridou et Antoine, 1998) et de la différence minéralogique qui existe avec les limons, présumés éoliens (fraction sableuse moyenne et fine qui ne dépasse pas les 15 %), récoltés près du sommet de l'interfluve du Bois de l'Embanie (*cf.* planche VI.1) : échantillon BE(I) beaucoup plus riche en zircon et en sphène, et plus pauvre en amphibole et en grenat (figure VI.3 et annexe VI.2). Au contraire, les sables du vallon de Voirémont présentent toutes les **caractéristiques granulométriques d'un transport et d'une sédimentation fluviatile**.

D'autre part, la quantité appréciable de feldspaths montre qu'il ne s'agit pas d'une accumulation localisée de résidus insolubles des calcaires bajociens.

Il faut donc considérer que **les sables analysés constituent des alluvions fines de la Moselle**.

Malheureusement, les caractéristiques minéralogiques ne permettent pas d'identifier la provenance du sédiment, en fonction des unités fluviatiles étudiées dans le chapitre précédent. On avait vu que les séquences alluviales purement sableuses présentent des spectres de minéraux lourds particulières (pour F5 et F3), avec notamment très peu de grenat, ce qui n'est pas le cas ici. Si la ressemblance minéralogique la plus correcte semble concorder avec F3, on verra, en troisième partie de ce travail, que des fortes similitudes existent avec des sédiments sablo-limoneux endokarstiques rapportés à F4 ou F5 (chapitre VIII).

[2] Le graphique est représenté avec les analyses des alluvions endokarstiques, pour des raisons de commodité de " figuration ".

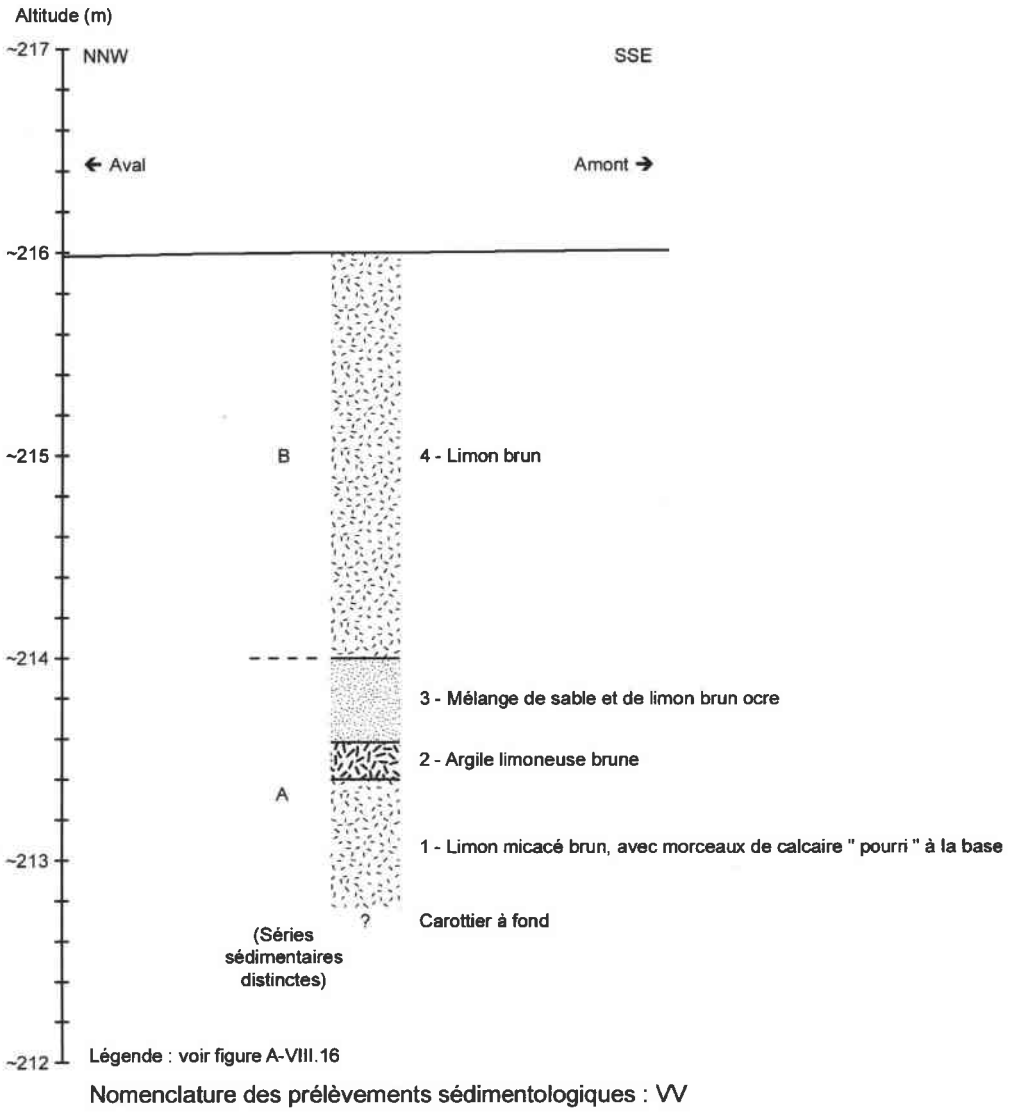


Figure VI.1 - Carottage du Vallon de Voirémont (Fontenoy-sur-Moselle - X = 868,825 - Y = 1119,410 - Z = ~216).

Finalement, il est possible que l'on ait affaire aux mêmes sables observés par D. Harmand au sud de Fontenoy-sur-Moselle (*cf.* chapitre II), qui pourraient correspondre à un dépôt fluviatile corrélé à F4, au moment du déversement de la Haute Moselle dans le bassin versant du Paléo-Terrouin (Harmand, renseignement oral). Une autre hypothèse, moins probable, consiste à envisager une redistribution des sables dans le vallon à partir d'un remplissage souterrain.

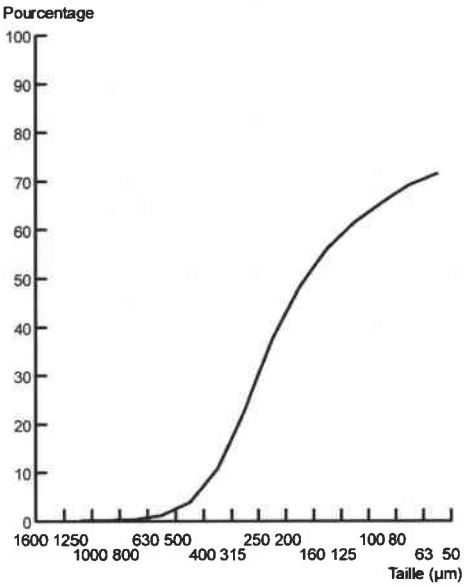


Figure VI.2 - Granulométrie des sables issus du comblement de fond de vallon de Voirémont (VV-3).

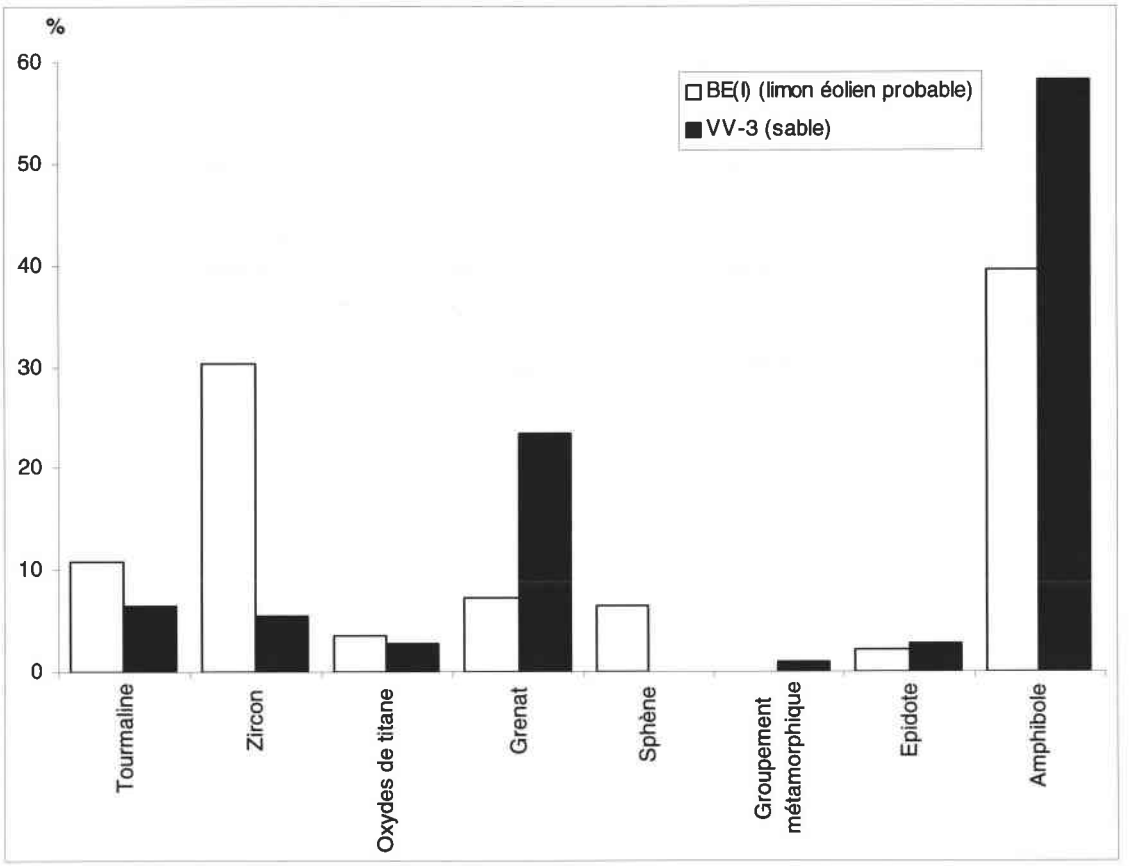


Figure VI.3 - Spectres comparés des minéraux lourds des sables du vallon de Voirémont (VV-3) et des limons, probablement éoliens, du Bois de l'Embanie (BE(I)) (analyses : M. Beiner).

VI.2.2. Les paléovallons de Bois l'Evêque.

Dans un domaine morphologique un peu particulier, puisque lié à des terrasses et formations fluviatiles dégradées, les vallons secs de Bois l'Evêque méritent une attention spéciale. Pour les trois réseaux principaux, qui dissèquent ce plateau, on a en effet rencontré **des remplissages non pas situés en fond d'entaille, mais sur un des versants, toujours exposé à l'est** (planche VI.1 ; photo VI.5). A partir des observations réalisées sur une profondeur limitée à 1,5 m (en fonction des souches de chablis résultant de la tempête de décembre 1999), il est possible de formuler des interprétations, qui restent malgré tout hypothétiques, sur la genèse et l'évolution de ces comblements originaux.

Les vallons secs de Bois l'Evêque, globalement dirigés sud - nord, sont encaissés de 5 à 15 m, si l'on exclut les entailles plus profondes de l'aval. Au niveau de chaque palier principal qu'ils traversent (*cf.* § VI.1.1.), ces vallons présentent une dissymétrie des remplissages de part et d'autre de leur talweg. Les versants orientaux et la plus grande partie du fond plat laissent apparaître un substratum calcaire subaffleurant (Oolithe miliaire inférieure le plus souvent, mais pas exclusivement). Au contraire, sur les versants occidentaux, aucun gélifract n'est visible dans les souches de chablis, mais uniquement des sédiments limono-argileux, orangés à rougeâtres (*cf.* infra pour leurs caractéristiques).

A partir des exemples du vallon du Bois Monsieur et de celui de l'Ecluse, on peut préciser l'organisation transversale et longitudinale de ces matériaux fins (figure VI.4). Ils ne se limitent pas au versant, mais occupent le bord occidental du fond de vallon, ainsi que le replat de l'interfluve sur une vingtaine de mètres de largeur. De fait, le bed-rock sous les limons et argiles semble plus bas en altitude que le plancher rocheux de l'entaille actuelle. Par ailleurs, ces fines contiennent quelques rares graviers de quartz, ce qui dénote une **origine colluviale certaine, latérale et/ou longitudinale**. Le plus souvent, une formation alluviale de la Moselle " encadre " le vallon, mais une exception a pu être constatée à l'ouest de Bois l'Evêque.

Toutes ces remarques incitent à penser que l'on est en présence de **comblements de paléovallons**, partiellement épargnés par l'incision postérieure, qui s'est légèrement décalée vers l'est. Hormis le nettoyage incomplet du remblaiement de l'ancienne entaille, on note que la deuxième phase d'encaissement n'a pas été aussi marquée que la première.

Pour quelle raison la deuxième incision s'est déplacée dans le substratum calcaire au lieu de réutiliser le " couloir " précédent, rempli de matériaux meubles ?

Selon toute vraisemblance, les **processus de corrosion** ont prédominé par rapport à l'érosion fluviatile. Les colluvions ont pu jouer un rôle local de " compresse humide " (Gamez, 1995 ; Jaillet, 2000b) au contact avec les calcaires. L'observation pour un vallon, d'une dépression d'environ 10 m de large et 2 m de profondeur, en bordure occidentale du remplissage limono-argileux, va dans le sens de cette interprétation.

D'après ce que l'on sait des relations générales entre les processus dynamiques et les phases climatiques (Tricart, 1963, 1965), la corrosion est surtout active lors des interglaciaires, tandis qu'en période froide dominent la solifluxion et la gélifraction. L'incision pourrait, quant à elle, se développer pendant les périodes de transition, essentiellement avant les pléniglaciaires secs (phases anaglaciaires humides ; *cf.* supra).

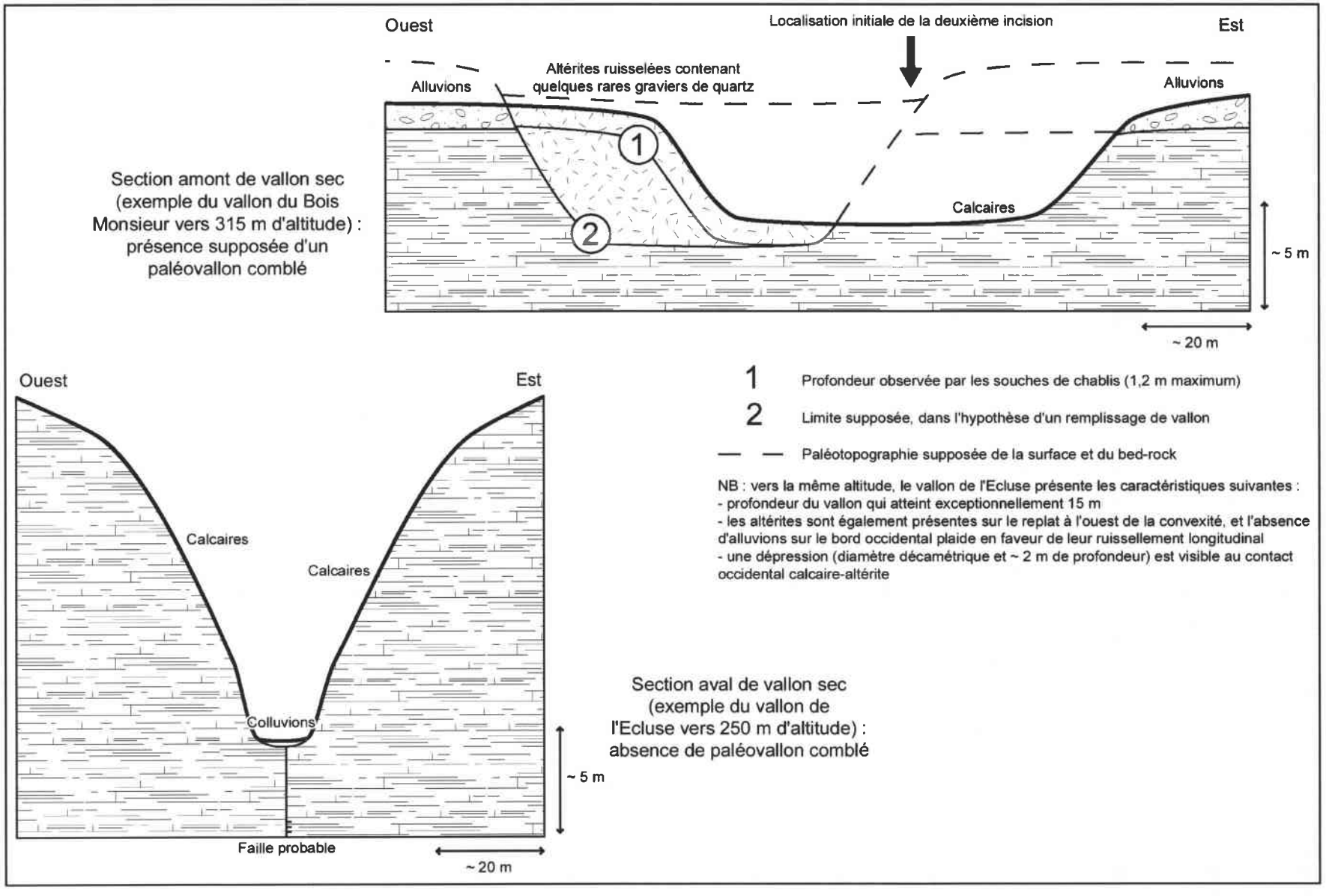


Figure VI.4 - Organisation morphosédimentaire, transversale et longitudinale, des vallons secs de Bois l'Evêque ; hypothèse sur l'existence de paléovallons comblés.

Dans le cas de nos vallons, l'évolution morphosédimentaire en fonction des variations climatiques peut être appréciée comme suit (Losson et Corbonnois, 2001) :

- les incisions sont préférentiellement réalisées en phase anaglaciaire, par déblaiement des matériaux ameublis par la corrosion de la période tempérée précédente. Dans cette optique, la localisation de la première entaille peut avoir bénéficié d'une zone du substratum fragilisée par les fracturations. En effet, on a par exemple pu repérer à l'aval du vallon de l'Ecluse, une faille probable de faible rejet (la mesure altimétrique du niveau repère des Marnes de Longwy de part et d'autre du vallon a livré un décalage de 3,5 m ; *cf.* figure VI.4) ;
- compte tenu de sa granulométrie fine et de l'absence de structure sédimentaire constatée, le comblement du premier vallon a dû se produire en période cataglaciaire, par des mouvements de **solifluxion**. L'infiltration postérieure rapide des écoulements diffus devait être insuffisante pour le déblaiement de l'important volume limono-argileux.

Avec cette corrélation entre processus et climats se pose le problème de l'âge des formes et des sédiments. Combien de cycles climatiques glaciaire - interglaciaire ont été nécessaires, ou ont eu lieu, depuis la création de ces unités morphosédimentaires ? Il est difficile de concevoir que les matériaux meubles ont pu résister à une ou plusieurs phases froides marquées par les dégels saisonniers répétés.

Si l'on examine la position altitudinale de tous les paléovallons comblés, on note leur ubiquité entre les niveaux alluviaux CF10 à CF2 de la Moselle. Deux cas de figures peuvent être envisagés en ce qui concerne leur âge :

- soit ils ont une origine polycyclique et on ne peut rien avancer, sinon établir un **âge maximal correspondant à CF10 pour la naissance de ces vallons** ;
- soit leur création est à peu près unitemporelle à tous les paliers altitudinaux. Dans ce cas, ils seraient **plus jeunes que CF2**.

La similitude des remblaiements observés, ainsi que la remarque faite ci-dessus, laissent à penser que **la deuxième hypothèse est plus plausible**.

Une autre interrogation concerne l'origine des matériaux de comblement de ces paléovallons.

Les sédiments ne se rencontrent pas uniquement dans ces anciennes morphologies, mais partout où existent des formations alluviales de la Moselle sur le substratum carbonaté. Leur couleur et leur texture fait naturellement penser à la terra fusca (Gury, 1972 ; Guillet *et al.*, 1984 ; Duchaufour, 1997), bien que celle-ci soit plus brun-rouge qu'orange. Toutefois, l'épaisseur des deux types de sédiments varie nettement : la terra fusca dépasse rarement 0,5 m de puissance, dans les secteurs à orographie subhorizontale favorable à leur conservation, au contraire des fines avoisinant les alluvions siliceuses qui peuvent dépasser 1 m d'épaisseur.

L'étude comparée des deux sortes de matériaux (BD-VB et BE(II) : prélèvements effectués dans le Bois le Duc à l'altitude proche de CF8 et dans le Bois de l'Embanie à peu près à la même altitude, mais sur l'interfluve opposé par rapport à la Moselle ; *cf.* planche VI.1) révèle des caractéristiques sédimentologiques semblables :

- la granulométrie globale présente 10 à 12 % de sable au maximum (*cf.* annexe VIII.3 (A)). La terra fusca laisse apparaître une granularité peut-être un peu plus fine [3] ;
- la minéralogie, réalisée de façon qualitative uniquement (observations au microscope binoculaire), montre une prédominance des grains quartzeux et ferro-manganiques.

Ce sont donc tous les deux des " argiles " de décarbonatation constituées des résidus insolubles des calcaires (Guillet *et al.*, 1984) et pour lesquels les processus physico-chimiques d'altération ont été identiques. Néanmoins, la terra fusca résulte d'une pédogenèse polycyclique, sous des climats alternativement humides et secs, et tempérés et froids lors du Quaternaire (Gury, renseignement oral ; *cf.* Bigorre, 1995 ; Duchaufour, 1997). Au contraire, les altérites des paléovallons n'ont pas subi de pédogenèse, puisqu'elles se sont vraisemblablement développées sous la " compresse humide " représentée par les formations alluviales.

[3] Nous n'avons pas effectué de densimétrie sur ces échantillons et ne connaissons donc pas les proportions relatives de limons et d'argiles.

Une analyse des minéraux lourds, réalisée par M. Beiner sur les deux prélèvements, montre en revanche des petites différences (figure VI.5 et annexe VI.2). Les principales concernent les pourcentages de sphène et de minéraux métamorphiques, qui sont respectivement de 6,5 et 0 pour la terra fusca, et de 2,2 et 1,7 pour les altérites du paléovallon.

La comparaison avec les spectres des formations alluviales résiduelles de la Moselle (par exemple l'échantillon sableux de CF4 ; figure VI.5) laisse présager que **les matériaux du paléovallon sont constitués par un mélange de terra fusca et, dans une proportion moindre, d'alluvions fines de la Moselle.**

Cette conclusion est en accord avec la présence des rares graviers de quartz déjà mentionnés, et l'origine colluviale. On peut même préciser que dans une souche de chablis a été observé un lit de galets sous la masse argilo-limoneuse, ce qui confirme le phénomène de démantèlement - remblaiement, et donc l'inversion stratigraphique, qu'a subi le couple " altérite sous couverture " dans les paléovallons.

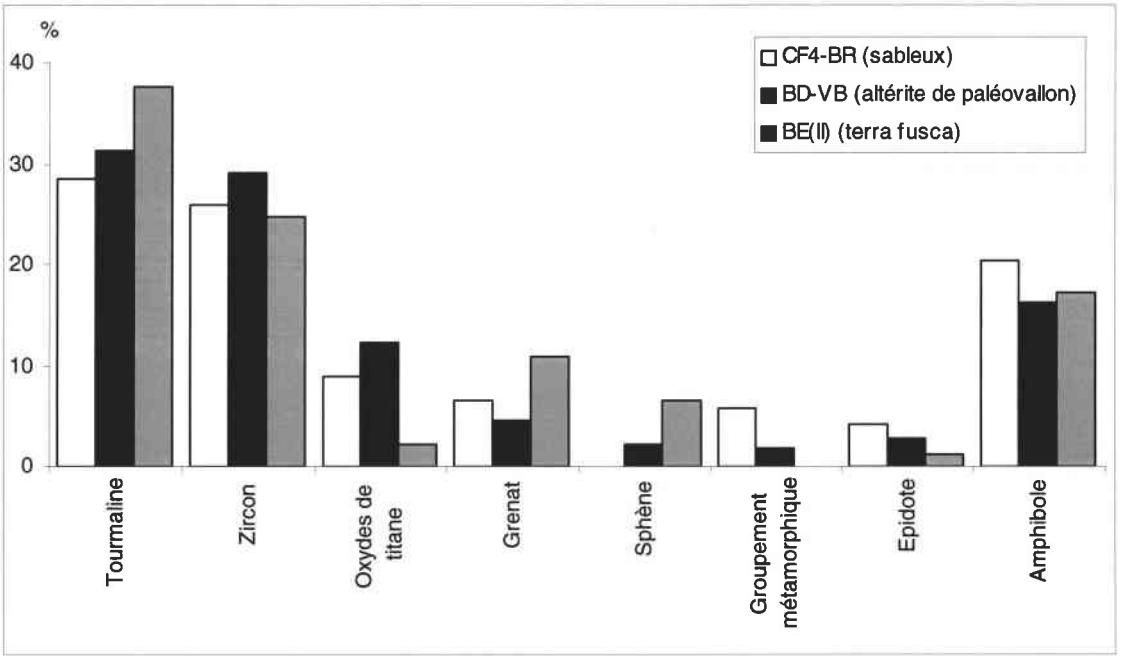


Figure VI.5 - Spectres comparés des minéraux lourds présents dans les échantillons d'altérite de paléovallon, de terra fusca et de sable de la formation alluviale CF4 (analyses : M. Beiner).

Enfin, on peut se poser des questions sur l'unicité de la localisation des remplissages ; les paléovallons sont toujours situés sur les bords occidentaux des entailles actuelles.

Le **facteur morphoclimatique** est le plus probable (Losson et Corbonnois, 2001), et le seul envisageable actuellement, puisqu'aucun mouvement néotectonique n'a jamais été mis en évidence par les géologues dans notre zone d'étude (Le Roux, renseignement oral). Les périodes de gel plus important, subi par les versants exposés à l'est, sont bien connues par les études sur les grèzes litées de Lorraine (Bonnefont, 1975a ; Ghanimi, 1999). Au contraire, sur les versants orientaux, le nettoyage préférentiel des matériaux ameublis serait la conséquence des dégels estivaux répétés, lors des périodes froides.

Conclusion du chapitre VI.

D'une façon générale, vallées secondaires et vallons secs sont soumis à l'**influence des vallées principales**, qui constituent leur niveau de base. Mais dans le détail, on a constaté d'importantes **originalités de fonctionnement**, qui ont justifié leur étude indépendante.

En dehors du facteur dimensionnel des bassins versants, ces particularismes tiennent surtout au contexte géologique, dont découlent les paramètres géomorphologiques et hydrologiques. Mais les conditions climatiques, qui caractérisent des espaces géographiques plus vastes, interviennent de façon complémentaire et spécifique sur les dynamiques morphosédimentaires.

En ce qui concerne les petites vallées à écoulement pérenne ou intermittent, on a pu noter une relation assez forte entre leur évolution morphologique sous influence hydrologique, et les modifications opérées dans les entailles fluviatiles maîtresses. La création des méandres sculptés des petits cours d'eau ne semble pas connaître les mêmes causes que dans le cas des artères majeures, puisqu'elle paraît liée à des changements brutaux dans les niveaux d'incision de référence.

Contrairement aux vallées drainées et soumises à des déplacements latéraux, les **vallons secs** enregistrent mal les héritages liés aux modifications spatiales (l'encaissement se produit le plus souvent de manière linéaire, en fonction de zones de fracturations préférentielles). En revanche, ils présentent une **évolution irrégulière dans le temps**. Lorsque cette irrégularité de fonctionnement n'est pas compensée par une intensité des processus morphogéniques sur de courtes durées, il se crée un décalage entre les niveaux d'incision des grandes vallées auxquelles ils sont liés, et leur propre niveau de dissection. Par conséquent, des marques d'activité fluviatile (*s.l.*) ancienne peuvent être conservées, avec un " piégeage " sédimentaire intéressant. Ce constat vaut également pour des périodes proches de la capture de la Moselle (exemple du vallon de Voirémont).

En contrepartie, les raccords sont très difficiles à réaliser avec les unités fluviatiles des cours d'eau principaux. Consécutivement, en dehors de conditions géomorphologiques très particulières (exemple du secteur du Bois de Chaudeney), on ne peut donner un âge relatif qu'approximatif, à la naissance des vallons (repère chronologique *a minima* le plus souvent).

Enfin, on rappellera que les phénomènes qui interviennent dans le façonnement des vallons secs, ou drainés de façon intermittente, entrent en concurrence ou possèdent des **interactions avec le développement karstique** (*cf.* chapitre I). Il n'a malheureusement pas été possible de mettre explicitement en évidence ce thème d'étude, en raison de recherches encore trop limitées sur les relations entre les conditions d'écoulements hérités dans les vallons et les circulations souterraines.

On notera uniquement que les sédiments carbonatés accumulés au fond des entailles, génèrent une diffusion des infiltrations dans le substratum et une diminution des processus de dissolution au contact des calcaires. Par conséquent, il existe vraisemblablement un fonctionnement hydrokarstique original par rapport aux vallées des cours d'eau allochtones et aux zones d'interfluves.

CONCLUSION DE LA DEUXIEME PARTIE.

Les trois grands cours d'eau de la Lorraine centrale, Meuse, Moselle et Meurthe, ont imprimé leur marque dans la géomorphologie régionale, par des vallées plus ou moins encaissées dans les différentes assises géologiques, recoupées par surimposition (Le Roux et Harmand, 1998). Soumises à l'évolution de ces artères hydrographiques majeures, les plus petites rivières affluentes ont suivi le mouvement d'incision saccadé des grandes vallées, au gré des fluctuations climatiques.

Les organismes fluviatiles constituent ainsi des vecteurs d'information sur l'histoire géomorphologique du secteur d'étude. En particulier, ils permettent de fixer un **cadre chronologique relatif**, basé sur leurs niveaux d'encaissement successifs, compte tenu de l'organisation étagée des unités fluviatiles.

L'étude de ces dernières a révélé une disparité spatiale et altitudinale. Globalement, les formations alluviales les plus jeunes, localisées dans les dépressions orthoclinales, sont relativement bien représentées en nombre et peu dégradées par l'érosion, au contraire des plus anciennes, qui sont plus éparses sur les plateaux calcaires et souvent colluvionnées. Quelques secteurs clés ont vu les rivières se déplacer latéralement au cours de leur enfoncement dans le substratum, d'où une conservation de multiples unités disposées en paliers. Car malgré les processus de remaniements, qui tendent à régulariser les morphologies de terrasses en glacis, on constate l'existence de niveaux principaux et secondaires de stagnation fluviatile, entrecoupés par les phases d'incision. Ce sont ces données que l'on souhaite **corréler avec les paramètres de développement endokarstique**, dans la partie suivante.

Plus proche de notre objectif de recherche, des efforts particuliers ont porté sur :

- la **reconnaissance des unités fluviatiles contemporaines, entre les bassins de la Haute Moselle et de la Meurthe**. Les corrélations, encore hypothétiques, ont tenu compte de divers paramètres, parmi lesquels se trouvent les données karstologiques, que l'on va exposer dans la troisième partie ;
- la **distinction des formations alluviales qui encadrent le phénomène de capture de la Moselle (F3 et F4, ainsi que F5)**. Ainsi, diverses analyses sédimentologiques ont été réalisées, afin de préciser leurs caractéristiques discriminantes. Malgré l'origine vosgienne majoritaire, commune à toutes les alluvions, la dissemblance de certains critères (pétrographie et minéraux lourds notamment) entre les différentes unités, est apparue suffisamment nette pour **servir à l'identification des matériaux souterrains**, dans la suite de ce travail.

Il faut préciser que cette étude spécifique a été rendue possible par les conditions naturelles du détournement hydrographique, relativement jeune par rapport à l'ensemble de l'évolution fluviatile des grands cours d'eau lorrains. Tant du point de vue du raccordement des niveaux que des données sédimentologiques, une recherche identique sur les formations CF n'aurait pu être menée aussi loin, même si des progrès sont évidemment possibles à leur sujet, dans le futur.



Photo VI.1 - Secteur médian du vallon de la Crédence : fond plat assez étroit, versants dissymétriques.



Photo VI.2 - Secteur aval du vallon de Fontenoy, branche est : large fond plat, versants symétriques.



Photo VI.3 - Partie supérieure du remplissage des Fonds de Toul (près des Baraques), érodée par un écoulement d'origine anthropique ; on observe des lits de gélifracts au sein d'une matrice limoneuse dominante.



Photo VI.4 - Grouine recouverte de limons argileux, sur le bord supérieur occidental du vallon du Bois de Gondreville ; les versants exposés à l'est, dans les vallons secs du plateau de Haye, sont fréquemment tapissés de grouine.



Photo VI.5 - Remplissage particulier des fonds de vallons secs de Bois l'Evêque (ici dans le Bois Monsieur) : les souches de chablis au premier plan révèlent une épaisseur supérieure à 1,2 m de limons argileux, tandis que celles situées en arrière-plan montrent des calcaires subaffleurant (*cf.* figure VI.4).

Divers aspects des vallons secs et de leurs remplissages.

TROISIEME PARTIE : LE KARST INFRATALWEG HERITE DU PLATEAU CENTRAL DE HAYE.

Parmi les multiples éléments karstiques du site de la capture de la Moselle déterminés dans le chapitre IV, les morphologies souterraines les plus développées sont localisées à flanc de versant des vallées de la Moselle et de la Meurthe. Toutes ces formes ont été définies comme génétiquement liées à ces deux grands cours d'eau issus des Vosges. Un karst infratalweg, réellement original par rapport aux autres milieux karstifiés de Lorraine, a ainsi été mis en évidence.

Toutefois, ce karst nécessite des études morphologiques et sédimentologiques poussées, afin de **déterminer la spéléogenèse sous-fluviale**. La diversité et l'étendue des éléments caractéristiques du karst infratalweg vont faciliter ces investigations, développées dans cette troisième partie.

Compte tenu de la nature des recherches, une restriction du terrain d'étude s'impose, par rapport au domaine géographique considéré dans les chapitres précédents. **Deux aires de prospections**, mesures et analyses seront privilégiées :

- **le plateau central de Haye**, qui fournit une vue globale de l'organisation spatiale et de l'aspect morphogénétique des principaux réseaux karstiques, au sein du massif calcaire. A cette échelle seront également examinés les caractéristiques sédimentologiques générales des remplissages endokarstiques à alluvions d'origine vosgienne ;
- **les grottes de Pierre-la-Treiche en rive droite de la Moselle**, pour lesquelles des relevés morphologiques et des études sédimentologiques détaillées ont été réalisées.

Pour atteindre les objectifs fixés, comme dans l'ensemble de ce travail, une division thématique a été privilégiée par rapport au découpage spatial évoqué. Cela permet de rendre plus facile d'accès les informations fournies par les paramètres morphosédimentaires du domaine hypogé.

Ainsi, le chapitre VII sera consacré aux **macro- et micromorphologies spéléologiques**, qui décrivent respectivement l'organisation des vides et l'aspect des parois des macroformes endokarstiques. Cette étude morphologique portera uniquement sur les principales grottes de la Haye centrale.

Ensuite, le chapitre VIII permettra d'aborder les **remplissages endokarstiques**, d'un point de vue lithologique et stratigraphique. Ces comblements souterrains sont riches d'information, dans les grottes, comme dans les éléments karstiques plus petits, qui seront pris en considération lors des analyses sédimentologiques. Des comparaisons seront effectuées avec les résultats obtenus pour les formations alluviales épigées (*cf.* chapitre V).

Enfin, le chapitre IX constituera **une synthèse spéléogénétique du karst infratalweg**, réalisée à partir des données interdépendantes des deux précédents chapitres. Il permettra également de valoriser ces recherches géomorphologiques, en tirant parti des informations chronologiques (possibilités de datations absolues et indirectes) et paléoclimatiques, contenues dans les remplissages souterrains.

CHAPITRE VII : ETUDE ET APPORTS DES MORPHOLOGIES SPELEOLOGIQUES.

Comme on l'a vu, le plateau central de Haye renferme un certaine nombre de **grottes, désactivées d'un point de vue hydrologique**, qui font figure d'éléments karstiques primordiaux dans le secteur d'étude.

Ces cavernes possèdent des dimensions relativement modestes, en comparaison avec les réseaux hypogés des grandes régions karstiques françaises (Causses et chaînons préalpins, par exemple ; *cf.* Nicod, 1995). Cependant, certaines grottes de la Haye centrale sont suffisamment développées pour permettre une étude de leur organisation dans le massif calcaire. A cet égard, on fixera la limite de signification macromorphologique des réseaux karstiques, à **50 m de développement au minimum** [1]. Aussi, dans ce chapitre, ne décrira-t-on que les **13 cavernes** les plus étendues de la région considérée (*cf.* infra).

L'**agencement des vides** répond à un certain nombre de facteurs, à la fois passifs et dynamiques, de la même manière que ce que l'on a déjà évoqué pour éclairer la répartition spatiale des éléments karstiques.

Cette vision globale sera complétée par l'**étude des micromorphologies endokarstiques**, relevées en détail dans une partie des grottes de Pierre-la-Treiche. Bien que soumise à la contrainte des remplissages, l'observation des formes de parois s'avère précieuse et complémentaire de l'examen des macromorphologies, pour reconstituer certains fonctionnements hydrogéologiques passés. Les données bibliographiques permettront d'élaborer des interprétations à ce sujet.

Enfin, on déterminera la répartition de ces microformes en fonction des modifications lithologiques de l'encaissant, des variations dimensionnelles des macromorphologies, et des caractéristiques volumétriques et texturales des remplissages.

[1] Cette valeur est en cohérence avec les conditions régionales ; elle peut paraître faible, mais l'augmenter reviendrait à réduire de façon trop importante l'échantillon de grottes étudiées, ainsi que leur dispersion géographique.

VII.1. Spéléométrie et macromorphologies des réseaux karstiques.

VII.1.1. L'emprise et la localisation des grottes dans le milieu naturel.

Il s'agit d'étudier plus en détail (par rapport au chapitre IV), les dimensions des réseaux les plus importants et leur localisation vis-à-vis des terrasses fluviatiles. Parmi les 13 grottes prises en considération (tableau VII.1), 9 sont situées sur le territoire communal de Pierre-la-Treiche, 2 sur celui de Gondreville (dans la vallée cataclinale), 1 à Maron et 1 à Liverdun (planche VII.1). Les caractéristiques spéléométriques générales, en plan et en altitude (*cf.* Maire, 1980 ; figure VII.1), ont été rassemblées dans le tableau VII.1.

Commune	Nom	Données planimétriques					Données altitudinales		
		Dév. (m)	Dhmv (m)	Ext. (m)	Sc (m²)	Em (m)	D (m)	Amm (m)	Dvmi (m)
Gondreville	Grotte du Géant	70	15	20	400		3	234-237	9
Gondreville	Grotte du Chaos	1750	225	225	22000		36	241-277	53 min.
Liverdun	Trou des Fées	50	30	25	500		2	200-202	7
Maron	Grotte de la Carrière	70	20	35	400		4	295-299	5 ?
PLT (rd)	Grotte Jacqueline	1155	150	225	22000		16	207-223	33
PLT (rd)	Grotte Sainte-Reine	1260	240	240	20000	45	17	210-227	50
PLT (rd)	Grotte Carrière 2 Ouvertures	100	35	40	800	45	13	215-228	20
PLT (rd)	Le Colimaçon	90	30	35	550	210	3	220,5-223,5	12
PLT (rd)	Grotte des Puits	440	110	100	4000	15 | 85	20	215,5-235,5	30
PLT (rd)	G16	70	30	30	300		6	213-219	27
PLT (rd)	Grotte des 7 Salles	1235	145	300	30000		19	209,5-228,5	65
PLT (rg)	Grotte des Excentriques	185	50	50	1400	125	5	227-232	11
PLT (rg)	Trou des Celtes	75	60	60	900		3	228-231	10
Somme des grottes de la Haye centrale, grottes de PLT rg et de Liverdun exclues		6240	240	/	100000		/	207-299	65

Légende : PLT = Pierre-la-Treiche ; rd = rive droite ; rg = rive gauche ; Dév. = développement de la grotte ; Dhmv = distance horizontale maximale au versant de la vallée de la Moselle (ou au front de taille dans les carrières) ; Ext. = extension, c'est-à-dire la distance horizontale la plus importante entre deux points d'une même grotte ; Sc = surface couverte (calculée au plus juste) ; Em = éloignement minimal entre deux grottes (indiqué pour les réseaux karstiques relativement proches) ; D = dénivellation (= soustraction entre les altitudes maximale et minimale) ; Amm = altitudes minimale-maximale ; Dvmi = distance verticale maximale à l'interfluve.

Tableau VII.1 - Spéléométrie des grottes du plateau central de Haye en 2002.

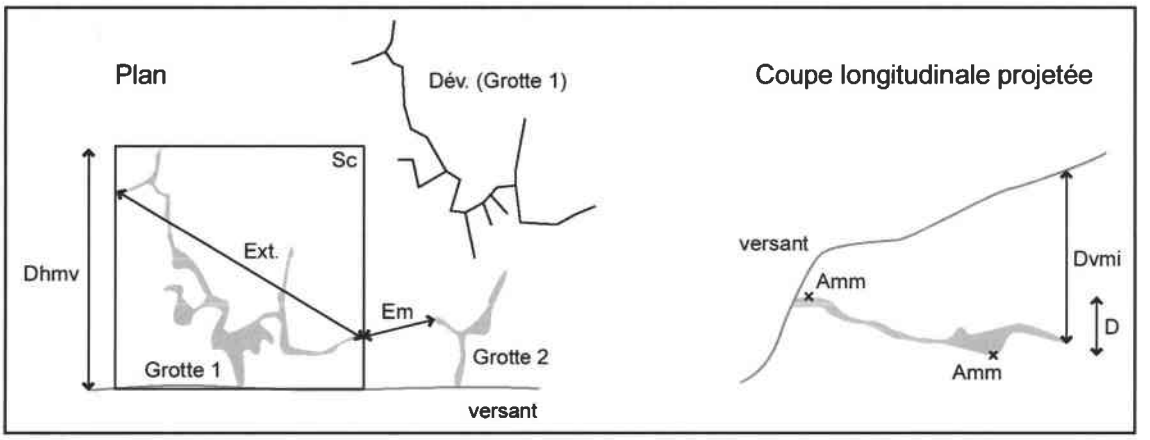


Figure VII.1 - Mesures planimétriques et altitudinales d'une grotte (*cf.* tableau VII.1).

Il en ressort les faits suivants :

- **la distance au versant est toujours faible**, en rapport avec les développements restreints. Le point le plus lointain à l'intérieur du massif calcaire atteint 240 m, pour la Grotte Sainte-Reine. Néanmoins, les galeries se terminent souvent sur une obstruction sédimentaire et plus rarement sur des rétrécissements morphologiques des conduits karstiques ;
- dans le même ordre d'idée, **les surfaces couvertes ne dépassent pas 3 ha** (0,03 km²). Pour l'ensemble des grottes situées à l'intérieur de la « Boucle de la Moselle », la surface couverte atteint une valeur de 10 ha (0,1 km²). Comparée aux 150 à 160 km² (estimés) de la surface totale du plateau calcaire de Haye ceint par la « Boucle de la Moselle », on s'aperçoit que les réseaux karstiques pénétrables actuellement se limitent à une frange infime du massif ;
- dans une majorité de cas, l'extension est proche de la distance horizontale maximale au versant, ce qui dénote **un développement karstique essentiellement orienté perpendiculairement à la vallée de la Moselle**. Les Grottes Jacqueline, des 7 Salles et de la Carrière sont plus parallèles au versant (planche VII.1). L'étude fréquentielle des orientations de galeries permettra d'affiner cet aspect planimétrique ;
- d'un point de vue altitudinal, **les grottes se développent plutôt de façon subhorizontale** (dénivellation maximale : 36 m), si l'on se réfère à la puissance totale du substratum calcaire (125 m en moyenne ; *cf.* planche II.6). Leur distance verticale maximale à l'interfluve se situe majoritairement dans les zones éloignées du versant, là où le relèvement des versants est le plus fort. Des exceptions concernent les Grottes des Puits et Jacqueline qui possèdent un point bas dans la partie médiane de leurs réseaux.

La localisation des réseaux par rapport au **contexte géomorphologique épigé** permet de distinguer trois cas de figures (planches VII.1 et VII.2) :

1- <u>les grottes qui se développent sous une terrasse fluviatile de la Moselle, avec une formation alluviale bien conservée</u>.

Trois réseaux répondent à cet agencement :

- la Grotte Jacqueline (planche VII.2 (d) ; *cf.* photo II.5). Elle se trouve à 10 m au minimum sous la base de la formation F4 de Bois Gaillard et s'enfonce même jusqu'à 26 m au maximum, soit 33 m sous la surface plane de la terrasse ;
- la Grotte des Excentriques et le Trou des Celtes (planche VII.2 (a)). Ils se localisent sous la terrasse de la Treiche, où subsiste la formation F4 et peut-être également des alluvions résiduelles appartenant à F5

(Dorniol, 1997). Les vides karstiques possèdent un toit calcaire de 3 à 8 m seulement et se situent à 11 m au maximum sous la surface (*cf.* Chambosse, 1934).

2- les grottes qui se trouvent sous des versants plus ou moins pentus, avec alluvions siliceuses résiduelles, présentes au-dessus ou à proximité immédiate de leurs entrées.
Six réseaux sont dans ce cas :
- les Grottes du Géant, des Puits (planche VII.2 (b)), Carrière deux Ouvertures, Sainte-Reine (planche VII.2 (c)) et le Colimaçon. Des alluvions éparses attribuées à la formation F4 surmontent leurs entrées. Les différentiels altitudinaux entre les points les plus hauts de ces cavernes, à proximité des versants, et les bases des formations résiduelles sont respectivement de 3, 2,5, 6, 7 et 10,5 m ;
- le Trou des Fées. Un replat très exigu, que l'on peut corréler à la formation F3, domine cette grotte de 5 m au minimum.

3- les grottes qui se trouvent sous des versants pentus, dépourvus de matériaux siliceux d'origine vosgienne.
Quatre réseaux karstiques appartiennent à cette catégorie :
- la Grotte de la Carrière, à 295 m d'altitude environ. Aucune formation fluviatile n'a été observée en rive droite de la Moselle, à une altitude aussi élevée, dans le secteur de Maron ;
- la Grotte du Chaos (planche VII.2 (f)). En surface, les résidus alluviaux les plus proches, se localisent à plus de 200 m à l'ouest de son entrée, dans la pointe SW du Bois de l'Embanie. Probablement colluvionnés, ils sont rapportés à la formation CF4, et possèdent une altitude supérieure d'à peine 2-3 m par rapport aux points les plus élevés du réseau karstique. Cinq mètres plus haut que le lieu d'observation des matériaux siliceux, on peut signaler un replat, sans cailloux vosgiens, qui se développe jusqu'à proximité de l'entrée de la caverne ;
- les Grottes des 7 Salles (planche VII.2 (a)) et G16. Pour ces deux réseaux, la formation F4 résiduelle, sus-jacente à la Grotte des Puits, est peu éloignée (150 m au maximum).

Pour l'ensemble de ces grottes, le contexte géomorphologique résulte des modalités de l'enfoncement de la vallée de la Moselle, favorables ou non à la conservation des terrasses fluviatiles. Ceci est nettement visible dans le secteur de Pierre-la-Treiche, où l'incision de la rivière après l'accumulation de F4 s'est effectuée en rive droite dans la partie amont et plutôt en rive gauche vers l'aval (planche VII.2).

Mais l'agencement général des grottes en fonction du milieu épigé, nécessite qu'on prenne également en considération la configuration interne des réseaux karstiques.

VII.1.2. L'organisation tridimensionnelle des réseaux et les structures macromorphologiques.

Cerner l'aspect tridimensionnel des réseaux karstiques nécessite des mesures et observations de terrain nombreuses. Des données très complètes concernent les plans des grottes. Ceux-ci ont été publiés par M. Louis et D. Lehmuller (1966) et sont toujours d'actualité. Seule la Grotte des 7 Salles a fait l'objet d'une nouvelle publication à la suite de découvertes plus récentes (Louis, 1988). Les représentations en coupe sont plus lacunaires (Bourgogne, 1933, 1935 ; Louis et Lehmuller, 1966). Elles ont été en partie complétées dans le cadre de ce travail. Conjointement, des relevés géologiques, lithostratigraphiques et tectoniques, ont été effectués dans les grottes sélectionnées.

L'étude de certaines cavernes sera donc particulièrement détaillée, notamment en fonction de leur intérêt morphogénique (Grottes Sainte-Reine, Carrière deux Ouvertures, des

Puits et des 7 Salles), et les autres plus ponctuellement évoquées (Grottes de la Carrière, du Chaos, du Géant, des Excentriques et Jacqueline, Trous des Celtes et des Fées, G16 et le Colimaçon).

VII.1.2.1. Description générale des grottes.

Parmi les trois grandes formes spéléologiques classiquement décrites (galeries, puits et salles ; Renault, 1970), on peut considérer que les grottes de la Haye centrale recèlent **majoritairement des galeries, plus rarement des salles et aucun puits**.

Sur les plans des divers réseaux karstiques (*cf.* Louis et Lehmuller, 1966), les termes utilisés expriment des spécificités locales, liées aux tailles globalement faibles des macromorphologies. Ainsi, de nombreuses " salles " ne sont que des élargissements locaux de galeries et les quelques " puits " s'apparentent en fait à des verticalisations de portions de galeries ou à des diaclases. Toutefois, par commodité, la nomenclature employée par les " inventeurs spéléologiques " sera conservée, en tant que nom propre (initiale majuscule).

D'une façon générale, on peut dire que ces grottes sont constituées de **sept éléments morphologiques principaux** :

- des galeries " bombées " plus ou moins volumineuses, sur diaclases et parfois joints de stratification (exemples : Grottes de la Carrière du CAF et Sainte-Reine ; photos VII.5 et VII.13) ;
- des galeries hautes et étroites sur diaclases (exemple : Grottes du Chaos et des Puits ; photo VII.15) ;
- des galeries hautes et de faible largeur, hors diaclases (exemple : Grottes Sainte-Reine et des Puits ; photos VII.2 et VII.14 et *cf.* photo VIII.3) ;
- des boyaux de petit diamètre (exemple : Grotte des 7 Salles) ;
- des salles d'effondrement et d'affaissement-dissolution (exemples : Grottes du Chaos et des 7 Salles ; photo VII.17) ;
- des " salles " de croisement de galeries (exemples : Grottes Sainte-Reine et des Puits ;: photo VII.8) ;
- des " puits-cheminées " ou diaclases faisant office de structures de soutirage de petite dimension (exemple : Grotte Sainte-Reine ; *cf.* photo VIII.23).

Plus rarement, on constate les formes suivantes :

- des grosses anastomoses de joints de stratification (Grotte Jacqueline, pour laquelle la lithologie est déterminante) ;
- des conduits verticaux sur diaclases (" pseudopuits " de la Grotte des Puits ; photo VII.16) ;
- des canyons de surcreusement (Grotte des 7 Salles ; photo VII.37).

Il faut préciser que la vision morphologique des galeries est souvent incomplète en raison des importants remplissages présents dans certains réseaux.

Les structures macromorphologiques de soutirage (" puits-cheminées " et diaclases), relativement nombreuses dans l'ensemble des réseaux prospectés (*cf.* planches VII.3 et VII.4 : « Remplissages gravitaires caillouteux »), méritent d'être explicitées.

Les " puits-cheminées " consistent en des formes endokarstiques semblables à des conduits verticaux impénétrables. Leur diamètre va de quelques centimètres, dans la Cavité du Futur dans l'Ancienne Carrière par exemple (elles y sont exceptionnellement visibles en coupe ; *cf.* photo VIII.16), à plusieurs dizaines de centimètres, dans le Labyrinthe de la Grotte Sainte-Reine par exemple (*cf.* photo VIII.23). Ces macromorphologies, tout comme les diaclases, sont généralement observables du dessous uniquement, et jamais discernables dans leur totalité en raison de leur remplissage ou de leur étroitesse. Elles communiquent parfois directement avec la surface si l'on en juge par l'exemple de la Cavité du Futur, mais le plus souvent, on suppose

qu'elles sont interconnectées avec des galeries sus-jacentes inconnues. Leurs intéressants remplissages seront étudiés dans le chapitre VIII.

♦ Les différentes configurations planimétriques.

Le développement général des grottes répond à **des organisations planimétriques le plus souvent labyrinthiques**. En se référant aux réseaux les plus importants, on peut distinguer trois catégories :

- les réseaux à galeries sinueuses prépondérantes sont les plus fréquents. C'est le cas des Grottes Sainte-Reine, des Puits et des Excentriques, auxquelles on peut ajouter les Grottes du Géant et Carrière deux Ouvertures, les Trous des Celtes et des Fées, G16 et le Colimaçon (*cf.* planche VII.3 (b), (c) et (d) et figure VII.2) ;
- les réseaux à galeries rectilignes et salles sont représentées uniquement par la Grotte du Chaos (*cf.* planche VII.4) ;
- les réseaux composites où sont associées des secteurs à galeries sinueuses, des portions de galeries d'aspect " déchiqueté " (modification fréquente des orientations de conduits, couplées à des courtes galeries adjacentes en cul de sac) et éventuellement des petites salles. Les Grottes Jacqueline et des 7 Salles font parties de cette catégorie (*cf.* planche VII.3 (a) et (d)).

La Grotte de la Carrière à Maron ne peut être classée dans un de ces types, en raison de sa taille trop restreinte.

D'un point de vue purement géométrique, les deux premières catégories font penser respectivement aux réseaux anastomosés et maillés de A.N. Palmer (1975, 1991). Mais l'application de cette typologie nécessite de cerner la spéléogenèse des cavernes en question (*cf.* chapitre IX).

Il est possible d'analyser plus finement les caractéristiques planimétriques des réseaux karstiques, en reportant sur un graphique polaire les longueurs cumulées des galeries suivant leurs orientations. Ce travail a été réalisé sur les grottes de Pierre-la-Treiche en rive droite de la Moselle et sur la Grotte du Chaos.

Si l'on considère les grottes de Pierre-la-Treiche (de rive droite) dans leur globalité (planche VII.5), il se dégage :

- des **orientations préférentielles entre N155 et N10** (longueur cumulée médiane = 255 m). Les galeries correspondantes se rencontrent principalement dans les Grottes Sainte-Reine, des 7 Salles et des Puits (planches VII.6, VII.7 et VII.8) ;
- des orientations secondaires entre N60 et N90 et entre N115 et N150 (longueur cumulée médiane = 106 et 124 m respectivement). Elles proviennent essentiellement des conduits des Grottes Jacqueline et des 7 Salles, auxquels s'ajoute une petite partie des galeries de la Grotte Sainte-Reine (planches VII.5, VII.6 et VII.8) ;
- des orientations minoritaires entre N15 et N55 et entre N95 et N110 (longueur cumulée médiane = 56 et 74 m respectivement).

En ce qui concerne la Grotte du Chaos, le graphique polaire prend une tout autre forme (planche VII.9), avec deux orientations préférentielles à N10-15 et N85-95 (longueur cumulée maximale = 148 et 147 m respectivement), et une secondaire vers N155 (longueur cumulée = 87 m).

Toutes ces orientations de galeries résultent de paramètres géologiques et/ou géomorphologiques locaux. On peut donc les confronter aux caractéristiques du plateau central de Haye, avant de les comparer avec les fracturations relevées directement dans le milieu hypogé (*cf.* § VII.1.2.2.).

Les galeries des grottes de Pierre-la-Treiche de rive droite sont majoritairement perpendiculaires à la vallée de la Moselle, qui est presque E-W. Elles ne se calquent pas

sur le pendage des couches géologiques, dirigé à peu près N310 [2] vers le fond du " synclinal " de Savonnières - Dieulouard, à cet endroit du massif (Rucquoi *et al.*, 1984). La comparaison avec les graphiques polaires des fracturations relevées à l'extérieur dans ce secteur (n° 2 de la planche II.7) s'avère moyenne à mauvaise, puisque seules certaines orientations secondaires (autour de N140) correspondent. Les conduits karstiques ne sont pas non plus dirigés vers un hypothétique niveau de base géographique, qui serait situé aux environs de Liverdun (direction N35 approximativement), dans la vallée du Paléo-Terrouin (Gardet, 1943 ; Errard, 1945 ; Gamez *et al.*, 1995 ; Harmand *et al.*, 1995c ; Losson, 2000 [3]). Mais on rappellera la faible distance au versant qui caractérise les réseaux étudiés (*cf.* supra).

Pour la Grotte du Chaos, les orientations principales de galeries N10-15 correspondent à un pic fréquentiel secondaire de fracturations. Celles N85-95 ne se calquent sur aucune orientation de lithoclases de la Haye. Les conduits karstiques orientés N155 peuvent être rapportés à des fractures (mesurées en surface), de même qu'au pendage local (de direction N340 [2] ; Rucquoi *et al.*, 1984). Enfin, on note que les galeries ne sont pas axées avec exactitude sur la direction N25 de Liverdun (distant d'une dizaine de kilomètres à cet endroit).

♦ Les agencements verticaux.

Les mesures altitudinales et les représentations en coupes développées, se rapportent à six réseaux : les Grottes Sainte-Reine, Carrière deux Ouvertures, des Puits, des 7 Salles, du Chaos et le Trou des Celtes (planches VII.2 (a) et VII.10 à VII.13).

Les données permettent de déceler trois configurations générales :

- les coupes à dénivellation progressive vers le nord, avec paliers, comme pour la Galerie de l'Est de la Grotte Sainte-Reine (planche VII.10). Les Grottes du Chaos (planche VII.13) et Carrière deux Ouvertures (planche VII.11) répondent également à cet agencement ;
- les coupes subhorizontales à " étages ", telles que dans la Grotte des Puits (planche VII.11) et dans l'ancien réseau de la Grotte des 7 Salles (planche VII.12), où l'organisation étagée est cependant moins franche ;
- les coupes chaotiques, dont l'exemple type est représenté par la partie centrale de la Grotte des 7 Salles (planche VII.12). On retrouve cette configuration pour la Galerie de l'Ouest de la Grotte Sainte-Reine (planche VII.10). Elles résultent de la succession de galeries plus ou moins comblées, de passages " siphonnant " et de zones d'effondrement, ce qui se retrouve fréquemment dans les grottes non fonctionnelles de plateau (*cf.* Renault, 1967-1969 ; Sbai *et al.*, 1995).

Le Trou des Celtes, qui ne comporte qu'une seule galerie subhorizontale (*cf.* Bourgogne, 1933 ; Louis et Lehmuller, 1966), peut faire partie de la première ou de la deuxième famille de coupes.

Les deux premières catégories de coupes développées font donc apparaître des **niveaux de galeries**, avec plus ou moins de netteté. Les altitudes absolues de ces niveaux tournent autour de 250, 230, 224, 219 et 212 m. L'ubiquité de certains d'entre eux (230, 219 et 212 m) permet de supposer une **origine génétique, en liaison avec une période de stagnation relative de la surface piézométrique**, donc de stabilité géomorphologique extérieure probable (*cf.* Rodet, 1992b ; Salomon, 1999). Les corrélations de la karstification avec des phases de creusement - accumulation fluviatile épigé seront examinées plus loin (chapitre IX).

[2] Nous donnons ici la direction de la ligne de plus grande pente et non l'azimut des couches. La valeur du pendage est de 2,2-2,3° à Pierre-la-Treiche et de 2° au niveau de la Grotte du Chaos (d'après Rucquoi *et al.*, 1984).

[3] Cette idée sera discutée dans le chapitre IX.

VII.1.2.2. Les macromorphologies et le contexte géologique.

Comme on l'a déjà vu (chapitre IV), toutes les grottes prises en considération se développent principalement dans les Calcaires à polypiers du Bajocien moyen, et partiellement dans les calcaires à pseudo-oolithes de la base du Bajocien supérieur (Marnes de Longwy et Calcaires bicolores).

Une étude lithologique et tectonique détaillée a été menée dans les réseaux les mieux connus d'un point de vue topographique : Grottes Sainte-Reine, Carrière deux Ouvertures et des Puits principalement, et Grottes des 7 Salles et des Excentriques secondairement. Des observations ponctuelles concerneront les autres cavernes, pour préciser l'influence de la lithologie de l'encaissant sur le développement des macromorphologies.

- La lithologie (planche VII.14).

  - *Les Calcaires à polypiers inférieurs.*

Les plus anciennes formations géologiques du massif de Haye, siège de réseaux karstiques, sont situées à Pierre-la-Treiche : ce sont les Calcaires à polypiers inférieurs dans lesquels se développent les Grottes des 7 Salles (*p.p.*) et des Excentriques, ainsi que le Trou des Celtes. Le sommet de cette unité stratigraphique est caractérisé par une alternance de couches calcaires et de lits marneux (" Calcaire à mélanies " de N. Husson, 1848), bien visible à proximité du Trou des Celtes en rive gauche, ou dans la Grotte de la Nuit (voisine de G16 ; *cf.* planche VII.3 (c)) en rive droite de la Moselle (photo VII.21).

L'aspect des portions de réseaux y est assez caractéristique. L'hétérogénéité lithologique, donc la moindre résistance mécanique, explique des **effondrements de strates fréquents, qui génèrent en partie les petites salles ébouleuses** de la Grotte des 7 Salles et également la zone d'effondrement dans G16 (photo VII.22). Dans ces secteurs d'effondrements, l'aspect karstique des vides initiaux a souvent disparu, partiellement ou totalement (les observations micromorphologiques y sont alors impossibles ; *cf.* infra).

De même, dans la Grotte des Excentriques (figure VII.2), qui se localise à la limite des couches à lits marneux et des calcaires à entroques sous-jacents [4], on passe successivement des conduits initiaux créés dans des calcaires à entroques (" zones basses " de la figure VII.2), à des passages légèrement surélevés correspondant à un plafond effondré (" zones hautes " *p.p.* de la figure VII.2). Les galeries où se sont produits les effondrements ne sont pas plus larges que celles bien calibrées (" zones basses ").

La formation des " zones hautes " d'effondrement implique un vide préexistant sous-jacent et/ou un déblaiement contemporain du cavernement (affaissement-dissolution ; Renault, 1967-1969, 1970 ; Choppy, 1991). Dans la Grotte des Excentriques, on note qu'elles sont moins vastes que dans le réseau des 7 Salles, où des " gros " conduits initiaux ont dû générer les petites salles. De toute évidence, une différence d'intensité de la karstification existe entre la rive gauche (Grotte des Excentriques) et la rive droite (Grotte des 7 Salles) de la vallée de la Moselle. Néanmoins, on remarque qu'il n'est pas besoin de vides de grande ampleur sous les marno-calcaires, pour provoquer des ruptures d'équilibre de voûte (moins de 2 m de large par exemple dans la Grotte des Excentriques).

[4] On parle ici du lithofaciès des Calcaires à polypiers inférieurs et non de la formation du Bajocien inférieur (Calcaires à entroques).

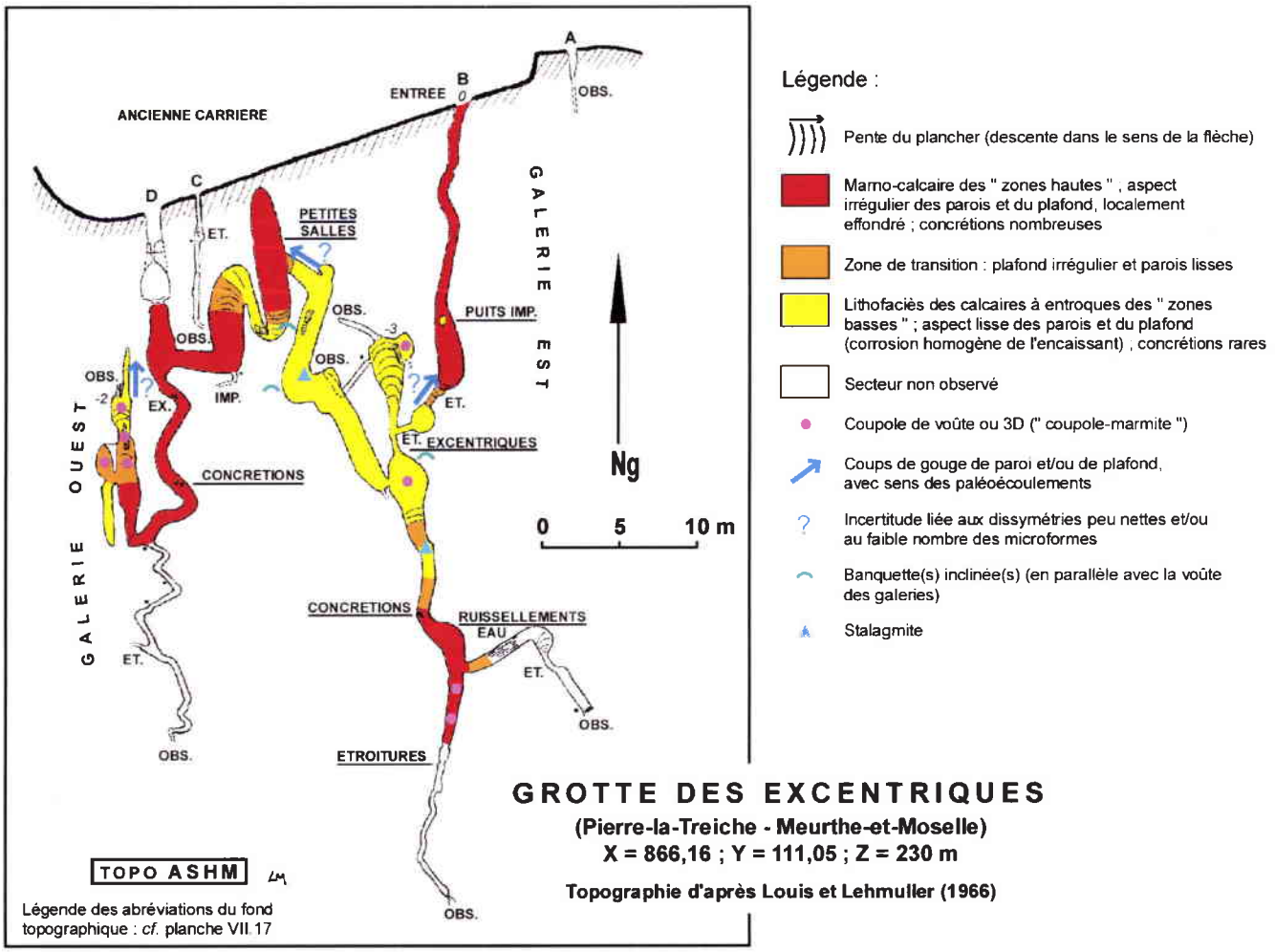


Figure VII.2 - Observations morphologiques et géologiques sommaires dans la Grotte des Excentriques ; relations entre macromorphologies et lithologie des Calcaires à polypiers inférieurs.

- *L'oolithe cannabine.*

Au-dessus des Calcaires à polypiers inférieurs, la petite strate de l'Oolithe cannabine (environ 2 m d'épaisseur) est visible à plusieurs endroits de la Grotte des 7 Salles (planche VII.12). Elle ne crée pas de macromorphologies spécifiques, compte tenu de sa faible puissance et de sa compétence similaire aux calcaires sus-jacents.

- *Les Calcaires à polypiers supérieurs.*

Les réseaux karstiques développés dans les Calcaires à polypiers supérieurs présentent des macromorphologies relativement homogènes, faites de **galeries souvent plus hautes que larges** (le gros conduit de la Grotte de la Carrière à Maron, fait un peu figure d'exception), mais fortement encombrées de sédiments détritiques (alluvions siliceuses ; *cf.* chapitre VIII). **Quelques petites salles**, à effondrements minimes ou absents (*cf.* infra), sont à signaler au croisement de plusieurs galeries, comme la " Salle du Chapeau de Napoléon " et la " Caverne du Cyclope " dans la Grotte Sainte-Reine (photo VII.8), ou le " Puits 2 " dans la Grotte des Puits.

D'une façon générale, dans cette formation bajocienne, les galeries traversent les faciès variés des calcaires récifaux et périrécifaux (biostromes et boules de polypiers dispersées dans les biocalcarénites oolithiques, les entroquites et les calcaires coquillers ; Steiner, 1980 ; *cf.* chapitre II). On peut le constater dans les Grottes Sainte-Reine (*cf.* planches VII.15 et VII.16) et Carrière deux Ouvertures par exemple.

Toutefois, dans le détail, il se dégage certaines relations entre les secteurs coralliens et l'organisation macromorphologique des cavernes. Ainsi, on rencontre **dans les zones à polypiers, des grosses anastomoses multiples et interconnectées, et des galeries sinueuses. Les conduits rectilignes sur diaclases se situent plutôt dans les calcaires périrécifaux** (*cf.* infra ; photo VII.12), et sont bien plus rares dans les biostromes, qui forment des masses compétentes, essentiellement fracturées sur leurs pourtours (Steiner, renseignement oral). Le Labyrinthe et la Galerie de l'Est de la Grotte Sainte-Reine (planche VII.15), ainsi que le Colimaçon, constituent des exemples de " circonvolutions " macromorphologiques liées à l'hétérogénéité lithologique des massifs coralliens.

Mais inversement, les sinuosités de galeries ne sont pas exclusives des zones récifales (exemple de la Galerie Inférieure Ouest de la Grotte des Puits), et il existe des contre-exemples de conduits alignés localement sur fractures, dans des secteurs pétris de polypiers (exemple des Galeries Supérieures *p.p.* de la Grotte des Puits).

- *Les Marnes de Longwy.*

La formation des Marnes de Longwy (environ 2 m d'épaisseur), immédiatement sus-jacente aux Calcaires à polypiers, génère des **macromorphologies particulières**. Constituée de calcaires à pseudo-oolithes et seulement d'une mince couche marneuse vers son sommet (photo VII.18 et *cf.* photo VIII.1), elle est apte à la corrosion en dehors de la strate marneuse, et résiste donc globalement à l'effondrement.

En réalité, trois cas de figures se rencontrent (figure VII.3) :

- lorsque la couche marneuse n'est pas atteinte par le vide situé uniquement dans les Calcaires à polypiers supérieurs et la base des Marnes de Longwy, la galerie concernée présente un **plafond régulier, légèrement convexe** (exemples : Galerie des Soupirs et Salle de la Rotonde dans la Grotte Sainte-Reine, partie des Galeries Supérieures dans la Grotte des Puits ; photos VII.9 et VII.20) ;
- lorsque la strate marneuse est atteinte mais que la portée de voûte de la galerie est faible, le conduit s'élève en raison de l'éboulement des marnes. On obtient ainsi une section transversale avec renflement sommital, sous un **plafond plat** (exemples : Caverne du Cyclope, Galerie Gothique, Salle des Draperies et Canyon [5] dans la Grotte Sainte-Reine, partie centrale de la Galerie médiane dans la Grotte des Puits ; photo VII.8), ou plus rarement convexe et corrodé (exemple : Entrée E de la Grotte Sainte-Reine) ;
- lorsque la couche marneuse est atteinte et que la largeur de la galerie est importante (4 à 5 m), les **calcaires sus-jacents s'effondrent** avec les marnes jusqu'à ce que l'équilibre mécanique (fonction de la largeur précisément) soit établi. Dans le profil longitudinal de la galerie se forme alors une surélévation due aux éboulis (exemples : Ancienne Galerie des Merveilles dans la Grotte Sainte-Reine, Petite Salle et Salle de Décollement dans la Grotte des Puits ; photo VII.19), et génère éventuellement un cul de sac si le foisonnement obstrue le conduit jusqu'à la voûte (exemples : Salles du Chapeau de Napoléon et du Calvaire dans la Grotte Sainte-Reine). On peut noter que ces éboulements peuvent être liés à d'anciennes phases de dénoyage (Jaillet, 1999b).

Les galeries spécifiquement inscrites dans les Marnes de Longwy sont rares. La galerie menant à la Fontaine Saint-Charles, dans la Grotte Saine-Reine, est un exemple. De petite taille et comblée à la base, il se peut qu'elle se développe également dans les Calcaires à polypiers sous-jacents.

[5] D'après P. Audra, qui a pu franchir l'étroiture qui y donne accès.

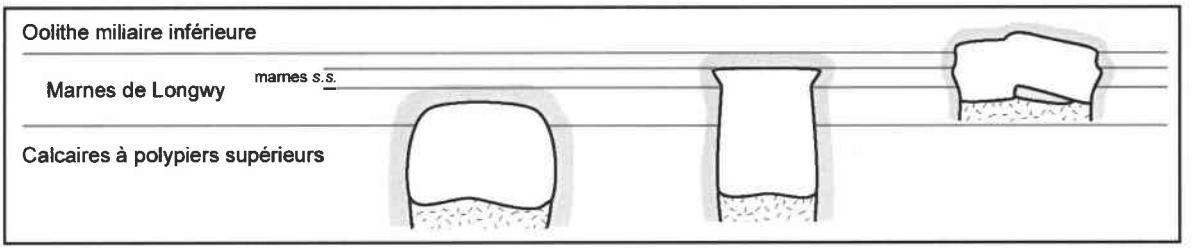


Figure VII.3 - Configurations transversales des galeries en fonction de leur développement vertical variable dans les Marnes de Longwy.

- *L'Oolithe miliaire inférieure.*

Développée en partie dans les calcaires à pseudo-oolithes de la base de l'Oolithe miliaire inférieure, peu différents des Marnes de Longwy, la Grotte Jacqueline livre des formes de galeries comparables au Labyrinthe de la Grotte Sainte-Reine : des **grosses anastomoses de joint de stratification** visibles aux entrées. Toutefois, la taille de ces conduits est globalement plus réduite que dans les calcaires à polypiers, et de nombreuses anastomoses sont impénétrables (*cf.* photo VII.18).

On peut souligner que dans cette caverne, certaines galeries traversent les Marnes de Longwy (observation au niveau de l'Entrée L et référence aux coupes longitudinales partielles fournies par M. Louis et D. Lehmuller (1966)) et se développent également dans les Calcaires à polypiers supérieurs.

Le sommet de l'Oolithe miliaire inférieure, lithologiquement plus homogène que la base (" faciès typique du Bâlin " ; Le Roux et Renaud, 1985), ne comporte pas de réseau karstique. Toutefois, on peut observer dans la Grotte du Chaos (Eboulis, au nord de la Salle du Puits ; *cf.* planche VII.4) une zone de soutirage avec des blocs volumineux issus de cette formation géologique. Cette observation, ainsi que l'apparence désorganisée de la structure à certains endroits de la caverne (strates à pendage marqué), implique une influence tectonique importante. La proximité d'une faille E-W à l'ouest de la grotte (Rucquoi *et al.*, 1984), laisse d'ailleurs présager la possibilité du passage de failles satellites dans le réseau.

♦ Les discontinuités du substratum.

Un relevé des fractures a été effectué dans différents réseaux karstiques de Pierre-la-Treiche, en rive droite de la Moselle : les Grottes Sainte-Reine, Carrière deux Ouvertures, des Puits, G16 et le Colimaçon, ainsi que la Grotte de la Nuit voisine de G16 (figure VII.4 et planches VII.6 et VII.7). Il permet de préciser l'influence des discontinuités sur les orientations de galeries (*cf.* § VII.1.2.1.).

- *Le rôle des fractures corrodées et des joints de stratification.*

En rassemblant la totalité des mesures (443) réalisées sur les fractures corrodées (figure VII.4 (1)), on obtient un graphique polaire où dominent très nettement les orientations N155 à N15, avec un pic principal à N165. En réalité, ce graphe est tout à fait semblable à celui de la seule Grotte Sainte-Reine (planche VII.6), puisque celle-ci regroupe près des deux tiers des fractures mesurées (286). Dans la Grotte des Puits, les discontinuités verticales corrodées (89 mesures) sont plus franchement méridiennes (N170 à N10) (planche VII.7).

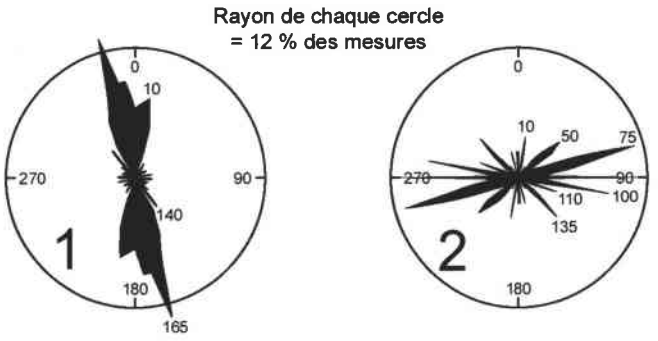


Figure VII.4 - Orientations des lithoclases corrodées (graphe 1 : 443 mesures) et non corrodées (graphe 2 : 81 mesures) de plusieurs grottes de Pierre-la-Treiche.

Ces données sont en parfait accord avec les orientations N145 à N20 des cisaillements dextres de la compression NNE éocène, qui ont rejoué de façon senestre lors de la compression SE miocène (*cf.* chapitre II ; Steiner, 1980). Ce sont donc bien ces **fractures de décrochements, ouvertes et connectées entre elles, qui ont favorisé les circulations dans le massif calcaire**.

Ces remarques expliquent la **bonne correspondance entre les orientations préférentielles des fracturations et des galeries des réseaux karstiques de Pierre-la-Treiche** (*cf.* § VII.1.2.1. ; planche VII.5 ; photos VII.1 et VII.12), ce qui constitue une observation classique des études spéléogénétiques (*cf.* Dreybrodt, 1988 ; Blanc et Monteau, 1997, par exemple). Il en est de même pour les Grottes Sainte-Reine et des Puits prises individuellement (planches VII.6 et VII.7). Tout au plus note-t-on un léger décalage (de plus ou moins 5°) entre les pics fréquentiels comparés, dans le cas de la Grotte Sainte-Reine (Losson, 1999, 2001b).

En revanche, les fracturations n'expliquent pas les autres orientations de conduits karstiques, essentiellement ENE et E. On a précisé précédemment que l'on rencontre surtout ces galeries dans les Grottes Jacqueline et des 7 Salles. Or, ces cavernes se développent en partie dans des formations globalement moins compétentes que les Calcaires à polypiers supérieurs. Il est alors possible de faire intervenir le **rôle des joints de stratification**, pour les conduits non méridiens (une partie minoritaire s'adapte au pendage local seulement). Cette interprétation s'accorde notamment avec l'observation des grosses anastomoses situées dans l'Oolithe miliaire inférieure.

Par ailleurs, la relative rareté des fractures au sein des masses récifales, évoquée dans un paragraphe précédent, se vérifie dans la Grotte Sainte-Reine (*cf.* planches VII.15 et VII.17). Une bonne partie des galeries d'orientation non (sub)méridienne se localisent dans ces unités coralliennnes, tandis que les autres macromorphologies de même orientation sont associées à des joints de stratification.

- *Les informations livrées par les fractures non corrodées.*

Dans les réseaux karstiques étudiés, des fractures non corrodées ont également été relevées (figure VII.4 (2)). Ces lithoclases " fraîches " (81 mesures) possèdent des orientations privilégiées N70-75, N90 et N100, qui se rencontrent essentiellement dans les Grottes des Puits, G16 et de la Nuit. De toute évidence, une **détente de versant** peut être évoquée, avec, pour le cas de la Grotte Sainte-Reine, une influence secondaire possible du vallon raccordé à la Moselle, situé à l'ouest de ce réseau (quelques fracturations fraîches subméridiennes).

Ce phénomène de détente est particulièrement bien enregistré par les strates marno-calcaires du sommet des Calcaires à polypiers inférieurs. La proportion de fractures non corrodées par rapport au nombre total de lithoclases y est de 50 %, contre 14 dans les Calcaires à polypiers supérieurs.

Les fractures fraîches sont postérieures à la karstification et liées à la présence de versants (décompression). Leurs orientations préférentielles subparallèles au versant de la vallée de la Moselle indiquent que le développement spéléogénétique s'est produit avant que l'entaille fluviatile épigée n'atteigne une altitude égale ou inférieure aux réseaux souterrains. En d'autres termes, **les circulations hypogées devaient être alimentées par la Moselle**. Néanmoins, on ne peut préciser la période exacte de formation des fractures non corrodées.

- *Comparaison avec les mesures de surface.*

On constate une correspondance très médiocre entre les mesures de lithoclases dans le milieu souterrain et en surface, que l'on prenne en compte la totalité du plateau central de Haye ou seulement le secteur de la Moselle cataclinale (*cf.* planche II.7). Mais les espaces concernés, les séries géologiques et les domaines de prospection sont différents. Par conséquent, des types de fractures variés ont pu se créer, notamment en fonction de leur utilisation ou non par les écoulements hydrogéologiques. Cette dernière remarque se vérifie à l'échelle du plateau, si l'on dissocie les diaclases corrodées de celles non corrodées (figure VII.5). La correspondance devient meilleure lorsque l'on compare les seules lithoclases corrodées des milieux épigé et hypogé.

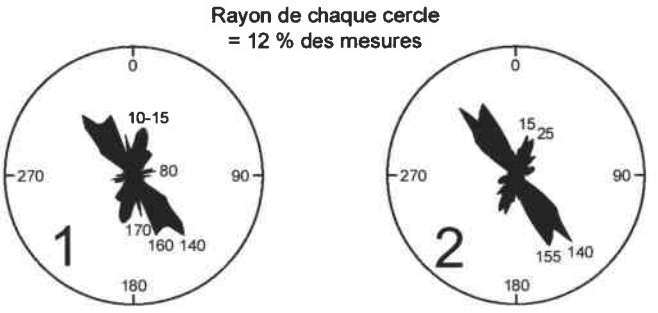


Figure VII.5 - Comparaison des orientations des lithoclases corrodées (graphe 1 : 386 mesures) et non corrodées (graphe 2 : 1122 mesures) du plateau central de Haye.

Conclusion de la section VII.1.

Les différentes grottes étudiées possèdent quelques points communs. Ainsi, elles s'ouvrent toutes à flanc de versant de la vallée de la Moselle et s'enfoncent peu profondément, de façon horizontale, dans le massif calcaire. Mais elles présentent surtout des caractéristiques géomorphologiques et spéléogénétiques variées :

- **l'existence ou non de terrasses fluviatiles au-dessus des réseaux karstiques est fonction du tracé de la rivière et de la vallée**. Des portions de cavernes plus ou moins importantes ont disparu, recoupées par le recul des versants et l'approfondissement du talweg ;
- les configurations planimétriques et altitudinales sont liées à une combinaison de paramètres géologiques (discontinuités du substratum principalement) et spéléogénétiques. **Les circulations souterraines se sont principalement calées sur les**

lithoclases d'orientation subméridienne, dues à des mouvements tectoniques du Tertiaire, mais elles ont localement connu des directions plus anarchiques en suivant certains joints de stratification. Des niveaux de développement préférentiel des galeries, à préciser ultérieurement, ont également été perçus ;

- la diversité des macromorphologies des cavernes est nettement influencée par les caractéristiques géologiques, avec **un rôle direct de la lithologie et des discontinuités du substratum sur les formes des galeries et la localisation des petites salles** (*cf.* Fizaine, 1980).

Enfin, on a pu relever divers indices morphologiques et tectoniques du développement endokarstique en relation avec le milieu épigé, qui pourraient venir à l'appui de la **karstification infratalweg** : existence de " puits-cheminées " connectées avec la surface, organisations spéléomorphologiques labyrinthiques fréquentes (*cf.* Quinif, 2002), différence d'orientation des lithoclases non corrodées par rapport à celles corrodées. Ces conditions spéléogénétiques nécessitent cependant des investigations complémentaires, en commençant par des recherches micromorphologiques.

VII.2. Micromorphologies des grottes de la Haye centrale.

Les micromorphologies sont les formes, de toutes tailles, qui affectent les parois, voûte et plancher des macromorphologies. Elles fournissent des renseignements sur la création et l'évolution des réseaux karstiques : modes de circulations, sens et estimation des vitesses des paléoécoulements.

Les Grottes Sainte-Reine et des Puits ont fait l'objet de l'essentiel des prospections de détail. Des observations complémentaires ont été réalisées dans les Grottes des 7 Salles, des Excentriques et du Chaos surtout.

VII.2.1. Significations spéléogénétiques des microformes.

Des types de micromorphologies peu variés ont été observés dans les divers réseaux karstiques de la Haye, par rapport aux multiples formes décrites dans la bibliographie (*cf.* Renault, 1958, 1967-1969, 1970 ; Bögli, 1978 ; Ford et Williams, 1989 ; Slabe, 1995 ; Bauer, 1996, 2002 [6]). On n'exposera ici que les formes rencontrées, en développant leurs significations spéléogénétiques.

Trois catégories de micromorphologies imprimées dans l'encaissant carbonaté, ont été distinguées, suivant les modes de circulations qu'elles indiquent (tableau VII.2) : les formes de régime noyé et épinoyé, les formes d'écoulement libre et les formes de régime indifférencié. On y associera les microformes qui affectent les sédiments limono-argileux en surface de remplissage, dans la Grotte Sainte-Reine.

[6] Ces écrits, qui servent de référence à l'étude des micromorphologies spéléologiques, ne seront rappelées dans la suite de cette section VII.2.1. qu'en cas de remarque spécifique.

♦ Les microformes de régime noyé et épinoyé.

Les micromorphologies de régime noyé et épinoyé sont de cinq types. Les coupoles sont de loin les plus abondantes (tableau VII.2). Plafonds plats, chenaux de voûte, petites anastomoses et pendants de voûtes sont plus rares, mais les trois dernières formes peuvent localement receler des méandres ou présenter des dissymétries, susceptibles d'indiquer des sens de paléoécoulements (*cf.* infra).

	Microformes	Très fréquentes (1)	Répandues (2)	Peu répandues (3)	Rares (4)
Microformes de régime noyé et épinoyé	Coupoles	X			
	Plafonds plats			X	
	Chenaux de voûte			X	
	Petites anastomoses			X	
	Pendants de voûte				X
Microformes d'écoulement libre	Canyons de surcreusement				X
	Rigoles cascadantes			X	
Microformes de régime indifférencié	Coups de gouge		X		
	Cupules				X
	Banquettes		X		
	Cannelures			X	
Microformes des sédiments limono-argileux en surface de remplissage	Bombements centraux			X	
	Soutirages latéraux			X	
	" Petits pavés arrondis "				X
	Argile peignée				X

Ordres de grandeur : 1 = plus d'une centaine de secteurs concernés ; 2 = une vingtaine à une quarantaine de secteurs concernés ; 3 = une dizaine ou une quinzaine de secteurs concernés ; 4 = moins de 5 secteurs concernés.

Tableau VII.2 - Fréquence des micromorphologies observées dans les Grottes Sainte-Reine et des Puits.

• *Les coupoles.*

Une coupole est une « excavation, généralement hémisphérique, se développant vers le haut dans la voûte rocheuse d'une cavité souterraine. Ses dimensions sont généralement décimétriques à métriques » (Gèze, 1973, cité par Choppy, 1985, p. 31). Mais, la morphologie peut prendre des formes et dimensions variées et se trouver sur une paroi (Bretz, 1955 ; Quinif, 1980), ou même dans un plancher, à la manière d'une marmite de géant (" coupoles-marmites " visibles dans l'Ancienne Carrière de Pierre-la-Treiche et dans la Grotte des Puits) (photos VII.3, VII.11 et VII.23 à VII.29).

Y. Quinif (1973, pp. 566-567) a décrit quatre types de coupoles :

- les « coupoles creusées dans la roche franche, en l'absence de fissure » ;
- les « coupoles creusées au détriment d'une fissure sans canal d'alimentation » ;
- les « coupoles creusées au détriment d'une fissure avec canal d'alimentation » ;
- les « coupoles complexes [qui résultent] de l'anastomose de plusieurs coupoles des types précédents ». Elles peuvent être successives, emboîtées ou assemblées ;

Tous ces types ont été rencontrés dans les cavernes de notre secteur de recherche, avec une prépondérance des coupoles de la deuxième catégorie et des coupoles complexes successives et emboîtées.

Seule la **dissolution** joue dans la formation des coupoles. Tous les auteurs ayant travaillé sur ces morphologies s'accordent pour déterminer des **circulations lentes** à l'origine

de leur création et de leur évolution (Quinif, 1973 ; Lismonde, 2000). Elles ont été observées en plongée dans des réseaux noyés sous une vallée (Quinif, 1985).

En revanche, le mode de dissolution aboutissant à l'excavation, connaît **trois théories** possibles :

- **mélange d'eaux** à saturation en bicarbonate de calcium différente, ce qui génère une reprise de l'agressivité chimique (Bögli, 1964, cité par Quinif, 1973 et Lismonde, 2000 ; Thrailkill, 1968 ; Bögli, 1978 ; Palmer, 1991 ; Lismonde, 1999).
  La corrosion s'effectue lorsque l'eau circulant dans les fractures de la roche, plus chargée en bicarbonate de calcium que l'eau des gros conduits karstiques, rencontre une **galerie noyée**. Cette théorie s'applique à toutes les morphologies présentant une fissure un tant soit peu ouverte, au plafond ou en paroi ;
- corrosion par **fluctuations de pression de l'air** emprisonné dans les coupoles lors des battements de niveau piézométrique (Lismonde, 2000 ; Ek, renseignement oral).
  La genèse s'effectue à partir d'une irrégularité du plafond. Ce principe de **fonctionnement en zone épinoyée** permet d'expliquer les coupoles dénuées de fissure ou avec fissure(s) fermée(s) uniquement. En revanche, il ne s'applique pas du tout aux coupoles de parois et aux " coupoles-marmites " ;
- corrosion préférentielle au niveau de « **« zones de faiblesse chimique »** causées par une texture différente (cristaux plus petits par exemple), une microporosité plus grande, une composition chimique différente, etc. » (Quinif, 1973, p. 569).
  Dans ce cas, le potentiel de dissolution ne varie pas, et la genèse des coupoles dépend simplement des caractéristiques de l'encaissant calcaire. Aucune restriction n'existe quant à la localisation (voûte ou parois), puisque seules les données lithologiques interviennent. Mais un **temps long en zone noyée** sera nécessaire pour façonner une morphologie de la sorte, comparativement aux autres théories où l'augmentation de l'agressivité de l'eau est mise en balance. Toutefois, d'autres processus pourraient également intervenir (influence bactérienne par exemple ; *cf.* Willems, 2000). Cette conception est susceptible d'expliquer certaines excavations atypiques, en forme de poignée verticale et hors fissure, dont un exemple a été observé dans la Grotte Sainte-Reine (photo VII.30).

Si les deux premières théories ne peuvent s'accorder ensemble, chacune d'elle peut être complémentaire de la troisième.

- *Les plafonds plats.*

A mi-chemin entre les macromorphologies et les micromorphologies, les voûtes de certaines galeries peuvent présenter une allure plane, sur une longueur de quelques mètres au moins, sans aucune microforme précisément, et indépendamment des joints de stratification (photo VII.36).

Ces plafonds plats, particulièrement nets dans les réseaux développés dans les calcaires à strates redressées (exemple de la Grotte du Fayt à Jemelle, en Belgique ; Uytterhaegen *et al.*, 1999 ; Ek *et al.*, 2001), résultent d'une genèse semblable aux coupoles de plafond. En effet, ils sont corrélatifs de la **stagnation sur une longue durée d'une nappe d'eau souterraine** (Ek, 1997) ou d'un **battement de surface piézométrique, en zone épinoyée** (niveau de " crues " ; Ford et Williams, 1989). L'association des coupoles et des plafonds plats dans une galerie, indiquent une hiérarchisation initiale des irrégularités de la voûte, qui aboutit à l'exacerbation de l'excavation des reliefs principaux et au lissage par dissolution des aspérités mineures.

- *Les chenaux de voûte.*

Un chenal de voûte est un « sillon, de section hémicirculaire d'ordre décimétrique à métrique, bien individualisé sur une certaine longueur, souvent méandriforme, à la voûte d'une galerie » (Gèze, 1973, cité par Choppy, 1985, p. 22). Il est caractéristique des galeries paragénétiques, c'est-à-dire soumises à une corrosion s'exerçant uniquement au niveau de leur plafond, au-dessus d'un remplissage sédimentaire (Renault, 1967-1969 ; photos VII.31 et VII.32).

L'observation de cette micromorphologie peut s'effectuer :

- dans un conduit complètement comblé par un remplissage, à l'exception du chenal de voûte ;
- dans une galerie actuellement pénétrable, ce qui témoigne du déblaiement partiel, naturel (par érosion ou grâce à un animal) ou anthropique, des sédiments, postérieurement à la création du chenal de voûte.

Les circulations des chenaux de voûte sont généralement caractérisées par des **faibles débits et vitesses**. Néanmoins, dans l'absolu, il serait possible de rencontrer des méandres suffisamment accentués pour pouvoir définir un sens de paléoécoulement.

- *Les petites anastomoses.*

Bien que très proches des chenaux de voûte quant à leur aspect général, notamment lorsqu'elles se trouvent au plafond d'une galerie, les anastomoses de joints de stratification possèdent une genèse différente. Ces micromorphologies constituent une « "association en labyrinthe de petits chenaux de section d'ordre centimétrique à décimétrique" (Gèze, 1973) au niveau d'un plan de discontinuité » (Choppy, 1985, p. 7). Exacerbées, elles créent des réseaux de galeries pénétrables labyrinthiques, que l'on considère alors comme des macromorphologies (exemples vus précédemment du Labyrinthe de la Grotte Sainte-Reine et du Colimaçon).

L'observation des petites anastomoses s'effectue le plus souvent en coupe dans les affleurements calcaires, dans les fronts de taille de carrières ou dans les conduits karstiques (photos VII.32 et VII.33), mais également parfois en plan à la faveur du décollement ou de l'effondrement d'une strate, ou au plafond d'une galerie.

Les petites anastomoses résultent soit de l'**évolution syngénétique initiale** d'une discontinuité ouverte (Renault, 1967-1969 ; Quinif, 1980), soit d'un **ennoyage répété lors des crues souterraines** (Palmer, 1991). Dans les deux cas, les flux liquides qui les traversent sont lents, et corrodent d'abord les deux strates géologiques de manière équivalente. Ils créent alors des associations d'anastomoses de toutes tailles, depuis les plus petits " trous de souris " jusqu'aux galeries pénétrables (figure VII.6). Ensuite, une sédimentation peut affecter certains des plus gros chenaux, et permettre alors une évolution secondaire paragénétique.

Compte tenu des circulations lentes et anarchiques qui les caractérisent, les anastomoses se prêtent mal à la détermination d'un sens de paléoécoulements préférentiels dans les microdrains. Cependant, on a pu observer à l'Entrée H de la Grotte Sainte-Reine, un exemple d'anastomose à méandres bien marqués (photo VII.34).

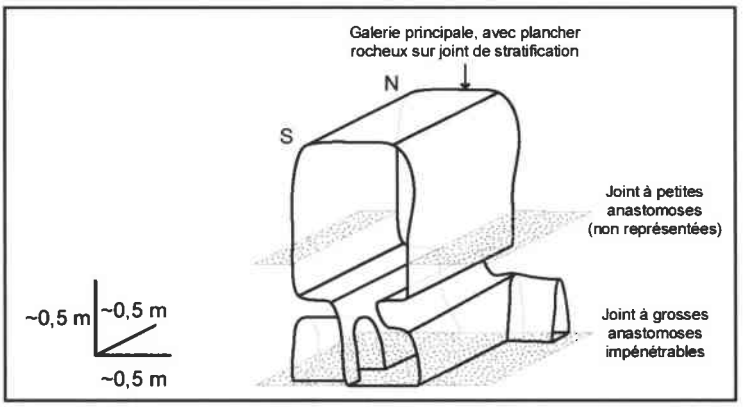


Figure VII.6 - Exemple d'anastomoses de joints de stratification de différentes dimensions ; section de la galerie de l'Entrée I de la Grotte Sainte-Reine.

- *Les pendants (de voûte).*

Associés aux anastomoses de plafond sous le terme de lapiaz de voûte (Renault, 1967-1969), les pendants constituent des « "protubérance[s] de roche en place, de dimensions décimétriques à métriques" (Gèze, 1973) sous une paroi surplombante de cavité » (Choppy, 1985, p. 92). Ils possèdent deux origines possibles :

- soit le résultat d'une évolution très poussée des anastomoses de plafond, entre lesquelles il ne resterait que des " piliers " ;
- soit le fait du dégagement, par corrosion différentielle, de blocs rocheux d'inégale résistance chimique (leur localisation au plafond implique un rôle nul ou négligeable des actions mécaniques). Dans les galeries importantes, la dissolution au plafond implique l'existence d'un remplissage déblayé ultérieurement.

Dans les deux cas, les pendants peuvent présenter un profilage assez accusé, probablement lié aux conditions hydrodynamiques héritées, soumises à des cellules de convection à l'aval des obstacles (*cf.* Collinson et Thompson, 1989). Il est alors **possible de déterminer le sens des paléoécoulements souterrains** dont ils résultent (figure VII.7 ; *cf.* photo VII.35).

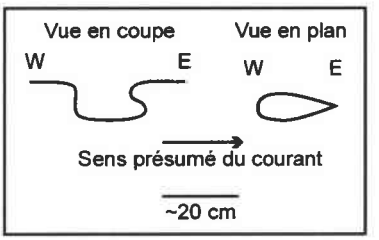


Figure VII.7 - Profilage dissymétrique d'un pendant de voûte.

♦ Les microformes d'écoulement libre.

Les micromorphologies inscrites dans l'encaissant calcaire, nées d'écoulements libres, sont rares dans les grottes du plateau central de Haye (*cf.* tableau VII.2). Ceci s'explique notamment par les remplissages omniprésents, qui empêchent les observations de base de galeries. Car ces formes se situent, pour l'essentiel, logiquement dans les planchers rocheux des cavités karstiques. Seules deux micromorphologies hypogées ont pu être relevées dans l'ensemble des réseaux étudiés : les canyons de surcreusement (Renault, 1967-1969) et les rigoles cascadantes.

- *Les canyons de surcreusement.*

Un canyon de surcreusement correspond à la partie basale haute et étroite d'une galerie, dont la section totale prend un aspect de trou de serrure (*cf.* figure A-VIII.32 ; photo VII.37). Initialement, le conduit a une forme globalement elliptique et résulte d'une phase syngénétique et/ou paragénétique. Le canyon résulte du **surcreusement du plancher** de la galerie initiale, en raison d'un **abaissement du niveau de base local** (surface piézométrique en général).

Des banquettes, avec reste de remplissage éventuel, s'observent alors au sommet du canyon, mais leur origine spéléogénétique diffère complètement des microformes décrites ci-après.

- *Les rigoles cascadantes.*

Certains planchers rocheux pentus présentent des petites rigoles qui entaillent des formes plus volumineuses (grosses " coupoles-marmites " notamment ; photo VII.38). Ces surcreusements très localisés, parfois sur fissure, sont dus à des **ruissellements postérieurs au dénoyage des cavités** où ils se rencontrent. Ils ne sont donc pas significatifs des phases de spéléogenèse principale.

♦ Les microformes de régime indifférencié.

Certaines micromorphologies possèdent une genèse et une évolution indifféremment réalisées en régime noyé ou épinoyé, ou en écoulement libre. Leur localisation dans les conduits karstiques permet parfois de trancher. Ainsi, la présence de coups de gouge au plafond d'une galerie requiert nécessairement une origine noyée, au contraire de l'observation de ces mêmes microformes au plancher. Il en est de même pour les cupules. En revanche, les banquettes et cannelures ne fournissent aucun indice relatif au fonctionnement hydrokarstique des cavités qui les contiennent.

- *Les coups de gouge (ou vagues d'érosion).*

Les coups de gouge, ou vagues d'érosion, sont des formes en creux « de dimensions centimétriques à décimétriques, mais parfois métriques, "localisées indifféremment sur les parois, à la voûte, ou sur le sol rocheux d'un conduit souterrain [...]" (Gèze, 1973) » (Choppy, 1985, p. 30) (photo VII.42).

Ces microformes permettent de définir :

- le **sens des circulations** qui les ont créées, grâce à leur dissymétrie morphologique (Renault, 1967-1969) : « la forme élémentaire, allongée dans le sens du courant, est plus large et plus profonde du côté de l'amont (aspect du creux d'une cuillère) » (Gèze, 1973, cité par Choppy, 1985, p. 30) ;
- et les **vitesses d'écoulement**, par l'étude de leurs dimensions (Curl, 1966, cité par Renault, 1967-1969 ; Lismonde et Lagmani, 1987). Couplée avec la taille des galeries qui les contiennent, la mesure des coups de gouge permet en outre d'évaluer les débits qui ont parcouru les conduits karstiques.

Les coups de gouge résultent uniquement de processus de **dissolution** et aucunement d'actions mécaniques, comme leur présence fréquente au plafond des galeries le prouve. En cela, ils se différencient des cupules.

- *Les cupules.*

Les cupules constituent des « forme[s] en creux, généralement hémisphérique[s] et de dimensions centimétriques, dans une paroi » (Choppy, 1985, p. 37). Elles ne présentent pas de dissymétrie, et n'indiquent donc pas de sens de courant. Comme pour les coups de gouge, leur taille renseigne cependant sur la vitesse des paléoécoulements ; généralement petites et dues à des circulations rapides, les cupules résultent parfois d'écoulements lents en zone noyée (*cf.* Bintz *et al.*, 1997). En outre, on les rencontre **souvent dans les conduits syngénétiques**, où elles sont susceptibles d'avoir connu des actions mécaniques prépondérantes. Ces micromorphologies sont rares dans les réseaux étudiés (*cf.* tableau VII.2 ; photo VII.43).

- *Les banquettes.*

Classiquement, une banquette est un « replat rocheux subhorizontal dans une paroi » (Gèze, 1973, cité par Choppy, 1985, p. 10). Cependant, on peut rencontrer cette même forme inclinée ou bombée, souvent parallèlement à la galerie qui la contient. Sa largeur comme sa longueur peuvent être très variables.

Une banquette se crée par corrosion de la paroi d'une galerie, au-dessus d'un remplissage sédimentaire (figure VII.8). Elle implique par conséquent une phase de **dissolution préférentielle**, sans sédimentation notable et sans érosion du remplissage non plus. Lorsqu'elle apparaît en relief, elle indique le niveau atteint par un comblement de conduit, aujourd'hui disparu (*cf.* figures VII.9 et A-VIII.23 ; photos VII.45 et VII.46).

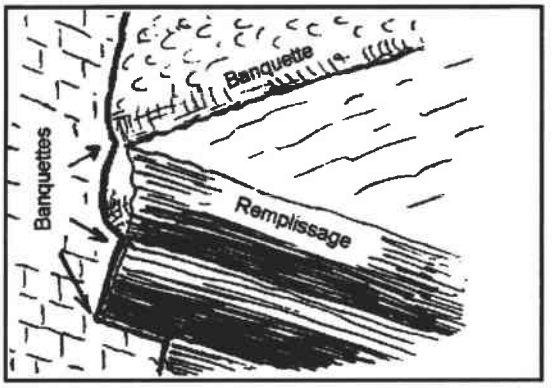


Figure VII.8 - Banquettes limites vues en perspective (d'après Bauer, 1996, fig. 31).

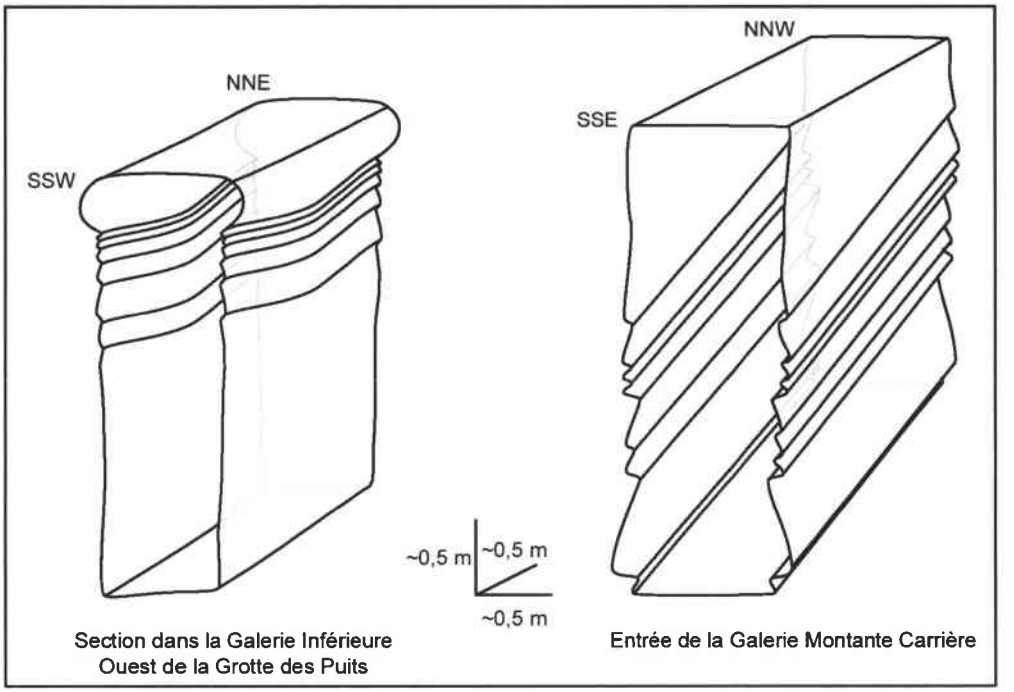


Figure VII.9 - Exemples de mini-banquettes superposées, pris dans la Grotte des Puits et dans la Galerie Montante Carrière.

- *Les cannelures.*

Il n'est pas rare d'observer dans les grottes de Pierre-la-Treiche des cannelures verticales sur les parois des galeries. Appelées aussi lapiés (ou lapiaz) de paroi (Audra, 1997, cité par Jaillet, 1999b), les cannelures sont des « rigole[s] dont la section, peu variable, se rapproche du demi-cercle, se développant selon la ligne de plus grande pente d'une paroi rocheuse subverticale ou fortement pentée » (Choppy, 1985, p. 14).

Les cannelures des réseaux karstiques de la Haye centrale diffèrent des lapiaz de surface (Fénelon, 1967a ; Choppy, 1985 ; Salomon, 2000), tant en ce qui concerne leurs dimensions, que leur localisation exacte. En effet, les microformes observées sont de petite taille et plutôt irrégulières, mais surtout, elles se situent au niveau de surplombs, en formant parfois des pédoncules pendant dans le vide (photos VII.39 à 41).

On peut émettre **deux hypothèses** quant à l'origine de ces morphologies :

- soit elles résultent de la corrosion réalisée par des **infiltrations insinuées entre un remplissage sédimentaire et la paroi d'un conduit**. Le développement de la forme peut alors se produire lorsque la galerie est totalement noyée, ou parcourue par un écoulement libre, ou même totalement dénoyée mais soumise à des ruissellements de paroi ;
- soit elles sont le fruit de **suintements de paroi sur une partie dénoyée d'une galerie** (*cf.* Audra, 1997, cité par Jaillet, 1999b). Il faut alors considérer qu'un égouttement du ruissellement s'effectue lorsque la pente du surplomb devient trop forte par rapport au poids des gouttes. Cette hypothèse implique que l'eau n'est pas saturée en carbonate de calcium, sans quoi des petites stalactites se formeraient au bout des pédoncules, ce qui n'a jamais été observé.

On verra, avec la localisation des cannelures dans les réseaux étudiés (*cf.* § VII.2.2.), si l'une ou l'autre de ces hypothèses peut être privilégiée, pour les cas qui nous concernent.

♦ Les microformes des sédiments limono-argileux en surface de remplissage.

Bien qu'elles ne soient pas à proprement parler des formes karstiques, puisqu'aucunement soumises à la dissolution, les micromorphologies visibles à la surface des remplissages limono-argileux des réseaux souterrains possèdent un développement parfois étroitement lié à l'évolution des galeries dans lesquelles elles se trouvent, et, de ce fait, peuvent être étudiées conjointement aux microformes de l'encaissant carbonaté.

- *Les bombements centraux et les soutirages latéraux.*

Les bombements du remplissage au centre des galeries ne sont pas rares dans les grottes étudiées (*cf.* tableau VII.2 ; Husson, 1864 ; Errard, 1938b). Ils sont parfois en rapport avec un **soutirage latéral** vers des anastomoses de joint de stratification (figure VII.10 ; photos VII.7 et VII.47), et ils s'expliquent alors aisément. Mais il est tout aussi commun de rencontrer un bombement au sein d'un conduit bien calibré. Deux hypothèses sont alors possibles :

- le bombement résulte de la **phase d'accumulation**, en régime noyé ;
- le bombement fait suite à l'**érosion des parties latérales** du remplissage. Le déblaiement a pu s'effectuer par des écoulements le long des parois, ou bien, ce qui semble nettement moins probable, par l'entraînement de particules en profondeur entre la paroi et le remplissage.

Les soutirages latéraux génèrent parfois une simple inclinaison de la surface du remplissage en direction des boyaux adjacents. Ils soulignent les départs de conduits complètement comblés (pénétrables ou impénétrables, après désobstruction). La même remarque s'applique à des bouts de galeries en cul de sac caractérisés par une pente descendante et bouchés par des sédiments meubles.

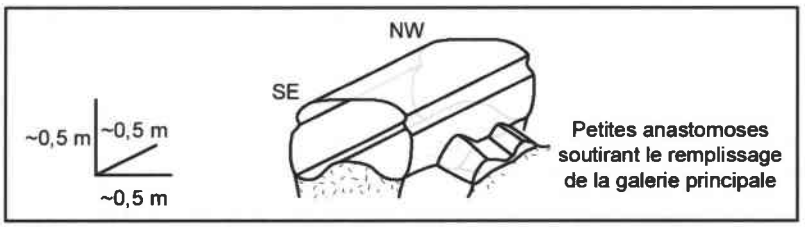


Figure VII.10 - Exemple de soutirage latéral lié à des anastomoses de joint de stratification ; section du boyau reliant la Salle du Puisard et la Galerie du Puisard.

- *Les " petits pavés arrondis ".*

Très localement, on observe au sol des petits pavés arrondis (photos VII.48 et VII.49), d'une dizaine de centimètres de diamètre au maximum, intégralement constitués de limons et argiles. Leur résistance aux passages répétés des spéléologues, tient à l'induration des sédiments en surface, dans des galeries sèches et bien aérées.

La genèse de ces microformes est probablement contemporaine de l'**assèchement des conduits karstiques.**

Classiquement, une phase de dessiccation provoque le craquèlement du matériaux et l'obtention " d'argile polygonale " (Choppy, 1985). Des études précises sur le dessèchement des argiles et limons (Picard et High, 1973) ont montré le rôle de l'épaisseur, de la composition et de la texture des fines, ainsi que de la localisation des sédiments selon les microreliefs, sur la réalisation des formes de dessiccation (existence de trois types de feuillets d'argiles et limons). Ainsi, les pavés rencontrés sous terre pourraient s'apparenter à des boules formées en fond de cuvette (" *reverse mud curls* " de Picard et High, *ibid.*), avec phases de sédimentation et dessiccation successives. Mais la position des microformes sur des légers bombements centraux du remplissage implique plutôt l'existence d'ennoyages et de dénoyages répétés de la galerie. Elle précise également l'idée d'une formation des bombements centraux par accumulation.

- *L'argile peignée.*

Les " argiles peignées " (*cf.* Jaillet, 1999b) sont visibles uniquement dans les rares galeries qui sont de nos jours alternativement noyées et dénoyées (Grotte Sainte-Reine ; *cf.* Husson, 1865a ; Brésillon et Deschamps, 1891 ; Henry, 1960 ; planche VII.10). L'ennoyage résulte de suintements trop importants dans certaines parties de réseaux, en période pluvieuse, par rapport aux infiltrations dans le remplissage hypogé, argilo-limoneux en surface (imperméabilité relative).

Par conséquent, de toutes petites cannelures verticales se créent dans les fines au moment où l'eau s'évacue en profondeur. Les ridules sont toutefois rares en raison de la lenteur à laquelle s'effectue le ruissellement sur les argiles et limons superficielles et des pentes fortes nécessaires trop rares (*cf.* Picard et High, 1973).

Si les micromorphologies karstiques renseignent sur les paléoécoulements souterrains, leur association et leur localisation dans les réseaux du plateau central de Haye vont fournir des indications sur le fonctionnement de ces grottes.

VII.2.2. Localisation des microformes et dynamique des paléoécoulements dans les réseaux.

Les microformes, plus ou moins riches et diversifiées dans les différents réseaux étudiés, obéissent aux caractéristiques de l'encaissant, aux macromorphologies et aux volumes et textures des remplissages de chacune des cavernes. Les informations hydrogéologiques qu'elles fournissent seront analysées réseau par réseau, en détaillant particulièrement les Grottes Sainte-Reine et des Puits (planches VII.17 et VII.18). Ces indications permettront de déterminer un fonctionnement global du milieu souterrain.

VII.2.2.1. Le rôle du substratum, des macromorphologies et des remplissages.

♦ Le rôle de la lithologie et des discontinuités stratigraphiques.

On a vu au début de ce chapitre que l'essentiel des galeries, et notamment les mieux calibrées, se développent dans les Calcaires à polypiers supérieurs, mais avec des différences macromorphologiques appréciables entre les zones coralliennes et les secteurs de calcaires périrécifaux. Ces caractéristiques se retrouvent dans les microformes.

➢ D'une façon générale, les parois et voûtes inscrites dans les massifs à polypiers sont irrégulières et comportent **peu de micromorphologies** (*cf.* photo IX.16)

Tout au plus note-t-on quelques coupoles sur diaclase, banquettes et rigoles cascadantes dans la Grotte Sainte-Reine. Dans la Grotte des Puits, il est possible d'observer des coupoles de parois et quelques coups de gouge de " piètre qualité ".

On ne s'étonne pas en revanche de constater l'existence de petites anastomoses et surtout de soutirages latéraux dans ce type d'encaissant calcaire. Le secteur médian de la Galerie de l'Est de la Grotte Sainte-Reine, en particulier, recèle une grande densité de soutirages latéraux. Ces derniers sont l'expression probable d'un **ensemble de conduits labyrinthiques**, dont seule la galerie principale (collecteur) ne serait pas totalement comblée (planche VII.17 ; *cf.* figure VII.10 et photo VII.4) ; on peut donc envisager une analogie avec le Labyrinthe du même réseau.

Enfin, très localement, des pendants de voûte sont mis en relief grâce aux boules de polypiers dont la résistance à la dissolution est un peu plus forte que la matrice qui l'entoure (Galerie des Cheminées dans la Grotte Sainte-Reine).

➢ Inversement, les calcaires périrécifaux (à entroques notamment) comportent toutes les micromorphologies précédemment décrites.

S'y sont développées les formes les plus nettes, notamment les coups de gouge dans la Grotte des Puits, les plafonds plats dans la Grotte Sainte-Reine, et les cannelures dans les Grottes Sainte-Reine et des 7 Salles. De toute évidence, la genèse de certaines microformes telles que les plafonds plats (non structuraux), nécessitent une relative homogénéité texturale du substratum, fournie par les calcaires à entroques.

➢ Les calcaires à pseudo-oolithes des Marnes de Longwy possèdent un **panel de micromorphologies assez restreint**.

Les coupoles sont relativement fréquentes, mais leur développement a souvent commencé dans les Calcaires à polypiers sous-jacents (création de coupoles successives et emboîtées). Localement, le contact entre les formations des Calcaires à polypiers supérieurs et des Marnes de Longwy présente des petites anastomoses de joint de stratification. Enfin, on peut observer dans la Galerie des Soupirs de la Grotte Sainte-Reine un chenal de voûte peu marqué.

La strate marneuse des Marnes de Longwy est totalement dépourvue de microformes de corrosion. Seuls les effets de " splash " du goutte à goutte lié au percement de la couche semi-imperméable, peuvent créer des petits trous centimétriques dans les marnes (exemple visible dans la Galerie Centrale Ouest de la Grotte des Puits).

➢ Les discontinuités stratigraphiques sont nécessaires à l'élaboration des **anastomoses de joint de stratification**, mais elles **influencent également la présence d'autres microformes.**

On peut constater par exemple, qu'une majorité de cannelures se situe sur les parois orientales des conduits karstiques, c'est-à-dire côté amont pendage. Si ces micromorphologies sont le fruit de suintements (*cf.* supra), il est possible d'imaginer que l'eau agressive provient de joints de stratification (Audra, 1997, cité par Jaillet, 1999b), par écoulements préférentiels en conformité avec l'inclinaison des couches géologiques. Cependant, l'observation de cannelures sur certaines parois occidentales, voire septentrionales, de galeries, implique des suintements à contre pendage, qui est peut-être plus faible à certains endroits.

♦ Le rôle des macromorphologies et des remplissages.

Quelques microformes possèdent une genèse en totale interaction avec les macromorphologies qui les contiennent. Certaines coupoles sont parfois associées à des petites anastomoses, situées au plafond et/ou dans les parois d'une galerie siphonnante (photo VII.6). Les mises en charge différentielles entre l'amont et l'aval d'un siphon provoquent le développement d'une voûte respectivement raide et inclinée avec coupoles (Rodet, 1992a). Ces observations permettent donc de définir le **sens des paléoécoulements** dans les réseaux.

Les rigoles cascadantes nécessitent l'existence de gradients altitudinaux d'ordre décimétrique au minimum pour se développer. Elles sont particulièrement fréquentes dans partie centrale de la Grotte des Puits, caractérisée par la présence de " coupoles-marmites " multiples et coalescentes.

Davantage de microformes sont liées à la présence d'un remplissage, dans les galeries de type paragénétique (Renault, 1967-1969). Ainsi, les chenaux de voûte, les pendants et les banquettes ont une genèse indissociable des comblements partiels de conduits. On a vu également que les cannelures et les cupules peuvent être créées au contact d'un remplissage. Ainsi, sur une paroi de la Galerie Supérieure Occidentale de la Grotte des 7 Salles, on observe nettement le lien génétique entre un ancien niveau de remplissage à galets et les cupules ; à côté de cet endroit, l'encaissant calcaire est totalement lisse (photo VII.44).

VII.2.2.2. Les associations micromorphologiques dans les grottes.

Les grottes du plateau central de Haye ne sont actuellement plus fonctionnelles. Les seules circulations hydrogéologiques sont les infiltrations à travers le massif calcaire, qui aboutissent dans les réseaux et s'évacuent parfois avec difficulté (Grotte Sainte-Reine).

Conjointement à l'étude des remplissages (*cf.* chapitre VIII), les micromorphologies traduisent des fonctionnements hérités qui ont présidé à la spéléogenèse et à l'évolution des réseaux karstiques. Les informations qu'elles fournissent sont relatives aux **niveaux piézométriques du passé**, et aux **sens et vitesses des paléoécoulements**.

♦ Les informations des micromorphologies de la Grotte Sainte-Reine.

• *Les caractéristiques hydrogéologiques héritées.*

Globalement, la Grotte Sainte-Reine présente **une majorité de micromorphologies caractéristiques de la zone noyée ou épinoyée** (Losson, 1999, 2001b ; planche VII.17 ; *cf.* photos VII.10 et VII.11 notamment).

Les coupoles sont omniprésentes, à l'exception des galeries inscrites dans des calcaires peu propices à la création des microformes. Elles sont fréquemment hautes, sur diaclases, parfois successives ou emboîtées, ce qui semble indiquer des **battements amples de la surface piézométrique (jusqu'à 3 m)**. D'après leur localisation altitudinale, trois niveaux préférentiels peuvent être distingués : vers 225 m, 221 m et 213 m. Toutefois, des différences d'altitude si faibles ne peuvent présager de niveaux génétiques réellement diachrones.

Les plafonds plats non stratigraphiques se rencontrent tous à une altitude voisine de 220 à 220,5 m, ce qui s'accorde avec le niveau 221 m des coupoles. Les quelques rares secteurs présentant des coups de gouge de plafond ou de haut de paroi possèdent une altitude similaire.

Enfin, on note que les joints de stratification les mieux exploités par la dissolution (petites anastomoses) se situent vers 220-221 m d'altitude également (Labyrinthe, Galerie Transversale), ainsi que vers 217 m (Galerie de l'Ouest). D'autres joints corrodés sans anastomoses se développent à des altitudes beaucoup plus aléatoires, sans continuité apparente dans les galeries du réseau, développées entre 210 et 227 m d'altitude (planche VII.16).

Les autres microformes de régime noyé ou épinoyé (chenaux de voûte et pendants) sont formées au-dessus d'un remplissage et ne peuvent donc être pris en considération dans cette organisation par niveaux ; elles sont d'ailleurs peu fréquentes.

L'ensemble de ces micromorphologies indiquent donc **un niveau majeur de stagnation relative de la surface piézométrique vers 221 m d'altitude, et deux secondaires vers 225 et 213 m**. Les anastomoses vers 217 m sont moins significatives en raison de leur genèse possible en zone constamment noyée.

Les microformes d'écoulement libre, quant à elles, limitées à des rigoles cascadantes, sont présumées postérieures à l'évolution spéléogénétique principale du réseau. Mais le bed-rock des conduits n'est visible qu'en de très rares endroits (quatre précisément, localisés dans le Labyrinthe et la Galerie de l'Est), ce qui perturbe l'observation des morphologies typiques des rivières souterraines, inscrites dans le plancher calcaire.

• *Les sens des paléoécoulements.*

Pour définir les sens des paléoécoulements de la Grotte Sainte-Reine, il est nécessaire de séparer la spéléogenèse principale, des retouches ultérieures. La première est surtout marquée par les coups de gouge de paroi et de plafond, et accessoirement par les méandres de galerie ou d'anastomose, le profilage des pendants et les zones siphonnantes ; la seconde tient uniquement aux rigoles cascadantes (planche VII.17).

Les coups de gouge les plus nets, observés entre 220 et 221 m d'altitude dans les conduits en échelons de la Galerie de l'Est (Salle aux 3 Issues, Galerie Mauresque et Galerie du Puisard ; *cf.* photos VII.1 et VII.3) et dans la Galerie des Soupirs, indiquent une direction d'écoulement du sud vers le nord. Des coups de gouge de moins bonne " facture ", mais présentant un sens identique de courant, sont visibles dans la zone terminale de la Galerie de l'Est, dans la Galerie du Calvaire et dans la Salle du Puisard.

Dans les galeries adjacentes, d'autres morphologies révèlent des directions d'écoulements concordantes. Les pendants de la Caverne aux Ossements (photo VII.35) possèdent un profilage qui montre que le courant se dirigeait vers la Caverne du Cyclope (au NE). Le conduit provenant de l'Entrée C et qui rejoint la Galerie de l'Ouest semble avoir connu des écoulements d'ouest en est, d'après les méandres qui la caractérisent.

Les secteurs de siphons s'avèrent d'interprétation plus délicate. L'important remplissage gêne les observations. Ainsi, les passages bas peuvent constituer de vrais siphons ou simplement des légers abaissements du plafond.

Aucun des quatre passages bas du réseau de Sainte-Reine (conduit d'accès à la Salle du Chapeau de Napoléon, Passage de la Tête de Renard, Galerie de la Rotonde et boyaux d'accès à la Salle des Draperies) ne présente d'ailleurs les mêmes microformes, avec direction de circulation identique (*cf.* supra ; Rodet, 1992a) ; les coupoles (et/ou anastomoses) se trouvent tantôt côté nord, tantôt côté sud, ou encore des deux côtés du siphon présumé (photos VII.6 et VII.28). Elles n'apportent donc aucune signification sur les sens des paléoécoulements, mais traduisent en revanche des flux lents et des battements répétés du niveau hydrostatique.

Au total, on peut déterminer que **la spéléogenèse de la Grotte Sainte-Reine résulte de courants dirigés vers le nord**, ce qui rejoint l'interprétation de S. Errard (1938b, 1945). Lors de l'assèchement de ce réseau et après son dénoyage complet, des ruissellements multidirectionnels se sont produits, comme le prouvent les rigoles cascadantes pour lesquelles aucun sens privilégié ne se dégage. Il ne s'agit que de retouches spéléomorphologiques, comme c'est le cas de quelques microformes dissymétriques, difficilement assimilables à de véritables coups de gouge, qui présentent une direction de circulation vers le sud (Galerie de l'Ouest notamment). De même, dans le Labyrinthe, il existe une anastomose dont les méandres fournissent un sens d'écoulement vers le sud.

- *Estimation des vitesses et débits des paléoécoulements.*

Les relevés morphométriques des coups de gouge les plus nets permettent d'estimer les vitesses et débits des circulations qui ont présidé à la phase spéléogénétique principale de la Grotte Sainte-Reine, grâce aux équations suivantes (Lismonde et Lagmani, 1987) :

$V \times L = 250$ et $Q = V \times S$

où V est la vitesse en cm/s, L la longueur des coups de gouge en cm, Q le débit en cm^3/s et S la section mouillée de la galerie en cm^2.

Trois endroits, présentant chacun une petite dizaine de vagues d'érosion, ont été retenus (tableau VII.3) : 2 se trouvent dans la Galerie de l'Est et 1 dans la Galerie de l'Ouest. Les sections ont été évaluées à partir des vides actuels au-dessus du remplissage. On suppose donc implicitement que les coups de gouge se sont formés en galerie paragénétique, alors que le comblement avait atteint le niveau présent. Il n'est pas exclu que les débits moyens calculés aient été plus forts, avec une section mouillée plus grande (élaboration des microformes avant, ou au cours, du remblaiement).

Lieu	Longueur moyenne mesurée (cm)	Vitesse moyenne calculée (cm/s)	Section estimée (m^2)	Débit moyen calculé (l/s)
Galerie de l'Est : Galerie Mauresque	25 à 30	9	1,5	135
Galerie de l'Est : Galerie du Puisard	30 à 50	6,25	1,1	69
Galerie de l'Ouest : Galerie des Soupirs	30 à 40	7	0,6	42

Tableau VII.3 - Données relatives aux coups de gouge permettant une estimation des vitesses et débits des paléoécoulements dans la Grotte Sainte-Reine.

Les résultats des mesures et calculs font apparaître **des vitesses de paléoécoulements variant de 6 à 9 cm/s et des débits de 40 à 135 l/s**. Ces valeurs sont caractéristiques de circulations noyées, compte tenu de la localisation des microformes au plafond ou en haut de parois dans les galeries. Situés dans une zone de battement de surface piézométrique majeure (niveau 221 m précédemment souligné), ces coups de gouge ont dû être créés **lors de phases de mise en charge du réseau karstique**.

Cette interprétation diffère vraisemblablement pour les cas de rivières souterraines à écoulement libre. En effet, les études menées par S. Jaillet (2000b) sur des arêtes d'érosion (microformes comparables aux coups de gouge) dans le Rupt du Puits, ont montré que les micromorphologies ont été créées par des débits proches des débits de basses eaux actuels (35 à 40 l/s). Mais peut-on réellement comparer les deux types de fonctionnement hydrogéologique ?

On verra dans le cas de la Grotte des Puits si les valeurs se confirment ou non.

Les vitesses obtenues, proches de 250 à 300 m/h, sont élevées par rapport à des circulations de percées hydrogéologiques en relief comparable (100 à 250 m/h pour l'Aroffe, 195 m/h dans le cas du Danube vers l'Aach et ~100 m/h pour la Lesse souterraine à Han, par exemple ; Le Roux et Salado, 1980, Duckeck, 2000 et Van den Broeck *et al.*, 1910, respectivement). Ce constat s'explique facilement par le fait que les mesures sont ponctuelles et ne prennent pas en compte le système karstique du massif de Haye dans sa globalité ; très souvent, des zones noyées profondes ralentissent considérablement les écoulements souterrains.

Néanmoins, ces comparaisons numériques soulignent l'existence de courants relativement rapides produits dans la zone épinoyée du karst étudié.

♦ Les informations des micromorphologies de la Grotte des Puits.

Les recherches menées dans la Grotte des Puits en 1995 (Losson, 1995) sont ici partiellement réinterprétées et complétées, avec des descriptions micromorphologiques moins détaillées et plus tournées vers une vision globale de fonctionnement.

D'une façon générale, cette caverne possède des types morphologiques moins nombreux que la Grotte Sainte-Reine (rareté ou absence des anastomoses, pendants, plafonds plats et cupules), mais elle recèle une densité de microformes plus importante et des morphologies souvent de meilleure facture.

• *Les caractéristiques hydrogéologiques héritées.*

Tout comme la Grotte Sainte-Reine, la Grotte des Puits est marquée par des **microformes de régime noyé ou épinoyée dominantes** (planche VII.18). Ce fonctionnement hydrokarstique se traduit par des coupoles de plafond, de parois et de plancher, des coups de gouge constellant certains plafonds de galeries (Galeries Inférieures) et localement des chenaux de voûte (Galerie Inférieure Est, Labyrinthe du Puits 3).

Les coupoles de plafond s'ajustent globalement sur trois niveaux altitudinaux principaux : 232, 228 et 225,5 m. Un plafond plat existe également sur une courte distance dans la Galerie Inférieure Est, à une altitude de 225 m. Il se prolonge au nord par un chenal de voûte et un joint de stratification à anastomoses.

Les Grottes Sainte-Reine et des Puits sont distantes de moins de 400 m. On peut donc considérer qu'elles ont connu des fonctionnements hydrogéologiques de zone noyée et épinoyée identiques, et synchrones pour une même altitude. Les niveaux de battements de surface piézométrique déduits des micromorphologies, dans les deux réseaux karstiques, ne

sont toutefois pas corrélables, hormis les niveaux 225 et 225,5 m. On obtient ainsi **pour les deux cavernes, cinq niveaux altitudinaux de stagnation relative de la surface piézométrique : 232, 228, 225, 221 et 213 m**.

Les microformes témoignant d'écoulements libres sont assez nombreuses dans la Grotte des Puits, en raison de remplissages relativement discrets.

Ainsi, il existe des petits canyons (2 exemples) et méandre (1 exemple) de surcreusement, d'environ 0,5 m de profondeur visible, dans la Galerie Centrale Est, dans le Labyrinthe du Puits 3 et dans la Galerie Inférieure Est. Ces morphologies se situent vers 230 (1 canyon) et 222 m (canyon et méandre). Compte tenu de leur environnement spéléologique morphosédimentaire, elles indiquent une **phase d'incision** produite au cours de l'évolution du réseau, et qui se place avant le comblement des Galeries Inférieures par les sédiments meubles actuellement observables.

Dans la Galerie Centrale Est, on observe également de multiples rigoles cascadantes au plancher de " coupoles-marmites " (photo VII.38). Ces microformes résultent, comme dans la Grotte Sainte-Reine, de ruissellements minimes, postérieurs à la phase d'évolution spéléologique principale.

- *Les sens des paléoécoulements.*

Les coups de gouge de la Grotte des Puits révèlent à nouveau **des directions de paléoécoulements vers le nord**, sauf dans certains conduits secondaires, confluant avec les galeries principales (au NW du Rond-Point par exemple ; planche VII.18). Leur valeur est meilleure que dans le réseau Sainte-Reine, puisqu'ils sont nombreux et, pour les Galeries Inférieures tout au moins, présentent des dissymétries non équivoques et une très bonne concordance d'ensemble.

Ce sens des courants est confirmé par un méandre de galerie, dans la Galerie Inférieure Est, et le méandre de surcreusement évoqué précédemment. Seules les retouches constituées par les rigoles cascadantes présentent parfois des sens d'écoulement contraires, vers le sud.

Le développement spéléogénétique principal est donc issu de paléocirculations à direction globalement sud - nord, de la vallée actuelle vers l'intérieur du massif calcaire de Haye, ce qui rejoint les conclusions établies pour la Grotte Sainte-Reine.

- *Estimation des vitesses et débits des paléoécoulements.*

Des mesures morphométriques sur les coups de gouge de la Grotte des Puits ont été réalisées à l'identique de la Grotte Sainte-Reine, afin de calculer les vitesses et débits des paléoécoulements (tableau VII.4). Les valeurs obtenues au Croisement des Polypiers, dans les Galeries Supérieures, ne sont données qu'à titre indicatif ; les vagues d'érosion, au nombre de 3 seulement, sont peu nettes en raison de la lithologie dans laquelle elles s'inscrivent (secteur récifal). Les quatre autres sites de mesures rassemblent entre 5 et plus de 10 coups de gouge chacun.

Dans les Galeries Inférieures de la Grotte des Puits, **les vitesses sont assez homogènes, avec 9-10 cm/s, au contraire des débits qui varient du simple au double (30 à 60 l/s)**. Dans le calcul des débits, la taille des galeries constitue un paramètre très discriminant. Aussi, malgré les différences notables des valeurs, les micromorphologies des deux secteurs voisins, dans la Galerie Inférieure Ouest, ont dû se créer au même moment.

Lieu	Longueur moyenne mesurée (cm)	Vitesse moyenne calculée (cm/s)	Section estimée (m^2)	Débit moyen calculé (l/s)
Galerie Inférieure Ouest : au niveau de la Coupe C (photo VII.42)	25 à 30	9	0,7	63
Galerie Inférieure Ouest : dans la Chicane Etroite	20 à 30	10	0,3	30
Galerie Inférieure Est : au Rond-Point	25 à 30	9	0,4	36
Galerie Inférieure Est : au niveau de la Coupe H	20 à 30	10	0,4	40
Galeries Supérieures : au Croisement des Polypiers	15	17	0,7	182

Tableau VII.4 - Données relatives aux coups de gouge permettant une estimation des vitesses et débits des paléoécoulements dans la Grotte des Puits.

Les mesures de vitesses sont un peu plus révélatrices d'un fonctionnement hydrokarstique particulier, surtout si elles diffèrent entre des niveaux de conduits bien distincts. C'est le cas des Galeries Inférieures par rapport aux Galeries Supérieures, mais aussi des résultats de la Grotte des Puits par rapport aux vitesses de circulation plus lentes obtenues dans la Grotte Sainte-Reine (coups de gouge de taille plus petite).

Si l'on se réfère à la localisation altitudinale des divers sites de mesures dans le réseau des Puits, on note que les coups de gouge de la Galerie Inférieure Ouest se trouvent aux alentours de 225,5 m et ceux de la Galerie Inférieure Est vers 224,5 m, tous à la voûte des conduits. De leur côté, les microformes du secteur du Croisement des Polypiers sont à 230 m d'altitude, sur paroi. Les corrélations avec les niveaux de coupoles prédéfinis sont moins nets que dans le cas de la Grotte Sainte-Reine. On peut néanmoins relier la genèse noyée des vagues d'érosion avec les trois niveaux de 228, 225,5 et 232 m respectivement.

Finalement, de l'étude des deux cavernes, il ressort des paléoécoulements rapides en zone épinoyée (lors des phases de mise en charge) vers 228 et 225 m d'altitude, et un peu plus lents, toujours dans les mêmes conditions hydrogéologiques, vers 220-221 m. Des indices micromorphologiques relevés dans les réseaux voisins, vont permettre d'extrapoler ces résultats à l'ensemble du massif calcaire du secteur de Pierre-la-Treiche.

- Indices micromorphologiques complémentaires, dans les autres réseaux karstiques.

Seules les micromorphologies susceptibles de compléter (et de corroborer) les observations réalisées dans les Grottes Sainte-Reine et des Puits seront indiquées avec précision. Ainsi, en ce qui concerne les coupoles, ubiquistes, l'intérêt de les relever n'a de sens que couplé avec la connaissance des développements altitudinaux des réseaux.

On donnera ci-dessous une synthèse des constatations, dont la description un peu plus détaillée est fournie dans l'annexe VII.1.

D'un point de vue hydrogéologique, **on retrouve dans différents réseaux de Pierre-la-Treiche, les principaux indices du cavernement par battement de la surface piézométrique, aux niveaux précités** :

- coupoles de plafond, " coupoles-marmites " et joint à anastomoses vers 228 m d'altitude dans la Grotte des Excentriques (*cf.* figure VII.2 ; un nivellement précis serait nécessaire) ;
- coupoles de plafond à 225-226 m d'altitude dans les galeries supérieures de la Grotte Carrière deux Ouvertures (*cf.* planche VII.11) ;

- anastomoses de toutes dimensions, rassemblées majoritairement entre 220 et 222 m d'altitude, aux entrées du Colimaçon et de la Grotte Jacqueline notamment (*cf.* planche VII.14 ; photo VII.33) ;
- coupoles adjacentes et " coupoles-marmites " formant des petites chambres voisines, vers 213 m d'altitude, dans les Grottes G16 et de la Nuit.

En ce qui concerne les traces d'écoulements libres, il existe au nord de l'Entrée 3 de la Grotte des 7 Salles, un canyon de surcreusement d'environ 5 m de profondeur, entre 227 et 222 m d'altitude (photo VII.37). Après une évolution syngénétique de la galerie initiale, l'incision révélée par la micromorphologie remarquable, témoigne d'une **phase importante d'abaissement du niveau piézométrique de la nappe " bajocienne ". Cette période se place entre les niveaux 232 et 221 m de stagnation relative de la surface piézométrique**, définis dans les Grottes Sainte-Reine et des Puits. C'est d'ailleurs entre ces cotes altitudinales qu'ont été observés les petits canyons dans la Grotte des Puits.

D'après les coups de gouge, **les paléoécoulements se dirigeaient globalement vers le nord** (exemples dans les Grottes Carrière deux Ouvertures et de la Nuit). Cette constatation vaut également pour la Grotte des Excentriques, située en rive gauche de la Moselle (*cf.* figure VII.2). Malgré la dissymétrie faiblement affirmée des microformes, cette caverne possède donc des indices morphologiques d'une spéléogenèse similaire aux grottes de rive droite, auxquelles elle était assurément raccordée, avant sa déconnexion liée à l'enfoncement de la vallée.

Dans les autres grottes de la Haye centrale, peu de relevés morphologiques ont été réalisés. Mais le schéma spéléogénétique des cavernes de Pierre-la-Treiche semble généralisable à des périodes plus anciennes (circulations en régime noyé ou épinoyé vers le nord, dans la Grotte du Chaos par exemple ; *cf.* planche VII.4).

Conclusion de la section VII.2.2.2.

Les enseignements des relevés micromorphologiques dans les différents réseaux karstiques, et les Grottes Sainte-Reine et des Puits en particulier, sont de trois ordres :

- **les cavernes se sont essentiellement créées en régime noyé et épinoyé**. Deux niveaux principaux de stagnation relative de la surface piézométrique ont été constatés à 221 et 225 m d'altitude, et trois secondaires à 213, 228 et 232 m. Des témoins d'une période de surcreusement, en écoulement libre, ont toutefois été observés entre les niveaux 232 et 221 m ;
- **les phases d'évolution spéléogénétique majeures ont connu des écoulements vers le nord**. Des ruissellements postérieurs au dénoyage des réseaux, ont laissé des traces directionnelles anarchiques, en relation avec les caractères gravitaires macromorphologiques ;
- **les vitesses des paléocirculations souterraines**, mesurées à partir de coups de gouge, **varient autour de 9-10 cm/s**, ce qui correspond à des flux d'eau relativement rapides **dans la zone épinoyée du karst étudié**. Ceci implique la possibilité d'une progression plus lointaine des processus de dissolution, vers l'intérieur du massif (Fourneaux, 1994).

Ces conclusions vont dans le sens d'une **spéléogenèse liée à des pertes de la Moselle**, selon des modalités, et au cours d'une période temporelle, qui restent à préciser.

On soulignera qu'elles concernent essentiellement le domaine karstique de Pierre-la-Treiche, qui présente le plus fort potentiel d'exploration, d'observations et d'interprétations. Le fonctionnement hydrokarstique hérité

des autres secteurs du massif calcaire pâtit d'une carence des réseaux spéléologiques actuellement connus. Seule l'étude de la Grotte du Chaos pourrait être développée, en traçant une nouvelle voie de recherches par rapport aux objectifs fixés.

Conclusion du chapitre VII.

Les grottes majeures du plateau central de Haye, qui présentent de faibles développements par rapport au milieu calcaire karstifiable, recèlent des caractéristiques macro- et micromorphologiques à la fois communes et différenciées. Ces données permettent d'établir **un schéma général de fonctionnement hydrogéologique, qui s'est répété à plusieurs reprises au cours du temps** (la démonstration effectivement réalisée sur les réseaux de Pierre-la-Treiche, devra néanmoins être précisée à l'avenir pour les niveaux altitudinaux supérieurs).

Les cavernes ont connu une genèse en régime noyé, mais elles se sont essentiellement développées en zone épinoyée, en relation avec les battements de surface piézométrique de la nappe " bajocienne ". Cette évolution globale est rythmée par des périodes de stagnation relative du " plan d'eau souterrain ", qui se traduisent par des niveaux préférentiels de développement spéléologique (exemple des 5 niveaux plus ou moins nets, dans le secteur de Pierre-la-Treiche), et par des phases d'abaissement général de la surface piézométrique, dont résultent quelques témoins morphologiques de circulation libre (canyons de surcreusement).

Au cours du développement spéléogénétique principal, **les paléoécoulements possédaient des directions prépondérantes vers le nord**, c'est-à-dire de la vallée vers l'intérieur du massif calcaire pour les grottes de rive de droite de la Moselle. On ne peut exclure totalement des courants inverses vers le sud, au moment de l'abaissement temporaire du niveau piézométrique, mais les indices micromorphologiques permettant de l'affirmer sont très ténus. Pendant les phases d'assèchement définitif des réseaux, des ruissellements de direction anarchique, gravitaire, ont élaboré des retouches micromorphologiques.

Il existe **une conjonction d'éléments témoignant d'un fonctionnement en perte de la Haute Moselle, au moment de la création des cavernes**.

Malgré l'évolution spéléogénétique identique, les grottes étudiées montrent des organisations tridimensionnelles différentes, même à altitudes semblables. Ainsi, trois types planimétriques (les réseaux à galeries sinueuses, ceux à conduits rectilignes et ceux composites) et trois configurations altitudinales (les coupes à dénivellation progressive avec paliers, celles subhorizontales à " étages " et celles chaotiques) ont été déterminées pour l'ensemble des cavernes.

Si le fonctionnement hydrogéologique indiqué ci-dessus induit le développement des grottes et l'existence de niveaux altitudinaux, il faut **rechercher la clé principale des modifications spatiales macromorphologiques dans les caractéristiques géologiques**. Les variations lithologiques et les discontinuités du substratum expliquent pour partie la création de salles d'effondrement, de conduits labyrinthiques et de galeries plus ou moins sinueuses.

L'influence des paramètres géomorphologiques épigés est pour l'instant plus difficile à établir. Il apparaît que l'évolution de la vallée de la Moselle entre peu en ligne de compte dans l'agencement général des cavernes. Seule la détente de versant, après encaissement de la vallée sous l'altitude des grottes, peut être ressentie, en générant des diaclases de décollement

non karstifiées et en favorisant les effondrements à l'intérieur des réseaux (cas de la Grotte du Chaos notamment).

Les données macro- et micromorphologiques souterraines ont été étudiées à partir des parties visibles des réseaux karstiques du plateau central de Haye. D'importants remplissages occultent le développement réel des cavernes, et notamment les Grottes Sainte-Reine et des Puits. En outre, on comprend qu'une partie de l'évolution spéléogénétique n'a pas été prise en considération, et que les comblements hypogés nécessitent des recherches, dans le but de compléter les connaissances relatives à la formation du karst infratalweg.



Photo VII.1 - Galerie Mauresque développée à la faveur d'un joint de stratification et d'une diaclase (fissures avec coupoles) ; le bed-rock est exceptionnellement visible dans ce conduit.



Photo VII.2 - Vue septentrionale de la Salle des Draperies ; l'excavation SR-Dra (*cf.* photo VIII.4) se situe au pied du spéléologue.

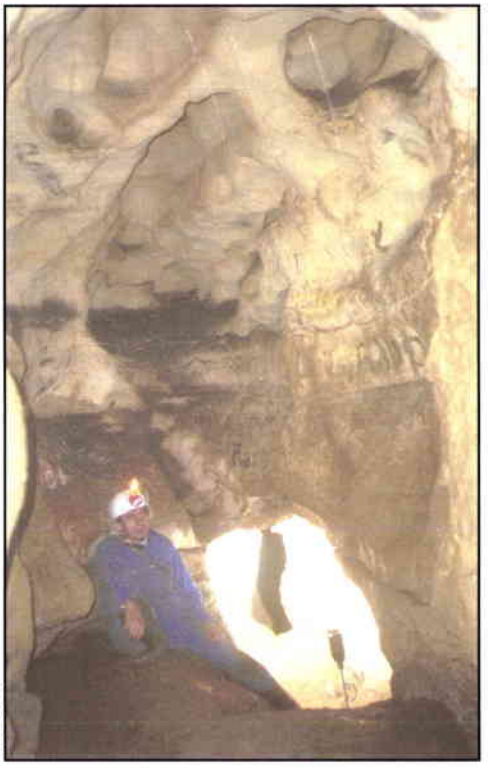


Photo VII.3 - Zone de descente de la Galerie du Puisard, avec de nombreuses coupoles de tous types.

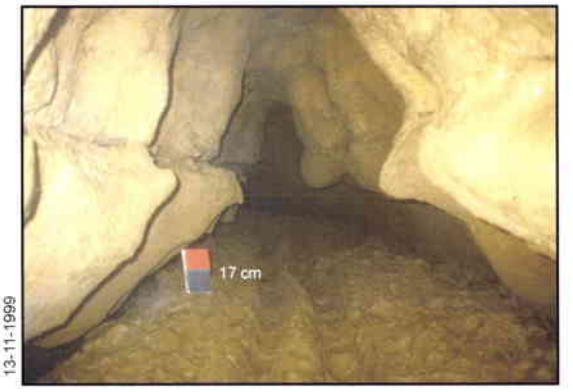


Photo VII.4 - Galerie de Jonction septentrionale, dont l'aspect est caractéristique d'une grande partie de la Galerie de l'Est.

Divers aspects de la Galerie de l'Est de la Grotte Sainte-Reine.

Divers aspects de la Galerie
de l'Ouest de la Grotte Sainte-Reine.

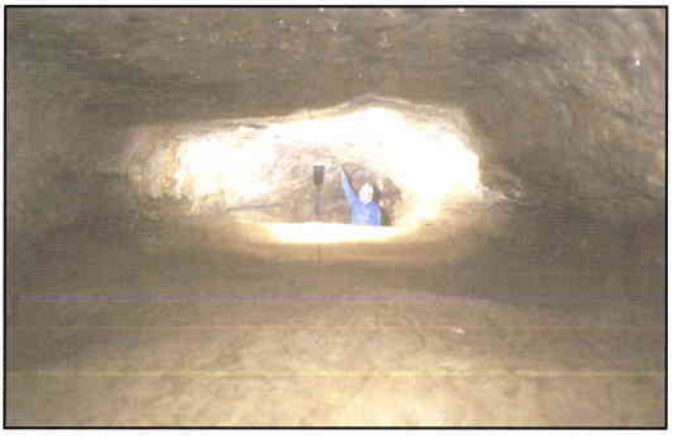


Photo VII.5 - Galerie des Soupirs, large et fortement comblée.



Photo VII.6 - Extrémité nord du Passage de la Tête de Renard, paléosiphon probable.

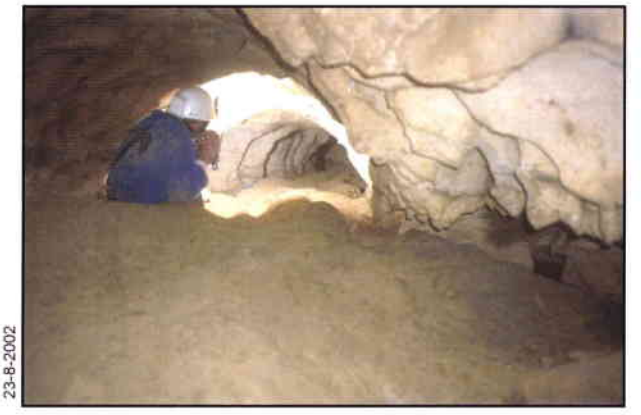


Photo VII.7 - Galerie du Calvaire dans le prolongement immédiat de la Salle du même nom ; noter le soutirage latéral sur joint à anastomoses.

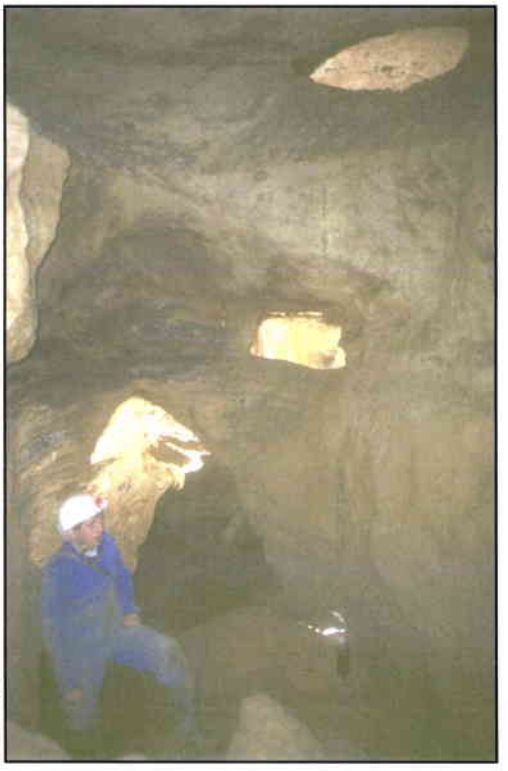


Photo VII.8 - Caverne du Cyclope, vue depuis la Table de Moïse ; la lucarne supérieure est développée dans la strate marneuse des Marnes de Longwy.

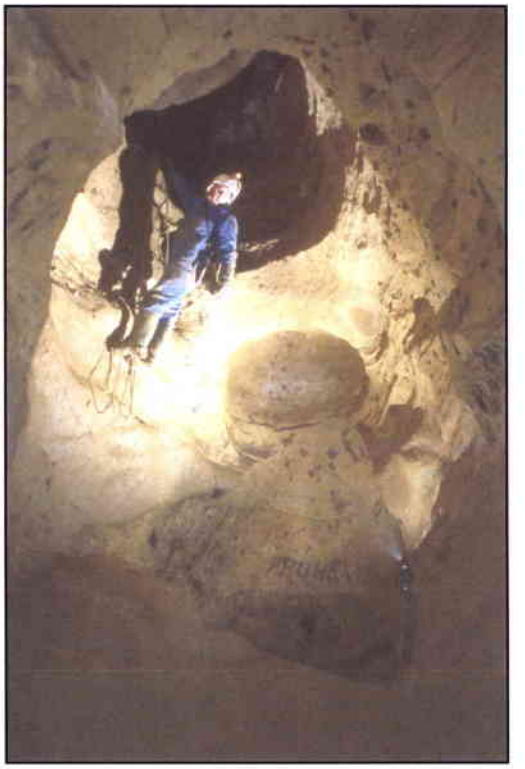


Photo VII.9 - Salle de la Rotonde, formée de grandes coupoles ; l'échelle métallique permet l'accès à la Salle Adjacente de la Rotonde.



Photo VII.10 - Galerie de la Guirlande à l'Entrée D, fouillée et partiellement déblayée au XIX^{eme} siècle ; les coupoles de plafond, caractéristiques d'une ancienne zone épinoyée, y sont plus ou moins bien développées.

Divers aspects des Galeries de l'Ouest et Transversale de la Grotte Sainte-Reine.

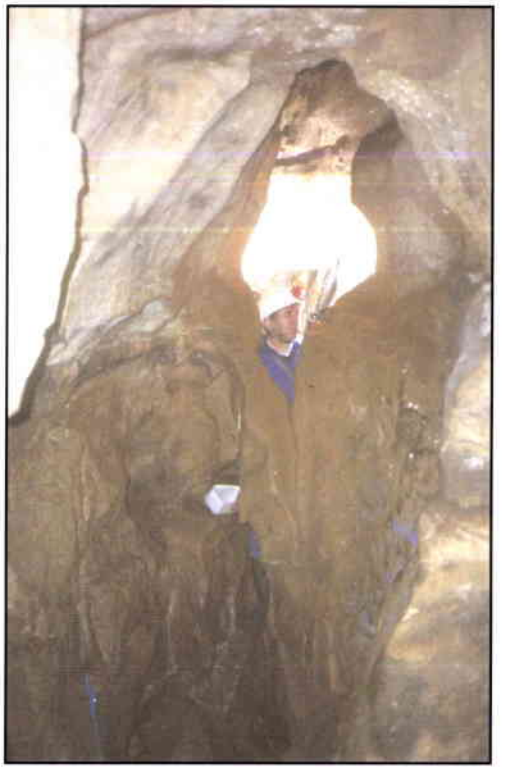


Photo VII.11 - Secteur de la Galerie du Rigolo dans laquelle on devine le développement de coupoles tridimensionnelles coalescentes, caractéristiques d'une genèse en zone noyée.

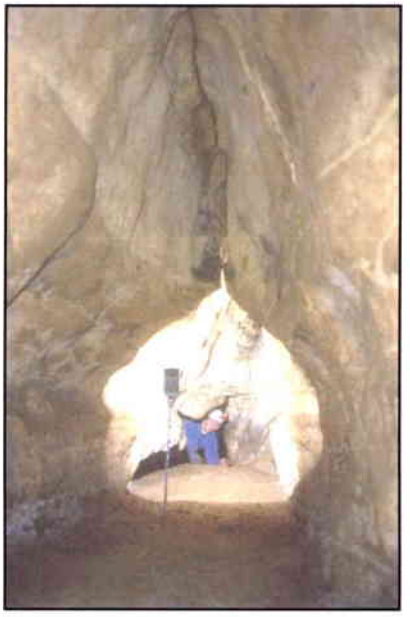


Photo VII.12 - Portion de la Galerie Transversale axée sur une diaclase ; à l'endroit du spéléologue, le conduit se cale sur une autre fracture parallèle.

Aspect du karst des Carrières du CAF à Maron.



Photo VII.13 - Lame du Bulldozer, à 291 m d'altitude : grosse galerie sectionnée par l'exploitation et à laquelle fait suite la Grotte de la Carrière ; la Grotte du Bulldozer, dont une entrée se trouve sous le grimpeur, se développe derrière la Lame ; au premier plan, remplissage induré de la Grande Diaclase (*cf.* photo VIII.20).

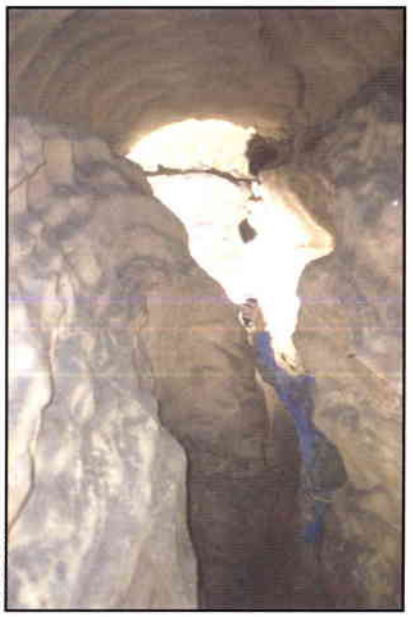


Photo VII.14 - Galerie Inférieure Ouest, localement plus haute en raison du soutirage partiel du remplissage, qui atteignait presque le plafond auparavant, comme l'indiquent les mini-banquettes.

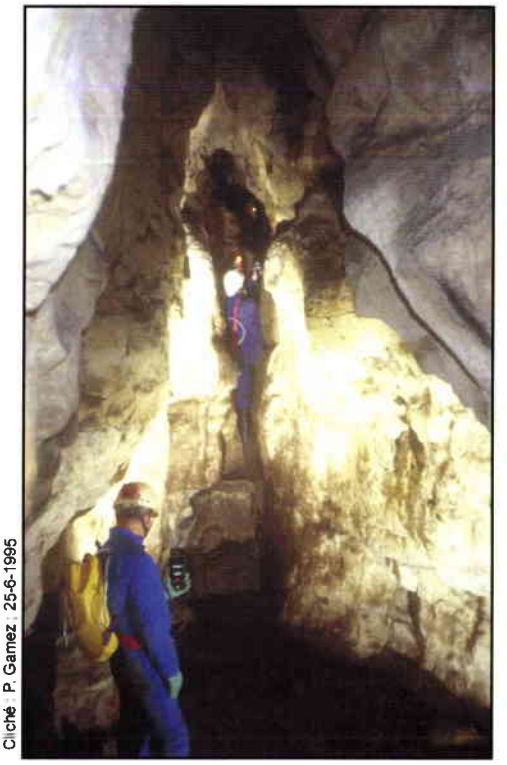


Photo VII.15 - Galerie Centrale Est axée sur une diaclase à l'entrée de la grotte.



Photo VII.16 - Vue plongeante du Puits 1, qui constitue un conduit vertical axé sur diaclase, mais n'est pas un puits au sens génétique du terme.

Divers aspects spéléomorphologiques de la Grotte des Puits.

Aspect spéléomorphologique de la Grotte des 7 Salles.



Photo VII.17 - Aspect caractéristique de la Grotte des 7 Salles, constituée de portées de galeries généralement plus larges que dans les autres cavernes de Pierre-la-Treiche.

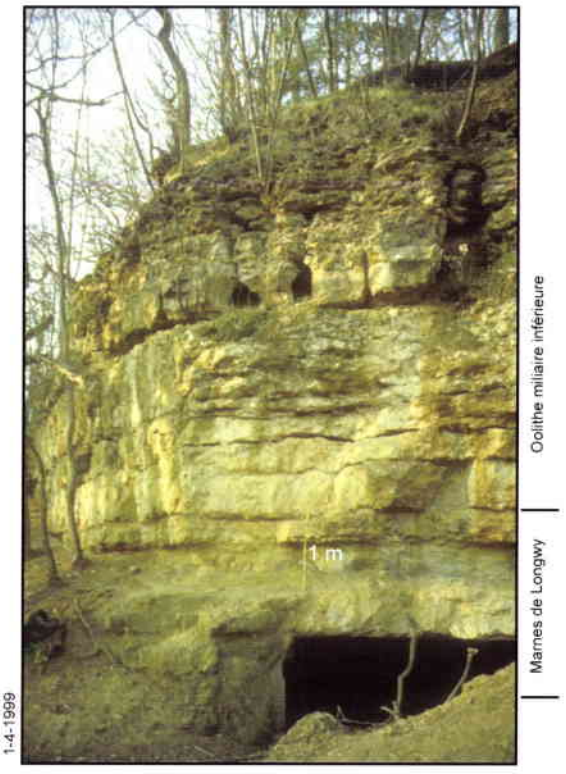


Photo VII.18 - Grosses anastomoses développées dans l'Oolithe miliaire inférieure, au-dessus de l'Entrée A artificielle (carrière souterraine) de la Grotte Sainte-Reine.



Photo VII.19 - Effondrements de strates et concrétionnement, liés au percement de la strate marneuse des Marnes de Longwy (Ancienne Galerie des Merveilles - Grotte Sainte-Reine).



Photo VII.20 - Conduit développé au contact des Calcaires à polypiers supérieurs et des Marnes de Longwy (partie nord de la Galerie des Soupirs - Grotte Sainte-Reine).



Photo VII.21 - Strates marno-calcaires surmontées par des calcaires coquilliers, dans la partie supérieure des Calcaires à polypiers inférieurs (Grotte de la Nuit).



Photo VII.22 - Aspect caractéristique des galeries ébouleuses développées dans les Calcaires à polypiers inférieurs (Grotte des 7 Salles).

Rôle de la lithologie sur la spéléomorphologie.

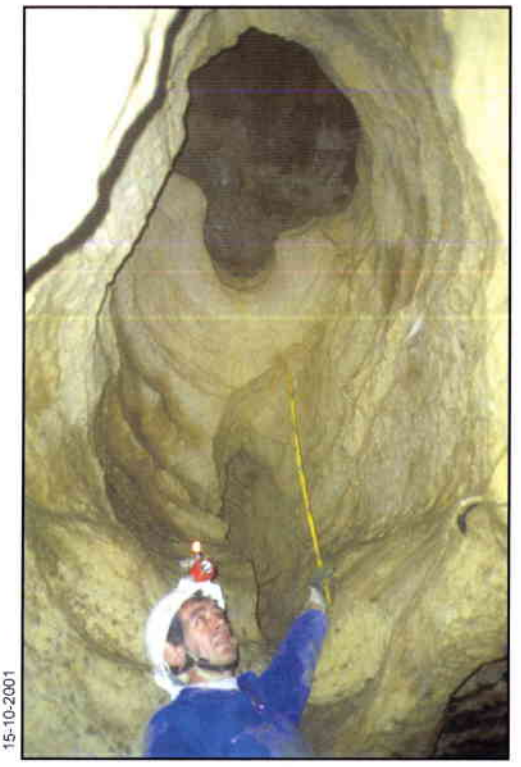


Photo VII.23 - Haute coupole ayant crevé la strate marneuse des Marnes de Longwy, dans la Caverne du Cyclope.



Photo VII.24 - Haute coupole irrégulière, développée dans un massif récifal, dans le Labyrinthe.



Photo VII.25 - Coupoles sans fissure, dans l'Ancienne Galerie des Merveilles.

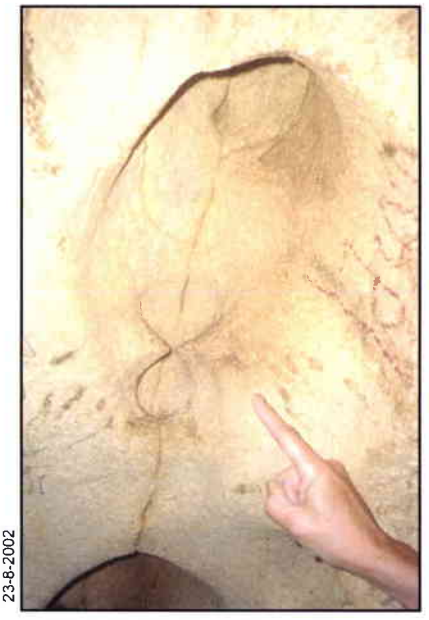


Photo VII.26 - Coupoles sur fissure, dans la Galerie du Puisard.



Photo VII.27 - Coupoles coalescentes, très peu marquées, dans la Caverne aux Ossements.

Différents types de coupoles de plafond, dans la Grotte Sainte-Reine.



Photo VII.28 - Coupoles de plafond et de paroi constellant un conduit descendant, dans la Galerie de la Rotonde.

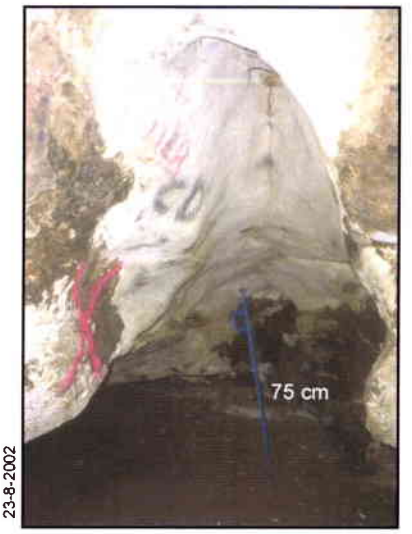


Photo VII.29 - Coupole latérale sur fissure, dans le Labyrinthe ; noter les traces résiduelles du remplissage alluvial déblayé (croûtes noirâtres d'oxydes ferro-manganiques sur les parois).

Exemples de coupoles de paroi et formes assimilées, dans la Grotte Sainte-Reine.



Photo VII.30 - " Manchon " de paroi, dans la Galerie de la Rotonde.



Photo VII.31 - Chenal de voûte dans un petit boyau, dans la Galerie du Rigolo (Grotte Sainte-Reine).



Photo VII.32 - Chenal de voûte associé à des anastomoses de joint de stratification, dans la Galerie Inférieure Est (Grotte des Puits) ; noter également la banquette.



Photo VII.33 - Anastomoses de joint de stratification, à l'entrée de la Grotte du Colimaçon ; noter également les mini-banquettes du conduit recoupé à la base de l'affleurement et la gélifraction qui a affecté ce dernier dans la moitié supérieure.

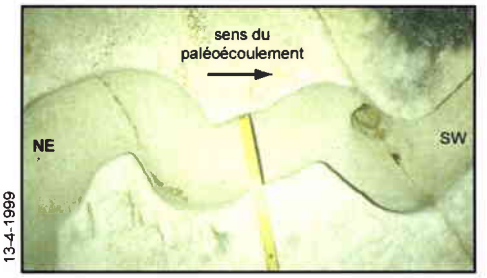


Photo VII.34 - Détail d'une anastomose de joint de stratification avec méandres (plafond de la galerie à l'Entrée H de la Grotte Sainte-Reine).



Photo VII.36 - Plafond plat de la Galerie Transversale (Grotte Sainte-Reine).



Photo VII.35 - Pendants de voûte dissymétriques, dans la Caverne aux Ossements (Grotte Sainte-Reine).

Chenaux de voûte, anastomoses de joint de stratification, pendants de voûte et plafond plat.



Photo VII.37 - Aspect du Canyon, dans la Grotte des 7 Salles ; noter le remplissage résiduel à alluvions grossières sur la banquette de droite.

Canyon de surcreusement et rigole cascadante.



Photo VII.38 - Rigoles cascadantes dans une " coupole de plancher " démantelée, dans la Galerie Centrale Est de la Grotte des Puits.



Photo VII.39 - Cannelures effilées, dans le Canyon (Grotte des 7 Salles).



Photo VII.40 - Cannelures grossières, dans la Galerie Inférieure Ouest (Grotte des Puits).

Différents types de cannelures.



Photo VII.41 - Cannelures émoussées, dans la Salle du Calvaire (Grotte Sainte-Reine).



Photo VII.42 - Coups de gouge au plafond de la Galerie Inférieure Ouest (Grotte des Puits).



Photo VII.43 - Cupules au sommet de la Lame du Bulldozer (Carrières du CAF ; *cf.* photo VII.13).

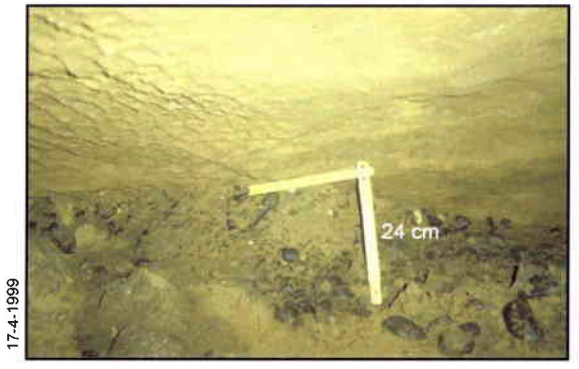


Photo VII.44 - Cupules peu marquées formées au contact d'un remplissage à galets (à gauche, par opposition à la paroi lisse qui n'a pas connu de comblement), dans la Galerie Supérieure Occidentale (Grotte des 7 Salles).



Photo VII.45 - Mini-banquettes superposées, dans la Galerie Inférieure Ouest (Grotte des Puits).

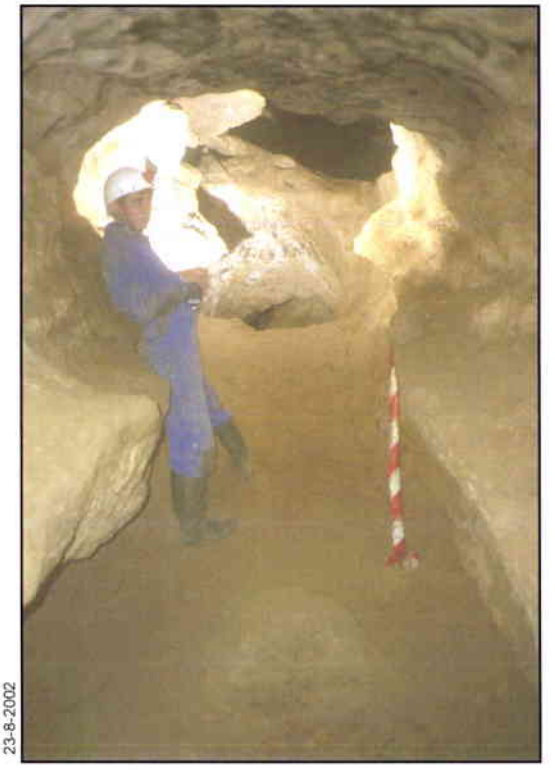


Photo VII.46 - Banquettes bien développées, dans la Galerie du Calvaire (Grotte Sainte-Reine) ; l'excavation SR-FC se situe à la base du cliché (*cf.* photo VIII.9).

Coups de gouge, cupules et banquettes.

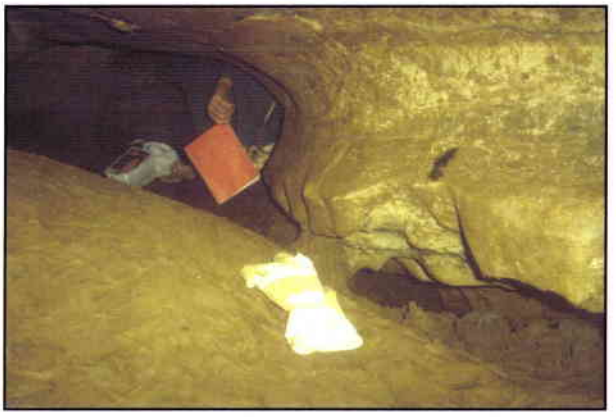


Photo VII.47 - Soutirage latéral et bombement central du remplissage, en relation avec un joint de stratification à anastomoses, dans la Galerie Transversale.

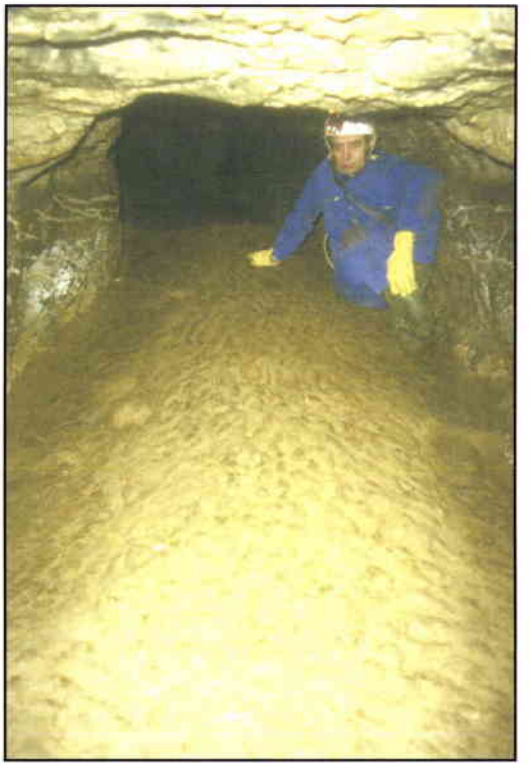


Photo VII.48 - Vue générale de la " Voie Romaine " constituée de " petits pavés arrondis ", dans la Galerie des Soupirs ; noter l'allure bombée du remplissage au centre.



Photo VII.49 - Vue rapprochée des " petits pavés arrondis ", au croisement de la Galerie des Soupirs et de la Galerie Transversale.

Microformes en surface de remplissage, dans la Grotte Sainte-Reine.

CHAPITRE VIII : INFORMATIONS PALEOGEOGRAPHIQUES DES REMPLISSAGES ENDOKARSTIQUES.

« Les remplissages sont des dépôts d'origines diverses, occupant une partie des vides des réseaux karstiques » (Audra, 1995, p. 13).

Les grottes du plateau central de Haye sont caractérisées par des **remplissages volumineux** ; pour la Grotte Sainte-Reine, par exemple, on peut estimer le comblement des galeries à 80 % en moyenne, d'après les quatre sondages principaux qui y ont été réalisés. Même si d'autres réseaux paraissent moins encombrés, les informations susceptibles d'être livrées par ces « poubelles nobles » (Quinif, 1991a) sont potentiellement très riches, pour l'ensemble des cavernes. La conservation de nombreux éléments de l'histoire paléogéomorphologique régionale (*cf.* Audra, 1995), justifie une étude spécifique de ces remplissages souterrains.

Dans ce chapitre, il s'agit de **déterminer les conditions de mise en place et l'origine des sédiments endokarstiques**, en rapport avec le cadre spéléomorphologique, ainsi qu'avec le milieu épigé.

Les recherches effectuées dans les grottes du plateau central de Haye concernent essentiellement les remplissages constitués d'**alluvions siliceuses d'origine vosgienne**. Une première section (VIII.1.) précisera leurs spécificités vis-à-vis des autres types de sédiments, et recensera et localisera de façon générale les différents sites ayant fait l'objet d'analyses.

Pour cerner le fonctionnement de la sédimentation souterraine, les recherches ont été orientées vers la Grotte Sainte-Reine, dans laquelle les remplissages sont particulièrement intéressants, en raison de leur important volume. Conjointement, les comblements de plusieurs autres cavernes et cavités du massif seront étudiés, afin de valider et/ou de compléter les informations relevées dans le réseau Sainte-Reine.

Les études sédimentologiques ont été divisées en deux catégories :

- des **analyses structurales et texturales détaillées**, à partir de coupes sédimentaires pratiquées dans les remplissages endokarstiques, permettront de percevoir les dynamiques fluviales souterraines héritées. Elles seront complétées par des observations réalisées dans des sondages étudiés plus succinctement ;
- des **analyses pétrographiques, minéralogiques, morphométriques et d'altération** porteront sur les alluvions issues des coupes précédentes et d'autres remplissages de cavités, localisées dans la vallée de la Moselle. Des comparaisons seront établies avec les résultats obtenus sur les formations alluviales de surface (*cf.* chapitre V), afin de définir l'origine des remplissages endokarstiques et la chronologie relative associée.

VIII.1. Caractéristiques générales des remplissages et localisation des sites d'étude.

VIII.1.1. Les types de remplissages.

Par rapport à ce qui a été identifié globalement dans le domaine endokarstique (*cf.* Renault, 1987 ; Delannoy, 1997 ; Le Fillâtre, 2001), les grottes du plateau central de Haye contiennent les types de dépôts parmi les plus classiques que l'on puisse observer sous terre (tableau VIII.1). Dans cette section VIII.1.1., on évoquera les caractéristiques générales des remplissages et les proportions de chaque catégorie de sédiments rencontrés dans les cavernes étudiées. Cela permettra de bien se représenter la place occupée par les matériaux qui seront analysés dans la suite du chapitre.

<table>
<tr><td>Dépôts</td><td>Organiques</td><td colspan="2">Chimiques</td><td colspan="2">Clastiques et détritiques</td></tr>
<tr><td>Mécanismes</td><td>Biologique</td><td>Concrétionnement</td><td>Résidus de décalcification</td><td>Accumulation par gravité</td><td>Transport par les eaux courantes. Alluvions</td></tr>
<tr><td rowspan="3">Eléments de dépôts.</td><td>A. Primaires :
a. Débris végétaux, humus.
Chiroptérites.
b. Charniers.
c. Dépôts archéologiques.

B. Secondaires.</td><td>A. Calcite :
a. Aériennes (stalactites).
b. Paroi et sol (plancher stalagmitique).
c. Bassin (scalénoèdres).
d. Intraformationnelle (brêche à ossements, grès,...).

B. Aragonite.

C. Gypse.

D. Glace.</td><td rowspan="2">A. Isolés, en relief sur paroi :
a. Fossiles siliceux, niveaux schisteux ou argileux...
b. Filonnets de calcite...

B. Diffus :
a. Paroi de sable (altération d'une dolomie).
b. Paroi d'argile (altération d'un calcaire argileux).</td><td rowspan="2">A. Eboulis ouverts :
a. Blocs d'affaissement dissolution.
b. Eboulis s.s. massifs.
c. Petits blocs et cailloutis.
Autochtone.
Allochtone.

B. Sable et argile :
a. Résidus de décalcification déplacés par gravité.
Autochtone.
b. Apport de la surface par le réseau de fentes.
Allochtone.</td><td rowspan="2">A. Galets :
a. Autochtones (reprise des éboulis).
b. Allochtones.

B. Sables et limons.

C. Argile.</td></tr>
<tr><td colspan="2">Dépôts bio-chimiques
a. Oxydes de fer. Manganèse.
b. Phosphates et nitrates.
c. Mondmilch.</td></tr>
</table>

Légende : en noir, éléments rencontrés dans les grottes de la Haye centrale ; en gris, autres éléments.

Tableau VIII.1 - Classification des dépôts de caverne (d'après Renault, 1987, modifié).

En dépit de leur importance volumétrique, les remplissages souterrains de la Haye centrale sont peu diversifiés.

➢ Les sédiments détritiques et clastiques **dominent très nettement** (proportion proche de 100 %), dans toutes les cavernes et cavités, quelles que soient leurs dimensions.

Dans cette catégorie, les matériaux détritiques allochtones occupent une place majeure, avec des taux toutefois variables d'un réseau à un autre. Il s'agit d'**alluvions de la Moselle** (ou de la Meurthe) qui sont venues combler les vides souterrains.

Les alluvions, essentiellement siliceuses, sont issues du socle vosgien ou de la couverture triasique. S'y ajoutent de rares galets calcaires et, plus souvent, des éléments anguleux de chailles, issus de l'Oolithe miliaire inférieure (*cf.* chapitre II). La seule unité sédimentaire connue, constituée uniquement de cailloux calcaires roulés, d'origine suballochtone, se situe dans la coupe du Minifontis, à Maron (*cf.* annexe VIII.6).

Les **éboulis souterrains**, provenant de l'encaissant bajocien, sont importants dans certaines grottes ou portions de réseaux karstiques (évaluations en dizaines de m^3 dans les plus grandes salles).

Il s'agit de blocs de toutes dimensions, fournis :

- par effondrement de la voûte ou de parois de galeries ou de salles. Le rôle fondamental de lithostratigraphie et de la tectonique a été indiqué dans le chapitre précédent (exemples des Grottes des 7 Salles et du Chaos notamment, ou encore Ancienne Galerie des Merveilles dans la Grotte Sainte-Reine) ;
- par soutirage dans des structures macromorphologiques (sub)verticales. Ces éboulis sont moins fréquents ; on a déjà signalé (*cf.* chapitre VII) les cas de l'Eboulis au nord de la Salle du Puits dans la Grotte du Chaos et des " puits-cheminées " du Labyrinthe de la Grotte Sainte-Reine.

➢ Hormis les sédiments détritiques, les remplissages endokarstiques sont constitués pour une **faible part**, par des dépôts chimiques et organiques. Ceux-ci se limitent presque exclusivement aux **concrétions de calcite**. Bien qu'en petite quantité, tous les principaux types de concrétions sont observables (*cf.* tableau VIII.1) : stalactites, stalagmites, planchers stalagmitiques, enduits stalagmitiques, bassins calcifiés et même poudingues formés d'alluvions cimentées par la calcite. Les planchers ne dépassent guère les 10 cm d'épaisseur et les stalagmites, au nombre de quelques dizaines pour l'ensemble des grottes, atteignent difficilement les 50 cm de hauteur.

La localisation des concrétions est grandement influencée par les conditions lithologiques des réseaux. Par exemple, dans la Grotte Sainte-Reine, les suintements les plus importants se produisent dans les secteurs où la strate marneuse des Marnes de Longwy a été percée.

Par ailleurs, le concrétionnement, qui traduit un assèchement relatif des conduits (Sorriaux, 1982 ; Audra, 1996), affecte toujours le sommet des remplissages meubles. Aucune coupe et aucun sondage n'ont permis de constater l'existence de sédiments calcitiques sous-jacents ou intercalés dans les alluvions. Un seul élément de calcite, présent au sein d'un remplissage, se situait sous une accumulation limono-argileuse superficielle de quelques centimètres d'épaisseur, dans la diaclase du plancher de la Galerie Mauresque, dans la Grotte Sainte-Reine. Il s'agissait d'un feuillet de calcite flottante, formé au plus tôt, au moment de la désactivation hydrologique du réseau.

Parmi les autres sédiments chimiques et organiques, on note que :

- les résidus de décalcification, difficilement quantifiables, semblent infimes, en accord avec les observations de Y. Quinif (1991a) ;
- des croûtes ferro-manganiques minces (1-2 cm d'épaisseur) couvrent localement les parois de galeries (dans le Labyrinthe de la Grotte Sainte-Reine par exemple ; *cf.* photo VII.29), en association avec les alluvions siliceuses ;
- les dépôts biologiques se cantonnent à des lits de terre végétale en surface des remplissages des quelques cavités ouvertes sur l'extérieur (exemple de l'Entrée E de la Grotte Sainte-Reine ; *cf.* § VIII.2.1.). Ces " sols " disparaissent vite vers l'intérieur du massif, au bout de 5 à 10 m au maximum.

D'autres matériaux organiques, aujourd'hui disparus, ont été décrits par les premiers explorateurs des grottes de la vallée cataclinale de la Moselle. Ainsi, le Trou des Celtes et la Grotte du Géant ont livré des

éléments archéologiques (*cf.* Husson, 1863 ; Godron, 1878a, 1878b ; Louis et Lehmuller, 1966), tandis que la Grotte Sainte-Reine a fait l'objet de découvertes paléontologiques nombreuses au XIX^{ème} siècle (*cf.* Husson, 1863, 1864, 1867a), sur lesquelles nous aurons l'occasion de revenir (*cf.* chapitre IX).

Parmi les trois catégories de sédiments (détritiques, chimiques et organiques), les alluvions, qui ont la signification paléogéomorphologique la plus grande, seront analysées en détail. Conjointement, l'identification des matériaux d'effondrement permettra de préciser des événements spéléogénétiques et/ou tectoniques particuliers. Enfin, les concrétions et les éléments paléontologiques, qui ont surtout un intérêt géochronologique, seront étudiés dans le chapitre IX.

VIII.1.2. Localisation des secteurs d'étude.

Les sites souterrains contenant des remplissages alluviaux ne sont pas rares sur le plateau central de Haye, mais ils se répartissent de façon inégale dans l'espace et en altitude. Hormis les grottes décrites dans le chapitre précédent, quelques cavités localisées à d'autres altitudes seront prises en considération, afin d'obtenir les corrélations les plus complètes possibles entre les matériaux endokarstiques et les alluvions des formations fluviatiles épigées.

On détermine ainsi **sept secteurs**, d'amont en aval (figure VIII.1) :

1- la corniche de Messein, uniquement constituée de quelques diaclases remplies d'alluvions très anciennes, situées vers 395-400 m d'altitude ;
2- la carrière Nanquette à Chaligny, qui comporte également des diaclases, ainsi qu'une cavité comblée par des alluvions très anciennes vers 378 m d'altitude ;
3- les carrières de la Ferme Sainte-Anne et du CAF, au nord de Maron, respectivement à 303 et 290-295 m d'altitude ;
4- le Bois de l'Embanie, qui recèle les Grottes du Géant et du Chaos, vers 235-238 et 245-270 m d'altitude respectivement ;
5- les anciennes carrières des " Blanches Vignes " et de " la Sabottière " à Villey-le-Sec. De nombreuses cavités comblées d'alluvions se situent vers 240 m et une autre a été repérée à 264 m d'altitude ;
6- la région de Pierre-la-Treiche, sur les deux versants de la vallée de la Moselle. Ce secteur est de loin le plus fourni en remplissages endokarstiques, essentiellement en rive droite, dans une tranche altitudinale comprise entre 210 et 235 m. Les recherches ont concerné autant les entrées que l'intérieur des grottes, parmi lesquelles on citera notamment les réseaux de Sainte-Reine, des Puits et des 7 Salles, ainsi que la Cavité du Futur dans l'Ancienne Carrière. Plusieurs prélèvements isolés complètent les études de ce secteur principal ;
7- le Bois de la Claire, et plus précisément les Trous de la Grosse Roche, à 207 m d'altitude, dans lesquels s'observent des alluvions siliceuses, forcément postérieures à la capture de la Moselle.

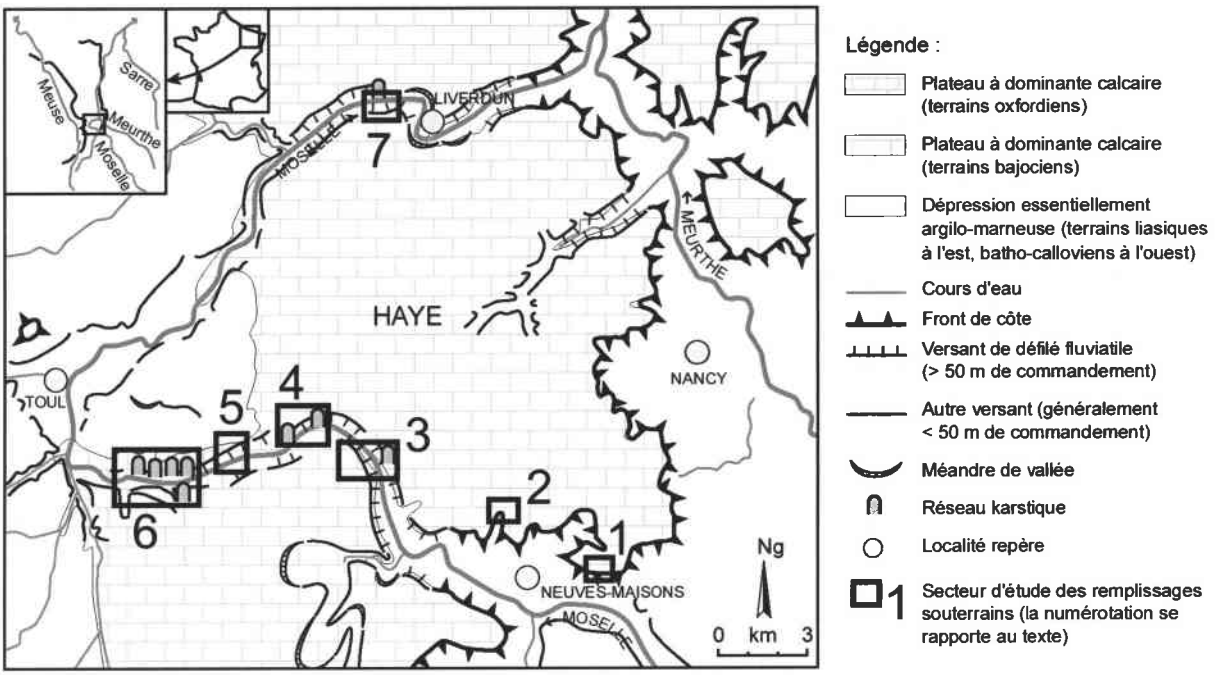


Figure VIII.1 - Carte de localisation des secteurs d'étude des remplissages hypogés.

On note une décroissance altitudinale générale des secteurs étudiés, d'amont en aval, conformément à la localisation des grottes et cavités en fonction de la lithologie et du pendage (*cf.* chapitre IV). Par ailleurs, une seule zone d'étude endokarstique se situe dans la vallée anaclinale de la Moselle. Enfin, une **concentration prépondérante des sites de remplissages souterrains, existe autour de 215-240 m d'altitude**. Cela correspond en surface aux niveaux des formations " encadrant " le phénomène de capture de la Moselle (F2, F3, F4 et F5), particulièrement intéressants pour cette recherche.

VIII.1.3. Méthodes d'étude des remplissages.

Les remplissages endokarstiques du plateau central de Haye se présentent rarement en coupe de façon naturelle. Parfois, le recoupement de galeries par une ancienne exploitation de carrière a entamé les dépôts sédimentaires souterrains, mais ces coupes facilement accessibles ne concernent qu'une petite partie des comblements hypogés. Aussi, pour étudier les remplissages de manière plus complète, deux types de sondages ont été réalisés :

- les **excavations**, en fosse ou en tranchée, nécessitent des travaux importants. Mais elles permettent des observations riches, notamment les agencements internes des remplissages, caractérisés par des variations latérales de faciès plus fréquentes que dans les formations alluviales épigées (influence des macromorphologies sur les flux d'eau, donc la texture des dépôts sédimentaires ; *cf.* Renault, 1967-1969, 1990 ; Sorriaux, 1982 ; Le Fillâtre, 2001 ; Masséi *et al.*, 2002) ;
- les **carottages**, rapides, ne fournissent qu'une vision partielle des caractéristiques internes du comblement ; les structures sédimentaires sont occultées.

Dans la suite de ce chapitre, on distinguera les coupes dégagées en excavation ou en carrière (au nombre de 5), étudiées avec précision, des autres sondages (plus de 30 petites

coupes et carottages), qui complètent la connaissance des remplissages endokarstiques en terme de faciès et d'origine des matériaux.

♦ Nomenclature générale des échantillons.

Pour l'ensemble des prélèvements sédimentologiques endokarstiques (près de 200), une nomenclature basée sur le schéma suivant, a été adoptée (*cf.* annexe VIII.1) :

NOM DU SITE (abrégé)-NOM DU LIEU (abrégé)-NUMERO DE L'ECHANTILLON

Par " Nom du site ", on entend un lieu-dit en surface ou le nom d'une grotte. Le " Nom du lieu " correspond au nom d'une cavité ou à un secteur précis dans un réseau spéléologique. Il est parfois suivi d'un chiffre romain entre parenthèses, dans les cas où plusieurs sites d'échantillonnage voisins se trouvent dans un même secteur. Le " Numéro de l'échantillon " est composé de lettres et de chiffres pour les coupes détaillées, ou d'un chiffre unique pour un prélèvement stratigraphique ; il est absent lors d'un échantillonnage non stratigraphique. Lorsqu'il existe, ce numéro est croissant de bas en haut des remplissages. Dans un cas de figure à échantillons multiples (galets de l'Entrée E de la Grotte Sainte-Reine ; *cf.* § VIII.3.), on y a adjoint un second numéro après le signe " / ".

Exemples :

✓ SR-Dra-C3 = échantillon C3 de la Salle des Draperies de la Grotte Sainte-Reine ;
✓ CC-LB = prélèvement de la Lame du Bulldozer dans les carrières du CAF.

On notera une exception pour CFSA (échantillon de la Cavité de la Ferme Sainte-Anne dans la carrière du même nom), dont l'abréviation du nom du site et du nom du lieu sont confondus.

Enfin, **dans toute la partie consacrée aux coupes détaillées, les noms du site et du lieu ne seront pas mentionnés** (sauf au niveau des titres et lors des comparaisons entre sondages), afin de ne pas surcharger la rédaction.

♦ Démarche d'étude et stratigraphie des coupes détaillées.

L'étude stratigraphique des cinq coupes sédimentaires principales a été réalisée par différenciation (*cf.* Macaire, 1990) :

- de **séries**, pour des changements majeurs de texture ;
- de **séquences**, à l'intérieur de chaque série, pour des variations secondaires de texture ;
- de **lits**, dans certaines séquences, pour des modifications mineures de texture.

Il peut arriver que les lits ne correspondent pas à la plus petite unité sédimentaire visible (observation de lamines, dans des rythmites notamment), mais la terminologie est fondée sur les limites d'échantillonnage.

La nomenclature établie pour désigner ces unités et leur prélèvement, est indiquée sur la planche VIII.1. On remarque que l'utilisation de la lettre minuscule peut correspondre à des modifications stratigraphiques de diverses natures (lits, ou inclusions, ou échantillons superposés dans un même lit, ou échantillons juxtaposés, c'est-à-dire avec une variation latérale de faciès par transition franche). Un indice a en outre été ajouté dans le cas de prélèvements latéraux, équivalents en terme de stratigraphie et de texture globale.

Les couleurs peuvent aider à la distinction des unités sédimentaires dans une même coupe, mais elles n'appellent généralement pas de commentaires particuliers (*cf.* planches VIII.3, VIII.11, VIII.13, VIII.16 et VIII.18). Le code Munsell n'a donc pas été utilisé.

Au-delà de son aspect descriptif, la terminologie stratigraphique définie ci-dessus correspond à des actions hydrodynamiques variables, selon différentes échelles de temps. Ainsi, on adoptera le **postulat** suivant : **les séries se rapportent à des changements**

sédimentologiques en relation avec des facteurs qui dépassent le milieu karstique (paramètres hydrologiques influencés par le climat). Au contraire, les séquences (et *a fortiori* les lits) dépendent de conditions d'accumulation liées à l'environnement spéléologique (rôle des macromorphologies principalement).

Ce postulat permet de déterminer des corrélations entre les différents remplissages, à partir des grandes modifications texturales des séries. Pour les cinq coupes relevées en détail, on définit d'emblée une correspondance des séries, en tenant compte de la démonstration à venir. L'objectif est de faciliter la lecture du texte. Naturellement, ce préalable sera vérifié à la fin de chaque étude de remplissage.

Pour ratifier cette démarche, il est nécessaire de se référer à la coupe la plus riche en changements texturaux majeurs. Il s'agit de la coupe de l'Entrée E (*cf.* figure VIII.3), dans laquelle on a défini **six séries**, de bas en haut :

- A = sédiments fins ;
- B = sédiments grossiers ;
- C = sédiments de dimensions moyennes, et plutôt homogènes ;
- D = sédiments fins, et assez hétérogènes ;
- E = sédiments grossiers ;
- F = sédiments fins à nouveau.

Précisons que les corrélations stratigraphiques sont basées sur les **contrastes texturaux généraux** et non sur la granulométrie propre à chaque série. Ainsi, dans une série donnée, le terme " grossier " désigne une texture comparativement moins " fine " que celle de la série sous- et/ou sus-jacente. Par conséquent, on peut avoir des galets dans un remplissage et des sables dans un autre comblement, pour une même série dite " grossière ".

Dans les quatre autres coupes principales, il manque une ou plusieurs séries, pour trois raisons possibles : certains matériaux ne se sont pas mis en place partout, ils ont été érodés, ou ils n'ont pas été atteints dans les sondages. On peut souligner une nouvelle fois l'influence de la localisation des coupes en fonction des macromorphologies et de leurs variations longitudinales (rôle sur les dynamiques fluviales). Mais globalement, on retrouve dans chaque remplissage une partie de cette évolution texturale, ce qui permet de caler les séries par rapport à la stratigraphie de référence de l'Entrée E.

Pour chacune des coupes principales, l'exposé des travaux sera identique :

- présentation du contexte géologique et morphologique ;
- description de la stratigraphie et des faciès observés (évoquée en figures *s.l.*), introduisant un examen, **série par série**, des analyses granulométriques et de leurs interprétations ;
- commentaire des données calcimétriques et de la minéralogie des fractions sableuses, compte tenu des informations hydrologiques qu'elles fournissent ;
- conclusion relative aux paléodynamiques fluviales, dont découlent les dépôts.

Ce protocole systématique s'avère **le mieux adapté à la clarification de la complexité structurale des comblements, à la retranscription des travaux effectués et à la caractérisation finale des dynamiques passées**. Il permet :

- d'éviter l'accumulation trop importante de paramètres granulométriques, d'une part, et de s'en tenir à une interprétation globale, de l'autre, ce qui reviendrait à perdre une partie de la richesse d'informations des diverses analyses ;
- d'alléger la lecture, en détaillant les unités sédimentaires à une seule reprise.

En même temps, la reconstitution des phénomènes hérités, soulignée en conclusion de chaque coupe, fournit les clés des comparaisons entre les différents remplissages sondés.

♦ Analyses sédimentologiques.

L'étude texturale de détail, réalisée à l'aide d'analyses granulométriques, apporte des **renseignements sur la puissance et la dynamique des écoulements passés** (Vatan, 1953 ; Tricart, 1961a). Elle peut également compléter les observations structurales en permettant de déceler **les modes d'accumulation et les remaniements synsédimentaires** (*cf.* Gamez, 1980).

A partir de la granulométrie globale de chaque unité sédimentaire, **différents indices** ont été déterminés (*cf.* annexe VIII.2) :

- **le centile et la taille moyenne** (Tm de Folk et Ward, 1957 cités par Lang, 1968, Hadjouis, 1987 et Chamley, 2000) indiquent la compétence et la puissance des paléoécoulements ;
- **le classement**, appelé aussi écart-type ou déviation standard (σ_i de Folk et Ward, *ibid.*) renseigne sur la régularité des flux au moment de la sédimentation ;
- **l'asymétrie** (SK de Folk et Ward, *ibid.*) rend compte de la dynamique fluviale ;
- **l'acuité ou angulosité** (Kc de Folk et Ward, *ibid.*) traduit certains modes d'accumulation et peut être également utile pour déceler des remaniements syn- ou postsédimentaires.

Parmi les nombreux indices (souvent proches) existant en granulométrie (*cf.* Cailleux et Tricart, 1959 ; Lang, 1968 ; Hadjouis, 1987), notre choix s'est porté sur ceux qui permettent la meilleure discrimination des résultats et les interprétations les plus intéressantes (*cf.* annexe VIII.2).

La facilité de comparaison de tels indices ne doit pas faire oublier le mode de calcul qui permet de les obtenir. Des problèmes se posent en particulier pour les courbes " incomplètes ", au niveau des fines dans le cas des tamisages (échantillons composés en proportions équivalentes de sable et de limon), ou des argiles dans le cas des densimétries (*cf.* Koldijk, 1968). On donnera les résultats obtenus par des calculs informatiques dans tous les cas, mais il convient de garder une certaine latitude d'interprétation, pour les quelques sédiments situés aux limites granulométriques précitées. A cette difficulté s'ajoute le fait que tamisages et densimétries ne donnent pas des résultats strictement comparables (Rivière, 1944) [1].

La **combinaison de deux ou trois paramètres** est possible, ce qui rend les informations plus complètes (*cf.* Sbai, 1986 ; Sbai *et al.*, 1995). On a ainsi créé une nomenclature de **" distribution "**, basée sur des regroupements d'échantillons fournis par la relation $\sigma_i = f(\mathrm{Tm})$ (planche VIII.7). Cette distribution donne une bonne image des types de courbes cumulatives obtenues (*cf.* planche VIII.9), dont les interprétations ont été principalement fournies par J. Tricart (1961a, 1962, 1965). L'asymétrie peut y être ajoutée, mais cela complique la lecture et il est préférable de l'indiquer séparément (planche VIII.8). Ces corrélations d'indices traduisent les **dynamiques de sédimentation**.

Le **diagramme de Passega** (1957, cité par Berthois, 1975 et Rivière, 1977, par exemple), qui corrèle centile et médiane (valeur généralement proche de la taille moyenne), permet des interprétations relatives à la **dynamique fluviale**, c'est-à-dire à la répartition et la prise en charge des matériaux dans le courant. Il a été complété et modifié par différents auteurs [2], dont G. Arnaud-Fassetta (1998) auquel nous nous sommes référés (image granulométrique CM ; planche VIII.10).

Les analyses calcimétriques des comblements souterrains ont été effectuées à l'aide d'un calcimètre Bernard (*cf.* Cailleux et Tricart, 1959 ; Vatan, 1967 ; *cf.* annexe VIII.3).

L'étude minéralogique globale des sables a porté sur la fraction granulométrique 315-400 µm. Pour distinguer les quartz des feldspaths, la méthode de coloration au cobaltinitrite de sodium décrite par A. Cailleux et J. Tricart (1959) a été employée.

[1] Ceci a pu être constaté concrètement pour quelques prélèvements sablo-limoneux, analysés selon les deux méthodes (*cf.* annexe VIII.3 (C)).

[2] *Cf.* références citées par L. Berthois (1975), G. Arnaud-Fassetta (1998), et V. Maleval et A. Jigorel (2002).

Les analyses de minéraux lourds, réalisées par M. Beiner, concernent les sables de 50-160 µm et 160-315 µm, comme pour les formations alluviales épigées. Pour ces déterminations minéralogiques, les prélèvements ont été sélectionnés de façon à obtenir une représentation significative des remplissages.

La morphoscopie des grains de sable de 315-400 µm, réalisée dans une étude précédente (Losson, 1996) sur un remplissage endokarstique de Pierre-la-Treiche, n'a pas été renouvelée, en raison de l'homogénéité des résultats qui en découlent (cette étude serait utile pour des matériaux transportés sur de plus longues distances par rapport à la zone d'alimentation sédimentaire ; *cf.* Cailleux, 1943 ; Tricart, 1957).

VIII.2. Analyse des remplissages endokarstiques et données sur les paléodynamiques fluviales.

Dans le but de reconstituer les dynamiques fluviales endokarstiques, les sondages ont été multipliés dans le réseau Sainte-Reine *s.l.* (Grotte Sainte-Reine et Ancienne Carrière), caractérisé par d'imposants remplissages. L'espace considéré est relativement restreint (environ 150 m d'ouest en est et 200 m du sud au nord ; *cf.* planche VII.3 (b)) et présente des contextes morphosédimentaires variés, situés entre 210 et 230 m d'altitude (planche VIII.2 pour la Grotte Sainte-Reine).

Les études porteront essentiellement sur **trois excavations et deux coupes en carrière**. Des relevés détaillés des remplissages ont été réalisés, ainsi que des analyses sédimentologiques diverses. Ces cinq coupes principales du réseau Sainte-Reine *s.l.* se trouvent dans **trois types de contextes spéléomorphologiques** (figure VIII.2) :

- dans une **galerie proche des entrées** actuelles (cas des Entrées E et B et de la Cavité du Futur) ;
- dans une **galerie " importante " isolée du secteur des entrées** par des étroitures (cas de la Salle des Draperies) ;
- dans une **galerie éloignée des entrées** de la caverne (cas de la Galerie du Calvaire).

En outre, toutes les coupes se situent dans des conduits bien individualisés, jamais au croisement de galeries, afin d'éviter les influences fluviatiles souterraines multiples et l'obtention de figures sédimentaires trop complexes.

Ces études seront complétées par la description de douze carottages (ou coupes " rapides "), effectués dans la mesure des disponibilités offertes par le cavernement (dimension minimale des conduits, indispensable pour la réalisation des forages ; *cf.* planche VIII.2 pour la Grotte Sainte-Reine).

Dans les réseaux hypogés voisins de Sainte-Reine *s.l.*, des similitudes sédimentaires seront recherchées en fonction des contextes morphologiques, à partir de petites coupes. Par ailleurs, d'autres remplissages endokarstiques du plateau central de Haye seront plus rapidement présentés, dans la mesure où ils présentent une évolution sédimentaire particulière. Leur intérêt est limité en terme de paléodynamiques fluviales, compte tenu de leur isolement, mais ils contiennent en revanche des informations intéressantes à propos de l'origine des matériaux (*cf.* § VIII.3.).

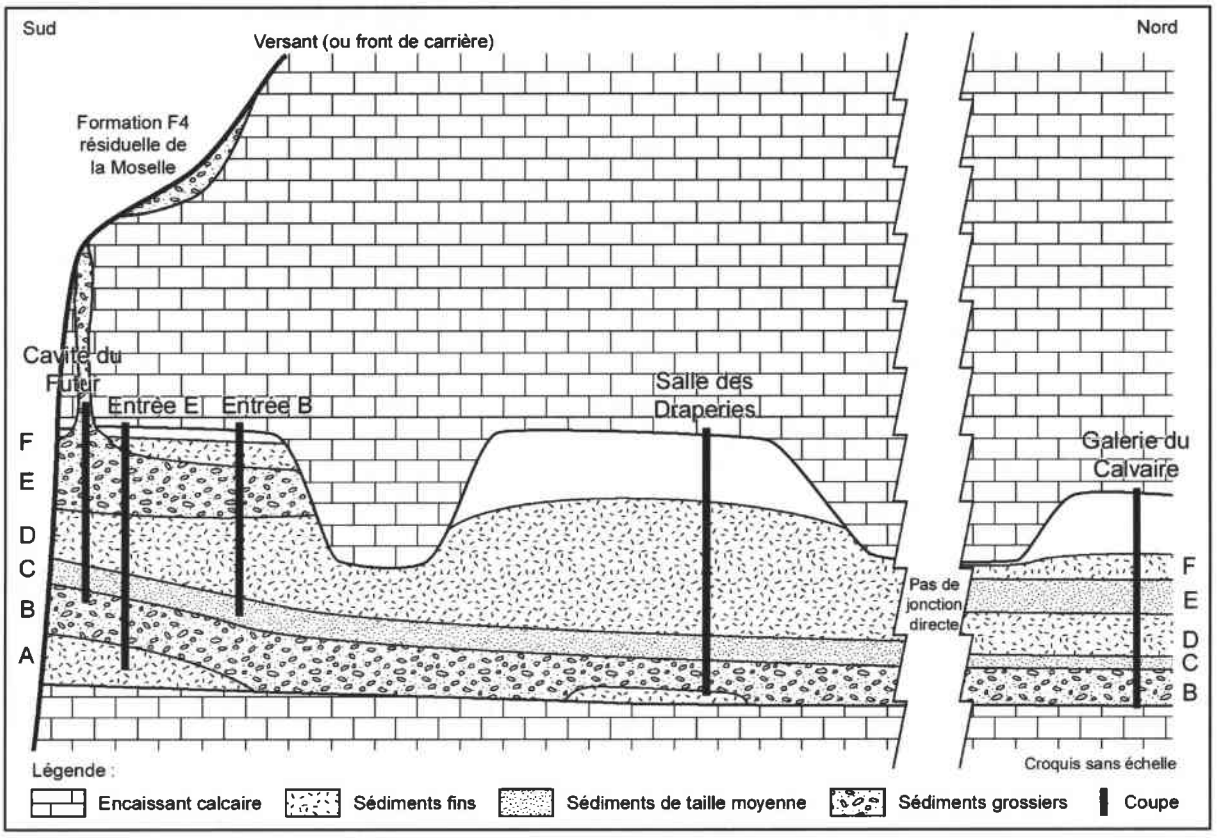


Figure VIII.2 - Croquis de localisation des cinq coupes principales du réseau Sainte-Reine *s.l.* (avec les séries), en fonction du contexte morphologique endokarstique.

Ce n'est qu'à la lumière de l'ensemble de ces observations que l'on pourra, au final, déterminer le **fonctionnement général des comblements alluviaux dans les réseaux endokarstiques** de la Haye centrale. Car pris individuellement, les sondages révèlent des paléodynamiques fluviales très localisées et ne permettent pas de comprendre les activités hydrogéologiques globales. Il en est de même pour la coupe de l'Entrée E de la Grotte Sainte-Reine, qui, rappelons-le, ne sert de référence que pour les corrélations stratigraphiques ultérieures, internes à cette caverne.

VIII.2.1. La coupe de référence : l'Entrée E (SR-EE).

L'**excavation la plus importante**, réalisée dans le réseau Sainte-Reine *s.l.*, se trouve à l'Entrée E (*cf.* Gamez et Losson, 1998 ; planche VII.3 (b)), entre 217,5 et 225,5 m d'altitude. Elle consiste en une tranchée de 3 m de long, 1 m de large et 3 à 5,5 m de profondeur (figure VIII.3). Deux coupes, l'une transversale et l'autre longitudinale, par rapport au conduit karstique, ont été relevées en détail (*cf.* planche VIII.3).

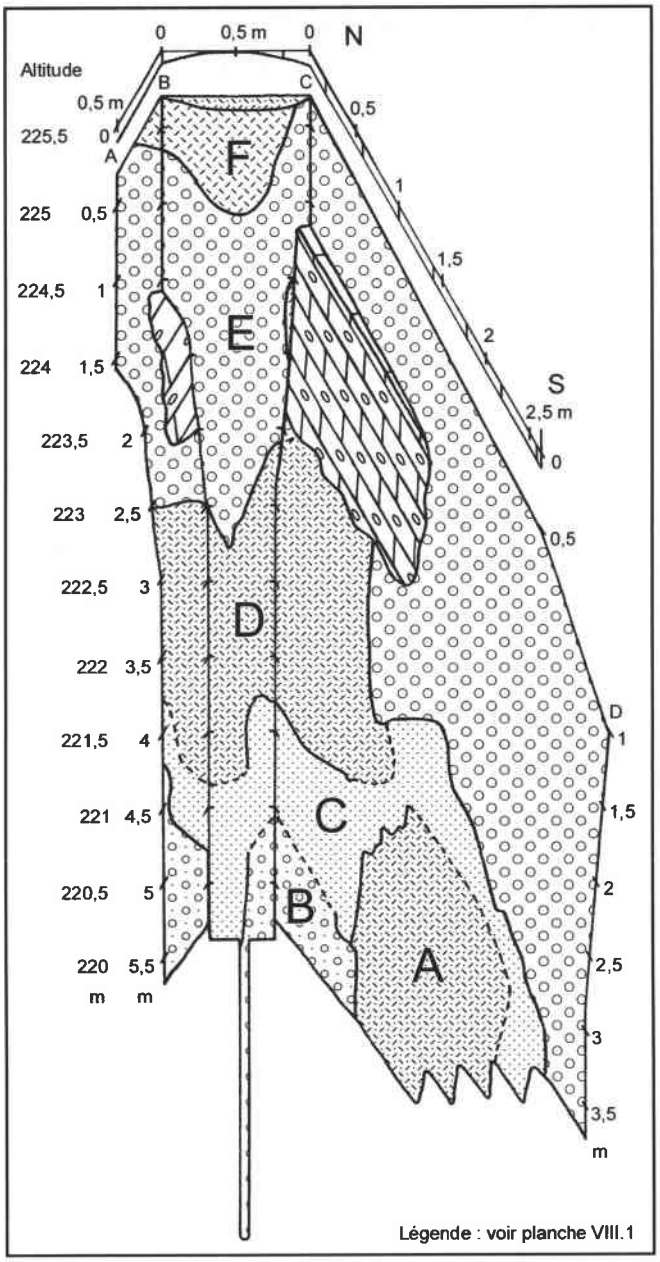


Figure VIII.3 - Représentation 3D simplifiée du sondage de l'Entrée E de la Grotte Sainte-Reine.

♦ Contexte géologique et morphologique.

Le site de l'Entrée E correspond à une galerie recoupée par le front de taille d'une ancienne carrière du XIX^{ème} siècle (photos VIII.1 et VIII.2). Avant le dégagement des coupes, il s'agissait d'un petit laminoir (2 m de large et 0,3 m de haut) se terminant par un comblement total, jusqu'à la voûte, au bout de 5 m environ.

L'entame du remplissage a révélé en réalité une **galerie étroite** (0,6 à 2 m de large) **et haute** de plus de 8 m (*cf.* planche VIII.4 ; photo VIII.3). Le bed-rock, recherché par forage au-delà de l'excavation proprement dite, n'a pas été atteint, le carottier étant bloqué par des galets au bout de 2 m de profondeur environ.

D'un point de vue géologique, le conduit se développe à la base dans les Calcaires à polypiers supérieurs et au sommet dans les Marnes de Longwy, ainsi que dans l'Oolithe miliaire inférieure.

Morphologiquement, la galerie possède une section en un trou de serrure, avec un rétrécissement important au niveau des calcaires à pseudo-oolithes de la base des Marnes de Longwy, et des élargissements au sein des Calcaires à polypiers et de la couche marneuse des Marnes de Longwy.

Le tiers supérieur du conduit se rétrécissait jusqu'à moins de 20 cm de large à l'endroit où deux saillies des parois se faisaient face (avant leur destruction) [3]. Les microformes de parois consistent uniquement en des alvéoles peu profondes, sur fissure(s), dans les Calcaires à polypiers. On note par ailleurs une régularité exceptionnelle de la voûte, dans les calcaires à pseudo-oolithes de l'Oolithe miliaire inférieure.

♦ Structures et faciès sédimentaires ; interprétation des analyses granulométriques.

Une observation globale des coupes de la tranchée laisse apparaître une complexité des structures sédimentaires, avec imbrications multiples. Elles résultent de phases d'érosion, de plus ou moins grande ampleur, et de phénomènes de soutirages, qui se sont produits au cours du remblaiement de la galerie (photos VIII.5 et VIII.7). On dégage **six séries (A à F)**, dont la texture dominante est donnée sur la figure VIII.3. L'ordre chronologique de la sédimentation s'appuie sur des déterminations fines des superpositions et juxtapositions des unités décrites sur la planche VIII.3 et analysées sur les **planches VIII.4 à VIII.10**.

• *Série A.*

La série A correspond à un ensemble **sablo-limoneux** brun clair, présent contre la paroi orientale de la galerie. Elle n'a pas été atteinte dans le carottage effectué au fond de l'excavation (sous la série B). On en déduit que l'épaisseur totale de la série A dépasse vraisemblablement les 4,5 m (*cf.* figure VIII.3).

On observe dans la série, des structures emboîtées au centre (séquence A2 au sein des unités A1 et A3) et laminées au sommet (séquence A3 *p.p.*). L'agencement de la séquence A2 et l'irrégularité de sa limite inférieure, témoignent d'une phase d'érosion mineure réalisée avant son accumulation.

La bordure septentrionale du " dôme " de la série A est affectée d'affaissements faillés, soulignés par les lamines précitées et des liserés noirs d'oxydes ferro-manganiques à la surface supérieure de ces lamines. En outre, la séquence A2 est nettement inclinée vers le nord. Ces failles et ces fauchages indiquent un **affaissement-glissement postsédimentaire** de la partie nord de la série, probablement en relation avec un soutirage général de toute la moitié septentrionale du remplissage endokarstique (*cf.* infra).

Les trois prélèvements principaux de la série (dans A1, A2a et A3) ont livré une granulométrie relativement homogène dominée par les sables fins [4] (la taille moyenne Tm = 63 à 141 µm) mal à moyennement triés, une asymétrie positive et une acuité de type leptokurtique (*cf.* annexe VIII.2). Cela dénote des phénomènes d'**accumulation libre** (Tricart, 1965 ; planches VIII.7 à VIII.8) dans des écoulements à compétence assez faible, mais caractérisés par des afflux d'eau soutenus (stock des particules grossières le mieux classé). Le

[3] Ces protubérances possédaient une légère inclinaison vers l'intérieur du massif, mais aucune interprétation sur le sens des paléoécoulements ne peut en être faite.

[4] Les classes granulométriques adoptées sont indiquées en annexe VIII.2.

transport des grains s'est effectué par **suspension graduée et suspension uniforme en mode énergique**, d'après l'image CM (*cf.* Arnaud-Fassetta, 1998 ; planche VIII.10).

La séquence A3 s'achève par une discrimination plus accusée des décharges sédimentaires, avec l'alternance de lamines subhorizontales limono-argileuses et sableuses.

Plus en détail, dans la séquence A2, on remarque la présence :

- de mottes [5] (quelques centimètres de diamètre) limono-argileuses suballochtones, issues d'un dépôt proche partiellement démantelé ;
- de minces lits limono-argileux, qui sont plus sûrement " en place " (échantillons A2b et A2c). Leurs analyses indiquent des diminutions importantes et brèves des circulations, générant l'accumulation en vrac de particules fines, à partir d'une suspension uniforme en mode énergique. Le fort centile de A2c s'explique par la présence de grains agglomérés par un ciment présumé calcitique (*cf.* infra : § " Calcimétrie "), malgré la décarbonatation subie par l'échantillon avant la densimétrie (destruction incomplète du ciment ?).

- *Un hiatus d'érosion entre les séries A et B.*

La série A a été largement déblayée, au cours d'une **importante phase d'érosion**, produite avant la mise en place de la série B. Sa conservation est donc très localisée dans la galerie, et sa présence est soumise à variations dans le réseau karstique (*cf.* infra).

- *Série B.*

La série B est **grossière** (galets dont la dimension peut dépasser les 8 cm), avec une matrice sableuse ocre assez abondante. Elle possède près de 3 m d'épaisseur au minimum (carottage).

Au sein de la série, on ne décèle aucune structure, même si les galets s'agencent en " paquets ", avec des zones plus fournies que d'autres en matériaux caillouteux (exemple : B2b" est à support clastique, ou " *clast-supported* ", au contraire de B2b' à support matriciel, ou " *matrix-supported* " ; *cf.* Vaskou, 1981 ; Rust et Koster, 1984 ; Collinson, 1986 ; Collinson et Thompson, 1989).

La granulométrie de cette série présente une **dérive négative** (*cf.* planche VIII.4), en partie accentuée par le mode de prélèvement, en carottage ou en coupe. Cependant, de réelles différences s'expriment suivant les endroits précis d'échantillonnage, localisés ou non dans les " paquets " de galets. Ainsi, les analyses comparées de B2b' et de B2b" (hors carottage) montrent une nette distinction de l'indice d'asymétrie, respectivement négatif et positif, et des distributions également dissemblables (Tm = 1,17 mm pour B2b' et 4,65 mm pour B2b"). Ces différences révèlent des fluctuations synsédimentaires des flux d'eau :

- pour B2b', on décèle des **accumulations forcées** de matériaux grossiers, déplacés par roulement préférentiel, lors de crues brèves, entrecoupées de sédimentations sableuses libres majoritaires, lors des décrues ;
- pour B2b", le dépôt forcé des galets est plus important et le piégeage intracaillouteux des sables, minoritaire.

Les courbes de type platykurtique (*cf.* annexe VIII.2), traduisent la bimodalité granulométrique, avec un apport sableux notable pour l'ensemble de la séquence B2.

[5] Il s'agit d'un équivalent des " galets mous " (*cf.* Debard, 1994 ; Jaillet, 1999b) ou " galets d'argile " (Miskovsky, 1974), mais peu déplacés et non roulés.

- *Série C.*

Avec la série C, on passe à des textures essentiellement **sableuses**, à dominante ocre (*cf.* planche VIII.3). Cette série, de puissance maximale égale à 1 m, recouvre les dépôts caillouteux de la série B, mais aussi les couches sablo-limoneuses de la série A.

Les caractéristiques structurales de la série permettent de déceler trois phénomènes :

- **une accumulation continue et régulière** (unités subhorizontales) jusqu'à la séquence laminée C3b ;
- **deux importantes périodes de chenalisation successives**, avec emboîtement des formes (séquences C4 et C5 ; photo VIII.8).
  Les deux chenaux (jusqu'à 1 m de profondeur pour C5) prennent des directions différentes d'après l'organisation structurale qu'ils présentent ; dans la partie septentrionale de la coupe longitudinale, l'unité C4 " pénètre " dans la coupe du sud au nord, tandis que la séquence C5 " effleure " uniquement la coupe, telle une rive concave de lobe de méandre (figure VIII.4). Ces chenaux indiquent des phases d'érosion - comblement de faible amplitude latérale par rapport à l'intensité de l'incision ;
- **un soutirage synsédimentaire** (déjà décelé dans la série A), actif au centre de la galerie et préférentiellement dans la moitié nord de la tranchée.
  Il est révélé par divers paramètres :
  - ✓ la différence altitudinale de 1,5 à 2 m entre des dépôts contemporains (C2a' et C2a" d'une part, et C4', C4" et C4"' d'autre part), selon leur localisation dans la coupe longitudinale. Conjointement au soutirage, cette dénivelée peut être imputée en partie à l'érosion sommitale moindre de la séquence C4 située au-dessus du " dôme " de la série A ;
  - ✓ les forts pendages vers le centre de la galerie, telle l'inclinaison de 30 à 55° du contact entre les unités C2a" et C4"' ;
  - ✓ des formes millimétriques d'imbrication, comme par exemple entre les couches A1 et C4". Les digitations du contact sédimentaire résultent probablement de phénomènes de compression différentielle en milieu aqueux, au moment de l'affaissement de la zone septentrionale du remplissage.

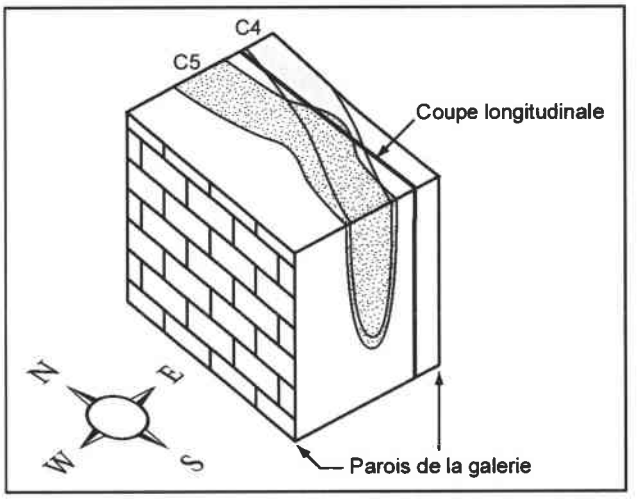


Figure VIII.4 - Représentation 3D schématique des séquences C4 et C5 du remplissage de l'Entrée E de la Grotte Sainte-Reine.

Les sédiments de la série C se sont mis en place par l'intermédiaire de **flux de puissance globalement décroissante** (dérive positive faible ; Tm = 401 µm pour C2a" à 121 et 125 µm pour C3b et C5a"), et régulier (classement moyen dominant ; *cf.* planches VIII.7 et VIII.8). Les distributions des diverses séquences montrent des **accumulations libres**, à une

exception près (lit à graviers C3a). En outre, les asymétries positives indiquent la prédominance d'**afflux d'eau prolongés**, capables d'apporter le stock sédimentaire grossier (sables moyens) le mieux classé. Seule la séquence C5a" se distingue par une courbe granulométrique symétrique, qui indique des afflux plus brefs et des décroissances hydrologiques plus étalées. L'image CM de chaque séquence fournit un mode de **transport en suspension graduée**, avec éventuellement des processus de roulement pour les éléments les plus grossiers (planche VIII.10).

Pour leur part, les indices d'acuité, essentiellement leptokurtiques et parfois mésokurtiques, ne signalent aucun mélange de populations granulométriques très différentes. Cette constatation s'applique également à l'unité C5c, dont la texture observée consiste pourtant en un brassage, lié au soutirage, de sables fins beiges rapportés à C5a et de sables moyens d'origine indéfinie.

Par ailleurs, on note dans les unités C2 et C5, la présence de mottes semblables à celles de la séquence A2, correspondant à des fragments de démantèlement d'un dépôt limono-argileux proche. Les analyses révèlent des différences notables entre les mottes de C2 (C2b' et C2b") et de C5 (C5b). Les premiers sont le fruit d'accumulations en vrac brutales par excès de charge (tri très mauvais, indice d'asymétrie proche de 0, courbes platykurtiques), éventuellement par blocage spéléomorphologique. De véritables galets (siliceux) étaient englobés dans les fines de C2b". Au contraire, l'échantillon C5b est issu d'une accumulation libre de sables fins et limons grossiers transportés en suspension uniforme énergique, avec arrivée secondaire, minoritaire et décroissante de particules plus fines (tri mauvais, asymétrie positive, acuité de type leptokurtique). Ces mottes proviennent de deux stocks originels distincts, par déplacement limité (roulement possible, mais apport gravitaire prépondérant).

Avec les dépôts limono-argileux, encore différents, de la séquence A2, nous avons là des **témoins d'unités sédimentaires totalement disparues**, ou bien de dépôts antérieurs situés plus haut vers l'amont et remaniés [6].

- *Un hiatus d'érosion entre les séries C et D.*

La sédimentation de la série C est interrompue par une **phase d'érosion importante**, qui affecte localement toute la largeur de la galerie. Des mélanges sédimentaires entre l'ancien stock et la nouvelle décharge se produisent localement (séquence D1", par exemple, pour laquelle la transition avec C4" est insensible), tandis qu'ailleurs, les contacts sont plus francs. On constate que la localisation des sédiments mélangés coïncide avec les bords de la zone de soutirage, ce qui laisse à penser que le phénomène d'affaissement avait cours au début de la période d'accumulation de la série D.

- *Série D.*

La série D est la plus **hétérogène** de toutes, avec toutefois un **faciès sablo-limoneux dominant**, dans des teintes générales brun clair ou ocre (*cf.* planche VIII.3). Son épaisseur maximale est légèrement inférieure à 2 m, mais elle est totalement absente de la moitié méridionale de la coupe longitudinale.

La stratification horizontale des premières séquences de la série D, dans la partie centrale de la zone de soutirage, montre que certains endroits du remplissage ont subi une descente en bloc, sans bouleversements (photo VIII.6). D'autres endroits, au contraire, ont connu d'intenses modifications structurales (partie occidentale de la coupe transversale), avec des failles ou des glissements (" *slumps* " des auteurs anglo-saxons ; Potter et Pettijohn, 1963 ; Reineck et Singh, 1973 ; Collinson et Thompson, 1989). La **permanence du soutirage** au cours de la sédimentation de la série D est prouvée, par exemple, par l'agencement des failles bordières de la séquence laminée D4a et par l'inclinaison des lits sableux D4b et D4e.

[6] Cette interprétation est valable également pour expliquer la présence de petits galets très rares, dans les séquences voisines de C5 (*i.e.* C4 et D1) ; proviennent-ils du lit graveleux C3a ?

La série D est marquée par des décharges sédimentaires variables, qui se lisent notamment dans les indices dimensionnels et de classement (planche VIII.4).

Ainsi, l'image CM des diverses unités livre une grande **hétérogénéité des fonctionnements de sédimentation**, allant de la décantation pour D2 (*cf.* Quinif *et al.*, 1979 et Arnaud-Fassetta, 1998) au transport par roulement pour D4d", en passant par les suspensions uniforme et graduée, combinées ou non (planche VIII.10).

Dans le graphique des distributions (planches VIII.7 et VIII.8), la majorité des dépôts résulte de processus d'accumulation libre, mais avec des variations notables de la puissance des flux. Aux extrêmes, les séquences D2 (Tm = 9 µm) et D4d" (Tm = 2,49 mm) révèlent respectivement une accumulation libre proche de la décantation et un dépôt forcé avec piégeage ultérieur important de particules plus fines.

Les indices d'acuité présentent tous les types de courbes. Celles platykurtiques (D4a, D4d' et D4d") s'interprètent de deux façons :

- pour D4a, le mélange de deux populations granulométriques résulte du mode de prélèvement qui n'a pas tenu compte des lamines alternantes de sables et de fines ;
- pour D4d, l'hétérométrie est naturelle, avec la présence de graviers et galets en plus ou moins grande quantité dans la matrice sablo-limoneuse.

Enfin, l'asymétrie est le seul paramètre constant pour tous les échantillons. Sa positivité indique que les **afflux d'eau, plus ou moins forts mais toujours soutenus**, ont fourni un maximum de particules grossières, avant que la réduction des courants ne complète le spectre granulométrique par l'apport de grains de plus en plus fins.

- *Un hiatus d'érosion entre les séries D et E.*

Les sédiments sablo-limoneux résiduels, plaqués contre les parois de la galerie au niveau de la série E, ont été présumés appartenir à l'ensemble D (exemple de D4d"' ; *cf.* planche VIII.5). Ils indiqueraient ainsi que la cavité était presque comblée comme actuellement, au moment de cette période anté-série E. Une **érosion importante** aurait déblayé alors le conduit, avant la mise en place des matériaux grossiers sus-jacents.

- *Série E.*

La série E s'apparente à un dépôt **caillouteux** de 2 à 3 m d'épaisseur, de couleur brune. Malgré son homogénéité globale, on distinguera une partie " interne ", c'est-à-dire dans la galerie proprement dite, d'une partie " externe " davantage dans la carrière. Aucune limite franche ne peut être discernée entre les deux ensembles et seule la présence d'une quantité appréciable de blocs calcaires oolithiques avec les galets siliceux, dans la séquence " externe ", permet d'opérer la partition.

Cette série épaisse, où dominent les galets (photo VIII.5), constitue un vrac sédimentaire à support clastique, qui se distingue nettement de la série B. Elle présente néanmoins des caractères fluviatiles (*cf.* ci-dessous) et ne peut être qualifiée de lave torrentielle (*cf.* Tricart, 1961a ; Foucault et Raoult, 2000), ni même de flot de débris véritable (*cf.* Collinson, 1986 ; Lewin, 1989 ; Maizels, 1989 ; Chamley, 2000).

Bien que faiblement exprimé, un agencement des galets plats existe. L'inclinaison vers l'extérieur de ces matériaux indique un **écoulement vers l'intérieur du massif** (*cf.* Tricart, 1951 ; Doeglas, 1962 ; Gall, 1976 ; Bravard et Petit, 1997 ; Cojan et Renard, 1999). Le **soutirage** a par ailleurs réorganisé certains galets vers la profondeur du remplissage, ce qui démontre la pérennité du phénomène.

Il existe une bonne **homogénéité** sédimentaire de l'ensemble de la série située à l'intérieur de la galerie karstique (échantillon E1b exclu), même si la taille moyenne, qui dépend de la quantité de matériaux prélevés, est relativement variable (Tm = 3,49 à 24,29 mm). Ainsi, on peut définir une **accumulation forcée** des galets (*cf.* planches VIII.7 et VIII.8), déplacés par roulement et peut-être aussi par une faible portance matricielle, au moment des **crues très soutenues** (forte asymétrie positive). Le galet le plus gros du dépôt a été récolté dans la séquence E2 et mesurait 20 cm de grand axe.

Le piégeage intergranulaire des fines est peu abondant, d'après les courbes et indices granulométriques, en raison de la grossièreté accusée des matériaux dominants. Néanmoins, on remarque dans l'image spectrale une fraction fine presque aussi importante que la quantité de sable, ce qui dénote clairement l'enrichissement " tardif " en particules infragraveleuses.

La zone externe de la série E, dont l'échantillon E1b fait partie, présente une matrice bien plus abondante que la zone interne, avec une proportion de fines particulièrement élevée. Ceci se traduit par un classement très mauvais (tri carrément absent si l'on se réfère à l'échelle de Folk et Ward, 1957, cités par Lang, 1968 et Hadjouis, 1987) et une acuité de type platykurtique.

- *Série F.*

La série F est cantonnée au centre du remplissage, telle une gouttière de 60 cm de profondeur inscrite dans la série sous-jacente. Les sédiments **limono-argileux** prismatiques et brun foncé y dominent, même si une séquence sableuse existe également. Très localement, on note la présence de concrétions qui moulent les prismes superficiels et forment un squelette calcitique. Mais plus généralement, la série est recouverte par une mince couche limoneuse terreuse.

Le chenal comblé par la série F, résulte d'une phase d'érosion mineure, à laquelle s'est surimposé un affaissement du remplissage au centre de la galerie. La déformation de la séquence F2 montre que le **soutirage** s'est poursuivi pendant la sédimentation de l'unité F3.

Au fond du chenal se sont mis en place des limons grossiers et sables fins mal triés (F1 ; Tm = 31 µm), révélateurs d'une **accumulation libre** de particules en **suspension uniforme énergique** (*cf.* planche VIII.10). La fluctuation des circulations, caractérisée par des afflux d'eau de faible ampleur, explique la symétrie granulométrique et le mélange de sédiments mis en évidence par l'acuité de type platykurtique.

Ensuite, des sables moyens (Tm = 200 µm) se sont déposés par **accumulation libre, à partir d'une suspension graduée**. Leur classement moyen et leur asymétrie positive expriment un apport de grains par des afflux d'eau soutenus et un complément disparate minoritaire de fines.

Le comblement de la galerie s'achève par la **décantation** de limons et d'argiles (Tm = 4 µm), qui, au total, forment un sédiment très mal trié, dans lequel ne domine aucune fraction en particulier. Compte tenu des limites spatiales de la séquence F3, on peut penser que la sédimentation s'est effectuée dans une sorte de mare allongée au centre du conduit karstique (phase d'assèchement), et non de façon totalement noyée.

- *Vitesses des paléoécoulements.*

Pour compléter l'étude granulométrique, on peut donner des ordres de grandeur des vitesses de circulation à l'origine des dépôts de la galerie, en se basant sur le diagramme de Hjulström (1939, cité par Vatan, 1967 et Campy et Macaire, 1989), modifié et complété par H. Chamley (2000 ; *cf* annexe VIII.5). A la limite transport - sédimentation, les **vitesses**

locales, relatives à la compétence (centile pris en compte) **et à la puissance moyenne** (taille moyenne considérée) des courants, sont respectivement les suivantes :
- série A = 25 cm/s et 15 à 20 cm/s ;
- série B = 100 à 200 cm/s et 30 à 70 cm/s ;
- série C = 30 à 100 cm/s et 20 à 25 cm/s ;
- série D = 15 à 60 cm/s et 10 à 25 cm/s (exceptionnellement 200 et 50 cm/s pour D4d") ;
- série E = 200 cm/s et 50 à 120 cm/s ;
- série F = 15 à 30 cm/s et 8 à 20 cm/s.

Ces chiffres peuvent être comparés aux vitesses obtenues à partir des mesures des coups de gouge (6 à 9 cm/s ; *cf.* tableau VII.3). Même si ce sont des galeries distinctes qui ont été considérée, on peut établir que les microformes résultent de circulations identiques à celles nécessaires à l'accumulation de fines (du type des séquences D2 et F3), c'est-à-dire dans des conditions de décantation. Bien que dénié pour la séquence F3, le fonctionnement en régime noyé au moment de la genèse des micromorphologies, n'est pas remis en cause par cette conclusion.

Au total, la complexité du remplissage de l'Entrée E tient à trois paramètres :
- **des accumulations variées**, qui ont enregistré des modifications hydrodynamiques nombreuses. Les changements correspondent à l'intensité des flux d'eau et des volumes solides transportés, à la proximité des zones d'introduction des matériaux depuis la surface et à la redistribution souterraine discriminée des sédiments ;
- **des phases d'érosion** tributaires du milieu spatialement restreint. Les déplacements latéraux n'étant guère permis, des unités sédimentaires subsistent de façon résiduelle, alors que d'autres ont dû disparaître au cours du remblaiement de la cavité ;
- **un soutirage sous-jacent au remplissage**, presque continuel, pendant le comblement de la galerie. En fait de continuité, il est plus vraisemblable qu'il s'agissait d'à-coups, comme le suggèrent les failles particulièrement visibles dans les séries A et D. Le début du fonctionnement de l'affaissement généralisé est difficile à cerner, mais on peut supposer qu'il se situe à la fin de la mise en place de la série C au minimum. Il s'est ensuite poursuivi jusqu'à la fin du remblaiement hypogé, avec l'accumulation de la séquence F3.

♦ Analyses calcimétriques et minéralogiques.

• *Calcimétrie.*

Globalement, les résultats des analyses calcimétriques du remplissage de l'Entrée E (planches VIII.4 et VIII.6) montrent **une extrême pauvreté des unités sédimentaires en carbonates** (exception de la séquence E1b ; *cf.* infra).

Dans les séries A à D et F, le taux de carbonates oscille le plus souvent entre 0 et quelques dixièmes de pour-cent, et dépasse rarement 1 % (lits limoneux A2b et A2c, et séquence F1). Les valeurs les plus élevées se rencontrent dans les séquences limono-argileuses ou sablo-limoneuses. Elles peuvent être mises en relation avec :
- la présence d'**agglomérats de grains siliceux à ciment calcitique**, formant des granules anguleux et durs. Ces derniers témoignent de processus de dissolution et de précipitation de faible importance, au cours du comblement de la galerie. La corrosion peut s'être exercée sur les parois du conduit karstique ou sur des blocs calcaires. La recristallisation a, quant à elle, affecté essentiellement des sédiments fins pour des raisons hydrodynamiques évidentes : les carbonates dissous ont dû être exportés plus à l'aval dans le réseau, lorsque les écoulements étaient plus puissants ;
- ou l'insinuation de calcite dans les plans de dessiccation des unités à microstructure prismatique (exemple de la séquence F1).

Dans la série E, le pourcentage de carbonates décroît de l'extérieur vers l'intérieur du massif. Elevé dans la matrice de l'unité E1b (~27 %, expliqués par la présence des nombreux matériaux calcaires), il tombe à 0,3 et 1,6 % dans E1a" et E2", qui contiennent encore des petits fragments de calcaire, puis 0 % dans E2'. Les blocs calcaires n'ont pu être déplacés bien loin par les écoulements, ce qu'indique leur disparition rapide vers le nord. Ces caractéristiques pétrographiques et calcimétriques amènent l'**hypothèse de l'existence de " puits-cheminées " à proximité immédiate de l'entrée actuelle de la galerie**, recoupée par la carrière (dont la limite d'exploitation et de remblai reste à préciser dans le remplissage).

- *Minéralogie.*

La fraction sableuse des sédiments du remplissage de l'Entrée E est constituée très majoritairement par les minéraux les plus communs des roches cristallines du socle vosgien (planche VIII.20) : quartz en tête, suivis des feldspaths, puis des micas, auxquels on adjoint également les grains polyminéraux. Parmi les minéraux plus rares, ont été distingués les grains ferro-manganiques et les agglomérats quartzeux.

Globalement, les échantillons analysés présentent des spectres assez semblables, caractérisés par une **prédominance des quartz et secondairement des feldspaths**. Ces deux minéraux composent fréquemment plus de 80 % des sables étudiés. Parmi les autres grains, seuls les polyminéraux et les micas ne sont jamais absents.

Les trois séquences A1, A2a et D4c diffèrent plus ou moins de cette image minéralogique :

- A1 comporte plus de quartz et moins de feldspaths, mais au total, ces deux minéraux dépassent la proportion de 80 % ;
- D4c possède seulement 56 % de quartz et feldspaths, alors que les polyminéraux, les micas et les agglomérats quartzeux sont bien représentés ;
- A2a est franchement dissemblable des spectres des autres unités sédimentaires, avec moins de 25 % de quartz et feldspaths, pour 42 % de micas, 22 % d'agglomérats quartzeux et 10 % de polyminéraux notamment.

Ces modifications ne sont pas liées aux caractères granulométriques. On observe des séquences dont la granulométrie totale est similaire, avec des spectres minéralogiques très différents (exemple : A2a et C5a") ; et inversement, certaines unités incomparables granulométriquement possèdent une minéralogie analogue (exemple : D4a et E1a').

Par ailleurs, on remarque deux données logiques :

- les micas, morphologiquement favorables au flottement, se trouvent très nombreux dans les deux échantillons analysés, dont la turbulence hydrodynamique a été caractérisée comme minimale (A2a et D4c ; *cf.* planche VIII.10 ; Tricart, 1961a) ;
- les agglomérats quartzeux se localisent préférentiellement dans les sédiments sablo-limoneux ou de sable fin, pour les mêmes raisons que celles évoquées dans le cas des granules à ciment calcitique.

Des interprétations hypothétiques, d'ordre géomorphologique et climatique, peuvent être également avancées.

La décroissance faible de la proportion des grains de quartz, de la série A à la série D, peut trouver son explication dans une modification des zones d'alimentation minéralogique au cours du temps. En effet, contrairement aux quartz, les feldspaths, les micas et les grains polyminéraux, ne peuvent provenir que du socle cristallin (et non de la couverture triasique gréseuse). La diminution du taux des quartz, de la base vers le sommet du remplissage, peut donc s'expliquer par des **apports croissants issus du massif vosgien** (arènes granitiques notamment), **aux dépens des roches sédimentaires du Trias.**

De même, la sensibilité des plagioclases (feldspaths calco-sodiques) à l'altération (Campy et Macaire, 1989) peut faire baisser leur proportion relative dans les spectres. Dans cette hypothèse, soit le stock de départ des matériaux contenait des minéraux feldspathiques altérés, soit la décomposition s'est opérée après leur mise

en place dans la galerie karstique. Dans les deux cas, seule la série A est concernée par cette explication climatique, puisque dans le reste du comblement, le taux des feldspaths ne décline pas vraiment.

Pour compléter l'étude minéralogique globale, on mentionnera la présence fréquente de liserés noirs, à la base de séquence sableuse notamment (dans les séries A et C surtout), et de patines noires sur de nombreux galets de la série E. Ces dépôts d'oxydes ferro-manganiques (*cf.* Derwahl, 2000) témoignent respectivement de **battements de nappe d'eau** au sein des sédiments (LIGUS, 1958 ; Kervazo et Laville, 1988 ; Audra, 1991 ; Audra et Delannoy, 1991) et d'**eaux stagnantes** (Genty *et al.*, 1997a).

Les analyses de minéraux lourds de quelques échantillons du remplissage de l'Entrée E, livrent des spectres très semblables (planche VIII.24). Les **variations minimes** de la minéralogie ne sont pas liées aux séries sédimentologiques, mais davantage à la granularité des unités considérées. Elles consistent en une diminution de la proportion des **amphiboles, toujours nettement majoritaires**, au profit des **zircons** et des **grenats**, dans les sédiments mis en place par des écoulements à compétence forte (B2b" et E1a', ainsi que D4d'", corrélé à D4d de façon hypothétique) ou très faible (F3). Un rôle hydrodynamique, en fonction de la densité des minéraux, est envisageable (zircon et grenat sont très denses ; Roubault et coll., 1972), mais il est impossible de tirer davantage de conclusions sur des variations spectrales aussi faibles.

Les caractéristiques générales des minéraux lourds seront exploitées plus loin (§ VIII.3.2.2.), lors des comparaisons avec les formations alluviales épigées.

Conclusion sur la coupe de l'Entrée E.

L'étude du remplissage de l'Entrée E permet d'établir des **phases de sédimentation** marquées par :

- des courants modérés à faibles (série A) ;
- puis des circulations dont la compétence fut globalement décroissante (séries B à D) ;
- une reprise d'écoulements forts et chargés en matériaux allochtones (série E) ;
- et enfin une période de diminution des flux jusqu'à l'assèchement (série F).

De **nombreuses phases d'érosion**, de plus ou moins grande ampleur, ont entrecoupé ces périodes d'accumulation ; elles traduisent des diminutions temporaires de la charge solide transportée, par rapport à la force des écoulements. Ainsi, l'érosion est-elle responsable de remaniements longitudinaux (probablement plus nombreux encore que dans les dépôts de fond de vallée, déjà très sujets à ces processus ; *cf.* Reading, 1986) et de lacunes sédimentaires, qui s'expliquent aisément par le confinement du milieu de sédimentation.

On note que les circulations libres ont été omniprésentes au cours du comblement de la galerie et que **les dépôts corrélatifs d'un régime noyé sont quasiment absents du remplissage** (peut-être la séquence D2 est-elle dans ce cas). Aucune trace de fonctionnement paragénétique *s.s.* de la galerie n'est donc décelable dans le remblaiement, et il est certain que le remplissage conservé jusqu'à nos jours s'est mis en place dans **un conduit karstique préalablement créé, à peine retouché par la corrosion et l'abrasion mécanique**.

Par ailleurs, un **soutirage synsédimentaire** a grandement bouleversé les structures des dépôts. Il révèle une **karstification active sous la galerie**, liée à l'imprégnation de la masse du remplissage tout au long du fonctionnement de la paléorivière souterraine. Comme on le verra plus loin, ce fait ne constitue pas un événement isolé et reproduit à grande échelle la karstification sous-alluviale de fond de vallée.

VIII.2.2. La coupe de la Salle des Draperies (SR-Dra).

La Salle des Draperies est située à 25 m au NNE de l'Entrée I, dans la Grotte Sainte-Reine (*cf.* planches VII.3 (b) et VIII.2), entre 215 et 225 m d'altitude. Des travaux de fouilles entamés il y a quelques années à cet endroit (Losson, 1996), ont été poursuivis dans une des excavations existantes. Le sondage consiste en une fosse en forme d'entonnoir rectangulaire, de 2 m de long sur 1 m de large au sommet du remplissage, et de 5,9 m de profondeur au maximum (photo VIII.4). Un carottage complémentaire de 90 cm a été effectué au fond de la fosse. La coupe localisée du côté sud a été relevée en détail et a fait l'objet d'analyses sédimentologiques (planches VIII.11 et VIII.12).

♦ Contexte géologique et morphologique.

La Salle des Draperies consiste en une galerie large de 2 m et haute de 3 à 4 m en moyenne, sur environ 25 m de long (*cf.* planche VII.10 et photo VII.2). Son accès s'opère par des boyaux de petit diamètre au nord et au sud, ce qui explique le qualificatif de " salle ".

Mais comme à l'Entrée E, un important remplissage occupe le conduit karstique. L'excavation réalisée dans le comblement indique une **hauteur dépassant les 10 m**, pour une largeur décroissante de 2 à 0,4 m du sommet vers la base de la galerie.

Au fond de la fosse, une lame de calcaire, présumée en place, divise le conduit en deux parties étroites, ce qui gênait la poursuite du creusement. Le carottage complémentaire n'a pas atteint le bed-rock, mais a été bloqué par la paroi qui se rapproche du centre de la galerie.

D'un point de vue géologique, la Salle des Draperies se développe essentiellement dans les Calcaires à polypiers supérieurs, avec toutefois plusieurs coupoles à plafond plat qui sont inscrites dans le Marnes de Longwy (*cf.* planche VII.10 ou VII.16 (b)). Le percement de la strate marneuse des Marnes de Longwy est à l'origine des suintements particulièrement actifs dans cette partie du réseau Sainte-Reine. Le **concrétionnement** est parmi le plus important qui existe dans les grottes du plateau de Haye.

Hormis les coupoles de voûte et quelques anastomoses de joint de stratification, témoignant d'une spéléogenèse en régime noyé et épinoyé, aucune micromorphologie caractéristique n'est visible sur les parois de la " salle ". Ceci tient en partie au concrétionnement pariétal et au massif corallien de la moitié méridionale du conduit (*cf.* planche VII.16 (b)). Dans l'excavation, les parois plutôt lisses correspondent aux calcaires à entroques, qui portent une fine pellicule d'altération au contact du remplissage (environ 1 mm d'épaisseur). On remarque toutefois vers 217-218 m d'altitude, sur la paroi orientale, de belles cannelures en léger surplomb (*cf.* planche VIII.11).

♦ Structures et faciès sédimentaires ; interprétation des analyses granulométriques.

La coupe de la Salle des Draperies permet de retrouver **quatre des séries définies précédemment (A à D)**, comme le montrent les principales modifications texturales (*cf.* planche VIII.11). Mais elle met en évidence **des faciès sédimentaires originaux, des structures peu marquées et peu perturbées, et des phases d'érosion rares ou illisibles**, par rapport aux autres remplissages étudiés dans la Grotte Sainte-Reine. Les analyses détaillées retranscrites sur les **planches VIII.7 à VIII.10 et VIII.12** permettront de préciser les processus hydrodynamiques hérités.

On ajoutera que ce remblaiement de matériaux meubles est recouvert par un ensemble stalagmitique, au sud immédiat de la fosse. Un des spéléothèmes proche de l'excavation a été prélevé pour datation par la méthode U/Th (*cf.* chapitre IX).

- *Série A.*

La série A se situe au fond du carottage. Elle est constituée d'un mélange **sablo-limoneux** à dominante brun clair, dans une unique séquence reconnue sur environ 25 cm en carottage.

Cette séquence présente une granulométrie hétérogène. Elle est caractérisée par une taille moyenne faible (Tm = 64 µm) et un classement très mauvais. On en déduit une **accumulation en vrac par excès de charge**, dans un **courant peu puissant et irrégulier** (planches VIII.7 et VIII.8). La valeur médiane de l'image CM permet de préciser le transport des particules par **suspension uniforme en mode énergique** (planche VIII.10).

Les paramètres d'asymétrie (négative) et d'acuité (courbe mésokurtique) confirment l'irrégularité des écoulements et indiquent une certaine continuité des décharges à l'origine de l'hétérométrie granulométrique ; les afflux d'eau sont brefs, mais rapprochés dans le temps, et les diminutions de courant sont peu marquées.

- *Série B.*

La série B, **sablo-graveleuse ou caillouteuse**, a été rencontrée dans le carottage et à l'extrême base de la fosse. Au total, la puissance de cette série de teinte ocre, atteint 85 cm.

Elle est caractérisée par une **dérive granulométrique négative** (Tm = 295 µm pour B1 à 1,61 mm pour B3b), sûrement légèrement influencée par le passage du prélèvement par carottage, au prélèvement en coupe dans la partie supérieure de la série (distinction artificielle probable des unités B3a et B3b). Ceci traduit une **augmentation de la puissance des écoulements**, sans que le mode de sédimentation ne varie pour autant : **dépôts forcés de crues brèves, suivis par des accumulations libres de décrues** (*cf.* planches VIII.7 et VIII.8). Les **transports par roulement** ont toujours été prédominants par rapport aux suspensions graduées en mode énergique (*cf.* planche VIII.10).

L'indice d'asymétrie d'abord nul (B1) puis négatif (B2 et B3) révèle un changement hydrodynamique, avec des **réductions de circulations** d'abord brutales et accusées, puis moins marquées (pérennité des écoulements de force moyenne). L'acuité de type platykurtique de la séquence B3b témoigne du fort enrichissement matriciel sableux, au sein de la fraction caillouteuse. On peut exclure des remaniements syn- ou postsédimentaires, notamment au vu de l'asymétrie négative.

- *Série C.*

La série C est constituée de séquences **sableuses** ocres **ou sablo-limoneuses** gris-beige, visibles des deux côtés de la lame rocheuse présente au fond de l'excavation. L'épaisseur minimale des matériaux sédimentés est de 1,35 m.

Une phase d'érosion se situe au sein de cette série, entre les séquences C2 et C3. Son amplitude verticale ne peut être précisée, en raison de l'arrêt du sondage à l'est de la lame rocheuse (*cf.* planche VIII.12).

Au même endroit, on note que les sédiments fins D1 sus-jacents à la séquence C3, se sont insinués entre celle-ci et la paroi, probablement au cours de la sédimentation, peut-être par corrosion latérale (*cf.* photo IX.9).

Avec la série C se produit un **arrêt brutal des décharges grossières** et au contraire, une sédimentation de sables de plus en plus fins (dérive positive globale, interrompue par une phase érosive ; Tm = 332 µm pour C1 à 42 µm pour C3).

Pour les sables ocre foncé de la séquence C1, les caractéristiques granulométriques (distribution, image CM) indiquent une **accumulation libre** de particules déplacées en **suspension graduée énergique**, ou par roulement pour les grains les plus gros. Les afflux d'eau étaient suffisamment soutenus et réguliers pour apporter la fraction grossière la mieux classée, avant que n'arrivent des éléments de plus en plus fins lors des décroissances hydrologiques.

La séquence C3 (sables limoneux gris-beige) résulte d'une sédimentation libre également, mais dans des **écoulements beaucoup plus faibles**, où dominait une suspension uniforme en mode calme. La symétrie et le tri moyen de la distribution granulométrique plaident en faveur de **courants assez réguliers**, ce qui se retrouve dans l'acuité de type mésokurtique.

Les matériaux de C1 et de C3, nettement différenciés par leur couleur et leur granulométrie, sont mélangés dans la séquence C2. Ce mélange se traduit par un classement très mauvais et par une acuité de type platykurtique. Il y a clairement eu remaniement synsédimentaire, juste avant que ne se mette en place la séquence C3. La morphologie locale du conduit karstique explique cela : la présence de la lame rocheuse devait provoquer des remous dans le courant et une sédimentation en vrac dans la zone d'abri relatif.

- *Série D.*

La série D atteint 4,75 m de puissance. Les sédiments **limono-argileux** y dominent largement, dans des tons bruns prépondérants. Deux séquences (D2 et D5) sont caractérisées par la présence plus ou moins nombreuse de blocs calcaires (à pseudo-oolithes ou biodétritiques), de toutes dimensions. Un très gros bloc (plus de 50 cm de large), agencé horizontalement et issu des Calcaires à polypiers supérieurs, se situe également au sommet de l'unité D3, du côté nord de la fosse.

Une structure d'érosion mineure concerne les bords de l'unité D9 ; elle donne une forme en bosse, au centre de la galerie, à toutes les séquences supérieures. Ce type de morphologie de sommet de remplissage, fréquent dans le réseau, a été discuté dans le chapitre VII.

Par ailleurs, des fines strates noirâtres suivies sur les quatre côtés de la fosse, mettent en évidence l'existence de **pendages variables dans le comblement** (figure VIII.5).

Un pendage principal, d'environ 12°, est dirigé de façon longitudinale vers le nord, c'est-à-dire vers le " siphon " (boyau d'entrée septentrionale de la Salle des Draperies) situé à 4 m de l'excavation. Des ondulations transversales secondaires sont également décelées, avec des inclinaisons parfois opposées.

A l'échelle des séquences, on ne remarque aucune stratification basée sur des changements texturaux (au contraire des variations colorimétriques, qui sont moins significatives, puisqu'éventuellement postsédimentaires). Une exception concerne l'unité D3 où des **rythmites** brun-rosé et beiges sont visibles ; une vingtaine de doublets " argilo-limoneux " y a été dénombrée (planche VIII.11). Sinon, les microstructures varient dans les différentes séquences de la série D, entre des aspects prismatiques (D1, D5, D7 et D9 par exemple) et grumeleux (D2, D8 et D11 par exemple).

Enfin, on peut signaler dans la moitié supérieure de la série D (séquences D6 et D7), la présence d'un terrier assez volumineux (diamètre d'une trentaine de centimètres), qui traverse de part en part la fosse.

A la décroissance granulométrique de la base de la série D, fait suite une **meilleure uniformité de la sédimentation** dans la galerie, avant que des petites variations n'interviennent à nouveau, pour terminer par un remblaiement à dérive négative.

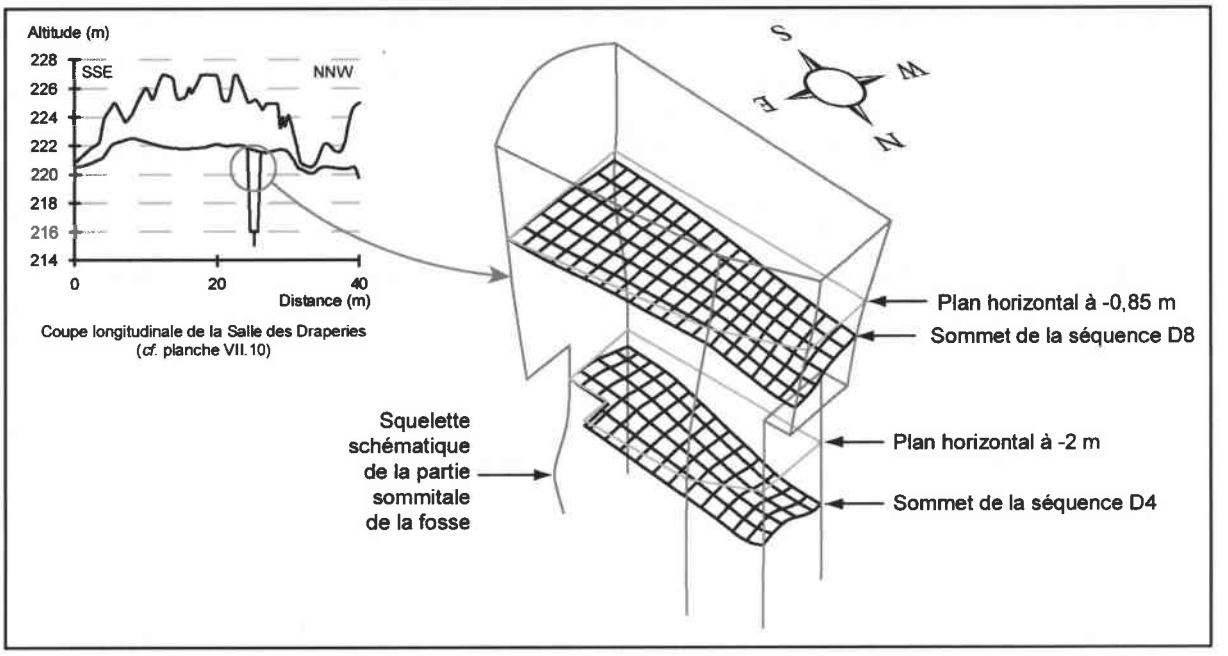


Figure VIII.5 - Structures sédimentaires dans la fosse de la Salle des Draperies de la Grotte Sainte-Reine, au sommet des séquences D4 et D8.

La moitié inférieure de la série est constituée de quatre séquences (D1 à D4) qui possèdent des caractéristiques granulométriques assez proches (Tm varie de 4 à 13 µm ; leur distinction repose sur la couleur et l'aspect microstructural). Tout au plus constate-t-on un affinement et/ou une amélioration du tri des particules accumulées, de bas en haut de chacune des séquences D1 à D3 [7]. D'un point de vue hydrodynamique, ces modifications granulométriques ne se traduisent pas par d'importants changements de processus de sédimentation. Ainsi, dans le graphique des distributions (planches VIII.7 et VIII.8), les échantillons considérés (D4 compris) se trouvent dans, ou à proximité, du domaine de **transition entre la décantation et les accumulations libre et en vrac**. L'image CM livre la même impression, avec un regroupement des échantillons dans la zone de décantation, à l'exception de D1a qui révèle une suspension uniforme en mode énergique (*cf.* planche VIII.10).

Les indices d'asymétrie et d'acuité apportent les informations complémentaires suivantes (*cf.* annexe VIII.2) :

- les périodes caractérisées par les flux liquides les plus importants ont souvent été courtes (SK négatif) ou peu marquées (SK proche de 0). La diminution des écoulements était plus variable en rapidité et en intensité ;
- pour deux séquences (D2 et D4), des petits remaniements sont perceptibles par les courbes platykurtiques. Pour D2, la perturbation provient peut-être des matériaux issus de l'encaissant, et des résidus insolubles en particulier. Les très minces lamines de D4 ont, quant à elles, été légèrement enrichies en fines, issues de la séquence D5. Ce processus, qui rappelle un lessivage vertical, pourrait également expliquer les infiltrations noirâtres visibles au contact entre D4 et D3.

Au total, on retient que sur plus de 2,5 m d'épaisseur s'est produite une sédimentation de particules fines, dans une galerie parcourue par des **courants très faibles**. Les remaniements internes verticaux plaident en faveur d'une **édification lente de ce remblaiement**.

[7] Dans l'unité D3, les prélèvements ont été réalisés sans tenir compte des rythmites. Aussi, les sédiments sont sans doute mieux classés que ce que nous indiquent les analyses. Mais, si la création des lamines s'est réalisée au sein du dépôt, par ségrégation des particules après la sédimentation (Berthault, 1986), et non par superpositions successives (*cf.* Collinson et Thompson, 1989 par exemple), le mode d'échantillonnage s'avère moins dénaturant pour la connaissance granulométrique des décharges sédimentaires et des paramètres hydrodynamiques.

Les matériaux de la moitié supérieure de la série D deviennent **un peu plus grossiers** (Tm = 8 à 37 µm), avec des variations plus fréquentes qui se traduisent par des séquences moins épaisses.

Le fonctionnement sédimentaire oscille entre le **dépôt en vrac par excès de charge** (D6b, D7, D8a, D8b, D9 et D11) et l'**accumulation libre** (D5, D6a, D10 et D12). On est souvent à la limite des deux processus, et parfois proche de phénomènes de décantation (D6b, D8b et D9). Les dépôts en vrac résultent probablement d'**entraves spéléomorphologiques** (rôle du diamètre restreint des conduits d'accès à la Salle des Draperies). Il y a tout lieu de penser que des siphons noyés influençaient la sédimentation dans la galerie plus spacieuse.

L'image CM indique que les séquences de la moitié supérieure de la série ont connu des apports sédimentaires par **suspension uniforme calme** (D5 et D7) **ou énergique** (D6a, D6b, D8a, D10 et D12), ou encore par décantation (D9). Les échantillons D8b et D11 résultent sûrement aussi de suspensions uniformes, mais possèdent des centiles extrêmement élevés (respectivement 3,2 et 2,2 mm) révélateurs de périodes exceptionnelles de plus forte compétence hydrologique.

L'indice d'asymétrie de ces deux dernières unités (symétrie pour D11 et asymétrie légèrement positive pour D8b) s'en ressent, avec des phénomènes de réduction brutale des écoulements, qui provoquent la sédimentation de toutes les particules transportées. La symétrie granulométrique de D5 est davantage liée à une régularité des flux liquides. Tous les autres échantillons présentent des asymétries positives, qui indiquent que les courants les plus compétents étaient relativement soutenus, et les décroissances de puissance ultérieures responsables de l'arrivée de sédiments de plus en plus fins.

Enfin, les acuités de type mésokurtique, ou proche, ne font ressortir aucun remaniement synsédimentaire. Elles rendent compte de l'hétérogénéité granulométrique qui caractérise la plupart des séquences.

La comblement meuble terminal de la Salle des Draperies est donc globalement plus diversifié qu'à la base de la série D, et **la sédimentation fine, encore majoritaire, est davantage liée au contexte spéléomorphologique qu'auparavant** (réduction de la dimension des accès du fait du remplissage).

- *Vitesses des paléoécoulements.*

Comme à l'Entrée E, on peut évaluer les vitesses relatives à la compétence et à la puissance moyenne des paléoécoulements, au moment de la sédimentation, pour chaque série sédimentaire :

- série A = 80 cm/s et 15 cm/s ;
- série B = 100 à 150 cm/s et 25 à 50 cm/s ;
- série C = 20 à 50 cm/s et 15 à 25 cm/s ;
- série D = 15 à 50 cm/s et 8 à 15 cm/s.

Les valeurs sont plus faibles qu'à l'Entrée E et aussi moins contrastées. Elles sont toutefois globalement plus fortes que pour les coups de gouge, que nous associons aux conditions de décantation.

Le remplissage détritique de la Salle des Draperies est donc constitué de deux ensembles sédimentaires bien distincts :

- **les trois séries basales sont assez diversifiées en termes de faciès et de conditions hydrodynamiques inhérentes**, même si les périodes d'érosion apparaissent minimes et l'accumulation relativement continue ;
- **la série D, très épaisse, correspond à une longue phase de sédimentation calme, liée à des circulations lentes**, pour lesquelles intervient de façon marquée le confinement du milieu vis-à-vis des zones d'alimentation des flux d'eau et de la charge solide.

♦ Analyses calcimétriques et minéralogiques.

• *Calcimétrie.*

Du point de vue calcimétrique, le remplissage de la Salle des Draperies (planche VIII.12) est **plus diversifié que le comblement de l'Entrée E.**

Le taux de carbonates légèrement supérieur à 1 % dans la série A n'a pas forcément une signification (frottement du carottier contre la paroi).

Dans la série B, les carbonates varient entre quelques dizièmes de pour-cent (dans B1 et B3) et presque 7 % (dans B2) de la masse sédimentaire. Les pourcentages négligeables de B1 et B3 s'expliquent par de très rares particules calcaires. Ces dernières sont en revanche nettement plus nombreuses dans B2, sous la forme de grains de calcite et peut-être d'oolithes.

La série C est quant à elle quasiment dépourvue de carbonates (moins de 0,1 % dans C2 seulement).

Dans la série D, **les carbonates sont abondants dans les deux séquences qui contiennent des blocs calcaires** : environ 45 % dans D2 et 15 % dans D5. Avec plus de 10 %, la calcimétrie de D4 est également remarquable ; conformément à l'interprétation granulométrique, une accumulation des particules carbonatées a pu se produire, lors du remaniement de l'unité sus-jacente D5. Pour les trois séquences, de nombreux grains de calcite, jusqu'à 1 mm de grosseur, sont visibles au microscope binoculaire, en plus des oolithes dans le cas de D2 et d'éléments bioclastiques issus des Calcaires à polypiers à la base de D5 (*cf.* Losson, 1996).

Dans les autres unités sédimentaires de la série D, le taux de carbonates varie entre 0,17 % (dans D1a) et 1,92 % (dans D11). Ces faibles pourcentages sont dus à des petites particules de calcite, de la dimension des limons, présentes dans la masse quartzeuse majoritaire, et/ou au ciment calcitique d'agglomérats de grains siliceux, tels qu'observés à l'Entrée E.

Ces résultats calcimétriques toujours différents de 0, indiquent qu'au cours de la sédimentation dans les courants calmes, une **corrosion des parois** s'est exercée. La dissolution était suffisamment forte pour déchausser les particules de calcite, mais pas assez pour les faire disparaître ensuite. **Les flux liquides devaient donc être faiblement agressifs.**

• *Minéralogie.*

Compte tenu de la granulométrie fine dominante dans la série D, seules les séries A à C ont fait l'objet d'une étude minéralogique globale. L'homogénéité générale constatée a l'Entrée E se retrouve ici, en plus affirmée encore (planche VIII.20). Quartz et feldspaths sont nettement majoritaires dans les sables, un peu moins dans les sédiments sablo-limoneux, où la proportion des grains polyminéraux (dans A1) ou des micas (dans C3) augmente quelque peu. Aucune nouveauté ne se dégage donc par rapport aux interprétations fournies pour le remplissage de l'Entrée E.

Dans la série D, les séquences noirâtres et rougeâtres (D4, D6 et D8 notamment) concentrent des amas d'oxydes ferro-manganiques, révélateurs de **battements de nappe d'eau** (*cf.* supra). Conjointement, des petites particules noires de **matière organique** s'observent dans tous les sédiments limono-argileux. Les enduits noirs de certains blocs ou parois calcaires en sont formés (effervescence importante dans l'eau oxygénée).

Les quatre analyses de minéraux lourds réalisées par M. Beiner sur les séquences C1, C3, D5 et D12 (planche VIII.24) donnent des résultats très semblables : **majorité d'amphiboles, suivie des grenats ou des zircons**, et avec un taux d'oxydes de titane appréciable (au moins 10 %, sauf dans D12). Ces spectres se distinguent sensiblement de ceux de l'Entrée E, mais on remarque que les meilleures similitudes concernent les échantillons où dominent les fines (F3 de l'Entrée E et C3 et D5 de la Salle des Draperies). Une concordance d'ordre granulométrique existe donc dans certains cas, ce qui confirme l'impression évoquée précédemment.

Conclusion sur la coupe de la Salle des Draperies.

Les variations texturales du remplissage de la Salle des Draperies sont liées à des **modifications hydrodynamiques, qui dépendent de deux facteurs interférents** :

- les **changements hydrologiques externes** (sous influence climatique). Ils s'expriment essentiellement dans le tiers inférieur du comblement, qui possède logiquement les meilleures similitudes avec le remblaiement de l'Entrée E : flux liquides assez limités (série A), suivis d'une période d'écoulements nettement plus compétents, puis d'une décroissance générale de la puissance (séries B à D basale) ;
- le **contexte spéléomorphologique** de la galerie. Il joue sur les dimensions des matériaux (moins importantes qu'à l'Entrée E) et surtout sur le trait remarquable du comblement : l'important dépôt de sédiments fins de la série D, sur près de 5 m d'épaisseur, révélateur de circulations lentes sur une longue période. L'accumulation des particules fines s'est produite à partir du moment où le remplissage rétrécissait fortement les galeries d'accès à la " salle " (*cf.* Ek *et al.*, 1981 ; Maire et Quinif, 1991).

Une originalité provient de la présence de blocs calcaires dans les séquences D2 (nombreux calcaires à pseudo-oolithes) à D5 (quelques matériaux, très volumineux dans D3, issus des Calcaires à polypiers supérieurs). Leur transport ne peut être envisagé sur de grandes distances, aussi doit-on admettre qu'ils proviennent de l'encaissant voisin : **chutes du plafond** (où affleurent les Marnes de Longwy) **et/ou basculement d'écailles pariétales**.

Les phases d'érosion repérées sont rares, mais cela ne signifie pas pour autant que la sédimentation a été continue (exemple des rythmites de la séquence D3 ; *cf.* Lignier et Desmet, 2002). Du reste, des battements de nappe ont été constatés dans le remplissage limono-argileux. Par conséquent, le fonctionnement hydrogéologique de la galerie est dominé par des **circulations libres**. Comme à l'Entrée E, aucune période de régime noyé et d'évolution paragénétique n'a pu être décelée.

Si la corrélation de la série A de la Salle des Draperies avec celle de l'Entrée E reste hypothétique, les séries B et C semblent correspondre de façon correcte, pour trois raisons :

- succession de dépôts sablo-caillouteux et sableux ;
- arrêt assez brutal des décharges de galets au passage des séries B à C, accompagné par des similitudes texturales entre la matrice du sommet de la série B et le sable " pur " de la base de la série C, aux deux endroits ;
- phase d'érosion suivie d'une accumulation de sables fins et/ou de limons grossiers vers le sommet de la série C.

La sédimentation de limons et argiles, avec une fraction sableuse négligeable, au début de la série D, se retrouve également dans les deux remplissages (D2 pour l'Entrée E et D1b pour la Salle des Draperies). Mais ensuite, compte tenu des paramètres spéléomorphologiques (passages bas et/ou conduits étroits, localisation par rapport aux " puits-cheminées "), la granularité diverge totalement, avec une **absence notable de l'imposant dépôt grossier de la série E dans la Salle des Draperies**. Dans le même ordre d'idée, la décroissance de la dimension maximale des galets des séries B (plus de 8 cm de grand axe à l'Entrée E et 6,8 cm dans la Salle des Draperies), est conforme à l'éloignement des sources d'approvisionnement, depuis la surface.

VIII.2.3. La coupe de la Galerie du Calvaire (SR-FC).

La troisième coupe étudiée dans le réseau Sainte-Reine, se situe **plus à l'intérieur du massif**, dans la Galerie du Calvaire [8] (*cf.* planches VII.3 (b) et VIII.2), entre 214,5 et 220,5 m en altitude. Une excavation ébauchée il y a quelques années (Losson, 1996) a été poursuivie. La fosse creusée verticalement dans le remplissage possède des dimensions variables entre 1,1 et 1,7 m de côté au sommet, et environ 4 m de profondeur (photo VIII.9). Le remplissage est visible sur trois côtés (deux coupes transversales et une longitudinale), le quatrième étant constitué par la paroi orientale de la galerie (figure VIII.6).

♦ Contexte géologique et morphologique.

La Galerie du Calvaire se situe à peu près au milieu de la Galerie de l'Ouest, entre la Salle du Calvaire et la Caverne du Cyclope (*cf.* planches VII.3 (b)). On se trouve donc au delà du Passage de la Tête de Renard, paléosiphon présumé, par où ont pu transiter les sédiments accumulés dans la Galerie du Calvaire (*cf.* photo VII.6).

La fosse se localise plus précisément à 2 m au nord du relèvement de plafond de la galerie et 5 m au sud du témoin sommital de l'ancien conduit, avant que son plafond ne soit percé (*cf.* planche VII.10 ou VII.16 (a) ; photo VII.46). La section du conduit karstique avant creusement prend la forme d'un trou de serrure d'un peu moins de 2 m de haut et 1,5 à 2 m de large en moyenne, sauf au niveau des banquettes latérales, à mi-hauteur, où la largeur se rétrécit jusqu'à 70 cm (*cf.* planche VIII.14). Au centre de la galerie, le remplissage forme une bosse sur une courte longueur (moins d'un mètre).

L'excavation laisse apparaître **une galerie de près de 6 m de haut**, avec, sur la paroi orientale, deux nouvelles importantes banquettes larges de 40 cm, vers 2 et 3 m de profondeur par rapport au sommet du comblement. Il semble que pour la première fois, **le bed-rock a été atteint au fond du sondage** ; une petite rigole affecte le plancher rocheux.

Hormis les banquettes, les micromorphologies de la galerie consistent en des alvéoles pariétales, et quelques coups de gouge peu marqués localisés au sud et au nord de la fosse (*cf.* chapitre VII).

La géologie du site est similaire à celle de la Salle des Draperies, à savoir que la galerie se développe au sommet des Calcaires à polypiers supérieurs, dans des formations périrécifales (entroques visibles dans la galerie au sud de l'excavation). Les Marnes de Longwy affleurent à la voûte au-dessus de la " Table de Moïse ", dalle effondrée en surplomb (Deschamps, 1890 ; Brésillon et Deschamps, 1891).

♦ Structures et faciès sédimentaires ; interprétation des analyses granulométriques.

Les principales variations stratigraphiques de faciès, dans le remplissage de la Galerie du Calvaire, permettent de déterminer **cinq des six séries précédemment définies (séries B à F** ; *cf.* figure VIII.6). **La série A a vraisemblablement été érodée à l'emplacement du sondage**, puisqu'aucun remblaiement " fin " n'apparaît sur le bed-rock.

Les caractéristiques structurales et texturales de ce comblement, variées et " esthétiques " (planche VIII.13 et photos VIII.10 à 13), sont particulièrement riches d'enseignement sur les paléocourants qui ont parcouru la galerie à l'endroit de la fosse.

[8] Cette galerie a été dénommée Galerie de la Table de Moïse par ses " inventeurs " (Brésillon et Deschamps, 1891), nom qui n'apparaissait plus sur les plans récents (Louis et Lehmuller, 1966), d'où sa nouvelle appellation.

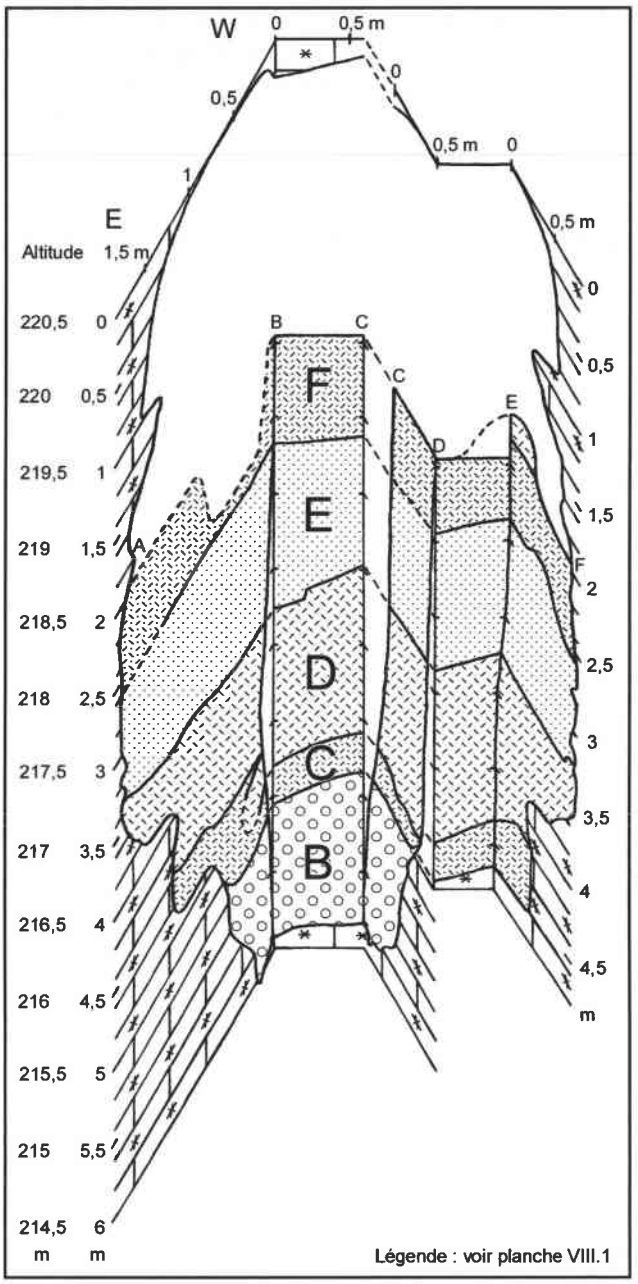


Figure VIII.6 - Représentation 3D simplifiée du sondage de la Galerie du Calvaire, dans la Grotte Sainte-Reine.

Par ailleurs, on note que toutes les séquences possèdent une inclinaison dirigée vers le sud. Seule la valeur du pendage est variable ; entre les deux coupes transversales, on a mesuré 40° au toit de la série B, 20° à la base de la série D le long de la paroi, et 15° au sommet de la séquence E4b (*cf.* planches VIII.13 à VIII.15). La diminution générale de l'inclinaison des couches, de bas en haut du remplissage, indique un remblaiement légèrement plus important dans la partie méridionale de la galerie, dont on verra la cause au cours de l'exposé par séries.

Conjointement, les analyses granulométriques (**planches VIII.7 à VIII.10 et VIII.14**) vont permettre de préciser les conditions hydrodynamiques du transport des matériaux et de leur sédimentation.

- *Série B.*

La série B, constituée de **petits galets** [9] et de teinte brune dominante, est la plus grossière du remplissage. Elle repose sur le bed-rock et, avec un mètre de puissance, n'atteint pas tout à fait le niveau de la première banquette.

Dans le détail, elle est hétérogène, puisqu'elle comporte des passées à support matriciel ou franchement sableuses, en alternance avec les séquences grossières principales à support clastique. Cette variété texturale permet de déceler une stratification inclinée vers le sud et, dans la coupe transversale méridionale, une **figure de soutirage oblique et/ou de chenalisation.**

Les changements stratigraphiques de faciès résultent de **conditions d'écoulements, et de processus d'accumulation corrélatifs, variables.**

Pour la séquence B1 (Tm = 0,7 mm), on décèle une sédimentation libre, proche du dépôt forcé de petite crue, qui laisse peu de place au piégeage de particules fines (exportées plus loin), d'où le classement granulométrique de type " moyen " (*cf.* planche VIII.7). Son asymétrie légèrement négative rend compte de la brièveté des afflux d'eau et au contraire le maintien de conditions hydrodynamiques ultérieures soutenues. La séquence principale B2 (Tm = 7,87 mm) possède des caractéristiques d'une **accumulation forcée** avec faible piégeage de sédiments sableux. Il s'agit du dépôt grossier le mieux trié que l'on ait jamais rencontré dans les remblaiements souterrains (*cf.* planche VIII.7). Avec B3 (Tm = 1,24 mm), on passe à une accumulation forcée de crue brève suivie d'une sédimentation libre de décrue, qui génère une distribution granulométrique bimodale (*cf.* planche VIII.8). Cette interprétation est confirmée par l'asymétrie négative et l'acuité platykurtique de l'échantillon. Enfin, l'unité B4 (Tm = 4,75 mm) s'est mise en place par accumulation forcée à nouveau, mais avec un piégeage de particules sableuses un peu plus important que dans B2. Les fortes asymétries positives de B2 et de B4, témoignent de la durée importante des crues, par rapport aux décrues.

L'image CM des quatre échantillons de la série (planche VIII.10) révèle le passage successif du transport de matériaux par suspension graduée avec roulements limités (B1), à des **roulements** quasi exclusifs (B2), phénomènes ensuite accompagnés d'une suspension graduée secondaire (B3), et enfin du retour à des conditions propices au roulement très prédominant des sédiments (B4).

- *Série C.*

La série C est constituée de séquences **sableuses et sablo-limoneuses**, avec des couleurs variables, dont aucune ne ressort en particulier (beige-ocre à gris-brun). Elle ne dépasse guère les 50 cm d'épaisseur, mais présente une organisation assez complexe, liée à des **érosions localisées multiples** :

- contre la paroi orientale, la séquence basale de la série (C1) a été déblayée avant la sédimentation fine et discontinue représentée par le lit C2a ;
- sur la première banquette, les limons sableux mal stratifiés (C2b et C2c), ont également été soumis à une érosion partielle, avant l'accumulation des sables de la séquence C3 contre la paroi du conduit karstique ;
- la série s'achève par une nouvelle période érosive de faible ampleur.

Conjointement aux lacunes érosives, des mélanges sédimentaires et modifications structurales multiples, dus à un **soutirage oblique probable**, le long de la bordure occidentale de la banquette inférieure, brouillent la lecture stratigraphique du remplissage de cette série (exemple des microplis faillés à la limite des séquences C2 et C3, qui sont dus à des mouvements dans un dépôt hydroplastique, affectant des unités de compétence différente ; Institut Français du Pétrole, 1966). Les variations hydrodynamiques et sédimentaires nombreuses, associées à des déplacements latéraux restreints, vont se retrouver dans les analyses granulométriques.

La première séquence est dominée par des sables moyens (C1a, C1c et C1d [10] ; Tm = 413 à 472 µm), bien classés, véhiculés en **suspension graduée énergique**, et issus d'une **accumulation libre dans des courants très réguliers**. Le piégeage minime de fines lors des décroissances hydrologiques génère toutefois une asymétrie légèrement positive. La lentille sablo-limoneuse C1b (Tm = 109 µm) résulte, quant à elle, d'un dépôt en vrac

[9] Le plus gros élément récolté, un galet de quartz, mesurait 5,65 cm de grand axe (*cf.* annexe VIII.7).

[10] Ce dernier lit change simplement de couleur par rapport à C1c, en raison d'un enrichissement sommital en oxydes ferro-manganiques.

temporaire de sédiments transportés dans les mêmes conditions hydrodynamiques que le reste de la séquence. Son asymétrie très positive et son acuité platykurtique indiquent une certaine bimodalité granulométrique, liée au piégeage de fines au sein de la fraction sableuse initialement mise en place.

La séquence C1 est donc caractérisée par des **décharges sableuses régulières**, entrecoupées par une brève période d'affaiblissement de l'écoulement. Cette interprétation permet de penser que le lit C1b a été partiellement érodé, au moment du retour des circulations plus fortes.

Avec la séquence C2, la granularité s'affine nettement (Tm = 27 à 42 µm), ce qui indique que **le courant diminue de puissance**.

Ceci se répercute sur le mode de transport des particules, par **suspension uniforme énergique**, à part pour quelques grains grossiers de C2a et C2c (centile élevé). A l'intérieur de la séquence, on constate une amélioration du classement des sédiments, qui se sont d'abord déposés en vrac par excès de charge, puis accumulés librement (rappelons la présence de lamines peu distinctes dans C2c). Pour les trois lits, les flux liquides les plus forts étaient suffisamment soutenus pour générer une asymétrie positive. En outre, la courbe platykurtique de C2a laisse à penser que des remaniements synsédimentaires l'ont affecté, soit par reprise de sables sous-jacents, soit par enrichissement postérieur en fines.

Dans la séquence C3, le lit C3a est constitué d'oxydes ferro-manganiques et est un peu moins bien trié que C3b. Mais globalement, les échantillons possèdent des caractéristiques sédimentologiques analogues, révélatrices d'une **sédimentation libre de sables moyens** (Tm = 313-340 µm) **transportés en suspension graduée**. L'apport de fines de décrues a été limité (asymétrie légèrement positive), d'où une population granulométrique unique (acuité de type mésokurtique ou peu leptokurtique).

- *Série D.*

La série D correspond à des sédiments **limono-argileux** brun-gris de 0,8 à 1 m de puissance. Sa limite inférieure est nette au-dessus de la banquette, mais floue au centre de la galerie. A cet endroit, la transition avec la série C s'effectue par une légère modification colorimétrique, du brun-rouge (C2a et D1a) au brun-gris (D1b), sans changement de texture perceptible.

Au contact entre les unités D1a et D1b, on note la présence de deux blocs calcaires, dont un assez volumineux (40×20×6 cm) et en position stratigraphique normale, issus des Calcaires à polypiers supérieurs.

D'un point de vue microstructural, le lit D1b consiste en des **rythmites microfaillées** (photos VIII.13 et VIII.14), similaires à celles décrites dans le comblement de la Salle des Draperies (séquence SR-Dra-D3). L'alternance de grosses lamines " argileuses " et de minces lamines " limoneuses " est caractérisée par des épaisseurs d'ordre millimétrique à la base et centimétrique au sommet ; une bonne trentaine de doublets majeurs peut être dénombrée au total, mais de nombreuses microlamines intermédiaires existent, ainsi que des unités d'apparence non laminée (planche VIII.13). Le passage à la séquence D2 s'effectue par une **surface d'érosion** qui recoupe en biseau les lamines supérieures de D1b (photo VIII.13).

L'unité D2 consiste en une alternance de lamines de sable grossier orange et de fines bleutées ou brun-gris. Au-dessus s'est mise en place une nouvelle séquence limono-argileuse (D3), caractérisée par une stratification colorimétrique et non texturale. Elle se différencie donc des rythmites de D1b et, par ailleurs, ne semble pas tronquée à son sommet.

Granulométriquement, la base de séquence D1 est constituée par un **mélange très mal trié de sables et de limons** (D1a ; Tm = 83 µm), mis en place en vrac par des écoulements de moyenne intensité et assez soutenus, puis régulièrement décroissants. Les **rythmites** de D1b (Tm = 8 µm) ont fait l'objet d'un prélèvement global, qui explique le classement moyen (sûrement meilleur en réalité) de l'échantillon. Leur distribution se situe dans la zone de **transition entre décantation et accumulation libre**, alors que leur image CM indique nettement la décantation.

La séquence D2 voit apparaître des **courants plus discriminés** :

- transport en **suspension graduée énergique**, avant **accumulation libre proche du dépôt forcé de petite crue** pour D2a (Tm = 609 µm).

L'asymétrie positive prouve néanmoins que les afflux d'eau ont apporté sur place une majorité de particules grossières, mieux triées que les grains plus fins des décroissances hydrologiques ;

- **suspension uniforme énergique**, suivie d'une **sédimentation en vrac** pour D2b (avec symétrie granulométrique corrélative).
  Le centile élevé et la fraction sableuse non négligeable de ce lit (Tm = 37 µm) sont sûrement dus en partie à la difficulté de prélèvement des fines lamines (les grains grossiers proviendraient ainsi de D2a). L'acuité de cet échantillon s'en ressent, avec une bimodalité mise en évidence par la courbe platykurtique.

Avec la séquence D3, on note un **retour à des conditions de circulations lentes** (Tm = 15-19 µm), mais tout de même différentes de l'unité D1.

Les sédiments sont très mal classés et résultent de l'**accumulation en vrac par excès de charge**, de particules déplacées en suspension uniforme calme (D3a) ou énergique (D3b). Les flux liquides pourvoyeurs des matériaux les plus grossiers étaient assez soutenus, si l'on en juge par l'asymétrie positive des échantillons, mais les mélanges granulométriques sont attestés par les acuités de type mésokurtique et légèrement leptokurtique.

- *Série E.*

La série E est majoritairement **sableuse**, dans des tons beiges dominants, et atteint 1 m d'épaisseur. Elle possède trois paramètres structuraux intéressants :

- globalement, on décèle des structures sédimentaires avec **litage en mamelons entrecroisés** (Chamley, 2000 ; photo VIII.12), à la base de la série, et une stratification subhorizontale concordante vers le sommet.
  Malheureusement, aucune ride de courant asymétrique à stratifications obliques n'a pu être observée longitudinalement, ce qui aurait permis de déterminer le sens des paléoécoulements (*cf.* Reineck et Singh, 1973 ; Chamley, 2000) ;
- à proximité de la paroi orientale, un bref épisode de **chenalisation** est à l'origine du dépôt E4b. Et juste au-dessus, un **affaissement-glissement synsédimentaire** a affecté le lit laminé E4d (photo VIII.10) ;
- un secteur du remplissage a été fortement bouleversé, en raison d'un affaissement ou d'un **soutirage oblique** en direction de la Salle du Calvaire (photo VIII.11).
  Ainsi, les séquences E3 et E4 de la coupe longitudinale sont affectées de failles normales, qui se prolongent jusque dans la série D. Ce soutirage semble n'avoir fonctionné qu'au cours de la mise en place des séries D et E, puisqu'on observe un retour à une stratification intacte dans les couches sus-jacentes. Cette zone déstructurée du comblement sédimentaire peut trouver deux explications possibles : une chenalisation à l'arrière de la coupe (*cf.* Maire et Quinif, 1984, 1988 ; Maire, 1990), ou des mouvements tectoniques qui se seraient répercutés dans le remplissage selon une orientation privilégiée (*cf.* Lignier et Desmet, 2002) ;

Accessoirement, on remarque la présence de trous de souris de petit diamètre dans les séquences sableuses [11]. Cette observation ne semble pas exceptionnelle, à plus de 100 m de distance des entrées (*cf.* Ek et coll., 1974).

Dans la série E, **les séquences sableuses dominent et alternent fréquemment avec des lits sablo-limoneux**, dont seuls les deux plus épais ont été analysés (E3 et E4c).

Dans la séquence E1, les trois lits présentent une augmentation de la taille moyenne (139 à 196 µm) en parallèle de la décroissance de l'indice de classement. Ceci traduit une **hausse de la puissance des écoulements** en même temps qu'une **meilleure régularité des flux** chargés de sédiments. Dans tous les cas, au transport par suspension graduée fait suite une accumulation libre, caractérisée par la mise en place d'un stock de gros grains bien trié, par rapport aux particules insinuées au moment des décroissances hydrologiques.

La séquence E2 est encore **un peu plus grossière** (Tm = 242 µm) et surtout mieux classée. Sinon, les paramètres hydrodynamiques de la sédimentation n'ont pas changé (suspension graduée et accumulation libre). On soupçonne uniquement, par la symétrie de la distribution granulométrique, des courants très réguliers.

[11] A ce sujet, on peut indiquer que deux rongeurs se sont fait piéger par l'excavation ouverte pour l'étude. Le premier ressemblait à une souris ou un petit campagnol mais n'a pu être déterminé en raison de sa décomposition. Le second appartenait à la famille des Mustélidés, d'espèce indéterminée (renseignement pris auprès du Professeur J.-C. Moreteau - Laboratoire de Biodiversité et Fonctionnement des Ecosystèmes - Université de Metz).

Bien que plus hétérométrique, avec une fraction fine non négligeable (Tm = 110 µm), la séquence E3 résulte de **conditions hydrodynamiques toujours identiques**. L'apport des sables fins et des limons implique une diminution éphémère des écoulements. Ephémère car dès le début de la séquence E4 (unité E4a), on retrouve quasiment les mêmes caractères granulométriques que dans E2. Ensuite, les changements qui interviennent sont simplement dus à des variations de la force (Tm = 175 à 292 µm, sauf pour E4c avec 85 µm) et de la régularité des écoulements et de leur charge. On peut d'ailleurs souligner les ressemblances respectives des lits E4c avec la séquence E2, et E4d avec les unités E2 et E4a.

Cette série E est donc marquée par des **modifications sédimentologiques modérées**, avec des récurrences dans les paramètres hydrodynamiques dictant la mise en mouvement et l'accumulation des particules sédimentaires.

- *Série F.*

Dans la continuité stratigraphique de la série E, la série F est plus hétérogène et davantage **limoneuse**. Elle achève le remplissage par 70 cm de sédiments bruns à ocres.

Structuralement, elle présente des litages subhorizontaux (sauf sur le bord oriental), jusqu'à la séquence F2 incluse. Ensuite, une phase d'érosion suivie du comblement du chenal (F3), est visible près de la paroi dans la coupe transversale septentrionale et également dans la moitié méridionale de la coupe longitudinale.

La dernière séquence du remplissage (F4) correspond à des fines compactes, comme on en observe presque partout dans le réseau en surface de comblement. A l'endroit du sondage, elle est conservée de façon résiduelle, sous la forme d'une bosse centrale, dont l'origine résulte probablement d'une ultime phase érosive le long des parois de la galerie (photo VIII.10).

D'après les analyses granulométriques, la série F poursuit pendant deux séquences les modes de sédimentation de la série E, avec des **matériaux globalement plus fins** toutefois.

Ainsi, les tailles moyennes de la séquence F1 (21 µm) et du lit F2b (26 µm) appartiennent au domaine limoneux, résultat du transport des particules en **suspension uniforme énergique**. Néanmoins, l'accumulation s'est encore réalisée librement, dans des courants d'abord faibles, à l'origine du stock sédimentaire sablo-limoneux le mieux trié, puis régulièrement décroissants, jusqu'à la décantation probablement. Pour sa part, le lit F2a (Tm = 298 µm) ressemble à certaines unités sableuses de la séquence E4 (E4d notamment, à l'exception des indices d'asymétrie et d'acuité, et E4b également, d'un point de vue purement granulométrique).

La suite de la série change radicalement. Deux séquences sablo-limoneuses (F3 et F4 ; Tm = 13 à 41 µm), très mal classées, se mettent en place par **dépôt en vrac**.

Leur acuité platykurtique ou mésokurtique rend compte du mélange de deux populations granulométriques distinctes pour F3 et F4". Dans le cas de F3, on peut supposer que la phase de chenalisation s'est accompagnée d'un **remaniement** partiel des sédiments de l'unité F2. Dans F4", la fraction sableuse provient soit des sédiments sous-jacents, soit d'apports synsédimentaires exceptionnels.

- *Vitesses des paléoécoulements.*

La détermination des vitesses des paléocirculations, relatives à leur compétence et à leur puissance moyenne, au moment de la sédimentation, s'effectue de la même manière qu'à l'Entrée E et dans la Salle des Draperies. Elle donne les résultats suivants :

- série B = 60 à 110 cm/s et 30 à 90 cm/s ;
- série C = 20 à 40 cm/s et 12 à 30 cm/s ;
- série D = 14 à 45 cm/s et 10 à 15 cm/s ;
- série E = 30 cm/s et 15 à 25 cm/s ;
- série F = 20 à 30 cm/s et 10 à 25 cm/s.

En dehors de la série B, toutes ces valeurs sont assez proches. **La disparité est moins marquée que dans les deux autres coupes précédemment étudiées, ce qui s'accorde avec une atténuation prévisible des fluctuations hydrodynamiques dans un secteur légèrement plus éloigné des zones d'entrée des flux.**

Au final, le remplissage de la Galerie du Calvaire est globalement constitué par des **unités sédimentaires de faible épaisseur**. Les caractéristiques paléohydrologiques et celles de la charge solide, mises en lumière par les données structurales et granulométriques, sont d'une grande variété. Cependant, les faciès s'homogénéisent dans les séries sommitales (moins fortement que dans la Salle des Draperies toutefois). **Les phases d'érosion sont nombreuses**, mais apparemment limitées dans le temps, et peu destructrices.

Par ailleurs, un **soutirage oblique** s'est produit au cours de la sédimentation. Bien détecté à la base du remplissage, il a vraisemblablement été réactivé au moment de la mise en place de la série E. Il explique le pendage des couches, dont la valeur décroît de bas en haut du comblement.

♦ Analyses calcimétriques et minéralogiques.

• *Calcimétrie.*

Dans le remplissage de la Galerie du Calvaire, malgré la **pauvreté en carbonates** similaire à celle de l'Entrée E, deux séquences se distinguent (D1b et F4 ; planche VIII.14).

Les séries B et C sont totalement dépourvues de carbonates, à l'exception de quelques traces identifiées dans la séquence B2 (0,06 %, dus à quelques rares grains de calcite).

Dans la série D, le taux de carbonates varie entre 0,1 et 0,3 %, sauf pour D2a (un peu plus de 1 %) et surtout D1b (6 %). Les observations au microscope binoculaire montrent que ces pourcentages sont le fait :

- de grains de calcite de la dimension des limons dans D1b (et D2b et D3), ainsi que de **granules indurés**, comparables à ceux rencontrés dans le remplissage de l'Entrée E ;
- de grains de calcite de la dimension des sables fins à moyens dans D2a, ainsi que de **débris bioclastiques arrachés mécaniquement** aux Calcaires à polypiers supérieurs (par déchaussement après dissolution de la gangue ; *cf.* Bini et Uggeri, 1991).

Comme dans la Salle des Draperies, la conservation des particules de calcite prouve que **l'agressivité de l'eau était faible au moment de la sédimentation**. Par ailleurs, le " pic " calcimétrique succède stratigraphiquement à la présence des blocs calcaires à la limite des unités D1a et D1b (*cf.* infra pour leur origine).

La série E est caractérisée par des pourcentages de carbonates nuls ou proches de 0 % : 0,35 à 0,09 % pour E1a à E1c, et 0,38 % de la masse de E4b, qui se situe contre la paroi, vraisemblablement abrasée par les sédiments.

La calcimétrie se maintient à des faibles pourcentages au début de la série F (0,21 % au maximum dans les limons de F1). Puis elle augmente légèrement dans la séquence F3 (0,72 %), ce que l'on attribue à la présence de grains de calcite, de la dimension des sables fins essentiellement. La même interprétation que pour E4b peut être avancée. Enfin, un taux appréciable de carbonates caractérise l'unité F4, qui contient des grains de calcite, mais également des pseudo-oolithes issues des Marnes de Longwy. Ceci témoigne d'un épisode de **chute de matériaux de la voûte** et de déplacement sur une courte distance, à la fin du comblement de la Galerie du Calvaire.

Pour l'ensemble du remplissage, il existe une bonne corrélation entre la texture des unités et leur calcimétrie : **les carbonates se trouvent avant tout dans les sédiments mis en place dans des courants de faible puissance**.

• *Minéralogie.*

L'étude minéralogique globale, réalisée sur un certain nombre d'échantillons sableux du remplissage de la Galerie du Calvaire, ressemble fortement à celle de l'Entrée E et de la Salle

des Draperies (planche VIII.20). **Quartz et feldspaths totalisent souvent plus de 80 % des minéraux** dans les prélèvements.

Les exceptions correspondent à deux types de sédiments :

- des unités riches en sable fin (E1a, E1c et E4a), dans lesquelles se trouvent beaucoup de micas (rôle hydrodynamique) ou d'agglomérats quartzeux et/ou d'autres minéraux (grains gris-vert pâle indéterminés, essentiellement) ;
- les séquences caillouteuses basales (série B), riches en grains polyminéraux et autres minéraux.

La proportion notable de grains ferro-manganiques dans certaines unités de la série C, correspond à un développement important de liserés noirs d'accumulation des oxydes de fer et de manganèse, révélateurs de **battements de nappe** (*cf.* supra). La même remarque s'applique à F2a. De plus, on remarque l'existence de nombreuses zébrures orange d'oxydes de fer, dans pratiquement toutes les séquences sableuses de la série E. Ces zébrures, qui créent une " pseudostratification " recoupant les litages sédimentaires (photo VIII.12), sont dues à une migration de jus ferriques dans les pores intergranulaires, selon des directions indépendantes de la structure (observation similaire faite dans le Scialet des Alberts ; Audra et Delannoy, 1991).

Pour l'ensemble du remplissage, on remarque une évolution minéralogique générale comparable à ce qui a été observé dans le comblement de l'Entrée E, à savoir **une diminution des grains de quartz entre les séries C à E, suivie d'une augmentation de leur proportion relative**, au-dessus. L'hypothèse précédemment proposée sur une influence externe (sable des arènes granitiques du socle vosgien ou de la couverture triasique), peut être reprise ici.

En ce qui concerne les minéraux lourds, M. Beiner a réalisé six analyses, sur des échantillons sableux ou sablo-limoneux, régulièrement réparties dans l'ensemble du remplissage (planche VIII.24). Les résultats qui en ressortent sont :

- une prédominance nette des **amphiboles** ;
- des **zircons** et/ou des **grenats** localement assez nombreux (15 à 20 %).

Globalement, les différences sont assez faibles entre les six échantillons, de même qu'avec les analyses effectuées dans les coupes de l'Entrée E et de la Salle des Draperies. Les variations minéralogiques relatives ne permettent pas d'interprétations nouvelles.

Pour compléter les analyses minéralogiques, on peut souligner la présence de minuscules particules noires de **matière organique** dans de nombreuses unités sédimentaires du remplissage de la Galerie du Calvaire. L'origine épigée de ces particules, permettront d'établir des liens avec les variations climatiques, dans le chapitre IX.

Conclusion sur la coupe de la Galerie du Calvaire.

Le remplissage de la Galerie du Calvaire est caractérisé par des décharges grossières, à même le bed-rock, suivies d'une sédimentation de plus en plus fine (dérive positive générale des séries B à D). Puis une période hydrodynamique un peu plus forte est à l'origine de dépôts sableux (dérive négative des séries D et E), avant que ne reviennent des écoulement d'assez faible puissance (deuxième dérive positive ; séries E et F).

Les types de sédiments accumulés dans la galerie, les multiples petites phases d'érosion et les micromorphologies de banquettes indiquent **une prépondérance des circulations libres**. Les périodes de sédimentation en régime noyé semblent absentes, même lors de la mise en place des unités limono-argileuses (série D et séquence F4).

Les corrélations stratigraphiques avec les deux autres coupes, et l'Entrée E en particulier, montrent des modifications générales et des points communs de détail intéressants.

L'érosion probable de la série A à l'endroit de l'excavation, s'accorde avec son aspect résiduel dans l'ensemble du réseau, comme envisagé lors de l'étude de l'Entrée E. Les grands

changements de faciès des séries B à F se retrouvent dans la Galerie du Calvaire, mais avec les différences suivantes :

- des granularités globalement plus faibles (série E notamment, mais galets de la série B également [12]). Cette **décroissance granulométrique générale par rapport à l'Entrée E** vient confirmer les observations morphologiques (*cf.* chapitre VII) relatives au sens des paléoécoulements (*cf.* Sorriaux, 1982 ; Audra, 1991, 1994), même si les phases de cavernement et de remblaiement ne sont pas tout à fait synchrones ;
- des **classements souvent meilleurs**, en ce qui concerne les sédiments grossiers et sableux (*cf.* planche VIII.7).

Ces données sont liées à l'éloignement de la Galerie du Calvaire des zones d'alimentation en alluvions épigées, et au contrôle spéléomorphologique exercé sur les paramètres hydrodynamiques (entrave et criblage possible du paléosiphon constitué par le Passage de la Tête de Renard).

Mais on notera que ces facteurs ne se traduisent pas dans la morphométrie des galets, tel l'indice d'aplatissement (*cf.* infra ; planche VIII.22). Les valeurs moyennes de cet indice (médiane de 1,77), obtenues sur les galets de granite, ne dénotent pas ici de tri lié aux passages bas morphologiques (*cf.* Ek et coll., 1974), ce qui peut s'expliquer par les petites dimensions des matériaux transportés.

En dehors des contrastes texto-structuraux des séries, les similitudes entre les divers remplissages sont ténus.

Entre la Galerie du Calvaire et l'Entrée E, on a relevé des **évolutions minéralogiques semblables**, même si les proportions minimales de grains de quartz ne correspondent pas exactement, aux deux endroits (respectivement à la base de la série E et au sommet de la série D). On remarque par ailleurs une coïncidence étrange, liée à la forte diminution des quartz laiteux au sommet de l'unité SR-FC-E1 et à la base de la séquence SR-EE-D4 (*cf.* planche VIII.20). Ceci ne peut être expliqué, mais laisse supposer un décalage possible des corrélations stratigraphiques effectuées entre les deux remplissages.

Un élément plus objectif de comparaison est constitué par les **rythmites** de la série D, tout à fait semblables à celles décrites dans la Salle des Draperies. Les deux unités, distantes de plus de 100 m dans le réseau karstique, semblent correspondre à une phase de sédimentation synchrone. Si la présence de ces rythmites venaient à se confirmer ailleurs dans la grotte, cela tendrait à prouver qu'elles ont été érodées à l'Entrée E.

D'autres similitudes apparaissent entre les remplissages de la Galerie du Calvaire et de la Salle des Draperies :

- blocs calcaires à la base de SR-FC-D1b, tout comme dans le dépôt SR-Dra-D2. Une telle coïncidence, à la base de la série D, ne peut nous empêcher de penser qu'un événement déstabilisateur, du type séisme [13], a pu intervenir pour générer les **chutes de blocs de l'encaissant** ;
- bien que de granulométries différentes, les séquences SR-FC-D2 et SR-Dra-D5, contiennent des **éléments bioclastiques** identiques.

VIII.2.4. La coupe I de l'Entrée B (SR-EB(I)).

Quelques dizaines de mètres à l'ouest de l'Entrée E, des anciennes carrières souterraines ont recoupé des galeries comblées jusqu'au plafond (altitude comprise entre 221 à 225 m), sans communication libre avec le réseau Sainte-Reine proprement dit (*cf.* planches VII.3 (b) et VIII.2). Plusieurs coupes sédimentaires, dont une avait fait l'objet d'une étude précédente (Losson, 1996), y sont facilement accessibles.

Les analyses granulométriques réalisées en 1996 sont reprises et complétées dans le cadre de ce travail, et également réinterprétées, dans le but d'effectuer des comparaisons avec les coupes précédentes. En revanche, les

[12] Taille maximale de 5,65 cm, contre plus de 8 cm à l'Entrée E.

[13] Un " coup de bélier ", lors d'une crue, est ici incompatible avec les données sédimentologiques, tout comme des variations de température très importantes dans le milieu souterrain.

données minéralogiques, incomplètes, ne pourront être comparées, de même que la calcimétrie qui n'a pas été réalisée.

La coupe possède des dimensions assez restreintes : 0,2 à 1 m de large, pour un peu plus de 2,2 m de haut (planches VIII.16 ; photo VIII.15). Un carottage de 1,3 m de profondeur, bloqué par la largeur insuffisante de la galerie, nécessaire à la manipulation du carottier, complète la coupe.

♦ Contexte géologique et morphologique.

La galerie principale de l'Entrée B, d'orientation NW-SE, est **haute** (plus de 4 m) **et très étroite**. Elle a été sectionnée par la carrière, ce qui permet d'observer la partie sommitale de son remplissage dans deux coupes en vis-à-vis (planche VIII.16 et figure A-VIII.16). Seule la coupe du NW a été étudiée en détail. Celle du SE, de même qu'une autre voisine dans la carrière souterraine, seront décrites plus loin (*cf.* § VIII.2.6.1. et annexe VIII.6).

Les caractéristiques géologiques de la galerie principale sont les mêmes qu'à l'Entrée E : base inscrite dans les Calcaires à polypiers supérieurs (tout juste visibles en bas de la coupe), Marnes de Longwy totalement recoupées et voûte située dans l'Oolithe miliaire inférieure. Une petite incertitude concerne la limite exacte du contact entre ces deux dernières formations, dont les faciès calcaires sont exactement semblables.

Mais l'influence géologique majeure sur les macromorphologies karstiques, se rapporte à la strate marneuse des Marnes de Longwy. Cette couche non indurée provoque la disparition locale de parois nettes et génère des imbrications entre les matériaux de provenance locale et les sédiments allochtones, par glissements latéraux. L'élargissement maximal de la galerie se trouve dans les calcaires à pseudo-oolithes, au-dessus de cette strate marneuse.

♦ Structures et faciès sédimentaires ; interprétation des analyses granulométriques.

Dans la coupe I de l'Entrée B, **les unités sédimentaires sont nombreuses et minces**. Ceci laisse présager des conditions hydrodynamiques de sédimentation très changeantes dans la galerie, liées à ses dimensions restreintes.

Malgré des structures assez complexes, dues à un phénomène de soutirage, **quatre des six séries (C à F) ont pu être distinguées** (planche VIII.16). Le bed-rock n'ayant pas été atteint par le carottage, **les séries A et B sont peut-être présentes plus en profondeur**. Dans l'ensemble du remplissage, quelques analyses granulométriques sont incomplètes ou manquantes (**planches VIII.7 à VIII.10 et VIII.17**), mais cela ne gênera pas la reconstitution des dynamiques du comblement.

• *Série C.*

La série C rassemble quelques unités isolées sur les bords de la coupe, ainsi que deux séquences au fond du carottage. Des matériaux **hétérométriques** la caractérisent (sable, graviers et petits galets, fines), sur 60 cm de puissance maximale.

L'éparpillement en quatre parties de la séquence la plus ancienne (C1), résulte d'un **soutirage** au centre de la galerie, actif à certaine période de la sédimentation. On mesure ici une amplitude maximale d'affaissement d'environ 2,5 m. Deux critères ont permis de regrouper ces quatre unités dans la même séquence : la texture et le mélange de pseudo-oolithes issues des Marnes de Longwy. En effet, la localisation de la séquence C1 dans la coupe, se situe au niveau de la strate marneuse affectée par des glissements, probablement consécutifs du soutirage.

Les caractéristiques granulométriques de trois unités de C1 analysées (Tm = 235 à 689 µm) révèlent des **accumulations forcées de crues brèves, suivies de sédimentations libres de décrues**. Les matériaux sont arrivés par **roulement surtout**, ou en suspension graduée pour les sédiments les moins grossiers. Le tri plus ou moins mauvais se répercute sur les indices d'asymétrie et d'acuité qui diffèrent sensiblement entre les trois unités. On peut soupçonner que des remaniements liés au soutirage (notamment pour C1') ou des variations latérales de faciès, aient généré ces écarts granulométriques.

- *Série D.*

Dans la série D ont été regroupées de nombreuses unités, parfois de dimension très restreinte et impossible à représenter sur le schéma (planche VIII.17 ; *cf.* Losson, 1996) caractérisées par des **variations fréquentes de faciès**. On passe ainsi de séquences limoneuses à des lits sablo-limoneux ou sableux et à d'autres séquences sablo-caillouteuses. L'ensemble se développe sur 1,9 m ou 30 cm d'épaisseur, selon que l'on tient compte ou non de l'allongement vertical des structures, suite au **soutirage**.

Une alternance de lits à dominante sableuse ou limoneuse caractérise le bord droit de la coupe ; ces matériaux ont presque disparu dans la partie gauche. Les structures sont perturbées et imbriquées au centre de la galerie, où l'affaissement a été le plus fort.

La série D est d'abord élaborée par des **décharges de fines en vrac** dans des courants de faible puissance, puis par des **dépôts de plus en plus grossiers** mis en place lors de crues brèves, complétés par le piégeage de particules plus petites pendant les décroissances hydrologiques (dérive négative de D1 à D3 ; Tm passe de 8 à 306-589 µm, puis 0,67-1,47 mm). Ces dernières sont toujours assez brutales, comme l'indiquent les classements très mauvais. Au vu de l'étroitesse de la galerie, des **blocages morphologiques** peuvent être envisagés, en plus de processus purement hydrodynamiques. On note encore des transports par roulement préférentiels pour les séquences D2 et D3.

Le reste de la série (séquences D4 et D5) est constitué par une **alternance de lits sablo-limoneux et limono-sableux** (Tm est compris entre 15 et 343 µm).

Les unités sablo-limoneuses ont des distributions fréquemment situées à la **limite des domaines de l'accumulation libre et du dépôt forcé de crue brève suivi d'une sédimentation libre de décrue** (Sm3 et Sm4 ; *cf.* planches VIII.7 et VIII.8). Ces types de granulométrie étaient très rares dans les remplissages étudiés précédemment, puisque les sables moyens étaient généralement mieux triés. Ici, une fraction limoneuse non négligeable fournit des indices de classement moins bons, que l'on peut mettre en rapport avec des enrichissements synsédimentaires en fines (*cf.* acuités de type platykurtique ou mésokurtique surtout) et/ou des prélèvements insuffisamment discriminés dans les minces lits concernés. L'image CM de ces mêmes échantillons indique des déplacements de sédiments en **suspension graduée énergique**, et par roulement pour les matériaux les plus grossiers (*cf.* planche VIII.10).

Certaines unités sablo-limoneuses sont un peu plus fines, avec des distributions mal ou très mal classées (Sf3 et Sf4). Elles résultent respectivement de **processus de sédimentation libre et d'accumulation en vrac**, de particules transportées en **suspension graduée**.

Un seul lit limono-sableux a été analysé de façon détaillée (D4e'''). Ses caractéristiques granulométriques témoignent d'un transport en **suspension uniforme énergique** et d'un **dépôt en vrac par excès de charge, dans un courant de faible puissance**. On soulignera par ailleurs que la deuxième unité limono-sableuse (D5a) constitue un liseré noirâtre très net, riche en **matière organique**.

- *Série E.*

La série E, de 50 à 60 cm d'épaisseur, est à peine plus homogène que la série sous-jacente. Les séquences à **galets dominent**, mais des lits limoneux ou sableux s'intercalent entre elles. On note la présence de blocs calcaires dans la première séquence.

Cette série est encore affectée par le **soutirage**, mais la sédimentation grossière tend à combler le creux au fur et à mesure, si bien que les dernières séquences ne présentent plus d'étirement vers le bas. Le deuxième élément remarquable est la détection de **phases d'érosion** entre les mises en place des deux séquences caillouteuses E1 et E4. La passée sableuse E3 qui s'intercale entre ces dernières disparaît vers le NW.

D'un point de vue textural, on peut distinguer deux périodes.

La première phase correspond à l'**arrivée massive de galets** (Tm = 9,86 mm), à laquelle fait suite, dans des circulations plus calmes, la mise en place de fines, puis de sables (Tm = 208 µm). On passe ainsi globalement de conditions d'**accumulation forcée**, avec piégeage croissant des fines, à des **sédimentations libres**. Si le roulement des matériaux grossiers est flagrant à la base de la série, les déplacements de particules en suspension uniforme (supposition pour la séquence E2, incomplètement analysée) puis graduée, s'imposent ensuite.

La deuxième période de la série E voit arriver une **nouvelle décharge de galets**, tout à fait comparable à celle sous-jacente (Tm = 10,86 mm).

- *Série F.*

La série F est **essentiellement sableuse et/ou limoneuse**, mais avec des galets localement, ainsi que des blocs calcaires, qui deviennent très nombreux au sommet du remplissage. L'épaisseur totale de la série avoisine les 40 cm.

Les premières unités de la série F ont comblé des petits chenaux d'érosion. Sinon, les séquences sont subhorizontales ou légèrement bombées au centre de la galerie. L'ultime phase d'accumulation est constituée par des fines qui se sont débitées en polyèdres par dessiccation, avec l'assèchement définitif du conduit karstique (observation fréquente dans les galeries souterraines ; *cf.* infra et Courrèges, 1997).

D'après les analyses granulométriques, les écoulements conservent une **grande variabilité dans leur puissance**, au cours de la sédimentation de la série F.

D'abord constituées de sables fins et de limons acheminés dans la galerie en **suspension uniforme énergique**, les unités s'enrichissent ensuite en sables moyens transportés en **suspension graduée** (Tm passe de 56 à 150 µm). Ces sédiments, mis en place librement, sont chapeautés par une séquence originale, constituée de galets dans une matrice limoneuse (Tm = 4,74 mm). La dimension des matériaux grossiers implique de **fortes crues**, permettant des processus de roulement. Pour la fraction fine, on suppose un comblement des vides intercaillouteux, lors de décrues très brutales, complété ensuite par une insinuation supplémentaire de particules limono-argileuses.

La fin du remblaiement de la galerie correspond à la mise en place des blocs calcaires, emballés dans un matrice limoneuse (non analysée). Par dessus, probablement sans continuité de sédimentation, des particules très fines (Tm = 2 µm) et hétérogènes, ont été décantées dans des **laisses d'eau résiduelles, présageant l'assèchement définitif du conduit**. On y note la présence importante de **matière organique**.

- *Vitesses des paléoécoulements.*

A titre de comparaison avec les mesures effectuées dans les trois remplissages étudiés précédemment, les vitesses approximatives des paléoécoulements, relatifs à la compétence et à la taille moyenne des échantillons, possèdent les valeurs suivantes :

- série C = 100 à 150 cm/s et 25 cm/s ;
- série D = 20 à 150 cm/s et 10 à 40 cm/s ;
- série E = 50 à 200 cm/s et 20 à 100 cm/s (séquence E2 non prise en compte) ;
- série F = 15 à 200 cm/s et 7 à 70 cm/s.

Les variations de puissance apparaissent très nettement, avec des **circulations lentes et rapides dans chacune des séries**, hormis la série C qui est résiduelle dans la coupe. On note également que les valeurs maximales sont les mêmes qu'à l'Entrée E, ce qui n'était pas le cas dans les remplissages de la Salle des Draperies et de la Galerie du Calvaire.

Conclusion sur la coupe I de l'Entrée B.

Le remplissage SR-EB(I) est donc caractérisé par **des séries sédimentaires très hétérométriques**, à la fois entre les différentes unités et dans chaque séquence prise individuellement (aucun échantillon ne possède un classement moyen). On peut tout de même dégager des tendances : aux dépôts sablo-caillouteux de la série C succède un comblement sableux et limoneux, agrémenté de quelques afflux temporaires de matériaux plus grossiers ; la série E est ensuite dominée par des décharges importantes de galets, dans lesquelles s'intercalent des passées sableuses ou limoneuses ; la sédimentation se termine par une succession de séquences sableuses, caillouteuses et limono-argileuses.

La deuxième caractéristique majeure du remplissage est la déformation synsédimentaire des unités par **un phénomène de soutirage**, qui a dû perdurer jusqu'à la mise en place de la dernière séquence de la série E (la série F n'en est pas affectée).

La coupe I de l'Entrée B possède quelques similitudes avec celle de l'Entrée E, à commencer par le soutirage, qui s'explique de la même façon. Le point de repère stratigraphique essentiel est constitué par les " pseudoflots de débris " de la série E (faciès et puissance des circulations comparables). On suppose donc qu'à l'Entrée B également, le cheminement depuis la zone d'approvisionnement en alluvions épigées ne devait pas être long, ou tout au moins non interrompu par des rétrécissements spéléomorphologiques.

En ce qui concerne les autres séries, on retrouve une séquence limono-argileuse importante à la base de la série D, ainsi qu'un caractère général très hétérométrique. Au sommet du comblement, les fines prismatiques (à l'Entrée E) ou polyédriques (à l'Entrée B) peuvent être également synchrones, la distinction microstructurale résultant simplement des conditions morphologiques de sédimentation, respectivement dans une auge concave et sur une bosse convexe.

Malgré ces quelques indices de corrélation, **les différences restent importantes entre les deux remplissages**, mais l'on verra que dans une même galerie, les variations longitudinales de faciès peuvent être extrêmement rapides (*cf.* coupe SR-EB(II) ; § VIII.2.6.1.).

VIII.2.5. La coupe de la Cavité du Futur (AC-Fut).

La Cavité du Futur se trouve dans l'Ancienne Carrière, à 50 m à l'est de la Salle des Draperies (*cf.* planche VII.3 (b)), vers 228-229 m d'altitude. Le choix de la décrire en parallèle de l'étude de la Grotte Sainte-Reine a été dicté par plusieurs raisons :

- la proximité géographique ;
- l'existence d'une coupe riche, d'un point de vue sédimentologique, dans laquelle on constate une superposition de séries sédimentaires, identique à ce qui a été observé dans les coupes précédentes ;
- des caractéristiques morphosédimentaires qui ressemblent à des endroits du Labyrinthe de la Grotte Sainte-Reine (*cf.* infra).

Une évolution spéléogénétique proche de celle des remplissages déjà étudiés, est donc envisageable, même si l'altitude diffère quelque peu.

Ce comblement endokarstique de la Cavité du Futur **n'a pas fait l'objet d'analyses granulométriques**, ce qui n'empêchera pas d'établir des **interprétations qualitatives sur les**

paléodynamiques fluviales locales, à partir des descriptions détaillées des structures et des faciès.

♦ Contexte géologique et morphologique.

La Cavité du Futur correspond à une **galerie haute d'au moins 6 m**, pour 0,5 à 2 m de large, recoupée par l'exploitation de la carrière. Elle est complètement obstruée par des sédiments meubles. Elle se situe, en outre, **à l'aplomb de " puits-cheminées " multiples**, également comblés par des alluvions grossières, que l'on avait déjà évoqués dans les chapitres IV et VII (photo VIII.16).

Après rafraîchissement, la partie sommitale du remplissage a pu être facilement relevée sur près de 2 m² (planche VIII.18 ; photo VIII.17). Vers le haut, les " puits-cheminées " remontent jusqu'en surface, c'est-à-dire à 234,5 m d'altitude. Des travaux de terrassement plus importants seraient nécessaires pour observer l'extension basale du comblement de la galerie.

Géologiquement, la cavité se développe dans les Calcaires à polypiers supérieurs, les Marnes de Longwy et l'Oolithe miliaire inférieure, exactement comme aux Entrées E et B du réseau Sainte-Reine. La coupe dégagée se localise en fait uniquement dans les deux formations du Bajocien supérieur. Compte tenu du pendage local, dirigé vers le NW, l'altitude de cette galerie est un peu plus élevée qu'à l'Entrée E (d'environ 3,5 m). Le léger décalage vertical des limites géologiques, d'une dizaine de centimètres, constaté entre les deux bords de la cavité, semble traduire une légère accélération du pendage dans la carrière.

Une autre ressemblance lie les coupes de la Cavité du Futur et des Entrées E et B : l'élargissement maximal du conduit se situe dans la strate marneuse des Marnes de Longwy et immédiatement au-dessus. Mais les banquettes morphologiques localisées à la base de la strate marneuse sont ici mieux marquées qu'elles ne l'étaient dans la galerie de l'Entrée B.

♦ Faciès et structures sédimentaires ; évolution de la sédimentation.

Bien que de dimension restreinte, la coupe de la Cavité du Futur est variée en terme de faciès et de structures sédimentaires (**planche VIII.18**). **Sur les six séries précédemment déterminées, quatre ont été distinguées (B à E)**, toujours sur le principe des contrastes texturaux majeurs. **La série A semble être masquée** par les remblais de la carrière, et **la série F ne s'est pas mise en place** à l'endroit de la coupe en raison du comblement total de la cavité par les matériaux de la série E.

Par conséquent, la reconstitution de l'évolution sédimentaire dans la galerie ne concernera que la fin du remblaiement endokarstique.

• *Séries B et C.*

Sur les banquettes rocheuses latérales reposent une série grossière (B), d'une trentaine de centimètres d'épaisseur au maximum, et composée de deux séquences **graveleuses et caillouteuses**.

L'unité B1, dans laquelle dominent les graviers et petits galets, est constituée de plusieurs lits subhorizontaux, dont quatre sont de texture " *matrix-supported* " (matrice sableuse ou limoneuse) et un de texture " *clast-supported* " (précisément celle où se trouvent les petits galets). La séquence B2 possède des galets plus gros, jusqu'à 10-12 cm de grand axe, dans une matrice limoneuse, ce qui lui assure une bonne cohésion (*cf.* Petit, 1989). Elle fait défaut du côté ouest de la coupe.

Au-dessus de la série B alternent des lits **sableux et sablo-limoneux**, localement caillouteux, selon une stratification toujours subhorizontale (*cf.* photo IX.8). Ils forment la série C, divisée en quatre séquences, sur 40 cm de puissance.

L'unité C1 est elle-même constituée de trois lits de sables grossiers, puis fins, et à nouveau grossiers, qui ne sont pas partout présents ; C1b et C1c ne s'observent que sur l'extrême ouest de la coupe. La séquence C2 est sablo-limoneuse et est également absente de la partie est de la coupe. Il en est de même de l'unité résiduelle sus-jacente où apparaissent quelques galets. En revanche, la séquence C4, constituée de lamines sableuses et limoneuses en alternance, se trouve sur les deux bords du remplissage.

L'accumulation de ces deux séries concordantes, mais tronquées, peut être retracée comme suit. Le dépôt grossier de la série B s'est mis en place sur des matériaux antérieurs non observables, à la base du conduit, jusqu'à atteindre les banquettes morphologiques (on admet donc que la galerie possédait préalablement sa forme de " surcreusement "). La granularité générale de cette série indique des **écoulements énergiques, avec augmentation de la compétence**, puis s'achevant par le comblement interstitiel des galets de B2 par des limons de décrues.

Une sédimentation plus fine recouvre alors les galets, par l'intermédiaire de courants soumis à des variations de puissance. Ainsi, la série C possède un **granoclassement globalement positif**, mais elle est surtout marquée par des **discontinuités latérales de sédimentation, associées à de multiples phases érosives de faible ampleur**.

- *Un hiatus d'érosion entre les séries C et D.*

L'organisation structurale indique une phase d'érosion, entre les mises en place des séries C et D. L'hypothèse d'un surcreusement sur toute la hauteur de la galerie (4 à 5 m au minimum), entre les deux périodes d'accumulation, a été éliminée précédemment. L'agencement global de la série D (sans tenir compte du soutirage ; *cf.* infra), suggère plutôt un processus de **recreusement du remplissage au centre du conduit**, avec un chenal d'une profondeur d'environ 2 m.

- *Série D.*

La série D, d'une épaisseur minimale visible de 1,5 m, tranche nettement par rapport à la précédente, d'un point de vue structural et textural : **stratification globalement inclinée vers le centre de la galerie et faciès variables, verticalement et latéralement**.

La première séquence, essentiellement **limoneuse** (D1), témoignent d'une **diminution importante de la force des paléoécoulements**.

Les lits sont limono-sableux (D1a, D1c et D1e), soit par alternance de lamines, soit en vrac, ou limono-argileux (D1b et D1d). Cette séquence voit donc se développer une succession de circulations moyennement faibles à faibles. On remarque en outre la présence de quelques petits éléments issus de l'encaissant (bloc calcaire très altéré et débris de chailles), dans l'unité D1c.

La deuxième séquence (D2) est plus **hétérogène**.

Elle débute par un lit sablo-graveleux (D2a) présent uniquement sur le bord ouest de la coupe, puis par des sables moyens (D2b), dans lesquels s'intercale une passée à graviers. Ces dépôts, liés à des courants plus forts qu'auparavant, comblent des petits chenaux d'érosion, qui élargissent légèrement la galerie. Latéralement, l'unité sableuse D2b passe à une alternance de lamines sableuses et limoneuses (D2c) et à un mélange de sables et limons contenant des galets épars (D2d). Au centre de la coupe a été conservé un autre lit hétérogène où l'on observe des lamines limoneuses et sableuses superposées, avec quelques galets épars (D2e).L'irrégularité des flux liquides et des décharges solides, caractéristique de ces dernières unités, se poursuit jusqu'au comblement total de la galerie.

Depuis la fin de la sédimentation de la séquence D1, un **lent soutirage** affecte les dépôts de la série, au centre de la galerie, avec des affaissements dans le remplissage matérialisés par des failles normales multiples (dans D1c et D1d ; photo VIII.18). Le phénomène est également impliqué dans l'entraînement de galets, issus de la série B, sur les

bords internes des banquettes, avec les limons sableux D1a, et il est peut-être à l'origine du mélange sablo-limoneux de l'unité D1e.

- *Une phase de spéléogenèse et un hiatus d'érosion entre les séries D et E.*

Les " puits-cheminées " visibles au-dessus de la cavité, n'existaient pas avant cette période d'érosion, comme l'atteste le caractère fluviatile des structures sédimentaires des séries B à D. A la fin des accumulations de la série D, on suppose que **les battements du niveau d'eau dans la galerie ont créé et développé les cheminées sus-jacentes**, à partir de diaclases. Les afflux liquides croissants à travers ces conduits verticaux les agrandissent et aident également à l'**érosion partielle** du comblement en place, qui, additionnée à la poursuite du soutirage, recrée un vide au niveau de la coupe. La **crevaison des morphologies** de corrosion remontante va ensuite permettre la descente directe de matériaux alluviaux épigés dans la galerie.

- *Série E.*

Le sommet de la Cavité du Futur et les " puits-cheminées " sont occupés par la série E, exclusivement **caillouteuse**, mais divisée en deux séquences plus ou moins chargées en galets. Cette série, à matrice sablo-limoneuse peu volumineuse, dépasse 1 m de puissance. Elle s'imbrique plus ou moins fortement dans la série sous-jacente, avec des limites localement indéfinissables. Si l'on met à part son mode d'accumulation souterraine, elle possède un faciès de type " *clast-supported* " à matrice mal triée (*cf.* Collinson et Thompson, 1989), fort comparable à la série E de l'Entrée E de la Grotte Sainte-Reine.

On note en outre la présence de nombreux blocs calcaires au sein de la masse caillouteuse, ce qui s'explique par l'étroitesse des " pendants intercheminées ", d'ailleurs partiellement effondrés pendant l'exploitation de la carrière.

♦ Analyses minéralogiques.

Quatre échantillons de la coupe ont fait l'objet d'analyses de minéraux lourds par M. Beiner (planche VIII.24). Trois concernent des sédiments sableux (C1a', C1a" et D2b) et un la matrice du dépôt grossier E2'. Il existe une grande similitude entre les résultats des quatre prélèvements, constitués de 50 à 60 % d'**amphiboles**, environ 10-20 % de **zircons** et de **grenats**, et un complément formé par la tourmaline, l'épidote, les oxydes de titane, les minéraux métamorphiques et parfois quelques sphènes.

On remarque que ces spectres minéralogiques sont comparables à de nombreuses analyses obtenues dans les coupes de la Grotte Sainte-Reine, étudiées précédemment. C'est le cas notamment des échantillons caillouteux ou très fins de l'Entrée E.

Conclusion sur la coupe de la Cavité du Futur.

Le remplissage de la Cavité du Futur résulte d'**une sédimentation globalement granodécroissante** (de la série B à la séquence D1), interrompue par des **phases d'érosion** de plus ou moins grande ampleur, dont la plus importante se localise à la limite des séries C et D. Puis des écoulements de puissance variable apportent des sédiments hétérogènes qui comblent intégralement la galerie, en même temps que se produit un phénomène de **soutirage**. Toutes ces alluvions ont été introduites sous terre par **des structures verticales d'infiltration, distinctes des " puits-cheminées " situés à l'aplomb de la coupe**. En effet, l'ouverture à la surface de ces derniers s'est opérée peu de temps avant la descente des matériaux de la série E.

Les **circulations libres**, avec transports sédimentaires longitudinaux, ont donc été prédominantes au cours du comblement du conduit karstique. Des phases brèves de décantation en régime noyé peuvent éventuellement être envisagées pour quelques lits de la série D.

Le remplissage de la Cavité du Futur présente **des changements principaux de texture comparables à ceux des coupes du réseau Sainte-Reine *s.s.***. Les séries B et E grossières, la C sableuse et la D limoneuse à sableuse rappellent parfaitement le cas de l'Entrée E. Dans le détail, d'autres points communs existent : exemples des alternances de lamines sableuses et limoneuses dans les séries C supérieure et D, ou bien de l'importante phase érosive au passage des séries C et D. Mais des divergences sont visibles également, comme les matrices de la série B.

L'utilisation de la nomenclature des séries, adoptée en introduction de ce chapitre, est donc justifiée, même si l'on peut rappeler que cette coupe possède une altitude supérieure d'environ 5 m par rapport à celles des Entrées E et B de la Grotte Sainte-Reine. La Cavité du Futur apporte **une vision complémentaire sur l'organisation sédimentaire et le fonctionnement général du comblement des conduits hypogés** :

- les alluvions infiltrées sous terre depuis la surface par des " puits-cheminées " s'accumulent en vrac au pied de ces morphologies, avant d'être redistribuées longitudinalement dans les galeries ;
- les zones d'introduction verticale ont pu varier avec le temps, au cours du comblement d'une même cavité.

Conclusion relative aux cinq coupes principales.

Les informations issues de l'étude détaillée des cinq sondages principaux, peuvent être appréciées à deux niveaux de lecture :

1- **le postulat de départ**, qui a servi de support à notre démonstration, **apparaît justifié** par la concordance des observations relatives aux séries (*cf.* planche VIII.2). En effet, dans les cinq remplissages, assez proches mais situés dans des contextes spéléomorphologiques différents, on a retrouvé **des successions stratigraphiques identiques** (plus ou moins complètes)**, en terme de contrastes texturaux**. On considère ces faits comme **des indices forts de phénomènes hydrodynamiques liés à des causes extérieures au karst** (modifications hydrologiques épigées, sous influence climatique).
Seule une petite incertitude subsiste à propos de l'altitude du comblement de la Cavité du Futur, sensiblement différente par rapport aux autres remblaiements souterrains. Cette question pourrait éventuellement suggérer une répétition cyclique de la succession stratigraphique mise en évidence, lors de deux périodes distinctes.

2- **les paléodynamiques fluviales se sont avérées très discriminées dans l'espace et le temps**. Pour bien cerner leurs composantes explicatives, une vision plus globale s'impose. Celle-ci nécessite des **investigations complémentaires sur les remplissages** du réseau Sainte-Reine *s.l.*, grâce à des carottages et des coupes " rapides ". D'autre part, l'affirmation des **relations entre contexte spéléomorphologique et type de comblement endokarstique**, doit être généralisée à partir d'observations dans les grottes voisines.
Par conséquent, les caractéristiques hydrodynamiques ne pourront être pleinement appréciées que lors de la synthèse de la section VIII.2. (§ VIII.2.7.).

VIII.2.6. Contexte morphologique et descriptions générales des autres remplissages endokarstiques.

Plusieurs remplissages ont été relevés, en complément de l'étude des sites précédents. On peut distinguer deux secteurs :

- le réseau Sainte-Reine *s.l.*, pour lequel des coupes d'accès facile, **des carottages et des prélèvements isolés** permettent d'effectuer des comparaisons stratigraphiques et texturales avec les sondages principaux. Il s'agit de fournir des données susceptibles de confirmer les observations et interprétations précédentes, ou bien de les moduler ;
- les autres grottes de Pierre-la-Treiche et du plateau central de Haye, dans lesquelles des **descriptions morphosédimentaires succinctes** s'avèrent utiles pour compléter le schéma de fonctionnement des accumulations souterraines, ainsi que pour déterminer ultérieurement l'origine des matériaux (§ VIII.3.).

VIII.2.6.1. Coupes complémentaires, carottages et prélèvements isolés de la Grotte Sainte-Reine et de l'Ancienne Carrière.

Dans le périmètre du réseau Sainte-Reine *s.l.* (Ancienne Carrière incluse), des renseignements complémentaires ont pu être extraits :

- de la description de trois nouvelles coupes ;
- de neuf carottages, localisés à des endroits propices à la manipulation du carottier (contraintes du milieu morphologique) ;
- de deux analyses granulométriques d'échantillons issus des secteurs septentrionaux du réseau (*cf.* planche VII.3 (b)), en vue de comparaisons avec d'autres prélèvements limono-argileux de surface de remplissage.

Dans la suite de ce texte, on s'attachera à **dégager une typologie de ces divers comblements endokarstiques, en fonction de leur contexte spéléomorphologique et de leurs caractéristiques sédimentaires** (planche VIII.2). Les descriptions stratigraphiques et texturales détaillées ont été regroupées en annexe VIII.6, avec les schémas correspondant (figures notées A-... dans le texte suivant). En se basant sur elles, des corrélations probables avec les sondages principaux et entre remplissages voisins seront établies.

♦ Les remplissages de galeries proches des zones d'introduction hydrosédimentaire.

Cette catégorie de comblements hypogés est à rapprocher des remplissages des Entrées E et B et de la Cavité du Futur. Elle concerne trois coupes situées à l'entrée B de la Grotte Sainte-Reine (SR-EB(II) et SR-EB(III)) et dans la Galerie Montante Carrière (AC-GMC) (*cf.* planche VII.3 (b) et figures A-VIII.16 à A-VIII.18).

La coupe SR-EB(II) se trouve à une dizaine de mètres en face de la coupe SR-EB(I), dans la même galerie éventrée par la carrière souterraine. Malgré cette proximité, elle possède un remplissage qui se différencie assez nettement de celui étudié en détail précédemment. Seules trois séquences semblent correspondre entre les deux coupes situées en vis-à-vis : les deux unités à galets de la série E (très atrophiées dans SR-EB(II)) et les polyèdres argilo-limoneux sommitaux (SR-EB(I)-F4 et SR-EB(II)-12).

La coupe SR-EB(III) concerne le comblement alluvial d'un conduit adjacent localisé à environ 3 m au SSW de la coupe SR-EB(I). De dimension plus petite que la galerie principale, ce conduit est probablement connecté au nord, ou l'était à l'est avant l'exploitation de la pierre. Des bonnes ressemblances sédimentaires existent entre les deux remplissages. Ainsi, les unités SR-EB(III)-2 à 4 peuvent être corrélées à la série E de la

coupe I, et les polyèdres argilo-limoneux sommitaux SR-EB(III)-6 et SR-EB(I)-F4 sont aussi probablement synchrones. On peut effectuer les mêmes liaisons stratigraphiques avec la coupe SR-EB(II). En outre, on constate une similitude de faciès entre les séquences SR-EB(III)-1 et SR-EB(II)-3 ou 5.

Les trois coupes de l'Entrée B de la Grotte Sainte-Reine indiquent donc que **les variations longitudinales de faciès peuvent être rapides dans un même conduit karstique**, sans qu'il y ait de changement macromorphologique fondamental, et inversement, des galeries voisines de dimensions différentes peuvent receler des remplissages similaires.

Dans l'Ancienne Carrière, entre la Grotte Sainte-Reine et la Cavité du Futur, se trouve la Galerie Montante Carrière. Il s'agit d'un gros conduit développé dans les Calcaires à polypiers supérieurs, les Marnes de Longwy et l'Oolithe miliaire inférieure, et obstrué par des alluvions au bout d'une dizaine de mètres. **Le remplissage s'apparente fortement à celui de la Cavité du Futur**, dans un contexte géologique identique. La séquence à galets AC-GMC-2 (et AC-GMC-3 aussi peut-être) provient sans doute de " puits-cheminées " tout proches, alors qu'en dessous (AC-GMC-1) existent des sédiments transportés et accumulés par des circulations fluviatiles souterraines d'origine plus lointaine.

- Les remplissages de conduits-collecteurs réguliers.

Les deux carottages des Lacets (SR-Lac) et de la Petite Chambre (SR-PC), effectués dans la Galerie de l'Est de la Grotte Sainte-Reine, rentrent dans cette catégorie. Ils sont en effet situés dans un conduit non ramifié (en apparence ; *cf.* chapitre VII) et surtout de dimension globalement homogène sur toute sa longueur.

Le carottage des Lacets a été réalisé dans le virage à 120° opéré par la galerie, une quinzaine de mètres à l'ENE du Puisard. Il a atteint 3,2 m de profondeur, bloqué par des galets. Les faciès variés traversés, ont été regroupés en trois grands ensembles sédimentaires, qui pourraient correspondre aux **séries B à D des coupes principales**. En surface, on note une particularité morphosédimentaire : il existe dans la paroi orientale un minuscule boyau contenant des galets, qui se sont mélangés aux matériaux fluviatiles (*s.s.*) fins, dans le conduit-collecteur. Ces galets pourraient être issus de la Galerie du Canyon, toute proche en plan, et vraisemblablement plus haute d'un point de vue altitudinal. On a donc une réplique miniature des zones d'infiltration par les " puits-cheminées ", telles qu'observées dans la Cavité du Futur. En ce sens, malgré l'absence de redistribution des matériaux grossiers, on peut assimiler la partie sommitale du remplissage à la série E.

La Petite Chambre se localise à peu près au milieu de la Galerie de l'Est, dans un des lieux les plus bas du réseau Sainte-Reine, en altitude. Le comblement y a été observé par carottage sur 2,3 m, avant blocage sur le bed-rock, un bloc calcaire, ou des galets. La texture révèle une diminution de puissance des paléoécoulements au cours de la sédimentation. Des corrélations avec le carottage des Lacets semblent possibles : les successions des faciès {SR-PC-1 à 6} et {SR-PC-11 et 12}, sont très semblables à celles {SR-Lac-8 à 12} et {SR-Lac-16 et 17}, respectivement. Dans cette hypothèse de raccords stratigraphiques, le blocage du forage serait vraisemblablement lié à une unité à galets et on aurait un enregistrement des séries C et D.

La bonne concordance sédimentaire des deux remplissages confirme le **fonctionnement synchrone de l'ensemble de la Galerie de l'Est dans sa partie médiane**. En dehors du site particulier du carottage des Lacets, il apparaît en outre que le comblement s'achève par la série D, comme cela a été constaté dans la Salle des Draperies.

- Les remplissages de conduits-collecteurs irréguliers.

La Galerie de l'Ouest de la Grotte Sainte-Reine présente un profil longitudinal irrégulier, avec une succession de conduits volumineux et de passages " siphonnant " de petite dimension.

Cinq endroits répartis de part et d'autre de la coupe de la Galerie du Calvaire, dans la partie médiane de la Galerie de l'Ouest, ont été sélectionnés pour des carottages (*cf.* planches VII.17 et VIII.2) :

- au nord de la Galerie des Soupirs (SR-Sou), dans la descente vers le Passage de la Tête de Renard (*cf.* photo VII.20). Les 3,2 m du carottier n'ont pas suffit à atteindre le bed-rock, ni à obtenir une modification notable de texture. On ne détecte en effet qu'une seule série sédimentaire limono-sableuse, difficile à corréler avec d'autres comblements connus ;
- dans la Salle du Calvaire (SR-Cal), immédiatement au nord du Passage de la Tête de Renard et une petite quinzaine de mètres au sud de la fosse de la Galerie du Calvaire. Le remplissage a pu être traversé par le carottier jusqu'à une profondeur de 2,8 m environ, le blocage étant dû à la paroi ou à un gros bloc calcaire, éventuellement au bed-rock. Les faciès révèlent **trois séries sédimentaires distinctes, supposées équivalentes à D, E et F de la coupe principale SR-FC** ;
- dans la Galerie du Calvaire, au niveau de la Table de Moïse (SR-TM), à 2,65 m au nord de la coupe transversale septentrionale de SR-FC. Malgré cette proximité, le remplissage diffère fortement de celui observé dans l'excavation ; sur 3,2 m de profondeur (carottier à fond), on observe des faciès presque exclusivement limoneux ;
- dans la Caverne du Cyclope (SR-CC), qui constitue une salle au croisement de plusieurs galeries. Sur 3,8 m de profondeur (carottier poussé au maximum), le remplissage est essentiellement limoneux. Malgré tout, on décèle une succession stratigraphique que l'on peut assimiler aux **séries D à F de la Fosse du Calvaire**, avec des matériaux plus fins pour la série E (limons à la place des sables) ;
- dans la Salle de la Rotonde (SR-Rot), au-delà de passages bas et étroits (*cf.* photo VII.9). Le carottage n'a pas atteint le bed-rock au bout des 3,2 m du carottier et le remplissage montre des faciès peu variés. On peut néanmoins mettre en évidence trois grands ensembles sédimentaires, que l'on rapporte à titre d'hypothèse aux **séries D, E et F de la Fosse du Calvaire**.

Ces cinq forages permettent de déceler **une stratigraphie variable des remplissages, sans qu'il n'existe forcément de relation avec des modifications spéléomorphologiques** :

- les remblaiements homogènes et épais, essentiellement limoneux, rappellent la coupe de la Salle des Draperies, où des circulations lentes ont été influencées par l'isolement morphologique entre des zones de " siphons ".
  SR-Sou se trouve effectivement à l'amont du Passage de la Tête de Renard, qui s'apparente à un siphon, mais ce n'est pas le cas de SR-TM, où la disparition totale de la série E très sableuse, observée dans la fosse voisine, constitue un mystère. De toutes les hypothèses imaginables, aucune n'est réellement satisfaisante : variations longitudinales de faciès très importantes sur une distance inférieure à 3 m (effet de " barre de chute " particulièrement marqué au niveau de la Fosse du Calvaire, qui se trouve à la sortie d'un passage bas ; *cf.* Sorriaux, 1982), éventuellement en raison d'un obstacle important (gros bloc ?) ; érosion ou non accumulation des unités sableuses, avec peut-être des variations latérales de faciès ; existence d'une galerie confluante, cachée par le remplissage, qui aurait modifié les conditions de la sédimentation ?
- les corrélations stratigraphiques de SR-Cal avec la Fosse du Calvaire toute proche, ne sont pas très évidentes. Comme à l'Entrée B, on constate des variations longitudinales de faciès rapides et importantes, dans une même galerie. Pour SR-CC, les différences macromorphologiques par rapport à SR-FC (croisement de plusieurs conduits, variabilité dans les formes de plafond et changements dimensionnels) et l'éloignement des deux remplissages, expliquent plus facilement les modifications texturales. Il en est de même pour SR-Rot, pour lequel les corrélations deviennent très aléatoires, sur un simple examen de carottes, compte tenu de la distance de comparaison.

♦ Les remplissages de galeries secondaires.

Dans cette catégorie, on prend en compte les carottages des galeries de jonction, dans la Salle du Clocher (SR-Clo) et dans la Galerie Transversale (Diaclase ; SR-Dia), et les deux prélèvements isolés de la Salle Adjacente de la Rotonde (SR-SAR) et de la Cheminée de la Galerie de l'Est (SR-CGE) (*cf.* planches VII.17 et VIII.2).

La Salle du Clocher est une très haute coupole (plus de 8 m), qui interrompt une galerie de jonction de petite dimension (1 m de diamètre au maximum). Le forage a traversé 3,2 m de sédiments sans atteindre le bed-rock. La succession stratigraphique obtenue s'apparente aux séries D à F de la Fosse du Calvaire en terme de faciès, mais avec des épaisseurs sensiblement différentes. Les correspondances sont donc aussi hypothétiques

que pour le carottage SR-Rot, mais on constate surtout que le contexte macromorphologique particulier de la Salle du Clocher a peu d'influence sur le remblaiement.

Quatre petits forages ont été effectués dans la Galerie Transversale, au croisement avec la Diaclase. Ils ont tous été rapidement bloqués par la paroi, qui va en biais, ou un gros bloc calcaire (profondeur comprise entre 70 cm et 1,65 m). Le comblement traversé par les quatre carottages est essentiellement limoneux, comme ce que l'on observe presque partout dans la grotte en surface de remplissage.

A propos de ces sédiments superficiels, deux granulométries ont été réalisées sur des échantillons de **fines polyédriques** provenant de secteurs très éloignés des entrées, dans la Grotte Sainte-Reine. Des résultats détaillés consignés en annexe VIII.6, on retient que :

- SR-SAR possède des caractéristiques texturales très proches des polyèdres argilo-limoneux SR-EB(I)-F4 ou de la séquence SR-EE-F3 (accumulation par décantation). On a donc affaire à des matériaux témoignant de **mares d'eau résiduelles** et de l'assèchement du réseau ;
- SR-CGE est un peu plus grossier (limons moyens) et contient des passées sableuses. La sédimentation en vrac de toutes les particules transportées est typique d'une **entrave liée au contexte spéléomorphologique** (l'échantillon provient du sommet obstrué d'un conduit subvertical).

Au total, les galeries secondaires sont caractérisées par des **remplissages fins ou très fins** sur une épaisseur importante en surface. Ceux-ci résultent d'**écoulements lents de remblaiement terminal**, alors que les dépôts sous-jacents sont plus variés, si l'on en juge par l'exemple de la Salle du Clocher. Ce type de comblement est donc comparable au cas de la Salle des Draperies ou de certains endroits des conduits-collecteurs irréguliers. On note d'ailleurs que la notion de conduits secondaires repose sur la vision actuelle que l'on en a, et ne correspond pas nécessairement à la situation avant la mise en place du remplissage.

Conclusion de la section VIII.2.6.1.

Les carottages et les coupes " rapides " ont mis en exergue la **variabilité des faciès** des remplissages, parfois sur de très courtes distances, et indépendamment des contraintes macromorphologiques, qui interviennent toutefois en priorité le plus souvent.

Par ailleurs, on retient que **les séries déterminées dans les coupes principales se retrouvent avec une fiabilité correcte dans les comblements proches des zones d'introduction hydrosédimentaire et dans les remblaiements des conduits-collecteurs réguliers**. En revanche, l'éloignement des secteurs d'entrée, le franchissement de passages bas et/ou siphons fréquents, et l'isolement par rapport aux axes majeurs de transit hydrosédimentaire, sont des facteurs défavorables à la recherche de corrélations stratigraphiques par simple carottage. Dans ces conditions, la réalisation d'excavation devient nécessaire.

VIII.2.6.2. Caractéristiques de remplissages d'autres grottes de la Haye centrale.

Pour compléter les connaissances des comblements souterrains obtenues dans la Grotte Sainte-Reine et l'Ancienne Carrière, d'autres remplissages de réseaux et cavités karstiques du plateau central de Haye ont été étudiés. Il s'agit de repérer si les caractéristiques morphosédimentaires précédemment évoquées se retrouvent ailleurs, et s'il existe des variantes dans les remblaiements souterrains, notamment à des altitudes différentes de celles déjà prises en considération.

Pour ne pas alourdir le texte, on retrouvera en annexe VIII.6, les descriptions détaillées de la plupart des remplissages suivants, observés en coupe ou par carottage. Les prélèvements

dont ils ont fait l'objet, seront analysés dans la section VIII.3., afin d'identifier l'origine des matériaux.

♦ Les remplissages fluviatiles structurés.

Ces types de comblements sont les plus fréquents. On les trouve **dans tous les réseaux de Pierre-la-Treiche** et dans certaines grottes situées plus haut en altitude, jusqu'à près de 300 m au maximum.

Cependant, la réalisation de coupes est nécessaire à leur détermination et, compte tenu de la taille des sondages, deux cas de figures se présentent : l'épaisseur des unités sédimentaires est faible et il n'est pas besoin de creuser bien profondément pour constater la structuration, ou bien elle est importante et l'organisation interne peut échapper totalement à l'observation.

La texture de ces remblaiements ne change pas par rapport à ce qui a été décrit dans le réseau Sainte-Reine : les alluvions d'origine mosellane, constituées de galets, graviers, sables et fines siliceux, dominent largement ; elles sont localement recouvertes par des concrétions. A un seul endroit, déjà mentionné au début de ce chapitre, a été observée une unité constituée essentiellement de galets calcaires (coupe du Minifontis, dans les Carrières du CAF à Maron).

Ces remplissages se rencontrent dans des conduits de dimensions très variées et possèdent des épaisseurs également très différenciées, comme le montrent les trois exemples suivants :

- dans la Galerie Transversale de la Grotte des Puits (Pui-GT), dont la section est estimée à 1 m², huit séquences ont pu être définies, y compris les spéléothèmes sommitaux, sur 45 cm d'épaisseur ;
- dans la Galerie Supérieure Occidentale de la Grotte des 7 Salles (7S-GSO), dont la section est estimée à 4 m², un sondage sur 70 cm de profondeur a mis en évidence quatre unités de fines, sables et galets ;
- un carottage (Car-DA) effectué dans une galerie adjacente du gros conduit (2×2 m au-dessus du remplissage) de la Grotte de la Carrière, à Maron, a permis de constater une succession stratigraphique de dix séquences (quatre séries), sur 1,5 m de puissance au minimum.

Un caractère morphologique très original concerne le remplissage de la Salle des Chauves-Souris dans la Grotte du Chaos (KO-CS ; photo VIII.22) : les sédiments mis en place par des circulations fluviatiles se situent au sein d'un important éboulis. Cette organisation particulière, constituée de matériaux allochtones structurés, au milieu de blocs autochtones mis en place par gravité, peut trouver deux explications :

- soit l'éboulis s'est installé en deux étapes, entre lesquelles se place l'accumulation de type fluviatile ;
- soit les alluvions sont arrivées après la création de la trémie, auquel cas il faut envisager une consolidation temporaire de l'éboulis (par concrétionnement par exemple), ce qui n'est plus visible actuellement.

D'un point de vue structural, les comblements présentent **des figures sédimentaires également variées**, comparables à ce qui a été noté dans la Grotte Sainte-Reine, à savoir :

- des **unités agencées de manière subhorizontale**, comme à l'Entrée M de la Grotte Jacqueline (Jac-EM) ou dans la Salle des Chauves-Souris de la Grotte du Chaos (KO-CS) ;
- des **séquences inclinées** jusqu'à 20°, synonymes éventuels de phénomènes de soutirage sous-jacent. C'est le cas dans les remplissages de la Galerie Supérieure Occidentale de la Grotte des 7 Salles (7S-GSO) et de la coupe du Minifontis à Maron (CC-Min ; *cf.* photo IX.7) ;
- des **structures emboîtées** liées à des phases de chenalisation entre les périodes d'accumulation. Le plus bel exemple se trouve dans la Galerie T2, dans le Labyrinthe du

Puits 3 de la Grotte des Puits (Pui-LP3(II)), où une séquence de fines est emboîtée dans une unité sableuse. L'ensemble forme une bosse au sommet du remplissage, comme cela a été maintes fois rencontré.

Longitudinalement, dans une même galerie, on peut relever des variations de faciès en surface de remblaiement, comme par exemple dans la Galerie Inférieure Ouest de la Grotte des Puits (Pui-GIO), avec passage de sédiments sableux à des fines sur quelques mètres de distance.

- Les remplissages gravitaires de " puits-cheminées " et de diaclases.

Dans le réseau Sainte-Reine *s.l.*, des remplissages gravitaires **directement issus d'une formation alluviale de surface** ont été décrits. Ces mêmes comblements sont visibles dans d'autres grottes du karst infratalweg du plateau central de Haye. Cependant, dans de nombreuses cavernes où se rencontrent des contextes morphosédimentaires similaires, il semble que les matériaux ne proviennent pas directement du milieu épigé, mais de **galeries sus-jacentes non reconnues** [14] (figure VIII.7).

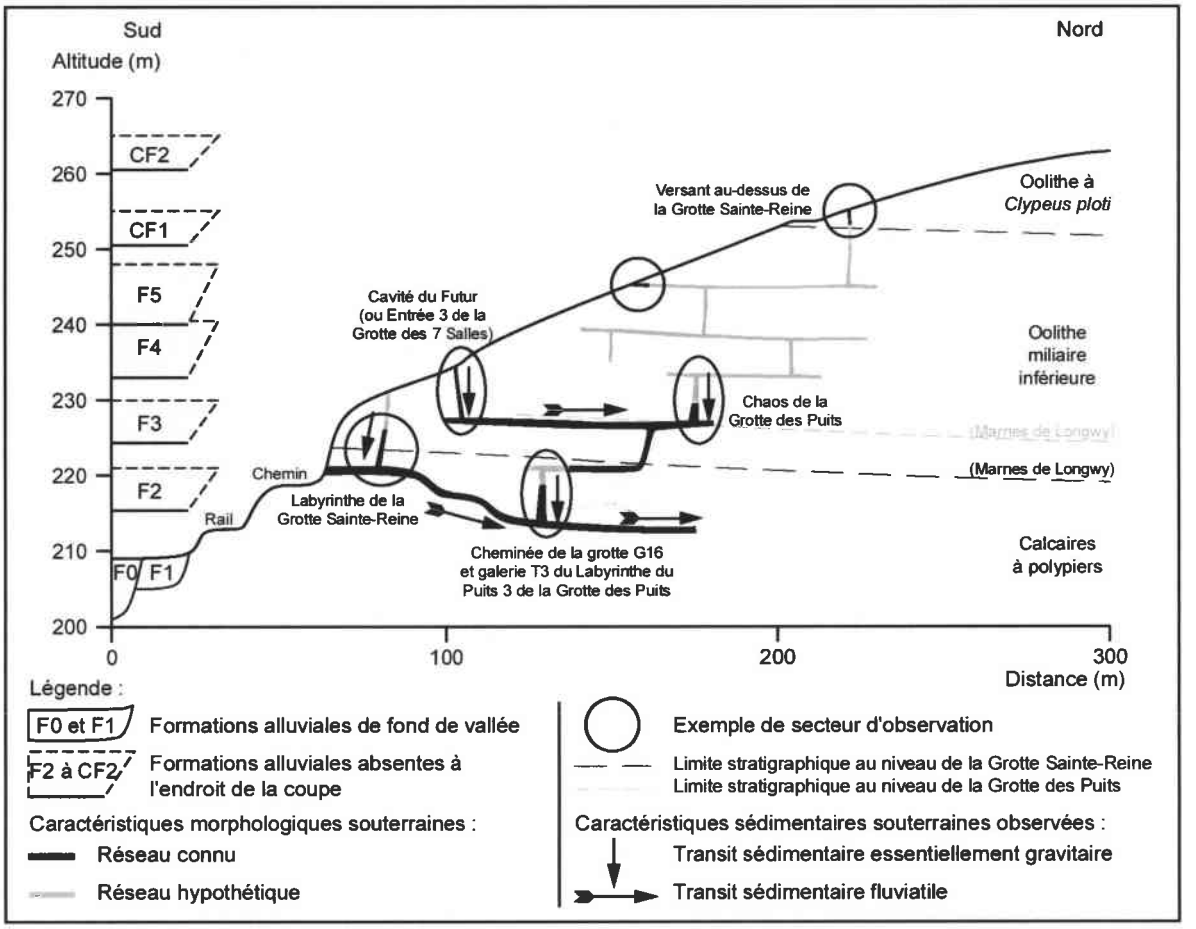


Figure VIII.7 - Croquis de l'organisation morphosédimentaire des réseaux endokarstiques dans le secteur de Pierre-la-Treiche.

[14] C'est également le cas pour un remplissage de la Grotte Sainte-Reine, non évoqué auparavant car inclassable (Galerie Gothique ; SR-GG), mais sur lequel on reviendra dans la section VIII.3.

Cette interprétation est dictée par trois observations :

- l'épaisseur parfois importante de substratum calcaire entre la surface du massif et les conduits souterrains (jusqu'à une cinquantaine de mètres dans la Grotte du Chaos) ;
- l'absence fréquente d'alluvions au-dessus des grottes (à certains endroits, elles ont toutefois pu y être présentes par le passé) ;
- la reconnaissance d'un secteur endokarstique où existe un agencement morphologique de ce type : il s'agit de la Cheminée de la Grotte G16 (G16-Che), qui n'est distante que de 10-15 m de la Galerie obstruée T3 du Labyrinthe du Puits 3 de la Grotte des Puits, avec une dénivelée compatible au soutirage, estimée à 1 m (*cf.* figure VIII.7).

Du point de vue textural, **les remplissages gravitaires sont grossiers** (galets nombreux), avec une matrice plus ou moins abondante et hétérométrique, en fonction des conditions de soutirage. Ainsi, certains ensembles sédimentaires sont riches en fines, et d'autres davantage sableux. Par ailleurs, il n'est pas rare d'observer des conglomérats formés d'alluvions à ciment carbonaté (exemples dans les anciennes carrières des Blanches Vignes à Villey-le-Sec et dans la Grande Diaclase des Carrières du CAF ; photo VIII.20).

Les **structures morphologiques** (" puits-cheminées " et diaclases) apparaissent également comme des **éléments discriminants de ces remplissages** :

- lorsqu'elles sont peu ou pas corrodées, les diaclases présentent à leur pied des accumulations de matériaux en vrac, sans redistribution longitudinale, ce qui dénote un soutirage postérieur au fonctionnement morphogénique des galeries réceptrices.
  Les exemples relatifs à ce cas de figure sont donnés par la Diaclase du Courant d'Air dans la Grotte des Puits (Pui-DCA), la Galerie de l'Epingle à Cheveux dans la Grotte des 7 Salles (7S-GEC), ou encore la Salle des Draperies dans la Grotte du Chaos (KO-Dra ; photo VIII.21) ;
- au contraire, les " puits-cheminées " et les diaclases corrodées ont généralement servi à l'introduction des alluvions dans les réseaux, au moment où ceux-ci étaient en cours de remblaiement. Par conséquent, il n'est pas rare de constater la présence de remplissages grossiers du type " pseudoflots de débris " à proximité de la zone de soutirage.
  Les exemples les plus nets de ces systèmes " infiltration - redistribution " se rencontrent à l'Entrée 3 et dans le Canyon de la Grotte des 7 Salles (7S-E3 et 7S-Can), ainsi que dans le Labyrinthe du Puits 3 de la Grotte des Puits (Pui-LP3(I)). Mais d'autres endroits montrent les mêmes caractéristiques de soutirage (Cheminée de la Grotte G16 à Pierre-la-Treiche, Cavité 21 des Blanches Vignes à Villey-le-Sec, Petite Grotte du Géant dans le Bois de l'Embanie, Entrée B des Trous de la Grosse Roche à Aingeray) et de déplacement en masse sur de courtes distances (Entrée M de la Grotte Jacqueline, cavité G19 à Pierre-la-Treiche, et plusieurs autres cavités du Bois Gaillard).

Il existe par ailleurs des cas particuliers, comme la Diaclase du Talus d'Argile, corrodée, dans la Grotte du Chaos (KO-DTA), dont le comblement a vraisemblablement connu un effondrement en masse vers le réseau ébouleux sous-jacent. De même, l'une des Cavités Sous la Treiche (LT-CST) présente un ensemble sédimentaire grossier du type " pseudoflot de débris ", pour lequel il est difficile de déterminer l'évolution exacte (redistribution ou soutirage seulement).

♦ Les remplissages originaux des " hautes altitudes ".

A plus haute altitude (plus de 300 m), les remblaiements souterrains présentent des faciès différents de ceux décrits jusqu'à maintenant, avec des **galets siliceux épars dans une matrice argilo-limoneuse abondante, sans structures sédimentaires**. Deux exemples appartiennent à cette catégorie de remplissages : la Cavité Nanquette (CN-CN) et la Diaclase de Messein (FSJ-DM ; photo VIII.19), respectivement à 378 et 395 m d'altitude. Dans les deux cas, on suppose que les matériaux ont été soutirés depuis la surface.

Ce type de comblement endokarstique se rencontre également à plus basse altitude, mais beaucoup moins fréquemment (un exemple, rencontré dans la carrière du Vulnot, à 264 m d'altitude ; LS-Arb).

Enfin, on remarque que le remplissage observé dans la Cavité de la Ferme Sainte-Anne (CFSA), à 303 m d'altitude, montre des caractères texturaux intermédiaires entre les " pseudoflots de débris " et les faciès des " hautes altitudes " : galets relativement nombreux, dans une matrice chargée en fines.

Conclusion de la section VIII.2.6.2.

Les contextes morphosédimentaires rencontrés et étudiés en détail dans le réseau Sainte-Reine *s.l.*, sont généralisés entre 210 et 300 m d'altitude. Le **phénomène " infiltration-redistribution "** des alluvions de la Moselle dans les grottes et cavités du plateau central de Haye, a donc fonctionné **sur une longue période de temps**.

En outre, les observations réalisées dans les cavernes voisines de Sainte-Reine ont permis de mettre en évidence une fréquence des **soutirages entre galeries superposées**, soit au cours de la spéléogenèse, soit après l'assèchement des réseaux (descente spécifiquement gravitaire dans ce cas).

VIII.2.7. Synthèse sur les remplissages du karst infratalweg mosellan du plateau central de Haye.

L'objectif de cette synthèse, qui conclut la section VIII.2., est de mettre en évidence les rapports entre les différents types de remplissages rencontrés et de dégager les facteurs de cette diversité.

D'une façon générale, les remplissages endokarstiques étudiés peuvent être définis par la conjonction de trois éléments :

- **le milieu de sédimentation** représenté par les macromorphologies spéléologiques, marquées par une certaine dimension, des variations longitudinales et transversales, des connexions de galeries… ;
- **les flux hydrologiques**, qui assurent (ou ont assuré) le transport et le mode d'accumulation des matériaux, et qui sont caractérisés par un débit, une vitesse, des paramètres physico-chimiques, … ;
- **les matériaux mis en place** (alluvions allochtones, blocs autochtones, concrétions, …), dont on peut déterminer la quantité, la dimension, la morphologie, la composition, …

Ce sont ces caractéristiques, variables dans le temps et dans l'espace, qui interviennent dans la diversité des comblements hypogés, notamment par les interactions qu'elles développent.

L'observation globale des remplissages souterrains permet de relever la **prédominance des alluvions d'origine mosellane dans les cavernes**. On peut alors déterminer deux principaux secteurs endokarstiques (*cf.* figures VIII.2 et VIII.7) :

- **les zones d'introduction des flux d'eau et de matière**, par l'intermédiaire de " puits-cheminées " ou de diaclases ouvertes. Ils se situent sous une ancienne formation alluviale de fond de vallée, actuellement en terrasse, dégradée ou complètement disparue ;
- **les zones de redistribution longitudinale des matériaux infiltrés**, qui constituent les réseaux hypogés se développant sous les versants, vers l'intérieur du massif calcaire.

Entre ces deux zones existe une **transition sédimentaire continue**, marquée par la disparition de certains faciès et l'apparition de nouvelles. Cette évolution longitudinale est surtout perceptible dans le second secteur défini, dans lequel un tri des matériaux s'opère, sans qu'il y ait renouvellement des apports épigés. Toutefois, dans cette zone de redistribution, des

sédiments ont pu provenir de galeries sus-jacentes, au moment du fonctionnement hydrologique, ou postérieurement.

Ces constatations se vérifient à toutes les altitudes inférieures à 300 m. Au-dessus, l'absence de réseaux karstiques empêche les observations comparables. En outre, aux " hautes altitudes ", les sédiments perdent de leur diversité, probablement par transformations physiques et chimiques au cours du temps.

Dans les remplissages hypogés de " basse " altitude (moins de 300 m), on note une **grande variété de faciès**, liée aux multiples facteurs évoqués ci-dessus. Moins facile à cerner, la seconde spécificité importante des comblements souterrains étudiés, tient aux **lacunes sédimentaires**. Celles-ci constituent un paramètre fréquent, et souvent difficile à estimer temporellement, des remplissages souterrains (Borreguero, 1990) ou de porches de grottes (*cf.* Campy, 1986, 1990 ; Campy et Richard, 1988 ; Campy *et al.*, 1990, 1992, 1994).

Dans le cadre de l'étude détaillée du réseau Sainte-Reine *s.l.*, on a tout de même pu mettre en évidence une **succession stratigraphique générale**, en se basant sur les grands changements de texture et la définition de séries sédimentaires. Cette configuration constante dans l'ensemble du système spéléologique considéré (qui se développe en altitude sur une vingtaine de mètres seulement), n'est pas assujettie aux contraintes macromorphologiques. **Elle reflète donc des caractéristiques hydrologiques et alluviales, qui dépendent des conditions climatiques et géomorphologiques régionales.**

En revanche, **le milieu souterrain influe sur les modifications longitudinales des faciès (propres à chaque série)**, parfois très rapides et importantes, dans une même galerie et sur de courtes distances. Par conséquent, les corrélations stratigraphiques identifiées dans les coupes majeures, ne sont pas toujours reconnaissables dans les carottages, qui se révèlent souvent insuffisants par leur profondeur et leur mode d'observation (figure VIII.8).

Des raccordements hypothétiques ont toutefois été avancés ; ils indiquent que la partie supérieure des remblaiements est constituée des séries C et D dans la Galerie de l'Est, et D à F dans la Galerie de l'Ouest de la Grotte Sainte-Reine. Les corrélations entre les deux " collecteurs ", par les conduits de jonction, sont impossibles à réaliser en l'état des connaissances. Cette interprétation ne préjuge en rien d'un fonctionnement fluviatile plus long dans la Galerie de l'Ouest (diachronisme sédimentaire éventuel ; *cf.* ci-dessous).

Finalement, les caractéristiques générales des remplissages du réseau Sainte-Reine *s.l.* sont les suivantes :

- mise en place de sédiments fins (série A), puis superposition de matériaux grossiers (B), moyens (C) et très fins à moyens (D, à variations texturales maximales). Ensuite arrivent de nouveaux sédiments moyens à très grossiers (E), puis fins à très fins (F). **Une dérive positive globale** existe donc **pour les séries B à D**, alors que **les autres séries sont plus contrastées** les unes par rapport aux autres ;
- **la série A est conservée de façon résiduelle**, suite à une **phase érosive majeure**, produite avant la mise en place de la série B. **Deux autres périodes d'érosion** importantes ont été repérées à certaines endroits, entre les séries C et D, et D et E. En outre, des phénomènes d'érosion localisés affectent le reste des remplissages, de manière plus ou moins fréquente ;
- **les séries E et F ne se sont pas accumulées partout**, compte tenu des variations macromorphologiques longitudinales des conduits spéléologiques. Cette constatation est importante puisqu'elle introduit la **notion de diachronisme** possible pour chaque série (et surtout pour les dernières : D, E et F), selon les localisations dans le réseau ;
- **vers l'intérieur du massif, la granularité diminue sensiblement**, notamment en ce qui concerne les séries grossières (B et E). Cette remarque constitue un **indice sur le sens des paléoécoulements** au moment du comblement des galeries.

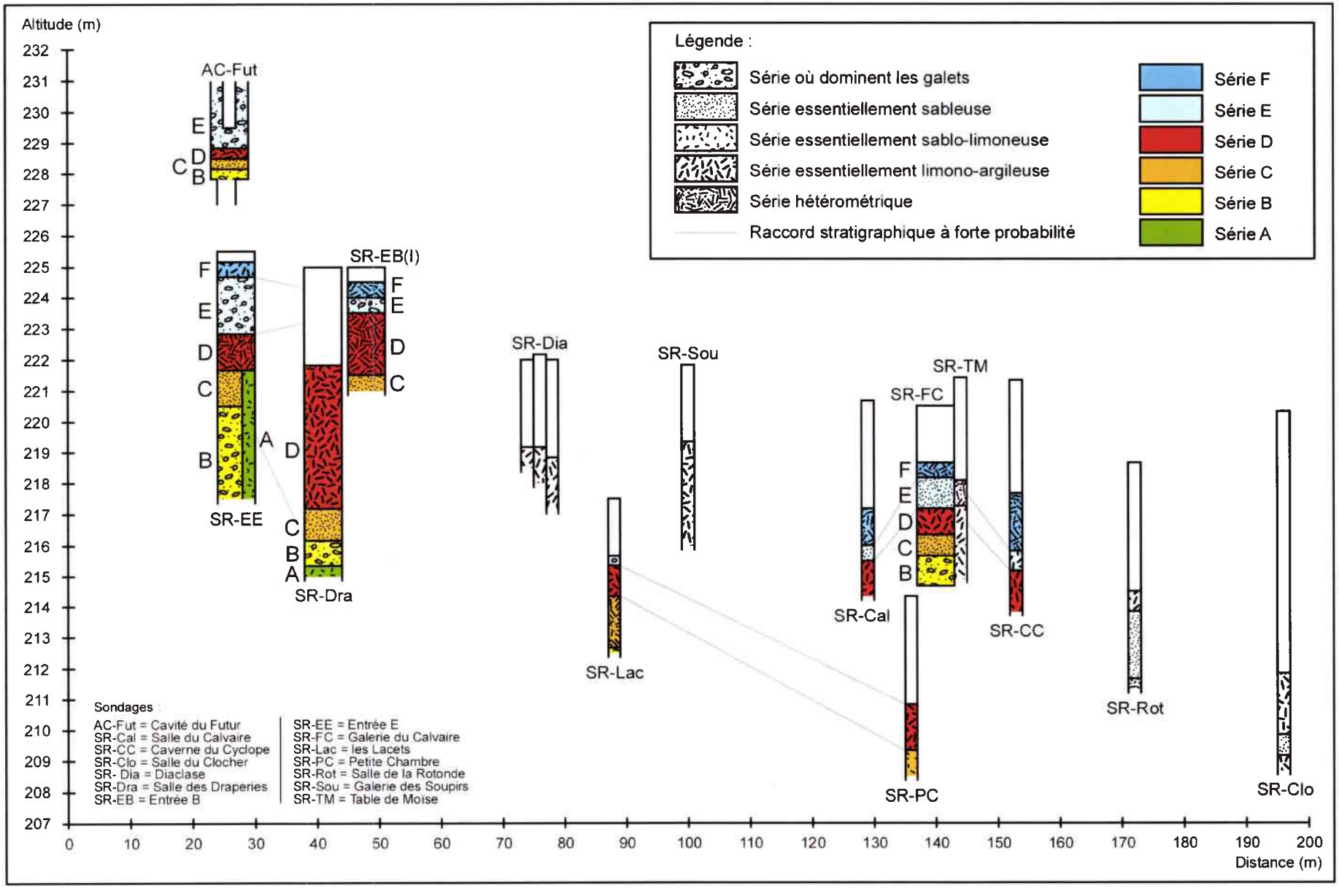


Figure VIII.8 - Représentation simplifiée des sondages du réseau Sainte-Reine *s.l.* et corrélations stratigraphiques supposées.

A une échelle d'observation plus grande, les paramètres de corrélation stratigraphique sont rares :

- les caractéristiques granulométriques et structurales sont inutilisables à ce sujet, sauf peut-être en ce qui concerne les dépôts limono-argileux rythmés, qui résultent de circulations lentes à faibles variations, dans l'ensemble du réseau karstique. Pour les faciès plus grossiers, l'influence du milieu confiné et des paramètres spéléomorphologiques sur les facteurs de la sédimentation, est aussi importante que les modifications strictement hydrologiques (régime, débit, ...) ;
- quelques indices sédimentaires indépendants des données macromorphologiques existent : marqueurs minéralogiques, changements de type de sédimentation (détritique à chimique par exemple), traces de phénomènes tectoniques régionaux (exemple des séismes, plus ou moins faciles à détecter dans les remplissages endokarstiques ; *cf.* Quinif, 1996 ; Delaby et Quinif, 2001 ; Gilli et Delange, 2001 ; Lignier et Desmet, 2002).

Rappelons également l'identification de matériaux très fins similaires, à certains endroits de la Grotte Sainte-Reine et pas à d'autres, au sommet des remplissages. Cela traduit deux cas de figures sédimentologiques : soit une granulométrie identique sans rapport avec un quelconque synchronisme sédimentaire, soit l'accumulation de particules dans des points bas où subsistaient des laisses d'eau, au moment de l'assèchement du réseau. Actuellement, le transport et la sédimentation souterraines sont nuls ou très faibles, puisque les réseaux ne connaissent plus de circulations hydrologiques véritables, en dehors des suintements qui peuvent générer des ennoyages locaux et des concrétionnements.

Un schéma général relatif aux remplissages endokarstiques se dégage donc, avec quelques variantes spatiales et altitudinales. Ces dernières se multiplient lorsque l'on rentre davantage dans le détail des caractéristiques texto-structurales des remblaiements. Il reste à définir une chronologie de mise en place des matériaux sous terre. Pour cela, il convient de déterminer l'origine des alluvions hypogées, en fonction des formations de surface.

VIII.3. Composition, morphométrie et altération des alluvions endokarstiques ; leur origine géochronologique par corrélations avec les formations alluviales épigées.

Pour **définir l'origine géochronologique des alluvions endokarstiques**, des analyses sur les galets et les sables ont été réalisées, comme dans le chapitre V : détermination pétrographique des galets et minéralogique des sables, mesures morphométriques et évaluation de l'altération des galets de granite. La comparaison de ces caractéristiques avec celles obtenues pour les formations épigées, au regard des altitudes de prélèvement des matériaux souterrains, permettra d'atteindre l'objectif annoncé.

Les sites de prélèvements concernent l'ensemble du domaine géographique de la (paléo)vallée de la Moselle inscrite dans le plateau central de Haye (*cf.* § VIII.1.2.), en tenant compte des possibilités offertes par le milieu et de la connaissance des remplissages endokarstiques favorables à un échantillonnage statistiquement correct. Ainsi, les analyses sont plus rares dans la vallée anaclinale de la Moselle, ainsi qu'à une altitude supérieure à 250 m dans la vallée cataclinale.

VIII.3.1. Etude pétrographique des galets.

Comme on l'a vu dans le chapitre V, les alluvions des formations épigées de la Moselle, sur le plateau de Haye, sont caractérisées majoritairement par des galets issus du socle vosgien (roches granitiques, cristallophylliennes et volcano-sédimentaires primaires) et de la couverture triasique, éventuellement rhétienne (quartz, quartzites, grès et conglomérats). A ces matériaux fluviatiles allochtones, il convient d'ajouter quelques rares cailloux anguleux de chaille provenant des calcaires bajociens.

Tout ce cortège pétrographique se retrouve intégralement sous terre, avec des différences en fonction des lieux de prélèvement, et de l'altitude en particulier. Précisément, les échantillons proviennent de sites qui se répartissent altitudinalement de 207 à 396 m, avec un maximum d'analyses pour les grottes de Pierre-la-Treiche entre 215 et 235 m d'altitude. On commencera donc par étudier ce secteur.

Compte tenu de l'objectif final de comparer les analyses des formations épigées et des remplissages endokarstiques, deux remarques préliminaires s'imposent :

- la granularité générale des matériaux hypogés a dicté la **dimension des galets** à prendre en compte : **20-50 mm**. Les résultats numériques des analyses pétrographiques, rassemblés dans l'annexe VIII.8, sont retranscrits de manière graphique sur la **planche VIII.19** (avec la localisation des prélèvements). Dans le texte suivant seront indiqués uniquement les **valeurs les plus significatives : rapport Co/So [15] et pourcentages des granites et des quartzites** (*cf.* chapitre V) ;
- sous terre, on trouve une proportion de roches (sub)autochtones plus importante qu'en surface, ce qui s'explique par le confinement du milieu d'étude. Le nombre de galets calcaires et de chailles reste toutefois assez faible dans l'ensemble (le plus souvent < 2 %). Mais pour faciliter les comparaisons entre les deux milieux, **ces éléments bajociens seront exclus du calcul de l'indice Co/So. On s'attachera surtout à identifier leur provenance, pour chaque site endokarstique**.

Avant de commenter les résultats des divers comptages pétrographiques, on cherchera d'abord à déterminer leur validité statistique, à partir de l'étude du site de référence de l'Entrée E de la Grotte Sainte-Reine.

♦ <u>Recherche d'un intervalle de confiance pour les comptages.</u>

Lors du dégagement de la coupe sédimentaire de l'Entrée E de la Grotte Sainte-Reine, des prélèvements réguliers ont été effectués au fur et à mesure de l'avancée du chantier (figure VIII.9).

A partir de ces données et de leur comparaison, on peut rechercher un intervalle de confiance applicable aux pourcentages obtenus lors des comptages pétrographiques.

Les échantillons SR-EE-E2'/1 à SR-EE-E2"/8 (= groupe SR-EE-E2) et SR-EE-E1a'/1 à SR-EE-E1a"/4 (= groupe SR-EE-E1a) appartiennent aux deux séquences de l'importante série grossière du sommet de remplissage (série E ; *cf.* planche VIII.3). Pour chacun des échantillons ont été calculés les rapports Co/So et Gr/So [16], ainsi que les pourcentages des granites et quartzites (tableau VIII.2).

[15] Rapport du total des roches de couverture (du Trias, c'est-à-dire quartzites, quartz et grès-conglomérats ; les matériaux bajociens en sont exclus), sur le total des roches du socle (plutoniques, cristallophylliennes, volcano-sédimentaires du Primaire) (*cf.* chapitre V).

[16] Rapport des roches granitiques sur le total des roches du socle (*cf.* chapitre V).

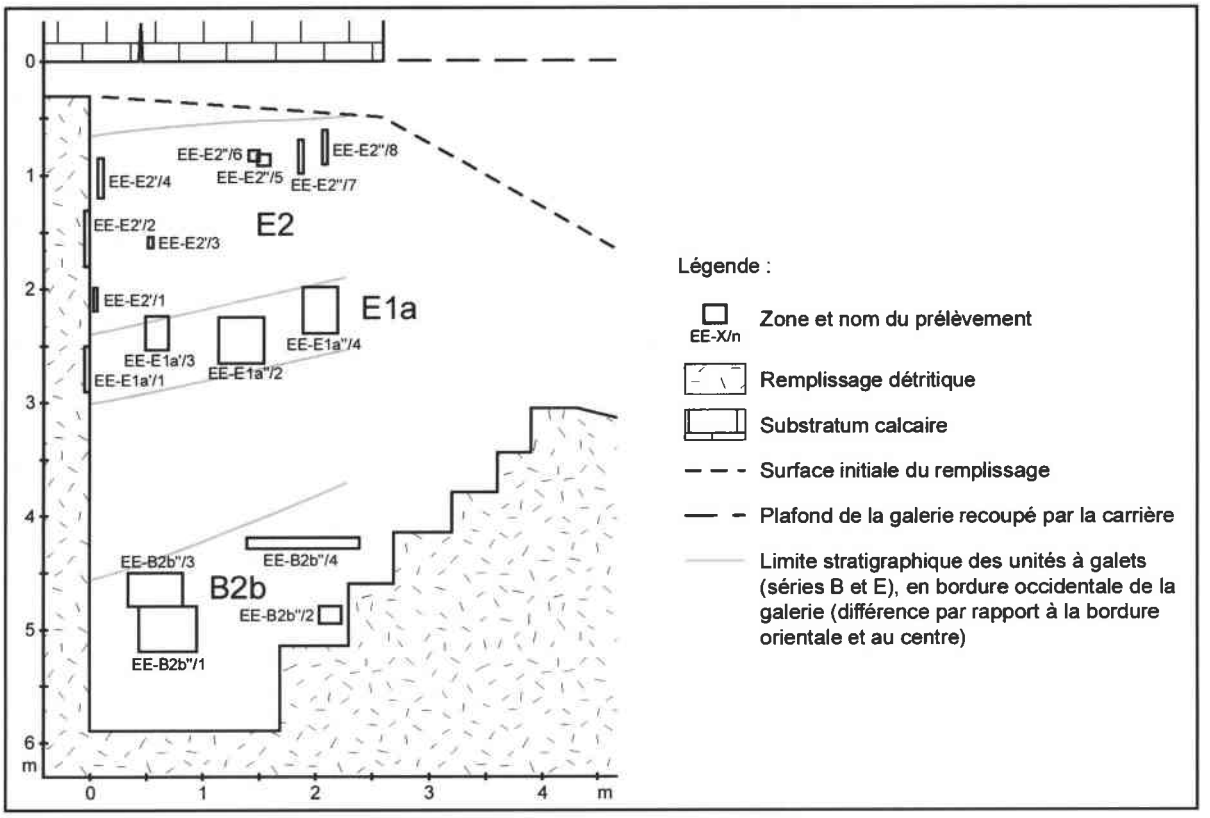


Figure VIII.9 - Localisation des prélèvements de galets dans le remplissage de l'Entrée E de la Grotte Sainte-Reine (représentation en coupe longitudinale de la galerie).

Groupes de prélèvements	SR-EE-E2 (8 échantillons)		SR-EE-E1a (4 échantillons)	
	Valeurs par échantillon	Valeurs pour les 8 échantillons (2342 galets)	Valeurs par échantillon	Valeurs pour les 4 échantillons (710 galets)
Co/So	1,14 à 2,25	1,41	1,46 à 2,09	1,72
Gr/So	0,31 à 0,46	0,37	0,26 à 0,42	0,33
Granites	9,9 à 19,7 %	15,4 %	8,7 à 17,0 %	12,3 %
Quartzites	21,0 à 34,5 %	25,0 %	23,7 à 28,0 %	25,6 %

Tableau VIII.2 - Comparaison des principales données pétrographiques des deux séquences de la série E de l'Entrée E de la Grotte Sainte-Reine.

A partir des chiffres obtenus, où le nombre variable de galets comptés (130 à 648) n'est pas pris en considération, on remarque que :

- les deux séquences ne se différencient pas spécialement et l'on peut établir qu'elles ont probablement remanié les alluvions d'un même stock sédimentaire de surface. Ceci confirme l'observation stratigraphique (limite peu nette entre les deux unités), qui permet de considérer qu'elles se sont mises en place **sans lacune temporelle** et assez rapidement ;

- les comptages pétrographiques des galets **livrent des valeurs qui varient jusqu'à 10, voire 13-14 %** (exemple des quartzites dans SR-EE-E2), entre les échantillons d'une même séquence.

Si l'on effectue les calculs en regroupant tous les échantillons pour chacune des deux séquences, les résultats sont également proches (tableau VIII.2). Le taux de roches de couverture légèrement décroissant avec le temps n'est pas significatif au point de définir deux stocks sédimentaires d'origine différente.

Parallèlement à cette procédure comparative, on a utilisé une **méthode statistique**, proposée par L. Van der Plas et A.C. Tobi (1965, cités par Duchesne et Pissart, 1985 et Pissart *et al.*, 1998a ; annexe VIII.9), qui permet de définir un intervalle de confiance avec une probabilité de 95 %, à partir d'un pourcentage donné et du nombre de galets comptés. Les résultats pour les granites diffèrent par rapport à ceux énoncés ci-dessus (figure VIII.10 : échantillons SR-EE-E) : des prélèvements de la série, et parfois d'une même séquence, possèdent une faible probabilité de provenir d'un stock sédimentaire unique (exemple : SR-EE-E2"/5 ou SR-EE-E2"/7 et SR-EE-E2'/1).

Tout le problème réside donc dans le choix de se fier aux observations stratigraphiques et morphosédimentaires, ou seulement aux résultats des comptages pétrographiques. La meilleure solution, dans la mesure du possible, consiste à effectuer plusieurs prélèvements dans des couches présumées synsédimentaires, sur des sites proches, avec un nombre moyen de galets (300 à 400 [17]). Dans ce travail, les échantillonnages isolés sont toutefois plus fréquents. **Le plus souvent, on a alors dépassé les 400 galets, et on a retenu un intervalle de confiance général de ±5 %, afin de s'assurer des différenciations entre formations.**

- Commentaire des comptages pétrographiques endokarstiques.

Sur l'ensemble du plateau central de Haye, **33 sites souterrains** sont concernés par ces comptages pétrographiques, effectués sur un seul échantillon le plus souvent. Les prélèvements multiples se rapportent aux coupes précédemment étudiées, qui comportent plusieurs séries et/ou séquences grossières (Entrées E et B de la Grotte Sainte-Reine, Cavités du Futur et C21).

Globalement, les résultats sont peu contrastés (planche VIII.19), mais on retrouve tout de même l'**originalité des remplissages des " hautes altitudes "**, déjà constatée pour la texture sédimentaire. Une analyse détaillée, site par site, peut permettre de déceler quelques particularités intéressantes.

- *L'Entrée E de la Grotte Sainte-Reine.*

Les caractéristiques pétrographiques des trois séquences grossières (des séries B et E) de l'Entrée E de la Grotte Sainte-Reine sont peu différenciées (tableau VIII.3). On note uniquement une légère décroissance d'ensemble des roches de couverture, de la plus ancienne unité (SR-EE-B2b) à la plus récente (SR-EE-E2). Mais en l'absence de dépassement des limites statistiques, on ne peut envisager des stocks sédimentaires originels réellement distincts.

[17] Selon la méthode de L. Van der Plas et A.C. Tobi (*ibid.*), avec 400 galets, on obtient des intervalles toujours inférieurs à 10 % (±5 %).

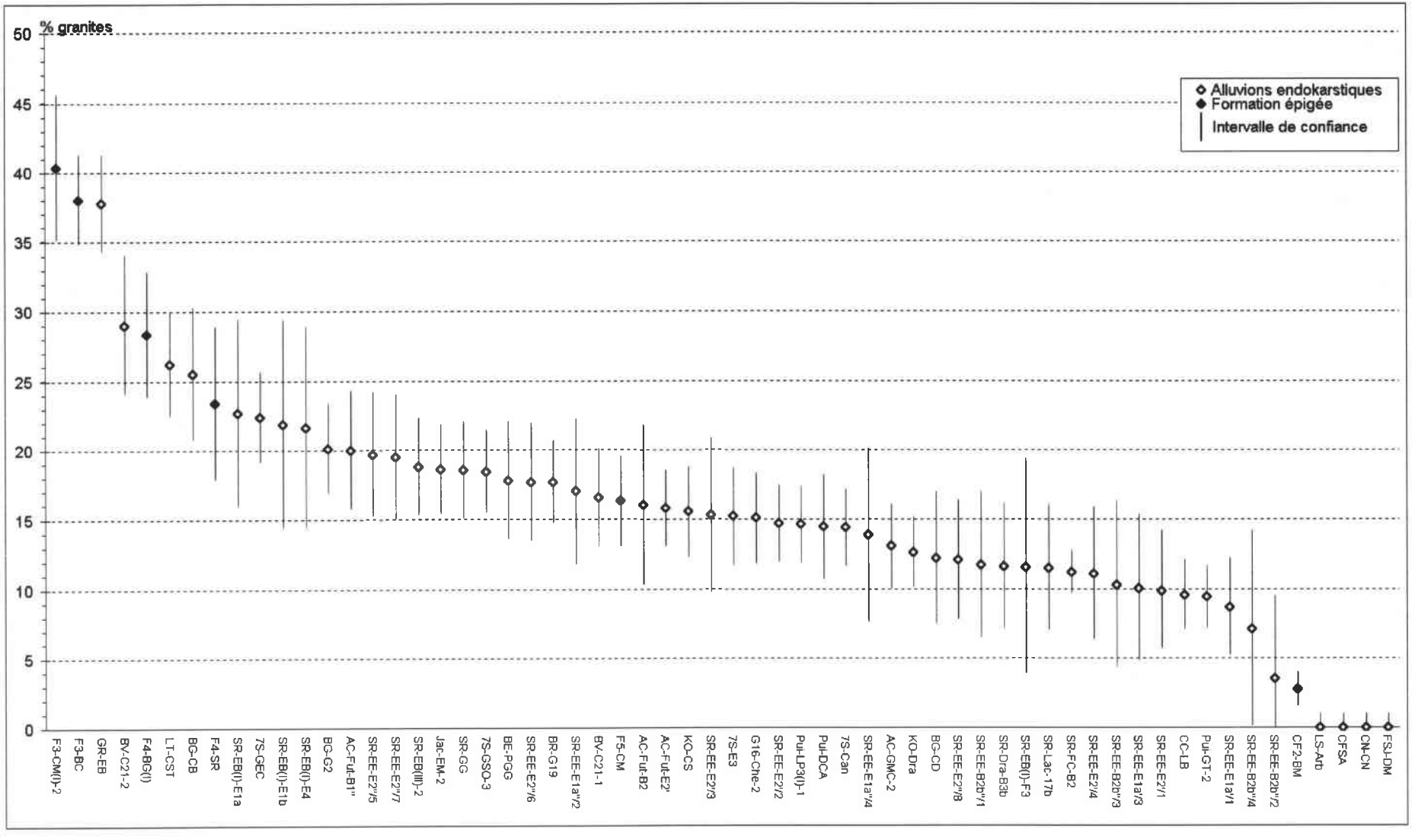


Figure VIII.10 - Pourcentage des galets de granite de 20-50 mm, d'échantillons épigés et hypogés, avec l'intervalle de confiance selon une probabilité de 95 % (méthode de L. Van der Plas et A.C. Tobi ; *cf.* texte).

Groupe d'échantillons	Co/So	Pourcentage de granites [±5 %]	Pourcentage de quartzites [±5 %]	Origine des matériaux bajociens	Nombre de galets comptés
SR-EE-E2/1 à 8	1,41	15,5 [10,5-20,5]	25 [20-30]	CPS et OMI	2342
SR-EE-E1a/1 à 4	1,72	12 [7-17]	25,5 [20,5-30,5]	OMI	710
SR-EE-B2b/1-3-4 *	1,94	10,5 [5,5-15,5]	28 [23-33]	ML	315

* L'échantillon SR-EE-B2b"/2 a été exclu en raison de ses nombreux calcaires anguleux (plus de 20 %), qui modifient les proportions des autres roches.
CPS = Calcaires à polypiers supérieurs ; ML = Marnes de Longwy ; OMI = Oolithe miliaire inférieure.

Tableau VIII.3 - Principales données pétrographiques du remplissage de l'Entrée E de la Grotte Sainte-Reine.

Les matériaux du Bajocien (calcaires et chailles) méritent une attention particulière.

La série B est caractérisée par la présence non négligeable de calcaires à pseudo-oolithes, presque exclusivement. Ils sont issus des Marnes de Longwy, dont le mur se trouve environ 2 m au-dessus des zones de prélèvement. Une origine gravitaire directe est l'hypothèse la plus vraisemblable, avec un déplacement longitudinal supposé faible ou nul.

Dans la séquence E1a et dans l'échantillon SR-EE-E2'/2, les éléments bajociens correspondent à des chailles, qui se trouvent originellement au centre de la formation de l'Oolithe miliaire inférieure, dans le secteur de Pierre-la-Treiche (*cf.* chapitre II, figure II.4). Ces matériaux ont dû être **soutirés verticalement** vers le domaine hypogé, avant d'être **redistribués (sub)horizontalement** dans les galeries du réseau karstique. Leur localisation dans la moitié inférieure de la série E uniquement, n'est peut-être pas fortuite ; elle laisse à penser que des changements morphoclimatiques se sont produits entre les accumulations des différentes séquences à galets. Des précisions seront apportées lors de la synthèse morphosédimentaire endokarstique, dans le chapitre IX.

Enfin, parmi les calcaires présents dans la séquence E2, l'un d'eux, arrondi et d'aspect saccharoïde, pouvait provenir des Calcaires à polypiers (Le Roux, renseignement oral). Comme le toit de cette formation se situe un bon mètre en dessous, au niveau de la coupe, un transport en provenance de l'amont pendage (au sud) doit être envisagé.

- *L'Entrée B de la Grotte Sainte-Reine.*

Les analyses pétrographiques réalisées à l'Entrée B se rapportent à la coupe principale SR-EB(I) [18] (*cf.* planche VIII.16), ainsi qu'à une des coupes secondaires (SR-EB(III) ; *cf.* figure A-VIII.17). Tous les échantillons, hormis SR-EB(I)-F3 dont le nombre de galets (69) est trop faible pour permettre une interprétation, appartiennent à la même série E principale, d'après les paramètres endokarstiques et stratigraphiques. Les trois comptages de SR-EB(I)-E ont du reste pu être regroupés, sans que cela ne modifie la nature des résultats. Les spectres pétrographiques de ce groupement et de SR-EB(III)-2 sont assez semblables (tableau VIII.4).

Echantillon ou groupe d'échantillons	Co/So	Pourcentage de granites [±5 %]	Pourcentage de quartzites [±5 %]	Origine des matériaux bajociens	Nombre de galets comptés
SR-EB(I)-E1a, E1b et E4	1,50	22 [17-27]	28,5 [23,5-33,5]	OMI	412
SR-EB(III)-2	1,51	19 [14-24]	34 [29-39]	OMI	517

OMI = Oolithe miliaire inférieure.

Tableau VIII.4 - Principales données pétrographiques des remplissages de l'Entrée B de la Grotte Sainte-Reine.

[18] Données reprises, après vérifications et légères modifications, de notre étude de DEA (Losson, 1996).

Si on effectue une comparaison avec les résultats obtenus pour la série E de l'Entrée E, dont l'altitude est très voisine (autour de 224 m), on note des valeurs de Co/So assez proches. Les proportions de granites et de quartzites sont plus fortes de 4 à 9 % à l'Entrée B, mais les chiffres restent tout de même dans des **intervalles de similitude acceptables**.

On remarque par ailleurs la présence de chailles dans le prélèvement de référence SR-EB(III)-2. Pour les échantillons de SR-EB(I), seuls les galets roulés avaient été pris en considération dans l'étude de 1996, ce qui explique l'absence de roches bajociennes dans les comptages. Mais on avait déjà noté à l'époque, la présence de chailles dans SR-EB(I)-E1b. Les mêmes interprétations que pour l'Entrée E peuvent donc être avancées.

- *Les autres sites de la Grotte Sainte-Reine.*

Quatre autres sites de prélèvements concernent la Grotte Sainte-Reine, à des distances variables à l'intérieur du massif et dans des contextes spéléomorphologiques différents (*cf.* planche VII.3) :

- dans la Salle des Draperies (SR-Dra-B3b), au fond du sondage étudié dans la section VIII.2.2., soit vers 216 m d'altitude (*cf.* planche VIII.11) ;
- dans la Galerie du Calvaire (SR-FC-B2), au fond du sondage étudié dans la section VIII.2.3., soit vers 215 m d'altitude (*cf.* planches VIII.13 à VIII.15) ;
- dans la Galerie de l'Est, au niveau du carottage des Lacets, en sommet de remplissage (SR-Lac-17b ; *cf.* figure A-VIII.19). Il s'agit de galets provenant du tout petit boyau situé à la base de la paroi orientale et qui pourrait être en communication avec la Galerie du Canyon ;
- au bout de la Galerie Gothique (SR-GG), dans la dernière cheminée, qui est remplie d'alluvions grossières, probablement issues d'un soutirage (*cf.* Brésillon et Deschamps, 1891) [19].

Les deux premiers échantillons proviennent d'unités sédimentaires mises en place par des circulations fluviatiles. Leurs spectres pétrographiques ne diffèrent guère, malgré des comptages inégaux (tableau VIII.5). Comme on l'a vu précédemment (*cf.* § VIII.2.), ces deux dépôts semblent corrélatifs de la série B du remplissage de l'Entrée E, d'un point de vue stratigraphique. Pétrographiquement, les résultats des divers comptages sont également très proches. Une petite différence concerne les éléments bajociens de la Salle des Draperies (2 chailles et 1 calcaire oolithique roulé), qui indiquent une descente importante suivie d'un transport longitudinal des matériaux.

Les échantillons SR-Lac-17b et SR-GG ne peuvent être corrélés à une autre unité sédimentaire étudiée, en raison de leur mise en place gravitaire. **Ils proviennent probablement de galeries sus-jacentes**, et non pas directement de la surface, qui a été mesurée à environ 27 m plus haut dans le cas de la Galerie Gothique (valeur actuelle qui ne tient pas compte de l'érosion).

Les résultats pétrographiques de SR-Lac-17b livrent un rapport Co/So élevé (tableau VIII.5), dû à un faible pourcentage des " autres roches du socle ". En effet, les granites et les quartzites présentent des taux comparables aux autres échantillons. L'originalité du prélèvement provient de la présence importante des calcaires à pseudo-oolithes et des chailles (15 %). Ceux-ci se répartissent dans des proportions de ⅔ - ⅓ et ne sont pas roulés. L'existence de roches issues des Marnes de Longwy (dont le mur se trouve environ 6 m au-dessus) et de l'Oolithe miliaire inférieure, et leur aspect morphologique, plaident en faveur d'une descente par soutirage, sans redistribution fluviatile ultérieure, comme l'avaient montrée les observations morphosédimentaires.

L'échantillon SR-GG est plus fourni en roches du socle, même si les pourcentages de roches triasiques ne changent pas (tableau VIII.5). Le spectre pétrographique est en fait très semblable à ceux de la séquence E2 de l'Entrée E et de la série E de l'Entrée B, avec également quelques chailles (0,4 %).

[19] Certaines alluvions formaient conglomérat, en raison de la cimentation carbonatée générée par les eaux sursaturées (*cf.* Jennings, 1971), qui s'égouttent des Marnes de Longwy, atteintes dans toutes les coupoles de la galerie.

Echantillon	Co/So	Pourcentage de granites [±5 %]	Pourcentage de quartzites [±5 %]	Origine des matériaux bajociens	Nombre de galets comptés
SR-Dra-B3b	1,14	11,5 [6,5-16,5]	26,5 [21,5-31,5]	OMI	189
SR-FC-B2	1,88	11 [6-16]	28 [23-33]		1390
SR-Lac-17b	2,40	11,5 [6,5-16,5]	26,5 [21,5-31,5]	ML et OMI	208
SR-GG	1,45	18,5 [13,5-23,5]	28 [23-33]	OMI	507

ML = Marnes de Longwy ; OMI = Oolithe miliaire inférieure.

Tableau VIII.5 - Principales données pétrographiques des autres remplissages de la Grotte Sainte-Reine.

Au total, une certaine **homogénéité pétrographique** s'applique aux divers prélèvements de la Grotte Sainte-Reine, avec des variations qui restent dans les limites statistiques des comptages. **La proportion des granites fluctue essentiellement entre 10 et 20 % et celle des quartzites entre 25 et 35 %**. Pour l'instant, les données remarquables concernent les roches bajociennes, mêlées aux matériaux vosgiens, qui confirment les interprétations morphosédimentaires énoncées dans la section VIII.2., à propos du cheminement des alluvions depuis la surface.

- *L'Ancienne Carrière à Pierre-la-Treiche.*

Dans l'Ancienne Carrière de Pierre-la-Treiche, les trois séquences caillouteuses de la Cavité du Futur, appartenant à deux séries distinctes (*cf.* § VIII.2.5.), ont été échantillonnées.

Les spectres pétrographiques de AC-Fut-E2' et de AC-Fut-B2 possèdent une grande similitude (tableau VIII.6). En revanche, l'échantillon AC-Fut-B1" diffère sensiblement. Pour la première fois, les roches du socle sont plus nombreuses que les roches de couverture, ce qui est dû à un nombre de galets cristallophylliens et volcano-sédimentaires primaires particulièrement élevé.

On explique ceci par la granularité de la séquence, qui est constituée de petits galets et de graviers surtout. En effet, en règle générale, les " autres roches du socle ", volcaniques en particulier, sont plus fréquentes dans les petites dimensions de galets, ce qui se vérifie pour d'autres prélèvements (par exemple SR-Dra-B3b, déjà vu, BG-CB ou BV-C21-2, évoqués plus loin).

Les granites sont plus fiables pour les comparaisons, car moins dépendants de la granularité. Or, leurs taux, tout comme ceux des quartzites, ne sont pas fondamentalement différents dans les trois séquences de la Cavité du Futur. Les caractéristiques pétrographiques sont en outre très proches de celles des divers prélèvements de la Grotte Sainte-Reine. Les rares éléments bajociens sont des chailles et un calcaire à pseudo-oolithes.

Echantillon	Co/So	Pourcentage de granites [±5 %]	Pourcentage de quartzites [±5 %]	Origine des matériaux bajociens	Nombre de galets comptés
AC-Fut-E2'	1,61	16 [11-21]	30 [25-35]		666
AC-Fut-B2	1,66	16 [11-21]	28 [23-33]		162
AC-Fut-B1"	0,71	20 [15-25]	20,5 [15,5-25,5]	OMI (et ML ?)	370
AC-GMC-2	2,22	13 [8-18]	32,5 [27,5-37,5]	OMI	497

ML = Marnes de Longwy ; OMI = Oolithe miliaire inférieure.

Tableau VIII.6 - Principales données pétrographiques des remplissages de la l'Ancienne Carrière.

Une vingtaine de mètres à l'ouest de la Cavité du Futur, la Galerie Montante Carrière a également fait l'objet d'un prélèvement de galets (AC-GMC-2 ; *cf.* figure A-VIII.18). L'analyse pétrographique révèle encore une fois un spectre où dominent les roches triasiques, avec deux tiers du total. Quelques cailloux de chailles complètent le cortège lithologique.

Tous les échantillons de l'Ancienne Carrière se situent donc **dans la fourchette pétrographique obtenue pour la Grotte Sainte-Reine, en ce qui concerne les deux lithofaciès les plus significatifs**. On retrouve également des **indices de soutirages des matériaux**, par les roches bajociennes.

- *Le secteur de la Grotte des Puits.*

Dans le secteur de la Grotte des Puits, trois prélèvements ont été effectués dans le réseau proprement dit, deux à l'entrée de cavités voisines et un dans la Grotte G16. Les échantillons sont tous isolés les uns par rapport aux autres, non corrélés stratigraphiquement.

Dans la Grotte des Puits, Pui-LP3(I)-1 et Pui-GT-2 correspondent à des dépôts fluviatiles, au contraire de Pui-DCA issu d'un soutirage par une diaclase. Ils ne se situent pas non plus à la même altitude, mais respectivement à 221, 231 et 234 m (*cf.* figures A-VIII.29 à A-VIII.31). Cependant, **leurs caractéristiques pétrographiques sont proches** (tableau VIII.7). A l'est de la grotte et à la même altitude que les galeries supérieures (231 m), une carrière a recoupé des petits boyaux karstiques comblés par des alluvions grossières (BG-CD), qui présentent également un spectre pétrographique similaire (tableau VIII.7).

Dans chacun de ces échantillons, on trouve des calcaires oolithiques (ou à pseudo-oolithes), ainsi que des chailles (sauf dans Pui-DCA) en petit nombre. Ces matériaux issus de l'Oolithe miliaire inférieure prouvent des **infiltrations verticales généralisées**, comme dans la Grotte Sainte-Reine.

Echantillon	Co/So	Pourcentage de granites [±5 %]	Pourcentage de quartzites [±5 %]	Origine des matériaux bajociens	Nombre de galets comptés
Pui-DCA	1,85	14,5 [9,5-19,5]	32 [27-37]	OMI	346
Pui-GT-2	2,08	9,5 [4,5-14,5]	31,5 [26,5-36,5]	OMI	623
Pui-LP3(I)-1	1,59	14,5 [9,5-19,5]	30 [25-35]	OMI (et ML ?)	601
BG-CD	1,52	12 [7-17]	25,5 [20,5-30,5]	OMI	180
G16-Che-2	1,76	15 [10-20]	27,5 [22,5-32,5]	OMI	458
BG-CB	0,81	25,5 [20,5-30,5]	17,5 [12,5-22,5]		333

ML = Marnes de Longwy ; OMI = Oolithe miliaire inférieure.

Tableau VIII.7 - Principales données pétrographiques des remplissages du secteur de la Grotte des Puits.

Les chailles deviennent très fréquentes dans le remplissage grossier, soutiré par des " puits-cheminées ", de la Grotte G16 (G16-Che-2 ; *cf.* figure A-VIII.36). Le reste du spectre pétrographique de ce prélèvement est **comparable aux analyses de la Grotte des Puits** (tableau VIII.7). Il est en particulier très proche de Pui-LP3(I)-1, ce qui s'accorde avec l'hypothèse spéléomorphologique selon laquelle le soutirage proviendrait d'une galerie obstruée du Labyrinthe du Puits 3 de la Grotte des Puits (*cf.* § VIII.2.6.2.).

Enfin, la dernière cavité du secteur, située à 219 m d'altitude, consiste en un boyau bouché par des alluvions faites de petits galets. Le cortège pétrographique de BG-CB diffère de tout ce que l'on connaît jusqu'à présent, avec des **granites qui atteignent une proportion**

inédite (tableau VIII.7). Toutefois, on note qu'il présente quelques similitudes avec AC-Fut-B1", pour lequel on avait précisément souligné la même granularité particulière.

- *Le secteur de la Grotte des 7 Salles.*

Parmi les cinq prélèvements du secteur de la Grotte des 7 Salles, quatre sont issus du réseau proprement dit et un de la cavité G19 (*cf.* figures A-VIII.32 à A-VIII.34 et A-VIII.37). Les altitudes sont globalement homogènes, de 217 à 221 m, sauf pour 7S-E3 situé à 228 m. On note aussi que dans trois cas (7S-Can, 7S-GSO-3 et BR-G19), les alluvions ont conservé leur position d'accumulation fluviatile, alors que les deux autres échantillons (7S-E3 et 7S-GEC) résultent de soutirages par " puits-cheminées " ou diaclase (*cf.* § VIII.2.6.2.).

En outre, les galets de 7S-E3 correspondent vraisemblablement aux résidus alluviaux grossiers situés sur les banquettes sommitales du Canyon. Ils peuvent être corrélés à ceux de 7S-Can prélevés au fond de la forme de surcreusement (*cf.* figure A-VIII.32).

En réalité, on ne constate que **peu de différences entre quatre des cinq spectres pétrographiques**, 7S-GEC présentant un résultat un peu plus fourni en roches du socle (tableau VIII.8). Des chailles sont présentes dans tous les échantillons, même si elles sont rares dans 7S-GSO-3 qui contient surtout des calcaires à pseudo-oolithes. Les **infiltrations verticales des matériaux** se sont donc produites sur des profondeurs importantes : plus de 20 m pour les remplissages situés dans des conduits développés dans les Calcaires à polypiers inférieurs (7S-GEC et BR-G19).

Au total, les valeurs numériques appartiennent à la **gamme pétrographique " classique "** décelée jusqu'à présent dans tous les sites de prélèvement (10 à 25 % de granites et autour de 20-35 % de quartzites).

Echantillon	Co/So	Pourcentage de granites [±5 %]	Pourcentage de quartzites [±5 %]	Origine des matériaux bajociens	Nombre de galets comptés
7S-E3	1,69	15 [10-20]	31,5 [26,5-36,5]	OMI	441
7S-Can	2,01	14,5 [9,5-19,5]	31 [26-36]	CPS et OMI	694
7S-GSO-3	1,59	18,5 [13,5-23,5]	33 [28-38]	CPS, ML et OMI	662
7S-GEC	1,08	22,5 [17,5-27,5]	23,5 [18,5-28,5]	CPS et OMI	670
BR-G19	1,42	17,5 [12,5-22,5]	29,5 [24,5-34,5]	OMI	646

CPS = Calcaires à polypiers supérieurs ; ML = Marnes de Longwy ; OMI = Oolithe miliaire inférieure.

Tableau VIII.8 - Principales données pétrographiques des remplissages du secteur de la Grotte des 7 Salles.

- *Les autres sites aux alentours de Pierre-la-Treiche.*

Trois autres secteurs sont concernés par les études pétrographiques à Pierre-la-Treiche : l'Entrée M de la Grotte Jacqueline (Jac-EM-2 ; *cf.* figure A-VIII.35) à 221 m d'altitude, la cavité G2 (ou C5 de la planche IV.3) (BG-G2) à 224 m, et l'une des Cavités Sous la Treiche (LT-CST) à 235 m.

Les deux premiers échantillons présentent des spectres qui s'inscrivent dans les intervalles de valeurs " banales " (tableau VIII.9). Il n'en est pas de même de **LT-CST, plus riche en roches du socle**, et dont les résultats sont proches de ceux obtenus pour BG-CB, pourtant situé à une altitude inférieure de 16 m et de granularité générale différente. On note également la présence de calcaires à oolithes ou à pseudo-oolithes et une chaille dans Jac-EM-2.

Echantillon	Co/So	Pourcentage de granites [±5 %]	Pourcentage de quartzites [±5 %]	Origine des matériaux bajociens	Nombre de galets comptés
Jac-EM-2	1,50	18,5 [13,5-23,5]	32 [27-37]	ML et OMI	576
BG-G2	1,14	20 [15-25]	28,5 [23,5-33,5]		596
LT-CST	0,92	26 [21-31]	21 [16-26]		500

ML = Marnes de Longwy ; OMI = Oolithe miliaire inférieure.

Tableau VIII.9 - Principales données pétrographiques des remplissages de trois autres sites de Pierre-la-Treiche.

- *Le secteur de Villey-le-Sec.*

Au sud de Villey-le-Sec, trois prélèvements ont été effectués sur deux sites distincts (*cf.* figures A-VIII.38 et A-VIII.39) : BV-C21-2 et BV-C21-1 à 240 m d'altitude et LS-Arb à 264 m.

Pour la cavité C21, une différence pétrographique importante existe entre les deux échantillons, avec des proportions " classiques " pour la séquence inférieure (BV-C21-1) et une richesse en roches du socle pour la séquence supérieure (BV-C21-2) (tableau VIII.10). Les écarts numériques, avec l'intervalle de confiance de ±5 % (ou la méthode de L. Van der Plas et A.C. Tobi ; *cf.* figure VIII.10), laissent à penser que l'on est en présence de **deux stocks sédimentaires distincts**, c'est-à-dire issus de deux formations de surface.

Echantillon	Co/So	Pourcentage de granites [±5 %]	Pourcentage de quartzites [±5 %]	Origine des matériaux bajociens	Nombre de galets comptés
BV-C21-2	0,69	29 [24-34]	17,5 [12,5-22,5]		317
BV-C21-1	1,27	16,5 [11,5-21,5]	27 [22-32]		459
LS-Arb	/	0 [0-5]	30 [25-35]	OMI	324

OMI = Oolithe miliaire inférieure.

Tableau VIII.10 - Principales données pétrographiques des remplissages du secteur de Villey-le-Sec.

Avec le prélèvement LS-Arb, on obtient un **spectre pétrographique symptomatique des remplissages endokarstiques élevés en altitude**, c'est-à-dire constitué presque exclusivement de roches de la couverture triasique.

Les proportions respectives de quartzites, quartz et grès-conglomérats [20] sont variables, en partie liées à la granularité (les quartz sont généralement plus nombreux dans les petits galets). Le rapport Co/So perd toute signification, puisque les galets du socle représentent seulement 2,2 %, grâce à quelques " autres roches du socle " (absence totale de granites). Parmi ces dernières, on note en outre que la moitié des cailloux sont des quartz filoniens, caractérisés par une angulosité marquée et quelques minéraux de roche cristalline encore présents dans les interstices. Quelques chailles complètent le cortège lithologique de l'échantillon, qui se situe dans un conduit inscrit dans les Calcaires à polypiers supérieurs (*cf.* figure A-VIII.39).

[20] Le pourcentage des grès-conglomérats est globalement plus important dans ces échantillons très peu fournis en roches du socle que dans les autres, ce qui s'explique en partie par l'effet de proportionnalité. Cependant, la différence entre grès et quartzites est parfois difficile à établir, en raison de l'altération subie par certains quartzites. Les pourcentages de grès vosgien sont ainsi probablement plus faibles que ceux indiqués.

- *Le secteur du Bois de l'Embanie.*

Dans le Bois de l'Embanie, la Petite Grotte du Géant et la Grotte du Chaos renferment des remplissages à alluvions grossières plus ou moins résiduels.

Les galets prélevés dans la première cavité se trouvaient coincés entre les pendants de voûte, à 238 m d'altitude (BE-PGG). Il est probable qu'ils ont été soutirés par des " puits-cheminées ", mais il se peut également qu'ils constituent les témoins d'un comblement total de la cavité. Quoi qu'il en soit, le spectre pétrographique obtenu se place dans les **gammes de valeurs les plus communes** (tableau VIII.11). Les cailloux calcaires, détachés du plafond et mélangés aux galets siliceux, n'ont pas été pris en considération.

Deux échantillons proviennent de la Grotte du Chaos : l'un de la Salle des Chauves-Souris (KO-CS) à 246 m d'altitude, l'autre de la Salle des Draperies (KO-Dra) à 249 m. Le premier est issu d'un remplissage à structures litées dénotant une accumulation fluviatile (*cf.* figure A-VIII.40), au contraire du second qui a été soutiré par une diaclase (*cf.* photos VIII.21 et VIII.22).

Les spectres pétrographiques des deux échantillons sont relativement similaires (tableau VIII.11). **Les résultats ne sont pas très éloignés de ceux de BE-PGG** non plus.

Les quelques roches bajociennes présentes dans KO-Dra sont des calcaires corrodés (de nombreux autres non corrodés n'ont pas été pris en compte), " sableux " pour certains, bioclastiques pour d'autres. Ces derniers contiennent des fragments de *Pinnigena*, fossiles communs des calcaires périrécifaux à entroques des Calcaires à polypiers, dans les grottes de Pierre-la-Treiche, mais également décrits dans les formations oolithiques et détritiques du Bajocien supérieur (Bleicher, 1881 ; Fliche et Bleicher, 1881 ; Braconnier, 1883). On ne peut donc malheureusement pas préciser leur origine.

Echantillon	Co/So	Pourcentage de granites [±5 %]	Pourcentage de quartzites [±5 %]	Origine des matériaux bajociens	Nombre de galets comptés
BE-PGG	1,55	18 [13-23]	30,5 [25,5-35-5]		309
KO-CS	1,32	15,5 [10,5-20,5]	28 [23-33]		420
KO-Dra	1,27	12,5 [7,5-17,5]	24 [19-29]	CPS ou OMI	721

CPS = Calcaires à polypiers supérieurs ; OMI = Oolithe miliaire inférieure.

Tableau VIII.11 - Principales données pétrographiques des remplissages du secteur du Bois de l'Embanie.

- *Les carrières du CAF et de la Ferme Sainte-Anne.*

Dans les carrières du CAF, entre la Grotte de la Carrière et la Lame du Bulldozer, un prélèvement de galets (CC-LB) a été effectué en extérieur, à 291 m d'altitude.

On considère qu'il s'agit d'alluvions présentes dans la grosse galerie sectionnée par l'exploitation de la carrière. Bien que non échantillonnés dans la coupe du Minifontis, décrite par ailleurs (annexe VIII.6), les cailloux roulés sont supposés appartenir au même remplissage grossier.

Le résultat des comptages pétrographiques donnent **des roches du socle assez peu représentés, mais avec tout de même un taux exceptionnel à une telle altitude** (tableau VIII.12). Quelques calcaires corrodés se trouvent dans le dépôt ; il s'agit de calcaires essentiellement biodétritiques et secondairement oolithiques. L'interprétation relative à ces derniers, est la même que pour la coupe du Minifontis (*cf.* § VIII.2.6.2.).

Echantillon	Co/So	Pourcentage de granites [±5 %]	Pourcentage de quartzites [±5 %]	Origine des matériaux bajociens	Nombre de galets comptés
CC-LB	2,79	9,5 [4,5-14,5]	38,5 [33,5-43,5]	CPS et OMI	490
CFSA	/	0 [0-5]	37 [32-42]		394

CPS = Calcaires à polypiers supérieurs ; OMI = Oolithe miliaire inférieure.

Tableau VIII.12 - Principales données pétrographiques des remplissages des carrières du CAF et de la Ferme Sainte-Anne.

Sur l'autre versant de la vallée de la Moselle, la carrière de la Ferme Sainte-Anne recèle une cavité comblée d'alluvions grossières, à 303 m d'altitude (*cf.* photo IV.11). Le spectre pétrographique des 394 galets comptés (échantillon CFSA) livre une **image typique des remplissages endokarstiques de " haute altitude "** (tableau VIII.12), avec seulement 0,5 % de roches du socles, apparemment volcaniques.

- *La carrière Nanquette et la corniche de Messein.*

A proximité des sommets du plateau central de Haye ont été prélevés deux échantillons dans la Cavité Nanquette (CN-CN ; 378 m d'altitude) et dans la Diaclase de Messein (FSJ-DM ; 395 m d'altitude) (*cf.* figures A-VIII.43 et A-VIII.44 ; photo VIII.19). Les comptages pétrographiques, très semblables, sont caractérisés par l'**absence totale, ou presque, de roches du socle** (tableau VIII.13) : les 2 " autres roches du socle " (proportion de 0,9 %) présents dans FSJ-DM sont incertaines quant à leur lithologie.

Echantillon	Co/So	Pourcentage de granites [±5 %]	Pourcentage de quartzites [±5 %]	Origine des matériaux bajociens	Nombre de galets comptés
CN-CN	/	0 [0-5]	61 [56-66]	CPS (ML ?) et OMI	345
FSJ-DM	/	0 [0-5]	53,5 [48,5-58,5]		232

CPS = Calcaires à polypiers supérieurs ; ML = Marnes de Longwy ; OMI = Oolithe miliaire inférieure.

Tableau VIII.13 - Principales données pétrographiques des remplissages de la carrière Nanquette et de la corniche de Messein.

Parmi les cailloux issus des conglomérats du Trias, les quartzites sont plus nombreux que les quartz en raison de la granularité relativement grossière des matériaux. On note par ailleurs la présence de calcaires corrodés, biodétritiques et oolithiques, assez nombreux dans CN-CN. Exclus du comptage, des calcaires non corrodés étaient également inclus dans le remplissage, ce qui s'explique par le caractère ébouleux de la cavité. Majoritairement biodétritiques, ils contenaient aussi un caillou à pseudo-oolithes. Ces données permettent de penser que les bioclastes proviennent directement de l'encaissant (Calcaires à polypiers), mais qu'un certain nombre d'éléments a été soutiré dans les vides karstiques avant d'être déplacé dans la cavité (et aussi émoussé par la dissolution probablement). Par conséquent, l'interprétation émise lors de la description morphosédimentaire (annexe VIII.6) se confirme.

- *Le Bois de la Claire.*

Le dernier échantillon analysé se situe dans la vallée anaclinale de la Moselle, à l'entrée B des Trous de la Grosse Roche (GR-EB ; *cf.* figure A-VIII.45). **Son spectre pétrographique ne ressemble à aucun autre connu, dans le domaine endokarstique** (planche VIII.19 ; tableau VIII.14). Il s'agit du prélèvement le plus fourni en roches du socle,

avec, pour les granites, un intervalle de pourcentages à ±5 % qui ne croise qu'un seul autre résultat issu du milieu hypogé (BV-C21-2). En appliquant la méthode de Van der Plas et Tobi (*cf.* figure VIII.10), la distinction est encore plus nette puisqu'il n'existe aucun chevauchement des plages de pourcentages.

Echantillon	Co/So	Pourcentage de granites [±5 %]	Pourcentage de quartzites [±5 %]	Origine des matériaux bajociens	Nombre de galets comptés
GR-EB	0,63	38 [33-43]	20,5 [15,5-25,5]		786

Tableau VIII.14 - Principales données pétrographiques du remplissage des Trous de la Grosse Roche.

Au final, la pétrographie permet de déterminer **trois catégories d'échantillons de remplissages endokarstiques**, notamment en se basant sur le pourcentage des galets de granites, qui apparaît comme la meilleure donnée discriminante (voir par exemple la figure VIII.10) :

- **la très grande majorité des prélèvements possède un indice Co/So compris entre 0,69 et 2,79, et des proportions de granites et de quartzites respectives de 9-29 et 17-39 %.** Les écarts numériques sont assez importants, mais il n'est pas possible de scinder ce groupe à partir du critère pétrographique ;
- **4 échantillons, prélevés à des hautes ou très hautes altitudes, présentent des taux de faciès du socle négligeables**, avec une absence de granites ;
- **1 prélèvement se distingue par une proportion de roches du socle élevée (Co/So = 0,63) et en particulier un pourcentage de granites supérieur à 35.** Il s'agit précisément du seul échantillon provenant de la vallée anaclinale de la Moselle.

Par ailleurs, on peut rappeler l'intérêt des matériaux bajociens dans ces mêmes remplissages, en tant que marqueurs endokarstiques du cheminement des alluvions depuis la surface vers le milieu hypogé. Leur ubiquité, altitudinale notamment, indique un **fonctionnement de soutirage** qui s'est réalisé en de nombreux endroits souterrains.

Enfin, on peut rappeler que l'intervalle de confiance (indispensable pour éliminer le " bruit de fond " statistique) de ±5 %, s'avère efficace pour obtenir très rapidement des écarts de pourcentage acceptables, dans les gammes de comptages réalisés.

♦ Comparaisons des spectres pétrographiques endokarstiques avec les formations alluviales épigées.

En effectuant tous ces comptages pétrographiques, l'objectif était de déceler un critère sédimentologique pour confirmer, voire affiner, les interprétations géomorphologiques de la genèse sous-fluviale des réseaux et cavités karstiques de la vallée de la Moselle. Il convient donc à présent de comparer les spectres des alluvions grossières endokarstiques avec ceux des formations fluviatiles épigées traités dans le chapitre V, et dont on a identifié les distinctions pétrographiques majeures (tableau VIII.15). On traitera **d'abord les cas où les corrélations entre les deux milieux d'étude sont les plus sûres** (de par le contexte spéléomorphologique et altitudinal, qui reste le paramètre primordial).

Echantillon de formation alluviale	Co/So	Pourcentage de granites [±5 %]	Pourcentage de quartzites [±5 %]	Origine des matériaux bajociens	Nombre de galets comptés
CF2-BM	5,52	3 [0-8]	37,5 [32,5-42,5]		437
F5-CM	1,18	16,5 [11,5-21,5]	25 [20-30]		491
F4-SR *	1,43	23,5 [18,5-28,5]	24 [19-29]	OMI	248
F4-BG(I)	0,94	28,5 [23,5-33,5]	24 [19-29]		395
F3-CM(I)-2	0,58	40,5 [35,5-45,5]	12,5 [7,5-17,5]		347
F3-BC	0,57	38 [33-43]	17,5 [12,5-22,5]		920

* = formation résiduelle ; OMI = Oolithe miliaire inférieure.

Tableau VIII.15 - Rappel des principales données pétrographiques des formations alluviales F3, F4, F5 et CF2 de la « Boucle de la Moselle » (galets de 20-50 mm).

- *Les échantillonnages de référence.*

Dans la vallée anaclinale de la Moselle, l'échantillon des Trous de la Grosse Roche (GR-EB), situé à 207 m d'altitude, peut être **corrélé avec certitude avec la formation F3**, car :

- il est localisé à seulement 1 m sous la base de cette formation, qui communique directement avec les vides sous-jacents (*cf.* figure IV.9) ;
- F3 constitue l'unité fluviatile mosellane la plus élevée de cette portion de vallée (première formation postcapture) ;
- les galets ne peuvent provenir de la formation F2, dont le sommet est évalué à 204 m au maximum, à cet endroit.

Du reste, il existe un **lien de parenté pétrographique très net entre GR-EB et F3-BC** (planche VIII.19) : proportion importante de roches du socle, et de granites en particulier.

Un deuxième échantillon se présente dans des conditions un peu semblables. Il s'agit de LT-CST (Cavités sous la Treiche), prélevé à 235 m d'altitude et situé dans une galerie communiquant directement (plafond calcaire disparu) avec la formation F4 antécapture de la Treiche (base à 237,5 m à l'endroit précis de la cavité et 235 m plus en aval). Compte tenu de leur altitude, **les galets hypogés ne peuvent être issus que de F4 ou d'une unité fluviatile supérieure**, telle que F5. Les comparaisons pétrographiques indiquent une meilleure ressemblance entre LT-CST et F4-BG(I) qu'entre LT-CST et F5-CM, notamment en ce qui concerne le pourcentage de granites (*cf.* tableaux VIII.9 et VIII.15) et les rapports Co/So et Gr/So (figures VIII.10 et VIII.11).

Un dernier cas de figure est représenté par l'échantillon AC-Fut-E2' (Cavité du Futur), à 229 m d'altitude, dans l'Ancienne Carrière de Pierre-la-Treiche (*cf.* § VIII.2.5.). D'un point de vue altitudinal, il est possible que les galets du remplissage endokarstique soient issus de la formation F3, dont le sommet est évalué à 230 m au minimum, au niveau du site. Mais le contexte spéléomorphologique permet d'écarter cette éventualité : **les " puits-cheminées " comblés par ces alluvions remontent jusqu'à la surface, à 234 m environ, c'est-à-dire à la cote basale approximative de la formation F4**. Au sommet de la carrière subsistent d'ailleurs quelques matériaux fluviatiles résiduels appartenant sûrement à F4, ou peut-être à F5. L'examen du spectre pétrographique de AC-Fut-E2' fournit une image plus proche de l'analyse de F5-CM que de celle de F4-BG(I).

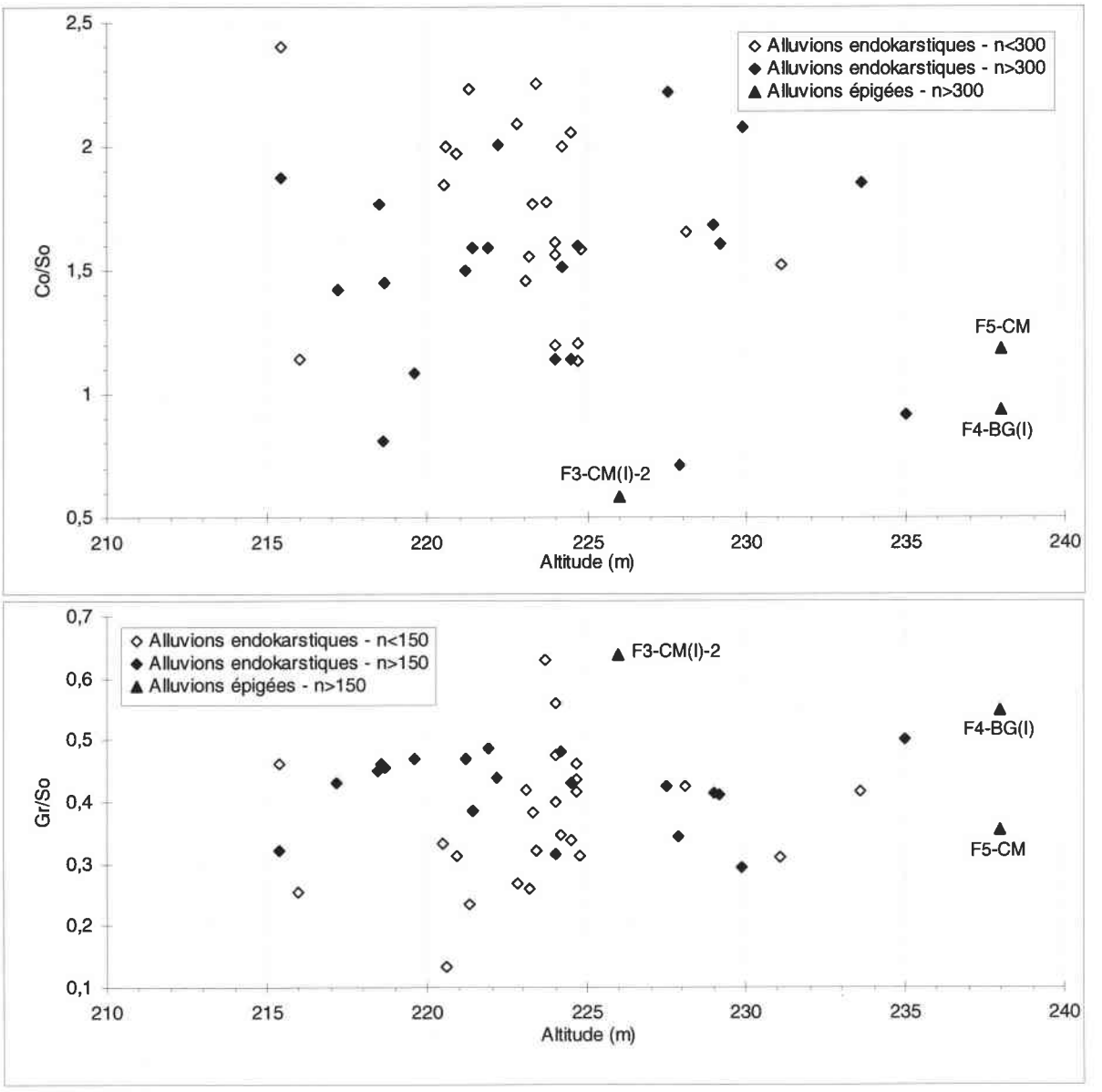


Figure VIII.11 - Rapports pétrographiques couverture/socle (Co/So) et granites/socle (Gr/So) en fonction de l'altitude, dans le secteur de Pierre-la-Treiche, pour des galets de 20-50 mm (d'après Losson, 2000, 2001a, modifiée).

De ces trois prélèvements de référence, on retient :

- une bonne concordance pétrographique entre les échantillons endokarstiques et épigés (notamment lorsqu'ils sont proches ; exemple de GR-EB et F3-BC), par rapport aux informations univoques livrées par le contexte géomorphologique. Ceci laisse à penser que les phénomènes d'altération, qui modifieraient les proportions relatives des différentes roches, ne sont pas nécessairement plus importants dans l'un ou l'autre milieu. Il existerait donc **une certaine fiabilité des comparaisons des analyses pétrographiques**, avec les limites et restrictions déjà évoquées ;
- **la distinction pétrographique entre F3 et F4 apparaît suffisamment claire**, pour pouvoir déterminer l'âge anté- ou postcapture des alluvions endokarstiques. Pour s'assurer de la provenance de F3, les remplissages grossiers souterrains doivent contenir un minimum approximatif de 60 % de galets du socle, dont 35 % de granites au moins. En

revanche, on ne peut encore rien affirmer avec certitude en ce qui concerne les corrélations avec F4 et F5.

Ces conclusions permettent de définir la **façon d'aborder l'étude comparative des autres échantillons endokarstiques vis-à-vis des formations épigées**.

La première étape consiste, à partir du critère altitudinal et du contexte spéléomorphologique des prélèvements (dépôt fluviatile ou gravitaire), à **déterminer la formation alluviale la plus basse dont peuvent être issus les galets hypogés** (tableau VIII.16).

Dans un second temps, il faut **comparer les résultats pétrographiques** (planche VIII.19), en partant du principe que les vitesses d'altération sont similaires dans les deux milieux (*cf.* ci-dessus), tout au moins pour les échantillons dont l'altitude est inférieure ou égale à celle de F5. Mais deux cas de figures se présentent dans cette phase de corrélation :

- les formations alluviales possèdent des spectres bien distincts et l'on peut alors affiner l'âge relatif des matériaux souterrains (par les comparaisons), au-delà de leur critère altitudinal ;
- les formations alluviales possèdent des spectres insuffisamment distincts et la pétrographie ne fournit plus de repère chronologique complémentaire de l'altitude. Dans ce cas, on peut examiner les données sous un autre angle, qui consiste à définir, par niveaux altitudinaux, des proportions minimales de certaines roches dans les sédiments grossiers souterrains.

- *Les autres prélèvements.*

Une grande majorité de prélèvements dans les grottes et cavités de Pierre-la-Treiche se trouvent à une altitude telle (inférieure ou égale à 228 m), que les sédiments pourraient provenir des formations F3 ou F2 au plus bas. Nous n'avons pas effectué d'analyse pétrographique personnelle des matériaux de la formation F2, mais les données fournies par A. Taous (1994) à Méréville et J.-C. Bonnefont (1975b) à Gondreville, montrent une richesse en roches du socle égale ou supérieure à ce qui existe dans F3 (*cf.* chapitre V). Or, avec toujours moins de 59 % de roches du socle et moins de 26 % de granites, aucun des 37 échantillons endokarstiques concernés ne possède un spectre assimilable à F3-CM(I)-2, et donc ni à F2 *a fortiori*. Les résultats les plus proches de F3 concernent AC-Fut-B1" et BG-CB, pour lesquels l'influence de la granularité a déjà été soulignée. En outre, AC-Fut-B1" est stratigraphiquement sous-jacent à AC-Fut-E2', corrélé précédemment avec F4 ou F5.

En dépit de leurs altitudes parfois très basses, tous ces prélèvements appartiennent donc à des stocks sédimentaires issus d'une formation alluviale antérieure à F3 (tableau VIII.16).

Au-dessus de cette unité fluviatile F3, il n'est plus possible de différencier les spectres pétrographiques des alluvions de surface. Par conséquent, on peut à présent inverser l'étude comparative, c'est-à-dire partir des résultats obtenus sous terre pour fixer certaines limites de pourcentages lithologiques, en fonction de l'altitude. **Les interprétations doivent alors être faites depuis les remplissages endokarstiques les plus élevés vers les plus bas**.

Echantillon souterrain	Secteur (*cf.* annexe V.1)	Mode d'accumulation ultime	Alt. (m)	Form. min.	Origine des galets endokarstiques
FSJ-DM	Messein	Fluviatile ou gravitaire	395	**CF16**	**CF16 au plus bas**
CN-CN	Chaligny	Gravitaire (soutirage)	378	**CF15**	**CF15 au plus bas**
CFSA	Bois de l'Abbé Mansuy	Fluviatile	303	**CF6**	**CF6 au plus bas**
CC-LB	Bois de l'Abbé Mansuy	Fluviatile	291	**CF5**	**CF5 au plus bas**
LS-Arb	Bois de Pierre-la-Treiche	Fluviatile	264	**CF2**	**CF2 au plus bas**
KO-Dra	Bois l'Evêque	Gravitaire (soutirage)	249	**CF1**	**CF1 au plus bas**
KO-CS	Bois l'Evêque	Fluviatile	246	**CF1**	**CF1 au plus bas**
BV-C21-2	Bois de Pierre-la-Treiche	Gravitaire ou fluviatile	240	**F5**	**F5 au plus bas**
BV-C21-1	Bois de Pierre-la-Treiche	Gravitaire ou fluviatile	240	**F5**	**F5 au plus bas**
Pui-DCA	Bois de Chaudeney-sur-Moselle	Gravitaire (soutirage)	234	**F5**	**F5 au plus bas**
BE-PGG	Bois l'Evêque	Gravitaire (soutirage)	238	**F4**	**F4 au plus bas**
LT-CST	Bois de Chaudeney-sur-Moselle	Gravitaire ou fluviatile	235	**F4**	**F4 au plus bas**
BG-CD	Bois de Chaudeney-sur-Moselle	Fluviatile	231	**F4**	**F4 au plus bas**
Pui-GT-2	Bois de Chaudeney-sur-Moselle	Fluviatile	230	**F4**	**F4 au plus bas**
AC-Fut-E2'	Bois de Chaudeney-sur-Moselle	Gravitaire (soutirage)	229	**F4**	**F4 au plus bas**
7S-E3	Bois de Chaudeney-sur-Moselle	Gravitaire ou fluviatile	229	**F4**	**F4 au plus bas**
AC-Fut-B2	Bois de Chaudeney-sur-Moselle	Fluviatile	228	**F3**	**F4 au plus bas**
AC-Fut-B1"	Bois de Chaudeney-sur-Moselle	Fluviatile	228	**F3**	**F4 au plus bas**
AC-GMC-2	Bois de Chaudeney-sur-Moselle	Fluviatile ou gravitaire	227	**F3**	**F4 au plus bas**
SR-EE-E2	Bois de Chaudeney-sur-Moselle	Fluviatile	224-225	**F3**	**F4 au plus bas**
BG-G2	Bois de Chaudeney-sur-Moselle	Fluviatile	224	**F3**	**F4 au plus bas**
SR-EB(III)-2	Bois de Chaudeney-sur-Moselle	Fluviatile	224	**F3**	**F4 au plus bas**
SR-EB(I)	Bois de Chaudeney-sur-Moselle	Fluviatile	224	**F3**	**F4 au plus bas**
SR-EE-E1a	Bois de Chaudeney-sur-Moselle	Fluviatile	223	**F3**	**F4 au plus bas**
7S-Can	Bois de Chaudeney-sur-Moselle	Fluviatile	222	**F3**	**F4 au plus bas**
7S-GSO-3	Bois de Chaudeney-sur-Moselle	Fluviatile	222	**F3**	**F4 au plus bas**
Jac-EM-2	Bois de Chaudeney-sur-Moselle	Fluviatile	221	**F3**	**F4 au plus bas**
Pui-LP3(I)-1	Bois de Chaudeney-sur-Moselle	Fluviatile	221	**F3**	**F4 au plus bas**
SR-EE-B2b	Bois de Chaudeney-sur-Moselle	Fluviatile	221	**F3**	**F4 au plus bas**
7S-GEC	Bois de Chaudeney-sur-Moselle	Gravitaire (soutirage)	220	**F3**	**F4 au plus bas**
SR-GG	Bois de Chaudeney-sur-Moselle	Gravitaire (soutirage)	219	**F3**	**F4 au plus bas**
BG-CB	Bois de Chaudeney-sur-Moselle	Fluviatile	219	**F3**	**F4 au plus bas**
G16-Che-2	Bois de Chaudeney-sur-Moselle	Gravitaire (soutirage)	218	**F3**	**F4 au plus bas**
GR-EB	Bois de la Claire	Gravitaire (soutirage)	206	**F3 ***	**F3**
BR-G19	Bois de Chaudeney-sur-Moselle	Fluviatile	217	**F2**	**F4 au plus bas**
SR-Dra-B3b	Bois de Chaudeney-sur-Moselle	Fluviatile	216	**F2**	**F4 au plus bas**
SR-Lac-17b	Bois de Chaudeney-sur-Moselle	Gravitaire (soutirage)	215	**F2**	**F4 au plus bas**
SR-FC-B2	Bois de Chaudeney-sur-Moselle	Fluviatile	215	**F2**	**F4 au plus bas**

NB : les échantillons d'une même coupe n'ont pas toujours été individualisés, lorsque l'altitude était identique pour chaque séquence (exemple : SR-EB(I)) ; Alt. = altitude arrondie des échantillons souterrains ; Form. min. = formation la plus basse corrélée altitudinalement ; * = la seule formation possible, compte tenu de la localisation du prélèvement dans la vallée anaclinale de la Moselle (postcapture) ; " F4 au plus bas " signifie " F4 ou une formation plus ancienne ".

Tableau VIII.16 - Détermination des corrélations entre l'altitude des échantillons grossiers endokarstiques et les formations alluviales épigées, et sur la base de résultats des comparaisons pétrographiques.

Les échantillons intégralement composés de roches triasiques, ou presque, sont malheureusement difficilement exploitables. Deux hypothèses s'affrontent pour expliquer cette indigence des galets du socle aux " hautes altitudes " (*cf.* chapitre V) : ont-ils disparu après la sédimentation, par altération des minéraux fragiles et désagrégation, ou étaient-ils absents originellement ?

L'examen comparé des résultats obtenus pour LS-Arb et CC-LB va plutôt dans le sens de la première hypothèse. LS-Arb se situe à 264 m d'altitude, se rapporte donc à CF2 au minimum, et ne contient quasiment pas de galets de socle. Au contraire, CC-LB se trouve à 291 m d'altitude, est corrélé à CF5 au plus bas, et recèle une proportion non négligeable de roches du socle, dont près de 10 % de granites. Par conséquent, **des phases d'altération sélective ont dû exister, en fonction des sites plus que selon l'altitude** (en rapport avec l'âge).

On note par ailleurs une très bonne relation entre ces échantillons caillouteux quasiment dépourvus de roches du socle et la texture argilo-limoneuse de la matrice qui les emballe (*cf.* § VIII.2.6.2.). Ces fines résultent peut-être de la décomposition des minéraux constituant des galets plutoniques, originellement présents.

Les deux analyses pétrographiques provenant de la Grotte du Chaos (KO-Dra et KO-CS) indiquent que **la formation CF1, ou une autre plus ancienne, possédait plus de 40 % de roches du socle, dont 12 à 16 % de granites**. De tels chiffres semblent rares dans les formations épigées équivalentes (exemple de CF2-BM), mais se trouvent en revanche dans F5-CM (planche VIII.19). On pourrait en déduire que l'altération des matériaux est plus forte en surface que sous terre, sur une longue période de temps. Mais, un effet de site est également possible, comme le montrent les résultats obtenus par A. Taous (1994) pour CF1 à Méréville (*cf.* chapitre V).

Pour la plupart des **échantillons corrélés altitudinalement aux formations F4 ou F5 au plus bas** (*cf.* tableau VIII.16), on note des spectres pétrographiques proches des résultats de la Grotte du Chaos (planche VIII.19 ; le plus souvent, les proportions de roches du socle sont même un peu plus faibles). Par conséquent, **l'origine de ces alluvions endokarstiques n'est pas identifiable, par la pétrographie, entre F4, F5 et CF1, ou toute autre unité fluviatile antérieure**.

Il existe deux exceptions : BV-C21-2, et LT-CST dont il a déjà été question. Ces prélèvements présentent une proportion de galets de socle importante (50 à 60 %), avec un taux de granites de 26 à 29 %. Ces valeurs sont la marque de la formation F4 (exemple de F4-BG(I) ; planche VIII.19). Or, BV-C21-2 possède une altitude de corrélation avec F5 au minimum. On en déduit que la formation F5 comportait de telles données pétrographiques, avant une altération par les agents météoriques.

La coupe BV-C21 est donc intéressante, puisqu'elle montre deux échantillons en superposition stratigraphique, qui paraissent provenir de deux stocks sédimentaires épigés différents. Compte tenu de l'augmentation des roches du socle de la séquence inférieure à celle supérieure, on suppose, **dans l'hypothèse la plus jeune, que les galets de BV-C21-1 sont issus de CF1** (ce qui est cohérent avec les valeurs obtenues dans la Grotte du Chaos), **alors que ceux de BV-C21-2 proviendraient de F5**.

En résumé, l'origine des alluvions endokarstiques peut être différenciée par la pétrographie des galets, entre les formations épigées anté- et postcapture uniquement. On peut ainsi affirmer que **seul l'échantillon de la Grosse Roche, dans la vallée anaclinale de la Moselle, contient des alluvions issues de F3. Tous les autres prélèvements ont été réalisés dans des remplissages endokarstiques constitués de matériaux antérieurs à la capture de la Moselle**.

L'étude des remplissages souterrains en fonction de leur altitude, montre des **résultats pétrographiques à peu près homogènes entre les formations F4 à CF5**, comme le prouvent par exemple les spectres similaires des échantillons SR-EE-E1a'/1 à 223 m d'altitude, Pui-GT-2 à 230 m et CC-LB à 292 m. La nette diminution des roches du socle dans les unités fluviatiles antérieures à F5 ou CF1 (selon les auteurs), observée en surface, ne se reproduit pas dans le domaine endokarstique. Il existe donc une **évolution disjointe de l'altération des matériaux entre les deux milieux, avec généralement une meilleure conservation sous terre**, ce qui rejoint la conclusion de A. Bini et A. Uggeri (1991) en

moyenne montagne (exemple de l'altération des biotites dans les sols surtout). On ne peut exclure localement des effets de site.

A titre indicatif, on peut déterminer par ailleurs les pourcentages minimaux de granites que contenaient les formations épigées, avant altération, ainsi que le rapport Co/So, à partir des valeurs maximales obtenues sous terre (tableau VIII.17). On retrouve une augmentation de la proportion de roches du socle aux dépens de la couverture triasique, des unités fluviatiles les plus anciennes aux plus récentes (*cf.* chapitre V), hormis pour les formations F4 et F5, toujours indistinctes par la pétrographie.

Echantillon hypogé possédant le maximum de granites, par niveaux altitudinaux	Formation alluviale corrélée altitudinalement	Co/So	Pourcentage de granites [±5 %]	Pourcentage de quartzites [±5 %]
CC-LB (carrières du CAF)	CF5 ou plus ancienne	2,79	9,5 [4,5-14,5]	38,5 [33,5-43,5]
KO-CS (Grotte du Chaos)	CF1 ou plus ancienne	1,32	15,5 [10,5-20,5]	28 [23-33]
BV-C21-2 (Villey-le-Sec)	F5 ou plus ancienne	0,69	29 [24-34]	17,5 [12,5-22,5]
LT-CST (la Treiche)	F4 ou plus ancienne	0,92	26 [21-31]	21 [16-26]
GR-EB (Trous de la Grosse Roche)	F3	0,63	38 [33-43]	20,5 [15,5-25,5]

Tableau VIII.17 - Principales données pétrographiques des formations alluviales F3, F4, F5, CF1 et CF5, d'après les résultats obtenus sous terre.

VIII.3.2. Morphométrie et altération des galets de granite.

Les mesures morphométriques et d'altération ont porté sur les galets granitiques issus de l'étude pétrographique (**dimensions de 20-50 mm pour la morphométrie et de 20-80 mm pour l'altération**). Ce choix implique un nombre de cailloux fluviatiles comptés souvent faible, notamment pour la réalisation d'histogrammes de fréquence (*cf.* Tricart et Schaeffer, 1950 ; Pissart *et al.*, 1998a), mais il a été dicté par les conditions souterraines de prélèvement et la volonté de privilégier la multiplication des sites d'extraction.

Les distributions fréquentielles et les médianes des émoussés et aplatissements ont été représentées sur les planches VIII.21 et VIII.22 et la figure VIII.12 (ainsi qu'en annexes VIII.11 et VIII.12). On a fixé la **limite d'interprétation des valeurs aux échantillons comportant au moins 50 galets**, ce qui permet des comparaisons générales. Pour l'altération des granites, tous les échantillons ont été pris en compte (figure VIII.13 et annexe VIII.13) ; ils comprennent plus de 20 galets.

Sur la base de ces considérations statistiques, on essayera de savoir si les faibles différences morphométriques relevées entre les trois formations alluviales F5, F4 et F3, ainsi que la diminution progressive du degré d'altération de F5 à F3, s'accordent avec les résultats obtenus sous terre, en fonction des liaisons altitudinales établies dans le tableau VIII.16.

Enfin, on peut mentionner que l'on négligera le rôle du milieu spéléologique sur le façonnement des cailloux. Car si des arrondis exceptionnels ont pu être observés sous terre (Bravard et Siffre, 1958 ; Cailleux et Tricart, 1959), des morphologies de piégeage sont nécessaires ou, à défaut, des déplacements assez longs, dans les réseaux karstiques. Les sites de prélèvement qui nous concernent ne répondent vraisemblablement pas à ces critères, et la méthodologie des mesures peut expliquer les valeurs de médianes d'émoussés obtenues (*cf.* figure VIII.12), qui dépassent globalement celles habituellement admises pour le domaine fluviatile (entre 100 et 350 environ ; *cf.* Cailleux et Tricart, *ibid.* ; Perriaux, 1972 ; Reineck et Singh, 1973).

VIII.3.2.1. Les émoussés et les aplatissements des galets de granite.

Dans le chapitre V, on a vu que les mesures d'émoussé des galets de granite étaient proches entre les formations alluviales F4 et F3 non dégradées, tant en ce qui concerne la médiane que les histogrammes de fréquence. L'unité F5 se différenciait un peu avec un façonnement moins poussé, se traduisant par des valeurs médiane et modale plus faibles (*cf.* figure V.9 et planche V.14). Dans le diagramme fréquentiel, l'originalité de F5 tient à un fort pourcentage des cailloux fluviatiles dont l'indice d'émoussé est inférieur à 250 (30 %), ce qui ne se retrouve pas dans F4 et F3 (15 % maximum).

Parallèlement, les données relatives aux aplatissements des galets de granite, obtenues sur les formations alluviales épigées F5, F4 et F3 étaient vraiment très peu différentes (*cf.* figure V.10 et planche V.14) : histogrammes de fréquence semblables, et médianes qui varient de quelques unités entre chaque formation.

La recherche de corrélation entre matériaux de surface et souterrains est donc difficile à effectuer et il apparaît judicieux de croiser les valeurs d'émoussé et d'aplatissement.

Globalement, on peut diviser les échantillons endokarstiques en **deux groupes morphométriques** (figure VIII.12) :

- les alluvions à " fort " émoussé et " faible " aplatissement, que l'on corrèle plutôt à F3 ou F4 ;
- les alluvions à " faible " émoussé et " fort " aplatissement, que l'on peut rattacher à F5.

Le premier groupe est constitué de 14 échantillons de plus de 50 galets, tous situés à Pierre-la-Treiche, hormis GR-EB. D'après les interprétations pétrographiques, ces alluvions sont issues de F4 ou d'une formation plus ancienne (sauf l'exception qui provient de F3). Sur la base des caractéristiques morphométriques, elles proviendraient donc de F4 et non de F5.

Les neuf échantillons de plus de 50 galets du deuxième groupe comprennent {BV-C21-1 et 2}, KO-CS et KO-Dra qui émanent nécessairement de F5 ou de CF1 au plus bas, d'après leurs altitudes (*cf.* tableau VIII.16). Les autres prélèvements proviennent de Pierre-la-Treiche : {AC-Fut-B1" et E2'}, SR-EB(III)-2, Jac-EM-2 et G16-Che-2.

Deux données principales correspondent aux conclusions formulées à la suite des analyses pétrographiques :

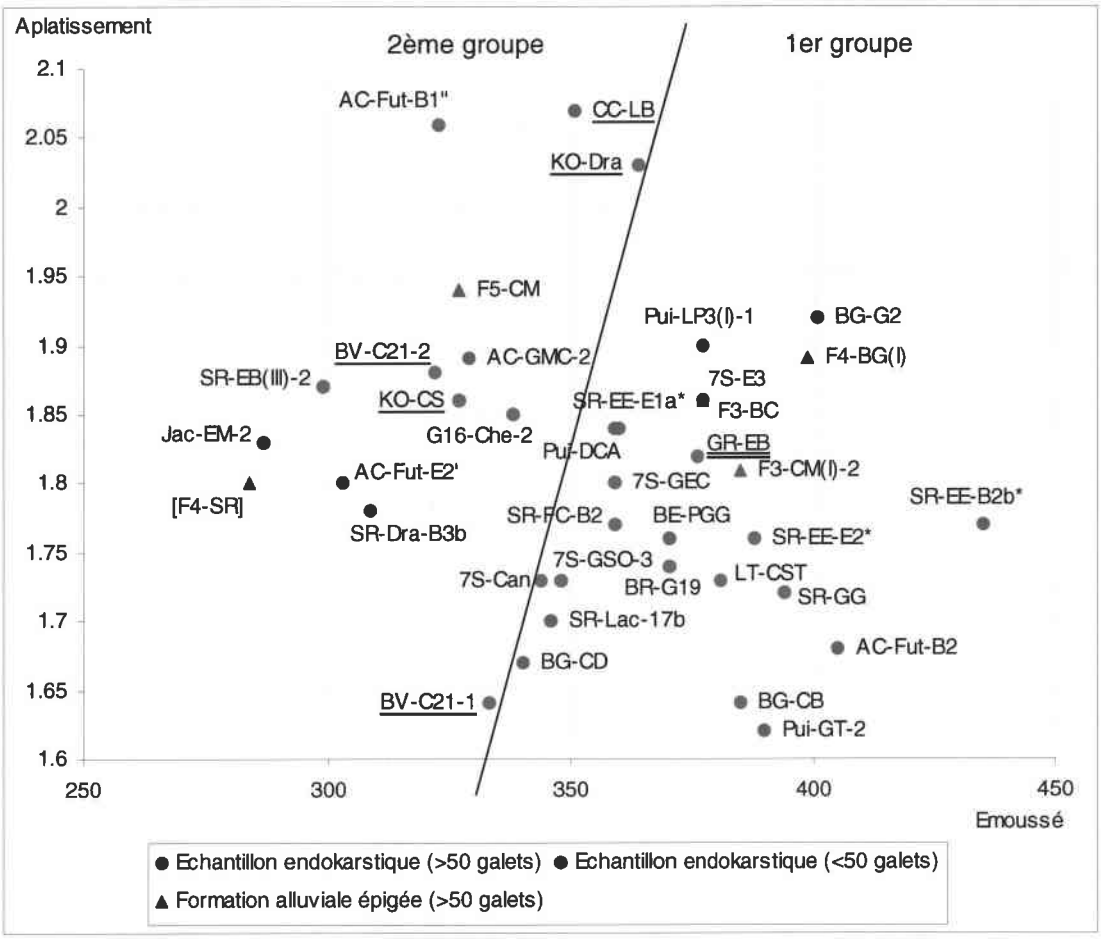
- les caractéristiques morphométriques des galets de GR-EB sont très semblables à celles de F3-BC ;
- l'échantillon BV-C21-2 présente une médiane des indices d'aplatissement nettement plus proche du cas de F5-CM, que BV-C21-1, qui proviendrait de CF1.

Par ailleurs, **deux nouveaux éléments géochronologiques** apparaissent :

- en excluant une provenance de F3 (*cf.* résultats pétrographiques), on remarque que **la plupart des prélèvements de Pierre-la-Treiche seraient issus de F4 plutôt que de F5**, d'après les valeurs d'émoussé et d'aplatissement ;
- les deux échantillons les plus significatifs de la **Cavité du Futur** (AC-Fut-B1" et AC-Fut-E2'), semblent contenir des **galets issus de F5 et non de F4**.

Enfin, d'un point de vue morphométrique, on remarque que les alluvions endokarstiques anciennes possèdent des façonnements moins aboutis (émoussé faible et aplatissement fort) que les plus récentes, ce qui rejoint les constatations de surface relatives aux seules formations F5, F4 et F3.

Néanmoins, certains résultats morphométriques (par exemple ceux de SR-EE-E2 et SR-EB(III)-2) ne sont pas en accord avec les interprétations morphosédimentaires et pétrographiques. Par conséquent, sur la base des comptages effectués, ces mesures ne fournissent **pas de certitude absolue quant à l'origine des alluvions souterraines**, mais elles peuvent appuyer d'autres conclusions.



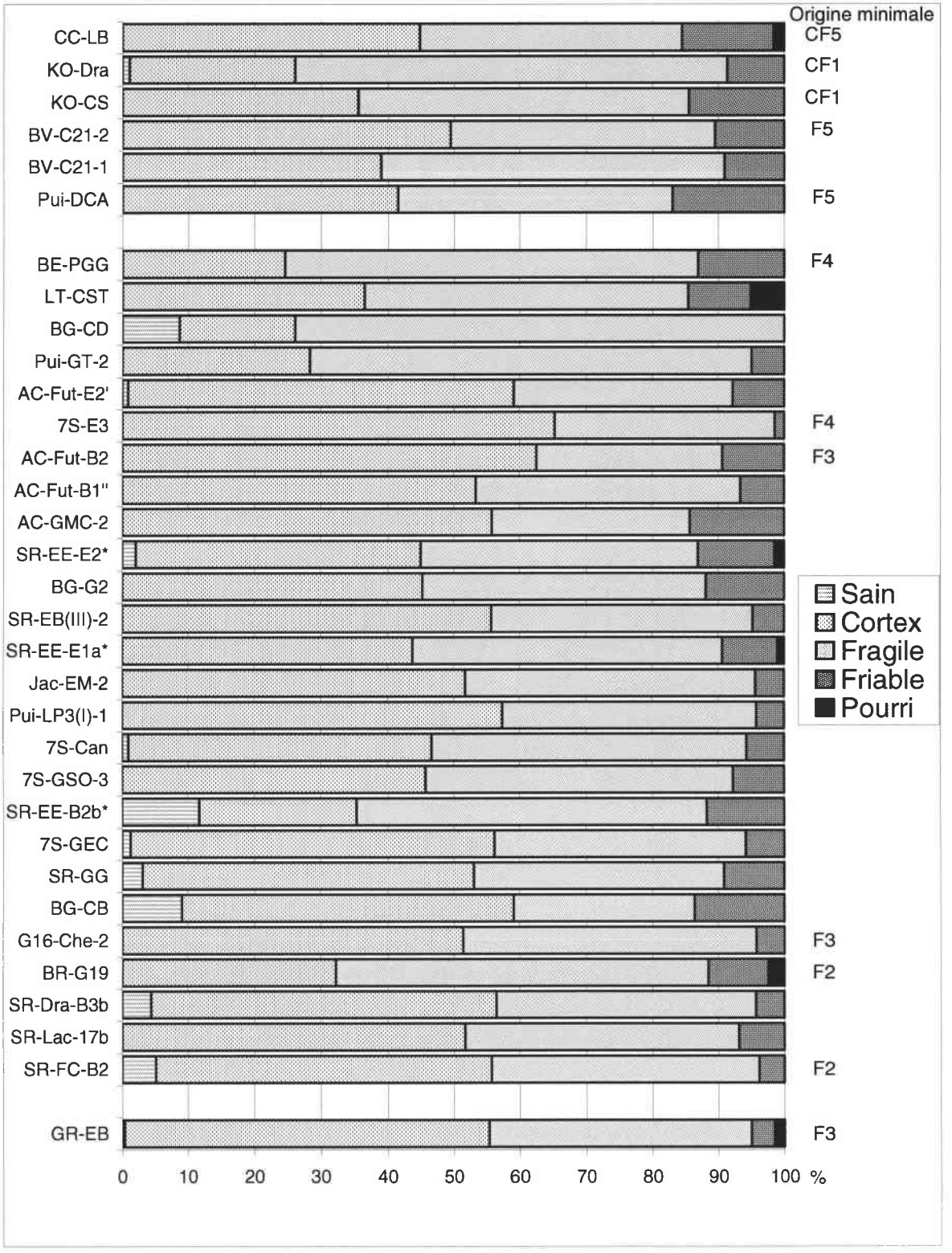
NB : * = addition de plusieurs prélèvements issus de la même unité stratigraphique. Les échantillons endokarstiques soulignés une fois proviennent d'une altitude supérieure ou égale à 240 m, celui souligné deux fois est issu de la vallée anaclinale de la Moselle (postcapture).

Figure VIII.12 - Médianes d'émoussés et d'aplatissements des galets de granite de 20-50 mm, d'échantillons épigés et hypogés.

VIII.3.2.2. L'altération des galets de granite.

D'après les recherches menées sur les formations F5, F4 et F3 (chapitre V), il existe une progression logique du degré d'altération des galets de granite, des anciennes unités fluviatiles vers les plus récentes (*cf.* figure V.12). Ainsi, l'addition des cailloux sains et à cortex, représente respectivement moins de 30 %, autour de 40 % et plus de 50 % des matériaux granitiques des formations F5, F4 et F3.

Parmi les 33 échantillons du domaine karstique (figure VIII.13 et annexe VIII.13), près de la moitié possède plus de 50 % de granites sains ou à cortex, et seulement quatre en contiennent moins de 30 % (ils sont situés dans des cavités supérieures ou égales à 230 m d'altitude). On peut donc estimer que **les alluvions souterraines proviennent surtout des formations F3 et F4**. Entre ces deux formations, on ne peut établir de distinction, puisque le seul échantillon issu de F3 (GR-EB), d'après les résultats pétrographiques, présente un spectre d'altération qui ne diffère pas sensiblement des autres prélèvements.



NB : * = addition de plusieurs prélèvements issus de la même unité stratigraphique.

Figure VIII.13 - Etat d'altération des galets de granite de 20-80 mm des échantillons endokarstiques.

En revanche, de ces analyses, on peut déduire que **l'altération progresse globalement moins vite sous terre qu'en surface**, ce qui rejoint des conclusion déjà énoncées. Une fois encore, cette remarque n'a pas valeur universelle, puisque des effets de site existent, en fonction des facteurs d'imbibition et d'aération, ainsi que de la fréquence de l'alternance des conditions physico-chimiques, qui jouent sur la décomposition des granites. Ainsi, on constate que des échantillons très bas et très haut en altitude comportent autant de cailloux sains et à cortex, alors qu'ils ont un âge logiquement différent.

Comme la morphométrie, **l'état d'altération des galets de granite apparaît donc comme un indice discriminant de l'origine des matériaux hypogés depuis F5, par rapport à F4 ou F3**. Il complète par conséquent les résultats pétrographiques. En revanche, seul, il ne peut fournir d'interprétations décisives.

Au final, **la morphométrie et l'altération des galets de granite paraissent plus difficiles à utiliser que la pétrographie**, pour déterminer la provenance épigée des alluvions endokartiques. Elles pourraient néanmoins s'avérer utile pour distinguer une origine depuis les formations F5 ou F4, à condition d'effectuer des comptages plus importants que ce qui a été fait. Car si les résultats obtenus apparaissent irréguliers et parfois contradictoires avec des interprétations précédentes, certaines données concordantes ne peuvent être considérées comme de simples coïncidences statistiques.

VIII.3.3. Etude minéralogique des sables.

Le plus souvent effectuée aux mêmes endroits que les échantillons grossiers, l'étude minéralogique des sables endokarstiques n'a toutefois pas toujours concerné les mêmes alluvions, puisqu'elle a préférentiellement porté sur des lits sableux ou sablo-limoneux. On pourra néanmoins savoir si les conclusions relatives aux galets se confirment ou non.

Deux types d'analyses ont été réalisées : la **détermination minéralogique globale (qui correspond majoritairement aux minéraux légers)**, et celle spécifique des **minéraux lourds** (M. Beiner). Dans le cadre de cette section VIII.3.3., on s'attardera davantage sur ces derniers qui ont fait l'objet de recherches plus complètes, notamment dans le but de comparaisons spectrales avec les formations alluviales de surface.

VIII.3.3.1. La minéralogie globale.

La détermination minéralogique globale a été effectuée sur **50 grains de 315-400 µm** pour chaque échantillon. En dehors des coupes de la Grotte Sainte-Reine (*cf.* § VIII.2.), les analyses sont peu nombreuses (planche VIII.20 et annexe VIII.14). Les points de comparaison avec les formations alluviales épigées étant également insuffisants (*cf.* chapitre V), on se limitera dans cette section VIII.3.3.1. à des tendances générales à propos de l'origine des alluvions.

De prime abord, on constate que les analyses donnent des **résultats assez variés, pour des prélèvements issus d'un même remplissage**, dont on peut supposer une origine épigée unique des matériaux (exemples des trois coupes de la Grotte Sainte-Reine). Par conséquent, il est nécessaire de ne prendre en considération que les différences minéralogiques majeures.

Ceci revient à distinguer trois groupes d'échantillons, suivant leur altitude :

- les prélèvements des Grottes Sainte-Reine et des 7 Salles (7S-GSO-2), corrélés à F2 ou F3 au plus bas. On a vu que ces sédiments proviennent de la formation F4 ou d'une autre antérieure, d'après la pétrographie des matériaux grossiers issus des mêmes coupes. Cette conclusion n'est pas remise en cause par les données minéralogiques, en dépit de la similitude correcte de la majorité de ces échantillons avec le prélèvement de la formation F3 (F3-CM(II) ; planche VIII.20). En effet, les travaux de P. Vaskou (1979 ; *cf.* chapitre V) sur la classe granulométrique 0,25-0,5 mm, avaient mis en évidence une absence de distinction minéralogique entre les formations F3 à F5 ;
- le prélèvement de la Grotte des Puits (Pui-GT-3), corrélé à F4 au plus bas. Il présente un spectre minéralogique franchement différent des autres échantillons de Pierre-la-Treiche, exception faite de la séquence SR-EE-A1. Ce résultat, à rapprocher du faible pourcentage des galets de granite et de leur altération dans Pui-GT-2 (même remplissage), permet d'envisager une **provenance de la formation F5** (ou d'une plus vieille) ;
- les deux prélèvements de la coupe du Minifontis (CC-Min-1 et 3), corrélés à CF5 au plus bas. On y note la présence non négligeable de minéraux " altérables " (feldspaths : 14,5 et 20 %), à une " haute " altitude, ce qui rejoint l'observation dans l'échantillon CC-LB voisin, à propos des granites (*cf.* § VIII.3.1.).

Ce dernier site tend à démontrer que **l'altération des minéraux légers ne paraît pas particulièrement liée à l'âge des matériaux**. En effet, des spectres similaires à ceux du Minifontis se rencontrent à Pierre-la-Treiche, à une altitude nettement plus basse. Comme pour l'altération des galets de granite, il faut admettre des **effets de site**, à moins que des fluctuations minéralogiques aient existé au cours du temps.

Enfin, le critère granulométrique (matrice d'alluvions grossières ou séquence sableuse, sédiments sableux fins ou grossiers, ...) paraît peu influant sur la minéralogie globale, en dehors de cas particuliers (exemple des micas nombreux dans les sables fins bien classés, en raison de leur morphologie " portante " ; *cf.* § VIII.2.1.).

Pour résumer, **la minéralogie globale des sables apporte peu de nouvelles informations par rapport à l'étude des galets**. Les repères de surface ont été insuffisants, pour les comparaisons entre les formations épigées et les alluvions endokarstiques. Pour le seul domaine souterrain, la tendance vague à l'augmentation de la proportion des grains de quartz dans les échantillons plus élevés en altitude, tendance qui semblait se dessiner dans les formations de surface (*cf.* chapitre V), serait à confirmer par davantage d'analyses. Mais l'existence réduite des remplissages sableux aux " hautes altitudes " pose problème.

VIII.3.3.2. Les minéraux lourds.

L'étude des minéraux lourds de diverses formations épigées de la région de la « Boucle de la Moselle » (*cf.* chapitre V), a permis de déceler des caractéristiques minéralogiques spécifiques pour chaque unité fluviatile. Ainsi, en examinant les proportions des quatre minéraux les plus fréquents dans les alluvions de la Moselle, on a pu déterminer des variations suffisamment marquées pour effectuer des comparaisons avec la composition des remplissages endokarstiques.

Comme pour les prélèvements de surface, tous les types de gisements sableux ont été pris en considération : matrices d'alluvions grossières, matériaux purement sableux, fraction sableuse de sédiments essentiellement limoneux. La dimension et le nombre de grains comptés pour chaque échantillon restent identiques à ceux des alluvions épigées, c'est-à-dire environ **150 grains de 50-160 µm et 100 grains de 160-315 µm**. Toutes les analyses ont été réalisées par M. Beiner.

L'approche comparative entre matériaux épigés et hypogés est la même que celle utilisée pour les galets.

♦ Caractéristiques minéralogiques générales des échantillons endokarstiques.

Les analyses de minéraux lourds ont été effectuées sur 40 échantillons, appartenant à 19 sites différents (planches VIII.23 et VIII.24 et annexe VIII.15). Très souvent, il s'agit des mêmes endroits que ceux déjà mentionnés lors de l'étude des galets et/ou de la minéralogie globale des sables.

Les spectres minéralogiques des échantillons souterrains sont dominés par **quatre minéraux lourds, qui représentent plus de 80 % du cortège : amphibole, grenat, zircon et tourmaline** (figure VIII.14). Le reste des minéraux est constitué par les oxydes de titane (rutile, anatase et brookite), le groupement métamorphique (staurotide, disthène et andalousite), l'épidote et le sphène.

L'**amphibole** domine dans la grande majorité des échantillons, avec **souvent plus de 50 %** du spectre total. Les proportions des minéraux lourds complémentaires de l'amphibole sont globalement équivalentes, peu variables et presque toujours inférieures à 25 %. Le minéral secondaire est représenté par le grenat ou le zircon, ou encore, pour un seul exemple, par la tourmaline (CC-Min-3). Trois résultats diffèrent : GR-EB et KO-Dra dans lesquels le taux de grenats dépasse de peu celui des amphiboles, et CFSA où ce sont les minéraux résistants, et abondants dans les grès du Trias inférieur (*cf.* chapitre V), qui sont largement majoritaires (tourmaline, puis zircon, en tête).

La comparaison d'échantillons d'altitudes proches (coupes du réseau Sainte-Reine *s.l.* comprises) montre une **absence de corrélation franche entre la texture et la minéralogie**. Mais si l'on met de côté quelques exceptions, des tendances existent :

- les sables des unités grossières sont généralement constitués d'une proportion d'amphiboles médiocre (50 à 60 % en moyenne), suivie par le taux de zircons presque toujours légèrement supérieur à celui des grenats ;
- les sédiments purement sableux comportent plus souvent des taux d'amphiboles supérieurs et/ou les grenats arrivent en deuxième position dans les pourcentages.

Ces légères " spécificités " des cortèges minéralogiques, en fonction des types d'alluvions (issues de mêmes stocks sédimentaires), s'expliquent probablement par la dynamique hydrologique différentielle : aux écoulements turbulents dans lesquels se sont déposés des minéraux variés et plus lourds de préférence, s'opposent des circulations régulières qui ont davantage trié les grains selon leur morphologie et leur densité.

♦ Comparaisons entre les alluvions hypogées et épigées.

Une majorité de prélèvements souterrains provient des grottes de Pierre-la-Treiche, à une altitude très basse, corrélative de F3 ou de F2. La prédominance des amphiboles (43 à 83 et même exceptionnellement 92 %) aux dépens des grenats (4 à 25 % seulement), dans tous ces échantillons, incite à penser que **les matériaux ne sont pas issus de F3, mais plutôt de F4**, d'après les résultats obtenus en surface (*cf.* figures V.16 et VIII.14). Les contextes morphosédimentaires permettent d'exclure une provenance de F2. **On retrouve donc la conclusion de l'étude pétrographique des galets**.

Par ailleurs, **une origine plus ancienne (F5) est à exclure le plus souvent**, en raison de la richesse en amphibole. Seuls quelques échantillons possèdent un spectre proche de F5-CM, avec relativement peu d'amphiboles et une forte proportion de grenats (SR-Dra-C3 et D5 et Pui-GT-3 notamment), ou intermédiaire entre F4 et F5.

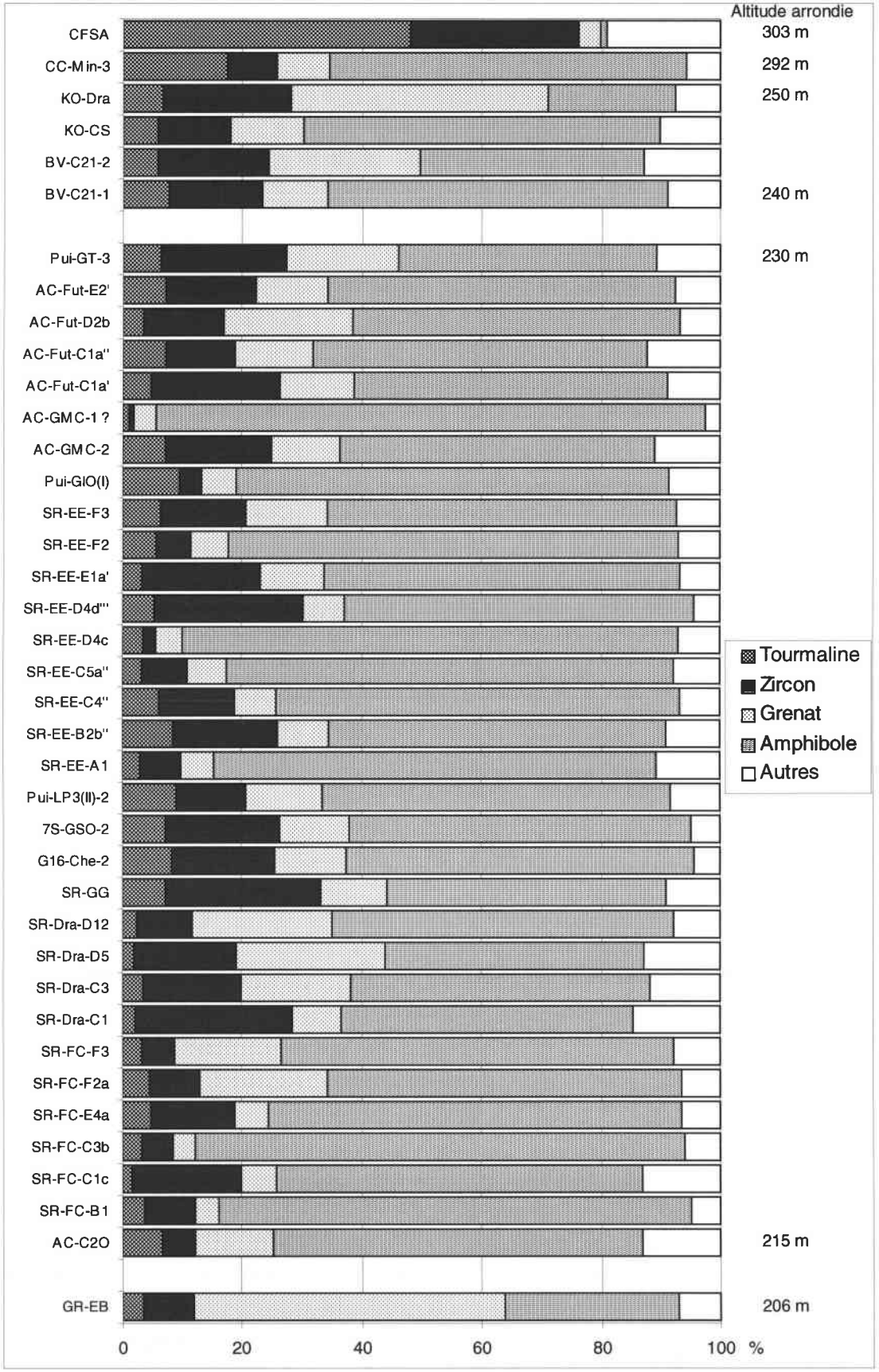


Figure VIII.14 - Spectres comparés des principaux minéraux lourds des échantillons endokarstiques (analyses : M. Beiner).

La minéralogie du prélèvement GR-EB, réalisé dans la vallée anaclinale de la Moselle, confirme l'origine antérieure à F3 des alluvions hypogées de Pierre-la-Treiche. En effet, forcément corrélé à F3 (*cf.* tableau VIII.16), il présente un cortège où les grenats dominent les amphiboles, et la similitude avec le spectre des minéraux lourds de F3-BC est flagrante, comme cela avait été noté pour la pétrographie des galets.

A l'amont de Pierre-la-Treiche, les prélèvements effectués dans la cavité C21 à Villey-le-Sec ne peuvent être raccordés qu'à une formation égale ou supérieure à F5, par leur altitude. La proportion de tourmaline encore faible (< 10 %), indique une provenance probable de F5 ou CF1. En outre, les minéraux lourds confirment les résultats de la pétrographie des galets, c'est-à-dire que **BV-C21-2 serait issu de F5, et BV-C21-1 de CF1** (moins de grenats et taux d'amphiboles plus élevés).

La minéralogie de BV-C21-1 est d'ailleurs similaire à celle de l'échantillon KO-CS, dont les matériaux ne peuvent provenir que de la formation CF1 au minimum. En revanche, une différence spectrale franche existe avec l'autre prélèvement de la Grotte du Chaos (KO-Dra), pour lequel les proportions de grenats et, dans une moindre mesure, de zircons, augmentent sensiblement, sans que le taux de tourmalines ne croisse. Les valeurs obtenues ne ressemblent à rien de connu à l'extérieur à une altitude aussi élevée. Il faut envisager une origine de ces alluvions endokarstiques depuis une formation qui n'a pas fait l'objet d'analyse (CF3 par exemple).

Tourmalines peu abondantes et amphiboles nombreuses caractérisent CC-Min-3, qui se situe à une altitude équivalente à CF5.

On ne retrouve donc pas la décroissance des minéraux altérables au profit des minéraux résistants (et d'origine triasique possible), constatée pour les formations CF2, CF4 et CF6 dans la région de Pierre-la-Treiche. Seul le prélèvement endokarstique effectué le plus haut en altitude (CFSA, au niveau de CF6), présente une nette prédominance des tourmalines et des zircons. Mais **globalement, un effet conservateur du milieu hypogé sur les minéraux peut être envisagé** sur la base des résultats de ces échantillons les plus anciens.

Les minéraux lourds des alluvions sableuses souterraines apportent plusieurs confirmations aux résultats de la pétrographie des galets :

- **distinction nette de l'échantillon GR-EB, corrélé avec F3** ;
- **origine antécapture (formation F4 ou plus ancienne) de tous les autres prélèvements endokarstiques** ;
- **divergence des cortèges épigés et hypogés pour les matériaux plus anciens que F5**, avec altération vraisemblablement moins importante dans le milieu souterrain.

En outre, ils permettent de conclure à **une provenance préférentielle de F4, des sédiments accumulés dans les cavernes de Pierre-la-Treiche à basse altitude**, ce qui corrobore les tendances obtenues sur les galets de granite (morphométrie et altération). Pour certains prélèvements de la Grotte Sainte-Reine (Salle des Draperies notamment), les analyses minéralogiques particulières ne peuvent remettre en cause à elles seules les corrélations stratigraphiques que l'on a pu effectuer avec d'autres remplissages du réseau (*cf.* § VIII.2.).

Les minéraux lourds s'avèrent également de meilleurs marqueurs géochronologiques que les minéraux légers, pour lesquels les résultats étaient relativement variés, entre unités supposées du même âge.

VIII.3.4. Synthèse des géochronologies relatives.

A la suite des ces analyses multiples de localisation altitudinale, de composition, de morphométrie et d'altération des alluvions endokarstiques, on peut établir une synthèse géochronologique relative. Les critères utilisés par ordre d'intérêt sont l'altitude

(tableau VIII.16), puis la pétrographie et la minéralogie, tandis que les données morphométriques et d'altération sont peu exploitables.

♦ Les remplissages de " basse " altitude (< 240 m).

La localisation altitudinale et l'étude pétrographique ont permis de déterminer que tous les échantillons, à l'exception de celui des Trous de la Grosse Roche (GR-EB), sont constitués de **galets issus d'une formation antécapture (F4 ou plus ancienne)**. Ainsi, **les alluvions rencontrés sous terre sont descendus de plusieurs mètres** (jusqu'à 18 m au minimum) depuis la surface, à la fois par gravité et par redistribution longitudinale (*cf.* figures VIII.11 et VIII.15).

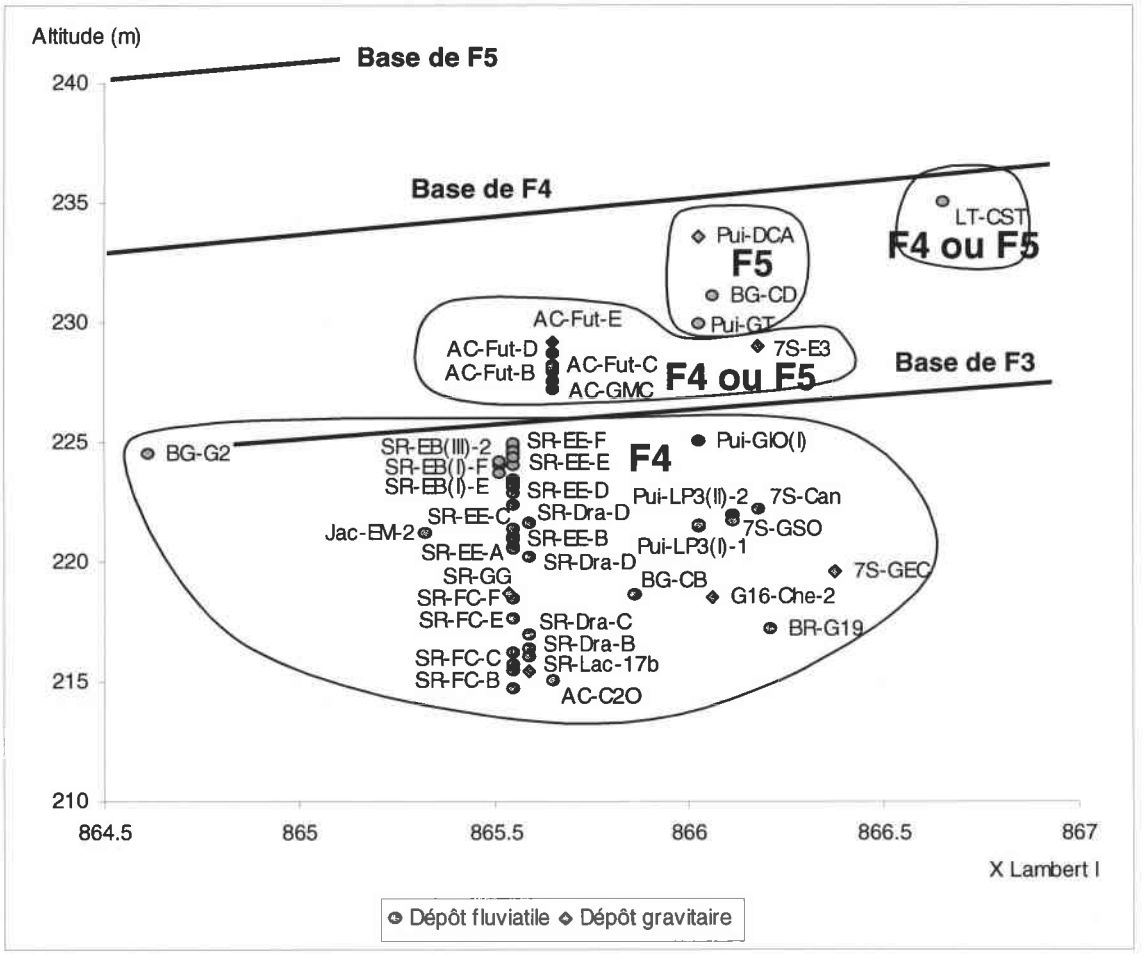


Figure VIII.15 - Résumé de la localisation et de l'origine des matériaux endokarstiques de Pierre-la-Treiche.

Les chailles, qui se trouvent dans de nombreux remplissages, confirment la provenance, supérieure en altitude, des sédiments hypogés et permettent de fixer une limite probable à la descente verticale des matériaux. En effet, dans le cas des comblements endokarstiques de Pierre-la-Treiche par exemple, on peut effectuer le raisonnement suivant : les chailles se situent vers 240 m d'altitude dans l'Oolithe miliaire inférieure, au niveau de la Grotte Sainte-Reine, ce qui correspond à la base de la formation alluviale F5. Si l'on considère que ces éléments bajociens ont été mélangés aux galets vosgiens à proximité immédiate des réseaux (moins d'un

kilomètre de distance par exemple), il y a de **fortes chances pour que les sédiments grossiers souterrains soient issus de F5 ou de F4, et non d'une formation plus ancienne.**

Les analyses de minéraux lourds apportent de nouvelles informations sur l'origine des alluvions endokarstiques. A Pierre-la-Treiche, celles-ci ne peuvent provenir de F3, ce qui confirme les données pétrographiques, ni de F5 dans la plupart des cas. Malgré l'imprécision des résultats morphométriques, une convergence des interprétations avec les minéraux lourds existe, quant à l'**origine préférentielle des matériaux fluviatiles hypogés depuis F4.**

Les principaux **doutes relatifs à la provenance de F4 ou de F5**, concernent les échantillons de la Cavité du Futur (figure VIII.15). Les analyses morphométriques des galets de granite semblent indiquer une " préférence " pour F5. Mais d'un autre côté, les mêmes matériaux granitiques sont peu altérés dans l'ensemble.

Les trois autres incertitudes (Galerie Montante Carrière : AC-GMC, Entrée 3 de la Grotte des 7 Salles : 7S-E3, Cavités Sous la Treiche : LT-CST) reposent sur le contexte géographique et spéléologique des prélèvements : altitude assez élevée et infiltration verticale des alluvions. Les résultats pétrographiques et minéralogiques dénotent **plutôt une origine depuis F4.**

Au contraire, les deux échantillons des galeries supérieures du secteur de la Grotte des Puits (Pui-GT et BG-CD) possèdent une convergence suffisante des différents critères, pour pouvoir établir une **provenance de F5.** On peut y associer Pui-DCA, dont l'altitude et le mode d'accumulation souterraine indiquent une origine égale ou supérieure à F5.

♦ Les remplissages de " haute " altitude (≥ 240 m).

Pour la plupart des échantillons situés à une altitude supérieure ou égale à F5, à l'amont de Pierre-la-Treiche, on ne peut déterminer de corrélation avec une formation alluviale épigée. Quelques prélèvements endokarstiques présentent, cependant, des données qui permettent de fournir des précisions :

- à Villey-le-Sec, dans la cavité C21, toutes les analyses sédimentologiques laissent à penser que l'échantillon supérieur **BV-C21-2 provient d'un stock alluvial plus jeune, probablement F5, par rapport à BV-C21-1 sous-jacent, qui contiendrait des galets provenant de CF1, ou éventuellement de CF2** ;
- entre les deux prélèvements dans la Grotte du Chaos, **KO-Dra semble plus ancien que KO-CS**, d'après les comparaison des minéraux lourds et, secondairement, de l'état d'altération des granites ;
- enfin, LS-Arb et CC-Min (auquel on peut associer CC-LB) possèdent des indices sur l'origine des matériaux souterrains, par la présence de chailles ou de calcaires oolithiques. Pour LS-Arb, on peut estimer une descente d'une douzaine de mètres des éléments bajociens, donc des galets vosgiens également, ce qui signifie une **provenance de CF3, voire CF4.** Dans le cas des carrières du CAF, on doit considérer que les cailloux calcaires sont descendus d'une vingtaine de mètres, c'est-à-dire que les alluvions endokarstiques seraient issues de **CF7, voire de CF8.**

Conclusion du chapitre VIII.

Les importants remplissages endokarstiques du plateau central de Haye, de type alluvial allochtone très prédominant, constituent une mine d'informations paléogéomorphologiques. Malheureusement, ils sont marqués par une disparité spatiale assez forte, qui ne permet pas de cerner avec la même précision les caractéristiques sédimentologiques hypogées, sur toute la zone d'étude. Le choix des sites, dicté en premier lieu par la nature (contraintes de diversification spatiale, de multiplication des travaux de terrassement et des quantités d'échantillonnage), l'a été également par l'un des objectifs principaux de la recherche, relatif aux modalités de fonctionnement de la capture de la Moselle.

Tout d'abord, l'étude détaillée du réseau Sainte-Reine *s.l.* a permis de mettre en évidence les **conditions de la construction des remplissages souterrains, en fonction de l'interaction de paramètres hydrologiques, sédimentaires, spéléomorphologiques et de leur propre contrainte " volumique "** (*cf.* Ek et Quinif, 1988 ; Pomel et Maire, 1997). Les accumulations endokarstiques répondent à une double dimension spatiale : la première, verticale, correspond aux **infiltrations d'eau et d'alluvions**, la seconde, horizontale, concerne les **redistributions longitudinales** de ces éléments dans les galeries. A cela s'ajoute la notion de temps. Globalement, le comblement possède donc une valeur locale et limitée dans le temps, comme tout remplissage endokarstique (*cf.* Campy, 1990).

L'ensemble de ces caractéristiques peut être décrypté au moyen de l'étude sédimentologique des remplissages, en tenant compte du contexte macromorphologique. Ainsi, en plusieurs endroits, on a pu observer **des matériaux grossiers en vrac, qui sont venus s'accumuler sous les " puits-cheminées ". Dans les conduits, en revanche, les sédiments ont été transportés et déposés par des courants purement fluviatiles**, comme le montrent les structures sédimentaires, lorsqu'elles ne sont pas déformées par **des phénomènes de soutirage**.

Du point de vue des paléodynamiques hydrologiques, on a décelé différentes phases de remblaiement, interrompues par des périodes d'érosion plus ou moins marquées. Les écoulements hypogés qui ont déplacé les matériaux dans les galeries, ont connu des puissances très variables (de quelques centimètres par seconde à 200 cm/s), dans le temps et dans l'espace. **Les circulations libres ont largement dominé au cours de la sédimentation, ce qui signifie que les vides karstiques étaient créés en majeure partie avant la mise en place des dépôts étudiés**.

Globalement, les comblements présentent de **grandes modifications texturales** (six séries sédimentaires repérées), qui se retrouvent dans l'ensemble du réseau et que l'on a **rapporté à des changements climatiques et géomorphologiques épigés**. Mais les raccords stratigraphiques se sont avérés souvent délicats, en raison des modifications longitudinales de faciès parfois très rapides et de points de repère rares et/ou discontinus, sous l'influence des variations macromorphologiques souterraines. La connaissance spéléomorphologique incomplète, due aux remplissages omniprésents, a également rendu les interprétations difficiles.

Dans un deuxième temps, des analyses pétrographiques, minéralogiques, morphométriques et d'altération des alluvions grossières et sableuses endokarstiques, ont été

réalisées sur l'ensemble du plateau central de Haye. Elles avaient pour but de préciser la provenance de ces sédiments, vis-à-vis des formations de surface. Dans les conditions les plus favorables, selon la concentration et la quantité des échantillons, la variété de leurs analyses et la concordance des résultats, une chronologie relative, basée sur les unités fluviatiles, a pu être établie.

Les principales données qui ressortent de ces études sont :

- l'**absence totale de correspondance altitudinale entre les formations épigées et les comblements souterrains**. La descente des matériaux mosellans sous terre a pu largement dépasser les 10 m à certains endroits ;
- l'**âge antécapture de toutes les alluvions récoltées dans le domaine hypogé de la vallée cataclinale de la Moselle**. Les seuls sédiments postcapture (1 échantillon) se situent logiquement dans la vallée anaclinale.

La détermination du karst infratalweg se précise donc grandement grâce aux paramètres sédimentologiques.

Ces conclusions doivent être mises en relation avec les caractéristiques spéléomorphologiques développées dans le chapitre VII. C'est l'objet du chapitre suivant, qui synthétise les observations et interprétations morphosédimentaires des réseaux karstiques de la vallée de la Moselle.

Site des Entrées D et E de la Grotte Sainte-Reine.

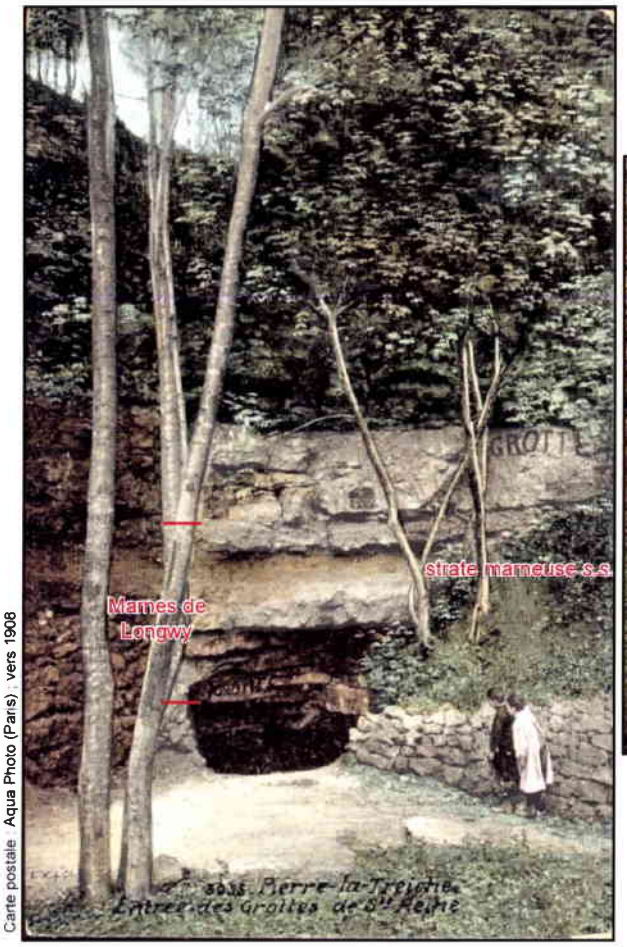


Photo VIII.1 - Entrée D au début du XX^{ème} siècle ; il s'agit d'une carrière souterraine du XIX^{ème} siècle.

Depuis ce cliché, des blocs situés au-dessus de la strate marneuse se sont éboulés sous l'effet de la gélifraction (disparition des graffitis), le muret a disparu (par enfouissement ?) et le terre-plein au premier plan se trouve presque au niveau du plafond de la carrière souterraine.



Photo VIII.2 - Entrée E avant la réalisation de l'excavation en 1997.

Cliché à peu près dans la continuité de la carrière postale ci-contre.



Photo VIII.3 - Tranchée réalisée à l'Entrée E dans des remblais et une partie du substratum (la galerie karstique comblée d'alluvions passe légèrement à droite) ; le trait blanc représente la silhouette de la tête d'une personne debout au fond de l'excavation.

Sondage de la Salle des Draperies de la Grotte Sainte-Reine (SR-Dra).



Photo VIII.4 - Vue plongeante de l'excavation SR-Dra réalisée dans le remplissage de la galerie.



Photo VIII.5 - Coupe transversale : vue du sommet de la série D et de la moitié inférieure de la série E.

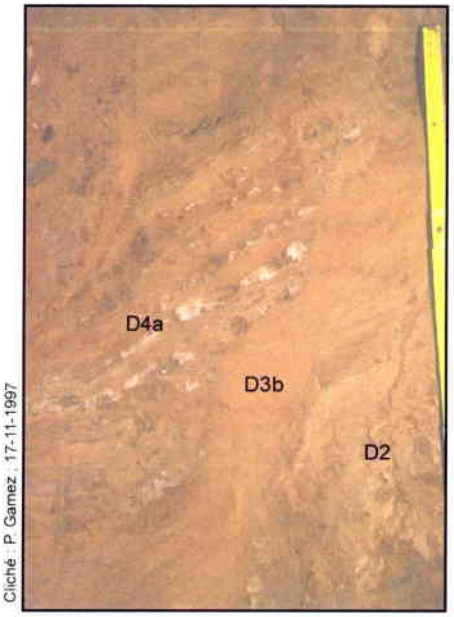


Photo VIII.6 - Détail des séquences D2 à D4 soumises à des affaissements, dans la coupe transversale.



Photo VIII.7 - Coupe transversale : vue du sommet de la série C à la base de la série E.

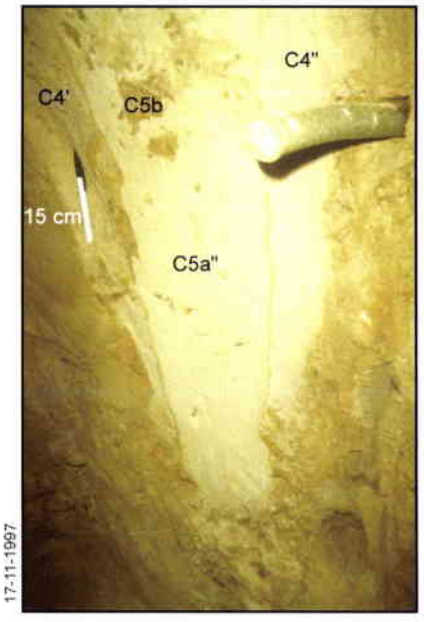


Photo VIII.8 - Détail de la figure de chenalisation des séquences C4 et C5, dans la coupe longitudinale.

Remplissage de l'Entrée E de la Grotte Sainte-Reine (SR-EE).



Photo VIII.9 - Vue générale de la fosse.



Photo VIII.10 - Sommet de la coupe transversale septentrionale : séries E et F.



Photo VIII.11 - Coupe longitudinale : série E bouleversée par un soutirage latéral.



Photo VIII.12 - Détail des stratifications en mamelons des séquences E1 et E2, entrecroisées par un litage d'oxydes de fer (orange), dans la coupe transversale méridionale.

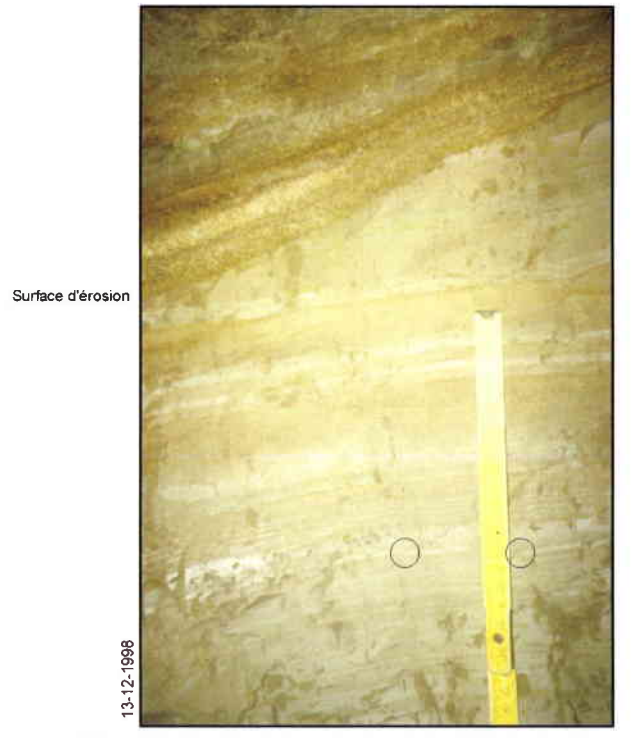


Photo VIII.13 - Détail des rythmites de l'unité D1b, érodées par la séquence D2, dans la coupe transversale septentrionale ; des microfailles de tassement ont été entourées.



Photo VIII.14 - Microfaille de tassement issue de l'unité D1b.

Remplissage de la Galerie du Calvaire de la Grotte Sainte-Reine (SR-FC).

Remplissage de la galerie
de l'Entrée B (SR-EB(I))
de la Grotte Sainte-Reine.

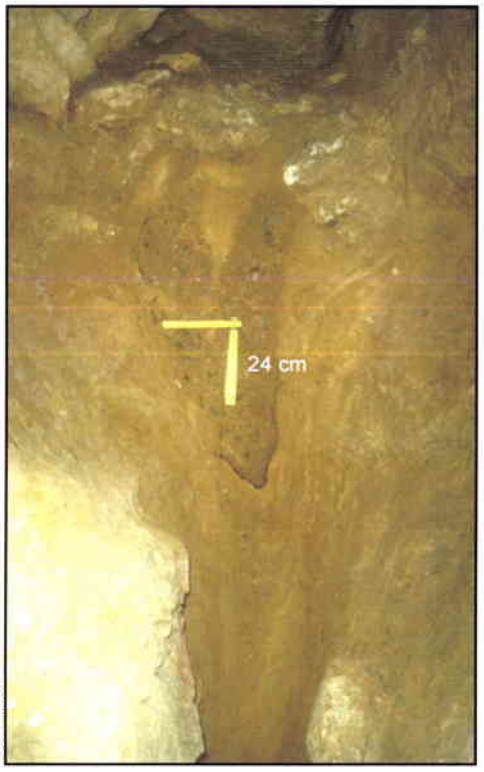


Photo VIII.15 - Vue générale du sommet du remplissage de la galerie recoupée par la carrière souterraine.



Photo VIII.16 - Vue des " puits-cheminées " comblées d'alluvions grossières au-dessus de la Cavité.

Remplissage de la Cavité du Futur (AC-Fut).



Photo VIII.17 - Vue générale du remplissage de la Cavité (partie sommitale dégagée).



Photo VIII.18 - Détail de la série D affectée par des failles d'affaissement-soutirage.

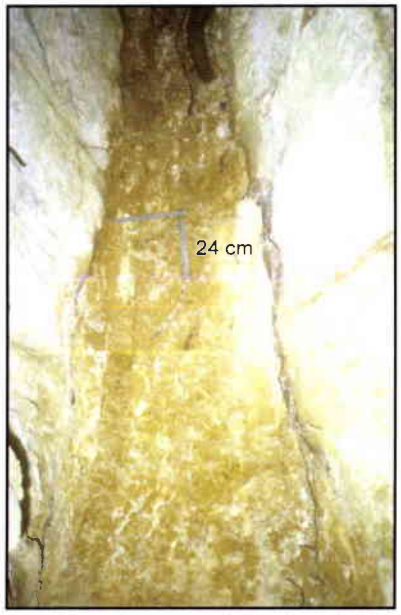


Photo VIII.19 - Remplissage de la Diaclase de Messein, vers 395 m d'altitude : galets siliceux épars dans une matrice argilo-limoneuse (*cf.* figure A-VIII.44).

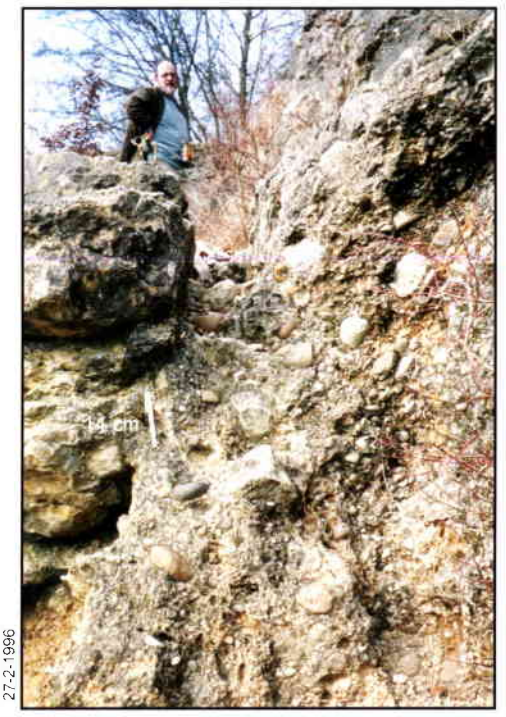


Photo VIII.20 - Remplissage de la Grande Diaclase (Carrières du CAF), vers 284 m d'altitude : alluvions de la Moselle indurées par un ciment carbonaté ; la concrétion CC-GD se trouve sous le feutre (*cf.* photo IX.1).



Photo VIII.21 - Soutirage alluvial sous diaclase, dans la Salle des Draperies de la Grotte du Chaos, vers 249 m d'altitude ; l'ancien niveau du remplissage est souligné par le liseré de calcite.

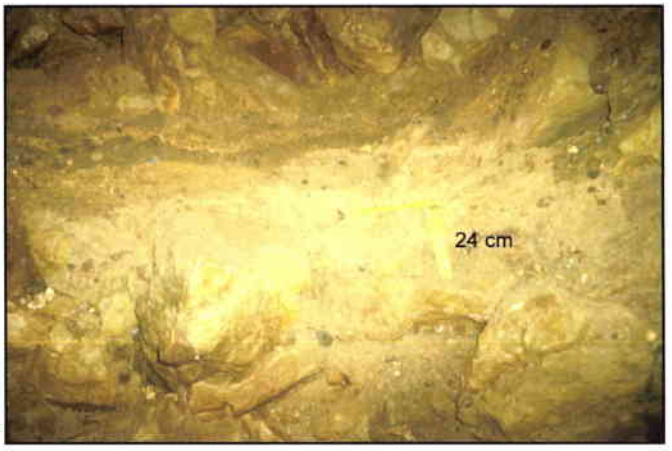


Photo VIII.22 - Remplissage fluviatile à alluvions mosellanes au sein d'un éboulis, dans la Salle des Chauves-Souris de la Grotte du Chaos, vers 246 m d'altitude (*cf.* figure A-VIII.40).



Photo VIII.23 - Vue en contre-plongée de la Cheminée 2, dans le Labyrinthe de la Grotte Sainte-Reine, vers 223 m d'altitude ; remplissage composé de blocs calcaires et d'alluvions mosellanes hétérométriques.

Différents types de remplissages souterrains.

CHAPITRE IX : LA SPELEOGENESE SOUS-FLUVIALE HERITEE, ET LES DONNEES D'UN CALAGE TEMPOREL.

L'étude des morphologies et des remplissages endokarstiques, réalisée dans les chapitres précédents, a livré des informations spécifiques aux développements spéléogénétiques et sédimentologiques. **Relevant préférentiellement de phases successives, plutôt que synchrones, dans les grottes étudiées** (cas classique exposé par J.N. Jennings, 1971, mais pas universel ; *cf.* Renault, 1967-1969 ; Quinif, 1979)**, l'examen dissocié du cavernement et du comblement n'a pas posé de problème fondamental**. Néanmoins, comme on a déjà pu le souligner, les deux faits ne sont pas complètement indépendants, et il convient de formuler l'évolution générale des réseaux karstiques, en prenant en considération les interactions de toutes leurs composantes internes (*cf.* Renault, 1967-1969 ; Delannoy et Caillault, 1998 ; Maire, 2001), mais également en fonction du milieu épigé (*cf.* Camus, 1997, 2001).

Pour établir le fonctionnement spéléogénétique des cavernes du plateau central de Haye, on dispose des observations et interprétations partielles obtenues aux abords de la vallée de la Moselle. En particulier, les informations collectées dans les Grottes Sainte-Reine et des Puits permettront d'entrer dans le détail des actions du façonnement souterrain. Leur intérêt majeur, pour l'objectif de ce travail, réside dans l'**enregistrement d'événements liés à la période du détournement hydrographique de la Moselle**.

Dans un premier temps, le regroupement de tous les **indices morphosédimentaires en faveur de la karstification infratalweg**, permettra de confirmer et de préciser ce type de développement spéléogénétique, envisagé dès le chapitre IV.

A partir de ces données, on pourra alors déterminer les **conditions de la création et de l'évolution de ce karst**, en discutant notamment :

- du fonctionnement hydrogéologique global du massif bajocien ;
- des relations entre les dynamiques du milieu extérieur et celles du domaine endokarstique.

Par ailleurs, lors des études sédimentologiques, on a pu constater une certaine récurrence au cours du temps, des processus du développement karstique sous-fluvial. On essayera donc de percevoir s'il existe un modèle général de karstification infratalweg, sur l'ensemble du plateau, qui est, et a été, traversé par les deux grands cours d'eau allochtones d'origine vosgienne (Moselle et Meurthe).

Une fois les bases des interactions géodynamiques superficielles et souterraines posées, il est possible de mettre en valeur la richesse du karst, en terme d'informations chronologiques et paléoclimatiques. Ainsi, on présentera quelques **jalons temporels de l'évolution spéléogénétique et géomorphologique locale**, grâce à différents types de datations (absolues et indirectes), qui permettent de caler la chronologie relative des formations alluviales.

En outre, les moteurs hydrologiques du façonnement et du comblement des vides étant soumis aux facteurs climatiques et géomorphologiques épigés, on pourra établir des hypothèses au sujet des **variations climatiques**. Les résultats des paramètres sédimentaires hypogés et les données issues des spéléothèmes seront examinés successivement.

IX.1. Genèse et évolution du karst infratalweg hérité.

L'endokarst est particulièrement développé dans la zone d'emprise des grandes vallées drainées par les artères fluviales issues des Vosges (la Moselle principalement, mais également la Meurthe). Par rapport au reste du plateau central de Haye, cela ne laisse aucun doute sur le rôle spécifique joué dans la spéléogenèse par les cours d'eau majeurs et leurs dépôts alluviaux (*cf.* chapitre IV).

La démonstration de cette influence fluviatile implique la **prise en considération de l'ensemble du système karstique du massif calcaire**. On s'appuiera essentiellement sur les données des secteurs d'introduction des flux d'eau et de matière, tandis que les zones de transit et de restitution seront davantage examinées par déduction, en fonction des conditions générales de la karstification.

La présentation des interprétations se fera en deux temps : définition des paramètres de la genèse des cavernes, à l'échelle du plateau, puis de leur évolution, en ce qui concerne les grottes mieux connues de Pierre-la-Treiche.

IX.1.1. Les pertes sous-fluviales généralisées de la Haute Moselle.

Dans cette section IX.1.1., on souhaite déterminer les modalités de la création des grottes en fonction de l'évolution des vallées. Il s'agit donc de définir le fonctionnement hydrokarstique au niveau des pertes tout d'abord, en rassemblant les témoins morphosédimentaires des chapitres précédents, puis d'établir les conditions générales qui ont présidé à la naissance de ces infiltrations dans le massif bajocien.

IX.1.1.1. Les indices morphosédimentaires de la karstification infratalweg.

Les premières observations relatives aux éléments karstiques jalonnant les vallées (chapitre IV), incitaient à privilégier une origine sous-fluviale de la karstification, plutôt qu'une genèse liée à d'anciennes pertes latérales de cours d'eau de surface ou à des émergences héritées, restituant les eaux infiltrées sur le plateau (à l'image du système de l'Aroffe au sud de la « Boucle de la Moselle »).

Cinq familles de témoins morphologiques et sédimentaires ont été relevés dans les grottes et cavités, à l'appui de la karstification infratalweg.

➢ Les preuves les plus évidentes sont les paramètres sédimentologiques des remplissages hypogés : données pétrographiques et minéralogiques essentiellement, qui ont été comparées aux caractéristiques des alluvions épigées. Ainsi, sur l'ensemble du plateau central de Haye, on note que **les sédiments endokarstiques apportés par la Moselle depuis le Massif vosgien, proviennent d'unités fluviatiles sus-jacentes (parfois de plus de 10 m) aux grottes et cavités**. Dans les remplissages étudiés, aucune conjonction de résultats

sédimentologiques n'a pu attester la présence de matériaux issus d'une formation dont l'altitude serait voisine de celle des conduits considérés.

Ces conclusions ont été obtenues avec assurance dans le secteur de Pierre-la-Treiche, riche en réseaux karstiques, mais également de façon plus ponctuelle, à des altitudes supérieures. Elles permettent de déterminer un âge minimum à la période de comblement hypogé, qui est, au plus jeune, contemporaine du déblaiement de la formation de surface (appelons-la F[i]) dont on a retrouvé les alluvions sous terre. Compte tenu du fait que les sédiments sont susceptibles de provenir d'une région amont de la vallée de la Moselle, cette période peut correspondre, dans le secteur du plateau central de Haye, à la phase d'incision vers le niveau fluviatile immédiatement inférieur (base de la future formation F[i-1]).

Ce calage chronologique relatif des remblaiements endokarstiques implique nécessairement un âge plus ancien de la karstification, comme par exemple au moment de l'alluvionnement de la formation F[i]. **Dans tous les cas, le cavernement s'est produit sous la vallée de la Moselle, qui subissait des pertes**, dont le volume et la destination des flux restent à préciser.

➢ Les seconds témoins symptomatiques de la karstification infratalweg se rapportent aux morphologies d'introduction hydrologique et sédimentaire. On a observé en de multiples endroits, la **présence de " puits-cheminées ", ou de formes endokarstiques assimilées, qui sont encore souvent comblés de matériaux vosgiens et qui sont connectés à une formation alluviale de surface**.

Les " puits-cheminées " sont plus ou moins bien formés par le travail de la corrosion, à partir de fracturations ou de fissurations. On a pu observer trois cas de figures :

- des conduits verticaux nettement calibrés, tels des " tuyaux d'orgues ", comme dans la Cavité du Futur (*cf.* photo VIII.16) ;
- des galeries inclinées ou subverticales, à parois irrégulières et encombrées de gros blocs calcaires descendus avec les alluvions, comme dans le Labyrinthe de la Grotte Sainte-Reine (*cf.* photo VIII.23) ;
- des infiltrations alluviales qui s'insinuent entre les blocs de l'encaissant calcaire, et qui ne correspondent à aucune véritable morphologie karstique (exemple à l'Entrée 3 de la Grotte des 7 Salles).

Les trois autres morphologies endokarstiques assimilées sont :

- des " puits " de dimension respectable, observés ou décrits sous la terrasse de la Treiche, ainsi qu'à Laxou et Maxéville (Champ le Bœuf et Vallon de Maxéville ; *cf.* photo IV.13), dans la partie du plateau qui appartient au bassin versant de la Meurthe ;
- des grandes diaclases corrodées, telles que la paroi de l'Ancienne Carrière de Pierre-la-Treiche, entre la Galerie Montante Carrière et la Cavité du Futur, constellée de galets siliceux concrétionnés, ou bien la Grande Diaclase des carrières du CAF à Maron, qui est encombrée par un poudingue identique, encore en place (*cf.* photo VIII.20) ;
- des cavités sans toit, identifiées comme des galeries localement décapitées, et dont des exemples se trouvent dans les carrières sous la Treiche ou à l'ouest du Bois Gaillard (*cf.* planche IV.3).

Ces structures endokarstiques, de plusieurs mètres à plus de 10 m de hauteur, indiquent des **infiltrations de matière en mode gravitaire**, accompagnées ou non d'importants flux liquides. Les sédiments détritiques ont ainsi pu se mettre en place dans toutes ces formes de soutirage, lorsque la Moselle s'écoulait à une altitude supérieure ou après que la vallée eut atteint un niveau inférieur. On retrouve donc l'âge minimum de l'introduction des alluvions sous terre, au moment de l'incision de la rivière épigée dans le bed-rock percé par les " puits-cheminées ". Mais à nouveau, le contexte morphologique implique que la phase principale de karstification s'est nécessairement réalisée sous le talweg rocheux.

➢ Parmi les autres observations révélatrices de la karstification sous-fluviale, il y a les microformes des parois des galeries. Créées préférentiellement en **régime noyé et épinoyé**, elles sont en accord avec l'aspect labyrinthique de nombreux réseaux (*cf.* ci-dessous), ce qui est **peu compatible avec un développement karstique latéral à la vallée de la Moselle**.

Ces micromorphologies auraient pu être éventuellement liées à une zone siphonnante, située à l'aval d'une rivière souterraine émergente, à l'image du Rupt du Puits dans le Barrois (Jaillet, 2000b). Pour la Grotte Sainte-Reine, par exemple, on aurait alors un ancien " delta souterrain " (*cf.* Rodet, 1992b), tel que le pensait E.-A. Martel (1894), sur la base du plan publié par E. Brésillon et C. Deschamps (1891).

Mais plusieurs témoins morphosédimentaires indiquent que **les paléoécoulements se dirigeaient vers l'intérieur du massif** :

- micromorphologies révélatrices de circulations allant vers le nord (coups de gouge notamment ; *cf.* chapitre VII) ;
- décroissance générale de la granularité des sédiments détritiques, depuis les entrées des réseaux vers les parties " profondes " (*cf.* chapitre VIII) ;
- galeries qui ont globalement tendance à diminuer d'altitude vers le nord (*cf.* chapitre VII).
  On ne décèle ni conduits nettement étagés, qui pourraient être corrélés avec des niveaux fluviatiles de la Moselle, comme dans de nombreuses autres vallées (*cf.* Ek, 1961 ; Cavaillé, cité par Tricart, 1961c ; Dubois *et al.*, 1991 ; Rodet, 1992b ; Mocochain, 2001), ni paliers corrélatifs du suivi retardé d'un niveau de base proche (Jaillet et Gamez, 2000 ; Jaillet, 2000b, 2001).

➢ L'organisation altitudinale sans niveaux spéléomorphologiques marqués est également révélatrice d'une genèse en régime noyé (*cf.* de Radzitzky d'Ostrowick, 1953 ; Quinif, 1989a ; Bruxelles, 1997), conjointement aux configurations planimétriques des réseaux karstiques.

Pour la Grotte du Chaos, le développement préférentiel des conduits sur lithoclases, tient probablement à la position de la caverne dans un secteur faillé, avec fracturations annexes multiples. Les conditions dynamiques qui président à ce type d'organisation spéléogénétique, sont **des écoulements lents et une agressivité à peu près uniformément répartie, en zone noyée** (Corbel, 1957 ; Anonyme, 1998 ; Quinif et Vandycke, 2001) **ou épinoyée**.

Pour A.N. Palmer (1975, 1991), la genèse de ces **réseaux " maillés "** est liée à des **infiltrations diffuses, sous couverture perméable et non carbonatée**. Mais, aucune couche géologique sableuse ou gréseuse n'existe au-dessus de la caverne. En revanche, les formations superficielles siliceuses, représentées par les unités fluviatiles de la Moselle, ont pu faire office de couverture.

Les galeries principales se situent vers 250-255 m d'altitude, c'est-à-dire à une dizaine de mètres sous la formation alluviale CF2. Celle-ci constitue précisément une unité fluviatile majeure, tout comme c'est le cas à Pierre-la-Treiche pour le couple F5-F4 (similitude des terrasses du Bois Monsieur et de la Treiche, développées dans les calcaires résistants du Bajocien moyen, et bien marquées dans la vallée). Ces niveaux résultent sans doute de stagnations assez longues dans l'encaissement saccadé de la vallée, facteur temps qui a pu favoriser la karstification.

Pour les grottes de Pierre-la-Treiche, Sainte-Reine en tête, l'**aspect anastomosé labyrinthique** résulte, comme pour la Grotte du Chaos, d'un **creusement en zone noyée** (*cf.* Quinif, 1985, 2002) **ou épinoyée** (*cf.* Ford et Williams, 1989 et Salomon, 2002, à propos des pertes de la Bullock Creek en Nouvelle-Zélande ; *cf.* chapitre I).

Selon les interprétations livrées par A.N. Palmer (1975, 1991), il pourrait être dû à des processus de mise en charge brutale et variable, issus de pertes massives de la Moselle. Il semble toutefois, sur la base des observations micromorphologiques (coups de gouge de moyenne dimension notamment), que les fluctuations des régimes hydrogéologiques n'ont pas été très accentuées, et que l'on a eu un **moyen terme entre infiltrations diffuses et pertes plus importantes**.

La karstification infratalweg se serait ainsi produite majoritairement par des infiltrations diffuses issues de la nappe phréatique alluviale de fond de vallée de la Moselle (*cf.* exemple actuel des pertes de la Loire ; Nicod, 1994). Mais on ne peut exclure des pertes directes de la

rivière, au contact du bed-rock, comme on l'observe de nos jours pour la Meuse à Bazoilles (*cf.* chapitre III).

➢ Enfin, le relevé des fracturations dans différentes grottes de Pierre-la-Treiche a permis de constater que **les lithoclases corrodées sont plutôt subméridiennes, à l'inverse de celles non corrodées, préférentiellement subparallèles à la vallée et liées à des phénomènes de détente de versant** (*cf.* chapitre VII). Les circulations souterraines à l'origine de la spéléogenèse se sont donc arrêtées à partir du moment où la Moselle s'est trouvée à une altitude plus basse que les réseaux (apparition d'un versant).

Ce récapitulatif de données variées confirme donc la **karstification sous-fluviale (phase de cavernement)**. En ce qui concerne les remplissages, **l'introduction des alluvions de la Moselle dans les cavités *s.l.* est envisageable en mode infratalweg ou par infiltrations latérales à la vallée**.

On peut désormais essayer de reconstituer la genèse et l'évolution de ce type de karst, en considérant les interactions entre facteurs hypogés et épigés.

IX.1.1.2. Les conditions du cavernement : origine et cheminement des flux souterrains.

D'une façon générale, les réseaux du plateau central de Haye, sous influence de la Moselle, font donc partie d'un endokarst dont la genèse s'est effectuée sous la vallée, à des profondeurs non déterminées. Rappelons qu'il existe trois types d'énergies mises en jeu dans une phase de karstification : chimique, mécanique et hydrodynamique (*cf.* chapitre I), et que la dissipation simultanée de ces trois énergies est nécessaire pour créer les systèmes souterrains organisés que l'on connaît (Quinif, 1998a, 1999b).

Parmi ces conditions de la karstogenèse, on établit aisément le rôle de la dissolution par l'eau contenue dans la formation alluviale de fond de vallée, qui constitue une compresse humide à renouvellement hydrique perpétuel (*cf.* chapitre III). Dans le substratum, l'eau circule dans des fractures d'orientation préférentielle et des joints de stratification, reconnus dans diverses cavernes. Si de nombreux indices montrent des paléoécoulements vers le nord, le gradient hydraulique, qui permet et dirige ces flux hydrogéologiques, n'a pu être quantifié jusqu'à présent.

Compte tenu de ces remarques, ce karst infratalweg a pu naître de deux manières : soit l'énergie potentielle a existé dès le début de la karstification, soit elle est apparue ultérieurement à une phase de fantomisation, qui s'exprime dans des conditions de gradient hydraulique nul (Quinif, 1998a, 1999b). Si aucun fantôme de roche n'a été observé sur l'ensemble du plateau central de Haye, les traces ont très bien pu disparaître à la suite de circulations massives postérieures (*cf.* Quinif, 1999b ; Quinif et Quinif, 2002 ; Bruxelles et Bruxelles, 2002).

On note enfin, que les paramètres hydrochimiques sont communs à toutes les zones fluviatiles étudiées (de la Moselle, mais également de la Meurthe). En revanche, les données tectoniques et morphologiques sont plus variables selon les secteurs et/ou la période de karstification. Ainsi, il convient d'étudier les conditions de la spéléogenèse par secteurs géographiques, en commençant par les cavernes les mieux connues, c'est-à-dire celles de la région de Pierre-la-Treiche, à basse altitude. Les interprétations pourront être comparées aux autres sites étudiés, en tenant compte de leurs spécificités géomorphologiques, qui contrôlent l'énergie hydrodynamique.

♦ Cas des grottes de Pierre-la-Treiche.

Dans le secteur de Pierre-la-Treiche, on a défini **deux types de grottes : les réseaux à galeries sinueuses et les réseaux composites** (*cf.* chapitre VII). Ces configurations résultent d'un double guidage des paléoécoulements par les fractures ouvertes (adaptation sur des petites distances uniquement) et par certains joints de stratification, selon des gradients hydrauliques induisant une direction différente des orientations de lithoclases.

En liaison avec ce schéma spéléogénétique, **on peut exclure une phase initiale de fantomisation** ; les fantômes se développent sur les fractures, indépendamment de tout gradient hydraulique, ce qui implique que les réseaux auraient été mieux calqués sur les axes de fracturations (*cf.* Quinif et Quinif, 2002).

Il existe bien une organisation des drains souterrains, au contraire du karst sous-alluvial décrit dans le Médoc par M. Courrèges (1997). Il convient donc de rechercher l'origine de l'énergie potentielle qui a créé les grottes de Pierre-la-Treiche.

La direction des flux d'eau, induite par le gradient maximal, est donnée par le sens des paléocourants relevé dans les cavernes, c'est-à-dire vers le nord globalement (ce qui correspond à la direction du fond de l'ondulation " synclinale " de Savonnières - Dieulouard). La valeur de la dénivelée est plus difficile à déterminer et nécessite l'établissement d'hypothèses.

Tout d'abord, on peut rappeler que **les cavernes, situées à une altitude comprise entre 208 et 235 m au maximum, contiennent des matériaux issus de la formation F4 antécapture** (*cf.* chapitre VIII), dont la base se situe à 233-235 m à Pierre-la-Treiche. D'après les remarques de la section IX.1.1., le comblement s'est produit au moment de l'incision de la Moselle vers le bed-rock de la formation F3, ou lors d'une phase antérieure. **Le début du cavernement doit**, quant à lui, **remonter à une période plus ancienne**, que l'on fixera arbitrairement lors de l'accumulation de F5 (base à 240 m).

Il semble raisonnable de ne pas faire " vieillir " davantage la genèse des grottes, puisque l'altitude basale de cette unité se situe plus de 30 m au-dessus des points les plus bas reconnus dans les réseaux karstiques. Or, la karstification est, *a priori*, favorisée par l'altération et la fracturation, qui affecte principalement les 15-20 (Dreybrodt, 1988) à 30 premiers mètres (Mégnien, 1964, cité par Herak et Stringfield, 1972 ; BRGM et AFB Rhin-Meuse, 1978 ; Ministère de l'Agriculture *et al.*, 1987) sous les vallées.

Il faut ensuite définir une **situation hydrogéologique** donnée. Dans la phase génétique initiale, on peut considérer que le **régime noyé** prévalait au niveau des grottes. Des écoulements lents élargissaient les fractures et les joints de stratification qu'ils empruntaient. Mais **un faible gradient hydraulique devait déjà probablement exister en direction du nord, ce qui engendrait une énergie potentielle suffisante pour la karstification**. L'altitude de la surface piézométrique de la nappe d'eau souterraine " bajocienne " correspondait au plus haut à la base de F5, soit 240 m environ à Pierre-la-Treiche. Or, vers le nord du plateau de Haye, une altitude inférieure à 240 m n'existe que dans le bassin versant de la Meurthe.

Aucun élément karstique concret, relatif à la localisation des zones de restitution des infiltrations mosellanes, n'a été découvert. De ce fait, **trois hypothèses** sont envisagées (figure IX.1) :

- **les émergences se situaient au sommet des formations bajociennes, dans la région de Villey-Saint-Etienne**, c'est-à-dire à 9-10 km à vol d'oiseau depuis Pierre-la-Treiche ;
- ou bien, **les émergences se situaient à la base des formations bajociennes, dans la région de Liverdun**, c'est-à-dire à 14-15 km à vol d'oiseau depuis Pierre-la-Treiche ;
- ou encore, **les émergences se situaient dans la cuvette tectonique de Dieulouard (dans le Bajocien supérieur)**, c'est-à-dire à 24-25 km à vol d'oiseau depuis Pierre-la-Treiche.

Au moment de l'accumulation de F5, on a estimé que les vallées du Terrouin et de la Meurthe étaient encaissées au maximum à 231 m à Villey-Saint-Etienne, 223 m à Liverdun et 203 m à Dieulouard (*cf.* planches V.8 et IX.1). On en déduit des dénivellations respectives de 9, 17 et 37 m depuis Pierre-la-Treiche. Compte tenu des distances indiquées, on obtient des pentes minimales de 0,09 %, 0,11 % et 0,15 %. Ces valeurs sont très faibles pour des percées hydrogéologiques, mais elles sont suffisantes pour permettre les circulations souterraines. Elles sont voisines de ce qui existe dans le cas du recoupement de méandre de Han-sur-Lesse (pente inférieure à 0,1 % ; *cf.* chapitre I).

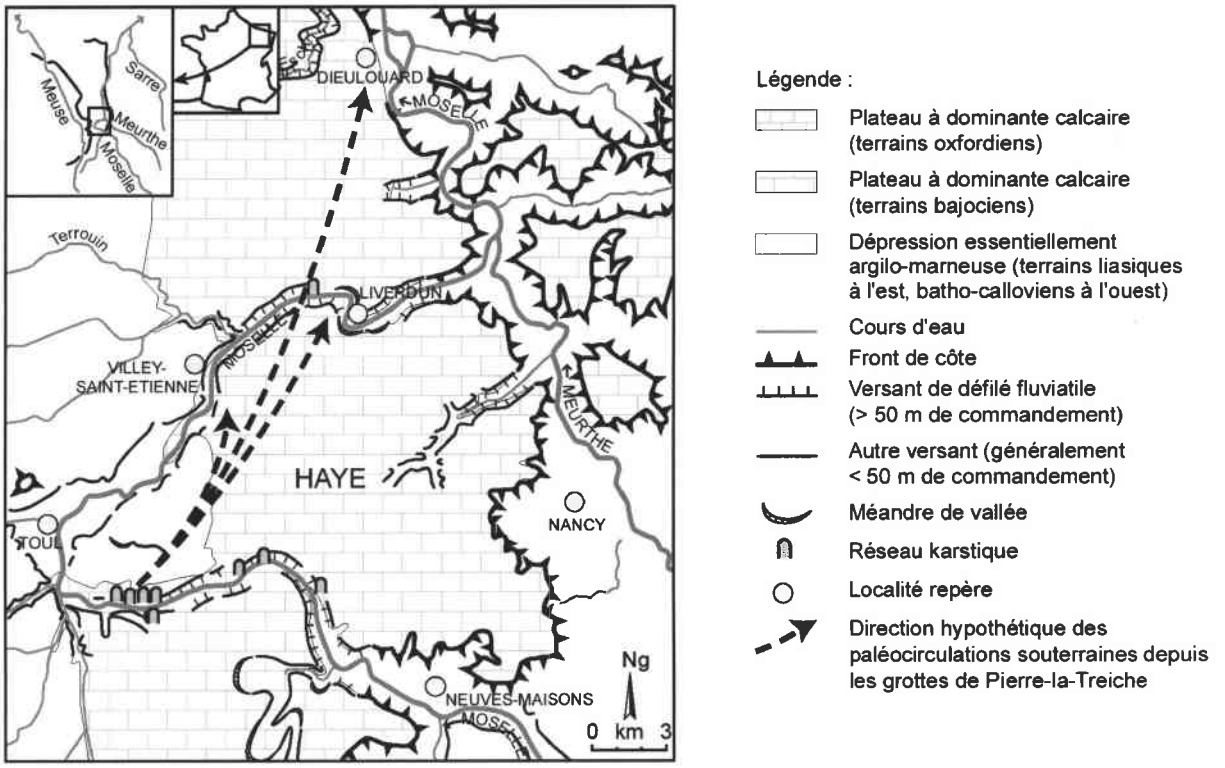


Figure IX.1 - Représentation des trois directions hypothétiques des paléoécoulements souterrains, de la Haute Moselle vers le bassin versant de la Meurthe, au moment de l'accumulation endokarstique des alluvions issues de la formation F4.

On notera néanmoins que l'on a considéré un niveau piézométrique élevé à Pierre-la-Treiche. Par conséquent, le gradient hydraulique devait être encore plus faible, mais jusqu'à quelle limite ? Il est malheureusement impossible d'y répondre en ce qui concerne la phase de cavernement. Pour l'instant, aucune des zones d'émergence envisagées ne peut donc être privilégiée par rapport à une autre. La comparaison avec les autres réseaux du plateau central de Haye est nécessaire.

♦ <u>Cas des grottes à l'amont de Pierre-la-Treiche.</u>

A l'amont de Pierre-la-Treiche et à 240-270 m d'altitude, seule la Grotte du Chaos possède un développement suffisamment reconnu pour permettre une interprétation. C'est aussi le seul réseau karstique du plateau qui présente (*cf.* chapitre VII) :

- des galeries rectilignes qui se croisent à angle droit, avec des coupoles de tous types, et exploitant probablement des axes de fracturation ;

- et des salles liées à des phénomènes d'affaissement-dissolution, au croisement de plusieurs conduits.

A l'inverse des grottes de Pierre-la-Treiche, ces caractéristiques permettent d'imaginer une karstogenèse par fantomisation (*cf.* Quinif et Quinif, 2002 ; Bruxelles et Bruxelles, 2002). L'apparition postérieure d'un gradient hydraulique aurait permis le déblaiement des résidus insolubles et leur remplacement par les matériaux alluviaux mosellans. Des battements répétés du niveau piézométrique auraient finalement accéléré la karstification, en générant notamment les affaissements-dissolution.

Mais l'hypothèse est contredite par la présence de réseaux plus élevés en altitude, plus anciens, et dans lesquels des écoulements puissants sont identifiés (exemple de la Grotte de la Carrière du CAF). A supposer que les circulations souterraines se dirigeaient vers le nord, un gradient hydraulique existait nécessairement déjà, en faveur du bassin versant de la Meurthe. Par conséquent, **le réseau labyrinthique du Chaos n'a pas dû connaître de phase de fantomisation, mais il a été généré en milieu noyé** (*cf.* Corbel, 1957 ; Anonyme, 1998 ; Quinif et Vandycke, 2001 ; Nicod, 2002)**, sous la vallée**, comme toutes les autres cavernes du secteur méridional de la « Boucle de la Moselle ».

On peut rappeler que le fonctionnement ancien du système karstique de la Haye centrale, sous l'effet d'un gradient hydraulique, a déjà été évoqué par les précurseurs S. Errard (1938) et G. Gardet (1943). Pour ce dernier, la Cavité G. Gardet (*cf.* chapitre IV), située au centre du plateau vers 245 m d'altitude et à remplissage de sables siliceux, constitue un témoin des circulations souterraines provenant des pertes de la Haute Moselle vers la vallée du Paléo-Terrouin.

♦ Cas des cavités de la vallée anaclinale de la Moselle.

Dans la vallée anaclinale de la Moselle, les cavités, rares et de petites dimensions, possèdent un intérêt tout particulier, en raison de leur **évolution infratalweg postcapture très probable**. En effet, d'après leurs caractéristiques morphosédimentaires et par analogie avec la genèse des grottes de Pierre-la-Treiche, la création des Trous de la Grosse Roche et des Fées doit être contemporaine ou légèrement antérieure à l'accumulation de la formation F3 (base à 208 m).

Mais pour ces cavités de la vallée anaclinale se pose le problème de l'énergie potentielle indispensable à la karstification. Qu'ils se soient créés juste avant ou juste après le phénomène de capture de la Moselle, les Trous de la Grosse Roche et des Fées témoignent d'infiltrations sous-fluviales, dans un secteur déjà relativement déprimé (par rapport au bassin versant de la Haute Moselle en tous cas).

Les écoulements souterrains ne peuvent alors suivre que **deux directions** :

- **vers l'est, dans l'axe de la vallée**, avec des émergences environ 3 km à l'aval, à la base du Bajocien. On aurait eu alors éventuellement des recoupements de méandres, à Liverdun (comme pour la Lesse à Han ou à Furfooz ; *cf.* chapitre I) ;
- ou bien **vers le nord, jusqu'à Dieulouard**, c'est-à-dire à une dizaine de kilomètres de distance.

En supposant une genèse en régime noyé, avec niveau piézométrique proche de la base de la formation alluviale F3 (208 m), on obtient des pentes de gradient comprises entre 0,15 et 0,2 % pour les deux cas considérés. Celles-ci sont un peu plus fortes si l'on estime que la naissance des cavités s'est produite lors de la mise en place de " F4 " (du Paléo-Terrouin).

♦ Cas des cavités du bassin de la Meurthe.

Un certain nombre de cavités ont été précédemment décrites du côté de la Meurthe, au niveau des interfluves du plateau (*cf.* chapitre IV). Elles sont situées à des altitudes élevées et leurs morphologies sont de type " puits " et galerie-diaclase.

Un cavernement infratalweg comme dans la vallée de la Moselle, pose à nouveau le problème de l'énergie potentielle. Sans apporter de réponse, en raison de l'ancienneté présumée du karst, et de l'absence d'étude analytique, on peut évoquer la **possibilité de fantomisation pour certaines cavités** (au Champ le Bœuf notamment), avant que des retouches par des écoulements souterrains se soient opérées. Mais d'autres macromorphologies, telles que le Puits de la Tranchée, n'ont probablement jamais connu de phase initiale de fantomisation, et dans ce cas, le gradient hydraulique est supposé s'être développé vers l'aval de la vallée de la Meurthe, à l'image de la première interprétation hypothétique concernant les cavités du secteur de Liverdun.

Conclusion de la section IX.1.1.2.

On constate une certaine uniformité, à l'échelle du plateau central de Haye, de la **création du karst infratalweg**. Celle-ci s'est **réalisée à une profondeur de quelques dizaines de mètres au maximum sous les vallées**. Les différents facteurs favorables sont :

- la présence de lithoclases et de joints de stratification ouverts. Les fractures sont vraisemblablement liées aux décrochements subméridiens fini-tertiaires (rejeux de plans de cisaillements antérieurs ; *cf.* chapitres II et VII ; Steiner, 1980), dont on trouve la trace sur toute la surface du plateau ;
- l'existence d'un **gradient hydraulique faible** (pente de moins de 0,2 % dans tous les cas), mais suffisant pour créer des circulations souterraines permettant le renouvellement du pouvoir de dissolution de l'eau ;
- des apports hydrologiques variables selon les modifications climatiques, mais constamment renouvelés par les grands cours d'eau issus des Vosges et diffusés par la nappe phréatique alluviale de fond de vallée.

Ces deux derniers paramètres, assez mal cernés, peuvent être précisés dans le cadre de l'évolution spéléogénétique des grottes de Pierre-la-Treiche, où ont été effectuées les principales recherches.

IX.1.2. Des précisions sur l'évolution spéléogénétique à Pierre-la-Treiche.

Les recherches morphologiques et sédimentologiques détaillées, réalisées dans certaines grottes de Pierre-la-Treiche, permettent de reconstituer l'histoire karstologique générale des réseaux de ce secteur du plateau central de Haye. Dans la continuité des interprétations génétiques précédentes, les premiers éléments à préciser concernent les conditions externes et internes du développement karstique du massif (système dans sa globalité). Ensuite on pourra s'attarder sur les variations hydrogéologiques plus fines qui ont prévalu à l'évolution des réseaux souterrains, en relation avec les modifications fluviatiles épigées.

Les Grottes Sainte-Reine et des Puits serviront de référence, et les observations ponctuelles dans d'autres cavernes seront également prises en compte.

IX.1.2.1. Les conditions hydrogéologiques globales de la karstification et les interfaces du milieu épigé.

Dans la section IX.1.1.2., on a établi différentes hypothèses à propos de la direction et de la valeur maximale du gradient hydraulique, entre les grottes de Pierre-la-Treiche et le bassin versant de la Meurthe. Ces données peuvent être précisées pour certaines périodes de l'évolution spéléogénétique, qui correspondent à la mise en place dans les galeries souterraines, des alluvions issues de la formation F4.

On sait que cette phase est contemporaine ou postérieure à l'accumulation de ces mêmes matériaux en surface, et antérieure à la création de la formation F3, dont les sédiments n'ont pas été décelés dans les cavernes (qui sont souvent plus basses en altitude que la base de F3). Deux hypothèses peuvent donc être prises en considération, à propos de la **période d'introduction des alluvions dans le milieu hypogé** :

- **au moment de la mise en place de la formation F4**, c'est-à-dire lorsque la Moselle évoluait au-dessus du fond rocheux (à 233-235 m d'altitude) percé par les " puits-cheminées ". Les pertes affectaient alors la nappe phréatique contenue dans la formation de fond de vallée.
  Un indice de ce fonctionnement est fourni par la grande rareté des dolines de soutirage sur les terrasses sus-jacentes aux réseaux karstiques (*cf.* chapitre IV) ;
- **lors de l'incision de la Moselle dans le bed-rock de la formation F4** (c'est-à-dire après le détournement de la rivière). Si l'on suppose que les alluvions proviennent de l'amont, où l'unité considérée est en cours de déblaiement, on peut préconiser une introduction latérale des matériaux dans les grottes, par l'intermédiaire de conduits dont l'altitude correspondrait à la base de la formation F3 (225 m au minimum), mais avant la mise en place de celle-ci.
  Dans ce cas de figure, il faut admettre que les " puits-cheminées " ont été comblés par des soutirages en mode gravitaire et que les dolines qui en ont résulté, ont disparu par érosion de la partie superficielle de la terrasse et/ou par comblement des dépressions. On notera que cette deuxième hypothèse ne remet pas en question la karstification infratalweg (phase de cavernement évoquée précédemment), qui s'est produite avant les remblaiements.

Dans la suite de cette démonstration, dans un souci de simplification, **le raisonnement sera principalement basé sur la première hypothèse**, qui s'accorde mieux aux différentes données de terrain et à leur interprétation. Des évocations ponctuelles concerneront la seconde éventualité [1]. Par ailleurs, on supposera que les vallées de la Haute Moselle et de la Meurthe (ou du Paléo-Terrouin) ont connu des phases de creusement - alluvionnement à peu près synchrones, suivant ce qui a été établi dans le chapitre V.

Les remplissages endokarstiques constitués d'alluvions issues de la formation F4, ont été mis en place par des **écoulements libres, évoluant à des altitudes inférieures à 215 m** (Galerie du Calvaire de la Grotte Sainte-Reine), et même probablement jusqu'aux points les plus bas rencontrés dans les réseaux, à 207-208 m (Galerie de l'Est de la Grotte Sainte-Reine).

Dans le bassin versant de la Meurthe, la base de la formation alluviale F4 est respectivement évaluée à 226 et 218 m aux environs de Villey-Saint-Etienne et Liverdun. Compte tenu de ces altitudes, il est impossible d'y envisager des émergences, au moment où les circulations libres parcouraient les galeries basses des grottes de Pierre-la-Treiche.

Par conséquent, **seule la zone de Dieulouard est susceptible de recevoir les écoulements souterrains en provenance de la Haute Moselle**, puisque le talweg rocheux de

[1] Ces évocations seront mises entre crochets [...] dans la suite du texte.

F4 y a été positionné à 198 m [2] (*cf.* chapitre V ; planche IX.1). Cela détermine une **pente du gradient hydraulique très faible**, avec 0,04 % au maximum (10 m de dénivellation pour 25 km de distance) [3].

En considérant la base de la formation F3 [deuxième hypothèse], vers 206 m à Liverdun et 189,5 m à Dieulouard, l'hypothèse d'émergences à Liverdun est tout juste envisageable (pente hydraulique d'à peine plus de 0,01 %), tandis que le gradient est un peu plus fort en direction de Dieulouard (pente d'environ 0,075 %).

Quelles sont les caractéristiques hydrogéologiques qui peuvent expliquer ces valeurs de gradient ? Il convient de rechercher une cohérence entre les données fournies par le karst et la transmissivité du milieu carbonaté, notion extrapolée des aquifères poreux (Gille, renseignement oral).

La faiblesse du gradient hydraulique implique un **milieu à grande transmissivité** (Quinif, 1994c). C'est-à-dire que le massif calcaire de la Haye possède des fracturations ouvertes et connectées entre elles, susceptibles de générer des circulations hypogées aisées en direction du nord. Or, on n'a pas décelé, dans le substratum bajocien, un karst particulièrement développé, en dehors des zones d'infiltrations de la Moselle (*cf.* chapitre IV). Par conséquent, il faut imaginer l'existence de **nombreuses macrofractures élargies par la dissolution** [4], qui joueraient un rôle comparable à celui de quelques conduits karstiques plus volumineux.

Les processus d'élargissement du milieu fissuré se seraient produits au cours d'une phase préparatoire suffisamment longue pour créer l'importante perméabilité décelée (période de régime noyé lors de l'accumulation de F5 par exemple [ou de F4 pour la deuxième hypothèse]). L'agressivité de l'eau souterraine a pu être renouvelée lors de son cheminement vers le nord, grâce à de nouveaux apports hydrologiques, par infiltrations diffuses et concentrées, à la surface du plateau ou dans les entailles fluviatiles qui le sillonnent.

Cette grande transmissivité du massif calcaire est le seul paramètre hydrogéologique cohérent avec la faiblesse du gradient, mais également avec la position très basse du niveau piézométrique sous la vallée cataclinale (*cf.* Quinif, 1994c ; figure IX.2). Car sous le talweg rocheux de la Moselle, le calcaire n'était assurément pas très massif (présence des " puits-cheminées " et diaclases notamment). Il faut envisager que la rivière alimentait l'aquifère alluvial et créait une nappe phréatique perchée, qui n'était pas en équilibre avec celle du substratum bajocien. Mais il est également possible que la Moselle subissait des pertes à même le bed-rock, à certaines périodes.

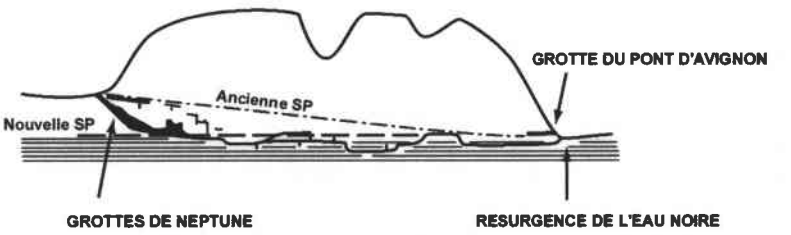
Le niveau hydrostatique de la nappe " bajocienne " serait donc contrôlé par le degré de structuration du karst et, par voie de conséquence, en grande partie par les exutoires situés dans le bassin versant de la Meurthe.

A ce sujet, on suppose un dispositif d'émergences similaire à ce qui existe actuellement entre Fontenoy-sur-Moselle et Liverdun, c'est-à-dire de nombreuses sources égrenées le long des versants. Si tel était le cas, on peut soupçonner également un transit des écoulements en zone noyée, vers l'aval du système. Cette organisation hydrogéologique, ainsi que la présence des matériaux détritiques insolubles dans les vides karstiques, devaient générer une certaine régularité des débits aux sources (*cf.* Lebaut, 2001).

[2] Valeur moyenne (*cf.* planche V.9), qui descend à 195,5 m au maximum (*cf.* planche V.8) d'après le sondage du Lotissement de la Mine.

[3] Cette valeur de 0,4 ‰ est à comparer avec la pente du talweg d'un cours d'eau de bas plateau, ayant connu une longue évolution et sans variations lithologiques longitudinales très marquées. C'est par exemple ce qui existe pour la base de la formation F4 de la Moselle-Meuse entre Villey-le-Sec et Sorcy-Saint-Martin (*cf.* chapitre V).

[4] La perméabilité originelle du massif, accentuée par la karstification, serait alors comparable à celle d'un aquifère sableux, très transmissif, tel que les alluvions rhénanes de la plaine d'Alsace (Gille, renseignement oral).



Coupe interprétative entre perte et résurgence de l'Eau Noire.

On constate que, dès la perte, l'Eau Noire souterraine gagne rapidement de la profondeur pour rejoindre à un mètre près l'altitude de la résurgence. Cela entraîne la quasi-horizontalité de la surface piézométrique (nouvelle SP).

On peut également dire que la transmissivité hydraulique du réseau est très grande : il est très structuré. Dans le passé, avant que la karstification n'ait pris une ampleur suffisante, les vides souterrains n'étaient pas très structurés, ce qui entraînait une faible transmissivité et donc une surface piézométrique plus pentue (ancienne SP).

Cette évolution est universelle dans le cas des systèmes karstiques qui peuvent donc être caractérisés par leur transmissivité, qui exprime le degré de structuration du réseau.

Figure IX.2 - Evolution des caractéristiques hydrogéologiques d'un massif calcaire en fonction de la structuration karstique ; exemple de l'Eau Noire, en Belgique (d'après Quinif, 1994c, fig. 21).

Les conditions hydrogéologiques à l'amont du système rappellent, en Lorraine, les cas actuels de la Meuse à Bazoilles (*cf.* chapitre III) et de la Saulx au passage du " synclinal " de Tréveray (Devos, 1996a, 1996b). Les mêmes caractéristiques existent par ailleurs pour l'Eau Noire et la Lomme en Belgique (Quinif, 1989a, 1994c ; Kaufmann, 1994 ; Anonyme, 1998 ; Quinif et Vandycke, 2001) ou bien pour la Cibolo Creek au Texas (Kastning, 1986), où des cavités karstiques dénoyées existent respectivement à 10-15 et plus de 25 m sous le niveau des vallées. De même, on a vu dans le chapitre I, le cas du Danube, avec une surface piézométrique située à 8 m sous le talweg, à l'endroit des pertes principales (Eisenmenger, 1907).

Mais les exemples de percées hydrogéologiques du karst de Cango, en Afrique du Sud (*cf.* chapitre I), sont peut-être les plus proches du cas mosellan. En effet, J.E.J. Martini (2000) indique des infiltrations sous-alluviales plus ou moins verticales, qui rejoignent des galeries en pente douce, à 10-20 m sous les vallées. Les écoulements souterrains cheminent alors essentiellement de façon libre, selon des " gradients " moyens de 0,8 à 2 % (voire 0,6 % pour un réseau qui n'est plus fonctionnel), dictés par le niveau hydrostatique, en fonction de l'altitude des émergences.

D'un point de vue hydrologique, il n'y a pas de comparaison entre ces divers cours d'eau et la Moselle (sauf peut-être en ce qui concerne le Danube). Un calcul rapide permet d'estimer les paléodébits souterrains pour l'Entrée E de la Grotte Sainte-Reine, à partir des vitesses obtenues sur les alluvions : en prenant une section mouillée de 1 m² et des vitesses de 1 m/s, l'accumulation de la série E a dû s'effectuer avec des débits de 1 m³/s. Dans ces conditions, il faudrait imaginer une grande quantité de conduits similaires pour générer la perte totale de la Moselle, dont le module devait alors dépasser la valeur actuelle (près de 65 m³/s). Les pertes totales mosellanes sont donc difficilement envisageables, sauf peut-être en période froide et sèche, à faible abondance d'eau.

On soulignera tout de même que la Meuse à Bazoilles est complètement " absorbée ", lorsque son débit est inférieur à 2 m³/s (Thomas, 1979). Or, si l'on ne connaît pas les dimensions du réseau sous-fluvial, on constate l'absence de structure karstique d'infiltration d'envergure en surface (substratum diaclasé uniquement ;

cf. Jacquemin, 2003). Aussi, rien n'empêche de penser que la Moselle connaissait des pertes " volumineuses " à travers les " puits-cheminées ".

En ce qui concerne l'énergie potentielle disponible, on constate qu'avec une dénivellation plus de 20 fois plus faible par rapport à certaines percées hydrogéologiques (karst de Cango), **le gradient hydraulique reconstitué entre les grottes de Pierre-la-Treiche et Dieulouard, reste problématique** [5].

On fera remarquer que parmi les deux possibilités de raccords des profils longitudinaux de la Moselle et de la Meurthe, évoquées dans le chapitre V (*cf.* figure V.6 et planche V.8), la solution retenue, en cohérence avec les données karstiques, est celle qui permet d'évaluer le gradient hydraulique le moins faible possible (formation F4 de la Meurthe à basse altitude à Dieulouard). [En outre, en adoptant les corrélations fluviatiles préconisées par S. Cordier (base de la formation F4 à 212 m et celle de F3 vers 196-198 m d'altitude à Dieulouard), la réalisation de circulations karstiques depuis Pierre-la-Treiche n'est plus envisageable qu'en retenant la deuxième hypothèse].

Ces considérations générales sur l'hydrogéologie passée du plateau central de Haye restent hypothétiques, et le sont davantage encore pour les périodes d'alluvionnement anté-F4 (*cf.* planche IX.1). Deux raisons principales interviennent :

- la connaissance insuffisante des corrélations altitudinales entre formations alluviales de la Moselle et de la Meurthe ;
- l'éloignement du niveau de base, ou plus exactement, l'enfoncement latéral très faible des réseaux karstiques, tels qu'ils sont connus, à l'intérieur du massif calcaire (*cf.* planche VII.1).

Néanmoins, des interprétations plus poussées peuvent être recherchées en ce qui concerne l'évolution spéléogénétique des cavernes de Pierre-la-Treiche.

IX.1.2.2. L'évolution spéléogénétique des grottes de Pierre-la-Treiche.

Le fonctionnement du système karstique de la « Boucle de la Moselle » n'échappe pas aux règles habituelles (*cf.* chapitres I et IV) :

- la karstification est liée à la combinaison de paramètres en rapport avec la Haute Moselle, pourvoyeuse d'eau et de sédiments, et le bassin versant de la Meurthe, où est défini le niveau des exutoires de l'eau souterraine ;
- mais les **modalités de l'évolution spéléogénétique** résultent d'une influence " passive " du secteur des pertes (apports liquides et solides à l'entrée du système hypogé), par rapport à l'**activité prépondérante de la zone de restitution** des circulations souterraines (incision et remblaiement fluviatiles modifient la position du niveau de base karstique, donc la structure globale du système ; Audra, 2001).

Malgré les interactions multiples entre les milieux hypogé et épigé, il est possible de reconstituer l'évolution spéléogénétique des réseaux de Pierre-la-Treiche sans prendre en considération, dans un premier temps, les modifications géomorphologiques de surface, mais en examinant uniquement les caractéristiques hydrogéologiques. Les relations avec les variations fluviatiles seront déterminées ensuite.

[5] La pente de gradient de 0,4 % de la grotte Zolushka, en Ukraine (Ford et Williams, 1989), reste encore 10 fois plus forte que la nôtre.

♦ Les niveaux spéléogénétiques de la zone d'introduction du système karstique.

Au cours du temps, les réseaux karstiques ont été soumis à des changements de fonctionnement hydrogéologique, qui peuvent être décelés par un certain nombre de macro- et micromorphologies :

- les coupoles de voûte et les plafonds plats, dont les nivellements révèlent des **battements sommitaux de nappe prolongés** (phases de stabilisation relative de la surface piézométrique ; *cf.* chapitre VII), lorsqu'ils ne sont pas sous influence structurale (contact des Marnes de Longwy notamment) ;
- les galeries subverticales (dressants et pseudopuits) et les structures de soutirage, dont les développements résultent de **battements de surface piézométrique de plus grande ampleur** (Audra, 2001) ;
- les planchers rocheux, malheureusement trop rarement visibles, qui déterminent des **niveaux basaux d'enfoncement** des galeries ;
- les canyons de surcreusement, qui indiquent au contraire des **périodes d'incision majeure** dans les réseaux.

La synthèse de ces données, représentée sur la planche IX.2, permet de constater l'existence de **quatre niveaux souterrains**, qui se chevauchent plus ou moins :

- des **conduits bas (A.S.)** de 1 à 2 m de hauteur en moyenne, entre 229,5 et 232 m d'altitude. Les cas observés se situent au nord-ouest de la Grotte des Puits ;
- des **galeries syngénétiques surcreusées (G.S.)** entre 220 et 233,5 m environ. Le Canyon de la Grotte des 7 Salles en constitue le meilleur exemple ;
- des **anastomoses de toutes tailles (A.I.)** aux alentours de 219-222 m. Toujours présentes dans cette fourchette altitudinale, on les trouvent dans presque tous les réseaux de rive droite de la Moselle à Pierre-la-Treiche, et elles sont nettement indépendantes de la structure (*cf.* planche VII.14) ;
- des **hautes galeries (G.I.)**, dépassant les 10 m pour les plus développées, entre 207 (ou moins ?) et 225 m d'altitude. Les sondages dans le réseau Sainte-Reine les ont mises en évidence (dans la Salle des Draperies et à l'Entrée E notamment).

Ces différents conduits endokarstiques s'étendent sur une dénivelée totale supérieure à 25 m. Cette valeur, ainsi que la distinction morphologique des conduits, incitent à définir une **évolution globalement successive et non synchrone de chaque " étage "**, même si la genèse de certains niveaux de galeries a pu commencer pendant le développement " mature " d'autres niveaux.

Compte tenu de leur organisation dans le massif, se sont les hauts niveaux qui se sont créés en premier. Mais ceci n'interdit pas le développement paragénétique de certains conduits, lors des périodes de remblaiement hypogé, et particulièrement pour les hautes galeries G.I. dans lesquelles ont été étudiés les remplissages.

L'**évolution spéléogénétique** des cavernes de Pierre-la-Treiche, qui tient compte également des paramètres sédimentaires, peut donc être reconstituée comme suit [6].

1- **Création des petites galeries supérieures A.S.**, en régime noyé puis épinoyé, avec comblement faible par des alluvions attribuées à la formation F5.

A un niveau légèrement inférieur, en zone noyée, se forment probablement déjà des galeries syngénétiques (*cf.* Quinif, 1989a), telles que la partie sommitale du Canyon de la Grotte des 7 Salles. C'est peut-être également le cas pour la Cavité du Futur, où les alluvions déposées sur les pseudobanquettes devraient alors être attribuées à F5 (séries sédimentaires B et C).

[6] Dans cette évolution, la phase de cavernement en régime noyé profond (naissance des conduits endokarstiques), que l'on considère comme généralisée dans le terrain étudié, n'est pas évoquée. Il en sera de même dans la suite de cette section IX.1.2.2.

2- Surcreusement et défoncement de ces galeries supérieures A.S. par des écoulements libres, jusqu'à 220 m environ (**création des hautes galeries G.S.**).
Des fluctuations de la surface piézométrique peuvent intervenir également au cours de cette première phase de développement spéléogénétique majeur (attestation par les pseudopuits et dressants de la Grotte des Puits, dont la création se produit éventuellement plus tard aussi ; *cf.* infra). Lors de cette période se façonnent probablement déjà certains conduits du niveau à anastomoses (A.I.).
3- **Remblaiement partiel ou total des galeries G.S.** par des alluvions issues de F4 (Canyon des 7 Salles et peut-être séries B et C de la Cavité du Futur), accompagné d'une élévation piézométrique, qui génère un certain nombre de banquettes et les coupoles du niveau 228 m (et peut-être 225 également).
4- Recreusement incomplet des remplissages, dû à un abaissement plus rapide de la surface piézométrique jusqu'à 220-221 m d'altitude, où se développent les **anastomoses A.I.**.
5- Nouvel abaissement de la surface piézométrique et **création des hautes galeries G.I.**, en raison d'infiltrations liquides massives et de battements de nappe importants entre 207 et 221-222 m (attestés par les très hautes coupoles, telles que la Salle du Clocher, et les effondrements des Marnes de Longwy dans la Galerie de l'Ouest de la Grotte Sainte-Reine, ainsi que par le dressant de la Grotte Jacqueline indiqué par M. Louis et D. Lehmuller (1966)). Cette période correspond à la deuxième phase de développement spéléogénétique majeur.
6- **Remblaiement des galeries G.I.** nouvellement créées, **jusqu'à la série D** incluse, par des alluvions soutirées par des " puits-cheminées " depuis la formation F4 (reprise de sédimentation dans la Cavité du Futur : série D).
Une évolution paragénétique intervient probablement en fin de comblement, avec un nouvel accroissement possible des anastomoses A.I. vers 221 m, par stagnation de la surface piézométrique et/ou mises en charge par blocages à l'aval (Palmer, 1975). De même, les niveaux de coupoles à 225 et 228 m ont pu se développer lors de cette remontée générale de la surface piézométrique. Une karstification se produit également en profondeur, ce qui provoque les soutirages intrasédimentaires.
7- Les battements de nappe qui accompagnent la sédimentation, atteignent de façon fugace des altitudes plus élevées. Ceci provoque alors l'**ouverture de nouveaux " puits-cheminées "** (Labyrinthe de la Grotte Sainte-Reine et Cavité du Futur) par érosion remontante (" karst suffosant " ; Gamez et Sary, 1985), qui permettent l'infiltration, depuis la formation F4, des alluvions de la **série E**.
8- **Fin du comblement, puis assèchement des galeries** connues (hormis les suintements), par suite de la baisse de la surface piézométrique.

♦ <u>Le contrôle fluviatile épigé sur les niveaux spéléogénétiques, aux limites du système karstique.</u>

Sur la base de cette évolution générale, on peut désormais rechercher les relations ayant existé avec les variations fluviatiles du milieu externe (figure IX.3).

Les deux phases de développement spéléogénétique majeur correspondent à des périodes d'enfoncement global des cavités et d'abaissement de la nappe d'eau souterraine. Ces phénomènes peuvent connaître deux causes possibles : un **encaissement du niveau de base** représenté par le bassin versant de la Meurthe et/ou une **décroissance de la surface piézométrique liée à l'augmentation de la transmissivité** dans l'ensemble du massif calcaire (structuration du karst ; *cf.* supra).

L'existence de canyons de surcreusement dans les hautes galeries G.S., indique un enfoncement assez rapide de la rivière souterraine, au contraire des hautes galeries G.I., plus régulières en section (mais un recalibrage a pu intervenir lors du comblement). Par ailleurs, on a déterminé la présence d'alluvions issues de F5 dans les conduits supérieurs A.S. et de

matériaux corrélés à F4 dans toutes les autres galeries (G.S., A.I. et G.I.). Par conséquent, **l'incision fluviatile de la Paléo-Meurthe entre les mises en place des formations F5 et F4, semble s'être produite au cours de la phase 2** de l'évolution spéléogénétique (surcreusement ; figure IX.3 (b)). Le nouveau niveau de base induit en outre le développement des anastomoses A.I..

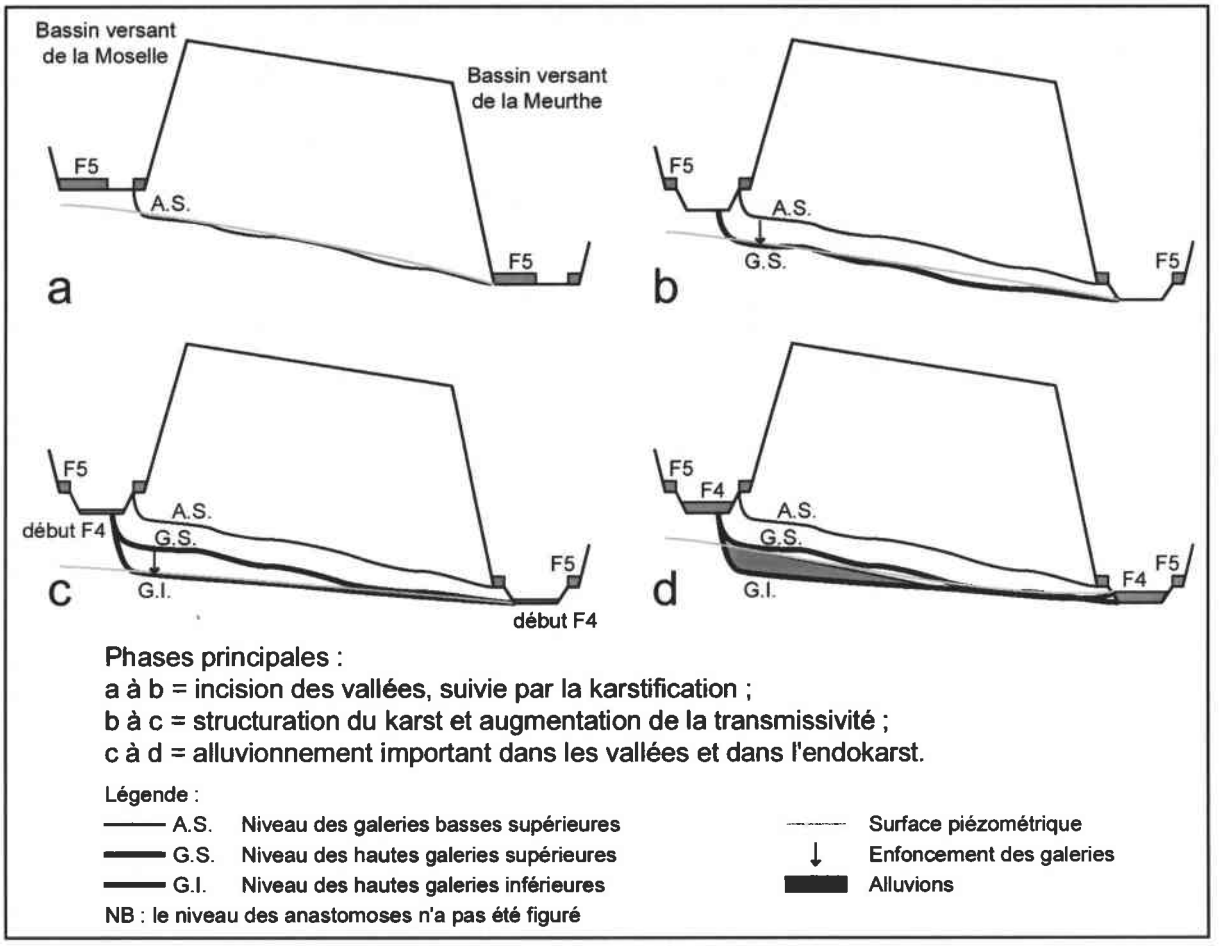


Figure IX.3 - Représentation schématique de l'évolution spéléogénétique des réseaux de Pierre-la-Treiche, en fonction des phases d'incision - remblaiement de surface.

Supposées d'origine épirogénique et climatique (*cf.* Macaire, 1983 ; Antoine, 1998 ; Weisrock, 2002) [7], les alternances encaissement - remblaiement ont dû être synchrones pour les bassins versants voisins de la Haute Moselle et de la Meurthe. A la création des canyons hypogés, en fonction de la baisse du niveau de base, correspond donc également une incision de la Moselle, jusqu'à la base de F4. Antérieure à une période de comblement par des alluvions issues de cette formation, la **phase 5** de l'évolution spéléogénétique, au cours de laquelle s'effectue le deuxième abaissement majeur de la surface piézométrique, n'est pas liée à l'encaissement des vallées entre F4 et F3 [sauf dans la deuxième hypothèse [8]], mais à une **augmentation de la structuration du karst** (figure IX.3 (c)). En revanche, l'assèchement des

[7] Uniquement climatique dans certaines régions et/ou pour certains auteurs (*cf.* Veldkamp et Van Dijke, 2000, par exemple).

[8] Rappel : cette deuxième hypothèse se rapporte à la période d'infiltration souterraine des alluvions issues de F4, présentée au début de la section IX.1.2.1.

cavernes (phase 8) est à relier avec l'incision des cours d'eau épigés entre les formations F4 et F3.

En ce qui concerne les remplissages souterrains, on a déjà défini l'origine des matériaux en fonction des formations épigées. Il reste à effectuer les corrélations entre les variations globales de la sédimentation fluviatile dans les deux milieux. Avant même d'établir les implications des événements morphoclimatiques de surface (*cf.* § IX.2.2.1.), on peut élaborer de manière hypothétique le schéma général suivant :

- la **mise en place des alluvions issues de F5 dans les conduits A.S.**, s'est produite au moment de l'**encaissement de la Moselle vers le bed-rock de la formation F4** ;
- le remblaiement de la **phase 3** correspond à la fin de l'incision du substratum par la Moselle, et au **début de l'accumulation de F4** [ou à l'ensemble de cette accumulation, dans la deuxième hypothèse] ;
- le comblement principal des réseaux karstiques, qui intervient lors de la **phase 6**, doit être mis en rapport avec l'**alluvionnement F4 dans la vallée** (figure IX.3 (d)) [ou avec l'incision de la Moselle dans le substratum, jusqu'à la base de la formation F3, avec une introduction souterraine latérale des sédiments] ;
- enfin, **l'infiltration alluviale volumineuse par les " puits-cheminées " résulte du déblaiement des matériaux F4 en surface**, avant que ne s'amorce un nouvel encaissement dans le substratum, vers la base de la formation F3 [ou bien cette phase de " bourrage " souterrain doit être rapportée à la même période précédente de creusement du bed-rock].

Conclusion de la section IX.1.

Les grottes et cavités du plateau central de Haye s'inscrivent dans une organisation générale du système karstique, dont on ne connaît que les points d'entrée. A partir des cavernes les mieux étudiées, dans la vallée cataclinale de la Moselle, et compte tenu des conditions nécessaires à la karstification, on a pu établir un fonctionnement spéléogénétique pour lequel les directions des flux et leurs causes sont bien définies, mais dont les modalités de l'évolution restent hypothétiques.

Plus précisément, de nombreux arguments plaident en faveur d'une **genèse sous-fluviale des réseaux karstiques, dans la zone noyée et épinoyée** de l'aquifère bajocien. En revanche, aux phases de cavernement succèdent des **comblements des vides qui ont pu se produire par infiltration infratalweg et/ou par introduction latérale des matériaux détritiques d'origine vosgienne**. En considérant l'ensemble des données de terrain disponibles, à la fois hypogées et épigées, ainsi que les relations de fonctionnement entre les deux milieux, on a examiné plus en détail l'évolution du karst en fonction de la première hypothèse, sans toutefois rejeter la seconde.

L'exploitation minutieuse des travaux effectués sur les remplissages de la Grotte Sainte-Reine, permettra, dans la section IX.2.2.1., de préciser certaines interactions entre comblements souterrains et paléoclimats. Auparavant, on présentera les informations d'ordre chronologique livrées par l'étude de l'endokarst.

IX.2. Les informations chronologiques et paléoclimatiques issues du karst.

Dans le domaine souterrain sont enregistrées les principales modifications du milieu épigé, tant géomorphologiques que climatiques (*cf.* Maire, 1990 ; Rodet, 1992a ; Audra, 1994 ; Delannoy, 1997 ; Vanara, 2000a ; Jaillet, 2000b ; Bruxelles, 2001a ; Le Fillâtre, 2001 ; Camus, 2003, entre autres recherches majeures de ces dernières années).

Jusqu'à présent, tous les événements géomorphologiques du secteur de recherche ont été déterminés de façon relative dans le temps, en fonction des formations fluviatiles de la Moselle et de la Meurthe. Ce travail préliminaire est indispensable à l'utilisation de méthodes de datations absolues, qui sont elles-mêmes nécessaires pour se replacer dans un cadre chronologique qui soit valable à une échelle spatiale extrarégionale. Or, le karst constitue un milieu privilégié pour effectuer cette opération, compte tenu de la **richesse sédimentaire** déjà soulignée (*cf.* Quinif, 1991a).

Dans la seconde partie de cette section, on fournira quelques données paléoclimatiques à partir des remplissages endokarstiques étudiés et datés. Des travaux antérieurs seront utilisés, et inversement, on essayera de valider nos résultats par rapport aux connaissances régionales.

IX.2.1. Les datations fournies par le karst de la « Boucle de la Moselle » ; comparaison avec l'ancien bassin de la Moselle-Meuse.

Dans la nature, les éléments datables de manière absolue sont les dépôts sédimentaires, qui résultent de processus successifs d'érosion, de transport et d'accumulation. Le calage temporel ne concerne par conséquent qu'une partie des événements géomorphologiques, c'est-à-dire la phase de **construction des remblaiements**. La chronologie des autres paramètres morphodynamiques est fixée de façon relative, comme on a pu le voir pour le cavernement par exemple.

Les importants remplissages endokarstiques du plateau central de Haye ont fait l'objet de différents types de datations (absolues et indirectes), qui vont servir de points de repère pour les autres termes de l'évolution morphosédimentaire hypogée et épigée, et notamment la capture de la Moselle. On pourra alors tenter de corréler les résultats obtenus avec les données d'autres études réalisées à l'aval du bassin versant de la Moselle-Meuse.

IX.2.1.1. Les différentes datations disponibles et utilisées.

Parmi les multiples méthodes de datations (*cf.* Renault-Miskovsky, 1985), on distingue (Quinif, 1989b) :

- les datations relatives, qui sont d'origine stratigraphique ou morphosédimentaire (combinaison de caractéristiques) ;
- les datations indirectes, qui « se réfèrent à une échelle chronologique établie par une autre méthode » (Quinif, *ibid.*, p. 4) (exemples : le paléomagnétisme, la dendrochronologie, la palynologie, la paléontologie, l'archéologie, la racémisation des acides aminés ; *cf.* Munaut, 1979 ; Dunand *et al.*, 1979 ; Westphal et coll., 1986) ;

- les datations absolues de première espèce, qui mesurent le temps écoulé depuis la sédimentation, en s'appuyant sur la radioactivité (exemples : les méthodes ^{14}C, U/Th [9], K/Ar ; *cf.* ; Delibrias, 1979 ; Lalou et Hoang, 1979 ; Cassignol, 1979 ; Quinif, 1989b, 1990, 1991b, 1998b ; Pons-Branchu, 2001) ;
- les datations absolues de seconde espèce, qui mesurent également le temps écoulé depuis la sédimentation, mais pour lesquelles il manque une donnée expérimentale, uniquement estimable par le calcul, à partir des données actuelles (exemples : la thermoluminescence (TL ; *cf.* Valladas, 1979 ; Huxtable et Aitken, 1991 ; Mejdahl, 1991), la résonance paramagnétique électronique (RPE ou ESR ; *cf.* de Cannière *et al.*, 1990), les nucléides cosmogéniques (*cf.* Siame *et al.*, 2000)).

L'ensemble de ces méthodes ne semble pas convenir avec la même pertinence au domaine karstique (cas de l'ESR peu favorable par exemple ; *cf.* Audra, 1994). En revanche, certaines techniques sont particulièrement appropriées au milieu souterrain, notamment lorsqu'elles utilisent des sédiments qui lui sont propres (datation U/Th des spéléothèmes, c'est-à-dire des concrétions, vestiges paléontologiques de faunes troglophiles).

Par ailleurs, les méthodes de datation s'appliquent fréquemment à des périodes temporelles bien déterminées. Ainsi, parmi les techniques de datation absolue, le ^{14}C dépasse difficilement 40 ka BP (Delibrias, 1979 ; Leroi-Gourhan, 1997), la thermoluminescence des quartz perd de sa fiabilité au-delà de 100 ka BP (Mejdahl, 1991 ; Conchon, 1992), et **la limite de la méthode U/Th est de 400 ka BP** (Quinif, 1989b, 1990, 1991b), tandis que la datation K/Ar est valable au-delà de 10 ka BP uniquement (*cf.* de Cannière *et al.*, 1990).

Malgré ces restrictions, on peut préciser qu'il est souvent utile de croiser différents procédés de datation, afin de rendre les résultats plus sûrs.

Pour ce qui concerne les grottes du plateau de Haye, **cinq types de datations** sont disponibles ou ont été réalisés, mais un seul a été particulièrement développée : la méthode U/Th, qui est la seule proposant des âges absolus de première espèce ; les autres datations sont indirectes, mais non moins intéressantes. On ne détaillera pas ici les méthodes et les analyses effectuées par différents laboratoires ou personnes (*cf.* annexes IX.1, IX.3, IX.5 et IX.6), mais on se bornera à édicter quelques généralités utiles à l'interprétation des résultats.

Par ordre d'importance des données obtenues, on dispose :

1- de **24 datations U/Th utilisables**, sur 36 réalisées sur des spéléothèmes. Elles ont été effectuées par deux laboratoires et deux méthodes différentes : par spectrométrie α (Y. Quinif - CERAK, Faculté Polytechnique de Mons) et par spectrométrie de masse à thermo-ionisation (TIMS ; E. Pons-Branchu - CEREGE, Université d'Aix-Marseille III et ANDRA).
   Les 12 datations inutilisables sont essentiellement dues à la qualité insuffisante de la calcite, d'un point de vue géochimique, ou à un âge faussé par la présence de thorium détritique au moment de la croissance des concrétions. Mais le plus souvent, les datations multiples – nécessaires autant que possible (*cf.* Quinif, 1991c) – ont permis de s'affranchir de ces aléas naturels, et seulement 2 spéléothèmes sur 10 n'ont pu être datés correctement (tableau IX.1) ;
2- de **5 mesures paléomagnétiques** (P. Audra et P. Rochette - CEREGE, Université d'Aix-Marseille III) de sédiments détritiques alluviaux.
   Il s'agit de 5 " prélèvements-témoins " qui ouvrent une voie intéressante pour l'avenir ;
3- de **2 analyses palynologiques** (J. Argant - ARPA, Université de Lyon I), sur 9 réalisées. Les 2 résultats positifs proviennent d'unités sédimentaires détritiques superficielles (*cf.* infra), tandis que les 7 autres essais, issus des remplissages alluviaux proprement dits, étaient stériles ;
4- de divers vestiges paléontologiques récoltés au XIX^{ème} siècle dans la Grotte Sainte-Reine (*cf.* Husson, 1863, 1864, 1865a, 1866a, 1866b, 1867a, 1867b ; Godron, 1878b ; Bleicher, 1887 ; Abrard, 1950). Ces restes faunistiques, parfois concrétionnés, étaient présents dans l'argile superficielle des remplissages, mais jamais dans les alluvions *s.s.* (Husson, 1863, 1864).

[9] On s'intéressera ici uniquement aux datations basées sur le rapport $^{230}Th/^{234}U$. Il existe d'autres possibilités de datations dans les familles radioactives de l'uranium 238 et 235 et du thorium 232, telle que la mesure du rapport $^{231}Pa/^{230}Th$ (*cf.* Rosholt *et al.*, 1961 ; Lalou et Hoang, 1979).

Aucune découverte n'a été faite depuis cette époque, malgré les désobstructions spéléologiques nombreuses ;

5- de quelques données archéologiques, dont l'une provient du sondage de l'Entrée E de la Grotte Sainte-Reine (V. Blouet - DRAC de Lorraine, Metz).
Malheureusement, cette étude n'a pas été poursuivie au-delà d'une unique visite du site ; les interprétations en seront donc limitées.

Concrétion (altitude)	Type de spéléothème	Age(s) probable(s)	Auteur
Pui-GIO(II)-1 (226 m)	Plancher stalagmitique	≥ 400 ka BP	Y. Quinif
Pui-GIO(II)-2 (226 m)	Plancher stalagmitique (= Pui-GIO(II)-1 *p.p.*)	270 ka BP	Y. Quinif
SR-Lac(II)-1 (214 m)	Stalagmite	170 ka BP	Y. Quinif
Pui-GIO(I)-2 (226 m)	Stalagmite	96-102 ka BP	E. Pons-Branchu
Car-GP-1 (295 m)	Stalagmite	57-69 ka BP ?	Y. Quinif
Pui-GVC-2 (230 m)	Stalagmite	46 et 53-56 ka BP	E. Pons-Branchu
Pui-GVC-1 (230 m)	Plancher stalagmitique (= Pui-GVC-2 *p.p.*)	41 ka BP	Y. Quinif
Pui-GT-8 (230 m)	Stalagmite	13-22 et 43,5 ka BP	Y. Quinif
SR-ED-2 (222 m)	Plancher stalagmitique	3-15 ka BP	Y. Quinif
Pui-GIO(I)-3 (225 m)	Stalagmite	3,5-4 ka BP	E. Pons-Branchu
SR-Dra-1 (222 m)	Stalagmite	Subactuel	Y. Quinif
CC-GD (~284 m)	Morceau de plancher stalagmitique	?	Y. Quinif

Tableau IX.1 - Concrétions datées par U/Th (analyses : Y. Quinif - CERAK, Faculté Polytechnique de Mons, et E. Pons-Branchu - CEREGE, Université Aix-Marseille III et ANDRA).

IX.2.1.2. Le calage chronologique des composantes du karst et de la capture.

♦ Localisation des différents éléments datés.

Pour l'ensemble des éléments datés, on distingue deux types de localisation : le site de prélèvements des matériaux et la position stratigraphique des sédiments dans les remplissages.

En ce qui concerne les **sites**, on discernera :

- les échantillons des **réseaux " inférieurs " de Pierre-la-Treiche** (hautes galeries G.S. et G.I. et anastomoses A.I. du § IX.1.2.2.), que l'on a corrélés à la formation F4. Il s'agit de six concrétions, trois prélèvements pour le paléomagnétisme et tous les sédiments des analyses polliniques, paléontologiques et archéologiques ;
- les échantillons des **réseaux " supérieurs " de Pierre-la-Treiche** (basses galeries supérieures A.S.), que l'on a corrélés à la formation F5. Deux spéléothèmes sont concernés ;
- les échantillons issus de **cavernes plus hautes en altitude, à l'amont de Pierre-la-Treiche**, qui sont antérieurs à la formation F5. Il s'agit de deux concrétions et deux prélèvements pour le paléomagnétisme.

La **position stratigraphique** est également importante (*cf.* Maire et coll., 1991), compte tenu de l'objectif principal : donner un âge aux alluvions *s.s.* des remplissages, pour ensuite pouvoir dater *a minima* le cavernement et la capture de la Moselle. On discernera alors :

- les **datations des matériaux mosellans ou intra-alluviaux**, pour lesquels trois types d'analyses ont été appliqués. Seules les données paléomagnétiques fournissent des renseignements. En effet, les alluvions *s.s.* se sont révélées stériles en pollens et un

spéléothème (CC-GD ; photo IX.1), prélevé dans le remplissage hétérogène d'une diaclase de soutirage, n'a pu être daté (ouverture géochimique du système cristallin) ;

- les **datations de sédiments superposés aux alluvions *s.s.*** : elles se rapportent aux concrétions et à l'argile superficielle, qui terminent les comblements endokarstiques. Elles permettent de définir un âge supérieur aux matériaux sous-jacents ;
- les données chronologiques issues de sédiments dont la **position stratigraphique n'est pas exactement définie** : elles ne concernent que des éléments paléontologiques et archéologiques.

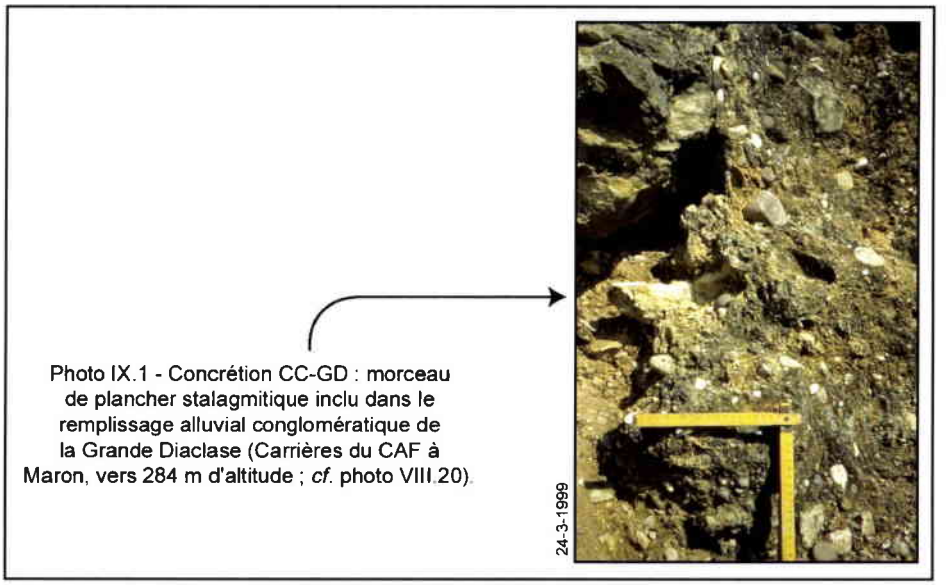


Photo IX.1 - Concrétion CC-GD : morceau de plancher stalagmitique inclu dans le remplissage alluvial conglomératique de la Grande Diaclase (Carrières du CAF à Maron, vers 284 m d'altitude ; *cf.* photo VIII.20).

♦ Interprétation chronologique des événements spéléogénétiques.

• *La mise en place des alluvions dans les réseaux karstiques.*

➢ Dans les réseaux " inférieurs " de Pierre-la-Treiche, un spéléothème a livré des âges anciens, de **270 ka BP et supérieur ou égal à 400 ka BP** (limite de la méthode) : Pui-GIO(II), situé à 226 m d'altitude (*cf.* Losson et Quinif, 2001). Les autres concrétions ont livré des dates U/Th beaucoup plus jeunes, entre 170 ka BP et l'actuel ; elles n'apportent donc pas plus de précisions sur l'âge des sédiments alluviaux sous-jacents.

La vieille concrétion est un petit plancher de bord de conduit, créé par les suintements de paroi (enduit stalagmitique). On l'observe à deux endroits dans la Galerie Inférieure Ouest de la Grotte des Puits (figure IX.4), d'après la stratigraphie et les couleurs de la calcite. Elle repose (ou reposait avant soutirage) sur un remplissage corrélé à F4, limono-argileux ou sableux en surface (*cf.* annexe VIII.6).

Les datations ont été réalisées sur deux morceaux de plancher, prélevés dans le secteur II : l'un encore en place, accroché à la paroi et l'autre posé sur le sol de la galerie. Malgré un rapport des Th un peu faible, notamment pour Pui-GIO(II)-1 (3,6 et 9,2), qui indique un âge peut-être légèrement vieilli, les différentes dates obtenues sont relativement concordantes et fiables. **Ce plancher stalagmitique est probablement plus vieux que 300 ka BP**, et plus jeune que 1,5 million d'années d'après les rapports isotopiques $^{234}U/^{238}U$ supérieurs à 1 (Quinif, commentaires des résultats ; annexe IX.2).

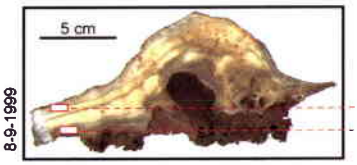


Photo IX.2 - Vue basale du plancher suspendu sur lequel repose la stalagmite Pui-GIO(I)-2 ; noter le petit tube de calcite au-dessus du feutre, révélant un ancien remplissage sableux.



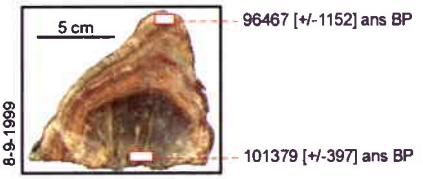
Photo IX.3 - Vue du plancher Pui-GIO(II)-2 accroché à la paroi orientale de la galerie.

Photo IX.4 - Pui-GIO(I)-3



Scan : D. Carbon - GEOTER / ANDRA
Datations : E. Pons-Branchu - CEREGE / ANDRA (Pons-Branchu, 2001)

Photo IX.5 - Pui-GIO(I)-2



Scan : D. Carbon - GEOTER / ANDRA
Datations : E. Pons-Branchu - CEREGE / ANDRA (Pons-Branchu, 2001)

Photo IX.6 - Pui-GIO(II)-1



Datations : Y. Quinif - CERAK

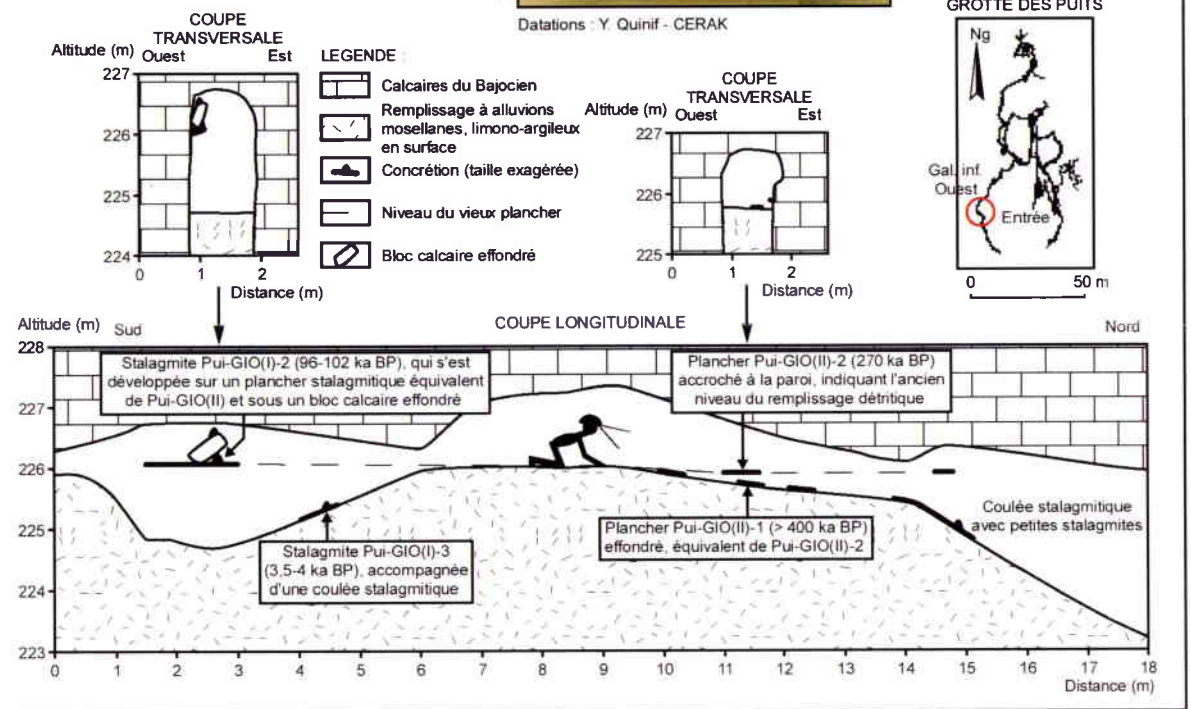


Figure IX.4 - Localisation et caractéristiques des concrétions Pui-GIO (Grotte des Puits - Galerie Inférieure Ouest - X = 865,910 - Y = 1111,350 - Z = 226).

De cette conclusion, **on déduit que les alluvions endokarstiques issues de F4 se sont mises en place avant 300 ka BP et que le cavernement est également plus ancien que cette date**.

On peut préciser cette chronologie grâce aux résultats paléomagnétiques obtenus sur les sédiments hypogés d'origine mosellane. Les trois prélèvements concernés proviennent du sondage de la Salle des Draperies de la Grotte Sainte-Reine (SR-Dra-C3 et SR-Dra-D5) et de la coupe de la Cavité du Futur (AC-Fut-C2) (tableau IX.2). Ces matériaux issus de F4 ont tous livré une mesure magnétique normale ; ils se sont donc mis en place probablement **après 780 ka BP** (période Brunhes), date de la dernière inversion majeure (*cf.* Audra, 1994 ; Kent, 1999).

Par conséquent, **les alluvions endokarstiques des réseaux " inférieurs " de Pierre-la-Treiche, en provenance de la formation F4, se sont accumulés entre 300 et 780 ka BP**.

Echantillon (altitude)	Nature des sédiments	Polarité	Age relatif
CC-Min-5 (292 m)	Limon micacé (*cf.* figure A-VIII.41 ; photo IX.7)	I	> 780 ka BP probable
KO-DTA (256 m)	Limon gris, dans un remplissage hétérogène de galets, limons et sables (figure IX.5)	I ?	> 780 ka BP possible
AC-Fut-C2 (228 m)	Sable fin limoneux (*cf.* planche VIII.18 ; photo IX.8)	N	< 780 ka BP
SR-Dra-D5 (220 m)	Limon argileux (*cf.* planche VIII.11)	N	< 780 ka BP
SR-Dra-C3 (217 m)	Limon sableux (*cf.* planche VIII.11 ; photo IX.9)	N	< 780 ka BP

Polarité : N = normale ; I = inverse.

Tableau IX.2 - Sédiments détritiques datés par paléomagnétisme (analyses et interprétations : P. Audra et P. Rochette - CEREGE, Université Aix-Marseille III).

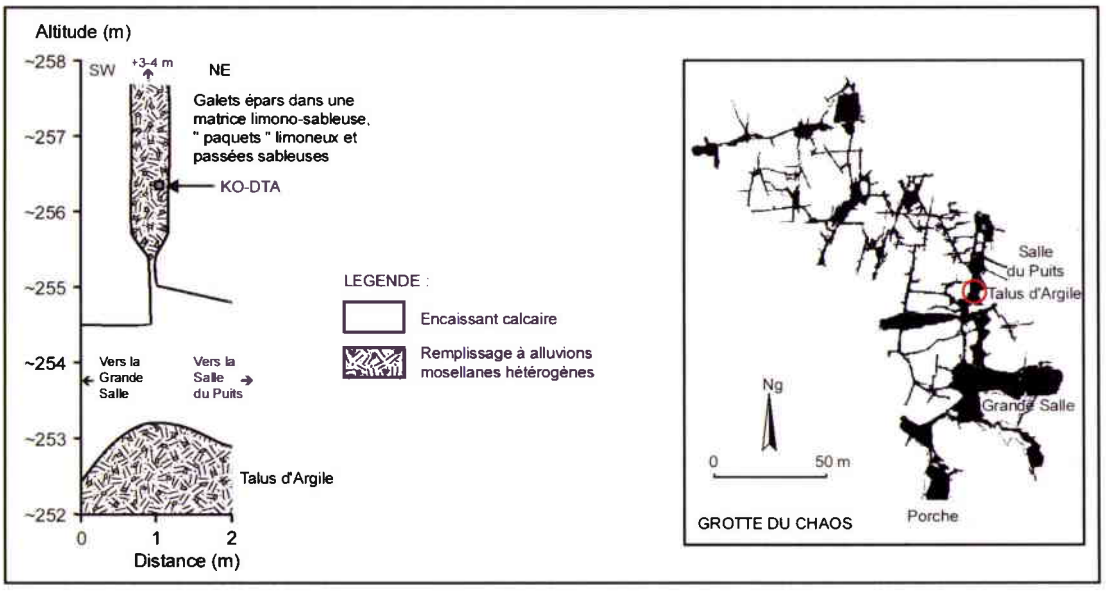


Figure IX.5 - Croquis de localisation du prélèvement KO-DTA pour analyse paléomagnétique (Grotte du Chaos - Diaclase du Talus d'Argile - X = 869,775 - Y = 1113,010 - Z = 256).

Quelques échantillonages pour les analyses paléomagnétiques.



Photo IX.7 - Prélèvement dans l'unité 5 de la coupe du Minifontis (*cf.* figure A-VIII.41).



Photo IX.8 - Prélèvement dans la séquence C2 du remplissage de la Cavité du Futur (*cf.* planche VIII.18).



Photo IX.9 - Prélèvement dans la séquence C3 du remplissage de la Salle des Draperies (*cf.* planche VIII.11).

➢ Dans les réseaux " supérieurs " de Pierre-la-Treiche, les deux concrétions Pui-GT-8 et Pui-GVC ont livré des âges plus récents que le vieux plancher Pui-GIO(II) (entre 40 et 55 ka BP). Or, les alluvions sous-jacentes attribuées à F5 se sont mises en place avant la création des conduits inférieurs, remblayés par les sédiments issus de F4. Par conséquent, **l'accumulation des matériaux de F5 sous terre est également antérieure à 300 ka BP**. En l'absence d'analyse paléomagnétique, on ne peut fixer de date supérieure.

➢ Dans les grottes de haute altitude (> 250 m), les datations U/Th ne peuvent être appliquées pour connaître l'âge des alluvions hypogées, compte tenu du dépassement assuré de la limite de la méthode. En revanche, deux échantillons de sédiments détritiques, provenant au plus bas de CF2 (KO-DTA à 256 m) et de CF5 (CC-Min-5 à 292 m), ont été soumis à des mesures paléomagnétiques (tableau IX.2). Les analyses ont donné une magnétisation inverse, incertaine pour KO-DTA et très probable pour CC-Min-5. Malgré l'incertitude, **les deux prélèvements semblent donc antérieurs à 780 ka BP** (Rochette, commentaires des résultats ; annexe IX.5), ce qui s'accorde bien avec le contexte géomorphologique.

- *Les autres événements datés de l'évolution spéléogénétique.*

Les autres datations U/Th de spéléothèmes et les données polliniques, paléontologiques et archéologiques apportent des interprétations sur les **périodes de sédimentation terminale dans les cavernes**. Les concrétions qui englobent des polyèdres argileux ou présentent un squelette de calcite insinuée dans les fentes de dessiccation de l'argile prismatique, révèlent un hiatus temporel, généralement bref (Quinif, renseignement oral), entre la phase d'assèchement et l'apparition des suintements corrélatifs du concrétionnement dans les conduits karstiques. De même, les pollens et les restes paléontologiques n'ont été découverts que dans l'argile superficielle des comblements.

On peut rappeler que la terminologie " d'argile " n'est pas prise au sens granulométrique du terme, puisqu'il peut s'agir de limons fins. La désignation d'argile se rapporte ici aux matériaux fins et compacts de surface, qui ont pu se mettre en place dans les réseaux hypogés beaucoup plus tardivement que les alluvions *s.s.* sous-jacentes.

L'ensemble des paramètres disponibles indiquent **différentes générations d'accumulation de ces sédiments superficiels** :

- dans les galeries supérieures de la Grotte des Puits, les spéléothèmes Pui-GT-8, Pui-GVC-1 et Pui-GVC-2, qui reposent sur une unité à polyèdres d'argile, indurée par la calcite, sont datés (parties basales) entre 55 à 40 ka BP (figures IX.6 et IX.7). Il n'est pas aberrant de supposer une sédimentation fine réalisée quelques milliers d'années auparavant seulement (**vers 60-70 ka BP**), lors d'une période de péjoration climatique (*cf.* de Beaulieu *et al.*, 2001 et infra).
  Dans le cas de Pui-GT-8, on remarque la présence d'argile polyédrique au droit de la discordance, qui délimite deux concrétions superposées (figure IX.6). L'accumulation de fines détritiques pendant le hiatus de concrétionnement, se place **entre 43 ka BP** (âge de Pui-GT-8.1) **et 15 ka BP** (âge de Pui-GT-8.4), ou peut-être 30 ka BP (âges plus incertains de Pui-GT-8.2 et de Pui-GT-8ter) ;

- les analyses polliniques concernent deux échantillons fins de surface de remplissage, prélevés dans la Grotte Sainte-Reine.
  Le premier provient du Couloir de l'Hyène, à l'Entrée G, au-dessus de l'unité à galets (équivalente probable de la série E de l'Entrée E) qui comblait tout le Labyrinthe, avant les fouilles du XIX^{ème} siècle (Husson, 1864) (figure IX.8). Le contenu en pollens, nettement dominés par *Tilia*, implique un **âge holocène récent ou subactuel** (Argant, commentaires des résultats ; tableau IX.3 et annexe IX.6). Sa spécificité traduit bien le caractère très localisé des associations polliniques rencontrées sous terre (*cf.* Bastin, 1978, 1990).
  Le second échantillon correspond à la séquence SR-FC-F4" de la coupe de la Galerie du Calvaire (*cf.* planche VIII.14). Son spectre pollinique, caractérisé par des plantes de culture, livre un **âge subboréal terminal ou plus sûrement subatlantique** (Argant, *ibid.* ; *cf.* Bastin, 1990 ; Lefèvre *et al.*, 1993), c'est-à-dire de l'Holocène récent.
  Si l'apport animal ou anthropique de ces pollens dans le sédiments n'est pas totalement exclu, il est plus probable que les grains proviennent d'infiltrations depuis la surface et se soient mis en place avec l'argile dans une mare d'eau résiduelle. Cette hypothèse s'accorde avec les 7 % de pollens tertiaires (?) rencontrés dans l'échantillon, qui pourraient être issus du remplissage d'un paléokarst sus-jacent à la galerie et remanié par les ruissellements verticaux (*cf.* infra).
  Donc **les deux prélèvements fins superficiels se distinguent franchement des alluvions *s.s.* sous-jacentes**, par leur accumulation récente dans le réseau karstique ;

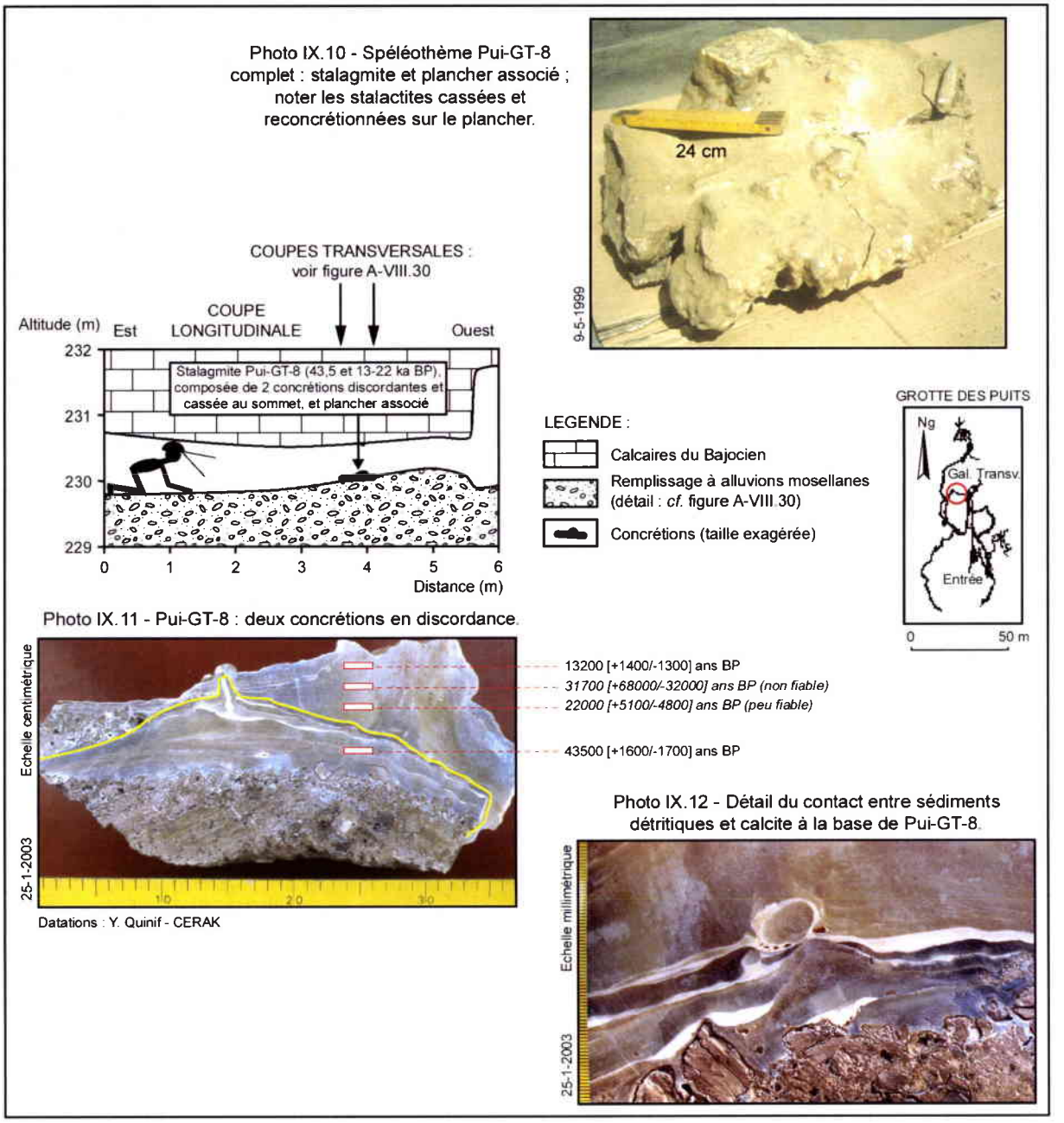


Figure IX.6 - Caractéristiques de la concrétion Pui-GT-8 (Grotte des Puits - Galerie Transversale - X = 865,925 - Y = 1111,400 - Z = 230).

- les <u>données paléontologiques</u>, qui datent essentiellement du XIX^{ème} siècle (découvertes et détermination des espèces), sont plus difficiles à interpréter compte tenu de la localisation exacte moins bien connue. Mais surtout, la faune disparue a parfois subsisté pendant de longues périodes du Quaternaire et les datations sont donc moins précises.

  Les ossements retirés de l'argile superficielle de la Grotte Sainte-Reine, quelquefois sous des concrétions, appartiennent à des espèces assez communes (annexe IX.8). Les plus intéressants sont ceux d'*Ursus spelæus* et de *Rhinoceros tichorhinus*, animaux qui n'ont vécu en Europe occidentale que du Saalien au Weichselien (Faure et Guérin, 1992), c'est-à-dire au cours des stades isotopiques 8 à 2, soit entre 280 ou 300 ka et 10 ka BP (d'après une majorité d'auteurs [10] ; *cf.* figure IX.12). Quelle que soit la période exacte où ces espèces se sont retrouvées enfouies dans le remplissage, ces résultats concernant l'argile superficielle sont en

[10] Des variations importantes existent entre auteurs, à propos des corrélations entre les chronozones d'Europe du Nord et les stades isotopiques (*cf.* annexe IX.10), et même en ce qui concerne les âges absolus.

accord avec l'âge supérieur à 300 ka BP des alluvions *s.s.* sous-jacentes (*cf.* supra). Les autres restes paléontologiques n'apportent aucune interprétation complémentaire à ce sujet.

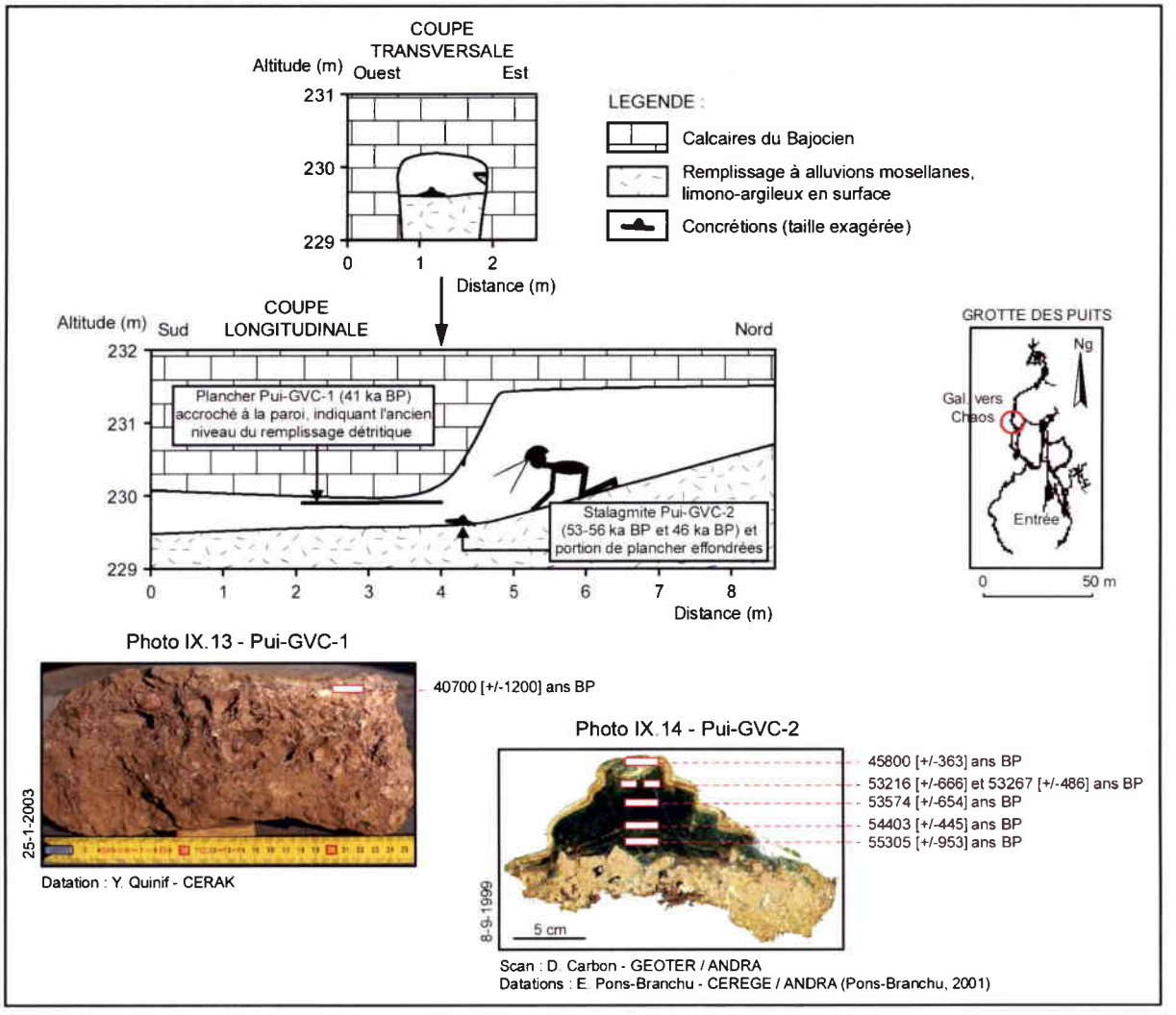


Figure IX.7 - Localisation et caractéristiques des concrétions Pui-GVC (Grotte des Puits - Galerie vers le Chaos - X = 865,925 - Y = 1111,400 - Z = 230).

Echantillon	Faciès et stratigraphie	Résultat pollinique
SR-EE-E1a"	Alluvions grossières	Stérile
SR-EE-D1"	Alluvions sablo-limoneuses	Stérile
SR-EE-C4"	Alluvions sableuses	Stérile
SR-EE-A3'	Alluvions sablo-limoneuses	Stérile
SR-FC-F4"	Argile superficielle	AP/NAP : 39/59 % (spores : 2 %) ; Subatlantique probable
SR-FC-F1	Alluvions limoneuses	Stérile
SR-FC-D3b	Alluvions limoneuses	Stérile
SR-EG	Argile superficielle	AP/NAP : 67/33 % ; Holocène récent ou subactuel probable
SR-EB(I)-F4	Argile superficielle	Stérile

Tableau IX.3 - Sédiments détritiques datés par palynologie (analyses et interprétations : J. Argant - ARPA, Université Lyon I).

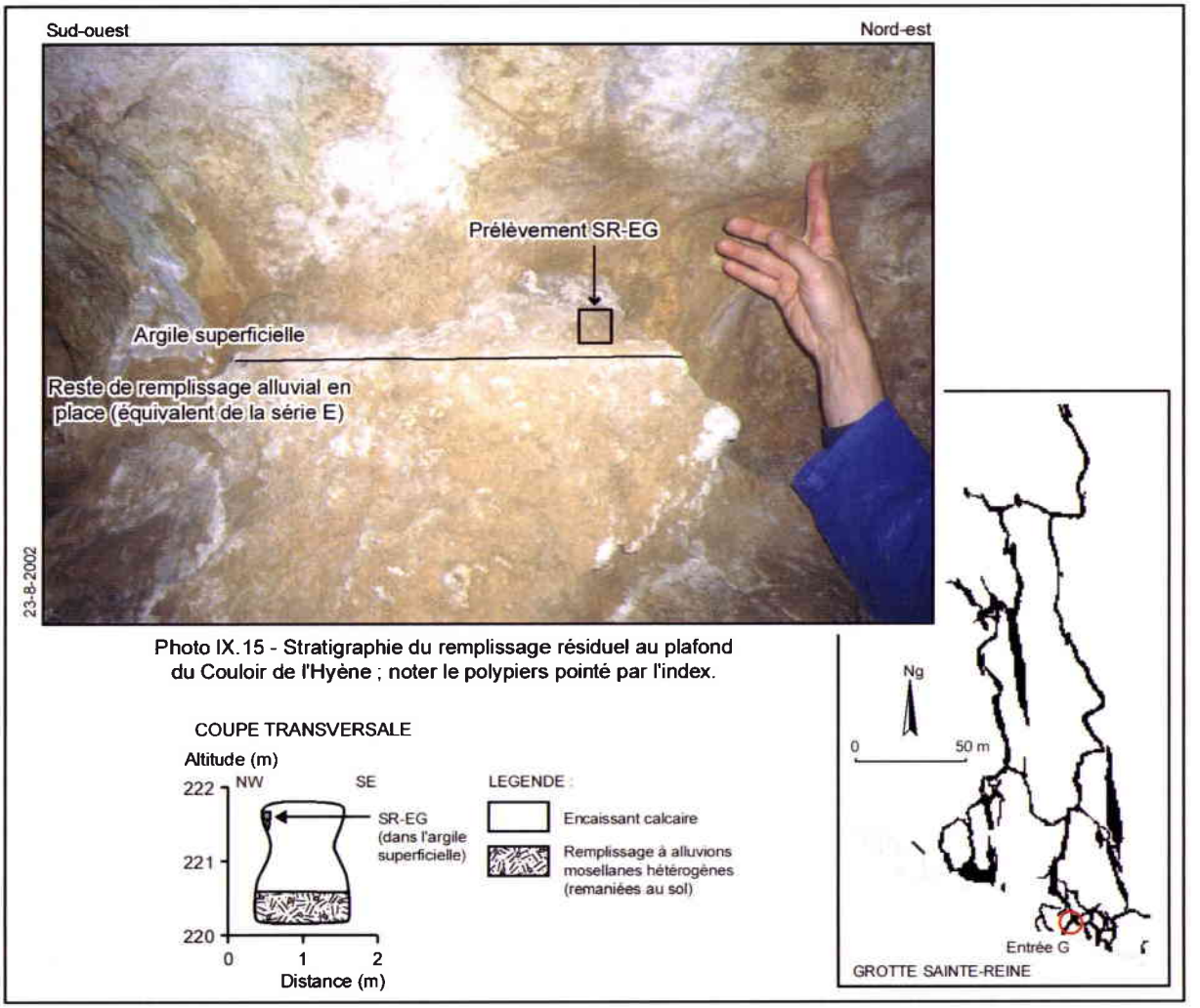


Photo IX.15 - Stratigraphie du remplissage résiduel au plafond du Couloir de l'Hyène ; noter le polypiers pointé par l'index.

Figure IX.8 - Croquis de localisation du prélèvement SR-EG (Grotte Sainte-Reine - Entrée G - Couloir de l'Hyène - X = 865,575 - Y = 1111,325 - Z = 221,5).

Par ailleurs, des **événements ultérieurs à la sédimentation** ont pu être datés grâce à trois générations de concrétions, dans la Galerie Inférieure Ouest de la Grotte des Puits (figure IX.4).

Dans ce conduit existent **deux soutirages localisés**, qui ont affecté le comblement après l'accumulation alluviale (contrairement aux déformations intrasédimentaires observées dans les remplissages du réseau Sainte-Reine), et même après la phase de concrétionnement du plancher stalagmitique > 300 ka BP [11]. Sur les pentes du remplissage soutiré, de nouvelles coulées stalagmitiques se sont mises en place et un petit spéléothème (Pui-GIO(I)-3) a pu être daté à 3,5-4 ka BP. La fourchette chronologique du soutirage est malheureusement très large, et elle ne peut être réduite par la datation de la stalagmite Pui-GIO(I)-2, qui reposait sur le vieux plancher. Néanmoins, cette dernière se situait également sous un bloc calcaire détaché du plafond, qui pourrait avoir connu un effondrement de détente pariétal, à la suite du soutirage sédimentaire. Dans cette éventualité, le phénomène de soutirage serait compris **entre 96 et 4 ka BP**, avec une réalisation proche de 96 ka BP probable (la stalagmite qui a

[11] Il est vraisemblable que les soutirages se sont produits après l'assèchement définitif de la galerie (le plancher ne montre pas de traces de réennoyage), ce qui revient à écarter des fonctionnements en " suçoirs ", au cours de phases de dénoyages répétés (descente du niveau piézométrique après les crues ; *cf.* Zhang *et al.*, 1991).

poussé sur le bloc détaché, cassée, n'a pas été datée). Il est donc possible d'envisager une **karstification sous-jacente à la galerie relativement tardive**, par rapport à la phase de cavernement du conduit parcouru.

Les éléments archéologiques apportent peu d'informations complémentaires à l'histoire des cavernes du plateau central de Haye. Les principales découvertes concernent le Trou des Celtes (Husson, 1864 ; Godron, 1878a ; Louis et Lehmuller, 1966 ; Thévenin, 1975), qui a servi de sépulture à l'époque néolithique et a été réutilisé jusqu'à l'âge du fer (Louis et Lehmuller, *ibid.* ; Guillaume, 1976, 1985). L'intérêt du site pour notre problématique est double :

- l'identification de désobstructions très précoces des remplissages alluviaux et de travaux d'agrandissement (Husson, 1864), ce qui explique l'étude karstologique très limitée de cette grotte (*cf.* chapitre VII) ;
- le mélange de quelques restes paléontologiques au matériel archéologique (*Castor fiber* notamment ; Godron, 1878a, 1878b) pourrait indiquer la jeunesse de l'ensemble des ossements découverts sous terre à Pierre-la-Treiche (Weichselien et Holocène).

La première remarque s'applique également à la Grotte du Géant, qui a servi de sépulture néolithique (?) et chalcolithique (Poirot et Beaupré, 1900, cités par Henry, 1960 ; Guillaume, 1976). Des ustensiles archéologiques non datés ont en outre été trouvés dans la Grotte Sainte-Reine (Husson, 1864).

Enfin, des éclats d'outils préhistoriques, datés du **Paléolithique moyen** (autour de 80 ka BP), ont été identifiés dans la tranchée d'excavation de l'Entrée E de la Grotte Sainte-Reine (Blouet, DRAC Lorraine ; *cf.* annexe IX.9). Plus précisément, ils proviennent des déblais présumés de la carrière qui jouxtent la partie externe de la série E (*cf.* planche VIII.5), que l'on a interprétée comme un comblement de soutirage. On suppose donc que ce matériel archéologique n'est pas du tout en place ; il peut être issu du versant décapé lors de l'exploitation de la pierre.

Au final, on retient que **la spéléogenèse (creusement des galeries et comblement par les alluvions) s'est probablement réalisée avant 780 ka BP pour les cavernes supérieures à 250 m d'altitude, et avant 300 ka BP pour les réseaux de Pierre-la-Treiche**. L'évolution postérieure dans ces grottes a été limitée : accumulation de sédiments fins (qui peuvent remanier des alluvions) dans des mares d'eau temporaires et concrétionnements localisés, à des époques très variées, depuis plus de 300 ka BP à l'actuel, et souvent bien plus tard que la mise en place des alluvions *s.s.*.

♦ <u>Datation de la capture de la Moselle et des formations alluviales associées.</u>

A partir de la datation des spéléothèmes reposant sur les alluvions endokarstiques issues de F4, il est possible de proposer un âge minimum au phénomène de capture de la Moselle (figure IX.9 ; Losson et Quinif, 2001).

Ce sont les relations génétiques, définies dans la section IX.1., entre l'accumulation des matériaux fluviatiles dans le karst infratalweg et l'évolution de la vallée au moment du détournement hydrographique, qui le permettent :

- la capture s'est probablement réalisée lors de l'accumulation terminale de la formation F4 (*cf.* Vandenberghe *et al.*, 1985) ou bien au tout début de l'incision suivante (*cf.* chapitre II) ;
- les sédiments souterrains d'origine vosgienne proviennent de F4 et se sont mis en place lors de la construction de cette formation [ou à la fin de l'incision de F4 à F3, au plus récent, si l'on retient la deuxième hypothèse de la section IX.1.2.1.]. Plus précisément, l'alluvionnement final de F4 pourrait correspondre à la sédimentation des séries D et E dans le domaine hypogé ;
- sur ces alluvions ont poussé des concrétions, après l'arrêt des circulations de type fluviatile et le dénoyage des galeries. C'est le cas du plancher Pui-GIO(II), vieux de 300 ka BP au

moins, dont la croissance a pu commencer lors de l'encaissement de la vallée entre les formations F4 et F3 ou plus tard.

On en déduit que **la capture de la Moselle date d'une période antérieure à 300 ka BP** [et bien plus dans le cas de la deuxième hypothèse], sans pouvoir préciser davantage.

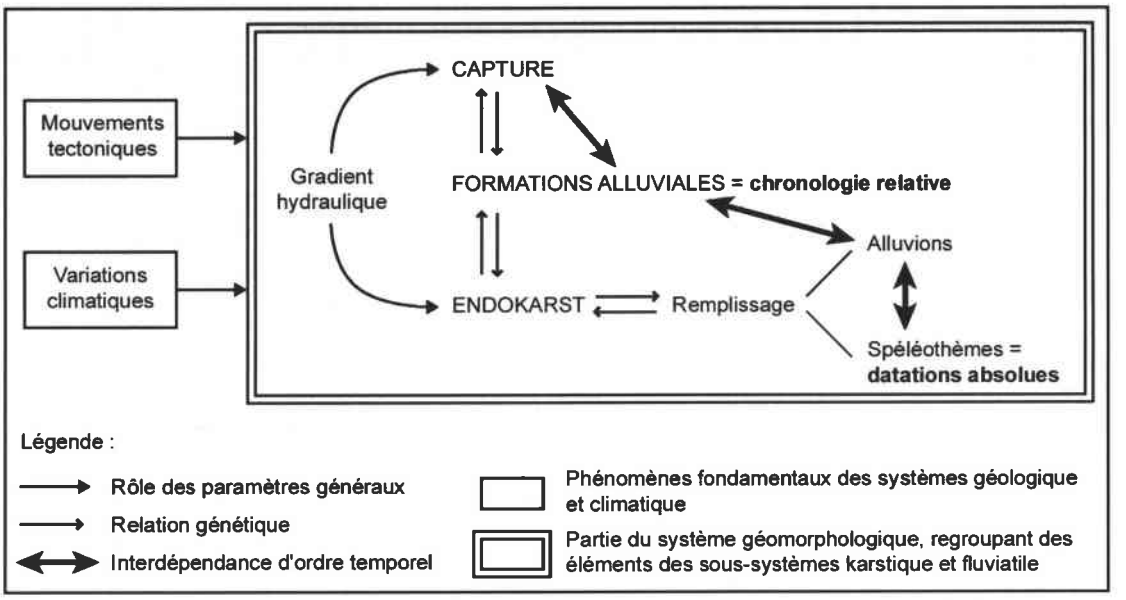


Figure IX.9 - Présentation des relations fonctionnelles et chronologiques entre différents paramètres des systèmes karstique et fluviatile (d'après Losson et Quinif, 2001, modifiée).

En ce qui concerne les formations alluviales de la Moselle, on constate que **F4 est plus vieille que 300 ka BP**, c'est-à-dire antérieure au stade isotopique 8 (Petit *et al.*, 1999 ; *cf.* figure IX.12). Si l'on considère que l'alluvionnement se produit pendant les périodes glaciaires *s.l.* et que l'incision dans le substratum se réalise lors des phases interglaciaires *s.l.* (*cf.* § IX.2.2.1.), il est possible que F4 se soit mise en place lors du stade isotopique 10 (vers 340 ka BP ; Petit *et al.*, *ibid.*).

En effet, les datations obtenues suggèrent que les remblaiements principaux, qui ont été conservés en unités fluviatiles, ne se sont jamais effectués au cours de phases stadiaires (épisodes froids à l'intérieur d'interglaciaires), mais bien pendant les périodes glaciaires majeures :

- il n'existe que trois grands cycles glaciaires depuis 300 ka BP et quatre stades isotopiques pairs (périodes froides ; Emiliani, 1955, 1966a), pour quatre formations alluviales (F3, F2, F1 et F0). On peut donc logiquement estimer que F3 se rapporte au stade isotopique 8, F2 au 6, F1 au 4, et F0 au 2 [12]. Le stade isotopique 3 correspond à une phase tempérée moins marquée que les autres stades impairs (*cf.* figure IX.12), ce qui peut expliquer la faible incision entre les deux dernières formations et leur présence conjointe en fond de vallée (*cf.* chapitre V) ;
- dans les forages océaniques, qui ont permis de reconstituer les variations climatiques de la terre sur un long temps (Emiliani, 1955, 1966a, 1966b ; Shackleton et Opdyke, 1973 ; Imbrie *et al.*, 1984 ; Huybers, 2001), la période d'inversion paléomagnétique Matuyama-Brunhes a été déterminée dans le stade isotopique 19 (Shackleton et Opdyke, 1973). Dans les cavernes de la « Boucle de la Moselle », on a vu que des sédiments corrélés aux formations CF2 et CF5 au plus bas, datent probablement de la période inverse Matuyama. S'il n'est pas du tout assuré que les matériaux hypogés de la Grotte du Chaos viennent de CF2, compte tenu du contexte spéléomorphologique, en revanche on peut raisonnablement envisager qu'à partir de CF4, les

[12] Si cette interprétation est juste, le lignite de Jarville-la-Malgrange, probablement situé à la base de F3 de la Meurthe, ne peut être rapporté à une phase stadiale de l'Eemien (stade isotopique 5.2 ou 5.4), comme l'ont proposé G. et C. Dubois (1933 ; annexe IX.7).

alluvions sont plus vieilles que la période d'inversion paléomagnétique. On aurait alors, par exemple, F4 apparue lors du stade isotopique 10, F5 lors du 12, CF1 lors du 14, CF2 lors du 16, CF3 lors du 18 et CF4 lors du 20.

Toutefois, même si les formations alluviales n'apparaissent pas plus nombreuses que les stades isotopiques, ces calages chronologiques sont très hypothétiques, car :

- les unités fluviatiles quaternaires n'ont pas toujours été conservées et ont probablement été plus nombreuses (Macaire, 1990 ; Veldkamp et Van Dijke, 2000) ;
- « une formation n'est [...] pas l'expression d'un phase glaciaire ou interglaciaire globale, mais d'une fraction de cette phase » (Macaire, 1990, p. 47).

On notera enfin que ces résultats s'accordent plus ou moins nettement avec les éléments paléontologiques exhumés des formations alluviales du site de la capture de la Moselle (annexe IX.8). Des interrogations concernent les restes d'*Elephas primigenius* découverts dans F4 à Grandmesnil (Husson, 1865a, 1865b) et surtout dans CF1 (F5 d'après Harmand *et al.*, 1995a ; *cf.* chapitre V) au Moulin de Longor (Nicklès, 1911) Cette espèce de mammouth serait apparue à l'Elsterien au plus tôt (Alimen, 1966 ; à l'Eemien d'après Faure et Guérin, 1992, ce que l'on peut écarter *a priori*), soit pendant le stade isotopique 16 à 10, selon les auteurs (plus sûrement pendant le 12 ou le 10 ; *cf.* annexe IX.10). De toute évidence, **certaines données fluviatiles, paléontologiques et/ou chronologiques doivent être révisées**.

IX.2.1.3. La validation des datations par les données extrarégionales de l'ancien bassin de la Moselle-Meuse.

La datation minimale de la capture de la Moselle, et de la formation F4 immédiatement antérieure, peut être corrélée à des âges obtenus par d'autres méthodes, dans la partie aval de l'ancien bassin de la Moselle-Meuse.

On a vu dans le chapitre II, que le détournement hydrographique a pu être repéré dans des unités fluviatiles de la région de Maastricht, grâce à des ruptures minéralogiques (*cf.* figure II.6). Par ailleurs, sur le site du Belvédère, l'unité ayant enregistré la capture est surmontée d'un paléosol, dans lequel des silex brûlés ont été **datés par thermoluminescence à 270±22 ka BP** (Huxtable et Aitken, 1985, cités par Juvigné et Renard, 1992 ; Huxtable et Aitken, 1991). Malgré la diminution de fiabilité de la méthode TL au-delà de 100 ka BP (*cf.* supra), on constate une **concordance des résultats obtenus sur le plateau de Haye avec cette date**. C'est également le cas avec une datation par résonance paramagnétique électronique, sur mollusques issus de cette formation du Belvédère, qui a donné 220±40 ka BP (Grun et Katzenberger, cités par Huxtable et Aitken, 1991).

Plusieurs autres niveaux fluviatiles de la Moselle-Meuse ont été datés en Belgique, essentiellement par la méthode U/Th. On peut tenter de les rattacher aux formations alluviales de la « Boucle de la Moselle », grâce aux travaux de Pissart *et al.* (1997a) et Harmand *et al.* (1998) (*cf.* chapitre V et planche V.10) :

- dans la région de Liège-Maastricht, un poudingue à ciment calcaire, daté entre 620 ka et 1,1 Ma BP (Gewelt, cité par Juvigné et Renard, 1992), est issu de l'unité fluviatile d'Eben-Sint Geertruid (sans équivalent sur le plateau de Haye) ou de celle de Hermée, équivalente de CF2 ;
- dans cette même région, par corrélations longitudinales, l'inversion paléomagnétique Matuyama-Brunhes se situerait entre les terrasses d'Eben-Sint Geertruid et de Cornillon (Juvigné et Renard, 1992), soit dans CF1 ou CF2. Selon Pissart *et al.* (1997a), elle est antérieure à la terrasse de Hermée ou niveau 4, c'est-à-dire CF2 ;
- à Dinant, la Meuse s'est incisée à une altitude inférieure à 142 m avant 400 ka BP d'après une datation U/Th sur spéléothème, prélevé dans la grotte de Montfat (Quinif, 2002). Pour la même concrétion, Y. Quinif (renseignement écrit) a trouvé un rapport $^{234}U/^{238}U > 1$, ce

qui indique un âge plus jeune que 1,5 Ma BP. L'altitude précitée se situe entre les niveaux 5' et 5 de A. Pissart (1961 ; Pissart *et al.*, 1997a ; Harmand *et al.*, 1998), c'est-à-dire CF4 ou CF5.

Ces datations sont en accord avec les âges proposés par W.M. Felder *et al.* (1989, cités par Pissart *et al.*, 1997a et Harmand *et al.*, 1998), mais moins bien avec ceux de A. Veldkamp et M.W. Van den Berg (1993), qui concernent tous deux des recherches aux Pays-Bas (tableau IX.4) [13] ; les seconds auteurs livrent des âges souvent plus anciens.

Pour l'ensemble de ces données, on rappellera « les doutes qui existent en ce qui concerne les raccords entre les terrasses, [même si] l'incertitude ne porte jamais que sur des niveaux voisins les uns de autres » (Pissart *et al.*, 1997a, p. 273).

Niveaux fluviatiles en Belgique, d'après Pissart *et al.* (1997a)	Equivalence sur le site de la capture de la Moselle	Ages selon Felder *et al.* (1989) (en Ma BP)	Ages selon Veldkamp et Van den Berg (1993) (en Ma BP)	Autres datations disponibles (en Ma BP)
1	F4	0,26	Entre 0,25 et 0,47	0,27 (HA85 et 91) ; 0,22 (HA91) ; >0,30 (LQ01)
2	F5 ?	0,32	Vers 0,53	
		0,43	Vers 0,65	<0,78 (JR92)
3	CF1 ?	0,52	Vers 0,75	
		0,61	Vers 0,90	
4	CF2	0,70	Vers 0,97	Entre 0,62 et 1,10 (JR92) ; <0,78 (Pis97)
		?	Vers 1,01 (PM)	
4'		0,89	Vers 1,15	Entre 0,62 et 1,10 (JR92) ; >0,78 (JR92)
5	CF3	1,05	Vers 1,32	>0,78 (Los03) ?
	CF4 et CF5	1,19	Vers 1,51	Entre 0,40 et 1,50 (Qui02) ; >0,78 (Los03)
5'	CF6 (et CF7 ?)	1,30	Vers 1,56	
6	CF8	1,41	Vers 1,71	
	CF9 et CF10	1,56	Vers 1,89	
7	CF11	1,80	Vers 2,10 (PM)	
8	CF12	1,93	?	
		2,03	Vers 2,43	
9	CF13	2,20	Vers 2,51	

Abréviations : HA85 = Huxtable et Aitken, 1985, cités par Juvigné et Renard, 1992 ; HA91 = Huxtable et Aitken, 1991 ; JR92 = Juvigné et Renard, 1992 ; Los03 = Losson, ce travail ; LQ01 = Losson et Quinif, 2001 ; Pis97 = Pissart *et al.*, 1997a ; PM = analyse paléomagnétique ; Qui02 = Quinif, 2002.

Tableau IX.4 - Eléments de datation des niveaux fluviatiles et formations alluviales de la Moselle-Meuse, d'après différents auteurs.

Les corrélations sont encore plus difficiles à établir entre les formations alluviales du plateau de Haye et les vallées affluentes de la Meuse en Belgique. On peut néanmoins indiquer que des datations U/Th ont révélé des âges antérieurs à 400 ka BP, pour des spéléothèmes situés à des altitudes proches des talwegs actuels de la Lesse, de la Lomme et du Burnot (Quinif, 1999a). Cela signifie que **ces vallées du bassin de la Meuse ne se sont plus encaissées depuis plus de 400 ka BP**, par arrêt quasi complet de la surrection du massif ardennais (Quinif, *ibid.*), et en raison de la capture de la Moselle secondairement. En effet, la Meuse, qui constitue le niveau de base de ces cours d'eau, a également cessé de s'inciser depuis la perte de la Haute Moselle, sur tout son parcours jusqu'à l'entrée dans l'Ardenne (Harmand, 1992 ; Pissart *et al.*, 1997a ; Harmand *et al.*, 1998).

[13] Les âges des terrasses du Limbourg néerlandais sont calés sur le changement de polarité magnétique Matuyama-Brunhes et sur les courtes périodes normales de Jaramillo et Réunion (vers 1 et 2,14 Ma BP).

On constate à nouveau une **bonne concordance de ces données à l'aval du bassin versant Moselle-Meuse, avec les conclusions sur l'âge de la capture, issues des recherches lorraines**.

Conclusion de la section IX.2.1.

Le dévoilement des relations génétiques entre le karst infratalweg et les formations alluviales épigées de la « Boucle de la Moselle », a permis de caler certains événements géomorphologiques locaux, par rapport à des datations absolues (figure IX.10) :

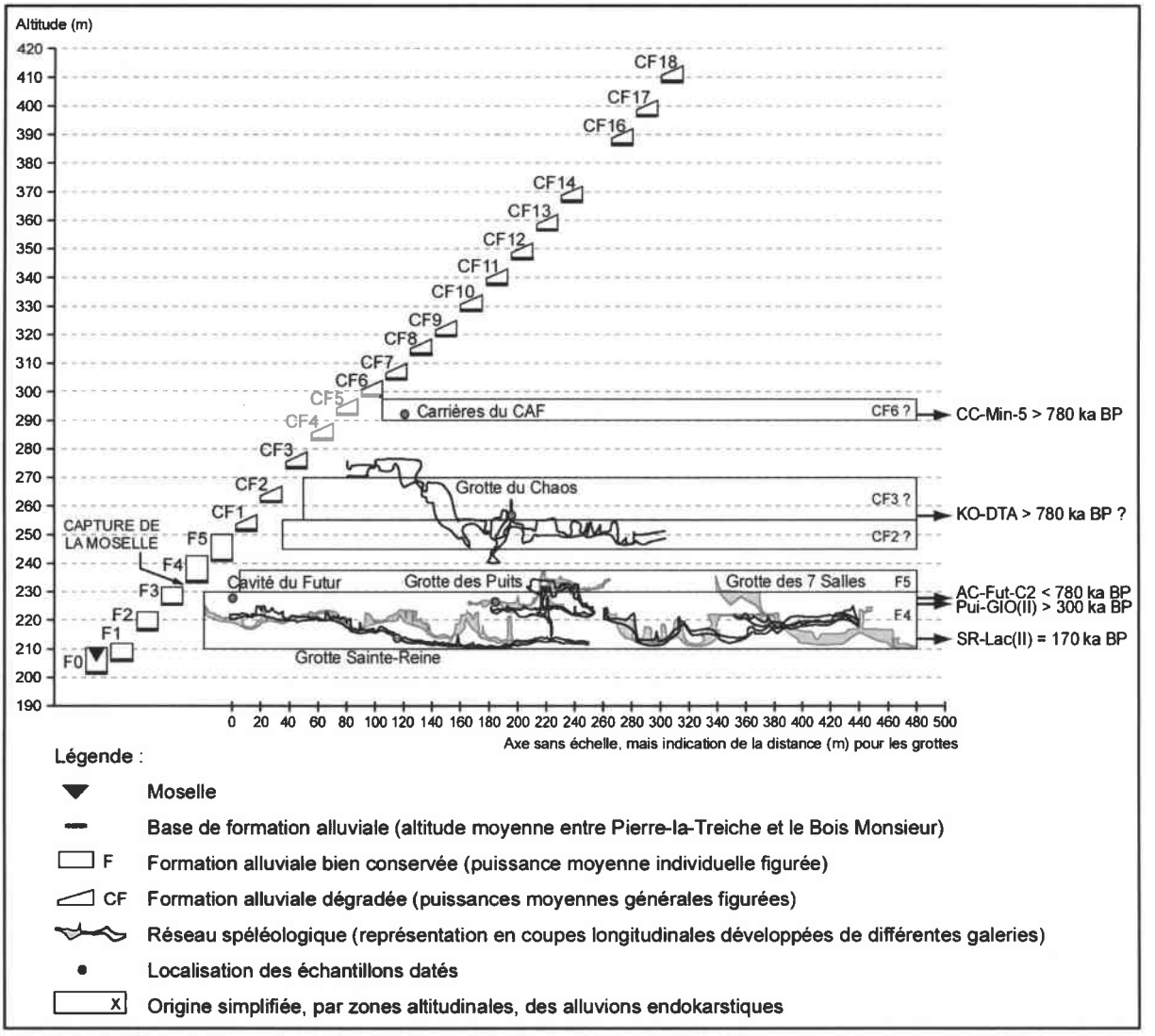


Figure IX.10 - Corrélation altitudinale entre les formations alluviales de la Moselle et les limites chronologiques remarquables issues des remplissages endokarstiques du plateau central de Haye.

- **les grottes de Pierre-la-Treiche se sont créées avant 300 ka BP, tout comme leur comblement par les matériaux vosgiens issus de F4. De même, l'accumulation de la formation F4 en surface et la capture de la Moselle se sont produits avant cette date ;**

- **les cavernes situées au-dessus de 250 m d'altitude, dans la vallée cataclinale de la Moselle à travers le plateau central de Haye, semblent plus vieilles que 780 ka BP.** On peut également établir que les formations supérieures à CF3 au moins, sont antérieures à cet âge.

Ces conclusions, qui restent relatives, sont concordantes avec différents travaux réalisés à l'aval de l'ancien bassin de la Moselle-Meuse, mais pas avec tous, ce qui peut s'expliquer par les difficultés de corrélations des niveaux fluviatiles tout au long de la paléovallée. La multiplication des repères chronologiques absolus devrait permettre de préciser ces raccords à l'avenir. Mais les études géomorphologiques " classiques " resteront le point de départ obligatoire de toute recherche sur ce système fluviatile complexe, dont l'évolution est caractérisée par une succession de modifications hydrographiques.

IX.2.2. Les jalons paléoclimatiques issus des remplissages endokarstiques.

L'étude du karst de la « Boucle de la Moselle » ne se limite pas à la détermination des interactions entre spéléogenèse et évolution fluviatile, même s'il s'agit des relations parmi les plus étroites qui existent. Ce système karst - vallées s'inscrit dans un contexte géomorphologique plus général, sous la dépendance de facteurs climatiques régionaux (*cf.* chapitre I).

Dans cette section, on souhaite déterminer les relations entre les types de sédimentation et les phases climatiques. En revanche, les épisodes de cavernement ne seront pas évoqués, dans la mesure où leur correspondance avec les périodes paléoclimatiques est difficile à établir sur notre terrain d'étude (manque d'indices " matériels ").

A ce propos, les recherches de différents auteurs sont contradictoires : karstification préférentielle en phase tempérée (Bini et Uggeri, 1991 ; Jaillet *et al.*, 2001) ou en période froide (Delannoy *et al.*, 1988 ; Blanc, 1997) ? Cela résulte de plusieurs facteurs liés aux paramètres climatiques (*cf.* chapitre I) : volume, vitesse et température de l'eau. Ils influencent les processus d'érosion dominants (chimiques ou mécaniques) et la répartition de la dissolution dans les massifs karstiques (en zone d'introduction ou plus " profonde " ; *cf.* Ek et Poty, 1982 ; Fourneaux, 1994).

L'enregistrement des données paléoclimatiques est partiellement inscrit dans les remplissages souterrains, détritiques et chimiques. En effet, en phase tempérée, biostasique, la sédimentation détritique est faible et le concrétionnement plus important qu'en période froide, rhexistasique, pendant laquelle dominent l'érosion, le transport et l'accumulation (Quinif, 1991a ; Quinif et Maire, 1998 ; Blockmans *et al.*, 1999). Ce schéma est nuancée par les conditions pluviométriques et de rétention de l'eau (Le Fillâtre, 2001), mais la charge solide véhiculée par les rivières (ou le vent) reste toujours majoritaire lorsque la couverture végétale est diminuée, et inversement, la présence de sols implique une production de dioxyde de carbone favorable au développement des spéléothèmes (Quinif, 1990).

Par conséquent, on peut déterminer quelques jalons paléoclimatiques :

- à partir des **paramètres sédimentaires** révélés par les sondages (étudiés dans le chapitre VIII) ;
- grâce aux caractéristiques faciologiques de différents **spéléothèmes**, et à leur datation, qui fournit des points d'ancrage par rapport aux variations climatiques quaternaires, connues à l'échelle terrestre.

IX.2.2.1. Approche géomorphologique : les relations entre les variations hydroclimatiques et les paramètres morphosédimentaires épigés et hypogés.

Les changements climatiques cycliques du Quaternaire expliquent les remblaiements alluviaux et influencent les phases d'incision fluviatile, par les variations hydrologiques et sédimentaires qu'ils ont induites (*cf.* Tricart, 1965 ; Miskovsky, 1974). Dans le chapitre VIII, les séries sédimentaires des remplissages souterrains ont été présumées en relation avec ces facteurs climatiques, puisqu'influencées par des changements de la quantité d'eau circulant dans les conduits. Il convient de préciser cette hypothèse, en décryptant les faciès endokarstiques, après avoir déterminer les liens connus entre les climats et les processus de sédimentation - creusement dans le milieu épigé.

♦ Caractéristiques morphodynamiques de la Moselle (et de la Meurthe) en fonction des variations climatiques ; données bibliographiques.

De nombreuses recherches ont été consacrées à la détermination des conditions morphodynamiques des cours d'eau en fonction des modifications de climat (*cf.* recueils d'articles sous la direction de : Chaline, 1980 ; Léger, 1984a ; Weisrock, 1990a ; Raynal et Miallier, 1991 ; Bravard et Magny, 2002). Les consultations bibliographiques à ce sujet mettent en lumière des différences importantes de comportement hydrodynamique selon deux critères :

- type de milieu fluviatile étudié, par rapport à la proximité ou l'éloignement de la mer (*cf.* Bourcart, 1947, 1950, 1951 ; Tricart, 1947 ; Clauzon, 1989 ; Weisrock, 2002). Il n'y a apparemment pas de concordance des phases d'incision - alluvionnement entre les secteurs aval des cours d'eau, influencés par les variations eustatiques, et les zones amont, où l'impact des modifications du niveau marin peut être largement atténué ;
- existence ou non d'un bassin versant amont englacé lors des périodes froides (*cf.* Campy et Macaire, 1989).

Par ailleurs, les diversités de réaction des rivières aux variations de pente longitudinale et aux changements climatiques ont été mises en évidence à plus grande échelle. Par exemple, un remblaiement qui se poursuit plus tardivement en région proximale des sources d'approvisionnement hydrologique et alluvial, par rapport à une zone distale ou médiane (Carcaud *et al.*, 1991 ; Carcaud, 1992).

Les cavernes du plateau central de Haye, comblées essentiellement par des matériaux fluviatiles de la Moselle, se situent dans un **secteur distal à médian par rapport au Massif vosgien, englacé lors des périodes glaciaires**. Le fonctionnement hydroclimatique spécifique qui le caractérise, notamment vis-à-vis de la zone proximale, est mis en lumière par diverses études effectuées sur la Moselle et/ou la Meurthe (Vaskou, 1981, 1984 ; Flageollet, 1984, 2002 ; Carcaud *et al.*, 1991 ; Carcaud, 1992 ; Taous, 1994 ; Cordier *et al.*, 2002), que l'on peut comparer à d'autres cours d'eau présentant des caractéristiques géomorphologiques similaires (tableau IX.5) :

- à proximité immédiate des zones d'englacement, l'alluvionnement intervient pendant toute la période froide et l'incision des matériaux se produit dès la phase cataglaciaire, pour se poursuivre par un encaissement des vallées lors des périodes tempérées ;
- dans le secteur distal et médian, les auteurs ont mis en évidence des dépôts grossiers (ou sableux) de période froide pléniglaciaire et cataglaciaire, puis un alluvionnement granodécroissant en relation avec un changement de style fluvial, des chenaux en tresses vers le chenal unique à méandres, et enfin une incision en phase tempérée ou de dégradation climatique.

  L'étude de M.W. Buch (1988, cité par Weisrock, 1990b) sur le Danube présente, pour la phase cataglaciaire, une variante par rapport aux cas de la Moselle et de la Meurthe, que l'on peut attribuer au plus important englacement du bassin versant (Alpes bavaroises, en plus des glaciers de vallées de la Forêt Noire ; *cf.* Rahm, 1980 ; Léger, 1984b ; Riser, 1999).

Interprétation morphoclimatique	Cours d'eau	Interglaciaire	Anaglaciaire	Périglaciaire	Cataglaciaire	Auteur
Pour un cours proximal, à amont englacé (fluvio-glaciaire)	Rivières de Corse	Incision (et altération)	Alluvionnement sableux à stratifications	Alluvionnement sableux à stratifications	Alluvionnement grossier sans stratifications	Con80
	Rivières du Jura			Alluvionnement grossier	Alluvionnement grossier, puis incision dans les alluvions	Cam84
	Danube		Alluvionnement en fin de phase	Alluvionnement	Incision	Lég84
	Rhône	Incision	Alluvionnement	Alluvionnement	Incision	Man84
	Arve				Incision dans les alluvions	Pei90
	Moselle	Incision	(Phase brève)	Alluvionnement grossier	(Phase brève)	Fla84
	Moselle	Incision dans le substratum ?	Alluvionnement	Alluvionnement	Incision dans les alluvions (et le substratum ?)	Vas84
Pour un cours distal à médian, à amont englacé	Garonne	Incision			Alluvionnement grossier	Bou84
	Danube	Alluvionnement grossier puis faibles incisions en alternance avec des alluvionnements fins		Alluvionnement grossier	Incision	Buc88
	Meurthe Moselle	Alluvionnement granodécroissant			Alluvionnement grossier	Car91
	Moselle	Incision		Alluvionnement grossier	Alluvionnement grossier	Tao94
	Meurthe	(Dépôt limono-sableux)	Incision en début de phase	Alluvionnement sableux	Alluvionnement grossier	Cor02

Abréviations : Bou84 = Bourgeat *et al.*, 1984 ; Buc88 = Buch, 1988 (cité par Weisrock, 1990b) ; Cam84 = Campy, 1984 ; Car91 = Carcaud *et al.*, 1991 ; Con80 = Conchon, 1980 ; Cor02 = Cordier *et al.*, 2002 ; Fla84 = Flageollet, 1984 ; Lég84 = Léger, 1984b ; Man84 = Mandier, 1984 ; Pei90 = Peiry, 1990 ; Tao94 = Taous, 1994 ; Vas84 = Vaskou, 1984.

Tableau IX.5 - Détermination des caractéristiques fluviatiles en fonction des changements climatiques quaternaires, d'après diverses sources bibliographiques.

D'une façon générale, on retient donc que les zones distales à médianes des cours d'eau issus d'une montagne soumise à un englacement en période froide, semblent avoir connu : un **alluvionnement grossier en phase périglaciaire** (ou périnistadiaire) **et surtout cataglaciaire** (ou catastadiaire), et une transition en début de période tempérée faite d'alternances incisions - remblaiements, avec globalement un alluvionnement granodécroissant et un encaissement croissant. Rarement définie explicitement, **la phase anaglaciaire** (ou anastadiaire) **devrait logiquement correspondre à une période de fin d'incision et de début de mise en place des formations alluviales** (*cf.* Cordier *et al.*, 2002).

Ce schéma morphoclimatique diffère légèrement des conclusions de J.C. Frye (1961), pour qui les rivières du centre des Etats-Unis, dont l'amont était en relation avec l'inlandsis nord-américain, ont alluvionné en période cataglaciaire et se sont incisées en phase anaglaciaire, les épisodes interglaciaires et périglaciaires étant corrélés à une stabilité relative (" équilibre morphodynamique " ; Tricart, 1965).

[Ces données soulèvent un problème de conception pour la deuxième hypothèse relative à l'introduction latérale des matériaux de la formation F4 dans les grottes de Pierre-la-Treiche (*cf.* § IX.1.2.1.). Lorsque l'incision de F4 à F3 se produisait dans le plateau de Haye, en phase anaglaciaire, il apparaît que la Moselle commençait déjà à mettre en place la formation F3 dans son cours amont (tableau IX.5). Cet ordre du fonctionnement " encaissement - alluvionnement ", déphasé entre les zones proximale et distale, n'est pas compatible avec la provenance amont des alluvions de la formation F4, et leur introduction dans les cavernes de Pierre-la-Treiche au moment où la rivière atteignait la base de F3.]

♦ Conditions générales de la sédimentation souterraine.

Les sédiments fluviatiles rencontrés dans les réseaux karstiques proviennent essentiellement des Vosges et de façon minoritaire des versants proches des cavernes. Leur mise en place dépend des flux d'eau commandés par le climat, dont les variations agissent sur les processus dynamiques de la sédimentation, en surface et sous terre (tableau IX.6) [14].

Cette démarche consistant à présenter les facteurs et processus qui interviennent dans les systèmes fluviatiles et karstiques connexes, avant d'identifier les données issues de l'étude des comblements souterrains, est rendue nécessaire par la **pauvreté des paramètres paléoclimatiques fiables, dans les remplissages hypogés** (*cf.* infra). L'exposé théorique du tableau IX.6 repose en partie sur des études morphoclimatiques communément admises (*cf.* par exemple Tricart, 1963, 1965 ; Jaillet *et al.*, 2001).

En se basant sur ces considérations théoriques relatives aux dynamiques sédimentaires, et en les complétant par d'autres indices texto-structuraux, on peut tenter une interprétation paléoclimatique des remplissages endokarstiques de la Grotte Sainte-Reine, à Pierre-la-Treiche.

♦ Données livrées par l'étude des remplissages endokarstiques.

Les coupes sédimentaires susceptibles de fournir des indices paléoclimatiques sont uniquement celles situées dans la Grotte Sainte-Reine, pour lesquelles des observations détaillées et des analyses ont été effectuées (Entrée E, Salle des Draperies, Galerie du Calvaire et Entrée B). Elles constituent toutes les quatre des sondages de remplissages des hautes galeries inférieures (G.I.) définies précédemment. C'est pourquoi, les corrélations stratigraphiques réalisées dans le cadre du chapitre VIII peuvent être conservées lors des interprétations suivantes.

[14] On peut préciser que les phases d'incision fluviatile ne sont pas prises en considération dans ce paragraphe.

Phases clim.	Processus	Moselle vosgienne	Moselle touloise	Versants proches des cavernes	Réseaux karstiques
Intergl.	Couvert végétal et eau abondante → corrosion et faible érosion mécanique	Evacuation des matériaux glaciaires, puis altération des roches du socle → évacuation des particules sableuses des arènes et du Trias	Sédimentation granodécrois-sante	Mobilisation de fines seulement. Colluvionnement lent	Sédimentation caillouteuse (vrac), puis sableuse et fine (socle et Trias) = **granodécroissance** + fines pédologiques
Anagl.	Dégradation du couvert végétal → érosion des sols si l'eau est disponible. Début d'une gélifraction intense	Si l'eau est suffisante, lavage et transport des matériaux altérés (sables et petits galets). Début de l'englacement → moins d'eau disponible pour le transport, mais les résidus d'altération sont encore chassés	Légère grano-croissance des sédiments, puis grano-décroissance due à une diminution globale des écoulements	Importante mobilisation des fines pédologiques avec matière organique (solifluxion)	**Granocroissance** au début (sables, puis petits galets, assez émoussés pour le socle), avec **fines pédologiques**. **Granodécroissance** en fin de période
Plénigl. sec [15]	Roches à nu ou sols minces → gélifraction intense. Moins d'eau disponible. Infiltrations bloquées par le pergélisol	Extension maximale des glaciers → rétention de l'eau, même en été. Socle recouvert par les glaces, à l'inverse des terrains du Trias où se produit la gélifraction	Ecoulements faibles. Sédimentation de sables et de fines	Mise en place d'éboulis de gélifracts par gravité	Absence de gel [16]. Sédimentation de **sables et** de **fines** issus des Vosges (Trias surtout) (+ éventuellement calcaires anguleux grossiers sous les " puits-cheminées ")
Catagl.	Dégel général → chasse des matériaux gélifractés. Réinstallation du couvert végétal	Fonte des glaces → transport en vrac (galets et sable du Trias libérés par la gélifraction, et matériaux hétérométriques du socle issus des moraines)	Ecoulements importants. Sédimentation hétérogène, mais grossière dominante	Solifluxion et colluvionnement, avec proportion croissante des particules organiques	**Sédimentation très hétérométrique**, dont des galets du socle plus anguleux qu'auparavant. Augmentation des fines pédologiques

Abréviations : clim. = climatiques ; Intergl. = Interglaciaire (climat tempéré et humide) ; Anagl. = Anaglaciaire (refroidissement) ; Plénigl. = Pléniglaciaire (climat froid) ; Catagl. = Cataglaciaire (réchauffement).

Tableau IX.6 - Caractéristiques des dynamiques de la sédimentation dans les milieux épigés et hypogés étudiés, en fonction des grandes périodes climatiques ; données théoriques.

Les éléments sédimentologiques susceptibles de livrer des informations sur les variations paléoclimatiques sont de différentes natures et plus ou moins certains. Ils ont été classés selon **deux catégories de fiabilité dans le tableau IX.7**.

[15] En période pléniglaciaire humide, la sédimentation est plus importante et grossière (Blockmans *et al.*, 1999 ; Le Fillâtre, 2001), mais probablement pas autant que lors de la phase cataglaciaire, compte tenu de l'englacement.

[16] Il s'agit d'un fait probable, déduit de l'observation des sédiments souterrains à Pierre-la-Treiche, qui ne comportent aucune perturbation structurale liée à de la glace (traces de glace de ségrégation ou coins de glace, par exemple ; *cf.* Tricart, 1963 ; Pissart *et al.*, 1988 ; Pissart, 1994 ; Murton, 1996). Les quelques veines de sable de petite dimension, rencontrées dans des unités limoneuses, peuvent être attribuées à des phénomènes d'assèchement temporaire ou de compaction.

Type de donnée		Indice	Commentaire	S
Fiabilité acceptable	Composition des sédiments	Matière organique	Sa présence traduit une érosion des sols, c'est-à-dire un dépôt de **phase tempérée ou anaglaciaire**. La richesse en matière organique concerne surtout les moitiés supérieures des séries D et F (Salle des Draperies, Galerie du Calvaire, Entrée B)	D et F
	Texture sédimentaire et flux d'eau	" Pseudoflots de débris "	Ce type de sédimentation résulte de courants puissants à rapprocher des formations alluviales caillouteuses de surface, mises en place en période **cataglaciaire** plutôt (*cf.* tableau IX.6)	E
	Structure sédimentaire	Rythmites	Par analogie avec les études menées dans les Alpes et le Jura (Maire, 1990 ; Audra, 1994 ; Delannoy, 1997 ; Lignier et Desmet, 2002), on estime que les rythmites légèrement carbonatées de la Salle des Draperies et de la Galerie du Calvaire se sont mises en place en **période froide**	D
Fiabilité insuffisante	Structure sédimentaire	Chenaux et stratifications entrecroisées	Ces structures sédimentaires se rencontrent dans les chenaux en tresses, attribués aux **périodes froides *s.l.*** (Buch, 1988, cité par Weisrock, 1990b ; Taous, 1994)	C et E
	Eléments à ciment calcitique	Granules d'agglomérats de quartz	Leur présence indique une corrosion, suivie d'un faible concrétionnement, dans des flux d'eau faibles, c'est-à-dire en **période tempérée ou froide**. L'absence de relation absolue entre concrétionnement et climat (généralement tempéré) se vérifie pour les spéléothèmes (*cf.* Bastin, 1978 ; Quinif, 1979, 1991a, 1997 ; Gewelt et Ek, 1988 ; Le Fillâtre, 2001 ; Pons-Branchu, 2001 ; Pons-Branchu *et al.*, 2001). On note par ailleurs l'observation de granules au sein des rythmites	A et D
	Eléments à ciment calcitique	Tubulures d'agglomérats de quartz	On a rencontré ces éléments dans certains échantillons de sables fins de la coupe principale de l'Entrée B (D4a, F1 et F2 ; *cf.* Losson, 1996). Proches des granules, on suppose que ces tubulures à ciment calcitique possédaient à l'origine un support végétal, tel que des brindilles ou des radicelles (par homologie avec les manchons siliceux décrits par le LIGUS, 1958). Par conséquent, elles constitueraient des témoins d'une **phase tempérée *s.l.***	D et F
	Texture sédimentaire et flux d'eau	Galets épars dans des unités sableuses ou limoneuses	Cette singularité granulométrique résulte probablement d'une descente gravitaire des matériaux grossiers par les " puits-cheminées ", ce qui implique l'existence d'une masse alluviale caillouteuse en surface, sans mobilisation importante. Deux périodes climatiques sont envisageables : **phase tempérée à anaglaciaire** (pendant l'incision de la Moselle), **ou pléniglaciaire** (faibles remaniements fluviatiles des formations épigées)	C et D
	Pétrographie	Chailles	Ces matériaux siliceux ont pu être dégagés des calcaires oolithiques par corrosion (en période tempérée), ou par gélifraction générale (en période froide). Leur mélange aux alluvions vosgiennes, avec éventuellement des fines pédologiques d'origine locale, s'est ensuite effectué grâce à des phénomènes de solifluxion sur les versants (colluvions de **phase anaglaciaire ou cataglaciaire**)	E (et B)
	Altération	Altération des granites	Lorsqu'elle est faible, elle indique un dépôt constitué de matériaux frais, c'est-à-dire de **phase cataglaciaire** plutôt (après gélifraction en période pléniglaciaire), ou bien une accumulation de **période anaglaciaire** qui aurait été exposée peu de temps aux agents météoriques (*cf.* interprétation spéléogénétique)	B
	Minéralogie	Proportion des feldspaths	Lorsqu'elle est faible, on peut penser que l'on est en présence d'alluvions altérées lors d'une période tempérée. L'infiltration sous terre aurait eu lieu lors de la **phase anaglaciaire** suivante	A
	Minéralogie	Variations selon la stratigraphie	La décroissance générale des grains de quartz, ainsi que l'augmentation des minéraux lourds du socle, constatées dans la partie centrale des remplissages, peuvent résulter d'un désenglacement qui met à l'affleurement plus de roches du socle dans les Vosges, ou bien d'une phase d'altération décroissante des feldspaths. La fin de la série D et le début de la série E seraient alors les témoins d'une **phase cataglaciaire à tempérée**	C et D (et E)

NB : S = série concernée.

Tableau IX.7 - Indices climatiques inscrits dans les remplissages endokarstiques ; interprétation de caractéristiques sédimentologiques.

On y retrouve les caractéristiques granulométriques globales, liées aux variations des flux d'eau (*cf.* tableau IX.6) : matériaux grossiers mis en place lors des phases de transition (réchauffement et refroidissement), à contrastes hydrologiques prononcés, et alluvions sableuses et fines rapportées à des périodes tempérées ou froides, caractérisées par des écoulements globalement plus faibles. Il est connu que le transport des matériaux en période glaciaire *s.l.*, était sans commune mesure, en terme de puissance, avec ce que l'on connaît aujourd'hui (Frécaut, 1971 ; Quinif, 1979).

Par ailleurs, on soulignera l'intérêt des séries caillouteuses, qui sont en principe moins sujettes à l'érosion, après leur accumulation (surtout lorsqu'elles sont consolidées par une matrice fine ; Petit, 1989), même si elles présentent le désavantage d'une répartition spatiale discriminée en fonction des macromorphologies des réseaux karstiques.

Les **difficultés rencontrées dans l'interprétation climatique** des caractéristiques sédimentologiques, résultent de plusieurs facteurs :

- les incertitudes pesant sur les données théoriques ;
- le schéma climatique adopté. Depuis de nombreuses années (*cf.* Emiliani, 1955, 1966a, 1966b ; Shackleton et Opdyke, 1973), il est démontré que les variations climatiques quaternaires se composent de grandes phases glaciaires et tempérées, au sein desquelles existent des épisodes plus brefs de réchauffement (les interstades) et de refroidissement (les stades), respectivement ;
- la possibilité de retard des phénomènes entre deux endroits éloignés, par exemple entre une déglaciation dans les Vosges et la sédimentation corrélative dans les cavernes du plateau de Haye ;
- le mélange de matériaux issus de formations épigées d'âges différents (*cf.* Tricart, 1957) ;
- l'effet de tampon qu'occasionne le milieu souterrain sur les variations climatiques (Campy, 1990), notamment en zone profonde, et l'interférence déjà soulignée des macromorphologies (*cf.* chapitre VIII ; Borreguero, 1990) ;
- les périodes climatiques non retranscrites ou disparues par érosion dans les remplissages endokarstiques. En domaine hypogé, les lacunes stratigraphiques, d'accumulation ou d'érosion, peuvent prendre une ampleur temporelle très importante (Campy *et al.*, 1992, 1994). Précisément, les phases d'érosion, qu'elles soient bien visibles (chenaux intrasédimentaires) ou plus occultes (*cf.* les " mottes argileuses " incluses dans les séquences sableuses), sont nombreuses dans les divers comblements souterrains étudiés. De même, une sédimentation peut être très rapide et les séries observées ne correspondre qu'à de courtes périodes de temps (Macaire, 1990).

Malgré tout, en s'appuyant sur les indices les plus fiables et en tenant compte des principales périodes d'érosion souterraine, l'étude des remplissages de la Grotte Sainte-Reine permet de reconstituer une évolution paléoclimatique probable (figure IX.11).

1- Série A : les incertitudes persistent. Il peut s'agir d'un dépôt de **phase pléniglaciaire**, si l'on en juge par la présence de granules concrétionnés similaires à ceux des rythmites de la série D. Mais ces mêmes granules peuvent également être rapportés à la **fin d'une phase tempérée**. La faible proportion de feldspaths, les épisodes érosifs mineurs de sédiments fins et l'accumulation de matière organique plaident également en ce sens, ou plus précisément pour un début de refroidissement.
2- Séries B et C : mises en place après une importante phase d'incision, elles correspondent vraisemblablement à une **fin de phase anaglaciaire**, d'après la granodécroissance générale (et peut-être également la proportion encore forte des grains de quartz). Les minéraux lourds posent problème si l'on considère qu'ils proviennent des roches triasiques, mais les tourmalines et les zircons peuvent être issus du substrat calcaire. Les chailles rencontrées dans la série B (Salle des Draperies) consistent en des petits éléments, compatibles avec les faibles compétences de ruissellement de versant.
3- Série D : les rythmites indiquent une **phase pléniglaciaire**, suivie par un **réchauffement bref (période catastadiaire)**, mis en évidence par les couches de fines à matière organique importante (*cf.* Entrée B et Salle des Draperies), et peut-être aussi par les variations fréquentes de régime hydrologique, ainsi que par la proportion croissante de

minéraux lourds issus du socle. L'érosion de la série D (*cf.* Entrée E) découle d'une phase humide sans charge solide, ce qui peut correspondre à un début de **refroidissement (période anastadiaire)**. On suppose alors une nouvelle phase pléniglaciaire, dont la sédimentation corrélative aurait disparu lors de l'arrivée des " pseudoflots de débris " de la série E.

4- Série E : elle résulte d'une charge solide et de flux liquides très importants, en liaison avec des débacles glaciaires, c'est-à-dire à une **période cataglaciaire** (ou tardiglaciaire). Parmi les éboulis périglaciaires, seules les chailles résistent à la dissolution (quelques rares éléments calcaires ont été observés) et sont incorporées aux alluvions d'origine vosgienne.

5- Série F : les sédiments globalement fins et granodécroissants, avec matière organique et tubulures, indiquent une **phase tempérée**. Les polyèdres limono-argileux et le concrétionnement (qui comble les fentes de retrait), au sommet des remplissages, ont été mis en place plus tard apparemment (*cf.* § IX.2.1.2.).

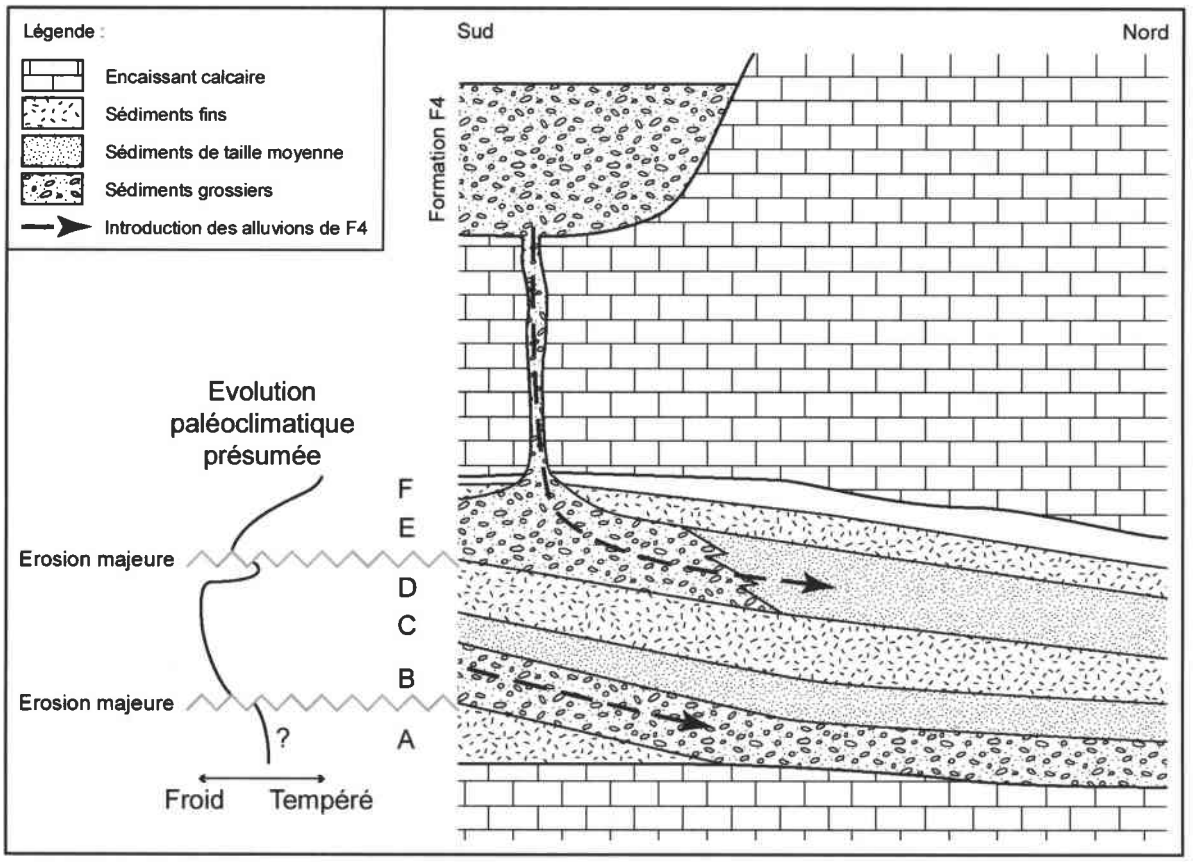


Figure IX.11 - Coupe synthétique des remplissages de la Grotte Sainte-Reine et interprétation paléoclimatique.

Conclusion de la section IX.2.2.1.

D'une façon générale, on considère que l'ensemble des remplissages souterrains constitués d'alluvions issues de la formation F4, se rapporte à **une même période glaciaire, c'est-à-dire à un stade isotopique** (précédemment présumé comme le 10ème). Cette remarque concerne les remblaiements des conduits G.S. et G.I..

Le comblement des galeries inférieures (G.I.) a révélé un minimum de deux phases " refroidissement - réchauffement " secondaires, à la fin d'un cycle glaciaire principal, qui doit donc être divisé, au moins, en **trois pulsations climatiques mineures** (sous-stades isotopiques).

Cette reconstitution paléoclimatique, qui demande confirmation dans le futur, permet de percevoir une **grande finesse des enregistrements sédimentaires endokarstiques**, par rapport aux témoins fluviatiles de surface de la même époque (formation F4).

IX.2.2.2. Les données paléoclimatiques issues des spéléothèmes.

L'étude précise des concrétions peut se révéler d'une richesse incomparable pour la reconstitution des paléoenvironnements (Delannoy *et al.*, 1999 ; Perrette, 1999 ; Perrette *et al.*, 2002), et des températures et précipitations-infiltrations en particulier (Genty, 1992, 1995 ; Genty et Quinif, 1996 ; Genty *et al.*, 1997b ; Verheyden *et al.*, 1999 ; Verheyden, 2000, 2001a, 2001b).

Dans ce travail, compte tenu de leur petite taille, on se bornera à une présentation des caractéristiques générales des spéléothèmes, tels que les **faciès** et les **contaminations détritiques et organiques** de la calcite, qui sont déjà porteurs d'informations sur la vitesse ou les interruptions de croissance (*cf.* Bastin *et al.*, 1982 ; Maire et coll., 1991 ; Quinif, 1991d, 1992 ; Genty *et al.*, 1992 ; Perrette, 1999).

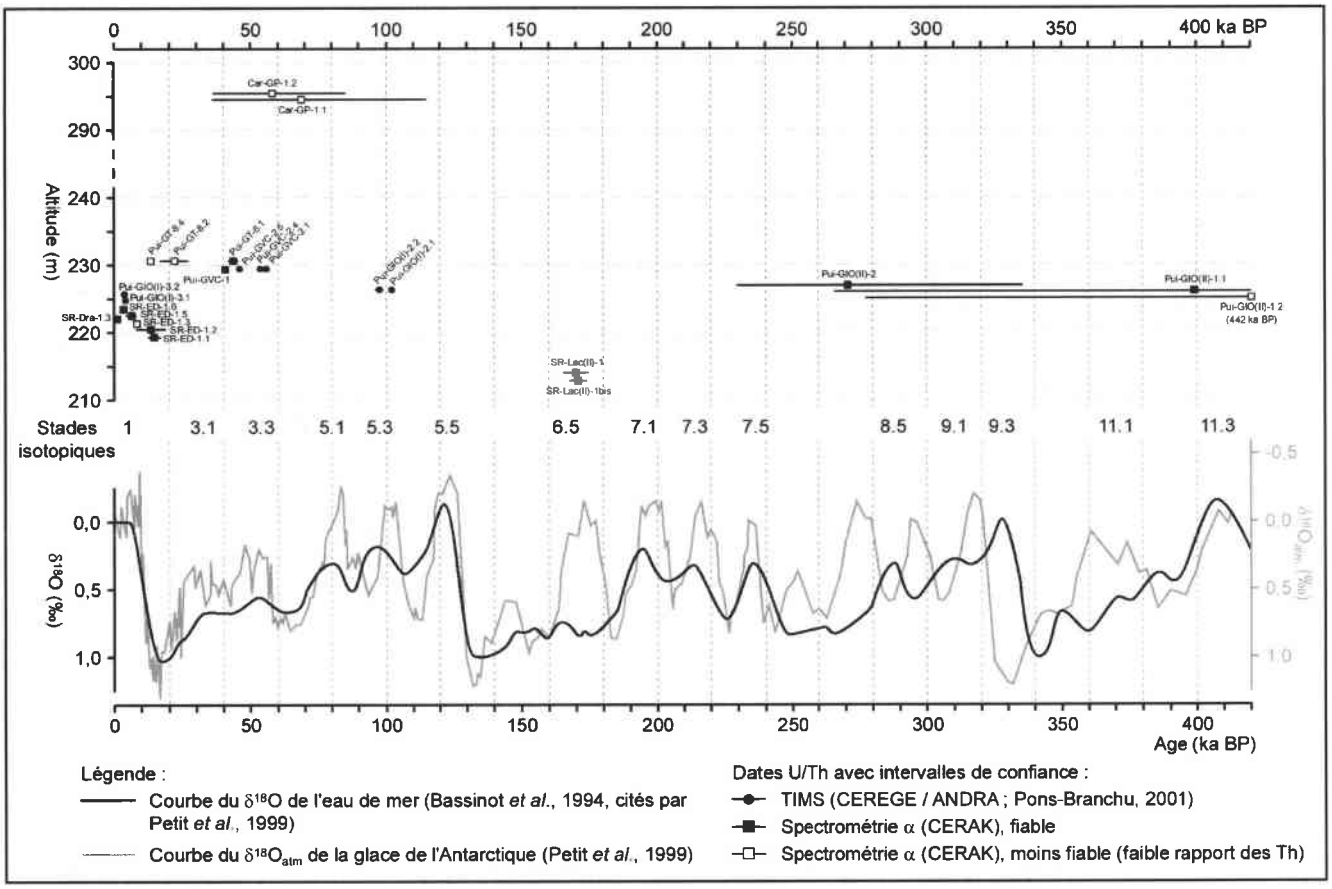


Figure IX.12 - Corrélation des datations U/Th de spéléothèmes du plateau de Haye, avec les courbes climatiques mondiales et les stades isotopiques.

En se basant sur les datations disponibles, on peut identifier quelques événements paléoclimatiques du Pléistocène moyen et récent, parfois à une échelle temporelle très fine, retranscrits dans le milieu souterrain du plateau de Haye. Les courbes des variations climatiques à l'échelle de la planète (Emiliani, 1955, 1966a, 1966b ; Shackleton et Opdyke, 1973 ; Imbrie *et al.*, 1984 ; Petit *et al.*, 1999 ; Huybers, 2001), issues de l'interprétation des forages dans les sédiments des fonds océaniques ou dans les glaces des pôles, permettront un calage des données (figure IX.12).

1- Tout d'abord, on rappellera l'étude des alluvions *s.s.* des niveaux " inférieurs " des grottes de Pierre-la-Treiche, dans lesquelles ont été mis en évidence des indices d'une **phase glaciaire, entrecoupée d'épisodes interstadiaux** (*cf.* figure IX.11). D'un âge supérieur à 300 ka BP certain, l'accumulation de ces sédiments fluviatiles a été précédemment rapportée de façon hypothétique au **stade isotopique 10**, vers 340-350 ka BP.
2- Le vieux plancher Pui-GIO(II) comporte une couche blanche surmontée de fines lamines rougeâtres (*cf.* figure IX.4). Cette stratigraphie est probablement due à une migration des oxydes de fer vers la surface lors de l'arrêt de la croissance, au moment d'une **péjoration climatique** (Quinif, 1990). Le développement de la concrétion, mal positionné dans le temps, pourrait s'être produit pendant le **stade isotopique 9** (période interglaciaire).
3- Une autre phase de concrétionnement a eu lieu à 170 ka BP (stalagmite SR-Lac(II)) (figure IX.13). La calcite, stratifiée et blanche opaque, n'indique aucune action de processus climatique, mais son âge correspond au **sous-stade isotopique 6.5** (interstade de l'avant dernière époque glaciaire).
4- La stalagmite Pui-GIO(I)-2, datée vers 100 ka BP, montre une succession de trois faciès calcitiques, avec des fabriques cristallines et des couleurs différentes (Carbon, annexe IX.4) : quasiment monocristalline et brune à la base, puis laminée rougeâtre au centre (fabrique palissadique ?), la calcite semble avoir connu une courte interruption de croissance (entre 101 et 96 ka BP ; *cf.* figure IX.4), avant la formation d'une fabrique columnaire ou fibreuse au sommet (*cf.* Frisia *et al.*, 1994). Après l'arrêt momentané du développement, l'augmentation de la largeur des cristaux indique une croissance plus rapide (Perrette, 1999). Ces **changements mineurs de l'approvisionnement hydrique** se seraient produits lors de la phase tempérée du **sous-stade isotopique 5.3**.
5- Au cours du stade isotopique 3 se sont développées deux spéléothèmes dans les galeries supérieures de la Grotte des Puits. Le faciès très sombre et riche en matière organique de la stalagmite Pui-GVC-2 révèle une courte période de **développement du couvert végétal** en surface (Pons-Branchu, 2001), qui correspond précisément au **sous-stade 3.3**. Il est possible que la matière ligneuse observée sous la stalagmite Pui-GT-8 (*cf.* figure A-VIII.30) provienne d'une infiltration contemporaine d'éléments bio-pédologiques. Une interruption de croissance est notée entre 53 et 45 ka BP (*cf.* figure IX.7), ce qui semble lié à une phase de **refroidissement temporaire**, avant une **nouvelle amélioration climatique (sous-stade 3.1)**, qui voit la construction du plancher Pui-GVC-1 et de la base de la stalagmite Pui-GT-8 (*cf.* figures IX.7 et IX.6 respectivement). On rappellera que ces concrétions reposent sur des polyèdres limono-argileux formés par l'assèchement des sédiments superficiels, éventuellement mis en place lors de la période froide précédente (stade 4). Par ailleurs, on peut associer aux spéléothèmes du stade 3, la stalagmite Car-GP de la Grotte de la Carrière à Maron (figure IX.14), dont les datations, concordantes, sont peut-être légèrement plus vieilles que la réalité (rapport $^{230}Th/^{232}Th$ faible).

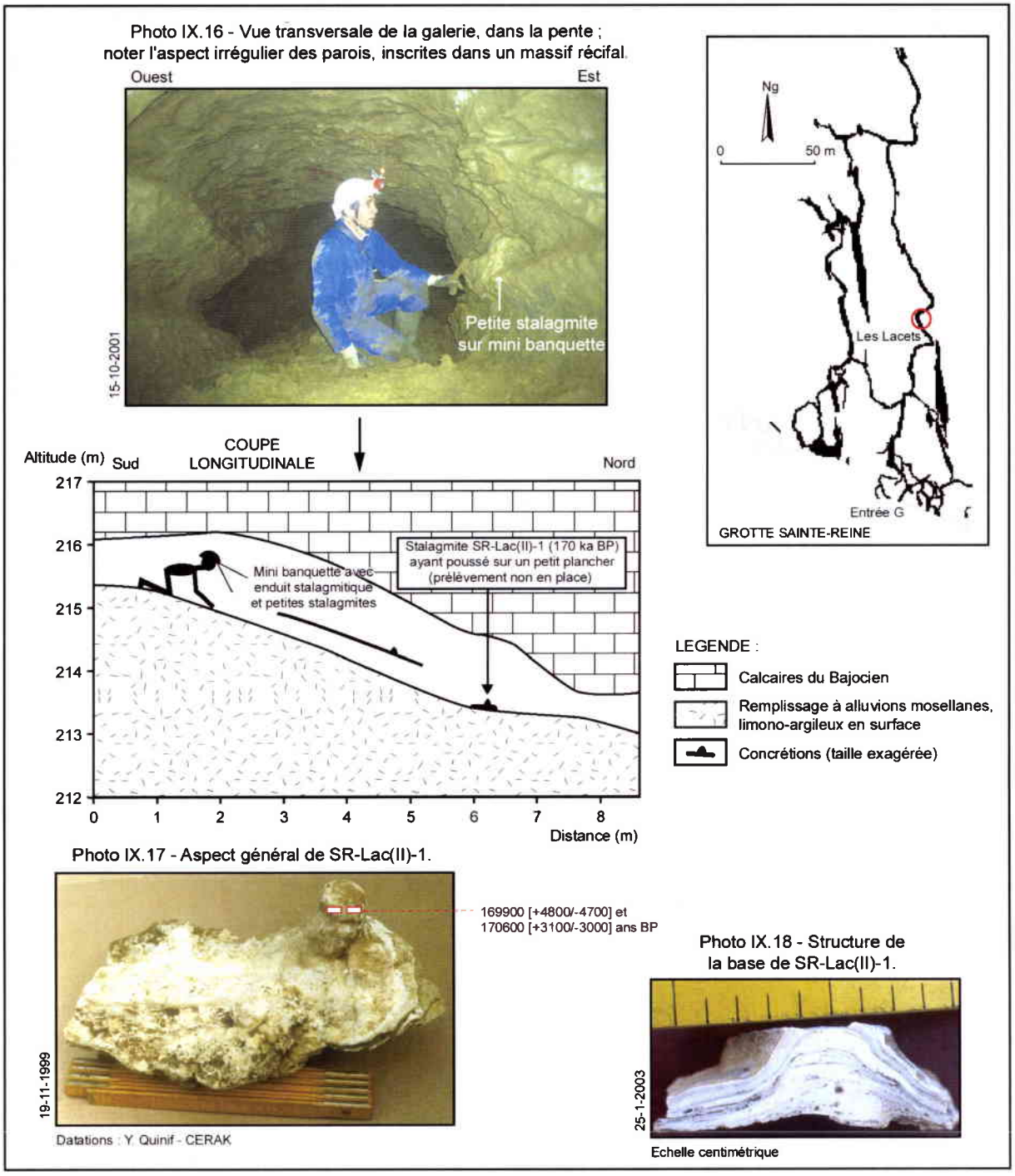


Figure IX.13 - Localisation et caractéristiques de la concrétion SR-Lac(II)-1 (Grotte Sainte-Reine - Galerie de l'Est - Les Lacets - X = 865,590 - Y = 1111,410 - Z = 214).

6- On a déjà vu (*cf.* § IX.2.1.2.) que la stalagmite Pui-GT-8 a connu une interruption de croissance pendant laquelle se sont accumulées des sédiments limono-argileux, synonymes probables d'une **période plus rigoureuse de dégradation des sols**. Les différentes datations encadrant cette interruption, sont concordantes avec les variations climatiques mondiales, puisque l'arrêt correspond au **stade isotopique 2** (pléniglaciaire très froid ; Woillard, 1978, 1979 ; Antoine *et al.*, 1999 ; de Beaulieu *et al.*, 2001).

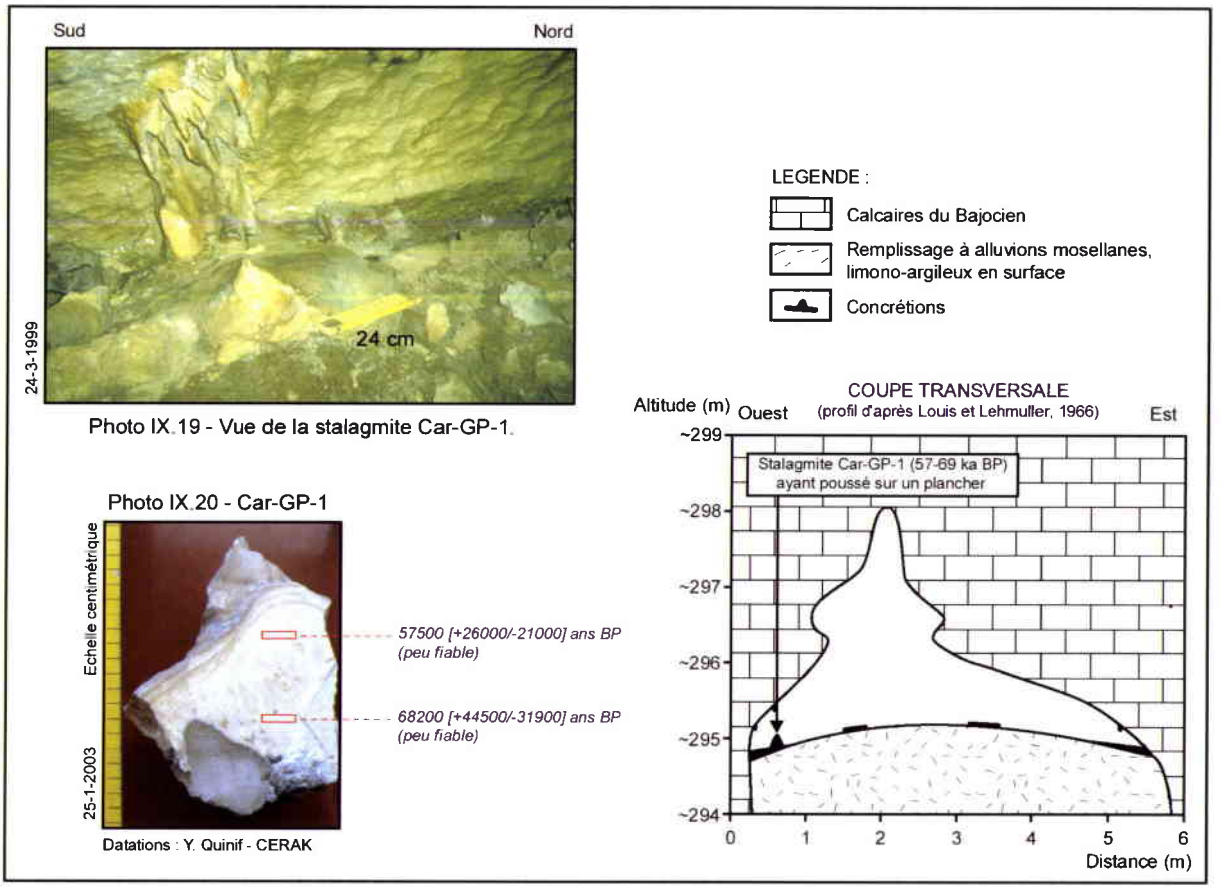


Figure IX.14 - Caractéristiques de la concrétion Car-GP (Grotte de la Carrière (du CAF) - Galerie Principale - X = 872,900 - Y = 1112,340 - Z = 295).

7- **Le réchauffement tardiglaciaire et holocène est caractérisé par un retour du concrétionnement**, sans relation particulière avec les optima climatiques : le plancher SR-ED-2, à calcite homogène, a vraisemblablement poussé de façon régulière (*cf.* Quinif, 1992) de 15 à 3 ka BP ; la petite stalagmite Pui-GiO(I)-3 s'est développée pendant le Subboréal, entre 4 et 3,5 ka BP ; la stalagmite SR-Dra-1 serait subactuelle, sans pouvoir préciser davantage. On note également des arrêts de croissance des spéléothèmes (SR-ED et SR-Dra-1 ; figures IX.15 et IX.16) ou des lamines contaminées par des particules limono-argileuses (Pui-GIO(I)-3 ; *cf.* figure IX.4), qui peuvent indiquer de **brèves et légères péjorations du climat**. Il en est de même en ce qui concerne la sédimentation détritique limono-argileuse qui s'est probablement effectuée au Subatlantique, d'après les analyses polliniques (*cf.* supra).

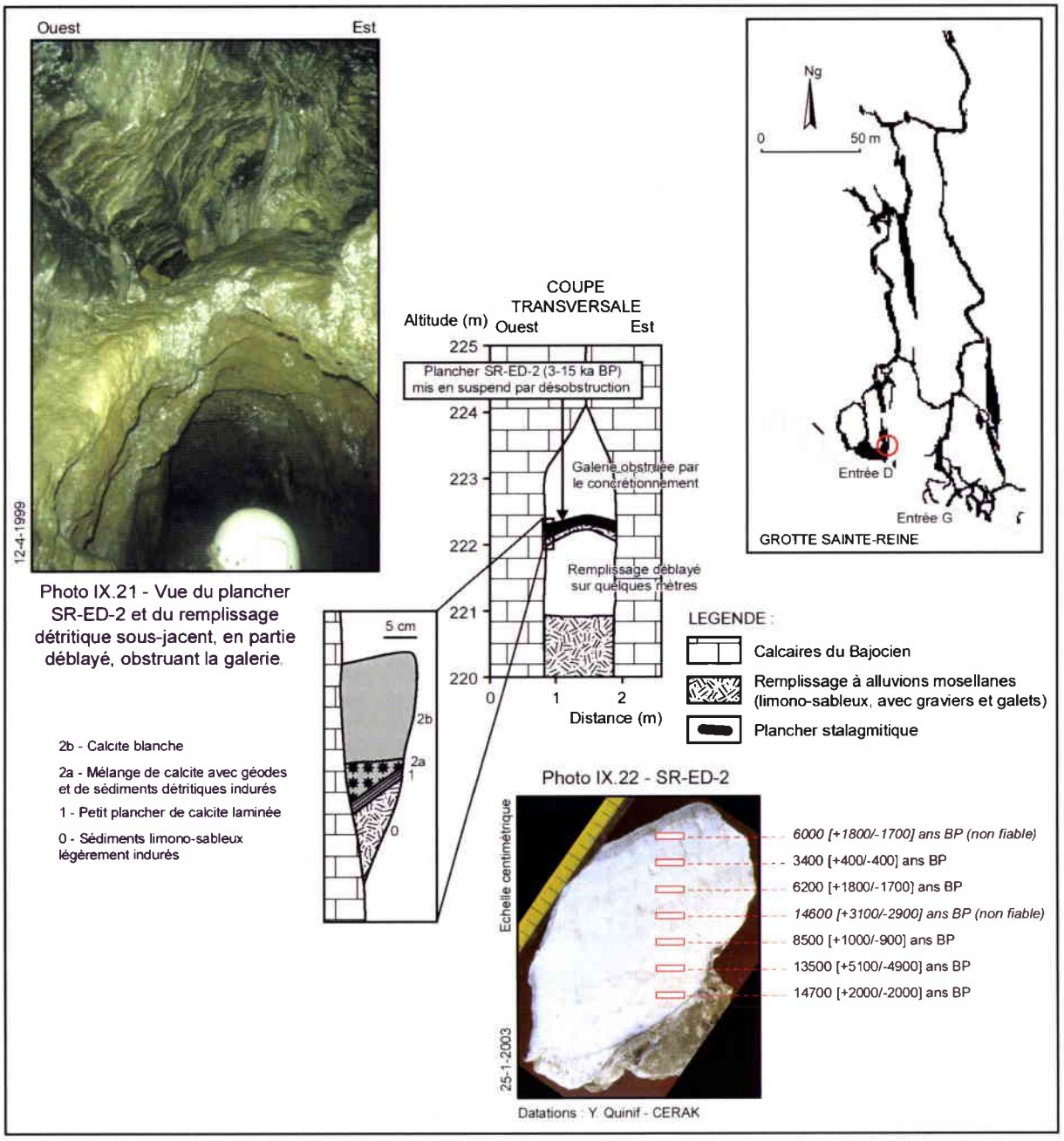


Figure IX.15 - Localisation et caractéristiques de la concrétion SR-ED-2 (Grotte Sainte-Reine - Entrée D - X = 865,540 - Y = 1111,350 - Z = 222).

Globalement, il existe une **bonne corrélation entre les âges des spéléothèmes et les périodes climatiques tempérées du Pléistocène moyen et supérieur** (*cf.* figure IX.12). Le même constat se vérifie dans le karst du Barrois (Jaillet, 2000b ; Pons-Branchu, 2001 ; Jaillet *et al.*, à paraître), avec des datations qui laisse apparaître **une concordance régionale assez remarquable** (croissances lors des sous-stades isotopiques 6.5, 5.3, 3.3 et 3.1, ainsi que pendant le stade 1 ; Jaillet *et al.*, 2002b).

Quelques dates se placent cependant lors de phases froides repérées à l'échelle mondiale (stades 4 et 2), mais, avec une fiabilité médiocre et/ou un intervalle de confiance important, elles ne remettent pas en cause la priorité du concrétionnement en périodes tempérées (*cf.* Delannoy *et al.*, 1988 ; Lauritzen, 1993 ; Quinif et Maire, 1998 par exemple). Seules des recherches plus poussées permettraient de juger s'il s'agissait d'époques glaciaires (ou stadiaires) humides.

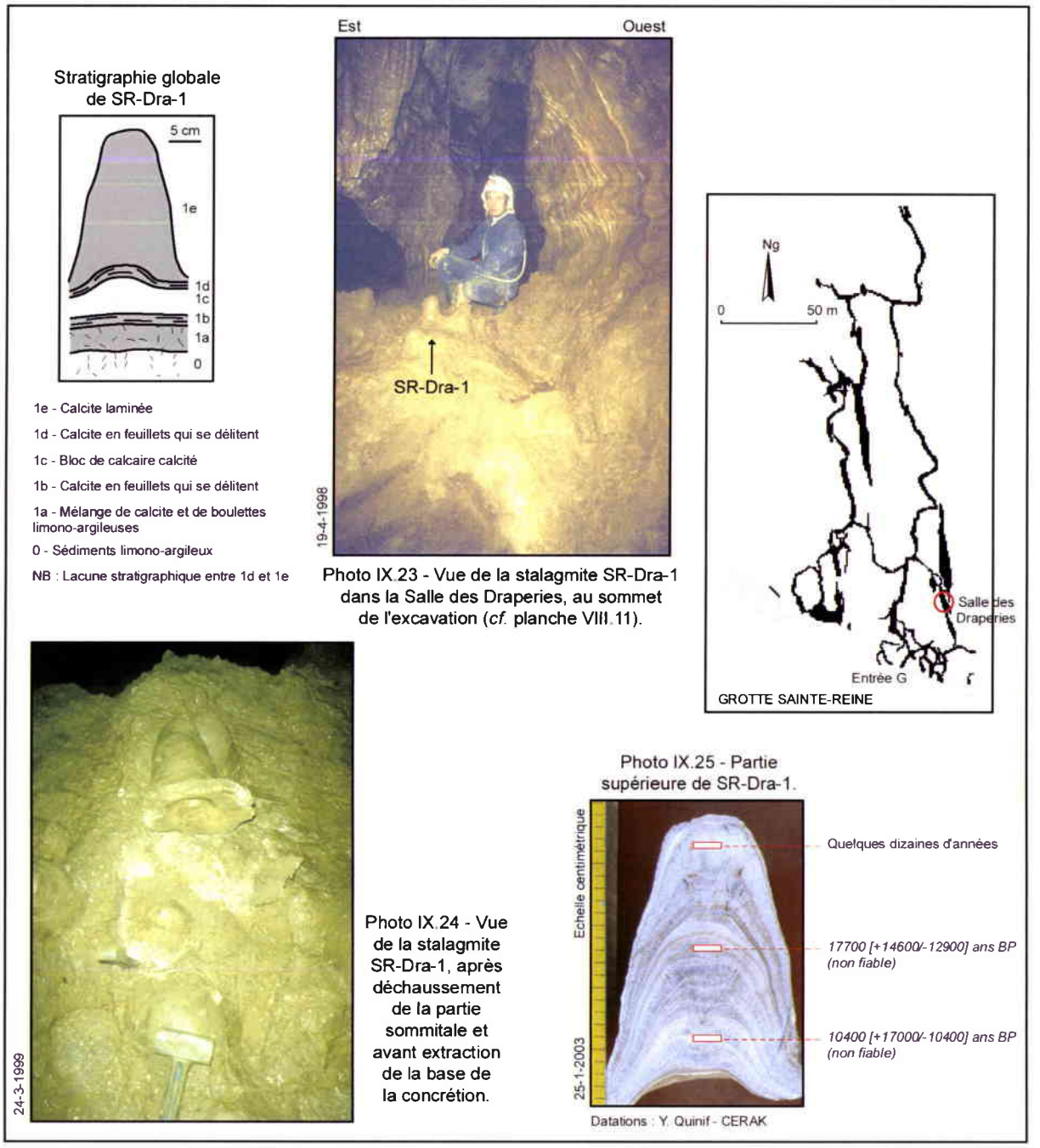


Figure IX.16 - Localisation et caractéristiques de la concrétion SR-Dra-1 (Grotte Sainte-Reine - Salle des Draperies - X = 865,590 - Y = 1111,350 - Z = 222).

Conclusion de la section IX.2.2.

Certaines caractéristiques sédimentaires endokarstiques sont liées aux changements environnementaux externes, sous l'effet des climats. On a pu constater que les remplissages détritiques sont moins faciles à interpréter, en terme de paléoclimats, que les concrétions. Cela tient à leur mode respectif de mise en place dans le milieu souterrain.

Ainsi, les **paramètres sédimentologiques** des comblements alluviaux, qui dépendent des variations de flux d'eau et de matière en surface, sont également soumis aux conditions

spéléomorphologiques. La combinaison des interactions (rôle du climat, des énergies mises en jeu par le cours d'eau épigé en fonction du contexte géomorphologique, et de celles développées dans le domaine hypogé) génère alors des **enregistrements complexes. Les spéléothèmes apparaissent plus directement influencés par les modifications climatiques** (bilan hydrique en particulier).

Cependant, on note que les remplissages détritiques étudiés, situés dans la zone d'introduction du système karstique, possèdent le meilleur lien de parenté possible avec les formations alluviales de la Moselle. De ce point de vue, ils contiennent des potentialités d'exploitation encore importantes.

Conclusion du chapitre IX.

La **karstification infratalweg** concerne une grande majorité des cavités *s.l.* du plateau central de Haye. Les témoins hypogés sédimentaires, macro- et micromorphologiques, et tectoniques, s'accordent dans cette interprétation, tout au moins pour les phases de cavernement. On a soulevé un doute à propos des modalités et de la période du comblement souterrain, mais, pour les réseaux de Pierre-la-Treiche, **une majorité d'arguments s'est dégagée en faveur d'un remblaiement endokarstique sous-fluvial, contemporain de la mise en place de la formation F4**. Cela nous amènera à ne retenir que cette hypothèse dans la fin de ce travail.

Le facteur fondamental du développement spéléogénétique tient à un contexte géomorphologique particulier, lié à la proximité de deux grands bassins versants, entre lesquels a existé un différentiel altitudinal évalué à 20 m au minimum. Néanmoins, dans le milieu hypogé, le gradient hydraulique générant l'énergie hydrodynamique indispensable à la karstification, possédait une ampleur réduite, d'après les observations morphosédimentaires réalisées dans les cavernes de Pierre-la-Treiche. En effet, si la naissance des réseaux en zone noyée profonde ne pose pas de problèmes interprétatifs spécifiques, les traces de circulations libres relevées à des altitudes très basses sous la vallée de la Moselle, impliquent une évolution spéléogénétique ultérieure, en relation avec des **paramètres hydrogéologiques caractéristiques d'un karst très structuré**.

La forte transmissivité du massif calcaire est en partie liée à des pertes mosellanes importantes, peut-être totales lors de certaines périodes sèches. Les vides souterrains pouvaient absorber des débits liquides de plusieurs mètres cube, par l'intermédiaire d'une multitude de petits conduits subverticaux ou de diaclases élargies. On a pu également estimer que la restitution de ces infiltrations devait se produire par de **multiples petites émergences, dans la région de Dieulouard**, plutôt que dans la vallée du Paléo-Terrouin aux environs de Liverdun.

Par ailleurs, au-delà de l'analyse géomorphologique locale et grâce à ce décryptage préalable des interdépendances entre karst et vallées, des points de repère chronologiques et paléoclimatiques ont pu être exploités à partir des paramètres morphosédimentaires souterrains. Le milieu endokarstique a montré une nouvelle fois son intérêt remarquable pour la conservation d'informations souvent disparues de surface ou, tout au moins, pour l'obtention de données complémentaires du domaine épigé.

Ainsi, on a pu notamment déterminer **un âge plus ancien que ce qui était connu jusqu'à présent, du détournement de la Moselle (plus de 300 ka BP)**. La spéléogenèse des principaux réseaux et l'accumulation des formations alluviales antécapture de la vallée de la Moselle remontent à des périodes encore imprécises du Pléistocène moyen et inférieur, et probablement de la fin du Tertiaire. Mais on note que ces premiers résultats s'accordent correctement avec les études antérieures menées aux Pays-Bas et en Belgique, dans le même paléobassin versant.

Les indices paléoclimatiques ont été retirés de remplissages souterrains détritiques et chimiques. L'essentiel du comblement des cavernes de Pierre-la-Treiche s'est vraisemblablement effectué sur un laps de temps assez court, correspondant à **un cycle glaciaire**. Cependant, la diversité sédimentologique constatée au cours des analyses de coupes, implique **des changements climatiques fréquents, de petite ampleur**. Il ne semble pas y avoir d'équivalent dans les formations de surface. Cette meilleure préservation des fluctuations climatiques minimes dans le milieu hypogé, est quelque peu paradoxale, compte tenu de l'exiguïté des lieux, et surtout du passage d'un système (fluviatile) directement influencé par les variations climatiques, à un autre (karstique) où interviennent de nouveaux paramètres tels que les macromorphologies. Mais la déformation des caractéristiques sédimentologiques des matériaux allochtones, engendrée par le domaine souterrain (action de criblage), est compensée par la **fonction de piégeage et de protection vis-à-vis des processus érosifs** (*cf.* Maire, 1992).

Les données paléoclimatiques issues des spéléothèmes sont plus ponctuelles, mais aussi plus précises, grâce aux datations qui fournissent des calages avec les faits connus dans d'autres régions. Ces recherches mériteraient d'être développées, tout en connaissant les limites dues à la faiblesse générale du concrétionnement.

Au final, on note que **des zones d'ombre** subsistent, tant en ce qui concerne le fonctionnement hydrogéologique que le schéma chronologique. Les principaux éléments qui font défaut sont la localisation précise des émergences du système karstique dans le bassin versant de la Paléo-Meurthe, et la confirmation ou l'infirmation des interprétations " fluviokarstiques " faites à Pierre-la-Treiche, pour le karst situé à plus haute altitude sur le plateau central de Haye.

CONCLUSION DE LA TROISIEME PARTIE.

Les réseaux karstiques les plus développés du plateau central de Haye se localisent à flanc de versant de la vallée de la Moselle, essentiellement entre Pierre-la-Treiche et Maron et en rive droite. Globalement, leurs surfaces couvertes connues sont très faibles (0,06 à 0,07 % de l'ensemble du plateau) et les vides de petite taille, mais d'**importants remplissages** colmatent toutes ces cavernes. Les comblements sont principalement constitués d'alluvions mosellanes d'origine vosgienne.

Compte tenu de ces données spéléométriques générales, l'étude morphosédimentaire des réseaux a été menée à plusieurs échelles.

- La caractérisation des aspects tridimensionnels de l'ensemble des grottes a permis de constater des planimétries et des développements altitudinaux variés, en fonction des paramètres géologiques (lithologie et tectonique). A cette échelle, l'influence du milieu géomorphologique épigé sur la spéléogenèse n'a pas pu être détaillée autant qu'il aurait été souhaitable. Même si **la karstification s'est, dans tous les cas, réalisée sous la vallée, dans des conditions fluviatiles globalement similaires car répétitives dans le temps**, il n'est pas impossible de distinguer à l'avenir des différences génétiques (phénomène de fantomisation en particulier), corrélatives de l'évolution du contexte paysager, entre les réseaux de hautes et de basses altitudes.
- Pour l'ensemble du plateau central de Haye, des analyses relatives à la **composition des remplissages endokarstiques alluviaux** ont été effectuées, dans le but de déterminer l'origine des matériaux hypogés par rapport aux formations de surface. Les comparaisons ont livré des **résultats en faveur de la karstification infratalweg**, pour toutes les cavités dont l'altitude ne dépassait pas les " moyennes terrasses " ; au-dessus, les données sont encore trop incomplètes pour tirer des conclusions assurées.
- Des recherches micromorphologiques et sédimentologiques souterraines ont par ailleurs été réalisées dans deux cavernes situées à Pierre-la-Treiche (Grottes Sainte-Reine et des Puits), afin de mettre en lumière de façon concrète leurs caractères spéléogénétiques : **naissance en zone noyée, puis développement en régime épinoyé, circulations dirigées vers l'intérieur du massif, écoulements libres fréquents en période de remblaiement et assèchement suivi de ruissellements anarchiques**.
- Enfin, l'étude détaillée de sondages dans les remplissages de la Grotte Sainte-Reine, a permis de caractériser les **paléodynamiques fluviales souterraines**. Grâce aux observations intrasédimentaires, une tentative de détermination des relations climat - sédimentologie a été menée. On a pu mesurer les difficultés de lecture des données alluviales hypogées à ce sujet, mais aussi leur richesse par rapport aux formations de surface, puisque des variations climatiques de faible ampleur semblent avoir été enregistrées dans les remblaiements endokarstiques. Les analyses palynologiques et paléontologiques n'ont malheureusement pas permis de palier aux déficiences sédimentologiques constatées.

La synthèse morphosédimentaire du chapitre IX a permis de mettre en relation toutes les observations souterraines et les paramètres externes, afin de cerner au mieux le **fonctionnement du système karstique de la Haye centrale** et de déterminer en particulier la façon dont s'est créé le karst infratalweg. Son développement peut être résumé en trois étapes, pendant lesquelles interviennent, avec des pondérations variables, les caractéristiques géologiques, les processus géomorphologiques, tectoniques et climatiques, et le temps :

- **genèse en zone noyée profonde**, éventuellement par fantomisation en ce qui concerne les réseaux les plus élevés en altitude .

- **évolution majeure en zone épinoyée**, de quelques mètres à une vingtaine de mètres sous les vallées, en fonction de la configuration géomorphologique locale ;
- **développement très ralenti après l'encaissement des vallées** à une altitude inférieure aux cavernes, en raison de l'assèchement presque complet (suintements et ruissellements uniquement).

La détermination précise du rôle du temps sur le karst infratalweg aurait nécessité des comparaisons entre réseaux de différentes générations, mais ce point ne constitue pas l'objectif de ce travail, ce qui explique notamment la faiblesse des observations réalisées dans la Grotte du Chaos.

En revanche, on a pu mesurer les potentialités du karst en terme de **datation des événements géomorphologiques souterrains et de surface**, jusqu'à présent calés de façon relative dans le temps (par la " chronologie fluviatile "). Ainsi, les datations isotopiques de concrétions, couplées aux corrélations morphosédimentaires entre les milieux hypogés et épigés, ont fourni un **âge absolu minimum aux alluvions sous-jacentes aux spéléothèmes, à la formation F4 et à la capture de la Moselle**. Il reste à définir explicitement les relations entre la karstification et le phénomène de détournement hydrographique subi par la Haute Moselle, dans le dernier chapitre (X) de ce travail.

Le karst infratalweg du plateau central de Haye recèle encore de nombreux témoins morphosédimentaires inexploités, mais on s'aperçoit de certaines limites actuelles, liées à la connaissance des réseaux souterrains, qui est encore trop faible par rapport à l'étendue du domaine étudié. Mais, pour cerner le fonctionnement du système karstique dans sa globalité, plus que les cavernes de la zone d'introduction, ce sont les éléments structuraux de transit et de restitution qui font défaut.

SYNTHESE ET CONCLUSION.

CHAPITRE X : CARACTERISATION DU ROLE DE LA KARSTIFICATION DANS LA CAPTURE DE LA MOSELLE ET APPORTS DU KARST A LA CONNAISSANCE PALEOGEOMORPHOLOGIQUE REGIONALE.

Après avoir examiné en première partie le contexte géomorphologique et hydrogéologique du site de la capture de la Moselle, on a vu plus en détail les caractéristiques fluviatiles (niveaux des terrasses et composition des formations alluviales de la Moselle et de la Meurthe ; deuxième partie) et karstologiques du plateau central de Haye (formes et remplissages des grottes désactivées des vallées ; troisième partie), qui constituent les fondements de ce travail. Par conséquent, on peut désormais rechercher les liens de causalité existant entre le détournement hydrographique de la Haute Moselle et la karstification du revers de la cuesta " bajocienne ".

C'est l'objet de la première section de ce chapitre de synthèse (X.1.), dans lequel on s'attachera à définir le **rôle des percées hydrogéologiques sur la capture**, puis les **effets du détournement hydrographique sur la karstification** (*cf.* figure 0.3). Il s'agit ainsi de formaliser les relations de fonctionnement hydrologique entre les milieux épigé et hypogé, qui ont été souvent dissociés jusqu'à présent. On pourra finalement évaluer la représentativité de cet exemple de capture assistée par le karst, par rapport aux cas théoriques présentés dans le chapitre I.

Dans une seconde section (X.2.), on discutera succinctement de quelques autres **informations paléogéomorphologiques livrées par les éléments karstiques**. Ces derniers constituent en effet des outils d'une reconstitution morphogénique de l'évolution des cuestas et des vallées. Cependant, contrairement aux interactions géodynamiques entre la surface et le milïeu souterrain, qui ont été mises en évidence à propos du thème de la capture de la Moselle (*cf.* chapitre IX), pour ces autres sujets d'étude, aucune recherche spécifique n'a été développée. Si de nombreuses connaissances restent donc à élucider, certains jalons quaternaires de l'évolution géomorphologique locale peuvent être posés, notamment grâce aux datations présentées dans le chapitre précédent.

Pour l'ensemble de ces données, des références seront faites aux travaux récents consacrés aux reliefs de la Lorraine sédimentaire, et développés dans la première partie de cette recherche.

X.1. Les interactions entre karstification et capture.

La capture de la Moselle résulte d'un ensemble de causes et circonstances, dont la karstification du plateau central de Haye fait partie. Dans le chapitre II, on avait mis en avant le rôle fondamental des paramètres généraux, c'est-à-dire des mouvements épirogéniques et des facteurs climatiques, dans ce détournement hydrographique, en suivant les idées émises notamment par B. Haguenauer et J. Hilly (1987). La karstification du revers de la cuesta de Moselle se limitait ainsi à une influence locale circonstancielle (Harmand *et al.*, 1995c).

Les recherches karstologiques menées sur le massif calcaire de la Haye ne remettent pas en question ces interprétations, mais leur intérêt réside essentiellement dans l'apport de **précisions sur les conditions hydrogéologiques et les processus géodynamiques fluviokarstiques anté- et postcapture**.

Le détournement hydrographique de la Haute Moselle est dû essentiellement à la karstification liée aux pertes de cette même rivière, dans la partie méridionale du plateau central de Haye (**karst dénommé infratalweg, compte tenu des paramètres d'infiltration générateurs de la spéléogenèse et retenus comme principale hypothèse**). En revanche, les modifications géomorphologiques postcapture ont pu jouer sur les différentes entités karstiques de la Haye (le karst sous-fluvial et le karst développé hors zone fluviatile).

Chaque causalité (karstification → capture et capture → karstification), qui s'inscrit dans une relation circulaire (*cf.* figure 0.3), sera donc traitée séparément.

X.1.1. L'implication de la karstification dans la capture.

Deux phénomènes liés au karst infratalweg peuvent avoir induit des effets sur la capture de la Moselle : les pertes subies par la rivière dans sa traversée cataclinale du plateau de Haye et/ou la restitution des écoulements dans le bassin versant de la Meurthe. On s'intéressera donc successivement à ces entrée et sortie (ou amont et aval) du système karstique. Ensuite, il s'agira de retracer l'évolution karstique sous-fluviale et d'identifier les différents phénomènes qui ont abouti à la capture de la Moselle.

X.1.1.1. L'influence des pertes, à l'amont du système karstique, sur la dynamique fluviale de la Moselle.

Avant le détournement hydrographique, on a pu mettre en évidence à l'amont du système karstique, de **multiples infiltrations dans les calcaires**, notamment à proximité du village de Pierre-la-Treiche. Une grande majorité des réseaux souterrains s'ouvrant actuellement à flanc de versant de la vallée cataclinale de la Moselle, ont connu des circulations abondantes et une évolution spéléogénétique principale **au moment de la mise en place des formations alluviales F5 et F4, immédiatement antécapture** (*cf.* troisième

partie). Il s'agit d'une mutation importante de nos interprétations, depuis nos premières recherches sur le sujet (Losson, 1995).

Les conclusions du chapitre IX à propos de ces pertes sous-fluviales n'ont pas permis de déterminer avec précision les volumes liquides mis en jeu. Un assèchement complet de la vallée sur une longue période est apparu difficile à imaginer, compte tenu de la dimension des vides hypogés reconnus et des débits somme toute limités qui les parcouraient. Néanmoins, des pertes totales ont pu exister, au moins de façon saisonnière.

L'évolution hydrologique de la Moselle semble alors avoir été plus proche du cas actuel de la Meuse à Bazoilles, que de l'Aroffe à Gémonville, dont la vallée à l'aval de la localité n'est empruntée qu'à l'occasion des crues (*cf.* Wehrli, 1996 ; planche III.3). Mais bien évidemment, Moselle, Meuse et Aroffe possèdent des bassins versants (dimension, hypsométrie, ...) et des débits très inégaux, qui expliquent aisément les différences de comportement vis-à-vis du substratum.

Quoi qu'il en soit, **deux conséquences** fluviatiles et géomorphologiques peuvent être tirées de ces phénomènes de soutirage hydrologique.

Tout d'abord, en période de pertes partielles, la diminution des débits de la Moselle à l'aval des zones d'infiltration devait générer une **accumulation accrue des alluvions**.

Cette interprétation reste hypothétique, si l'on se réfère aux conclusions récentes obtenues sur un petit cours d'eau de l'Ardenne belge (Houbrechts et Petit, 2003), où il est noté que les pertes hydrologiques, négligeables lors des crues, n'impliquent pas une baisse de la compétence (déplacement de la charge de fond). En fait, il doit exister une adéquation entre les débits fluviaux et les volumes d'eau qui peuvent être infiltrés, c'est-à-dire la dimension des vides de soutirage. Par conséquent, les vastes unités fluviatiles constituées des formations F5, et secondairement F4, dans le secteur de Toul, peuvent être en partie rapportées à ces phénomènes de pertes, mais le contrôle morphostructural et climatique apparaît prépondérant (élargissement de la vallée dans la dépression de la Woëvre, qui a favorisé la grande extension des dépôts, en période de remblaiement alluvial).

Le deuxième effet probable des pertes mosellanes, est un **frein à l'encaissement de la vallée**, qui s'exprime notamment aux alentours de Pierre-la-Treiche, par le développement des terrasses de la Treiche, du Cercueil et du Bois Gaillard dans les calcaires du Bajocien moyen et supérieur.

Les infiltrations subies par la Haute Moselle ont dû avoir des effets sur **un ralentissement général de l'érosion linéaire et peut-être même un exhaussement du talweg, en complément secondaire du facteur climatique favorable à la sédimentation fluviatile**. Cette interprétation diffère partiellement des conclusions de J. Tricart (1949-1952), qui négligeaient l'influence de la karstification dans la capture de la Moselle (en raison d'un pergélisol empêchant les infiltrations), au profit d'un alluvionnement sous influence climatique presque exclusive.

X.1.1.2. Le rôle présumé des émergences dans le bassin versant de la Meurthe, à l'aval du système karstique.

L'hypothèse du rôle du karst sur la capture, à l'aval du système karstique, consistait à envisager des émergences importantes dans la vallée du Paléo-Terrouin (Errard, 1938b, 1942, 1945 ; Gardet, 1943 ; Gamez *et al.*, 1995), qui auraient pu accélérer l'érosion régressive de cette rivière et de ses affluents.

Malgré de nombreuses recherches, aucun élément karstique pouvant se rapporter avec assurance à un phénomène de restitution des écoulements souterrains, n'a été découvert sur le terrain. Seules les structures de soutirage situées entre Fontenoy-sur-Moselle et Aingeray

pourraient laisser présager l'existence de vides hypogés importants. Mais des objections se posent sur la présence de résurgences des pertes mosellanes à cet endroit.

En effet, des trois hypothèses de localisation des émergences proposées dans le chapitre IX (secteurs de Villey-Saint-Etienne, de Liverdun et de Dieulouard ; *cf.* figure IX.1), il s'est avéré que la plus probable, déduite de l'étude comparée des gradients hydrauliques, au moment des phases de circulation libre dans les réseaux les plus bas en altitude à Pierre-la-Treiche, consistait à reconnaître la **zone de restitution dans la région de Dieulouard**. Néanmoins, en période de saturation de tous les réservoirs, la mise en charge de l'aquifère bajocien (évolution des grottes en régime noyé, au niveau des pertes mosellanes) pouvait actionner des émergences dans le bassin versant du Paléo-Terrouin.

Dans de telles conditions, on peut estimer qu'**une influence intermittente du karst sur la capture a existé, du côté aval du système**. Lorsque les écoulements libres prévalaient dans les réseaux sous-fluviaux de la vallée cataclinale de la Moselle, le rôle des émergences sur une accélération de l'érosion régressive du cours d'eau conquérant, donc de la karstification sur le détournement hydrographique, était nul ou négligeable.

Pour ces deux situations, très différentes en terme de circuit des percées hydrogéologiques, on ne peut malheureusement préciser les durées respectives de fonctionnement, ni l'intensité comparée des processus mis en jeu.

X.1.1.3. Les caractéristiques géodynamiques de la karstification jusqu'à la réalisation de la capture de la Moselle.

Les **transferts d'écoulements** d'un bassin versant à un autre à travers le massif calcaire de Haye, réalisés dans des conditions de gradient hydraulique identifiées dans le chapitre IX, se sont déroulés sur une **longue période**. Les plus anciennes pertes attestées de la Moselle, qui devaient logiquement se diriger vers le bassin versant de la Meurthe, datent de la formation CF6, avec la Grotte de la Carrière (du CAF) comme principal témoin.

Les infiltrations mosellanes dans le substratum, depuis cette époque relative, jusqu'au déroulement effectif de la capture, ont eu le temps d'accroître le " déséquilibre " hydrodynamique en faveur du bassin rhénan, avec un **phénomène de cumul des effets** (il s'agit d'une boucle de rétroaction, développée entre les composantes des percées hydrogéologiques et de l'érosion fluviatile, qui ont agi sur les gradients altitudinaux). Le détournement hydrographique s'est finalement produit après cette longue période de préparation, lorsque les effets de la karstification ont été suffisants, en complément des autres paramètres causaux.

Ainsi, même s'il n'est pas le premier responsable de la capture, le développement du karst s'est conduit telle la " goutte d'eau qui a fait déborder le vase ". Autrement dit, **l'accomplissement du détournement hydrographique, qui était voué à se réaliser, a été accéléré par la karstification**.

L'incidence des transferts hydrologiques par voie souterraine, depuis la vallée de la Haute Moselle vers le bassin de la Meurthe, **intéresse la dynamique fluviale et les caractéristiques altitudinales des cours d'eau considérés**.

En revanche, **le système karstique proprement dit est nettement moins concerné**, en raison du déplacement des structures spéléologiques à l'intérieur du massif. Ceci se vérifie particulièrement au niveau des entrées du système, dont l'étagement, réalisé en fonction de l'encaissement de la vallée de la Moselle (*cf.* figure IV.16), suit le pendage des couches

géologiques vers l'ouest. Par conséquent, les faibles dimensions des vides souterrains et la rareté des canyons dans les réseaux karstiques s'expliquent aisément.

A l'aval du système, le développement spéléogénétique apparemment très limité des émergences est peut-être le résultat d'un affaiblissement des énergies favorables à la karstification, en zone noyée (*cf.* chapitre IX). Mais, comme à l'amont, un déplacement des points de sorties avec le temps, est également probable, à l'intérieur des différentes zones de restitution envisagées.

Par ailleurs, parmi les facteurs locaux, on peut rappeler que les secteurs de restitution de Dieulouard et d'Aingeray - Liverdun, se situent dans la terminaison orientale du " synclinal " de Savonnières - Dieulouard, qui constitue actuellement, selon J. Fourniguet (1980, 1987), une zone de soulèvement plus marqué que la région des pertes. Dans cette hypothèse, le gradient altitudinal entre l'amont et l'aval du système karstique devait être, par le passé, plus favorable aux percées hydrogéologiques. Cependant, il est peu probable que la tendance épirogénique ait été invariable au cours du Quaternaire, et une extrapolation avant la capture de la Moselle, en particulier, est impossible.

Finalement, on peut établir que la karstification a agi différemment sur le détournement hydrographique, selon que l'on se place au niveau des entrées ou des sorties du système karstique :

- **à l'amont se produisent des modifications hydrodynamiques directes et répétées, en surface**. Le ralentissement de l'incision et l'augmentation de l'alluvionnement, sous l'effet des pertes sous-fluviales, se traduit par la présence de terrasses bien marquées dans le substratum carbonaté, à quelques mètres au-dessus des principaux niveaux spéléologiques (Bois Monsieur, avec la formation CF2 sus-jacente à la Grotte du Chaos ; la Treiche, avec les formations F5-F4 sus-jacentes à la majorité des réseaux de Pierre-la-Treiche). Ces replats morphologiques, considérés comme des témoins de phases de stagnation majeure dans l'incision fluviatile, qui auraient permis le développement important du karst infratalweg, peuvent donc également correspondre à une réponse morphodynamique liée à la karstification ;
- **à l'aval, les conséquences fluviatiles, plus discrètes, des percées hydrogéologiques, seraient davantage sous la dépendance du facteur temps**. Petit à petit, la restitution des écoulements souterrains a pu contribuer à accentuer le différentiel altitudinal, qui existait sous l'influence de paramètres plus généraux, entre le bassin de la Meurthe et à la vallée de la Haute Moselle.

X.1.2. L'évolution karstique postcapture du plateau de Haye.

Une fois la capture de la Moselle réalisée, une nouvelle configuration de l'évolution géomorphologique locale s'est créée. On peut donc à présent essayer de déterminer le rôle du détournement hydrographique sur le karst du plateau de Haye, en regardant si la " crise " morphologique en surface se traduit par une " rupture " spéléogénétique (*cf.* Delannoy, 1997 ; Delannoy *et al.*, 1999).

◆ <u>Rappel des principales modifications géomorphologiques.</u>

La principale évolution correspond au rattrapage du niveau déprimé de la Meurthe à Pompey, par une **incision rapide de la Moselle**, surtout à proximité du " col " de capture. A l'aval de l'ancienne vallée du Terrouin, la Moselle a dû recalibrer le talweg à sa mesure, en

détruisant partiellement les morphologies fluviatiles antérieures. L'élargissement de la vallée a été d'autant plus facile lorsque les marnes liasiques étaient atteintes.

Les **réajustements de pente longitudinale** concernent essentiellement le secteur de Gondreville - Liverdun, autour de la zone du " col ". Ils sont plus atténués, mais non négligeables, en amont, dans la zone des pertes mosellanes antécapture, à Pierre-la-Treiche notamment (*cf.* planche V.8).

On remarque par ailleurs, que ces adaptations fluviatiles postcapture interviennent secondairement par rapport à l'évolution générale des vallées, qui est caractérisée par la poursuite de l'encaissement par paliers, avec des phases d'alluvionnement (formations F3, F2, F1 et F0).

♦ Les conséquences de ces modifications sur le karst du plateau de Haye.

• *Le karst infratalweg.*

En ce qui concerne la karstification infratalweg du secteur cataclinal de la vallée de la Moselle, les caractéristiques géomorphologiques ont évolué dans le sens d'une diminution du gradient hydraulique, surtout depuis l'encaissement entre F2 et F1 (*cf.* planche V.8). Pour autant, la poursuite de la spéléogenèse sous-fluviale après la capture n'est pas exclue. Elle pourrait mener à un grand recoupement souterrain de la « Boucle de la Moselle », formée par la capture. Mais dans les faits, aucun phénomène karstique ou indice hydrogéologique n'a pu être repéré en ce sens.

Au contraire, **les seules cavités développées sous le talweg de la Moselle, depuis le détournement hydrographique, se situent dans la vallée anaclinale nouvellement empruntée** (secteur du Barrage d'Aingeray, sous la formation F3). Ce karst infratalweg postcapture, localisé à l'ouest de Liverdun, s'est créé dans les mêmes conditions que dans le secteur de Pierre-la-Treiche, avec des paléocirculations hypogées qui rejoignaient probablement la cuvette tectonique de Dieulouard.

Ceci constitue un argument sur la possibilité du cheminement souterrain des infiltrations antécapture de la Haute Moselle, en passant sous la vallée du Paléo-Terrouin, jusqu'à Dieulouard, où elles étaient restituées directement dans la vallée de la Meurthe. En outre, on peut envisager la réutilisation postcapture de conduits, plus ou moins ébauchés en zone noyée avant le détournement hydrographique.

Dans cette même zone d'Aingeray - Liverdun ont été notées des pertes sous-fluviales actuelles (*cf.* chapitre III). Mais on ne connaît pas leur destination hypogée : maintien du trajet présumé vers Dieulouard, ou direction plus franchement à l'est, en recoupant simplement la première boucle du méandre de Liverdun ?

• *Le karst hors zones fluviatiles.*

Sur le plateau central de Haye, en dehors de l'emprise fluviatile des grandes rivières d'origine vosgienne, les conditions du développement exo- et endokarstique n'ont guère été modifiées par la capture. En effet, avant le passage de la Moselle, à l'est d'Aingeray, le Paléo-Terrouin était déjà suffisamment encaissé dans le revers calcaire pour permettre des spéléogenèses de type " perte-émergence ", entre le plateau et le fond de la vallée (gradient hydraulique très favorable notamment). Le seul changement postcapture peut concerner un **abaissement légèrement plus rapide de l'altitude des sources**, en liaison avec l'incision localement accélérée du talweg de la Moselle (réajustement de la pente longitudinale). Ceci pourrait expliquer en partie l'absence de structures endokarstiques pénétrables à l'endroit des émergences actuelles, dans la vallée anaclinale.

Par ailleurs, l'accentuation de l'enfoncement de la vallée de la Moselle aux environs de Pierre-la-Treiche, liée au détournement hydrographique, a dû générer un **gradient hydraulique plus favorable à la percée hydrogéologique de l'Aroffe**, et accroître plus généralement la karstification de la Haye méridionale, dont l'espace drainé est davantage étendu que sur la Haye centrale.

Finalement, on peut retenir que **la capture de la Moselle et la modification consécutive des caractéristiques géomorphologiques, ont apparemment réduit la karstification infratalweg du secteur cataclinal de la vallée mosellane**. Les données du développement karstique sont effectivement moins favorables qu'avant le détournement hydrographique. Dans la vallée anaclinale de la Moselle, les nouvelles conditions restent ou deviennent propices à la karstification sous-fluviale. S'il n'est pas prouvé que le Paléo-Terrouin ne générait pas lui-même une karstification infratalweg, l'apport nouveau de matériaux siliceux et d'une formation alluviale hydrogéologiquement capacitive, constituent des éléments aptes à favoriser cette spéléogenèse.

X.1.3. Le cas mosellan : un modèle de capture assistée par le karst ?

La capture de la Moselle s'est réalisée dans un contexte géologique et géomorphologique favorable à des percées hydrogéologiques. Les prémisses établies indiquent **un rôle minime de la karstification sur le détournement, par rapport aux paramètres généraux** qui dépassent largement le site de la « Boucle de la Moselle » (*cf.* figure I.4).

Néanmoins, le cas mosellan se place clairement dans la catégorie des captures assistées par le karst (*cf.* chapitre I), même s'il ne peut être que partiellement assimilé au schéma théorique de fonctionnement présenté sur la figure I.10 :

- la caractéristique principale concerne les pertes subies par la Haute Moselle lors de la traversée du substratum bajocien. La persistance de ces infiltrations, sous l'effet d'un gradient hydraulique favorable vers le bassin de la Meurthe, et sur une longue période de l'évolution fluviatile antécapture (depuis un niveau situé au moins à 300 m d'altitude ; *cf.* infra), a généré une perturbation des écoulements et des transports sédimentaires associés, et donc de l'incision, de la Moselle. Le dérèglement de l'enfoncement de la rivière, sous l'influence des pertes, a toutefois eu un impact assez faible, ce qui explique le **temps important nécessaire à la réalisation du détournement hydrographique, depuis les premières déperditions hydrologiques subies par la Moselle** ;
- bien que peu développés et peu nombreux à haute altitude, les réseaux montrent également une **constance des circulations hypogées vers le nord**, et l'on n'a décelé aucune inversion des écoulements, à l'exception de ruissellements mineurs. Les caractéristiques spéléomorphologiques se rapprochent donc bien du modèle de la figure I.10 (permanence des sens des circulations souterraines, qui favorisent la capture), plutôt que de la figure I.9 (réorganisation des structures karstiques avec inversion du drainage hypogé, suite au détournement hydrographique de surface) ;
- **c'est à l'aval du système karstique étudié que le fonctionnement diffère du schéma théorique**. Lorsque les émergences se localisaient dans le secteur de Dieulouard, l'érosion régressive dans la vallée du Paléo-Terrouin dépendait peu des phénomènes karstiques. Seules des périodes d'intumescence de la nappe d'eau souterraine de l'aquifère bajocien,

pouvaient éventuellement permettre la sortie des infiltrations mosellanes dans cette vallée affluente de la Meurthe, et y produire une influence karstique notable.

On en conclut que la capture de la Moselle semble constituer **un modèle " imparfait " de détournement hydrographique de surface, par assistance de percées hydrogéologiques.**

A l'**échelle régionale**, existe-t-il des cas de capture épigée dans lesquels serait intervenue la karstification ?

Parmi toutes les réorganisations hydrographiques régionales, démontrées ou probables (*cf.* chapitre II), peu présentent un contexte géologique et géomorphologique adéquate. Depuis la capture du Paléo-Madon (au sud de Neuves-Maisons ; *cf.* figure A-II.10), seuls les exemples de l'Ormançon et de la Saulx, dans le Barrois, sont susceptibles d'être assimilés au modèle mosellan, puisque les autres détournements se sont produits dans des conditions défavorables, voire incompatibles avec des percées hydrogéologiques.

Cependant, pour ces deux captures, S. Jaillet (2000b) note une indigence ou une absence de témoins de paléocirculations karstiques vers les bassins versants voisins :

- pour l'Ormançon, l'auteur évoque le rôle possible d'une baisse des débits et des restitutions en faveur de l'Ornain, à partir du moment où les calcaires tithoniens ont été atteints par l'encaissement de la vallée (couverture crétacée dégagée). Mais actuellement, il semblerait que les pertes amont de l'Ormançon se dirigent vers l'Orge, affluent de la Saulx ;
- en ce qui concerne la Saulx, la même hypothèse est suggérée, tout en constatant les problèmes posés par la restitution des écoulements souterrains dans le bassin versant de la Marne (gradient hydraulique d'au moins 40 m, mais absence ou ouverture tardive de la fenêtre hydrogéologique ; *cf.* Jaillet, *ibid.* ; Harmand et Fauvel, 2001 ; Marre *et al.*, 2001). De manière plus flagrante encore que pour la Moselle, l'éventuelle assistance karstique aurait été limitée à un alluvionnement exacerbé dans la vallée subissant les infiltrations. Actuellement, en revanche, les fuites souterraines de la Saulx vers la Marne sont quasiment avérées, dans un contexte géologique et géomorphologique très favorable (dénivelée d'une centaine de mètres, pendage vers l'ouest, failles ; Devos et Sary, 1995 ; Devos, 1996b ; Jaillet, 2000b).

Conclusion de la section X.1.

Depuis qu'elle a atteint la cote de 300 m au minimum, et jusqu'à la réalisation de la capture vers 235 m, la Moselle a subi des pertes hydrologiques au passage des calcaires bajociens de la Haye. Ces infiltrations dans le karst infratalweg ont probablement été continues, mais d'intensité variable en fonction des cycles climatiques. Aux principaux niveaux fluviatiles correspondent les réseaux souterrains les plus développés (10 à 20 m sous les formations CF2 et F5-F4). On peut y voir l'expression d'une **longue karstification lors de phases de stagnation dans l'incision des cours d'eau**, ou bien de **périodes de remblaiement fluviatile plus important que d'habitude en raison des soutirages hydrogéologiques**.

Dans les deux cas, la Haute Moselle subissait un déficit de ses volumes d'eau écoulés, au profit du bassin versant de la Meurthe. **Ces pertes à l'entrée du système karstique ont dû jouer préférentiellement sur le détournement hydrographique, par rapport au rôle plus discret, car intermittent, des restitutions à la sortie** (dans le secteur de Dieulouard ou d'Aingeray - Liverdun). Mais **l'effet global de la karstification reste minime vis-à-vis des facteurs épirogéniques et climatiques**, qui conditionnent toutes les modifications géomorphologiques locales et régionales, en fonction de l'organisation du bâti géologique.

Après la capture, divers paramètres suggèrent que les changements importants opérés en surface, ont produit une diminution générale du développement karstique infratalweg dans la vallée cataclinale de la Moselle. En revanche, on a constaté l'apparition ou la persistance de cette activité dans la vallée anaclinale. Parallèlement, le détournement hydrographique a dû profiter au développement du karst de la Haye méridionale et du système de l'Aroffe souterraine. De ce point de vue, on assiste à l'**empiétement progressif et autocatalysé du bassin du Rhin sur le bassin de la Meuse** (*cf.* chapitre II).

X.2. D'autres informations paléogéomorphologiques issues du karst : éléments de réflexion.

Hormis la capture de la Haute Moselle, on peut préciser certains événements qu'a connus le plateau de Haye, au cours du Quaternaire, et notamment avant le détournement hydrographique. Il s'agit d'éléments de réflexion qui demandent des recherches ultérieures plus approfondies. Ainsi, les témoins karstiques les plus anciens du plateau de Haye peuvent renseigner sur la paléogéographie du secteur étudié avant la création des cuestas. En ce qui concerne les vallées de la Moselle et de la Meurthe, les données chronologiques relatives et absolues fournies dans ce travail, peuvent servir de points de repères pour déterminer des vitesses d'incision fluviatile et les évolutions comparées des deux bassins versants.

X.2.1. Des témoins de la préformation des cuestas et de l'incision des vallées.

♦ Une surface sommitale liée à un karst discret.

En Lorraine, les reconstitutions géomorphologiques les plus anciennes qui puissent être effectuées, remontent à la période de régression définitive de la mer, à la fin du Crétacé, en même temps que s'installent les cours d'eau (Le Roux, 1999). Mais sur le plateau de Haye, les dépôts du Crétacé supérieur ayant disparu par érosion pendant le début du Tertiaire (Le Roux et Harmand, 2003 ; Le Roux *et al.*, à paraître), les traces les plus vieilles du relief correspondent à la surface sommitale (Le Roux, 2000a, 2000b ; *cf.* planche II.1), qui dérive de la surface infracrétacée exhumée (*cf.* chapitre II).

En effet, cette surface " originelle " a été retouchée lors du Cénozoïque, avec les prémices de l'érosion des couches jurassiques (avant l'encaissement majeur des vallées au cours du Plio-Quaternaire ; Tricart, 1949-1952 ; Harmand, 2001 ; Le Roux *et al.*, à paraître). Surface de regradation dans le nord de la Lorraine (Harmand, 2001), elle apparaît bien plus dénaturée dans notre secteur d'étude, si l'on en juge par la présence de formations alluviales de la Moselle (CF18, CF17) sur les plus hauts sommets du plateau central de Haye.

Les **éléments karstiques** les plus élevés du plateau se localisent **sous les résidus de ces anciennes unités fluviatiles**, qui paraissent avoir favorisé la karstification. Par conséquent, l'espoir de trouver des témoins crétacés à antépliocènes dans ces structures est maigre, et forcément lié à des **remaniements éventuels**. C'est d'ailleurs le cas des remplissages hypogés constitués d'un mélange d'alluvions et de matériaux issus de terrains postbajociens, témoignant d'une ancienne extension orientale de ces formations (*cf.* annexe II.1). Mais pour décrypter quelques événements de cette très longue et vieille évolution du plateau de Haye, des nouvelles recherches sont nécessaires sur ce karst de sommet de revers.

♦ Les vitesses d'encaissement de la vallée de la Moselle.

Le relief de côte est apparu progressivement, par érosion différentielle des couches géologiques, grâce au moteur constitué par la surrection générale de la partie orientale du Bassin parisien et sous l'impulsion des incisions fluviatiles.

L'épirogenèse positive, continue bien que saccadée, de la région est lue à travers les terrasses fluviatiles étagées des grands cours d'eau, qui sont particulièrement développées en

ce qui concerne la Moselle, sur le plateau central de Haye (*cf.* chapitre V). Dans ce secteur, les données chronologiques présentées auparavant et partiellement issues du karst, permettent d'évaluer les vitesses d'encaissement de la vallée cataclinale.

En l'absence de datations sur les très hautes formations, il est impossible de fournir des valeurs pour l'ensemble de l'entaille fluviatile, depuis la surface sommitale. Les seuls points de repère correspondent aux âges déterminés aux Pays-Bas et aux corrélations longitudinales de la Moselle-Meuse précédemment utilisées, avec toutes les incertitudes qui pèsent sur les niveaux les plus anciens. Ainsi, depuis CF13, la dénivelée par rapport au talweg rocheux actuel étant de 155 m, on aurait une incision de la Moselle de 6 ou 7 cm/ka selon la date proposée par A. Veldkamp et M.W. Van den Berg (1993) ou W.M. Felder *et al.* (1989, cité par Pissart *et al.*, 1997a) (*cf.* Jaillet *et al.*, 2001). En plaçant l'inversion paléomagnétique Matuyama-Brunhes entre CF3 et CF2 (*cf.* tableau IX.4), on aurait un encaissement de la vallée d'environ 9 cm/ka depuis CF3. Enfin, depuis F4, on calcule un taux d'enfoncement fluviatile de 10 cm/ka au maximum.

Toutes ces valeurs sont proches et l'on ne constate **pas d'accélération franche de l'incision de la Moselle depuis la capture**, ce qui peut s'expliquer de deux façons complémentaires :

- la faiblesse de la dénivellation entre les anciens bassins versants de la Moselle et de la Meurthe ;
- l'érosion régressive encore peu marquée dans le secteur de Pierre-la-Treiche, qui est probablement liée à une combinaison du facteur temps et de la résistance du substratum calcaire à l'encaissement de la rivière.

Toutefois, on note **un encaissement plus rapide au cours du Pléistocène moyen et supérieur (jusqu'à 10 cm/ka), que pendant le Pléistocène inférieur (5-6 cm/ka)**. Cette tendance serait générale pour l'ensemble des cours d'eau de l'Est du Bassin parisien, en raison de la baisse globale du niveau de base (Guillocheau *et al.*, 2000).

Hormis la Meuse aux Pays-Bas, qui fait d'ailleurs exception depuis la capture de la Moselle (Veldkamp et Van den Berg, 1993), cette évolution est en outre constatée dans d'autres régions d'Europe occidentale, comme la rivière Manifold en Angleterre (Rowe *et al.*, 1988). L'accélération se retrouve parfois au cours du seul Pléistocène moyen et inférieur (exemple du Tarn ; Ambert et Ambert, 1995). Mais, *a priori*, il ne peut s'agir que de coïncidences, puisque ces modifications de vitesse d'encaissement des vallées sont essentiellement liées aux mouvements épirogéniques régionaux, et par grands bassins versants. Le cas de la Saulx/Ornain, en Lorraine, est à ce sujet symptomatique, avec une incision fortement accélérée depuis le phénomène de capture que les deux cours d'eau ont subi, il y a environ 250 ka BP (Harmand et Fauvel, 2000, 2001 ; Jaillet *et al.*, 2001 ; Harmand *et al.*, 2002).

X.2.2. Des évolutions différentielles des vallées de la Moselle et de la Meurthe ?

La remarque précédente s'applique au plateau de Haye, pour lequel on peut estimer que la Moselle et la Meurthe ont été soumises à des variations épirogéniques similaires, mais qu'elles n'ont pas connu des taux d'incisions - remblaiements évoluant de manière parfaitement identique. En effet, compte tenu des réorganisations hydrographiques nombreuses en Lorraine (*cf.* chapitre II), on sait que le rifting rhénan, une des causes principales de la capture de la Moselle, a existé bien avant ce détournement majeur. On peut alors supposer une **accentuation progressive du décalage altitudinal entre les deux bassins**

versants voisins, en faveur de la Meurthe, pendant une partie ou tout au long du Quaternaire.

A ce sujet, le karst est susceptible de fournir des éléments de réponse. Comme on l'a déjà indiqué, en l'état actuel des connaissances, les réseaux karstiques de la Haye centrale se situent tous :

- à flanc de vallée cataclinale de la Moselle. Il n'y en a pas dans la vallée de la Meurthe ;
- en dessous de 300 m d'altitude, soit au niveau de la formation CF6. Au-dessus, on n'observe que des petites cavités ou éventuellement des grosses structures de soutirage (*cf.* chapitre IV et figure IX.10).

Ces caractéristiques suggèrent que, dans des conditions lithologiques identiques au cours du temps (déplacement vers l'ouest de la zone d'affleurement des calcaires bajociens uniquement ; *cf.* planche V.11), **la karstification s'est développée dans une certaine direction et à partir d'une certaine période favorable**.

La direction résulte du gradient hydraulique qui s'est créé entre la vallée de la Haute Moselle et le bassin versant de la Meurthe. La période favorable aux circulations souterraines a pu débuter lorsque le gradient était suffisant et/ou grâce à l'ouverture de fractures dans le massif calcaire (*cf.* chapitre I), sous l'effet de mouvements tectoniques spécifiques (distensions et certains types de décrochement ; Guérin, 1974 ; Quinif *et al.*, 1997 ; Vandycke et Quinif, 1999), ou bien encore à partir de l'ouverture d'une fenêtre hydrogéologique à l'aval du système karstique (Jaillet, 2000b).

Cette dernière hypothèse ne convient pas, dans le contexte géomorphologique du revers de la cuesta de Moselle, puisque, aussi loin que l'on puisse remonter dans le temps, dans le secteur de Nancy ou de Dieulouard, la Meurthe s'est incisée dans les mêmes formations bajociennes que la Moselle (*cf.* planche V.11 (A) ; Le Roux et Harmand, 1998 ; Harmand et Le Roux, 2000).

L'apparition du karst structuré ne remonte pas au-delà de 1,5 Ma BP, puisque rapporté à la formation CF6 environ (*cf.* tableau IX.4). Or, d'après les recherches géologiques, en Lorraine, aucune trace de néotectonique quaternaire n'a été détectée (Le Roux, renseignement oral) et les derniers événements tectoniques se seraient produits à la fin du Tertiaire (distension à l'Oligocène et décrochements liés à la compression alpine au Miocène ; *cf.* chapitre II ; Steiner, 1980).

Apparemment, notre région n'a pas enregistré de répercussion des mouvements qui ont eu lieu pendant le Pléistocène dans les régions voisines : déplacement des zones affaissements dans le rift rhénan (Vogt, 1992), ouverture de diaclases par un mécanisme extensif dans le Nord-Ouest européen (Quinif *et al.*, 1997 ; Vandycke et Quinif, 1999), activité tectonique différentielle vers 650 ka BP dans l'Ardenne (Quinif, 1999a).

Si le développement " soudain " du karst ne semble donc pas lié à une influence tectonique directe, on a tout de même établi l'utilisation de fractures d'orientation conforme aux cisaillements fini-tertiaires, par les circulations souterraines (*cf.* chapitre VII).

En l'absence d'ouverture d'une fenêtre hydrogéologique et de modifications des caractéristiques géologiques du substratum lors du Quaternaire, il faut inférer que **seule une augmentation de l'énergie potentielle a pu jouer sur le développement karstique**.

La différence d'altitude entre les bassins de la Moselle et de la Meurthe a été déterminée à une quinzaine de mètres entre les secteurs de Pierre-la-Treiche et de Liverdun, pour les formations les plus basses (jusqu'à CF2 ; *cf.* chapitre V et planche IX.1). Cette valeur passe à 25-35 m pour le secteur de Dieulouard, selon les niveaux considérés (diminution de la dénivelée en dessous de F3). Au-dessus de CF2, on a gardé arbitrairement les mêmes altitudes relatives par rapport au talweg rocheux actuel (*cf.* annexe V.1), donc un gradient altitudinal entre les deux grandes vallées, constant au cours du temps. Ces corrélations entre les formations anté-CF2 de la Moselle et de la Meurthe devraient être corrigées, notamment avant l'époque de l'alluvionnement de CF6, dans l'hypothèse d'une augmentation du gradient altitudinal lors du Pléistocène inférieur et moyen.

Dans les reconstitutions paléogéomorphologiques fluviatiles de la planche V.11, pour un niveau de remblaiement mosellan, il faudrait ainsi faire correspondre une phase d'alluvionnement plus élevée de la Meurthe (un ou deux niveaux supérieurs par rapport à la Moselle ; exemple : pour le talweg de CF8 de la Moselle, considérer le talweg de CF9 de la Meurthe, voire CF10 si l'on veut annuler totalement la dénivellation entre les vallées). Cependant, hormis le gradient altitudinal, cette correction ne modifie pas considérablement les caractéristiques paléogéomorphologiques des vallées principales.

Enfin, on soulignera que le constat de l'essor du karst infratalweg depuis la mise en place de la formation CF6, ne doit pas occulter l'**existence, à plus haute altitude, d'un karst identique mais plus discret** (localisé du côté du bassin de la Moselle, mais aussi de la Meurthe). Or, une partie de ce dernier ne peut être attribué à des phénomènes de fantomisation. Par conséquent, on doit invoquer une énergie potentielle minimale, même si la spéléogenèse s'est réalisée en zone noyée.

La même remarque peut concerner certains éléments karstiques des calcaires oxfordiens (*cf.* annexe IV.3), qui se sont développés dans un contexte géomorphologique assurément dépourvu de gradient entre bassins versants. Dans tous les cas, on rappellera également la possibilité de remaniements et de réutilisation de structures karstiques sous-fluviales, après l'encaissement des vallées.

Cette dernière remarque est parfaitement illustrée par la présence de pollens tertiaires (?) mélangés à des sédiments endokarstiques probablement holocènes (*cf.* chapitre IX), ainsi que par le taux d'uranium exceptionnel de la stalagmite SR-Lac(II)-1 (*cf.* annexe IX.1). La meilleure interprétation à propos de ces observations consiste à supposer l'existence de remplissages paléokarstiques au-dessus de la Grotte Sainte-Reine. Si l'organisation morphosédimentaire démontrée dans le chapitre VIII s'accorde avec cette hypothèse, l'âge antéquaternaire pose un problème : avant l'alluvionnement de la formation CF6, qui daterait d'environ 1,5 Ma BP au maximum, l'interfluve considéré n'était pas karstifiable (lors de la mise en place de CF7, la Moselle s'écoulait encore sur les marnes du Bathonien ; *cf.* planche V.11). Trouver une solution au problème nécessite à l'évidence des investigations complémentaires.

Conclusion de la section X.2.

L'étude du karst du plateau central de Haye permet donc de déceler quelques éléments de l'évolution paléogéomorphologique locale, mais on remarque encore de **nombreuses lacunes dues à l'inégale répartition géographique et au faible développement des cavités et réseaux hypogés, ainsi qu'à leur spéléogenèse particulière, qui ne permet pas d'établir des liens de fonctionnalité stricts et directs entre les milieux épigés et souterrains**.

Conclusion du chapitre X.

Ce dernier chapitre de la thèse a permis de présenter une synthèse géomorphologique des résultats présentés dans les trois parties de l'étude. On a ainsi :

- caractérisé les relations génétiques entre la karstification du plateau central de Haye et la capture de la Moselle, ce qui constituait le thème principal de la recherche, comme annoncé en introduction et développé dans le chapitre I ;
- défini quelques événements paléogéomorphologiques locaux, annexes par rapport aux objectifs de ce travail, et pour lequel le milieu endokarstique s'avère un bon enregistreur. Dans ce domaine, des études ultérieures devront être menées, pour de meilleures interprétations.

Au final, les principaux résultats qui se dégagent de cette synthèse des recherches karstologiques sont :

- l'intervention de la karstification dans la capture de la Moselle dans des proportions assez faibles, qui font ressortir un **modèle tronqué de détournement épigé par assistance karstique**. Les interactions les plus importantes entre les systèmes fluviatiles et karstiques se sont produites à l'amont, au niveau des pertes mosellanes dans le substratum calcaire (diminution des écoulements de surface et alluvionnement consécutif). A l'aval, il semble que l'influence des émergences sur l'érosion régressive du cours d'eau conquérant a été ténue, ou tout au moins intermittente. Au total, **le karst reste relégué au rôle de circonstance mineure de la capture**, par rapport aux facteurs généraux (conditions épirogéniques et climatiques) et également aux autres paramètres locaux, tels que l'organisation lithologique. On peut par ailleurs estimer que le contexte géologique et géomorphologique a contribué au même titre à la karstification et à la capture, donc à leurs interactions ;
- une évolution géomorphologique des vallées de la Moselle et de la Meurthe à travers le plateau de Haye, qui n'a pas connu un rythme exactement identique. **Il est possible que la Meurthe se soit incisée plus rapidement que la Moselle à partir du niveau alluvial CF6, au plus jeune, sous l'influence d'une accélération du rifting rhénan et de l'incision dans les terrains tendres du Lias**. La conséquence est le développement de réseaux karstiques structurés, témoignant de circulations hydrogéologiques depuis la vallée de la Haute Moselle vers le bassin de la Meurthe. Par ailleurs, en se basant sur les datations, **les vitesses d'encaissement de la vallée de la Moselle ont pu être évaluées approximativement entre 6 et 10 cm/ka, avec une légère accélération au cours du Quaternaire**.

CONCLUSION GENERALE.

Dans le cadre de cette recherche, deux principaux sujets ont été abordés : les captures hydrographiques et les percées hydrogéologiques. Ces deux thèmes d'étude constituent des phénomènes dynamiques interactifs, appartenant aux systèmes hydrographique, fluviatile et karstique (*cf.* planche I.1). Travailler au sein de systèmes nécessite de choisir arbitrairement un point de départ et une fin à notre étude.

En l'occurrence, les limites artificielles de notre chaîne de causalité linéaire, ont été dictées par :

- l'existence d'une réorganisation hydrographique majeure de la Lorraine, largement étudiée depuis plus d'un siècle ;
- la réalisation de cette capture dans un secteur caractérisé par un karst, dont la genèse et l'évolution étaient moins bien connues.

Le but fixé était donc de **préciser le rôle de la karstification du plateau central de Haye sur le détournement de la Haute Moselle vers le bassin de la Meurthe, et inversement, d'envisager les conséquences de la capture sur la karstification**.

Cet objectif a tout naturellement guidé le déroulement de cette recherche, en traitant séparément du système fluviatile, puis du système karstique, avant de déterminer les interactions. A l'intérieur de chaque sous-système, des nouveaux choix ont été effectués entre les différents éléments qui les composent, en privilégiant les structures et les matériaux sur les flux de matière notamment.

Cette démarche procède des potentialités offertes par les milieux fluviatiles et karstiques, qui ont fourni un support orienté vers des **recherches expérimentales, appliquées à une zone géographique et à une période temporelle restreintes** (le site de la capture de la Moselle au cours du Pléistocène moyen et supérieur).

Le secteur d'étude recèle **des éléments géologiques et géomorphologiques spécifiques qui ont conditionné la réalisation d'une capture et d'un karst**. Ce sont ces différents ingrédients qu'il était nécessaire de présenter en premier lieu, afin de poser les bases des recherches détaillées ultérieures, relatives aux domaines fluviatile et karstique.

Le site de la capture de la Moselle s'inscrit dans un contexte géomorphologique de **deux cuestas** parmi les plus importantes du Bassin parisien. Ces reliefs, dont la genèse remonte au début de l'époque tertiaire, par remodelage de la surface infracrétacée, sont liés aux conditions géologiques (lithologie et tectonique) et climatiques, qui interviennent dans les processus d'érosion. Ils sont déterminés par une alternance de plateaux calcaires et de dépressions argilo-marneuses, dans lesquels les modalités dynamiques de l'érosion évoluent très différemment.

Les actions hydrologiques et fluviatiles, en particulier, s'adaptent aux variations géologiques et orographiques. Elles sont à l'origine du second trait marquant des paysages du site de capture : les **grandes vallées de la Moselle, de la Meuse et de la Meurthe**. Celles-ci sont encaissées et généralement étroites dans les revers de cuestas, moins profondes et plus évasées dans les dépressions orthoclinales. La surimposition de ces cours d'eau est à l'origine de modelés et formations alluviales étagés de diverses générations, plus ou moins bien conservés selon leur âge, sur les plateaux et dans les dépressions.

Au sein du système fluviatile, le réseau hydrographique prend une place à part dans le secteur étudié, en raison de l'importante **capture subie par la Haute Moselle**. Ce détournement s'inscrit dans tout un ensemble de réorganisations hydrographiques de la

Lorraine, au cours du Quaternaire. Mais il constitue une **rupture morphogénique majeure** (avec de nombreux témoins), qui permet d'appréhender au mieux les causes et les circonstances d'une capture. En outre, les mécanismes qui interviennent, influent plus globalement sur l'ensemble de l'évolution géomorphologique régionale, d'où une ouverture possible sur les interactions fonctionnelles entre les multiples facteurs de cette évolution (paramètres généraux et locaux ; *cf.* figure I.4).

D'un point de vue karstique, le **plateau de Haye**, revers de la cuesta de Moselle, constitue un point central dans les objectifs de la recherche. Il a donc fait l'objet d'une présentation en deux parties, selon deux optiques différentes.

Dans un premier temps, il s'agissait de mettre en évidence l'aspect fonctionnel général, sous l'**angle hydrogéologique**. Il est apparu une relative simplicité des fonctionnements actuels, sous l'influence des conditions géomorphologiques et géologiques, qui induisent notamment, dans le massif calcaire, des directions de circulations souterraines essentiellement méridiennes. Cependant, les données remarquables de la région étudiée se situent davantage au niveau des fonds de vallées et concernent les interactions qui existent entre les aquifères calcaires et alluviaux, dont les caractéristiques sont nettement distinctes. Déterminées de façon qualitative uniquement, ces relations ont permis d'envisager les modalités d'une karstification sous-alluviale.

Dans une seconde étape, on souhaitait déterminer la disparité géomorphologique des **éléments structuraux du karst** de la Haye. A ce sujet, l'inventaire des éléments karstiques du massif a révélé :

- une différence de densité géographique sur l'ensemble du plateau de Haye ;
- pour la Haye centrale, une hétérogénéité du développement karstique entre les zones fluviatiles (de la Moselle et de la Meurthe) – où s'observent les grottes et les plus grosses structures hypogées – et les secteurs de plateau, très pauvres en cavités souterraines pénétrables. S'il s'agit probablement d'une vision imparfaite du milieu endokarstique, on peut expliquer cette organisation spatiale par quelques facteurs géologiques et géomorphologiques, qui paraissent annihiler d'autres paramètres très favorables à la karstification.

Bien que partielles, ces données structurales renseignent sur les **fonctionnements hydrogéologiques hérités des massifs**. Ainsi, un déplacement altitudinal et géographique des phénomènes karstiques actifs, s'est produit au cours du temps, en réponse aux modifications orographiques locales, sous le contrôle principal de l'encaissement des vallées.

Conformément au but principal de la recherche, certaines composantes du système fluviatile ont fait l'objet d'études plus détaillées, afin d'obtenir **des précisions sur l'évolution des vallées et des vallons**. Il s'agissait de s'enquérir d'un maximum de données susceptibles de fournir des points de repère à propos des interactions entre capture et karst.

Ainsi, les travaux de terrain et de laboratoire ont été dirigés dans deux directions :

- **l'établissement d'une " chronologie relative fluviatile "** sur laquelle on puisse baser les éléments karstiques et définir les conditions hydrodynamiques du développement des circulations souterraines. Les aspects spatiaux et altitudinaux des unités fluviatiles de la Moselle-Meuse, de la Moselle postcapture et de la Meurthe anté- et postcapture ont été pris en considération, en se focalisant particulièrement sur le secteur de la « Boucle de la Moselle » et les raccords des niveaux fluviatiles de la Moselle et de la Meurthe ;
- l'**identification de caractéristiques sédimentologiques de référence** pour chaque formation alluviale, et notamment celles immédiatement antérieures et postérieures au

détournement de la Haute Moselle. Cette tâche n'a concerné que les alluvions de la Moselle, compte tenu de la localisation des remplissages karstiques à propos desquels des études équivalentes seront effectuées, dans la suite de la thèse.

Les recherches morphologiques et sédimentaires dans les grandes vallées ont abouti à deux résultats principaux :

- en ce qui concerne la chronologie relative, **24 unités fluviatiles étagées** ont été distinguées, en se fondant sur l'altitude de leurs bases rocheuses. Cette échelle temporelle, affinée au maximum dans la mesure des ressources naturelles, s'avère cohérente avec les travaux antérieurs sur l'ensemble du paléobassin versant de la Moselle-Meuse, mais **encore délicate pour ce qui est des corrélations avec la vallée de la Meurthe**. Entre deux hypothèses formulées à ce sujet, on a choisi celle qui présentait les arguments géométriques, sédimentaires et karstiques les plus pertinents ;
- les meilleurs paramètres sédimentologiques, marqueurs d'une identité des formations de la Moselle, se sont révélés être **la pétrographie des galets et les minéraux lourds des sables**. Néanmoins, les critères de distinction des diverses unités alluviales sont relativement variables, et certaines difficultés se sont parfois présentées pour obtenir des discriminations nettes. C'est le cas par exemple des **formations F5 et F4, antécapture, au contraire de la formation F3, postcapture, qui se différencie de manière satisfaisante**. Les nombreux travaux préexistant ont permis une confrontation et une validation de nos analyses.

L'étude des **composantes spécifiques des vallées secondaires et des vallons secs** de la « Boucle de la Moselle », " affluentes " des grandes vallées, a fourni un complément d'informations à propos du schéma évolutif proposé pour les entailles fluviatiles maîtresses. Elle a également permis de définir quelques processus morphogéniques des transformations de surface du plateau central de Haye.

Un travail identique de précision des caractéristiques morphologiques et sédimentaires a été mené dans le domaine karstique. Parmi tous les éléments de ce milieu, recensés dans la première partie de la thèse, une attention particulière a porté sur **les réseaux désactivés de la Haye centrale**, qui s'ouvrent à flanc de versant de la vallée de la Moselle, en raison de leur implication présumée dans la capture (*cf.* Errard, 1938b, 1942, 1945 ; Losson, 1995 ; Gamez *et al.*, 1995). Les premières observations laissaient entrevoir l'existence d'un **karst infratalweg**, que devaient confirmer les recherches morphosédimentaires souterraines plus approfondies. Il s'agissait donc de déterminer les paramètres structuraux de la zone d'introduction, afin de proposer, au final, un schéma de fonctionnement de ce karst (paléoflux hydrosédimentaires, genèse et évolution).

Avant de rappeler les principaux résultats obtenus, il est fondamental de noter que l'on a examiné **un fragment du système karstique** de la Haye centrale. Cette vision incomplète tient aux potentialités spéléologiques actuelles limitées, où seule la **zone d'entrée des paléopercées hydrogéologiques** est directement perceptible (les caractéristiques des secteurs de transit et de sortie ont pu être déduites dans leurs grandes lignes, mais elles sont restées à l'état d'hypothèses).

Les études morphosédimentaires des grottes ont permis :

- d'**expliquer l'organisation des réseaux** étudiés par les paramètres lithologiques et tectoniques, auxquelles sont associées les influences hydrogéologiques et spéléogénétiques ;

- de **confirmer le creusement et l'évolution principale sous-fluviale** des cavernes de la vallée de la Moselle, grâce à des indices morphologiques, sédimentologiques et tectoniques. **Cette karstification infratalweg apparaît généralisée** à toutes les altitudes de la vallée cataclinale, se retrouve également dans la vallée anaclinale, et elle ne peut être exclue pour les cavités présentes au sommet du revers de cuesta, dans le bassin de la Meurthe. Elle s'est produite à des profondeurs pouvant dépasser la vingtaine de mètres sous le bed-rock fluviatile ;
- de **déterminer les facteurs du développement karstique sous-fluvial**, principalement liés aux caractéristiques géomorphologiques du bassin versant de la Meurthe, qui contrôlent l'énergie cinétique, et influencés secondairement par la Haute Moselle, pourvoyeuse d'énergie hydrochimique. En outre, **le massif de la Haye centrale semble constituer un karst plus structuré que le recensement des éléments karstiques ne le laissait envisager** ;
- d'**identifier** plus ou moins précisément **l'âge " fluviatile " des remplissages souterrains**, par corrélation avec la chronologie relative des formations alluviales de surface. Ces données essentielles des recherches géomorphologiques et karstologiques sur le site de la capture de la Moselle, sont à la base de la **valorisation des potentialités du karst en terme de datations absolues et indirectes**. Ainsi, on a pu contribuer à une amélioration du calage temporel du détournement hydrographique (repoussé au-delà de 300 000 ans). De même, des estimations de l'âge géochronologique des unités fluviatiles du bassin de la Moselle-Meuse ont été proposées, en accord avec les résultats de travaux antérieurs ;
- de **définir quelques informations hydrodynamiques héritées** inscrites dans les remplissages de la Grotte Sainte-Reine (en proposant une nouvelle méthodologie d'étude granulométrique), ainsi que d'établir un **schéma paléoclimatique** à travers diverses données sédimentologiques et datations de spéléothèmes. On peut souligner que, malgré le lien direct qui existe entre les comblements hypogés et les conditions externes situées à l'amont du système karstique, une déformation rapide des caractéristiques épigées intervient. **L'enregistrement souterrain des paléoenvironnements de surface présente une grande originalité, avec une richesse remarquable, doublée d'une complexification considérable**.

Enfin, il convenait de revenir à l'objectif de départ, c'est-à-dire de déterminer les relations entre les systèmes karstiques et fluviatiles, en examinant plus particulièrement les interactions entre la karstification du plateau central de Haye et la capture de la Moselle. L'interprétation synthétique des données étudiées permet de **nuancer l'influence de la karstification sur le détournement hydrographique**, par rapport aux présomptions initiales. Inversement, **la capture a apparemment modifié la localisation et/ou les potentialités de développement du karst infratalweg, et a dû générer une expansion accélérée du système karstique de l'Aroffe**.

Pour autant, la capture de la Haute Moselle par la Meurthe constitue un **exemple de détournement hydrographique épigé assisté par le karst**, qu'il est possible de prendre en référence à différents niveaux :

- **par rapport au contexte géomorphologique du système karstique** : entrée par infiltrations sous-fluviales, valeurs des gradients hydrauliques inférieures à 1,5 ‰ et même nettement moins en souterrain, distances de circulations hypogées pouvant dépasser les 20 km ;
- **pour l'identification spéléomorphologique des zones d'introduction des percées hydrogéologiques**, ainsi que leurs caractéristiques sédimentaires, dans des conduits qui ne connaissent plus d'écoulements massifs depuis plusieurs centaines de milliers d'années ;

- **en ce qui concerne le facteur temps mis en jeu** : permanence des conditions de soutirage hydrologique d'un bassin versant vers un autre, et récurrence des phénomènes de pertes, sur une période dépassant probablement le million d'années.

Conjointement à ces principaux résultats de la recherche, d'autres informations morphogéniques du milieu souterrain ayant trait à l'évolution des vallées, ont été soulevées. **Le karst du plateau central de Haye devrait constituer une composante essentielle des progrès futurs dans la connaissance paléogéomorphologique locale et régionale**. Et le développement des datations sera probablement déterminant pour améliorer les comparaisons des investigations géomorphologiques réalisées sur des espaces étendus. Seront particulièrement concernées, les régions voisines d'un point de vue hydrographique et soumises par le passé à de multiples captures, telles qu'observées en Lorraine.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES ET TABLES.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES.

A

Anonyme (1998) - *La grotte de Rochefort.* Han 98 - Livret guide, Han-sur-Lesse, 9-12 mars 1998, pp. 15-24.

Abrard R. (1950) - *Géologie régionale du Bassin de Paris.* Bibliothèque scientifique, Payot, Paris, 400 p.

Abrial H., Cabrol P., Raynaud C., Schmeisser M. (1973) - Contribution à l'étude hydrogéologique de la haute vallée du Thoré (Hérault). *Ann. Spéléo.*, t. 28, fasc. 3, pp. 379-385.

AERM (1998) - *Débits mensuels d'étiage et modules. Vol. 2 : Bassin de la Moselle amont (Bassin de la Meurthe inclus).* (janv. 1998), 123 p.

AERM (1999) - *Débits mensuels d'étiage et modules. Vol. 4 : Bassin de la Meuse.* (janv. 1999), 146 p.

AERM (2000) - *Débits mensuels d'étiage et modules. Vol. 3 : Bassin de la Moselle aval (Sarre inclus).* (nov. 2000), 179 p.

Alimen M.-H. (1966) - Généralités sur les faunes et les flores quaternaires de l'Europe occidentale. *In :* Lavocat R. (ed.) - *Faunes et flores préhistoriques de l'Europe occidentale.* N. Boubée et Cie (coll. « L'homme et ses origines »), Paris, t. 3 (de l'Atlas de préhistoire), pp. 13-38.

Allouc J. (1977) - Formations superficielles. *In :* Hilly J. (ed.) - *Carte géologique de la France à 1/50000, feuille Bayon (268).* BRGM, Orléans.

Ambert M., Ambert P. (1995) - Karstification des plateaux et encaissement des vallées au cours du Néogène et du Quaternaire dans les Grands Causses méridionaux (Larzac, Blandas). *Géol. Fr.*, BRGM, SGF, Paris, n° 4, pp. 37-50.

Ambert P. (1976) - Les ponts naturels de Minerve (Hérault), étude géomorphologique. *Méditerranée*, n° 2, pp. 43-53.

Ambert P., Nicod J. (1981) - Sur quelques karsts de Serbie, au voisisnage du Danube. Leurs rapports avec l'évolution du bassin pannonien. *Rev. géogr. Est*, Nancy, t. XXI, n° 4, pp. 235-249.

Antoine P. (1993) - Le système de terrasses du bassin de la Somme : modèle d'évolution morpho-sédimentaire cyclique et cadre paléoenvironnemental pour le Paléolithique. *Quaternaire*, AFEQ - Maison de la Géologie, Paris, vol. 4, n° 1, pp. 3-16.

Antoine P. (1998) - Terrasses et systèmes fluviatiles dans la France du nord-ouest. *In :* Collectif (ed.) - La géomorphologie. *Géochronique* (fév. 1998), n° 65, pp. 8-9.

Antoine P., Beaulieu J.-L. de, Bintz P., Brugal J.-P., Girard M., Guadelli J.-L., Morzadec-Kerfourn M.-T., Renault-Miskovsky J., Roblin-Jouve A., Schmider B., Van Vliet-Lanoë B., Vigne J.-D. et coll. (1999) - La France pendant les deux derniers extrêmes climatiques. Variabilité naturelle des environnements. *In :* Brulhet J., Petit-Maire N. (ed.) - ANDRA - CNF-INQUA (coll. « Sciences & Techniques »), Châtenay-Malabry, 59 p. (+ 2 cartes).

Antoine P., Lautridou J.-P., Sommé J., Auguste P., Auffret J.-P., Baize S., Clet-Pellerin M., Coutard J.-P., Dewolf Y., Dugué O., Joly F., Laignel B., Laurent M., Lavollé M., Lebret P., Lécolle F., Lefebvre D., Limondin-Lozouet N., Munaut A.-V., Ozouf J.-C., Quesnel F., Rousseau D.-D. (1998) - Les formations quaternaires de la France du Nord-Ouest : limites et corrélations. *Quaternaire*, AFEQ - Maison de la Géologie, Paris, vol. 9, n° 3, pp. 227-241.

Argant J. (1990) - *Climat et environnement au Quaternaire dans le Bassin du Rhône d'après les données palynologiques.* Doc. Lab. Géol. Lyon, n° 111, 199 p. (29 fig., 18 tab., 11 diag.).

Arnaud-Fassetta G. (1998) - *Dynamiques fluviatiles holocènes dans le delta du Rhône.* PU Septentrion, Villeneuve d'Ascq, thèse doctorat 3ème cycle, Univ. Provence (Aix-Marseille I), 329 p.

Arnaud-Fassetta G., Beaulieu J.-L. de, Suc J.-P., Provansal M., Williamson D., Leveau P., Aloïsi J.-C., Gadel F., Giresse P., Oberlin C., Duzer D. (2000) - Evidence for an early land use in the Rhône delta (Mediterranean France) as recorded by late Holocene fluvial paleoenvironnements (1640-100 BC). *Geodinamica Acta*, Elsevier, Paris (déc. 2000), vol. 13, n° 6, pp. 377-389.

Audra P. (1991) - *La grotte Vallier (Vercors, Isère). Premiers résultats stratigraphiques.* Journées P. Chevalier, Grenoble, 10-12 mai 1991, SCParis-CAF, pp. 81-93.

Audra P. (1994) - *Karsts alpins ; genèse des grands réseaux souterrains (exemples : le Tennengebirge (Autriche), l'Ile de Crémieu, la Chartreuse et le Vercors (France)).* Karstologia Mém., P. Audra (et GAP, La Ravoire), n° 5, thèse doctorat 3ème cycle., Univ. Grenoble I, déc. 1993, 280 p.

Audra P. (1995) - Signification des remplissages des karsts de montagne. Quelques clés à l'usage des spéléos. *Karstologia*, FFS, AFK, Paris, Bordeaux, n° 25, pp. 13-20.

Audra P. (1996) - L'apport de l'étude des remplissages à la compréhension de la karstogenèse : le cas du Chourum du Goutourier (massif du Dévoluy, Hautes-Alpes). *Rev. Analyse Spatiale Quant. et Appl.* [mélanges Maurice Julian], n° 38-39, pp. 109-120.

Audra P. (1997a) - Le rôle de la zone épinoyée dans la spéléogenèse. *Procs. 12th Int. Congress of Speleology, 1997, Switzerland, vol. 1 (Symposium 7 : Physical Speleology)*, pp. 165-167.

Audra P. (1997b) - Réflexion sur les facteurs contrôlant la karstification dans l'Arc alpin. *Procs. 12th Int. Congress of Speleology, 1997, Switzerland, vol. 1 (Symposium 8 : Karst Geomorphology)*, pp. 337-340.

Audra P. (2001) - L'organisation verticale des réseaux karstiques non confinés. Contrôle de la structure et du niveau de base. *Actes Rencontres Octobre*, Spéléo-Club Paris, CAF, Paris [actes 11ème Renc. Oct., Lisle-en-Rigault (Meuse), 6-7 oct. 2001], n° 11, pp. 13-15.

Audra P., Delannoy J.-J. (1991) - *Remplissages karstiques en Vercors (excursion du 11 mai 1991).* Journées P. Chevalier, Grenoble, 10-12 mai 1991, SCParis-CAF, pp. 299-305.

Auerbach B. (1893) - *Le plateau lorrain (essai de géographie régionale).* Berger-Levrault, Nancy, 360 p.

Aymond A. (1972) - *L'évolution morphologique de la Côte de Moselle dans la région de Ludres et de Messin.* Mém. maîtrise, Univ. Nancy II, 98 p.

Aynaud F. (1983) - *Les vallées sèches du plateau de Haye ; étude géomorphologique.* Mém. maîtrise, Univ. Nancy II, 151 p.

B

Baeckeroot G. (1929) - Sur l'existence de la Pierre de Stonne entre la Meuse et la Moselle (Gd-Duché de Luxembourg). *Ann. Soc. Géol. Nord*, Impr. centrale du Nord, Lille (1929), t. LIV, pp. 87-94.

Bakalowicz M. (1995) - La zone d'infiltration des aquifères karstiques ; méthodes d'étude ; structure et fonctionnement. *Hydrogéologie*, BRGM, n° 4, pp. 3-21.

Bakalowicz M. (1999) - *Connaissance et gestion des ressources en eaux souterraines dans les régions karstiques.* Guide technique, SDAGE Rhône-Méd.-Corse (juin 1999), n° 3, 40 p.

Barth B., Löffler E. (1998) - Mardellen im Saar-Lor-Lux-Raum. *Mosella*, PUM, Metz, t. XXIII, n° 3-4, pp. 75-94.

Barthe J.-M. (1984) - L'ours des cavernes ; ce familier méconnu. *Spelunca*, FFS, Paris (oct.-déc. 1984), n° 16, pp. 25-28.

Bastin B. (1978) - L'analyse pollinique des stalagmites : une nouvelle possibilité d'approche des fluctuations climatiques du Quaternaire. *Ann. Soc. géol. Belg.*, SGB, Liège (mai 1979), t. 101, pp. 13-19.

Bastin B. (1990) - L'analyse pollinique des concrétions stalagmitiques : méthodologie et résultats en provenance des grottes belges. *In :* Tripet J.-P., Lalou J.-C. (ed.) - Actes du colloque " Remplissages karstiques et paléoclimats ", Fribourg (Suisse), 13-14 oct. 1989. *Karstologia Mém.*, FFS et AFK, n° 2, pp. 3-10.

Bastin B., Dupuis C., Quinif Y. (1982) - Etude microstratigraphique et palynologique d'une croûte stalagmitique de la grotte de la Vilaine Source (Arbre, Belgique) : méthodologie et résultats. *Rev. belge Géogr.* (106ème année), fasc. 1, pp. 109-120.

Bastin B., Juvigné E. (1978) - L'âge des dépôts de la vallée morte des Chôdires (Malmédy). *Ann. Soc. géol. Belg.*, SGB, Liège (mai 1979), t. 101, pp. 289-304.

Bastin B., Quinif Y., Dupuis C., Gascoyne M. (1988) - La séquence sédimentaire de la Grotte de Bohon (Belgique). *Ann. Soc. géol. Belg.*, SGB, Liège (sept. 1988) [actes colloque intern. sédim. karstique, Han/Lesse, 18-22 mai 1987], t. 111, pp. 51-60.

Bauer J. (1996) - *Principes de karstologie physique.* Les cahiers de l'EFS, n° 7, 60 p.

Bauer J. (2002) - Les circulations dans le karst. Eléments d'hydrodynamique karstique. *Spelunca*, FFS, Paris (2ème trim. 2002), n° 86, pp. 25-36.

Beaudoin J.-P. (1974) - *Phénomènes et dépôts karstiques du Barrois.* Mém. maîtrise, Univ. Nancy, 94 p.

Beaudoin J.-P. (1989) - *Karsts en Meuse ; le travail des eaux souterraines en pays calcaire.* Centre Départemental de Documentation Pédagogique de la Meuse - Conseil Général de la Meuse, Bar-le-Duc, 93 p.

Beaudoin J.-P. (1996) - A propos des microformes : vagues classiques et cannelures inclinées. *In :* Collectif (ed.) - Le plateau du Barrois ; approches karstologiques. *L'Echo des Cavernes meusiennes*, CDS Meuse, Revigny-sur-Ornain, n° 4, pp. 105-111.

Beaujeu-Garnier J. (1972) - *Le relief de la France.* SEDES (coll. « Regards sur la géographie »), Paris, 368 p.

Beaulieu J.-L. de, Andrieu-Ponel V., Keller T., Calvez M. (2001) - Evolution de la végétation dans le Nord-est de la France durant les derniers 450000 ans. *In :* Collectif (ed.) - *Recherches pour le stockage des déchets radioactifs à haute activité et à longue vie ; bilan des études et travaux 2001.* ANDRA (coll. « les Rapports »), Châtenay-Malabry, pp. 314-322.

Beiner M. (1980) - *Les minéraux lourds du remplissage de la Caune de l'Arago ; contribution à l'étude de l'origine des sédiments et à l'histoire de la mise en place du remplissage.* Thèse doctorat 3ème cycle, Univ. Provence, 181 p.

Berthault G. (1986) - Expériences sur la lamination des sédiments par granoclassement périodique postérieur au dépôt. Contribution à l'explication de la lamination dans nombre de sédiments et roches sédimentaires. *C.-R. Acad. Sci. Paris*, Gauthier-Villars, Paris, s. II, t. 303, n° 17, pp. 1569-1574.

Berthois L. (1975) - *Les roches sédimentaires.* Doin, Paris, t. 1 : étude sédimentologique des roches meubles (techniques et méthodes), 278 p.

Bigorre F. (1995) - *Propriétés de sols de la Forêt de Haye (Lorraine) et leur effet sur le bilan hydrique.* Mém. DEA géosciences, Univ. Nancy I, 49 p.

Bini A., Uggeri A. (1991) - *Sédimentation en milieu périglaciaire ; l'exemple de la Grotte Shangaï (Monte Campo dei Fiori, Varese, Lombardie, Italie).* Journées P. Chevalier, Grenoble, 10-12 mai 1991, SCParis-CAF, pp. 118-137.

Bintz P., Delannoy J.-J., Naton H.-G., Cartonnet M., Tillet T. (1997) - Environnements karstiques dans les Alpes du Nord et le Jura méridional : spéléogenèse, sédimentation, climats et archéologie. *Quaternaire*, AFEQ - Maison de la Géologie, Paris [Karst et archéologie ; colloque UMR 5590 du CNRS et AFEQ, Tautavel, 5-6 juin 1996], vol. 8, n° 2-3, pp. 197-212.

Blache J. (1939a) - Notes de géographie lorraine. *Ann. Géogr.*, A. Colin, Paris (48ème année, 15 mai 1939), t. 48, n° 273, pp. 235-251.

Blache J. (1939b) - Le problème des méandres encaissés et les rivières lorraines. *J. Geomorphology* (may 1939), vol. 2, n° 3, pp. 201-212.

Blache J. (1940) - Le problème des méandres encaissés et les rivières lorraines. *J. Geomorphology* (dec. 1940), vol. 3, n° 4, pp. 311-331.

Blache J. (1943) - Captures comparées ; la vallée morte de la Bar et les cas voisins. *Rev. Géogr. alpine*, Allier, Grenoble, t. XXXI, fasc. 1, pp. 1-37.

Blanc J.-J. (1997) - Géodynamique et histoire du karst ; application au sud-est de la France. *Quaternaire*, AFEQ - Maison de la Géologie, Paris [Karst et archéologie ; colloque UMR 5590 du CNRS et AFEQ, Tautavel, 5-6 juin 1996], vol. 8, n° 2-3, pp. 91-105.

Blanc J.-J., Monteau R. (1997) - Interprétation morphométrique et spéléogenèse : exemples de réseaux karstiques de Basse-Provence (directions de galeries, modèle et maillage structural). *Karstologia*, FFS, AFK, Paris, Bordeaux, n° 30, pp. 25-40.

Blanck J.P., Korosec B.P. (1977) - Etudes des courbes granulométriques globales (0,002-2 mm) par l'analyse factorielle des correspondances. Application aux formations superficielles des "Llanos centrales" du Vénézuéla. *Rev. Géom. dyn.*, SEDES (CNRS), t. 28, pp. 1-13.

Bleicher G. (1881) - Recherches sur l'étage bathonien ou Grande Oolithe des environs de Nancy. *Bull. Soc. Sci. Nancy*, Berger-Levrault, Nancy, 23 p.

Bleicher G. (1882) - Communication sur l'Oolithe inférieure de Meurthe-et-Moselle. *Bull. Soc. Sci. Nancy*, Berger-Levrault, Paris (15ème année, 1882), s. II, t. VI, fasc. XIV, pp. XXX-XXXI.

Bleicher G. (1883) - Communication sur la détermination de l'âge du diluvium des plateaux des environs de Nancy, à l'aide des fossiles qu'on y rencontre et particulièrement des éléphants. *Bull. Soc. Sci. Nancy*, Berger-Levrault, Paris (16ème année, 1883), s. II, t. VI, fasc. XVI, pp. XVI-XVII.

Bleicher G. (1886) - *Géologie et archéologie préromaine des environs de Nancy.* Berger-Levrault, Nancy, 53 p.

Bleicher G. (1887) - *Guide du géologue en Lorraine (Meurthe-et-Moselle, Vosges, Meuse).* Berger-Levrault, Nancy, 210 p.

Bleicher G. (1896a) - Sur la découverte du Renne dans les formations quaternaires des environs de Nancy. *Bull. Soc. Sci. Nancy*, Berger-Levrault, Nancy, pp. 1-2.

Bleicher G. (1896b) - Sur la découverte du terrain tertiaire fossilifère aux environs de Liverdun. *Bull. Soc. Sci. Nancy*, Berger-Levrault, Nancy, pp. 2-4.

Bleicher G. (1896c) - Sur la découverte d'un gisement de terrain tertiaire terrestre fossilifère dans les environs de Liverdun (Meurthe-et-Moselle). *C.-R. séances Acad. Sci.*, Gauthier-Villars, Paris, 3 p.

Bleicher G. (1899a) - Compte-rendu détaillé des excursions de la session extraordinaire annuelle de la Société belge de géologie, de paléontologie et d'hydrologie, 15 au 22-8-1898 à Nancy et dans les Vosges. *Bull. Soc. belge Géol., Paléontol. et Hydrol.*, Hayez, Bruxelles (avr. 1900), t. XIII, pp. 88-107.

Bleicher G. (1899b) - Sur la dénudation du plateau central de Haye ou Forêt de Haye (Meurthe-et-Moselle). *Bull. Soc. belge Géol., Paléontol. et Hydrol.*, Hayez, Bruxelles (avr. 1900), t. XIII, pp. 182-186.

Bleicher G. (1900a) - Sur la dénudation du plateau central de Haye ou Forêt de Haye (Meurthe-et-Moselle). *C.-R. hebdo. séances Acad. Sci.*, Gauthier-Villars, Paris (janv.-juin 1900), t. 130, pp. 146-148 puis 346-348 puis 598-600.

Bleicher G. (1900b) - Le plateau central de Haye (étude de géographie physique régionale). *Bull. Soc. Géogr. Est*, Berger-Levrault, Nancy (21ème année, 2ème trim.), nouvelle série, pp. 181-204.

Bleicher G. (1901) - La vallée de l'Ingressin et ses débouchés dans la vallée de la Meuse. *Bull. Soc. Géogr. Est*, Berger-Levrault, Nancy (22ème année, 1er trim.), nouvelle série, pp. 45-60.

Blockmans S., Quinif Y., Bini A., Zuccoli L. (1999) - Dynamique sédimentaire et paléoenvironnements durant la transition Weichsélien-Holocène à partir des dépôts endokarstiques de la grotte de Han-sur-Lesse (Belgique). *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. 170, n° 6, pp. 841-852.

Bögli A. (1978) - *Karsthydrographie und physische Speläologie*. Springer-Verlag, Berlin, 292 p.

Bois P. (1903) - Sur les variations de la Meuse à l'époque quaternaire. *C.-R. hebdo. séances Acad. Sci.*, Gauthier-Villars, Paris (juil.-déc. 1903), t. 137, pp. 85-88.

Bomer B. (1985) - Capture du Val de l'Asne (Meuse - Moselle, France). *In :* Dresch J. (ed.) - *Nouvel atlas des formes du relief*. Nathan, p. 95.

Bonnefont J.-C. (1970) - Le problème de la capture de la Moselle au Val de l'Ane ; historique de la question. *Bull. Info. Géol. Bass. Paris* (juil. 1970) [C.-R. journées ét. 1970 AGBP en Lorraine, Nancy, 7-9 mai 1970], n° 25, pp. 242-245.

Bonnefont J.-C. (1975a) - La morphologie prérissienne dans le sud de la Lorraine. *Etudes géographiques, mélanges offerts à G. Viers*. Univ. Toulouse - Le Mirail, t. 1, pp. 89-100.

Bonnefont J.-C. (1975b) - La Lorraine du sud à l'époque du Riss et du Würm. *Mosella*, Metz, t. V, n° 4, pp. 59-83.

Bonnefont J.-C. (1986) - Les cailloutis anciens du piedmont occidental des Vosges et leur signification géomorphologique. *Rev. géogr. Est*, PUN, Nancy, t. XXVI, n° 1-2, pp. 71-80.

Bonte A. (1963) - Les remplissages karstiques. *Sedimentology*, Elsevier Publ. Comp., Amsterdam, vol. 2, pp. 333-340.

Borreguero M. (1990) - Table ronde. *In :* Tripet J.-P., Lalou J.-C. (ed.) - Actes du colloque " Remplissages karstiques et paléoclimats ", Fribourg (Suisse), 13-14 oct. 1989. *Karstologia Mém.*, FFS et AFK, n° 2, p. 59.

Bou C., avec la collaboration de Salomon J.-N. (1998) - *Les journées de karstologie 1998. Les karsts de la Montagne Noire et du Causse de Limogne. Hommage à Bernard Gèze (1913-1996)*. Guide des excursions journées AFK, Albi, 11-13 sept. 1998, AFK, LGPA et ATEK, p. 15.

Bourcart J. (1947) - Considérations théoriques sur l'origine des terrasses fluviatiles. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris (1948), s. 5, t. 17, fasc. 4-5-6, pp. 395-402.

Bourcart J. (1950) - Glanes morphologiques : les variations du " niveau de base et dégagement des terrasses alluviales ". *Rev. Géom. dyn.*, SEDES, Paris, t. 1, n° 6, pp. 277-284.

Bourcart J. (1951) - Glanes morphologiques : à propos du niveau de base. *Rev. Géom. dyn.*, SEDES, Paris, t. 2, n° 1, pp. 36-38.

Bourgeat F., Icole M., Revel J.-C. (1984) - Les terrasses alluviales dans les Petites Pyrénées et l'avant-pays molassique : les conditions de leur mise en place. *Bull. Assoc. fra. Et. Quat.*, AFEQ, Maison de la Géologie, Paris (21ème année) [colloque AFEQ " Significations dynamique et climatique des formations et terrasses fluviatiles quaternaires ", Paris, 29 janv. 1983], s. 2, fasc. 1-2-3, n° 17-18-19, pp. 60-66.

Bourgogne J. (1933) - La vallée de la Moselle aux environs de Pierre-la-Treiche ; le Trou des Celtes. *Rev. Sect. Vosg. CAF* (52ème année), nouvelle série, n° 4, pp. 29-34.

Bourgogne J. (1935) - Trous de Sainte-Reine ; la galerie de l'ouest. *Rev. Sect. Vosg. CAF*, Nancy (54ème année), nouvelle série, n° 10, pp. 69-79.

Braconnier A. (1879) - *Description des terrains qui constituent le sol du département de Meurthe-et-Moselle*. Préfecture de Meurthe-et-Moselle, Nancy, 280 p.

Braconnier M.-A. (1883) - *Description géologique et agronomique des terrains de Meurthe-et-Moselle*. Berger-Levrault, Nancy, 436 p.

Brajnikov B. (1944) - Sur l'importance de la granulométrie pour l'étude quantitative des minéraux lourds dans un sédiment. *Bull. Soc. géol. Fr.*, SGF, Paris, s. 5, t. 14, fasc. 7-8-9, pp. 381-390.

Bravard J.-P., Magny M. (sous la direction de) (2002) - *Les fleuves ont une histoire. Paléo-environnements des rivières et de lacs français depuis 15000 ans*. Errance (coll. « Archéologie aujourd'hui »), Paris, 312 p.

Bravard J.-P., Petit F. (1997) - *Les cours d'eau. Dynamique du système fluvial.* A. Colin / Masson (coll. « U »), Paris, 222 p.

Bravard Y., Siffre M. (1958) - *Contribution à l'étude du façonnement des alluvions souterraines.* Actes 2ème congrès internat. spéléo., Bari - Lecce - Salerno, t. 1, section 1, pp. 44-50.

Brésillon E., Deschamps C. (1891) - Les cavernes de Sainte-Reine (canton de Toul). *Bull. Soc. Géogr.*, Paris (3ème trim.), s. 7, t. 12, pp. 393-404.

Bretz J.H. (1955) - Cavern-making in part of the mexican plateau. *The J. Geology*, PUC, Chicago (july 1955), vol. 63, n° 4, pp. 364-375.

BRGM, AFB Rhin-Meuse (1978) - *Reconnaissance des calcaires du Dogger et des grès du Trias inférieur en Lorraine par diagraphie au micromoulinet.* Rapport n° 2, Serv. géol. rég. Lor., Nancy, 12 p.

Bruxelles L. (1997) - Karsts et paléokarsts du bassin de Mialet (bordure cévenole, Gard) : formation et évolution d'un karst démantelé. *Karstologia*, FFS, AFK, Paris, Bordeaux, n° 30, pp. 15-24.

Bruxelles L. (2001a) - *Dépôts et altérites des plateaux du Larzac central : causses de l'Hospitalet et de Campestre (Aveyron, Gard, Hérault). Evolution morphogénique, conséquences géologiques et implications pour l'aménagement.* , thèse doctorat 3ème cycle, Univ. Provence, 266 p.

Bruxelles L. (2001b) - Reconstitution morphologique du Causse du Larzac (Larzac central, Aveyron, France) ; rôle des formations superficielles dans la morphogenèse karstique. *Karstologia*, FFS, AFK, Paris, Bordeaux, n° 38, pp. 25-40.

Bruxelles L., Bruxelles S. (2002) - La chasse aux fantômes. Utilisation d'un nouveau concept de spéléogenèse dans la recherche de cavités. *Spelunca*, FFS, Paris (4ème trim. 2002), n° 88, pp. 14-20.

Buraczynski J., Butrym J. (1991) - Datation par thermoluminescence et chronostratigraphie des lœss d'Alsace. *In :* Raynal J.-P., Miallier D. (ed.) - Datation et caractérisation des milieux pléistocènes. *Cah. Quat.*, CNRS, Paris (actes des symposiums 11 et 17 de la 11ème réunion des Sciences de la Terre, Clermont-Ferrand, 25-27 mars 1986), n° 16, pp. 31-37.

Bustamante Santa Cruz L. (1976) - L'évolution plio-pléistocène du bassin mosan d'après ses minéraux lourds. *Rev. Géogr. phys. et Géol. dyn.*, Masson, Paris, s. 2, vol. 18, fasc. 4, pp. 291-300.

Buvignier A. (1840) - Notes sur les alluvions de la Moselle dans la vallée de la Meuse. *Mém. Soc. phil. Verdun*, Verdun (Meuse), t. 1, pp. 255-258.

Buvignier A. (1852) - *Statistique géologique, minéralogique, minérallurgique et paléontologique du département de la Meuse.* Verdun, 694 p.

C

Cailleux A. (1943) - Distinction des sables marins et fluviatiles. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, s. 5, t. 13, fasc. 4-5-6, pp. 125-138.

Cailleux A., Tricart J. (1959) - *Initiation à l'étude des sables et des galets.* CDU, Paris, 3 t. (t. 1 : texte ; t. 2 et 3 : valeurs numériques), 765 p.

Caillier M. (1977) - *Etude chronoséquentielle des sols sur terrasses alluviales de la Moselle ; genèse et évolution des sols lessivés glossiques.* Thèse doctorat 3ème cycle, Univ. Nancy I, 105 p.

Campy M. (1984) - Signification dynamique et climatique des formations et terrasses fluviatiles dans un environnement de moyenne montagne. Rapport. *Bull. Assoc. fra. Et. Quat.*, AFEQ, Maison de la Géologie, Paris (21ème année) [colloque AFEQ " Significations dynamique et climatique des formations et terrasses fluviatiles quaternaires ", Paris, 29 janv. 1983], s. 2, fasc. 1-2-3, n° 17-18-19, pp. 87-92.

Campy M. (1986) - Les cortex d'altération des éléments calcaires dans les rmeplissages de porche. Implications dynamiques et chronologiques. *Bull. Assoc. fra. Et. Quat.*, AFEQ, Maison de la Géologie, Paris (23ème année), s. 2, fasc. 3-4, n° 27-28, pp. 271-280.

Campy M. (1990) - L'enregistrement du temps et du climat dans les remplissages karstiques : l'apport de la sédimentologie. *In :* Tripet J.-P., Lalou J.-C. (ed.) - Actes du colloque " Remplissages karstiques et paléoclimats ", Fribourg (Suisse), 13-14 oct. 1989. *Karstologia Mém.*, FFS et AFK, n° 2, pp. 11-22.

Campy M., Bintz P., Evin J., Laville H., Chaline J. (1992) - Enregistrement sédimentaire dans les remplissages karstiques français au cours du dernier cycle climatique. *C.-R. Acad. Sci. Paris*, Gauthier-Villars, Paris, s. II, t. 315, n° 12, pp. 1509-1516.

Campy M., Bintz P., Evin J., Laville H., Chaline J. (1994) - Sedimentary record in french karstic infillings during the last climatic cycle. *Quaternaire*, AFEQ - Maison de la Géologie, Paris, vol. 5, n° 3-4, pp. 157-163.

Campy M., Chaline J., Heim J., Mourer-Chauvire C., Vuillemey M. (1990) - La séquence pléistocène de Gigny (Jura), référence chronoclimatique de l'Est de la France. *C.-R. Acad. Sci. Paris*, Gauthier-Villars, Paris, s. II, t. 310, pp. 927-934.

Campy M., Macaire J.-J. (1989) - *Géologie des formations superficielles. Géodynamique - faciès - utilisation.* Masson, Paris, 434 p.

Campy M., Richard H. (1988) - Modalités et chronologie de la déglaciation würmienne dans la chaîne jurassienne. *Bull. Assoc. fra. Et. Quat.*, AFEQ, Maison de la Géologie, Paris (25ème année), s. 2, fasc. 2-3, n° 34-35, pp. 81-90.

Camus H. (1997) - Formation des réseaux karstiques et creusement des vallées : l'exemple du Larzac méridional (Hérault, France). *Karstologia*, FFS, AFK, Paris, Bordeaux, n° 29, pp. 23-42.

Camus H. (2001) - Evolution des réseaux hydrographiques au contact Cévennes-Grands Causses méridionaux : conséquences sur l'évaluation de la surrection tectonique. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. 172, n° 5, pp. 549-562.

Camus H. (2003) - *Vallées et réseaux karstiques de la bordure carbonatée sud-cévenole. Relations avec la surrection, le volcanisme et les paléoclimats.* Thèse doctorat 3ème cycle, Univ. Bordeaux III (janv. 2003), 675 p.

Cannière P. de, Debuyst R., Dejehet F. (1990) - Application de la RPE à la datation de matériaux carbonatés. Apport d'études réalisées sur des carbonates de synthèse. *In :* Tripet J.-P., Lalou J.-C. (ed.) - Actes du colloque " Remplissages karstiques et paléoclimats ", Fribourg (Suisse), 13-14 oct. 1989. *Karstologia Mém.*, FFS et AFK, n° 2, pp. 36-42.

Capot-Rey R. (1937) - La structure et le relief (de la Lorraine). *In :* Soc. lor. Et. locales Ens. public (ed.) - *Géographie lorraine.* Berger-Levrault, Nancy, pp. 41-107.

Caramelle F. (1998) - *Contribution à l'étude du karst du Pays-Haut ; le bassin versant de la vallée d'Anderny.* Mém. maîtrise, Univ. Nancy II, 104 p.

Carbon D. (1999) - *Echantillonnage de spéléothèmes dans les cavités karstiques du Barrois.* Rapport ANDRA D RP 0 GTR 99-001/A, 27 p. (+ 52 annexes).

Carcaud N. (1990) - Etude préliminaire du comblement de fond de vallée de la Moselle à Vandières (Meurthe-et-Moselle). *Rev. géogr. Est*, PUN, Nancy, t. XXX, n° 1, pp. 37-48.

Carcaud N. (1992) - *Remplissages des fonds de vallées de la Moselle et de la Meurthe en Lorraine sédimentaire.* Thèse doctorat 3ème cycle, Univ. Nancy II, 281 p.

Carcaud N., Weisrock A., Occhietti S. (1991) - Creusements et alluvionnements holocènes de la Meurthe et de la Moselle. *Physio-Géo*, Labo. géogr. phys. " Pierre Birot " - CNRS URA DO 141, Meudon, n° 22-23, pp. 131-136.

Cassignol C. (1979) - Quelques recherches sur la méthode Potassium-Argon. *Bull. Assoc. fra. Et. Quat.*, AFEQ, Univ. Pierre et Marie Curie, Paris (16ème année), fasc. 1-2, n° 58-59, pp. 27-33.

Castaing J., Geisler D. (1972) - *Contribution à l'étude sédimentologique du Bajocien de la région de Nancy.* Thèse doctorat 3ème cycle, Univ. Nancy I, 173 p. (+ 91 annexes).

Castany G. (1982) - *Principes et méthodes de l'hydrogéologie.* Bordas (coll. « Dunod Université »), Paris, 238 p.

CEGUM (1996) - *Karst et aménagement en Lorraine.* Livret-guide excursions Réunion annuelle AFK, Metz, 5-7 sept. 1996, CEGUM, Metz, p. 54.

CEGUM, AERM (1999) - *Réalisation d'un inventaire des phénomènes karstiques et des expériences de traçage - Dogger de Lorraine - Secteur ferrifère-Rupt de Mad (carte et fichier informatique).* Rapport AERM - CEGUM, Metz

Chaline J. (1966) - Les lagomorphes et les rongeurs. *In :* Lavocat R. (ed.) - *Faunes et flores préhistoriques de l'Europe occidentale.* N. Boubée et Cie (coll. « L'homme et ses origines »), Paris, t. 3 (de l'Atlas de préhistoire), pp. 397-440.

Chaline J. (1980) - Avant-propos. *In :* Chaline J. (ed.) - Problèmes de stratigraphie quaternaire en France et dans les pays limitrophes. *Bull. Assoc. fra. Et. Quat. (suppl.)*, AFEQ, INQUA-SEQS, Univ. Dijon, CNRS LA 157, EPHE Dijon, IGCP-24, Dijon (table ronde internationale de Dijon, 11-13 décembre 1978), n° 1, pp. 2-3.

Chambosse C. (1934) - Le plateau de la Treiche et le Trou des Celtes. *L'Est Illustré (suppl. de l'E.R.)* (4-3-1934), n° 584, p. 27.

Chamley H. (2000) - *Bases de sédimentologie.* Dunod, Paris, 2ème éd., 178 p.

Choppy J. (1985) - *Dictionnaire de spéléologie physique et karstologie.* SCP et CAF (coll. « Phénomènes karstiques »), Paris, s. 9 : travaux de référence, 150 p.

Choppy J. (1991) - *Nouvelle classification génétique des éboulis autochtones.* Journées P. Chevalier, Grenoble, 10-12 mai 1991, SCParis-CAF, pp. 150-153.

Choppy J. (1994a) - *Hydraulique externe et circulation karstique*. Spéléo-Club de Paris, CAF (coll. « Synthèses spéléologiques et karstiques » ; les facteurs géographiques), Paris, t. 2, 75 p.

Choppy J. (1994b) - *La première karstification*. Spéléo-Club de Paris, CAF (coll. « Synthèses spéléologiques et karstiques » ; les facteurs géographiques), Paris, t. 3, 69 p.

Choppy J. (1995) - Conditions structurales des karsts artésiens. *Karstologia*, FFS, AFK, Paris, Bordeaux, n° 25, pp. 35-40.

Choppy J. (2000) - Des mots qui font savant. *Spelunca*, FFS, Paris (2ème trim. 2000), n° 78, pp. 40-42.

Chouvet C. (1995) - *Etude géomorphologique des percées cataclinales des Côtes de Moselle et de Meuse, en Lorraine méridionale*. Mém. maîtrise, Univ. Nancy II, 80 p.

Chouvet C., Weisrock A. (1995) - *Fig. 4b : le paléoréseau hydrographique des percées cataclinales de la côte de Moselle*. Livret-guide colloque " Paléoréseaux hydrographiques quaternaires ", Nancy, 6-8 sept. 1995 (1895-1995, centenaire de l'article de W.M. Davis sur la capture de la Moselle ; excursion du 7 septembre 1995 ; la capture de la Moselle), Labo. Géogr., Univ. Nancy II, p. 9.

Clauzon G. (1989) - *La genèse des terrasses fluviatiles d'après l'exemple des fleuves méditerranéens français*. 2ème congrès fra. Sédimentologie, Paris, 20-22 nov. 1989, pp. 71-72.

Cojan J., Renard M. (1999) - *Sédimentologie*. Dunod (Masson, coll. « Enseignement des Sciences de la Terre », Paris, pour la 1ère éd.), Paris, 2ème éd., 418 p.

Colin G., Godard A. (1962) - Les dépressions fermées en Lorraine. *Rev. géogr. Est*, Nancy, n° 3, pp. 233-261.

Collinson J.D. (1986) - Chapter 3 : alluvial sediments. *In :* Reading H.G. (ed.) - *Sedimentary environments and facies*. Blackwell Sci. Publ., Oxford, 2ème éd., 615 p.

Collinson J.D., Thompson D.B. (1989) - *Sedimentary structures*. Chapman & Hall, Londres, 2ème éd., 207 p.

Conchon O. (1980) - Stratigraphie du Quaternaire en Corse. *In :* Chaline J. (ed.) - Problèmes de stratigraphie quaternaire en France et dans les pays limitrophes. *Bull. Assoc. fra. Et. Quat. (suppl.)*, AFEQ, INQUA-SEQS, Univ. Dijon, CNRS LA 157, EPHE Dijon, IGCP-24, Dijon (table ronde internationale de Dijon, 11-13 décembre 1978), n° 1, pp. 332-342.

Conchon O. (1992) - Que sont Günz et Mindel devenus ? Approches récentes de la stratigraphie du Quaternaire. *In :* Collectif (ed.) - A propos du Quaternaire en Europe. *Géochronique* (nov. 1992), n° 44, pp. 16-18.

Contaut H. (1936) - L'évolution de la Meuse et de la Moselle au cours des temps géologiques ; alluvions siliceuses dans la vallée de la Meuse. *Bull. Soc. Sci. Nancy*, Nancy (juil.-août 1936), nouvelle série, n° 7-8, pp. 165-170.

Coque R. (1998) - *Géomorphologie*. A. Colin (coll. « U »), Paris, 6ème éd., 504 p.

Corbel J. (1957) - *Les karsts du Nord-Ouest de l'Europe et de quelques régions de comparaison. Etude sur le rôle du climat dans l'érosion des calcaires*. Rev. géogr. Lyon, mém. et doc., Inst. Et. Rhod. Univ. Lyon (h.-s.), n° 12, thèse, 541 p.

Corbonnois J. (1979) - Les unités géomorphologiques du front de l'Avant-Côte de Moselle au sud de Metz. *Mosella*, Metz, t. IX, n° 2, pp. 1-29.

Corbonnois J. (1981) - *L'avant côte de Moselle au sud de Metz (étude de géographie physique)*. Thèse doctorat 3ème cycle, Univ. Nancy II, 322 p.

Corbonnois J. (2000) - Les facteurs de l'organisation spatiale des écoulements en étiage. Exemple du bassin versant du Mouzon (Lorraine). *Rev. géogr. Est*, Assoc. Géogr. Est, Nancy, t. XXXX, n° 1-2, pp. 23-33.

Corbonnois J., Beck T. (2002) - *Cartographie de la dynamique fluviale de la Moselle amont, de Saint-Maurice-sur-Moselle jusqu'au confluent de la Meurthe*. Rapport de fin de travaux, CEGUM - DIREN Lorraine (juil. 2002), 92 p. (+ atlas cartographique).

Cordier S., Harmand D. (2003) - The terrace system of the Moselle river between France, Germany and Luxemburg : first results for a global correlation. *Géol. Fr.*, BRGM, SGF, Paris [actes colloque " Paleoweathering and paleosurfaces in the Ardenne-Eifel region ", Bettborn/Preizerdaul (Luxemburg), 14-17 mai 2003], n° 1, pp. 125-126.

Cordier S., Harmand D., Beiner M. (2002) - Les alluvions anciennes de la Meurthe en Lorraine sédimentaire (Est du bassin de Paris, France) : étude morphosédimentologique et essai de reconstitution paléoclimatique. *Rev. géogr. Est*, Assoc. Géogr. Est, Nancy, t. XLII, n° 4, pp. 197-208.

Cordier S., Harmand D., Beiner M. (2003) - The terrace system of the Moselle river between France, Germany and Luxemburg : first results for a global correlation. Poster, colloque " Paleoweathering and paleosurfaces in the Ardenne-Eifel region ", 14-17 mai 2003, Bettborn/Preizerdaul (Luxemburg).

Cordier S., Harmand D., Losson B., Beiner M. (à paraître) - Pleistocene alluviation in the Meurthe and the Moselle valleys (eastern Paris Basin) : lithofacies and incision rhythms, first results. *Quaternaire*, AFEQ - Maison de la Géologie, Paris [actes colloque " Fluvial Archives Group ", Clermont-Ferrand, 9-11 sept. 2002].

Corroy G., Minoux G. (1931) - Les mammifères quaternaires de Lorraine ; les éléphantidés. *Bull. Soc. géol. Fr.*, SGF, Paris, s. 5, t. 1, pp. 635-653.

Coulon M. (1992) - La distension oligocène dans le Nord-Est du bassin de Paris (Perturbation des directions d'extension et distribution des stylolites). *Bull. Soc. géol. Fr.*, SGF, Paris, t. 163, n° 5, pp. 531-540.

Courrèges M. (1997) - Le crypto-karst de la péninsule du Médoc ; crypto-altération, dissolution, karst sous-marin et évolution quaternaire. *Quaternaire*, AFEQ - Maison de la Géologie, Paris [Karst et archéologie ; colloque UMR 5590 du CNRS et AFEQ, Tautavel, 5-6 juin 1996], vol. 8, n° 2-3, pp. 289-304.

D

Dangana L.B. (1970) - *Les terrasses de la Moselle entre Neuves-Maisons et Toul.* Mém. maîtrise, Univ. Nancy II, 131 p.

Davis W.M. (1895) - La Seine, la Meuse et la Moselle. *Ann. Géogr.* (5ème année), pp. 25-49.

Debard E. (1994) - Les sédiments de l'affluent Robert de Joly et leur histoire. *In :* Collectif (ed.) - L'autre Padirac. *Spelunca Mém.*, FFS et Muséum d'Histoire Naturelle de Lyon, n° 20 (et Nouvelles archives MHNL, fasc. 31), pp. 105-109.

Deffontaines B., Cadet J.-P., Fourniguet J. (1991/1992) - L'analyse des surfaces enveloppes appliquée à l'étude morpho-structurale de l'est de la France. *Geodinamica Acta*, Paris, vol. 5, n° 4, pp. 279-292.

Delaby S., Grebeude R., Dubois Y., Meus P., Verheyden S., Dejonghe L. (2001) - Le système karstique de la Grotte de Hotton. Excursion, Journée 2001 de Spéléo. Scientif., 17 nov. 2001, Han-sur-Lesse.

Delaby S., Quinif Y. (2001) - Palaeoseismic investigations in Belgian caves. *Rev. Analyse Spatiale Quant. et Appl.* [actes colloque Riviera 2000, " Tectonique active et géomorphologie ", Villefranche-sur-Mer, 18-22 oct. 2000], n° spécial, pp. 67-71.

Delafosse W. (1929) - Contribution à l'étude de la faune quaternaire du département de la Moselle : le Bos primegenius Bojanus. *Bull. Soc. Hist. nat. Moselle*, Metz, 32ème cahier, s. 3, t. 8, pp. 61-78.

Delannoy J.-J. (1997) - *Recherches géomorphologiques sur les massifs karstiques du Vercors et de la Transversale de Ronda (Andalousie) ; les apports morphogéniques du karst.* PU Septentrion, Villeneuve d'Ascq (juin 1998), thèse doctorat état, Univ. Grenoble I, janv. 1997, 678 p.

Delannoy J.-J., Caillault S. (1998) - Les apports de l'endokarst dans la reconstitution morphogénique d'un karst, exemple de l'Antre de Vénus (Vercors, France). *Karstologia*, FFS, AFK, Paris, Bordeaux, n° 31, pp. 27-41.

Delannoy J.-J., Guendon J.-L., Quinif Y. (1988) - Les remplissages spéléologiques : un apport à la connaissance de a karstogenèse du massif des Coulmes (Vercors, Alpes). *Ann. Soc. géol. Belg.*, SGB, Liège (sept. 1988) [actes colloque intern. sédim. karstique, Han/Lesse, 18-22 mai 1987], t. 111, pp. 21-68.

Delannoy J.-J., Perrette Y., Destombes J.-L., Peiry J.-L. (1999) - Excursion 4 : le Vercors : itinéraire : Ste Eulalie-en-Royans - Grands Goulets - Val médian - Gorges de la Bourne - Grottes de Choranche. *Cah. Sav. Géogr.*, Univ. Savoie, Chambéry - Annecy [livret guide excursions colloque européen " Karst 99. Des paysages du karst au géosystème karstique. Dynamiques, structures et enregistrements karstiques ", Grands Causses - Vercors, 10-15 sept. 1999], n° 1, pp. 75-108.

Delannoy J.-J., Plassmann G., Appel R., Krafft H., Nedjaï R. (2001) - Contribution spéléologique à la gestion durable d'un lac de montagne ; traçages sur le bassin-versant du Königssee (Alpes de Berchtesgaden - Bavière - Allemagne). *Karstologia*, FFS, AFK, Paris, Bordeaux, n° 38, pp. 1-12.

Delépine G. (1924) - Pierre de Stonne, caillou de Beaumont et dépôts wealdiens sur la feuille de Mézières. *Ann. Soc. Géol. Nord*, Impr. centrale, Lille (1925), t. XLIX, pp. 130-148.

Delibrias G. (1979) - Problèmes liés à la datation des sols fossiles par le carbone 14. *Bull. Assoc. fra. Et. Quat.*, AFEQ, Univ. Pierre et Marie Curie, Paris (16ème année), fasc. 1-2, n° 58-59, pp. 35-42.

Delpech F., Prat F. (1980) - Les grands mammifères pléistocènes du Sud-Ouest de la France. *In :* Chaline J. (ed.) - Problèmes de stratigraphie quaternaire en France et dans les pays limitrophes. *Bull. Assoc. fra. Et. Quat. (suppl.)*, AFEQ, INQUA-SEQS, Univ. Dijon, CNRS LA 157, EPHE Dijon, IGCP-24, Dijon (table ronde internationale de Dijon, 11-13 décembre 1978), n° 1, pp. 268-297.

Demangeon A. (1927) - Belgique, Pays-Bas, Luxembourg. *In :* Vidal de la Blache P., Gallois L. (ed.) - *Géographie universelle.* A. Colin, Paris, t. II, 250 p.

Derruau M. (1988) - *Précis de géomorphologie.* Masson, Paris, 7ème éd., 534 p.

Derruau M. (1989) - *Les formes du relief terrestre (notions de géomorphologie).* Masson (coll. « Initiation aux études de géographie »), Paris, 5ème éd., 116 p.

Derwahl G. (2000) - Dépôts en grotte : relations entre la couleur et la composition chimique. Résumés des communications, Journée 2000 de Spéléo. Scientif., 18 nov. 2000, Han-sur-Lesse.

Deschamps C. (1890) - Les cavernes de Sainte-Reine. *Bull. Soc. Géogr. Est*, Berger-Levrault, Nancy (3ème trim. 1890 (1891)), t. XII, pp. 310-316.

Deshaies M. (1994) - *Les méandres encaissés dans les plateaux calcaires de la France de l'Est.* Thèse doctorat 3ème cycle, Univ. Nancy II, 383 p.

Deshaies M., Weisrock A. (1995a) - Amplitude des méandres encaissés quaternaires et surface des bassins versants dans le nord-est de la France ; implications paléogéographiques. *Geodinamica Acta*, Masson, Paris, vol. 8, fasc. 1, pp. 33-55.

Deshaies M., Weisrock A. (1995b) - Les méandres encaissés de la Meuse et les captures dans le bassin de la Moselle : enseignement de l'étude morphométrique. *Rev. géogr. Est*, Assoc. Géogr. Est, Nancy (1996), t. XXXV, n° 3-4, pp. 241-254.

Devaux F. (1974-1979) - Inventaire spéléologique du département de la Meuse. *Spéléo L*, LISPEL, Nancy, n° 5 à 11, 373 p.

Devos A. (1991) - Ressources et qualité des eaux d'un bassin minier et sidérurgique : la Fensch (Lorraine). *Mosella*, Metz (1988), t. XVIII, n° spécial annuel, pp. 239-262.

Devos A. (1996a) - Circulations hydrologiques dans le synclinal de Tréveray ; mise en évidence d'un karst de profondeur. *In :* Collectif (ed.) - Le plateau du Barrois ; approches karstologiques. *L'Echo des Cavernes meusiennes*, CDS Meuse, Revigny-sur-Ornain, n° 4, pp. 44-52.

Devos A. (1996b) - *Hydrologie et aménagements hydrauliques de la Saulx et de l'Ornain (Lorraine).* PU Septentrion, Villeneuve d'Ascq (janv. 2000), thèse doctorat 3ème cycle, Univ. Metz, nov. 1996, 443 p.

Devos A. (1998) - *Hydrologie en pays calcaires : exemple de la Saulx barroise.* Saar-Lor-Lux, problèmes de l'environnement ; résultats colloque commun Instituts Géogr. Univ. Metz, Nancy et Sarrebruck, Saarbrücken, pp. 11-25.

Devos A., Jaillet S. (1998) - Les sources de la Saulx barroise : typologie, contraintes et potentialités. *Mosella*, PUM, Metz, t. XXIII, n° 1-2, pp. 149-168.

Devos A., Jaillet S., Gamez P. (1999) - Structures tectoniques et contraintes de cheminement des eaux dans les aquifères karstiques du Barrois (Lorraine / Champagne, France). *Geodinamica Acta*, Elsevier, Paris, vol. 12, n° 3-4, pp. 249-257.

Devos A., Sary M. (1995) - Captures actives et hydrologie entre Marne et Meuse (Lorraine). *Rev. géogr. Est*, Assoc. Géogr. Est, Nancy (1996), t. XXXV, n° 3-4, pp. 309-320.

Dewez T. (1998) - Influences néotectoniques sur la géomorphologie de la région de Huy : le méandre de Leumont et la butte d'Ombret. *Bull. Soc. géogr. Liège*, SGL, E. Mérenne, vol. 35, pp. 19-27.

Doeglas D.J. (1962) - The structure of sedimentary deposits of braided rivers. *Sedimentology*, Elsevier Publ. Comp., Amsterdam, vol. 1, pp. 167-190.

Dorniol Y. (1997) - *Etude morphologique de la vallée de la Moselle entre Neuves-Maisons et Chaudeney-sur-Moselle.* Mém. maîtrise, Univ. Nancy II, 108 p.

Dreidemy J.-C., Weisrock A. (1991) - Le remplissage des vallons secs en Lorraine ; étude préliminaire. *Physio-Géo*, Labo. géogr. phys. " Pierre Birot " - CNRS URA DO 141, Meudon, n° 22-23, pp. 137-142.

Dresch J. (sous la direction de) (1985) - *Nouvel atlas des formes de relief.* Nathan, 216 p.

Dreybrodt W. (1988) - *Processes in karst systems. Physics, chemistry and geology.* Springer-Verlag, Berlin, 288 p.

Dubois G., Dubois C. (1933) - Analyse pollinique d'un échantillon de lignite de Jarville. *Ann. Soc. Géol. Nord*, SGN, Lille, t. LVIII, pp. 174-179.

Dubois P., Quinif Y., Choppy J. (1991) - *Datations isotopiques de concrétions à la Grotte de la Clamouse. Intérêt et conséquences.* Journées P. Chevalier, Grenoble, 10-12 mai 1991, SCParis-CAF, pp. 167-178.

Dubosc N. (1962) - Le Val de Boncourt a-t-il été façonné par un Rupt-de-Mad meusien ?. *Rev. géogr. Est*, Nancy, n° 3, pp. 263-270.

Duchadeau-Kervazo C., Kervazo B. (1983) - Confrontation de plusieurs types de courbes climatiques et corrélations avec quelques dépôts du Quaternaire. *Bull. Assoc. fra. Et. Quat.*, AFEQ, Maison de la Géologie, Paris (20ème année), s. 2, fasc. 1, n° 13, pp. 25-38.

Duchaufour P. (1997) - *Abrégé de pédologie. Sol, végétation, environnement.* Masson (coll. « Enseignement des Sciences de la Terre »), Paris, 291 p.

Duchesne F., Pissart A. (1985) - Valeur statistique des comptages de cailloux de différentes lithologies. *Bull. Soc. géogr. Liège* (21ème année, oct. 1985), n° 21, pp. 13-23.

Duckeck J. (2000) - Showcaves.com : Germany, Schwäbische Alb, Aachquelle [en ligne].

Dunand M., Amouroux R., Chastrette M. (1979) - La réaction de racémisation des aminoacides et quelques applications en géochimie. *Bull. Assoc. fra. Et. Quat.*, AFEQ, Univ. Pierre et Marie Curie, Paris (16ème année), fasc. 1-2, n° 58-59, pp. 53-64.

Durand M., Jouanneau J.-C., Soudet H. (1974) - A propos d'une excursion sur le bassin de l'Aroffe ; Bajocien nancéien et karstification. *Spéléo L*, Nancy, n° 4, pp. 21-48.

E

Eisenmenger G. (1907) - *Etudes sur l'évolution du Rhin et du système hydrographique rhénan.* Bonvalot-Jouve, Paris, thèse, 512 p.

Ek C. (1961) - Conduits souterrains en relation avec les terrasses fluviales. *Ann. Soc. géol. Belg.* (avril 1961), t. LXXXIV, pp. 313-340.

Ek C. (1997) - Le plafond plat, critère d'une genèse phréatique ; l'exemple de la grotte Steinlein à Comblain-au-Pont. Résumés des communications, Journée 1997 de Spéléo. Scientif., 8 nov. 1997, Han-sur-Lesse.

Ek C., avec la collaboration de Alexandre-Pyre S. et Juvigné E. (1974) - Nouvelles recherches à la grotte de Remouchamps : le cadre géologique et géomorphologique ; étude sédimentologique dans la grotte de Remouchamps.. *Bull. Soc. Roy. Belge Anthrop. Préhist.*, t. 85, pp. 6-41.

Ek C., Gewelt M., Godissart J., Grimberieux J. (1985) - Phénomènes karstiques en Belgique. *Bull. Soc. géogr. Liège* (21ème année, oct. 1985) [C.-R. excursions Colloque internat. Karstologie appliquée, Liège, Belgique, 31 mai-3 juin 1984], n° 21, pp. 25-39.

Ek C., Hillaire-Marcel C., Trudel B. (1981) - Sédimentologie et paléoclimatologie isotopique dans une grotte de Gaspésie, Québec. *Géogr. phys. et quat.*, vol. 35, n° 3, pp. 317-328.

Ek C., Poty E. (1982) - Esquisse d'une chronologie des phénomènes karstiques en Belgique. *Rev. belge Géogr.* (106ème année), fasc. 1, pp. 73-85.

Ek C., Quinif Y. (1988) - Les sédiments détritiques des grottes : apercu synthétique. *Ann. Soc. géol. Belg.*, SGB, Liège (sept. 1988) [actes colloque intern. sédim. karstique, Han/Lesse, 18-22 mai 1987], t. 111, pp. 1-7.

Ek C., Verheyden S., Delaby S. (2001) - La grotte du Fayt à Jemelle. *In :* Verheyden S., Bernard C. (ed.) - Actes des Journées de Spéléologie Scientifique, Han-sur-Lesse 1997 à 2000. *Geol. Surv. Belgium, prof. paper*, Ministère des Affaires économiques, Serv. Géol. Belg., Bruxelles (2001/3), n° 295, pp. 98-99.

Emiliani C. (1955) - Pleistocene temperatures. *The J. Geology*, PUC, Chicago (nov. 1955), vol. 63, n° 6, pp. 538-578.

Emiliani C. (1966a) - Paleotemperature analysis of caribbean cores P 6304-8 and P 6304-9 and a generalized temperature curve for the past 425 000 years. *The J. Geology*, PUC, Chicago (march 1966), vol. 74, n° 2, pp. 109-126.

Emiliani C. (1966b) - Isotopic paleotemperatures. *Science*, Am. Assoc. for the Adv. of sci., Washington (18-11-1966), vol. 154, n° 3751, pp. 851-857.

Errard S. (1938a) - Les cavernes de la vallées de l'Esse et leur rapport avec la tectonique régionale. *Bull. Soc. Sci. Nancy*, Nancy (mars 1938), t. 3, n° 3, pp. 59-67.

Errard S. (1938b) - Notes sur l'origine et la formation des grottes de Pierre-la-Treiche. *Rev. Sect. Vosg. CAF*, Nancy, n° 15, pp. 1-12.

Errard S. (1939) - Les déplacements de la Moselle de Pompey à Pont-à Mousson. *Bull. mens. Soc. Sci. Nancy*, G. Thomas, Nancy (août 1939) [C.-R. 1er congrès lor. Soc. sav. Est France, Nancy, 6-8 juin 1938], nouvelle série, t. III, n° 5 bis, pp. 221-228.

Errard S. (1942) - *Le problème de la " capture " de la Moselle.* Mém. DES hist.-géo., Nancy, 2 vol., 217 p. (+ 49 photos).

Errard S. (1945) - Les cavernes de Meurthe-et-Moselle. *Bull. Soc. Sci. Nancy*, Nancy (oct. 1945), t. 5, n° 5, pp. 9-11.

Estienne P., Godard A. (1990) - *Climatologie.* A. Colin (coll. « U »), Paris, 368 p.

F

Faber A., Gamez P., Hanzo M., Mirambet F., Amoferlor, Musée du Fer de Jarville (1999) - Le fer. *Bull. Info. Géol. Bass. Paris* [actes journées ét. " Mines de Lorraine et du Luxembourg "], vol. 36, n° 1, pp. 27-33.

Fabre G., Nicod J. (1982) - Lapiès couverts, modalités et rôle de la corrosion crypto-karstique. *Mém. et doc.*, CNRS, Paris [phénomènes karstiques, t. III], pp. 115-127.

Facon R. (1976) - *Les formations superficielles ; galets et sables.* Assoc. poitevine de géographie, Poitiers, 170 p.

Faure M., Guérin C. (1992) - La grande faune de l'Europe occidentale au Pléistocène moyen et supérieur et ses potentialités d'information en préhistoire. *Mém. Soc. géol. Fr.*, n° 160, pp. 77-84.

Fénelon P. (1967a) - Vocabulaire français des phénomènes karstiques. *Mém. et doc.*, CNRS, Paris (1968) [phénomènes karstiques], nouvelle série, vol. 4, pp. 13-68.

Fénelon P. (1967b) - Sur l'origine des argiles de décalcification. *Mém. et doc.*, CNRS, Paris (1968) [phénomènes karstiques], nouvelle série, vol. 4, pp. 143-148.

Fischer J.-C. (1989) - *Fossiles de France et des régions limitrophes.* Masson (coll. « Guides géologiques régionaux »), Paris, 2ème éd., 479 p.

Fizaine J.-P. (1980) - Relation entre la fissuration et la spéléogenèse. *Spéléo L*, LISPEL, Nancy, n° 12, pp. 155-176.

Flageollet J.-C. (1984) - La terrasse würmienne à l'aval de la moraine de Noirgueux entre Remiremont et Epinal (Vosges) : signification dynamique et conditions paléoclimatiques. *Bull. Assoc. fra. Et. Quat.*, AFEQ, Maison de la Géologie, Paris (21ème année) [colloque AFEQ " Significations dynamique et climatique des formations et terrasses fluviatiles quaternaires ", Paris, 29 janv. 1983], s. 2, fasc. 1-2-3, n° 17-18-19, pp. 93-98.

Flageollet J.-C. (2002) - *Sur les traces des glaciers vosgiens.* CNRS, Paris, 212 p.

Flageollet J.-C., Gury M., Vincent P.-L. (1982) - Formations superficielles et quaternaire, sols. *In :* Vincent P.-L. (ed.) - *Notice explicative, carte géologique de la France à 1/50000, feuille Nancy (230).* BRGM, Orléans, 2ème éd., pp. 12-16 et 28-30.

Flageollet J.-C., Vincent P.-L. (1985) - Formations superficielles. *In :* Flageollet J.-C., Le Roux J., Vincent P.-L. (ed.) - *Notice explicative, carte géologique de la France à 1/50000, feuille Toul (229).* BRGM, Orléans, 3ème éd., pp. 22-35.

Fliche P., Bleicher G. (1881) - Etude sur la flore de l'Oolithe inférieure aux environs de Nancy. *Bull. Soc. Sci. Nancy*, Berger-Levrault, Paris (14ème année, 1881), s. II, t. VI, fasc. XIII, pp. 54-100.

Ford D., Williams P. (1989) - *Karst geomorphology and hydrology.* Chapman & Hall, Londres, 601 p.

Foucault A., Raoult J.-F. (2000) - *Dictionnaire de géologie.* Dunod, Masson Sciences, Paris, 5ème éd., 380 p.

Fourneaux J.-C. (1994) - Analyse des conditions de développement de la karstification profonde. *Karstologia*, FFS, AFK, Paris, Bordeaux, n° 23, pp. 19-22.

Fournier A. (1900) - Les vallées vosgiennes (ch. 2 : les rivières qui se perdent). *Bull. Soc. Géogr. Est*, Berger-Levrault, Nancy (21ème année, 2ème trim.), nouvelle série, pp. 205-220.

Fournier E. (1926) - *Les eaux souterraines ; sources, résurgences, exsurgences et nappes aquifères.* Impr. de l'Est, Besançon, 222 p.

Fourniguet J. (1980) - Mouvements verticaux actuels en Bassin de Paris révélés par les comparaisons de nivellements. *Bull. Soc. géol. Fr.*, SGF, Paris, s. 7, t. 22, n° 4, pp. 685-693.

Fourniguet J. (1987) - *Géodynamique actuelle dans le nord et le nord-est de la France. Apport des comparaisons de nivellements.* Mém. BRGM, Orléans, n° 127, 173 p. (+ 10 annexes).

Frécaut R. (1971) - *La Moselle et son bassin. Contribution à l'hydrologie et à la dynamique fluviales en milieu tempéré océanique.* Thèse doctorat 3ème cycle, Univ. Bretagne Occ. (Brest), 840 p.

Frischmann E. (1997) - *Le Muschelkalk supérieur de la périphérie du bassin houiller : problème de karstification, aménagement et gestion des ressources.* Mém. maîtrise, Univ. Metz (juin 1997), 111 p.

Frisia S., Bini A., Quinif Y. (1994) - Morphologic, crystallographic and isotopic study of an ancient flowstone (Grotta di Cunturines, Dolomites) - Implications for paleoenvironmental reconstructions. *Speleochronos*, CERAK, Mons, n° 5, pp. 3-18.

Frye J.C. (1961) - Fluvial deposition and the glacial cycle. *The J. Geology*, PUC, Chicago (sept. 1962), vol. 69, n° 5, pp. 600-603.

G

Gall J.-C. (1976) - *Environnements sédimentaires anciens et milieux de vie (introduction à la paléoécologie).* Doin, Paris, 228 p.

Gamez P. (1980) - Techniques sédimentologiques applicables au domaine souterrain. *Spéléo L*, LISPEL, Nancy, n° 12, pp. 177-205.

Gamez P. (1985a) - Erosion des sols et érosion chimique dans le bassin karstifié de la Damusse (Lorraine septentrionale). *Ann. Soc. géol. Belg.*, SGB, Liège, t. 108, pp. 213-219.

Gamez P. (1985b) - Karstologie lorraine. *Spéléo L*, LISPEL (et FFS), Nancy, n° 15 (spécial : la spéléologie en Lorraine), pp. 35-45.

Gamez P. (1988) - Les diaclases en Lorraine. *Spéléo L*, LISPEL (et FFS), Nancy, n° 14, pp. 7-17.

Gamez P. (1995) - *Hydrologie et karstologie du bassin du Loison (Woëvre septentrionale - Lorraine).* Mosella, PUM, Metz (1991 (parution 1995)), t. XXI, thèse doctorat 3ème cycle, Univ. Metz, janv. 1992, 453 p.

Gamez P. (1998) - *Quelques problèmes d'aménagement et d'environnement dans les zones karstiques lorraines.* Saar-Lor-Lux, problèmes de l'environnement ; résultats colloque commun Instituts Géogr. Univ. Metz, Nancy et Sarrebruck, Saarbrücken, pp. 41-51.

Gamez P., Fizaine J.-P., Mansuy D., Scapoli J. (2001) - Origine des circulations souterraines dans la vallée de l'oued Guigou (Moyen Atlas septentrional, Maroc). *Mosella*, Univ. Metz (oct. 2001) [actes colloque franco-marocain " Eaux et sociétés dans les montagnes du Maroc et des pays voisins ", Fès, 21-26 sept. 1999], t. XXV, n° 3-4, pp. 195-216.

Gamez P., Gras F., Sary M. (1979) - Le revers de la Dalle d'Etain en Lorraine septentrionale ; un exemple de l'influence du karst sur la géodynamique externe. *Ann. Soc. géol. Belg.*, SGB, Liège (déc. 1979), t. 102, fasc. 1, pp. 47-52.

Gamez P., Hall F. (1991) - L'étang d'Amel en Woëvre septentrionale : un exemple de contraintes dans l'aménagement d'un milieu karstifié. *Mosella*, Metz (1988), t. XVIII, n° spécial annuel, pp. 215-238.

Gamez P., Harmand D., Caramelle F. (2000) - Karst et paléo-écoulement dans le Pays Haut (Lorraine) : l'exemple du bassin versant de la vallée d'Anderny-Malavillers. *Rev. géogr. Est*, Assoc. Géogr. Est, Nancy, t. XXXX, n° 1-2, pp. 67-79.

Gamez P., Harmand D., Deshaies M. (inédit) - L'évolution tertiaire et récente de la Lorraine sédimentaire : l'enseignement des études anciennes. Soumis à *Géol. Fr.*, BRGM, SGF, Paris.

Gamez P., Letouze F., Sary M. (1985) - Le bassin karstique de l'Aroffe. *Spelunca Mém.* [actes 16ème congrès nat. spéléo., Nancy-Metz, 23-27 mai 1985], n° 14, pp. 78-79.

Gamez P., Losson B. (1998) - Premiers résultats de l'étude des remplissages dans le karst de Pierre-la-Treiche (54) ; l'entrée E du réseau Sainte-Reine. *Mosella*, PUM, Metz, t. XXIII, n° 3-4, pp. 41-59.

Gamez P., Sary M. (1979) - Morphogenèse et karstogenèse en Woëvre septentrionale. *Mosella*, Metz, t. IX, n° 1, pp. 3-76.

Gamez P., Sary M. (1985) - Morphogenèse et karstogenèse en Woëvre septentrionale ; " l'interfuve Loison-Othain ". *Spelunca Mém.* [actes 16ème congrès nat. spéléo., Nancy-Metz, 23-27 mai 1985], n° 14, pp. 73-75.

Gamez P., Wehrli A., Fizaine J.-P., Scapoli J. (1995) - L'implication du karst dans la capture de la Moselle. *Rev. géogr. Est*, Assoc. Géogr. Est, Nancy (1996), t. XXXV, n° 3-4, pp. 297-308.

Gardet G. (1925) - La " Haute terrasse " du Bois Moncel (près Foug) et de Lay-Saint-Rémy. *Bull. Soc. géol. Fr.*, SGF, Paris, s. 4, t. 25, fasc. 7-8, pp. 619-626.

Gardet G. (1926) - Le Bathonien supérieur de la ferme Gimeys (cote 350) à l'Ouest de Sexey-aux-Forges. *Bull. Soc. Sci. Nancy*, Nancy, s. 4, t. 3, pp. 217-223.

Gardet G. (1928) - Les systèmes de terrasses de la trouée Pont-Saint-Vincent, Toul, Foug, Commercy. *Bull. Soc. Sci. Nancy*, Nancy (1926), s. IV, t. III, fasc. III, pp. 237-280.

Gardet G. (1943) - Faciès à Polypiers du Bajocien supérieur (Dubisien) de l'Est de Toul (M.-et-M.). *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, s. 5, t. 13, fasc. 4-5-6, pp. 193-206.

Gardet G. (1945) - La Bathonien de la Lorraine. *Bull. Serv. Carte géol. Fr. et topo. sout.*, Paris (1947), t. 45, n° 217, pp. 327-394.

Gardet G., Capot-Rey R. (1929) - Sur l'extension des Grès tertiaires dans le Nord-Est du Bassin parisien. *Bull. Soc. géol. Fr.*, SGF, Paris, s. 4, t. 29, fasc. 6-7, pp. 419-422.

Gazelle F. (1984) - Quelques phénomènes hydro-karstiques dans les formations éocènes du piémont de la Montagne Noire. *Karstologia*, FFS, AFK, Paris, Nîmes, n° 4, pp. 26-28.

Géhin P., Sary M. (1979) - Etude morphologique du bassin supérieur de l'Orne. *Mosella*, Metz, t. IX, n° 1, pp. 77-108.

Geissert F., Menillet F., Farjanel G. (1976) - Les alluvions rhénanes plioquaternaires dans le département du Bas-Rhin. *Sci. Géol., bull.*, Strasbourg, t. 29, fasc. 2, pp. 121-170.

Genest C.G. (2000) - *Dictionnaire de géomorphologie.* Soc. de Géogr. de la Mauricie, Inc, Trois-Rivières, Province de Québec, Canada, 437 p.

Genty D. (1992) - Les spéléothèmes du tunnel de Godarville (Belgique) - Un exemple exceptionnel de concrétionnement moderne. Intérêt pour l'étude de la cinétique de la précipitation de la calcite et de sa relation avec les variations de l'environnement. *Speleochronos*, CERAK, Mons, n° 4, pp. 3-29.

Genty D. (1995) - Corrélation entre l'épaisseur des lamines de deux stalagmites modernes et les données météorologiques. *Speleochronos*, CERAK, Mons, n° 6, pp. 35-40.

Genty D., Dauphin Y., Deflandre G., Quinif Y. (1997a) - Exemples de particules d'origine anthropique piégées dans les lamines de croissance de stalagmites - Intérêt pour la reconstitution des environnements humains anciens. *Quaternaire*, AFEQ - Maison de la Géologie, Paris [Karst et archéologie ; colloque UMR 5590 du CNRS et AFEQ, Tautavel, 5-6 juin 1996], vol. 8, n° 2-3, pp. 149-157.

Genty D., Deflandre G., Quinif Y., Verheyden S. (1997b) - Les lamines de croissance des spéléothèmes : origine et intérêt paléoclimatique. *Bull. Soc. belge Géol.* (1999), t. 106, pp. 63-77.

Genty D., Quinif Y. (1996) - Annually laminated sequences in the internal structure of some belgian stalagmites. Importance for paleoclimatology. *J. Sedim. Res.* (jan. 1996), vol. 66, n° 1, pp. 275-288.

Genty D., Quinif Y., Bastin B. (1992) - Un remplissage endokarstique tardiglaciaire et holocène (nouvelle galerie de la grotte de Rochefort). *Speleochronos*, CERAK, Mons, n° 4, pp. 30-40.

George P. (sous la direction de) (1990) - *Dictionnaire de la géographie*. PUF, Paris, 4ème éd., 512 p.

Gérard M. (2000) - *Les vallées de la Meuse et du Mouzon : liens entre karstification des calcaires et encaissement des cours d'eau (revers de la côte du Bajocien au Sud de Neufchâteau)*. Mém. maîtrise, Univ. Nancy II, 147 p. (+ 1 carte h.-t.).

Gewelt M., Ek C. (1988) - Les concrétions carbonatées des grottes : aperçu synthétique. *Ann. Soc. géol. Belg.*, SGB, Liège (sept. 1988) [actes colloque intern. sédim. karstique, Han/Lesse, 18-22 mai 1987], t. 111, pp. 9-19.

Gèze B. (1948) - La capture souterraine du Thoré (versant atlantique) par le Jaur (versant méditerranéen). *Ann. Spéléo.*, t. 3, fasc. 4, pp. 233-242.

Gèze B. (1965) - *La spéléologie scientifique*. Seuil (coll. « Microcosme, le Rayon de la Science »), Paris, n° 22, 190 p.

Gèze B. (1971) - Relation entre les phénomènes karstiques de surface et de profondeur. *Bull. Assoc. Géogr. fra.*, n° 389-390, pp. 269-272.

Gèze B. (1973) - L'hydrogéologie karstique au service de la tectonique dans la Montagne Noire. *Ann. Sci. Univ. Besançon*, s. 3, fasc. 20, pp. 15-18.

Gèze B. (1974) - Relations entre les phénomènes karstiques de surface et de profondeur. *Mém. et doc.*, CNRS, Paris (1975) [phénomènes karstiques, t. II], nouvelle série, vol. 15, pp. 195-207.

Ghanimi S. (1991) - *La terrasse " moyenne " de la Meurthe à Ménil-Flin/Bois du Feys (caractéristiques du matériel)*. Mém. DEA, Univ. Nancy II, 45 p.

Ghanimi S. (1999) - *Contribution à l'étude morphosédimentaire des grèzes lorraines*. Thèse doctorat 3ème cycle, Univ. Nancy II (janv. 1999), 245 p.

Gilli E. (1999) - *Eaux et rivières souterraines*. PUF (coll. « Que sais-je ? »), Paris, n° 455, 127 p.

Gilli E., Delange P. (2001) - Utilisation des spéléothèmes comme indicateurs de néotectonique ou de paléosismicité. *Rev. Analyse Spatiale Quant. et Appl.* [actes colloque Riviera 2000, " Tectonique active et géomorphologie ", Villefranche-sur-Mer, 18-22 oct. 2000], n° spécial, pp. 79-90.

Godron D.-A. (1877) - *Du passage des eaux et des alluvions anciennes de la Moselle dans les bassins de la Meurthe en amont de Nancy et de la Meuse par la vallée de l'Ingressin*. Berger-Levrault, Nancy, 24 p.

Godron D.-A. (1878a) - Histoire des premières découvertes faites aux environs de Toul et de Nancy de produits de l'industrie primitive de l'homme. *Bull. Soc. Sci.*, Berger-Levrault et Cie, Nancy (1878), 9 p.

Godron D.-A. (1878b) - Les cavernes des environs de Toul et les mammifères qui ont disparu de la vallée de la Moselle. *Mém. Acad. Stanislas*, Berger-Levrault, Nancy (1878), 30 p.

Guérin R. (1974) - L'analyse tectonique et microtectonique dans l'étude de la karstification ; exemple des karsts du Bas-Vivarais (étude préliminaire). *Mém. et doc.*, CNRS, Paris (1975) [phénomènes karstiques, t. II], nouvelle série, vol. 15, pp. 81-94.

Guillaume C. (1976) - La préhistoire en Lorraine. *Spéléo L*, LISPEL, Nancy, n° 8, pp. 39-47.

Guillaume C. (1982) - Les gisements du Paléolithique inférieur et moyen de Lorraine. *Bull. Assoc. fra. Et. Quat.*, AFEQ, Maison de la Géologie, Paris (19ème année), s. 2, fasc. 2-3, n° 10-11, pp. 135-146.

Guillaume C. (1985) - L'archéologie préhstorique en milieu souterrain. *Spéléo L*, LISPEL (et FFS), Nancy, n° 15 (spécial : la spéléologie en Lorraine), pp. 57-61.

Guillet B., Burtin G., Delcroix P., Gury M. (1984) - Le fer des calcaires et des terra fusca des plateaux lorrains (France). *Pédologie (bull. Soc. belge Pédol.)*, Gand, vol. 34, fasc. 3, pp. 301-318.

Guillocheau F., Robin C., Allemand P., Bourquin S., Brault N., Dromart G., Friedenberg R., Garcia J.-P., Gaulier J.-M., Gaumet F., Grosdoy B., Hanot F., Le Strat P., Mettraux M., Nalpas T., Prijac C., Rigollet C., Serrano O., Grandjean G. (2000) - Meso-Cenozoic geodynamic evolution of the Paris Basin : 3D stratigraphic constraints. *Geodinamica Acta*, Elsevier, Paris (août 2000), vol. 13, n° 4, pp. 189-246.

Guillocheau F., Robin C., Mettraux M., Dagallier G., Robin F.-X., Le Solleuz A. (2002) - Le Jurassique de l'Est du bassin de Paris. *Bull. Info. Géol. Bass. Paris*, AGBP (sept. 2002), vol. 39, n° 3, pp. 23-47.

Gury M. (1972) - *Carte pédologique du plateau de Haye et notice explicative.* Centre de pédologie biologique, CNRS et Univ. Nancy I, Nancy, 46 p.

Gury M., Florentin L., Nys C., Thomas A., Rucquoi D., Thiébaut J.-P., Flageollet J.-C. (1978) - Explorations et tracés géologiques des formations superficielles. *In :* Vincent P.-L. (ed.) - *Carte géologique de la France à 1/50000, feuille Nancy (230).* BRGM, Orléans, 2ème éd.

Gury M., Vaskou P., Flageollet J.-C., Vincent P.-L. (1984) - Explorations et tracés géologiques des formations superficielles. *In :* Vincent P.-L. (ed.) - *Carte géologique de la France à 1/50000, feuille Toul (229).* BRGM, Orléans, 3ème éd.

H

Hadjouis A. (1987) - Granulométrie des fractions sableuses. *In :* Miskovsky J.-C. (ed.) - *Géologie de la préhistoire.* Géopré, Paris, pp. 413-426.

Haguenauer B., Hilly J. (1987) - L'enregistrement géologique et géographique de la naissance et du déclin du Bassin de Paris dans ses marches orientales. *In :* Cavelier C., Lorenz J. (ed.) - Aspect et évolution géologiques du Bassin Parisien. *Bull. Info. Géol. Bass. Paris*, mém. h.-s., n° 6, pp. 105-115.

Hameurt J. (1967) - *Les terrains cristallins et cristallophylliens du versant occidental des Vosges moyennes.* Mém. Serv. Carte géol. Als.-Lor., Strasbourg, n° 26, 402 p.

Hanzo M., Le Roux J. (1982) Groupe Fra. Et. Jurassique, excursion en Lorraine, 25-28 sept. 1982, Labo. Géol. du " Sédimentaire " Univ. Nancy I, t. 1, p. 23.

Harmand D. (1989) - *La Meuse lorraine. Contribution à l'étude des alluvions anciennes de la Meuse entre Pagny/Meuse et Mouzon (Ardennes) ; tentative d'une reconstitution paléogéographique et dynamique actuelle du bassin.* Thèse doctorat 3ème cycle, Univ. Nancy II - Nancy I, 2 vol., 603+100 p.

Harmand D. (1991) - Les alluvions anciennes et les niveaux des terrasses dans la vallée de la Meuse lorraine. *Mosella*, Metz (1988), t. XVIII, n° spécial annuel, pp. 1-38.

Harmand D. (1992) - *Histoire de la vallée de la Meuse lorraine.* PUN (coll. « Etudes géographiques »), Nancy, 146 p.

Harmand D. (2001) - Evolution morphologique cénozoïque des vallées de l'est du Bassin de Paris. Comparaison avec le sud du Bassin. *Mélanges offerts au Pr Bonnefont.* Univ. Nancy 2, pp. 41-49.

Harmand D., Fauvel P.-J. (2000) - Etat des connaissances des terrasses des paléo-vallées de " l'Aisne-Ornain-Saulx " et de " l'Aire-Bar ". *In :* Collectif (ed.) - *Analyse de l'évolution morphologique des confins Meuse - Haute-Marne. Acquisition de données de terrain pour quantifier la dynamique de l'érosion. Première phase de travaux, mars 2000.* Univ. Nancy 1, G2R, rapport ANDRA, pp. 56-90.

Harmand D., Fauvel P.-J. (2001) - L'incision du réseau hydrographique aux confins Meuse / Haute-Marne : étude des stades de creusement des vallées de l'Ornain et de la Saulx. *In :* Jaillet S. (ed.) - *Site Meuse / Haute-Marne. Quantification de l'érosion. Dynamique de l'évolution morphologique. Phase 2000-2001 des études de terrain.* Univ. Nancy 1, G2R, rapport ANDRA, t. 1 et 2, pp. 43-69 et 62-115.

Harmand D., Fauvel P.-J., Jaillet S., Le Roux J., Allouc J., Brulhet J., Brocandel M. (2002) - Incision anté- et post-capture dans les vallées de l'Ornain et de la Saulx (Est du bassin de Paris). *Rev. géogr. Est*, Assoc. Géogr. Est, Nancy, t. XLII, n° 4, pp. 171-183.

Harmand D., Kartit A., Occhietti S., Weisrock A. (1995a) - L'âge de la capture : corrélations entre les formations fluviatiles saaliennes de la Haute Moselle et de la Meuse. *Rev. géogr. Est*, Assoc. Géogr. Est, Nancy (1996), t. XXXV, n° 3-4, pp. 269-290.

Harmand D., Krook L., Pissart A. (1995b) - L'enregistrement de la capture de la Haute Moselle dans les alluvions de la basse vallée de la Meuse. *Rev. géogr. Est*, Assoc. Géogr. Est, Nancy (1996), t. XXXV, n° 3-4, pp. 291-296.

Harmand D., Weisrock A., Gamez P., Le Roux J., Occhietti S., Deshaies M., Bonnefont J.-C., Sary M. (1995c) - Nouvelles données relatives à la capture de la Moselle. *Rev. géogr. Est*, Assoc. Géogr. Est, Nancy (1996), t. XXXV, n° 3-4, pp. 321-343.

Harmand D., Pissart A., Krook L. (1998) - *L'évolution du paléo-bassin de la Meuse : les enseignements des captures et leurs implications environnementales.* Saar-Lor-Lux, problèmes de l'environnement ; résultats colloque commun Instituts Géogr. Univ. Metz, Nancy et Sarrebruck, Saarbrücken, pp. 157-173.

Harmand D., Le Roux J. (2000) - La capture de la Haute Moselle. *Bull. Info. Géol. Bass. Paris*, AGBP (sept. 2000) [actes journées ét. printemps AGBP (morphologie karstique, hydrographie et fracturation en Lorraine-Champagne, 1-3 juin 2000)], vol. 37, n° 3, pp. 4-14.

Hauvel A., Dujardin L., Madelaine P., Ribot J.-L., Coulombier P., Chauveau M. (1995) - *Pertes de l'Aure.* Hypogées, Ligue spéléo Basse Normandie, Hérouville Saint-Clair, n° spécial, 14 p.

Henry D. (1992) - *Inventaire d'un remplissage karstique à Wameau, Belleville-sur-Meuse.* Mém. maîtrise, Univ. Nancy II, 86 p.

Henry J.-P. (1960) - *Contribution à l'étude de la faune cavernicole de Lorraine.* Mém. DES sci. nat., Univ. Nancy, fac. sciences, 42 p.

Herak M., Stringfield V.T. (1972) - *Karst important karst regions of the northern hemisphere.* Elsevier Publ. Comp., Amsterdam, 551 p.

Hilly J., Haguenauer B. (1979) - *Lorraine - Champagne.* Masson (coll. « Guides géologiques régionaux »), Paris, 216 p.

Hobléa F. (1999) - L'approche spéléographique des réseaux souterrains : concepts, outils, enseignements morphogéniques. Application aux plateaux des Hauts de Chartreuse (Préalpes françaises du Nord). *Etudes de géographie physique*, CAGEP, Univ. Provence [actes colloque européen " Karst 99. Des paysages du karst au géosystème karstique. Dynamiques, structures et enregistrement karstiques ", Grands Causses - Vercors, 10-15 sept. 1999], n° XXVIII suppl., pp. 117-122.

Hochleitner R. (1987) - *Minéraux et cristaux.* Nathan (coll. « Gros plan »), Paris, 256 p.

Hötzl H. (1996) - Origin of the Danube-Aach system. *Environmental Geology*, Springer, Berlin, vol. 27, n° 2, pp. 87-96.

Houbrechts G., Petit F. (2003) - Utilisation des scories métallurgiques en dynamique fluviale : détermination de la compétence effective des rivières et estimation des vitesses de progression de leur charge de fond. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, GFG, Paris (janv.-mars 2003), n° 1, pp. 3-12.

Huber P. (1973) - *Carte géologique des formations superficielles de la feuille de Nancy (1/50000ème) ; t. 5 : évolution morphologique.* Mém. maîtrise, Univ. Nancy II, 32 p.

Husson N. (1848) - *Esquisse géologique de l'arrondissement de Toul suivi d'un aperçu botanique des environs de cette ville.* Bastien, Toul, 106 p.

Husson N. (1863) - *Notes pour servir aux recherches relatives à l'époque de l'apparition de l'homme sur la Terre.* A. Bastien, Toul, 19 p.

Husson N. (1864) - *Origine de l'espèce humaine dans les environs de Toul par rapport au diluvium alpin.* P. Toussaint, Pont-à-Mousson, 63 p.

Husson N. (1865a) - *Alluvions des environs de Toul par rapport à l'Antiquité de l'espèce humaine.* A. Bastien, Toul, 16 p.

Husson N. (1865b) - *Ancienneté de l'homme dans les environs de Toul ; note complémentaire.* A. Bastien, Toul, 8 p.

Husson N. (1866a) - *Alluvions des environs de Toul par rapport à l'Antiquité de l'espèce humaine.* A. Bastien, Toul, 8 p.

Husson N. (1866b) - *Origine de l'espèce humaine dans les environs de Toul et figurines des temps primitifs.* A. Bastien, Toul, 16 p.

Husson N. (1867a) - *Origine de l'espèce humaine dans les environs de Toul. Analyse chimique et examen comparatif des épaves touloises avec celle du Musée impérial de Saint-Germain et de l'Exposition Universelle.* A. Bastien, Toul, 29 p.

Husson N. (1867b) - *Origine de l'espèce humaine dans les environs de Toul par rapport au diluvium alpin.* J.-B. Baillière et Fils, Paris, 16 p.

Husson N. (1870) - *Histoire du sol de Toul ; 17ème note sur l'origine de l'espèce humaine dans les environs de cette ville.* T. Lemaire, Toul, 56 p.

Husson N. (1880) - *Géologie ; concordances de classifications relatives à l'arrondissement de Toul.* T. Lemaire, Toul, 30-44 p.

Huxtable J., Aitken M. (1991) - Thermoluminescence dating : results for the late Pleistocene. *In :* Raynal J.-P., Miallier D. (ed.) - Datation et caractérisation des milieux pléistocènes. *Cah. Quat.*, CNRS, Paris (actes des symposiums 11 et 17 de la 11ème réunion des Sciences de la Terre, Clermont-Ferrand, 25-27 mars 1986), n° 16, pp. 19-24.

Huybers P. (2001) - Milankovitch and tuning [en ligne].

I

Imbeaux E., Villain F. (1902) - *Captation des eaux souterraines de la forêt de Haye.* Impr. nancéienne, Nancy, 30 p.

Imbrie J., Hays J.D., Martinson D.G., Mc Intyre A., Mix A.C., Morley J.J., Pisias N.G., Prell W.L., Shackleton N.J. (1984) - The orbital theory of Pleistocene climate : support from a revised chronology of the marine δ18O record. *In :* Berger A.L., Imbrie J., Hays J., Kukla G., Saltzman B. (ed.) - *Milankovitch and Climate (part 1)*. D. Reidel, Dordrecht, pp. 269-305.

Institut Français du Pétrole (1966) - *Essai de nomenclature et caractérisation des principales structures sédimentaires*. Technip, Paris, 291 p.

J

Jacquemin D. (1988) - Echo des profondeurs : Meurthe-et-Moselle. Trou du Père Maire (Belleville). *Spelunca*, FFS, Paris (janv.-mars 1988), n° 29, pp. 6-7.

Jacquemin D. (2003) - Echos des profondeurs : Vosges. Puits Martin (Bazoilles-sur-Meuse). *Spelunca*, FFS, Paris (1er trim. 2003), n° 89, p. 4.

Jacquemin D., Gamez P. (1994) - Inventaire souterrain du Bois de trampot. *Hadès, Cah. spéléo. Lor.*, CLRS, Nancy, n° 8, pp. 7-67.

Jaillet S. (1995) - *Le géosystème karstique du Rupt du Puits : étude morphologique de l'exo- et de l'endokarst*. Mém. maîtrise, Univ. Metz, 173 p.

Jaillet S. (1996) - *Dynamique des karsts couverts de bas plateaux : l'exemple du Rupt du Puits (Lorraine / Champagne, France)*. Mém. DEA, Univ. Bordeaux III, 151 p.

Jaillet S. (1999a) - Recul de couverture et karstification dans un karst couvert de bas plateaux : le Barrois (Lorraine / Champagne - France). *Etudes de géographie physique*, CAGEP, Univ. Provence [actes colloque européen " Karst 99. Des paysages du karst au géosystème karstique. Dynamiques, structures et enregistrement karstiques ", Grands Causses - Vercors, 10-15 sept. 1999], n° XXVIII suppl., pp. 123-128.

Jaillet S. (1999b) - *La crue sous terre*. Les cahiers de l'EFS (déc. 1999), n° 10, 152 p.

Jaillet S. (2000a) - Le Barrois et son karst. Un exemple de karst couvert de bas-plateau. *Bull. Info. Géol. Bass. Paris*, AGBP (sept. 2000) [actes journées ét. printemps AGBP (morphologie karstique, hydrographie et fracturation en Lorraine-Champagne, 1-3 juin 2000)], vol. 37, n° 3, pp. 23-33.

Jaillet S. (2000b) - *Un karst couvert de bas-plateau : le Barrois (Lorraine / Champagne, France). Structure - Fonctionnement - Evolution*. Thèse doctorat 3ème cycle, Univ. Bordeaux III (déc. 2000), 2 vol., 712 p.

Jaillet S. (2001) - Capture et réorganisations des écoulements souterrains dans le système karstique du Rupt-du-Puits (Lorraine-Champagne, France). *Actes Rencontres Octobre*, Spéléo-Club Paris, CAF, Paris [actes 11ème Renc. Oct., Lisle-en-Rigault (Meuse), 6-7 oct. 2001], n° 11, pp. 123-145.

Jaillet S., Depaquis J.-P., Herbillon C. (2002a) - Le karst et les carrières souterraines du Barrois : un siècle et demi de relations Hommes/Milieu. *Karstologia*, FFS, AFK, Paris, Nice (2ème sem. 2002), n° 40, pp. 27-38.

Jaillet S., Gamez P. (1995) - Observations morphologiques sur le géosystème karstique du Rupt du Puits (Meuse, Lorraine). *Karstologia*, FFS, AFK, Paris, Bordeaux, n° 26, pp. 27-38.

Jaillet S., Gamez P. (2000) - Liaisons entre cavités, recul de couverture et enfoncement du réseau hydrographique. *In :* Collectif (ed.) - *Analyse de l'évolution morphologique des confins Meuse - Haute-Marne. Acquisition de données de terrain pour quantifier la dynamique de l'érosion. Première phase de travaux, mars 2000*. Univ. Nancy 1, G2R, rapport ANDRA, pp. 33-55.

Jaillet S., Le Roux J., Harmand D. et coll. (2001) - Synthèse générale : évolution du relief et proposition de scénarios. *In :* Jaillet S. (ed.) - *Site Meuse / Haute-Marne. Quantification de l'érosion. Dynamique de l'évolution morphologique. Phase 2000-2001 des études de terrain*. Univ. Nancy 1, G2R, rapport ANDRA, t. 1 et 2, pp. 145-158 et 247-254.

Jaillet S., Losson B., Brulhet J., Corbonnois J., Hamelin B., Pons-Branchu E., Quinif Y. (2002b) - Apport des datations U/Th de spéléothèmes à la connaissance de l'incision du réseau hydrographique de l'Est du Bassin parisien. *Rev. géogr. Est*, Assoc. Géogr. Est, Nancy, t. XLII, n° 4, pp. 185-195.

Jaillet S., Pons-Branchu E., Brulhet J., Hamelin B. (à paraître) - Karstification as a geomorphological witness of river incision : the karst of Cousance and the Marne valley (Eastern Paris Basin). *Terra Nova*.

Jeannin P.-Y. (1990) - Echelle stratigraphique synthétique. *In :* Tripet J.-P., Lalou J.-C. (ed.) - Actes du colloque " Remplissages karstiques et paléoclimats ", Fribourg (Suisse), 13-14 oct. 1989. *Karstologia Mém.*, FFS et AFK, n° 2, pp. 64-65.

Jennings J.N. (1971) - *Karst*. The M.I.T. Press, Cambridge (Massachusetts), 253 p.

Jennings J.N. (1996) - Cave and karst terminology. 19 p. [en ligne].

Joly F. (1997) - *Glossaire de géomorphologie. Base de données sémiologiques pour la cartographie*. A. Colin / Masson (coll. « U »), Paris, 325 p.

Joly H. (1911) - *Géographie physique de la Lorraine et de ses enveloppes*. A. Barbier, Nancy, 350 p.

Joly H. (1936a) - L'oscillation des basses terrasses dans la vallée de la Meuse. *Bull. Soc. Sci. Nancy*, Nancy (juin 1936), n° 6, pp. 103-107.

Joly H. (1936b) - Excursion du 17 mai à Montsec, Saint-Mihiel et Pagny-sur-Meuse ; compte-rendu de la partie géologique de l'excursion. *Bull. Soc. Sci. Nancy*, Nancy (juil.-août 1936), nouvelle série, n° 7-8, pp. 125-134.

Joly H. (1937) - *Géologie agricole*. Les Arts Graphiques Modernes, Jarville-Nancy, t. 1 : introduction à l'étude de la géologie agricole, 437 p.

Julian M. (1992) - Quelques réflexions théoriques sur le karst. *In :* Salomon J.-N., Maire R. (ed.) - *Karst et évolutions climatiques (hommage à Jean Nicod)*. PUB, Bordeaux, pp. 31-42.

Juvigné E. (1977) - Zone de dispersion et âge des poussières volcaniques du tuf de Rocourt. *Ann. Soc. géol. Belg.*, SGB, Liège (1978), t. 100, pp. 13-22.

Juvigné E. (1982) - L'utilisation rationnelle de l'eau oxygénée pour la destruction de matières organiques en granulométrie. *Bull. Soc. géogr. Liège* (18ème année, sept. 1982), n° 18, pp. 19-29.

Juvigné E., avec la collaboration de Schumacher R. (1985) - Données nouvelles sur l'âge de la capture de la Warche à Bévercé. *Bull. Soc. géogr. Liège* (21ème année, oct. 1985), n° 21, pp. 3-11.

Juvigné E., Renard F. (1992) - Les terrasses de la Meuse de Liège à Maastricht. *Ann. Soc. géol. Belg.*, SGB, Liège (juin 1992), t. 115, fasc. 1, pp. 167-186.

K

Kastning E.H. (1986) - Cavern development in the New Braunfels area, Central Texas. *In :* Abbott P.L., Woodruff C.M. Jr (ed.) - The Balcones Escarpment, Central Texas. *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 97, pp. 91-100.

Kaufmann O. (1994) - Hit 5 - la plus longue percée hydrogéologique : la Percée On-Eprave. *In :* ESCM (ed.) - Top 15 : le patrimoine souterrain wallon. *Lapiaz*, s. hors-, n° 9, pp. 15-16.

Kaufmann O., Bini A., Tognini P., Quinif Y. (1999) - Etude microscopique d'une altération de type fantôme de roche. *Etudes de géographie physique*, CAGEP, Univ. Provence [actes colloque européen " Karst 99. Des paysages du karst au géosystème karstique. Dynamiques, structures et enregistrement karstiques ", Grands Causses, Vercors, 10-15 sept. 1999], n° XXVIII suppl., pp. 129-133.

Kent D.V. (1999) - Orbital tuning of geomagnetic polarity time-scales. *Phil. Trans. Roy. Soc. Lond.*, The Royal Society, London, s. A, vol. 357, pp. 1995-2007.

Kervazo B., Laville H. (1988) - Caractéristiques physico-chimiques d'une séquence sédimentaire en milieu karstique et signification : exemple de la Grotte Vaufrey. *Ann. Soc. géol. Belg.*, SGB, Liège (sept. 1988) [actes colloque intern. sédim. karstique, Han/Lesse, 18-22 mai 1987], t. 111, pp. 41-49.

Klatkowa H. (1967) - *L'origine et les étapes d'évolution des vallées sèches et des vallons en berceau ; exemples des environs de Lodz*. Colloque intern. Géomorph., Liège, 8-13 juin 1966, Les congrès et colloques Univ. Liège, vol. 40 (l'évolution des versants), pp. 167-174.

Klein C. (1993) - *Du dynamisme des processus à la dynamique des formes en géomorphologie*. Orphys, Gap, 188 p.

Klimchouk A.B., Ford D.C., Palmer A.N., Dreybrodt W. (2000) - *Speleogenesis : evolution of karst aquifers*. NSS, Huntsville, 496 p.

Koldijk W.S. (1968) - On environment-sensitive grain-size parameters. *Sedimentology*, Elsevier Publ. Comp., Amsterdam, vol. 10, pp. 57-69.

Kowalski P., Taous A., Weisrock A. (1990) - Etude morphosédimentaire du remblaiement de fond de vallée de la Meurthe à Sainte-Marguerite (Vosges) : comparaison avec la Moselle à Chavelot (Vosges) et premiers enseignements. *Rev. géogr. Est*, PUN, Nancy, t. XXX, n° 1, pp. 19-36.

Krook L. (1991) - *Fig. 2.5.1 : heavy mineral composition of the lithological units in the Belvédère pit*. Livret-guide excursion, Maastricht, 3-6 mai 1991, Univ. Amsterdam, p. 59.

L

Lacroix M., Rodet J., Weng H., Laignel B., Dupont J.-P. (2002) - Microgranulometric approach to a chalk karst, western Paris Basin, France. *Geomorphology*, Elsevier, Amsterdam, vol. 44, pp. 1-17.

Lalou C., Hoang C.T. (1979) - Les méthodes de datation par les descendants de l'uranium. *Bull. Assoc. fra. Et. Quat.*, AFEQ, Univ. Pierre et Marie Curie, Paris (16ème année), fasc. 1-2, n° 58-59, pp. 3-14.

Lambert R. (1996) - *Géographie du cycle de l'eau*. PU Mirail (coll. « Amphi 7 »), Toulouse, 439 p.

Lamothe L. de (1901) - Etude comparée des systèmes de terrasses des vallées de l'Isser, de la Moselle, du Rhin et du Rhône. Preuves que leur formation est due à des oscillations eustatiques du niveau de base. *Bull. Soc. géol. Fr.*, SGF, Paris, s. 4, t. 1, pp. 297-384.

Lang J. (1968) - *Petit guide pratique pour l'étude des sédiments meubles.* CDU (coll. « Les cours de Sorbonne »), Paris, 85 p.

Lapparent A. de (1897) - Un épisode de l'histoire de la Bar. *Ann. Géogr.*, A. Colin, Paris (6ème année, 15 janv. 1897), n° 25, pp. 79-80.

Larcher J.-M. (1972) - *Etude préliminaire géologique et hydrogéologique du plateau de la forêt de Haye.* Mém. DEA, INP, Nancy - ENSG appliquée et de prospection minière, 94 p.

Larue J.-P. (2000) - Les réorganisations hydrographiques du bassin du Cher dans le sud du Bassin parisien (France). *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, GFG, Paris (avr.-juin 2000), n° 2, pp. 105-124.

Larue J.-P., Etienne R. (2001) - Morphodynamique fluviale et tectonique : l'exemple de la vallée de la Loire dans le sud du Basssin parisien (France). *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, GFG, Paris (oct.-déc. 2001), n° 4, pp. 281-294.

Lauritzen S.-E. (1993) - Natural environmental change in karst : the quaternary record. *In :* Williams P.W. (ed.) - Karst terrains. Environmental changes and human impact. *Catena suppl.*, Cremlingen-Destedt, t. 27, pp. 21-40.

Lautridou J.-P., Antoine P. (1998) - Les lœss périglaciaires. *In :* Collectif (ed.) - La géomorphologie. *Géochronique* (fév. 1998), n° 65, pp. 10-11.

Le Fillâtre V. (2001) - *Les dépôts dans le karst en Périgord-Quercy et leurs significations.* Thèse doctorat 3ème cycle, Univ. Bordeaux III (juin 2001), 502 p.

Le Moigne J.-L. (1990) - *La théorie du système général ; théorie de la modélisation.* PUF, Paris, 3ème éd., 330 p.

Le Roux J. (1969) - La nappe des calcaires du Séquanien dans la région de Cousances-aux-Bois (Meuse). Ses relations avec la source de la Deüe. *Bull. BRGM*, BRGM, Paris, s. 2, sect. III, n° 3, pp. 25-38.

Le Roux J. (1971) - Structures tectoniques et anomalies gravimétriques dans l'Est de la France. *Bull. BRGM*, BRGM, Paris, s. 2, sect. I, n° 3, pp. 137-141.

Le Roux J. (1980) - La tectonique de l'auréole orientale du Bassin de Paris. Ses relations avec la sédimentation. *Bull. Soc. géol. Fr.*, SGF, Paris, s. 7, t. 22, n° 4, pp. 655-662.

Le Roux J. (1982) - Terrains secondaires. *In :* Vincent P.-L. (ed.) - *Notice explicative, carte géologique de la France à 1/50000, feuille Nancy (230).* BRGM, Orléans, 2ème éd., pp. 6-12.

Le Roux J. (1999) - Le contexte structural de l'est du Bassin parisien et les relations avec la sédimentation. *Bull. Info. Géol. Bass. Paris* [actes journées ét. " Mines de Lorraine et du Luxembourg "], vol. 36, n° 1, pp. 7-13.

Le Roux J. (2000a) - Reconstitution de la carte topographique et géologique à l'époque de la surface sommitale. *In :* Collectif (ed.) - *Analyse de l'évolution morphologique des confins Meuse - Haute-Marne. Acquisition de données de terrain pour quantifier la dynamique de l'érosion. Première phase de travaux, mars 2000.* Univ. Nancy 1, G2R, rapport ANDRA, pp. 8-32.

Le Roux J. (2000b) - Structuration du Nord-Est du Bassin de Paris. *Bull. Info. Géol. Bass. Paris*, AGBP (déc. 2000), vol. 37, n° 4, pp. 13-34.

Le Roux J., Harmand D. (1998) - Contrôle morphostructural de l'histoire d'un réseau hydrographique : le site de la capture de la Moselle.. *Geodinamica Acta* (août-sept. 1998), vol. 11, n° 4, pp. 149-162.

Le Roux J., Harmand D. (2003) - Origin of the hydrographic network in the Eastern Paris Basin and its borders massifs. Hypothesis, structural, morphologic and hydrographic consequences. *Géol. Fr.*, BRGM, SGF, Paris [actes colloque " Paleoweathering and paleosurfaces in the Ardenne-Eifel region ", Bettborn/Preizerdaul (Luxemburg), 14-17 mai 2003], n° 1, pp. 105-110.

Le Roux J., Harmand D., Gamez P. (à paraître) - The morphologic and structural evolution revealed by the hydrographic network : a discordant Cretaceous cover at the origin of the rivers courses and of their superimposition in the Eastern Paris Basin (France). *Geodinamica Acta*, Elsevier, Paris.

Le Roux J., Renaud P. (1985) - Introduction, terrains non affleurants et secondaires, structure, géomorphologie. *In :* Flageollet J.-C., Le Roux J., Vincent P.-L. (ed.) - *Notice explicative, carte géologique de la France à 1/50000, feuille Toul (229).* BRGM, Orléans, 3ème éd., pp. 5-22 et 35-39.

Le Roux J., Salado J. (1980) - *Fonctionnement des aquifères calcaires lorrains déduit des expériences de traçages colorimétriques.* SRAEL, Metz, 177 p.

Lebaut S. (2001) - *L'apport de l'analyse et de la modélisation hydrologiques de bassins versants dans la connaissance du fonctionnement d'un aquifère : les grès d'Ardenne-Luxembourg.* Mosella, Univ. Metz (août 2001), t. XXVI, n° 1-2, thèse doctorat 3ème cycle, Univ. Metz, déc. 2000, 271 p.

Lebaut S., Gille E., Cadilhac L., Gras D. (1998) - Approche hydrologique des rendements d'un aquifère : l'exemple des Grès d'Ardenne-Luxembourg dans le secteur de Montmédy-Sedan. *Mosella*, PUM, Metz, t. XXIII, n° 3-4, pp. 95-110.

Lebel J.-M. (1992) - Echos des profondeurs : Meurthe-et-Moselle. Source de la Rochotte. *Spelunca*, FFS, Paris (déc. 1992), n° 48, p. 7.

Lebel J.-M. (1993) - Echos des profondeurs : Vosges. Travaux sur l'Aroffe souterrain. *Spelunca*, FFS, Paris (mars 1993), n° 49, pp. 14-15.

Leboulanger T. (1992) - Risques liés aux estuaires souterrains sous recouvrement faible : l'exemple du système karstique des pertes de l'Aure en Basse-Normandie. *Spelunca Mém.*, FFS [actes symposium Spéléologie et sécurité ; 18ème congrès nat. spéléo., Carpentras, 2-4 juin 1990], n° 18, pp. 235-242.

Lebret P., Campy M., Coutard J.-P., Fourniguet J., Isambert M., Lautridou J.-P., Laville P., Macaire J.-J., Ménillet F., Meyer R. (1993) - Cartographie des formations superficielles. Réactualisation des principes de représentation à 1/50000. *Géol. Fr.*, BRGM, SGF, Paris, n° 4, pp. 39-54.

Lécolle F. (1984) - Phases érosives et cycles sédimentaires : les alluvions de la Seine au sud du Vexin. *Bull. Assoc. fra. Et. Quat.*, AFEQ, Maison de la Géologie, Paris (21ème année) [colloque AFEQ " Significations dynamique et climatique des formations et terrasses fluviatiles quaternaires ", Paris, 29 janv. 1983], s. 2, fasc. 1-2-3, n° 17-18-19, pp. 33-36.

Lefèvre D., Heim J., Gilot E., Mouthon J. (1993) - Evolution des environnements sédimentaires et biologiques à l'Holocène dans la plaine alluviale de la Meuse (Ardennes, France) : premiers résultats. *Quaternaire*, AFEQ - Maison de la Géologie, Paris, vol. 4, n° 1, pp. 17-30.

Léger M. (1984a) - Avant-propos. *Bull. Assoc. fra. Et. Quat.*, AFEQ, Maison de la Géologie, Paris (21ème année) [colloque AFEQ " Significations dynamique et climatique des formations et terrasses fluviatiles quaternaires ", Paris, 29 janv. 1983], s. 2, fasc. 1-2-3, n° 17-18-19, pp. 3-4.

Léger M. (1984b) - Signification dynamique et climatique des formations et terrasses fluviatiles, du Riss à l'actuel, le long de la vallée du Danube et de ses affluents de Sigmaringen au Lech. *Bull. Assoc. fra. Et. Quat.*, AFEQ, Maison de la Géologie, Paris (21ème année) [colloque AFEQ " Significations dynamique et climatique des formations et terrasses fluviatiles quaternaires ", Paris, 29 janv. 1983], s. 2, fasc. 1-2-3, n° 17-18-19, pp. 119-122.

Lejeune O. (2000) - Relation entre karst et mouvement de terrain sur le flanc septentrional de la Montagne de Reims (Marne - France). *Mosella*, Univ. Metz (juin 2000), t. XXV, n° 1-2, pp. 115-127.

Lejeune O., Devos A. (2001) - Caractéristiques et spécificités du karst de la Montagne de Reims ; comparaison avec les autres karsts de contact lithostratigraphique de l'Est du Bassin Parisien. *Rev. géogr. Est*, Assoc. Géogr. Est, Nancy, t. XLI, n° 4, pp. 165-175.

Lejeune O., Marre A., Devos A., Laurain M., Brulhet J. (2002) - Les phases d'incision de la vallée de la Marne entre Joinville et Vitry-le-François (Est du bassin parisien / France). *Rev. géogr. Est*, Assoc. Géogr. Est, Nancy, t. XLII, n° 4, pp. 163-170.

Lemin G., Koch G., Hurtgen C., Pissart A. (1986-1987) - Les transports en suspension de la Meuse, l'Ourthe et la Höegne. *Bull. Soc. géogr. Liège* (22ème et 23ème année), n° 22-23, pp. 39-61.

Leroi-Gourhan A. (1997) - Chauds et froids de 60000 à 15000 BP. *Bull. Soc. Préh. fra.*, t. 94, n° 2, pp. 151-160.

Levallois J. (1862) - Aperçu de la constitution géologique du département de la Meurthe. *Mém. Acad. Stanislas*, Raybois, Nancy (1861), 60 p.

Lewin J. (1989) - Floods in fluvial geomorphology. *In :* Beven K., Carling P. (ed.) - *Floods : hydrological, sedimentological and geomorphological implications*. John Wiley & Sons Ltd, Chichester, pp. 265-284.

Liedtke H., Deshaies M., Gamez P., Harmand D., Preusser H. (à paraître) - *Les formes du relief dans l'espace frontalier Saar-Lor-Lux. Commentaire de la carte géomorphologique d'ensemble à l'échelle du 1/300000.*

Lignier V., Desmet M. (2002) - Les archives sédimentaires quaternaires de la grotte Sous les Sangles (Bas-Bugey, Jura méridional, France) ; indices paléo-climatiques et sismo-tectoniques. *Karstologia*, FFS, AFK, Paris, Nice (1er sem. 2002), n° 39, pp. 27-46.

LIGUS (1958) - Méthode améliorée pour l'étude des sables. *Rev. Géom. dyn.*, SEDES (CNRS), t. 9, n° 3-4, pp. 43-54.

Lismonde B. (1999) - Quelques mécanismes chimiques du creusement des cavernes (plus particulièrement pour l'étude de la zone épinoyée). *Karstologia*, FFS, AFK, Paris, Bordeaux, n° 33, pp. 41-50.

Lismonde B. (2000) - Corrosion des coupoles de plafond par les fluctuations de pression de l'air emprisonné. *Karstologia*, FFS, AFK, Paris, Bordeaux, n° 35, pp. 39-46.

Lismonde B., Lagmani A. (1987) - Les vagues d'érosion. *Karstologia*, FFS, AFK, Paris, Nîmes, n° 10, pp. 33-38.

Lorié J. (1899) - Compte-rendu détaillé des excursions de la session extraordinaire annuelle de la Société belge de géologie, de paléontologie et d'hydrologie, 15 au 22-8-1898 à Nancy et dans les Vosges. *Bull. Soc. belge Géol., Paléontol. et Hydrol.*, Hayez, Bruxelles (avr. 1900), t. XIII, pp. 164-181.

Losson B. (1995) - *Paléo-écoulements aériens et karstiques du plateau de Haye : implications à la capture de la Moselle.* Mém. maîtrise, Univ. Metz (sept. 1995), 82 p. (+ 9 annexes).

Losson B. (1996) - *Approche sédimentologique pour l'identification des remplissages endokarstiques à Pierre-la-Treiche (sud-est de Toul).* Mém. DEA, Univ. Metz (oct. 1996), 102 p.

Losson B. (1999) - Aperçu karstogénétique de la grotte Sainte-Reine à Pierre-la-Treiche (Lorraine, France). *Regards (bull. UBS)* [actes 2ème journée Spéléo. scientif., Han/Lesse, 21 nov. 1998], n° 37, pp. 29-32.

Losson B. (2000) - Modalités des défluviations partielles souterraines de la Moselle avant sa capture. *Bull. Info. Géol. Bass. Paris*, AGBP, Paris (sept. 2000) [actes journées ét. printemps AGBP (morphologie karstique, hydrographie et fracturation en Lorraine-Champagne, 1-3 juin 2000)], vol. 37, n° 3, pp. 15-22.

Losson B. (2001a) - Quelques aspects de la karstification du plateau de Haye (Lorraine, France). *Regards (bull. SSW)* [actes 3ème journée Spéléo. scientif., Han/Lesse, 20 nov. 1999], n° 41, pp. 26-28.

Losson B. (2001b) - Aperçu karstogénétique de la grotte Sainte-Reine à Pierre-la-Treiche (Lorraine, France). *In :* Verheyden S., Bernard C. (ed.) - Actes des Journées de Spéléologie Scientifique, Han-sur-Lesse 1997 à 2000. *Geol. Surv. Belgium, prof. paper*, Ministère des Affaires économiques, Serv. Géol. Belg., Bruxelles (2001/3), n° 295, pp. 41-45.

Losson B. (2001c) - Enregistrement et assistance karstiques des captures hydrographiques de surface. *Actes Rencontres Octobre*, Spéléo-Club Paris, CAF, Paris [actes 11ème Renc. Oct., Lisle-en-Rigault (Meuse), 6-7 oct. 2001], n° 11, pp. 68-72.

Losson B., Corbonnois J. (2001) - Les jalons méthodologiques : étude fine des relations entre terrasses alluviales et karst : proposition d'un atelier multi-méthodes (site de la capture de la Moselle). *In :* Jaillet S. (ed.) - *Site Meuse / Haute-Marne. Quantification de l'érosion. Dynamique de l'évolution morphologique. Phase 2000-2001 des études de terrain.* Univ. Nancy 1, G2R, rapport ANDRA, t. 1 et 2, pp. 70-81 et 116-125.

Losson B., Quinif Y. (2001) - La capture de la Moselle : nouvelles données chronologiques par datations U/Th sur spéléothèmes. *Karstologia*, FFS, AFK, Paris, Bordeaux, n° 37, pp. 29-40.

Louis M. (1979) - Ruisseau souterrain du Chalot - 54-Ochey. *Spéléo L*, LISPEL, Nancy (mai 1979), n° 11, pp. 49-62.

Louis M. (1983) - Trois nouvelles cavités vosgiennes. *Hadès, Cah. spéléo. Lor.*, CLRS, Nancy, n° 7, pp. 19-23.

Louis M. (1988) - Rétrospective d'une découverte : grotte des 7 Salles, Pierre-la-Treiche. *Spéléo L*, LISPEL (et FFS), Nancy, n° 14, pp. 31-35.

Louis M., Lehmuller D. (1966) - *Contribution à l'avancement du catalogue des cavités de Meurthe-et-Moselle.* ASHM et USAN, 2 vol., 133 p. (+ 34 planches).

Lutaud L. (1973) - L'action géologique des eaux courantes. *In :* Goguel J. (ed.) - *Géologie 2. L'évolution de la Terre.* Gallimard (coll. « Encyclopédie de la Pléiade »), pp. 3-69.

M

Macaire J.-J. (1983) - Evolution du réseau hydrographique dans le Sud-Ouest du Bassin de Paris pendant le Pliocène et le Quaternaire. *Bull. Assoc. fra. Et. Quat.*, AFEQ, Maison de la Géologie, Paris (20ème année), s. 2, fasc. 4, n° 16, pp. 183-195.

Macaire J.-J. (1990) - L'enregistrement du temps dans les dépôts fluviatiles superficiels : de la géodynamique à la chronostratigraphie. *Quaternaire*, AFEQ - Maison de la Géologie, Paris, vol. 1, n° 1, pp. 41-49.

Macar P. (1938) - Compte rendu de l'excursion du 24 avril 1938, consacrée à l'étude des terrasses de la Meuse entre Liège et l'Ubagsberg (Limbourg hollandais). *Ann. Soc. géol. Belg.*, t. LXI, pp. 187-217.

Mainguet M., Callot Y. (1974) - Réflexions à propos d'une comparaison entre karsts gréseux et karsts calcaires. *Mém. et doc.*, CNRS, Paris (1975) [phénomènes karstiques, t. II], nouvelle série, vol. 15, pp. 105-110.

Maire R. (1980) - *Eléments de karstologie physique.* Spelunca spécial n° 3, FFS, Paris (20ème année), suppl. s. 4, n° 1, 56 p.

Maire R. (1990) - *La haute montagne calcaire : karsts, cavités, remplissages quaternaires, paléoclimats.* Karstologia Mém., R. Maire (et GAP, La Ravoire), n° 3, thèse doctorat état, Univ. Nice, fév. 1990, 732 p.

Maire R. (1992) - Tendances actuelles de la recherche en karstologie. *In :* Salomon J.-N., Maire R. (ed.) - *Karst et évolutions climatiques (hommage à Jean Nicod).* PUB, Bordeaux, pp. 511-518.

Maire R. (2001) - Philippe Renault (1925-2001) : un des fondateurs de la spéléologie moderne. *Karstologia*, FFS, AFK, Paris, Bordeaux, n° 37, pp. 1-9.

Maire R. et coll. (1991) - Les remplissages karstiques. *In :* Barbary J.-P., Maire R., Zhang S. (ed.) - Grottes et karsts tropicaux de Chine méridionale ; Gebihe 89. 2ème expéd. spéléo. franco-chinoise dans les provinces du Guizhou, du Hubei et du Sichuan. *Karstologia Mém.*, FFS et AFK (et GAP), Paris (et La Ravoire), n° 4, pp. 132-149.

Maire R., Quinif Y. (1984) - Un complexe sédimentaire karstique en milieux alpin : les dépôts de la galerie Aranzadi (Gouffre de la Pierre-Saint-Martin, Pyrénées-Atlantique). *C.-R. Acad. Sci. Paris*, Gauthier-Villars, Paris, s. II, t. 298, n° 5, pp. 183-186.

Maire R., Quinif Y. (1988) - Chronostratigraphie et évolution sédimentaire en milieu alpin dans la Galerie Aranzadi (Gouffre de la Pierre Saint Martin, Pyrénées, France). *Ann. Soc. géol. Belg.*, SGB, Liège (sept. 1988) [actes colloque intern. sédim. karstique, Han/Lesse, 18-22 mai 1987], t. 111, pp. 61-77.

Maire R., Quinif Y. (1991) - Mise en évidence des deux derniers interglaciaires (stades 5 et 7) dans les Alpes françaises du Nord, ... *Speleochronos*, CERAK, Mons, n° 3, pp. 3-10.

Maizels J. (1989) - Sedimentology and palaeohydrology of holocene flood deposits in front of a Jökulhlaup Glacier, South Iceland. *In :* Beven K., Carling P. (ed.) - *Floods : hydrological, sedimentological and geomorphological implications*. John Wiley & Sons Ltd, Chichester, pp. 239-251.

Maleval V., Jigorel A. (2002) - La sédimentation dans un lac artificiel. Exemple du lac de Saint-Pardoux, massif d'Ambazac, Limousin, France. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, GFG, Paris (oct.-déc. 2002), n° 4, pp. 307-320.

Mandier P. (1984) - Signification dynamique et climatique du système des basses et moyennes terrasses du couloir rhodanien. *Bull. Assoc. fra. Et. Quat.*, AFEQ, Maison de la Géologie, Paris (21ème année) [colloque AFEQ " Significations dynamique et climatique des formations et terrasses fluviatiles quaternaires ", Paris, 29 janv. 1983], s. 2, fasc. 1-2-3, n° 17-18-19, pp. 123-128.

Mangin A. (1974-1975) - *Contribution à l'étude hydrodynamique des aquifères karstiques*. Ann. Spéléo., t. 29 et 30, fasc. 3, 4 et 1, thèse doctorat état, Univ. Dijon, pp. 282-332, 495-601 et 21-124.

Mangin A. (1998) - L'approche hydrogéologique des karsts. *Speleochronos*, CERAK, Mons, n° 9, pp. 3-26.

Mansuy D., Corbonnois J. (2002) - Géomorphologie et fonctionnement hydrologique des formations du Keuper lorrain. *Mosella*, Univ. Metz, Metz, t. XXVII, n° 1-2, pp. 161-177.

Marchand P. (1981) - *Etude géomorphologique du Val de l'Ane : " aspects et caractères des galets de quartz à différentes altitudes "*. Mém. maîtrise, Univ. Nancy II, 130 p.

Marre A., Laurain M., Devos A., Lejeune O., avec la collaboration de Sibileau L. et Dolique F. (2001) - L'incision du réseau hydrographique aux confins Meuse / Haute-Marne : étude des stades de creusement de la vallée de la Marne. *In :* Jaillet S. (ed.) - *Site Meuse / Haute-Marne. Quantification de l'érosion. Dynamique de l'évolution morphologique. Phase 2000-2001 des études de terrain.* Univ. Nancy 1, G2R, rapport ANDRA, t. 1 et 2, pp. 20-42 et 8-61.

Martel E.-A. (1894) - *Les abîmes, les eaux souterraines, les cavernes, les sources, la spéléologie*. C. Delagrave, Paris, 580 p.

Martin E. (1926) - Etude des communications qui ont pu exister autrefois entre la Moselle et la Meuse et réciproquement. *Bull. Soc. Sci. Nancy*, Nancy, s. 4, t. 3, pp. 119-138.

Martin P. (1920) - Sur la jonction ancienne de la Moselle et de la Meuse par le Val de l'Ane. *Bull. Soc. Sci. Nancy*, s. 4, t. 1, pp. 181-189.

Martini J.E.J. (2000) - La grotte et le karst de Cango, Afrique du Sud. *Karstologia*, FFS, AFK, Paris, Bordeaux, n° 36, pp. 43-54.

Martonne E. de (1933) - L'hydrographie du karst, d'après O. Lehmann. *Ann. Géogr.*, A. Colin, Paris (42ème année, 15 mai 1933), t. 42, n° 237, pp. 303-308.

Masséi N., Lacroix M., Wang H.Q., Mahler B.J., Dupont J.-P. (2002) - Transport of suspended solids from a karstic to an alluvial aquifer : the role of the karst/alluvium interface. *J. Hydrology*, Elsevier, vol. 260, pp. 88-101.

Mathieu D. (1979) - Cerre-lès-Noroy (Rivière souterraine de Cerre). *In :* Collectif (ed.) - *Guide des Merveilles naturelles de la France*. Sélection du Reader's Digest, Paris, 4ème éd., p. 158.

Maubeuge P. (1943) - La base du Bajocien supérieur des environs de Nancy. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, s. 5, t. 13, fasc. 4-5-6, pp. 275-279.

Maubeuge P. (1944a) - Géologie du bassin de Clairlieu et de ses abords. *C.-R. som. séances Soc. Géol. Fr.*, SGF, Paris, n° 6, pp. 59-61.

Maubeuge P. (1944b) - Sur deux particularités stratigraphiques du Bajocien moyen du Sud-Est du plateau de Haye. *C.-R. som. séances Soc. Géol. Fr.*, SGF, Paris, n° 14, pp. 163-165.

Maubeuge P.-L. (1950) - Documents nouveaux pour servir à l'étude de la dénudation préquaternaire et quaternaire des plateaux bajocien et liasique de Nancy à Lunéville. *Bull. Soc. Sci. Nancy*, Nancy (sept. 1950), nouvelle série, t. 9, n° 2, pp. 1-5.

Maubeuge P.-L. (1955) - *Observations géologiques dans l'Est du bassin de Paris (terrains triasiques moyens-sup. et jurassiques inf.-moyens)*. Thèse, Nancy, 2 t., 1082 p.

Maubeuge P.-L. (1956) - *Hydrologie du Bassin Ferrifère lorrain (premières notes)*. Bull. techn. Mines Fer de Fr. (1956, 1er trim.), n° 42, 23 p.

Maubeuge P.-L. (1963) - Explorations et tracés géologiques. *In :* Goguel J. (ed.) - *Carte géologique détaillée de la France (1/50000), feuille Vézelise*. Ministère Ind. - Serv. Carte géol. France, Paris.

Maubeuge P.-L. (1968a) - Explorations et tracés géologiques. *Carte géologique détaillée de la France (1/50000), feuille Toul*. BRGM, Orléans.

Maubeuge P.-L. (1968b) - *Hydrologie du Bassin Ferrifère lorrain (deuxièmes notes)*. Bull. techn. Mines Fer de Fr. (1968, 1er trim.), n° 90, 19 p.

Maubeuge P.-L. (1977) - Structure géologique et hydrologie des Fonds de Toul, Val de Bellefontaine (ouest de Nancy). *Bull. Acad. et Soc. lor. Sci.*, Nancy, t. 16, n° 2, pp. 51-70.

Maubeuge P.-L. (1980) - Carte minière du bassin de Nancy. *Bull. Acad. et Soc. lor. Sci.*, Nancy, t. 19, n° 1, pp. 35-36.

Maubeuge P.-L., Clermonté J. (1965) - Explorations et tracés géologiques. *In :* Goguel J. (ed.) - *Carte géologique détaillée de la France (1/50000), feuille Commercy*. Ministère Ind. - Serv. Carte géol. France, Paris

Maurizio A., Louveaux J. (1965) - *Pollens de plantes mellifères d'Europe*. Union des Groupements apicoles français, Paris (IVe), 148 p.

Mégnien C. (1980) - Tectogenèse du Bassin de Paris : étapes de l'évolution du bassin. *Bull. Soc. géol. Fr.*, SGF, Paris, s. 7, t. 22, n° 4, pp. 669-680.

Mégnien C. et coll. (1980) - *Synthèse géologique du Bassin de Paris*. Mém. BRGM, Orléans, vol. 1 : stratigraphie et paléogéographie, n° 101, 466 p.

Mejdahl V. (1991) - Thermoluminescence dating of coarse-grained minerals from sediments. *In :* Raynal J.-P., Miallier D. (ed.) - Datation et caractérisation des milieux pléistocènes. *Cah. Quat.*, CNRS, Paris (actes des symposiums 11 et 17 de la 11ème réunion des Sciences de la Terre, Clermont-Ferrand, 25-27 mars 1986), n° 16, pp. 63-75.

Mettetal J.-P., Mudry J. (1996) - *Le karst de la Loue et ses relations avec le Doubs (Franche-Comté)*. Séminaire nat. pour gestion active ressources en eau d'origine karstique, Montpellier, BRGM - Cons. Gén. Hérault, pp. 84-100.

Ministère de l'Agriculture, SRAEL, CEGUM (1987) - *Synthèse des études concernant les eaux souterraines ; départements de la Moselle et de la Meurthe-et-Moselle.* , t. 5 : nappes du Dogger, 32 p.

Minvielle P. (1979) - Gondreville (Grotte du Chaos) et Pierre-la-Treiche (Trou de Sainte-Reine). *In :* Collectif (ed.) - *Guide des Merveilles naturelles de la France*. Sélection du Reader's Digest, Paris, 4ème éd., p. 260 et 378.

Miskovsky J.-C. (1974) - *Le Quaternaire du Midi méditerranéen (stratigraphie et paléoclimatologie)*. Laboratoire de paléontologie humaine et de préhistoire (coll. « Etudes quaternaires : géologie, paléontologie, préhistoire »), Université de Provence, Marseille, n° 3 (remplissage des grottes), 331 p.

Miskovsky J.-C., Gibert E. (1993) - L'atome au service de la préhistoire : le cadre géologique de l'homme fossile à la lumière des datations et des données isotopiques. *Mém. Soc. géol. Fr.*, n° 162, pp. 71-84.

Mocochain L. (2001) - *Les implications des événements fini-miocènes et pliocènes dans la karstogenèse et l'hydrogéologie du Bas Vivarais calcaire (Ardèche, France)*. Mém. maîtrise, Univ. Provence (juil. 2001), 75 p.

Morisawa M. (1989) - Rivers and valleys of Pennsylvania, revisited. *Geomorphology*, Elsevier, Amsterdam, n° 2, pp. 1-22.

Munaut A.-V. (1979) - La dendrochronologie. *Bull. Assoc. fra. Et. Quat.*, AFEQ, Univ. Pierre et Marie Curie, Paris (16ème année), fasc. 1-2, n° 58-59, pp. 65-74.

Murton J.B. (1996) - Morphology and paleoenvironmental significance of Quaternary sand veins, sand wedges, and composite wedgers, Tuktoyaktuk Coastlands, Western Arctic Canada. *J. Sedim. Res.*, vol. 66, n° 1, pp. 17-25.

N

Nant J., Hobléa F. (2001) - Le point sur les explorations spéléologiques récentes dans le système du Granier (Chartreuse) et leurs enseignements karstologiques. *Actes Rencontres Octobre*, Spéléo-Club Paris, CAF, Paris [actes 11ème Renc. Oct., Lisle-en-Rigault (Meuse), 6-7 oct. 2001], n° 11, pp. 78-84.

Nicklès R. (1911) - Contribution à la connaissance de la jonction ancienne de la Moselle et de la Meuse par le Val de l'Ane. *Bull. séances Soc. Sci. Nancy*, Berger-Levrault, Nancy (12ème année, 1912), s. III, t. XII, fasc. I-II-III-IV, pp. 282-287.

Nicod J. (1967a) - *Recherches morphologiques en Basse-Provence calcaire*. Orphys, Gap, thèse doctorat état, Univ. Aix-en-Provence, 557 p.

Nicod J. (1967b) - Carte des phénomènes karstiques des plans du Verdon. *Mém. et doc.*, CNRS, Paris (1968) [phénomènes karstiques], nouvelle série, vol. 4, pp. 83-100.

Nicod J. (1972) - *Pays et paysages du calcaire*. PUF (coll. « SUP " le géographe " »), Paris, 244 p.

Nicod J. (1994) - Plateaux karstiques sous couverture en France, d'après des travaux récents. Caractères géomorphologiques et problèmes d'environnement. *Ann. Géogr.*, A. Colin, Paris, n° 576, pp. 170-194.

Nicod J. (1995) - Carte géomorphologique des karsts de France (notice d'une maquette au 1/3000000 environ). *Karstologia*, FFS, AFK, Paris, Bordeaux, n° 25, pp. 21-34.

Nicod J. (1997a) - Les canyons karstiques ; " nouvelles approches de problèmes géomorphologiques classiques " (spécialement dans les domaines méditérranéens et tropicaux). *Quaternaire*, AFEQ - Maison de la Géologie, Paris [Karst et archéologie ; colloque UMR 5590 du CNRS et AFEQ, Tautavel, 5-6 juin 1996], vol. 8, n° 2-3, pp. 71-89.

Nicod J. (1997b) - Les recoupements karstiques de méandres encaissés. *Karstologia*, FFS, AFK, Paris, Bordeaux, n° 30, pp. 41-48.

Nicod J. (2002) - Karsts, paléo-géomorphologies, paléo-environnements. Panorama des recherches récentes en France (1992-2001). *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, GFG, Paris (juil.-sept. 2002), n° 3, pp. 253-268.

Nordon A. (1931) - Etude des formes glaciaires et des dépôts glaciaires et fluvio-glaciaires du bassin de la Haute-Moselle. *Bull. Soc. géol. Fr.*, SGF, Paris, s. 5, t. 1, pp. 245-288.

O

Obellianne J. (1970) - Gemonville et le problème de l'Aroffe. Contribution à l'étude des eaux souterraines dans l'arrondissement de Toul. *Le Pays lorrain (journal de la Soc. d'Archéo. lor. et du Musée hist. lor.)*, Berger-Levrault, Nancy (51ème année), n° 4, pp. 155-172.

Olry E. (1876) - Notes géologiques sur le département de la Meurthe-et-Moselle. *Bull. Soc. Sci. Nancy*, Berger-Levrault, Paris (9ème année), s. 2, t. 2, fasc. 4, pp. 33-45.

Olry E. (1883) - Excursion de Nancy au Mont-Saint-Michel près de Toul. *Bull. Soc. Géogr. Est*, Berger-Levrault, Nancy, t. IV, 37 p.

P

Palmer A.N. (1975) - The origin of maze caves. *The NSS Bull.*, vol. 37, n° 3, pp. 56-76.

Palmer A.N. (1991) - Origin and morphology of limestone caves. *Geol. Soc. Am. Bull.*, New-York (jan. 1991), vol. 103, n° 1, pp. 1-21.

Pascaud P., Roux J.-C. (1969) - Les circulations karstiques dans les calcaires bajociens de la cuvette de Port-en-Bessin (Calvados). *Mém. BRGM* [journées H. Schoeller, congrès national hydrogéologie, Bordeaux, 31 mars-2 avril 1969], n° 76, pp. 645-662.

Peiry J.-L. (1990) - Paléodynamique fluviale et chronologie de l'incision holocène de la basse vallée de l'Arve (Haute-Savoie). *Rev. géogr. Est*, PUN, Nancy, t. XXX, n° 1, pp. 77-92.

Pellegrin J.-C., Salomon J.-N. (2001) - Hydrocompaction, dissolution, suffosion et soutirage ; contribution à la formation des dépressions fermées. *Karstologia*, FFS, AFK, Paris, Bordeaux, n° 37, pp. 54-56.

Perrette Y. (1999) - Les stalagmites : archives environnementales et climatiques à haute résolution. Présentation des protocoles d'étude et premiers résultats sur les spéléothèmes du Vercors. *Karstologia*, FFS, AFK, Paris, Bordeaux, n° 34, pp. 23-44.

Perrette Y., Delannoy J.-J., Destombes J.-L. (2002) - Les stalagmites et leurs enregistrements de l'évolution de l'excédent hydrique. Application au massif du Vercors (France). *In :* Bravard J.-P., Magny M. (ed.) - *Les fleuves ont une histoire. Paléo-environnements des rivières et de lacs français depuis 15000 ans.* Errance (coll. « Archéologie aujourd'hui »), Paris, pp. 195-204.

Perriaux J. (1972) - Dynamique des roches sédimentaires : la sédimentologie. *In :* Goguel J. (ed.) - *Géologie 1. La composition de la Terre.* Gallimard (coll. « Encyclopédie de la Pléiade »), pp. 721-757.

Petit F. (1989) - Evaluation des critères de mise en mouvement et de transport de la charge de fond en milieu naturel. *In :* Petit F., Laurant A., Pissart A. (ed.) - Rivières : formes, processus, milieu de vie. *Bull. Soc. géogr. Liège*, vol. 25, n° spécial, pp. 91-111.

Petit J.R., Jouzel J., Raynaud D., Barkov N.I., Barnola J.-M., Basile I., Bender M., Chappellaz J., Davis M., Delaygue G., Delmotte M., Kotlyakov V.M., Legrand M., Lipenkov V.Y., Lorius C., Pépin L., Ritz C., Saltzman E., Stievenard M. (1999) - Climate and atmospheric history of the past 420 000 years from the Vostok ice core, Antarctica. *Nature* (3-6-1999), vol. 399, pp. 429-436.

Petitgand J. (1972) - *Etude géomorphologique de la Côte de Moselle entre Pont-à-Mouson et Marbache.* Mém. maîtrise, Univ. Nancy II, 102 p.

Picard M.D., High L.R. Jr. (1973) - *Sedimentary structures of ephemeral streams.* Elsevier scient. Publ. Comp. (coll. « Developments in sedimentology »), Amsterdam, t. 17, 223 p.

Pierre G. (2000) - Signification des sables tertiaires de l'Ardenne méridionale : du nouveau sur la capture de la Meuse lorraine. *Geodinamica Acta*, Elsevier, Paris (janv.-fév. 2000), vol. 13, n° 1, pp. 45-54.

Pissart A. (1961) - Les terrasses de la Meuse et de la Semois. La capture de la Meuse lorraine par la Meuse de Dinant. *Ann. Soc. géol. Belg.*, t. LXXXIV, pp. 1-108.

Pissart A. (1994) - A propos des conséquences du réchauffement climatique dans les régions où existe un pergélisol. *Bull. Classe des Sciences*, Acad. Royale de Belg., Bruxelles, s. 6, t. V, pp. 279-308.

Pissart A., Bastin B., Juvigné E., Thorez J. (1975) - Etude génétique, palynologique et minéralogique des dépôts périglaciaires de la vallée de la Soor (Hautes Fagnes, Belgique). *Ann. Soc. géol. Belg.*, SGB, Liège (1976), t. 98, fasc. 2, pp. 415-438.

Pissart A., Duchesne F. Vanbrabant C. (1998a) - La détermination pratique des intervalles de confiance des comptages de cailloux et des mesures d'émoussé. Comparaison des mesures d'émoussé de Cailleux et de Krumbein. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, GFG, Paris (juil.-sept. 1998), n° 3, pp. 195-214.

Pissart A., Harmand D., Krook L. (1997a) - L'évolution de la Meuse de Toul à Maastricht depuis le Miocène : corrélations chronologiques et traces des captures de la Meuse lorraine d'après les minéraux denses. *Géogr. phys. et quat.*, Montréal, vol. 51, n° 3, pp. 267-284.

Pissart A., Juvigné E. (1982) - Un phénomène de capture près de Malmédy : la Warche s'écoulait autrefois par la vallée de l'Eau Rouge. *Ann. Soc. géol. Belg.*, SGB, Liège, t. 105, fasc. 1, pp. 73-86.

Pissart A., Krook L., Harmand D. (1997b) - La capture de l'Aisne et les minéraux denses des alluvions de la Meuse dans les Ardennes. *C.-R. Acad. Sci. Paris*, Elsevier, Paris, s. " Sci. terre et planètes ", t. 325, pp. 411-417.

Pissart A., Krook L., Harmand D. (1998b) - Modifications du tracé de la Meuse de la région de Charleville-Mézières en liaison avec les captures de l'Aisne et de la Moselle. *Bull. Soc. géogr. Liège*, SGL, E. Mérenne, vol. 35, pp. 29-39.

Pissart A., Van Vliet-Lanoë B., Ek C., Juvigné E. (1988) - Des traces de glace de ségrégation dans la Grotte de Remouchamps (Belgique) : conséquences en ce qui concerne la sédimentation et la paléoclimatologie. *Ann. Soc. géol. Belg.*, SGB, Liège (sept. 1988) [actes colloque intern. sédim. karstique, Han/Lesse, 18-22 mai 1987], t. 111, pp. 125-133.

Pomel S., Maire R. (1997) - Exemple d'enregistrement des changements climatiques et de l'anthropisation dans les remplissages endokarstiques de Chine centrale (Hubei). *Quaternaire*, AFEQ - Maison de la Géologie, Paris [Karst et archéologie ; colloque UMR 5590 du CNRS et AFEQ, Tautavel, 5-6 juin 1996], vol. 8, n° 2-3, pp. 119-128.

Pons-Branchu E. (2001) - *Datation haute résolution de spéléothèmes (230Th/234U et 226Ra/238U). Application aux reconstitutions environnementales autour des sites du Gard et de Meuse / Haute-Marne.* ANDRA - CEREGE - GdR FORPRO (coll. « les Rapports »), Châtenay-Malabry, thèse doctorat 3ème cycle, Univ. Aix-Marseille III, 224 p.

Pons-Branchu E., Brulhet J., Hamelin B. (2001) - Datation haute résolution de spéléothèmes (230Th/234U et 226Ra/238U). Application aux reconstitutions environnementales autour des sites du Gard et de Meuse - Haute-Marne. *In :* Collectif (ed.) - *Recherches pour le stockage des déchets radioactifs à haute activité et à longue vie ; bilan des études et travaux 2001.* ANDRA (coll. « les Rapports »), Châtenay-Malabry, pp. 330-334.

Ponta G., Seliscan R., Steflea D. (1993) - Subterranean stream piracy in the upper basin of the Somesul Cald Valley Area, Bihor Moutains, Romania. *Bull. Soc. géogr. Liège* [proc. european conf. speleo., Hélécine, Belgium, août 1992 (vol. 2 : physical speleology and karstology)], vol. 29, pp. 73-77.

Porte P. (1997) - *Le Cul-du-Cerf ; étude géomorphologique d'une reculée.* Mém. maîtrise, Univ. Nancy II, 183 p.

Potter P.E., Pettijohn F.J. (1963) - *Paleocurrents and basin analysis.* Springer-Verlag, Berlin, 296 p.

Prévot D. (1997) - Echos des profondeurs : Meurthe-et-Moselle. Une 3ème entrée à la grotte des Sept Salles (Pierre-la-Treiche). *Spelunca*, FFS, Paris (avril 1997), n° 65, p. 8.

Prévot D. (1999a) - Echo des profondeurs gondrevilloises. *Le P'tit Usania*, USAN, Nancy (2ème année, juin 1999), n° 10, p. 3.

Prévot D. (1999b) - Echo des profondeurs gondrevilloises (suite et fin). *Le P'tit Usania*, USAN, Nancy (2ème année, juil. 1999), n° 11, p. 1.

Q

Quesnel F., Giot D., Robelin C., Roger J., Théveniaut H., Wyns R., Casanova J., Brulhet J. (2002) - *Apports des paléoaltérations et des paléosurfaces à la reconstitution de l'histoire de l'est de la France.* Coopération scientif. 1998-2003 ; journées du partenariat de recherche et développement entre le BRGM et l'ANDRA, Orléans, 5 mars 2002, BRGM - ANDRA, pp. 57-62.

Quinif Y. (1973) - Contribution à l'étude morphologique des coupoles. *Ann. Spéléo.*, t. 28, fasc. 4, pp. 565-573.

Quinif Y. (1974) - Contribution à l'étude des recoupements souterrains de méandres en Belgique. *Ann. Spéléo.*, t. 29, fasc. 2, pp. 175-179.

Quinif Y. (1979) - Les dépôts de grottes ; caractéristiques et moyens d'étude. *Speleologia Belgica*, n° 4, pp. 1-16.

Quinif Y. (1980) - Etude karstologique de la grotte de Bohon. *Rev. belge Géogr.* (104ème année), nouvelle série, fasc. 8, n° 3, pp. 47-62.

Quinif Y. (1983) - Eléments d'une approche énergétique du karst. Application à quelques exemples réels de karsts. *Karstologia*, FFS, AFK, Paris, Nîmes, n° 1, pp. 47-54.

Quinif Y. (1985) - Une morphologie karstique typique en zone intertropicale : les karsts du Bas-Zaïre. *Karstologia*, FFS, AFK, Paris, Nîmes, n° 6, pp. 43-52.

Quinif Y. (1989a) - La notion d'étages de grottes dans le karst belge. *Karstologia*, FFS, AFK, Paris, Nîmes, n° 13, pp. 41-49.

Quinif Y. (1989b) - La datation uranium-thorium. *Speleochronos*, CERAK, Mons, n° 1, pp. 3-22.

Quinif Y. (1990) - La datation des spéléothèmes (U/Th) appliquée aux séquences sédimentaires souterraines pour une mise en évidence des ruptures paléoclimatiques. *In :* Tripet J.-P., Lalou J.-C. (ed.) - Actes du colloque " Remplissages karstiques et paléoclimats ", Fribourg (Suisse), 13-14 oct. 1989. *Karstologia Mém.*, FFS et AFK, n° 2, pp. 23-32.

Quinif Y. (1991a) - *Origine et signification des remplissages souterrains.* Journées P. Chevalier, Grenoble, 10-12 mai 1991, SCParis-CAF, pp. 229-247.

Quinif Y. (1991b) - *L'apport des méthodes de datation absolue : la méthode uranium/thorium.* Journées P. Chevalier, Grenoble, 10-12 mai 1991, SCParis-CAF, pp. 248-260.

Quinif Y. (1991c) - La courbe de croissance interpolée. *Speleochronos*, CERAK, Mons, n° 3, pp. 11-16.

Quinif Y. (1991d) - La série stalagmitique de la galerie des Verviétois (Han-sur-Lesse, Belgique). *Speleochronos*, CERAK, Mons, n° 3, pp. 29-44.

Quinif Y. (1992) - Datation U/Th d'une séquence stalagmitique du Pléistocène supérieur en Languedoc (le couloir blanc, Grotte de Clamouse). *C.-R. Acad. Sci. Paris*, s. II, t. 314, n° 10, pp. 1035-1042.

Quinif Y. (1994a) - Hit 1 - le plus long réseau : le Réseau de Han. *In :* ESCM (ed.) - Top 15 : le patrimoine souterrain wallon. *Lapiaz*, s. hors-, n° 9, pp. 3-5.

Quinif Y. (1994b) - Hit 12 - la structure karstique la plus profonde : le Puits de Flénu. *In :* ESCM (ed.) - Top 15 : le patrimoine souterrain wallon. *Lapiaz*, s. hors-, n° 9, pp. 37-38.

Quinif Y. (1994c) - Hit 15 - la plus belle synthèse régionale : le Karst de Couvin. *In :* ESCM (ed.) - Top 15 : le patrimoine souterrain wallon. *Lapiaz*, s. hors-, n° 9, pp. 43-47.

Quinif Y. (1996) - Enregistrement et datation des effets sismo-tectoniques par l'étude des spéléothèmes. *Ann. Soc. géol. Belg.*, SGB, Liège (août 1997), t. 119, fasc. 1, pp. 1-13.

Quinif Y. (1997) - Les recherches de Bruno Bastin dans le karst. *Bull. Soc. belge Géol.* (1999), t. 106, pp. 13-18.

Quinif Y. (1998a) - Dissipation d'énergie et adaptabilité dans les systèmes karstiques. *Karstologia*, FFS, AFK, Paris, Bordeaux, n° 31, pp. 1-11.

Quinif Y. (1998b) - Fiabilité des analyses chronologiques. *Speleochronos*, CERAK, Mons, n° 9, pp. 33-40.

Quinif Y. (1999a) - Karst et évolution des rivières : le cas de l'Ardenne. *Geodinamica Acta*, Elsevier, Paris, vol. 12, n° 3-4, pp. 267-277.

Quinif Y. (1999b) - Fantômisation, cryptoaltération et altération sur roche nue ; le triptyque de la karstification. *Etudes de géographie physique*, CAGEP, Univ. Provence [actes colloque européen " Karst 99. Des paysages du karst au géosystème karstique. Dynamiques, structures et enregistrement karstiques ", Grands Causses, Vercors, 10-15 sept. 1999], n° XXVIII suppl., pp. 159-164.

Quinif Y. (2002) - La grotte de Montfat : un jalon dans l'évolution de la vallée de la Meuse. *Karstologia*, FFS, AFK, Paris, Nice (2ème sem. 2002), n° 40, pp. 13-18.

Quinif Y., Baele J.-M., Charlet J.-M., De Putter T., Dupuis C., Rorive A., Vandycke S. (1997a) - A la recherche du karst perdu des craies du Bassin de Mons (Belgique). *Ann. Soc. Géol. Nord*, SGN, Lille (oct. 1997), s. 2, t. 5, fasc. 4, pp. 361-371.

Quinif Y., Blockmans S., Delaby S., Michel G., Pauwels M. (2002) - Le système karstique du Ry d'Ave à Wellin. Excursion, Journée 2002 de Spéléo. Scientif., 17 nov. 2002, Han-sur-Lesse.

Quinif Y., Dupuis C., Bastin B., Juvigné E. (1979) - Etude d'une coupe dans les sédiments quaternaires de la Grotte de la Vilaine Source (Arbre, Belgique). *Ann. Soc. géol. Belg.*, SGB, Liège (déc. 1979), t. 102, fasc. 1, pp. 229-241.

Quinif Y., Maire R. (1998) - Pleistocene deposits in Pierre Saint-Martin cave, French Pyrenees. *Quaternary Res.*, n° 49, pp. 37-50.

Quinif Y., Quinif G. (2002) - Méthodes et éléments de cartographie d'un paléokarst ; l'exemple de la Carrière du Clypot (Hainaut, Belgique). *Karstologia*, FFS, AFK, Paris, Nice (1er sem. 2002), n° 39, pp. 1-8.

Quinif Y., Vandycke S. (2001) - Les phénomènes karstiques de la région Han-sur-Lesse - Rochefort (Belgique). *Bull. Info. Géol. Bass. Paris*, AGBP (mars 2001), vol. 38, n° 1, pp. 6-19.

Quinif Y., Vandycke S., Vergari A. (1997b) - Chronologie et causalité entre tectonique et karstification. L'exemple des paléokarsts crétacés du Hainaut (Belgique). *Bull. Soc. géol. Fr.*, SGF, Paris, t. 168, n° 4, pp. 463-472.

R

Radzitzky d'Ostrowick I. de (1953) - *Notes en rapport avec l'hydrogéologie des roches calcareuses*. Bull. Soc. royale Et. géol. et archéol., L. Bourdeaux Capelle (coll. « les chercheurs de la Wallonie »), Dinant, t. XV, 199 p.

Rahm G. (1980) - Vue d'ensemble brève sur les glaciations de la Forêt Noire. *In :* Chaline J. (ed.) - Problèmes de stratigraphie quaternaire en France et dans les pays limitrophes. *Bull. Assoc. fra. Et. Quat. (suppl.)*, AFEQ, INQUA-SEQS, Univ. Dijon, CNRS LA 157, EPHE Dijon, IGCP-24, Dijon (table ronde internationale de Dijon, 11-13 décembre 1978), n° 1, pp. 133-134.

Ramon S., Zumstein J.-F. (1992) - *Carte hydrogéologique du bassin Rhin-Meuse*. AERM, Metz, déc. 1992.

Rat P. et coll. (1986) - *Bourgogne - Morvan*. Masson (coll. « Guides géologiques régionaux »), Paris, 2ème éd., 216 p.

Raulin V. (1901) - Déversement ancien des eaux des Vosges occidentales dans la vallée de la Meuse. *Mém. Soc. phil. Verdun*, L. Laurent fils, Verdun, t. 15, pp. 29-48.

Raynal J.-P., Miallier D. (1991) - Introduction. *In :* Raynal J.-P., Miallier D. (ed.) - Datation et caractérisation des milieux pléistocènes. *Cah. Quat.*, CNRS, Paris (actes des symposiums 11 et 17 de la 11ème réunion des Sciences de la Terre, Clermont-Ferrand, 25-27 mars 1986), n° 16, pp. 5-8.

Reading H.G. (1986) - Chapter 2 : facies. *In :* Reading H.G. (ed.) - *Sedimentary environments and facies*. Blackwell Sci. Publ., Oxford, 2ème éd., 615 p.

Reffay A. (2001) - Types de karsts en terrain volcanique : revue bibliographique. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, GFG, Paris (avr.-juin 2001), n° 2, pp. 121-126.

Reineck H.-E., Singh J.B. (1973) - *Depositional sedimentary environments*. Springer-Verlag, Berlin, 439 p.

Remy P. (1932) - Contribution à l'étude de la faune cavernicole de Lorraine ; les grottes de Sainte-Reine. *Bull. Soc. Hist. nat. Moselle*, Metz, 33ème cahier, s. 4, t. 9, pp. 55-71.

Renaud P., Boehm C., Le Roux J., Steiner P. (1987) - Explorations et tracés géologiques des formations secondaires. *In :* Vincent P.-L. (ed.) - *Carte géologique de la France à 1/50000, feuille Pont-à-Mousson (193)*. BRGM, Orléans, 2ème éd.

Renault P. (1957) - Sur deux processus d'effondrement karstique. *Ann. Spéléo.*, Spelunca, s. 3, t. XII, fasc. 1-4, pp. 19-46.

Renault P. (1958) - Effondrements, séismes et failles vivantes. *Ann. Spéléo.*, Spelunca, s. 3, t. XII, fasc. 1-4, pp. 47-54.

Renault P. (1967-1969) - *Contribution à l'étude des actions mécaniques et sédimentologiques dans la spéléogenèse*. Ann. Spéléo., t. 22, 23 et 24, fasc. 1, 2, 1, 3 et 2, thèse doctorat état, pp. 5-21, 209-267, 259-307, 529-596 et 317-337.

Renault P. (1970) - *La formation des cavernes*. PUF (coll. « Que sais-je ? »), Paris, n° 1400, 128 p.

Renault P. (1987) - Phénomènes karstiques. *In :* Miskovsky J.-C. (ed.) - *Géologie de la préhistoire*. Géopré, Paris, pp. 169-196.

Renault P. (1990) - Réflexions sur la notion de remplissages karstiques. *In :* Tripet J.-P., Lalou J.-C. (ed.) - Actes du colloque " Remplissages karstiques et paléoclimats ", Fribourg (Suisse), 13-14 oct. 1989. *Karstologia Mém.*, FFS et AFK, n° 2, pp. 61-62.

Renault-Miskovsky J. (1985) - *L'environnement au temps de la préhistoire (méthodes et modèles)*. Masson, Paris, 183 p.

Renault-Miskovsky J. (1992) - La palynologie du Quaternaire européen : chronostratigraphie-paléoclimatologie et paléoenvironnement végétal de l'homme fossile. *In :* Collectif (ed.) - A propos du Quaternaire en Europe. *Géochronique* (nov. 1992), n° 44, pp. 21-24.

Ribot J.-L. (1995) - La Normandie souterraine : une rivière, l'Aure, disparaît sous la terre avant de resurgir dans la mer. *Patrimoine Normand*, n° 6, pp. 1-6.

Ricour J. (1985) - Hydrogéologie. *In :* Flageollet J.-C., Le Roux J., Vincent P.-L. (ed.) - *Notice explicative, carte géologique de la France à 1/50000, feuille Toul (229)*. BRGM, Orléans, 3ème éd., pp. 46-51.

Ricour J., Vincent P.-L. (1984) - Esquisse hydrogéologique. *In :* Vincent P.-L. (ed.) - *Carte géologique de la France à 1/50000, feuille Toul (229)*. BRGM, Orléans, 3ème éd.

Riser J. (sous la direction de) (1999) - *Le Quaternaire. Géologie et milieux naturels*. Dunod, Paris, 320 p.

Riston V. (1891) - *Les grottes de Sainte-Reine*. Berger-Levrault, Nancy, 16 p.

Rivière A. (1944) - Sur les méthodes granulométriques de sédimentation. *Bull. Soc. géol. Fr.*, SGF, Paris, s. 5, t. 14, fasc. 7-8-9, pp. 409-437.

Rivière A. (1952a) - Sur la représentation graphique de la granulométrie des sédiments meubles. Interprétation des courbes et applications. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, s. 6, t. 2, fasc. 1-3, pp. 145-154.

Rivière A. (1952b) - Expression analytique générale de la granulométrie des sédiments meubles. Indices caractéristiques et interprétation géologique. Notion de faciès granulométriques. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris, s. 6, t. 2, fasc. 1-3, pp. 155-167.

Rivière A. (1953) - Méthode d'interprétation de la granulométrie des sédiments meubles. *Rev. Inst. fra. Pétr.*, n° spécial, pp. 102-107.

Rivière A. (1977) - *Méthodes granulométriques ; techniques et interprétations*. Masson (coll. « Techniques et méthodes sédimentologiques »), Paris, 170 p.

Robaux A. (1934) - Etude géologique de la région de la forêt de Haye. *Bull. trim. Soc. ind. Est*, Grandville, Nancy (avr.-sept. 1934), n° 213-214, pp. 27-56.

Rodet J. (1992a) - *La craie et ses karsts*. Centre normand d'étude du karst et des cavités du sous sol et Groupe Seine, Rouen, 560 p.

Rodet J. (1992b) - Le karst dans l'évolution quaternaire de la Basse Seine (Normandie, France). *In :* Salomon J.-N., Maire R. (ed.) - *Karst et évolutions climatiques (hommage à Jean Nicod)*. PUB, Bordeaux, pp. 363-382.

Rodet J. (1997) - Typologie des karsts dans la craie du bassin de Paris. *Ann. Soc. Géol. Nord*, SGN, Lille (oct. 1997), s. 2, t. 5, fasc. 4, pp. 351-359.

Rodet J. (1999) - Le réseau de fracturation, facteur initial de la karstification des craies dans les collines du Perche : l'exemple du site de la Mansonnière (Bellou-sur-Huisne, Orne, France). *Geodinamica Acta*, Elsevier, Paris, vol. 12, n° 3-4, pp. 259-265.

Roland C., Marion J.-M. (1986-1987) - Phénomènes karstiques et cônes de limon formés aux résurgences à la Reid. *Bull. Soc. géogr. Liège* (22ème et 23ème année), n° 22-23, pp. 149-159.

Roques H. (1967) - Chimie des carbonates et hydrogéologie karstique. *Mém. et doc.*, CNRS, Paris (1968) [phénomènes karstiques], nouvelle série, vol. 4, pp. 113-141.

Rosholt J.N., Emiliani C., Geiss J., Koczy F.F., Wangersky P.J. (1961) - Absolute dating of deep-sea cores by the Pa231/Th230 method. *The J. Geology*, PUC, Chicago (march 1961), vol. 69, n° 2, pp. 162-185.

Rosinski G. (1975) - *Les terrasses alluviales de la Moselle à l'aval du horst d'Epinal (étude géomorphologique)*. Mém. maîtrise, Univ. Nancy II, 94 p.

Rosnay J. de (1975) - *Le macroscope. Vers une vision globale.* Seuil (coll. « Civilisation »), Paris, 1ère éd., 351 p.

Roubault M., avec la collaboration de Fabries J., Touret J., Weisbrod A. (1972) - *Détermination des minéraux des roches au microscope polarisant.* Lamarre-Poinat, Paris, 2ème éd., 365 p.

Rowe P., Austin T., Atkinson T. (1988) - The quaternary evolution of the british south Pennines from uranium series and palaeomagnetic data. *Ann. Soc. géol. Belg.*, SGB, Liège (sept. 1988) [actes colloque intern. sédim. karstique, Han/Lesse, 18-22 mai 1987], t. 111, pp. 97-106.

Rucquoi D., Renaud P., Boehm C., Steiner P., Le Roux J., Clermonté J., Fauvel P.-J. (1984) - Explorations et tracés géologiques des formations secondaires. *In :* Vincent P.-L. (ed.) - *Carte géologique de la France à 1/50000, feuille Toul (229).* BRGM, Orléans, 3ème éd.

Rust B.R., Koster E.H. (1984) - Coarse alluvial deposits. *In :* Walker R.G. (ed.) - *Facies models.* Assoc. géol. Canada (coll. « Geoscience Canada », reprint series 1), St John's (Terre-Neuve), 2ème éd., 317 p.

S

Salado J., Le Roux J., Letouze F., Thomas C. (1976) - Recherche des relations entre écoulements superficiel et souterrain par l'analyse de l'hydrogramme (débits classés) des cours d'eau ; application aux calcaires du Dogger en Lorraine (note préliminaire). *Ann. Sci. Univ. Besançon,* Univ. Franche-Comté, Besançon (1976) [actes 2ème colloque hydrologie en pays calcaire, Besançon-Neuchâtel, 7-10 oct. 1976], géologie, s. 3, fasc. 25, pp. 353-367.

Salomon J.-N. (1999) - Le facteur temps dans la karstification. *Géomorphologie : relief, processus, environnement,* GFG, Paris (juil.-sept. 1999), n° 3, pp. 195-214.

Salomon J.-N. (2000) - *Précis de karstologie.* PUB (coll. « Scieteren »), Bordeaux, 251 p.

Salomon J.-N. (2002) - Les karsts de Nouvelle-Zélande. *Karstologia,* FFS, AFK, Paris, Nice (1er sem. 2002), n° 39, pp. 9-22.

Sary M., Corbonnois J., Gamez P., Gille E. (1992) - *Profils hydrologiques de l'Esch.* Livret-guide excursions Journées hydrologiques Metz-Arlon : " Hydrologie des milieux calcaires en étiage ", Metz - Arlon, sept. 1992, CEGUM, Metz, p. 2.

Sbai A. (1986) - *Contribution à l'étude géomorphologique de la région d'Oyonnax : Ain (Jura méridional).* Thèse doctorat 3ème cycle, Univ. Lille I (USTL), 555 p.

Sbai A., Ek C., Drouin P., Chirol B., Aragno J.-C., Pelisson A., Quinif Y. (1995) - Les remplissages karstiques de la grotte Sous-les-Sangles : sédimentologie et évolution spéléomorphologique d'une grotte du Jura méridional (France). *Quaternaire,* AFEQ - Maison de la Géologie, Paris, vol. 6, n° 1, pp. 35-45.

Scapoli J. (1988) - Travaux USBL. *Spéléo L,* LISPEL (et FFS), Nancy, n° 14, pp. 75-90.

Schumm S.A. (1977) - *The fluvial system.* Wiley-interscience publ., New-York, 338 p.

SCMetz (1988) - Inventaire des phénomènes karstiques du bassin de la Moselle entre Charmes et Epinal. *Spéléo L,* LISPEL (et FFS), Nancy, n° 14, pp. 19-30.

Shackleton N.J., Opdyke N.D. (1973) - Oxygen isotope and paleomagnetic stratigraphy of equatorial Pacific core V28-238 : oxygen isotope temperatures and ice volumes on a 100000 year and 1000000 year scale. *Quaternary Res.*, vol. 3, n° 1, pp. 39-55.

Siame L.L., Braucher R., Bourlès D.L. (2000) - Les nucléides cosmogéniques produits in situ : de nouveaux outils en géomorphologie quantitative. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. 171, n° 4, pp. 383-396.

Simon-Coinçon R., Astruc J.-G. (1991) - Les pièges karstiques en Quercy : rôle et signification dans l'évolution des paysages. *Bull. Soc. géol. Fr.*, t. 162, n° 3, pp. 595-605.

Slabe T. (1995) - *Cave rocky relief and its speleogenetical signifiance.* Znanstvenoraziskovalni Center Sazu, Ljubljana, 128 p.

Sorriaux P. (1982) - *Contribution à l'étude de la sédimentation en milieu karstique (le système de Niaux-Lombrives-Sabart ; Pyrénées ariégeoises).* Thèse doctorat 3ème cycle, Univ. Toulouse, 255 p.

Stančik A. (2000) - Hydrology of the River Danube [en ligne].

Steiner P. (1980) - *Lithostratigraphie et fracturation du Dogger lorrain.* Thèse doctorat 3ème cycle, Univ. Nancy I, 210 p. (+ 4 fig.).

T

Taïeb M. (2002) - Quaternaire (ère). *Encyclopædia Universalis.* (coll. « Corpus »), t. 19, pp. 256-271.

Tailliez C. (1998) - Hydro-géologie du bassin-versant de l'Aire ammont (Meuse). *Mosella*, PUM, Metz, t. XXIII, n° 1-2, pp. 131-148.

Tailliez C., Abele J., Gille E. (2000) - Genèse et propoagation de la crue de janvier 1995 dans le bassin de la Meuse française. *Rev. géogr. Est*, Assoc. Géogr. Est, Nancy, t. XXXX, n° 1-2, pp. 47-58.

Taous A. (1994) - *Le système alluvial de la " moyenne terrasse " de la Moselle en Lorraine méridionale (approche morphosédimentaire et pétrographique).* Thèse doctorat 3ème cycle, Univ. Nancy II, 201 p.

Técher P. (1995) - *Etude morphologique et pétrographique du complexe alluvial de la moyenne terrasse sur le site de capture de la Moselle.* Mém. maîtrise, Univ. Nancy II, 113 p.

Théobald N., Gardet G. (1935) - Les alluvions anciennes de la Moselle et de la Meurthe en amont de Sierck. *Bull. centenaire Soc. Hist. nat. Moselle*, Metz, s. 3, t. 10, n° 34, pp. 69-100.

Théveniaut H., Wyns J., Quesnel F., Brulhet J. (2002) - *Etude paléomagnétique de la Borne de Fer.* Coopération scientif. 1998-2003 ; journées du partenariat de recherche et développement entre le BRGM et l'ANDRA, Orléans, 5 mars 2002, BRGM - ANDRA, pp. 63-65.

Thévenin A. (1975) - Circonscription de Lorraine. *Gallia Préhistoire*, t. 18, pp. 563-581.

Thiéry P. (1922) - Le Bajocien supérieur de la Lorraine. *C.-R. hebdo. séances Acad. Sci.*, Gauthier-Villars, Paris (juil.-déc. 1922), t. 175, pp. 38-41.

Thillay M. (1976) - *Etude géochimique de la source de la Rochotte.* Mém. DEA, 1ère partie, Univ. Nancy I (INPL, ENSG), 29 p.

Thillay M. (1979) - *Etude géochimique et hydrodynamique de l'Aroffe et de l'Aar.* Thèse doctorat 3ème cycle, Univ. Nancy I, 141 p.

Thomas A., Rucquoi D., Le Roux J., Dabonville J.-P. (1978) - Explorations et tracés géologiques des formations secondaires. *In :* Vincent P.-L. (ed.) - *Carte géologique de la France à 1/50000, feuille Nancy (230).* BRGM, Orléans, 2ème éd.

Thomas C. (1979) - *Etude hydrogéologique de l'aquifère karstique du bassin de la Haute Meuse. Etude géochimique des émergences de Neufchâteau (Vosges).* Ministère Agric., SRAELorraine, INPL, ENSG, Serv. Hydrogéol. Rég. ; rapport SRAEL (et thèse INPL), 246 p.

Thrailkill J. (1968) - Chemical and hydrologic factors in the excavation of limestone cave. *Geol. Soc. Am. Bull.*, New-York (jan. 1968), vol. 79, n° 1, pp. 19-45.

Tisserand B. (1973) - *Carte géologique des formations superficielles de la feuille de Nancy (1/50000ème) ; t. 2 : les formations superficielles des grands plateaux de Haye, du Grand Couronné et de leurs buttes témoins.* Mém. maîtrise, Univ. Nancy II, 60 p.

Tricart J. (1947) - Méthode d'étude des terrasses. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris (1948), s. 5, t. 17, fasc. 7-8-9, pp. 559-575.

Tricart J. (1949-1952) - *La partie orientale du Bassin de Paris (étude morphologique).* SEDES, Paris, 2 t. (t. 1 : la genèse du bassin ; t. 2 : l'évolution morphologique au Quaternaire), thèse, Paris, 473 p.

Tricart J. (1951) - Comment déterminer le sens de l'écoulement fluviatile d'après une nappe alluviale. *Rev. Géom. dyn.*, SEDES, Paris, t. 2, n° 3, pp. 128-134.

Tricart J. (1957) - Observations sur la genèse des nappes de cailloutis fluviatiles. *Bull. Soc. géol. Fr.*, Paris (1958), s. 6, t. 7, fasc. 8-9, pp. 1189-1203.

Tricart J. (1961a) - Observations sur le charriage des matériaux grossiers par les cours d'eau. *Rev. Géom. dyn.*, CDU et SEDES, Paris (12ème année), n° 1, pp. 3-15.

Tricart J. (1961b) - Compte-rendu critique. *Rev. Géom. dyn.*, CDU et SEDES, Paris (12ème année, janv.-juin 1961), n° 1, p. 49.

Tricart J. (1961c) - Fiche bibliographique. *Rev. Géom. dyn.*, CDU et SEDES, Paris (12ème année, janv.-juin 1962), n° 1, p. 73.

Tricart J. (1962) - *Les transports solides du Vidourle lors de la crue de l'automne 1958.* Actes 86ème congrès nat. Soc. sav., Montpellier, 1961 (section Géogr.), Impr. nat., Paris, pp. 453-535.

Tricart J. (1963) - *Géomorphologie des régions froides.* PUF (coll. « Orbis »), Paris, 289 p.

Tricart J. (1965) - *Principes et méthodes de la géomorphologie.* Masson, Paris, 496 p.

Tricart J., Schaeffer R. (1950) - L'indice d'émoussé des galets, moyen d'étude des systèmes d'érosion. *Rev. Géom. dyn.*, SEDES, Paris, t. 1, n° 4, pp. 151-179.

Tricart J., Vogt H. (1967) - Quelques aspects du transport des alluvions grossières et du façonnement des lits fluviaux. *Geografiska ann.*, s. A, vol. 49, n° 2-4, pp. 351-366.

Troestler M. (1973) - *Carte géologique des formations superficielles de la feuille de Nancy (1/50000ème) ; t. 3 : le matériel alluvial et éluvial dans les vallées de la Moselle, de la Meurthe, du Sanon et de la Seille.* Mém. maîtrise, Univ. Nancy II, 119 p.

U

Uytterhaegen D., Ek C., Vandenvinne R., Verheyden S., Delaby S. (1999) - La grotte du Fayt à Jemelle. Excursion, Journée 1999 de Spéléo. Scientif., 21 nov. 1999, Han-sur-Lesse.

V

Valladas G. (1979) - La datation des roches par la thermoluminescence. Applications. *Bull. Assoc. fra. Et. Quat.*, AFEQ, Univ. Pierre et Marie Curie, Paris (16ème année), fasc. 1-2, n° 58-59, pp. 43-52.

Vallet P. (1983) - Le Trou du Fond de la Souche. *Hadès, Cah. spéléo. Lor.*, CLRS, Nancy, n° 7, pp. 5-12.

Van den Avenne S. (1980) - Les eaux souterraines. *Spéléo L*, LISPEL, Nancy, n° 12, pp. 12-23.

Van den Broeck E. (2001) - Coloration de la Lesse souterraine de Furfooz à Chaleux. *In :* Verheyden S., Bernard C. (ed.) - Actes des Journées de Spéléologie Scientifique, Han-sur-Lesse 1997 à 2000. *Geol. Surv. Belgium, prof. paper*, Ministère des Affaires économiques, Serv. Géol. Belg., Bruxelles (2001/3), n° 295, pp. 130-132.

Van den Broeck E., Martel E.-A., Rahir E. (1910) - *Les cavernes et les rivières souterraines de la Belgique.* H. Lamertin, Bruxelles, 2 t., 1791 p.

Van Es T.A.M., Van Winkel G.L., Broekema W.E., Schuurmans T.J.C. (1992) - *De Galerie des Sources in haar omgeving.* Speleo Nederland/Pierk Special, Rotterdam (7ème année (juni 1992)), n° 2, 40 p.

Vanara N. (2000a) - *Le karst des Arbailles.* Karstologia Mém., n° 8, thèse doctorat 3ème cycle., Univ. Bordeaux III, janv. 1998, 320 p.

Vanara N. (2000b) - Le karst des Arbailles, Pyrénées Atlantiques, France. *Karstologia*, FFS, AFK, Paris, Bordeaux, n° 36, pp. 23-42.

Vandenberghe J., Mücher H.J., Roebroeks W., Gemke D. (1985) - Lithostratigraphy and palaeoenvironment of the Pleistocene deposits at Maastricht-Belvédère, southern Limburg, the Netherlands. *Meded. Rijks geol. Dienst*, vol. 39, n° 1, pp. 7-18.

Vandycke S., Quinif Y. (1999) - Tectonique, contraintes et karst : implications génétiques. *Etudes de géographie physique*, CAGEP, Univ. Provence [actes colloque européen " Karst 99. Des paysages du karst au géosystème karstique. Dynamiques, structures et enregistrement karstiques ", Grands Causses, Vercors, 10-15 sept. 1999], n° XXVIII suppl., pp. 199-204.

Vaskou P. (1979) - *Contribution à la classification des formations alluviales de la feuille de Toul au 1/50 000ème.* Mém. DEA géosciences, Univ. Nancy I, 57 p. (+ 12 pl.).

Vaskou P. (1981) - *Apports de la sédimentologie à la connaissance des dépôts alluviaux des terrasses de la Moselle, entre " Noir Gueux " et Toul.* Thèse doctorat 3ème cycle, Univ. Nancy I, 154 p. (+ 6 pl.).

Vaskou P. (1984) - La terrasse moyenne de la Moselle dans les Vosges : essai de reconstitution de la genèse d'une terrasse fluviatile par rapport au cycle climatique quaternaire. *Bull. Assoc. fra. Et. Quat.*, AFEQ, Maison de la Géologie, Paris (21ème année) [colloque AFEQ " Significations dynamique et climatique des formations et terrasses fluviatiles quaternaires ", Paris, 29 janv. 1983], s. 2, fasc. 1-2-3, n° 17-18-19, pp. 99-103.

Vatan A. (1953) - La sédimentologie et les réservoirs. *Rev. Inst. fra. Pétr.* (sept. 1953), t. 8, n° 9, pp. 475-485.

Vatan A. (1967) - *Manuel de sédimentologie.* Technip, Paris, 398 p.

Vaucel G. (1960) - *Contribution à l'étude géologique de la région de Bayon : étude stratigraphique, pétrographique et tectonique de la feuille au 1/20000ème de Bayon 1-2. Etude d'un dossier sur les grottes de Meurthe-et-Moselle.* Mém. DES géologie (2 sujets), Univ. Nancy, fac. sciences (30-6-1960), 59 et 7 p.

Vaudour J. (1986) - Introduction à l'étude des géosystèmes karstiques. *Travaux UA 903 CNRS*, Labo. Géogr. phys., Aix-en-Provence, n° 15 (réflexions sur les géosystèmes karstiques ; bilans et perspectives), pp. 1-8.

Veldkamp A., Van den Berg M.W. (1993) - Three-dimensional modelling of Quaternary fluvial dynamics in a climo-tectonic dependent system. A case study of the Maas record (Maastricht, The Netherlands). *Global and Planetary Change*, Elsevier, Amsterdam, vol. 8, pp. 203-218.

Veldkamp A., Van Dijke J.J. (2000) - Simulating internal and external controls on fluvial terrace stratigraphy : a qualitative comparison with the Maas record. *Geomorphology*, Elsevier, Amsterdam, vol. 33, pp. 225-236.

Vergari A. (1998) - Nouveau regard sur la spéléogenèse : le " pseudo-endokarst " du Tournaisis. *Karstologia*, FFS, AFK, Paris, Bordeaux, n° 31, pp. 12-18.

Vergari A., Quinif Y. (1997) - Les paléokarsts du Hainaut (Belgique). *Geodinamica Acta*, Masson, Paris, vol. 10, fasc. 4, pp. 175-187.

Verger F. (1960) - *La granulométrie ; technique annexe de la géomorphologie. Méthodes d'analyse et modes d'expression.* Thèse doctorat 3ème cycle, Univ. Poitiers, 107 p.

Verger F. (1963) - Les techniques d'analyse granulométrique. *Mém. et doc.*, CNRS, Paris, t. IX, fasc. 1, 64 p..

Verheyden S. (2000) - Les concrétions, enregistreurs naturels. Résumés des communications, Journée 2000 de Spéléo. Scientif., 18 nov. 2000, Han-sur-Lesse.

Verheyden S. (2001a) - Les concrétions, enregistreurs naturels. *In :* Verheyden S., Bernard C. (ed.) - Actes des Journées de Spéléologie Scientifique, Han-sur-Lesse 1997 à 2000. *Geol. Surv. Belgium, prof. paper*, Ministère des Affaires économiques, Serv. Géol. Belg., Bruxelles (2001/3), n° 295, pp. 133-134.

Verheyden S. (2001b) - Les spéléothèmes en tant qu'enregistreurs paléoclimatiques. Résumés des communications, Journée 2001 de Spéléo. Scientif., 17 nov. 2001, Han-sur-Lesse.

Verheyden S., Keppens E., Quinif Y., Genty D. (1999) - Holocene palaeoclimatic and palaeo-environmental reconstruction inferred from stable isotopic and geochimical studie in Belgian caves and tunnels. *Etudes de géographie physique*, CAGEP, Univ. Provence [actes colloque européen " Karst 99. Des paysages du karst au géosystème karstique. Dynamiques, structures et enregistrement karstiques ", Grands Causses, Vercors, 10-15 sept. 1999], n° XXVIII suppl., pp. 205-208.

Vidal de la Blache J. (1908) - *Etude sur la vallée lorraine de la Meuse.* A. Colin, Paris, 189 p.

Vincent P.-L. (1987) - Explorations et tracés géologiques des formations superficielles. *In :* Vincent P.-L. (ed.) - *Carte géologique de la France à 1/50000, feuille Pont-à-Mousson (193).* BRGM, Orléans, 2ème éd.

Vogt H. (1992) - *Le relief en Alsace ; étude géomorphologique du rebord sud-occidental du Fossé rhénan.* Oberlin, Strasbourg, 239 p.

W

Waterlot G., Beugnies A., Bintz J. et coll. (1973) - *Ardenne - Luxembourg.* Masson (coll. « Guides géologiques régionaux »), Paris, 206 p.

Watzlawick P., Helmick Beavin J., Jackson D.D. (1972) - *Une logique de la communication.* Seuil (coll. « Essais »), Paris, 1ère éd., 286 p.

Wehrli A. (1996) - *Les modalités de la circulation de l'eau dans le bassin-versant topographique et hydrogéologique de l'Aroffe.* Mém. DEA, Univ. Metz, 87 p.

Weisrock A. (1990a) - Introduction à l'étude de la genèse des fonds de vallées en Lorraine. *Rev. géogr. Est*, PUN, Nancy, t. XXX, n° 1, pp. 3-18.

Weisrock A. (1990b) - Comptes rendus : Manfred W. Buch - 1988. *Rev. géogr. Est*, PUN, Nancy, t. XXX, n° 1, pp. 108-112.

Weisrock A. (1997) - Cent ans après Davis : la question des captures et les paléoréseaux hydrographiques quaternaires d'après les exemples de l'Europe du Nord-Ouest. *Géogr. phys. et quat.*, Montréal, vol. 51, n° 3, pp. 261-266.

Weisrock A. (2002) - L'incision des vallées : une question de temps ?. *Rev. géogr. Est*, Assoc. Géogr. Est, Nancy, t. XLII, n° 4, pp. 155-161.

Weisrock A., Deshaies M. (1995) - *Fig. 3 : la percée de Viterne et sa paléovallée à méandres.* Livret-guide colloque " Paléoréseaux hydrographiques quaternaires ", Nancy, 6-8 sept. 1995 (1895-1995, centenaire de l'article de W.M. Davis sur la capture de la Moselle ; excursion du 7 septembre 1995 ; la capture de la Moselle), Labo. Géogr., Univ. Nancy II, p. 8.

Weisrock A., Deshaies M., Marston R. (1995) - Introduction. Le colloque " Paléoréseaux hydrographiques quaternaires ", Centenaire W.M. Davis, 1895 - 1995 (Nancy, 6-8 septembre 1995). *Rev. géogr. Est*, Assoc. Géogr. Est, Nancy (1996), t. XXXV, n° 3-4, pp. 215-217.

Weisrock A., Taous A. (1995) - Enseignements de l'étude du couloir saalien de la Haute Moselle, à propos de la capture à Toul. *Rev. géogr. Est*, Assoc. Géogr. Est, Nancy (1996), t. XXXV, n° 3-4, pp. 255-268.

Westphal M., avec la collaboration de Pfaff H. (1986) - *Paléomagnétisme et magnétisme des roches.* Doin, Paris, 131 p.

Willems L. (2000) - *Phénomènes karstiques en roches silicatées non carbonatées. Cas des grès, des micaschistes, des gneiss et des granites en Afrique sahélienne et équatoriale.* Thèse doctorat, Univ. Liège (juil. 2000), 307 p.

Wohlgemuth J. (1883) - *Recherches sur le Jurassique moyen à l'est du bassin de Paris (études critiques sur la valeur des caractéres paléontologiques).* Berger-Levrault et Cie, Nancy, thèse, 340 p.

Wohlgemuth J. (1889) - Sur la cause du changement de lit de la Moselle, ancien affluent de la Meuse. *Assoc. fra. avancement sci.*, Paris, s. 18ème session, pp. 403-408.

Woillard G. (1978) - Grande Pile peat bog : a continuous pollen record for the last 140 000 years. *Quaternary Res.*, vol. 9, n° 1, pp. 1-21.

Woillard G. (1979) - The last interglacial-glacial cycle at Grande Pile in northeastern France. *Bull. Soc. belge Géol.*, Bruxelles, t. 88, fasc. 1, pp. 51-69.

Woodruff C.M.Jr, Abbott P.L. (1986) - Stream piracy and evolution of the Edwards Aquifer along the Balcones Escarpment, Central Texas. *In :* Abbott P.L., Woodruff C.M. Jr (ed.) - The Balcones Escarpment, Central Texas. *Geol. Soc. Am. Bull.*, vol. 97, pp. 77-90.

Z

Zhang S., Audra P., Maire R. (1991) - Les systèmes karstiques et les cavités. *In :* Barbary J.-P., Maire R., Zhang S. (ed.) - Grottes et karsts tropicaux de Chine méridionale ; Gebihe 89. 2ème expéd. spéléo. franco-chinoise dans les provinces du Guizhou, du Hubei et du Sichuan. *Karstologia Mém.*, FFS et AFK (et GAP), Paris (et La Ravoire), n° 4, pp. 150-161.

Zumstein J.-F., AERM (1995) - *Hauteurs des précipitations annuelles - Bassin Rhin-Meuse et régions limitrophes (carte).* AERM, Metz.

TABLE DES FIGURES.

142 figures.

Figures de l'introduction.

Figure 0.1 - Carte de localisation du secteur étudié dans ce travail.

Figure 0.2 - Représentation partielle des relations multiples qui existent entre différents phénomènes au sein d'un système (exemple du système géomorphologique).

Figure 0.3 - Représentation des domaines abordés dans cette étude, dans la chaîne de causalité ouverte et " linéarisée " en fonction du temps.

Figures du chapitre I.

Figure I.1 - Témoins hydrographiques, morphologiques et sédimentologiques d'une capture.

Figure I.2 - Exemples de captures n'ayant pas généré de coudes hydrographiques : cas de la Warche et du Trô Maret dans l'est de la Belgique (d'après Pissart et Juvigné, 1982, fig. 1).

Figure I.3 - Typologie des facteurs externes pouvant intervenir dans les captures (d'après Bravard et Petit, 1997, fig. 1.6, modifiée par Weisrock, 1997, fig. 2).

Figure I.4 - Contextes et dynamiques générant un phénomène de capture.

Figure I.5 - Classification des percées hydrogéologiques.

Figure I.6 - Phénomènes de percée hydrogéologique et de capture hydrographique dans le sud-ouest de l'Alb Souabe (Allemagne méridionale).

Figure I.7 - Percées hydrogéologiques entre les versants atlantique et méditerranéen, dans la Montagne Noire orientale (Hérault).

Figure I.8 - Les facteurs déterminant la karstification et/ou l'évolution des vallées, dans le système géomorphologique.

Figure I.9 - Capture hydrographique enregistrée, mais non assistée, par le karst.

Figure I.10 - Capture hydrographique assistée par le karst.

Figures du chapitre II.

Figure II.1 - Coupe géologique schématique est - ouest de la Lorraine centrale (d'après Hilly et Haguenauer, 1979, fig. 4, modifiée).

Figure II.2 - Carte géomorphologique simplifiée du site de la capture de la Moselle (entre autres, d'après Rucquoi *et al.*, 1984).

Figure II.3 - Coupe lithostratigraphique synthétique du Dogger de Lorraine (d'après Le Roux *et al.*, 1978, modifiée et complétée par Steiner, 1980, fig. 3, légèrement modifiée).

Figure II.4 - Carte schématique de localisation des chailles dans l'Oolithe miliaire inférieure.

Figure II.5 - Coupe longitudinale schématique de la paléovallée de la " Haute Moselle - Meuse " entre Pierre-la-Treiche et Pagny-sur-Meuse (d'après Harmand *et al.*, 1995a, fig. 7 et Harmand *et al.*, 1998, fig. 4, modifiée).

Figure II.6 - Rupture minéralogique liée à la capture de la Moselle, constatée dans les alluvions de la région de Maastricht (d'après divers auteurs).

Figure II.7 - Evolution présumée du réseau hydrographique du site de la capture de la Moselle depuis la période d'alluvionnement de CF1.

Figures du chapitre III.

Figure III.1 - Rôle du type de figure tectonique sur les circulations hydriques souterraines ; exemples de fracturations visibles sur la Haye et liées à une compression NNE (d'après Steiner, 1980, fig. 84, complétée selon les renseignements oraux de l'auteur).

Figure III.2 - Coupe transversale schématique de la structure d'un aquifère en relief de cuesta.

Figure III.3 - Bilan hydrique de la station de Rosières-en-Haye, pour la période 1971-1988 (d'après des données de l'AERM).

Figure III.4 - Profil des débits mensuels d'étiage de fréquence ½ du Ruisseau des Bouvades (d'après AERM, 1998).

Figure III.5 - Profil des débits mensuels d'étiage de fréquence ½ du Terrouin (d'après AERM, 1998, simplifiée).

Figure III.6 - Variations géométriques et lithologiques du réservoir du Dogger (d'après Steiner, 1977, cité par Le Roux et Salado, 1980, complétée).

Figure III.7 - Illustration de la relativité de la notion de niveau piézométrique dans un massif karstifié : coupe schématique du secteur nord de la Haye méridionale (système karstique de l'Aroffe et de l'Ar-Arot).

Figures du chapitre IV.

Figure IV.1 - Représentation schématique des systèmes karstiques unaires et binaires (d'après Delannoy, 1997, simplifiée).

Figure IV.2 - Croquis morphologique et géologique d'une partie de l'ancienne carrière du lieu-dit " la Carrière " (Belleville - 875,290 - 1130,690 - 270,5).

Figure IV.3 - Croquis géomorphologique des parcelles forestières 357 et voisines (quartier de la Route Neuve, Velaine-en-Haye).

Figure IV.4 - Plan et coupes du Gouffre de l'Echangeur de Gondreville (Gondreville - 868,140 - 1116,290 - 236) (d'après Prévot, 1999b, redessinée et complétée).

Figure IV.5 - Granulométrie des sédiments endokarstiques du Gouffre de l'Echangeur de Gondreville (GEG) et de l'Affaissement de la Grande Vau (AGV).

Figure IV.6 - Carton de localisation de la Cavité G. Gardet (Aingeray - 871,390 - 1120,760 - 245) dans son contexte orographique et géologique.

Figure IV.7 - Croquis morphologique et géologique de l'Affaissement de la Grande Vau (Aingeray - 868,550 - 1119,860 - 210,0).

Figure IV.8 - Croquis morphologique du site de la Grotte du Pimont (Frouard - 875,610 - 1123,100 - 261,0).

Figure IV.9 - Coupe géomorphologique schématique au niveau de la cavité A des Trous de la Grosse Roche (Aingeray - 872,440 - 1123,990 - 205,0).

Figure IV.10 - " Micropuits " sur diaclase développé dans l'Oolithe miliaire inférieure (Carrière de la Ferme Sainte-Anne - Sexey-aux-Forges - 871,900 - 1111,850 - 296,5).

Figure IV.11- Répartition numérique des éléments endokarstiques et exokarstiques du plateau central de Haye, en fonction des formations géologiques.

Figure IV.12 - Répartition numérique des divers éléments karstiques du plateau central de Haye.

Figure IV.13 - Répartition numérique des divers éléments endokarstiques du plateau central de Haye, en fonction des formations géologiques.

Figure IV.14 - Anastomoses de joint de stratification développées dans l'Oolithe miliaire supérieure (carrière de la Côte de Lingoute - Pierre-la-Treiche - 863,850 - 1110,850 - 256,0).

Figure IV.15 - Répartition numérique des éléments karstiques (à alluvions d'origine vosgienne et autres) du plateau central de Haye, en fonction de l'altitude.

Figure IV.16 - Localisation altitudinale des éléments karstiques à alluvions d'origine vosgienne ; relation avec les talwegs rocheux de diverses unités fluviatiles (représentation simplifiée).

Figure IV.17- Représentation schématique des types de fonctionnement karstique binaire actuel, et en partie hérité, dans les différents secteurs de la Haye.

Figures du chapitre V.

Figure V.1 - Terminologie relative aux formes et formations d'accumulation et d'érosion fluviatile, et représentation schématique.

Figure V.2 - Epaisseur totale des alluvions (grossières et fines) du fond de la vallée de la Moselle entre Méréville et Marbache (d'après divers sondages répertoriés au BRGM).

Figure V.3 - Coupe transversale du fond de la vallée de la Moselle au niveau de la Croix de Metz (d'après 21 sondages répertoriés au BRGM).

Figure V.4 - Schématisation de l'évolution du profil d'un talweg au cours de l'incision d'un cours d'eau, en fonction de la traversée de secteurs lithologiquement hétérogènes.

Figure V.5 - Hypothèses sur l'existence ou non de la formation alluviale F1 ; exemple du secteur de Pierre-la-Treiche.

Figure V.6 - Première hypothèse de raccords des profils longitudinaux des bases des formations alluviales de la Moselle et de la Meurthe.

Figure V.7 - Profils longitudinaux des bases des formations alluviales de la Haute Moselle entre Méréville et Troussey (pour CF18 à F4) ou la confluence avec la Meurthe (pour F3 à F0).

Figure V.8 - Coupe synthétique du dispositif sédimentaire de la terrasse fluviatile du Nid, à Dieulouard (X = 872,990 - Y = 1132,950 - Z = 225,5).

Figure V.9 - Comparaison de la médiane des indices d'émoussé des galets de granite de 20-50 mm, échantillonnés dans trois formations alluviales différentes des secteurs de Pierre-la-Treiche - Chaudeney-sur-Moselle et du Bois de la Claire.

Figure V.10 - Comparaison de la médiane des indices d'aplatissement des galets de granite de 20-50 mm, échantillonnés dans trois formations alluviales différentes des secteurs de Pierre-la-Treiche - Chaudeney-sur-Moselle et du Bois de la Claire.

Figure V.11 - Evolution de la médiane des indices d'émoussé des galets de granite de différentes tailles et selon divers auteurs, entre Golbey et Toul, pour les formations alluviales F5 à F3.

Figure V.12 - Comparaison de l'état d'altération des galets de granite échantillonnés dans trois formations alluviales différentes des secteurs de Pierre-la-Treiche - Chaudeney-sur-Moselle et du Bois de la Claire.

Figure V.13 - Evolution du pourcentage de galets de granite sains et à cortex (S+C) de différentes tailles et selon divers auteurs, entre Golbey et Toul, pour les formations alluviales CF1 à F2.

Figure V.14 - Minéralogie globale des sables de 0,5-1 mm de différentes formations alluviales de la « Boucle de la Moselle » (d'après Vaskou, 1979, pl. II à V, modifiée).

Figure V.15 - Minéralogie globale des sables de 0,25-0,5 mm de différentes formations alluviales de la « Boucle de la Moselle » (d'après Vaskou, 1979, pl. II à V, modifiée).

Figure V.16 - Spectres comparés des principaux minéraux lourds présents dans les formations alluviales CF6 à F0 de la « Boucle de la Moselle » (analyses : M. Beiner).

Figures du chapitre VI.

Figure VI.1- Carottage du Vallon de Voirémont (Fontenoy-sur-Moselle - X = 868,825 - Y = 1119,410 - Z = ~216).

Figure VI.2 - Granulométrie des sables issus du comblement du fond de vallon de Voirémont (VV-3).

Figure VI.3 - Spectres comparés des minéraux lourds des sables du vallon de Voirémont (VV-3) et des limons, probablement éoliens, du Bois de l'Embanie (BE(I)) (analyses : M. Beiner).

Figure VI.4 - Organisation morphosédimentaire, transversale et longitudinale, des vallons secs de Bois l'Evêque ; hypothèse sur l'existence de paléovallons comblés.

Figure VI.5 - Spectres comparés des minéraux lourds présents dans les échantillons d'altérite de paléovallon, de terra fusca et de sable de la formation alluviale CF4 (analyses : M. Beiner).

Figures du chapitre VII.

Figure VII.1 - Mesures planimétriques et altitudinales d'une grotte.

Figure VII.2 - Observations morphologiques et géologiques sommaires dans la Grotte des Excentriques ; relations entre macromorphologies et lithologie des Calcaires à polypiers inférieurs.

Figure VII.3 - Configurations transversales des galeries en fonction de leur développement vertical variable dans les Marnes de Longwy.

Figure VII.4 - Orientations des lithoclases corrodées (graphe 1 : 443 mesures) et non corrodées (graphe 2 : 81 mesures) de plusieurs grottes de Pierre-la-Treiche.

Figure VII.5 - Comparaison des orientations des lithoclases corrodées (graphe 1 : 386 mesures) et non corrodées (graphe 2 : 1122 mesures) du plateau central de Haye.

Figure VII.6 - Exemple d'anastomoses de joints de stratification de différentes dimensions ; section de la galerie de l'Entrée I de la Grotte Sainte-Reine.

Figure VII.7 - Profilage dissymétrique d'un pendant de voûte.

Figure VII.8 - Banquettes limites vues en perspective (d'après Bauer, 1996, fig. 31).

Figure VII.9 - Exemples de mini-banquettes superposées, pris dans la Grotte des Puits et dans la Galerie Montante Carrière.

Figure VII.10 - Exemple de soutirage latéral lié à des anastomoses de joint de stratification ; section du boyau reliant la Salle du Puisard et la Galerie du Puisard.

Figures du chapitre VIII.

Figure VIII.1 - Carte de localisation des secteurs d'étude des remplissages hypogés.

Figure VIII.2 - Croquis de localisation des cinq coupes principales du réseau Sainte-Reine *s.l.* (avec les séries), en fonction du contexte morphologique endokarstique.

Figure VIII.3 - Représentation 3D simplifiée du sondage de l'Entrée E de la Grotte Sainte-Reine.

Figure VIII.4 - Représentation 3D schématique des séquences C4 et C5 du remplissage de l'Entrée E de la Grotte Sainte-Reine.

Figure VIII.5 - Structures sédimentaires dans la fosse de la Salle des Draperies de la Grotte Sainte-Reine, au sommet des séquences D4 et D8.

Figure VIII.6 - Représentation 3D simplifiée du sondage de la Galerie du Calvaire, dans la Grotte Sainte-Reine.

Figure VIII.7 - Croquis de l'organisation morphosédimentaire des réseaux endokarstiques dans le secteur de Pierre-la-Treiche.

Figure VIII.8 - Représentation simplifiée des sondages du réseau Sainte-Reine *s.l.* et corrélations stratigraphiques supposées.

Figure VIII.9 - Localisation des prélèvements de galets dans le remplissage de l'Entrée E de la Grotte Sainte-Reine (représentation en coupe longitudinale de la galerie).

Figure VIII.10 - Pourcentage des galets de granite de 20-50 mm, d'échantillons épigés et hypogés, avec l'intervalle de confiance selon une probabilité de 95 % (méthode de L. Van der Plas et A.C. Tobi).

Figure VIII.11 - Rapports pétrographiques couverture/socle (Co/So) et granites/socle (Gr/So) en fonction de l'altitude, dans le secteur de Pierre-la-Treiche, pour des galets de 20-50 mm (d'après Losson, 2000, 2001a, modifiée).

Figure VIII.12 - Médianes d'émoussés et d'aplatissements des galets de granite de 20-50 mm, d'échantillons épigés et hypogés.

Figure VIII.13 - Etat d'altération des galets de granite de 20-80 mm des échantillons endokarstiques.

Figure VIII.14 - Spectres comparés des principaux minéraux lourds des échantillons endokarstiques (analyses : M. Beiner).

Figure VIII.15 - Résumé de la localisation et de l'origine des matériaux endokarstiques de Pierre-la-Treiche.

Figures du chapitre IX.

Figure IX.1 - Représentation des trois directions hypothétiques des paléoécoulements souterrains, de la Haute Moselle vers le bassin versant de la Meurthe, au moment de l'accumulation endokarstique des alluvions issues de la formation F4.

Figure IX.2 - Evolution des caractéristiques hydrogéologiques d'un massif calcaire en fonction de la structuration karstique ; exemple de l'Eau Noire, en Belgique (d'après Quinif, 1994c, fig. 21).

Figure IX.3 - Représentation schématique de l'évolution spéléogénétique des réseaux de Pierre-la-Treiche, en fonction des phases d'incision - remblaiement de surface.

Figure IX.4 - Localisation et caractéristiques des concrétions Pui-GIO (Grotte des Puits - Galerie Inférieure Ouest - X = 865,910 - Y = 1111,350 - Z = 226).

Figure IX.5 - Croquis de localisation du prélèvement KO-DTA pour analyse paléomagnétique (Grotte du Chaos - Diaclase du Talus d'Argile - X = 869,775 - Y = 1113,010 - Z = 256).

Figure IX 6 - Caractéristiques de la concrétion Pui-GT-8 (Grotte des Puits - Galerie Transversale - X = 865,925 - Y = 1111,400 - Z = 230).

Figure IX.7 - Localisation et caractéristiques des concrétions Pui-GVC (Grotte des Puits - Galerie vers le Chaos - X = 865,925 - Y = 1111,400 - Z = 230).

Figure IX.8 - Croquis de localisation du prélèvement SR-EG (Grotte Sainte-Reine - Entrée G - Couloir de l'Hyène - X = 865,575 - Y = 1111,325 - Z = 221,5).

Figure IX.9 - Présentation des relations fonctionnelles et chronologiques entre différents paramètres des systèmes karstique et fluviatile (d'après Losson et Quinif, 2001, modifiée).

Figure IX.10 - Corrélation altitudinale entre les formations alluviales de la Moselle et les limites chronologiques remarquables issues des remplissages endokarstiques du plateau central de Haye.

Figure IX.11 - Coupe synthétique des remplissages de la Grotte Sainte-Reine et interprétation paléoclimatique.

Figure IX.12 - Corrélation des datations U/Th de spéléothèmes du plateau de Haye, avec les courbes climatiques mondiales et les stades isotopiques.

Figure IX.13 - Localisation et caractéristiques de la concrétion SR-Lac(II)-1 (Grotte Sainte-Reine - Galerie de l'Est - Les Lacets - X = 865,590 - Y = 1111,410 - Z = 214).

Figure IX.14 - Caractéristiques de la concrétion Car-GP (Grotte de la Carrière (du CAF) - Galerie Principale - X = 872,900 - Y = 1112,340 - Z = 295).

Figure IX.15 - Localisation et caractéristiques de la concrétion SR-ED-2 (Grotte Sainte-Reine - Entrée D - X = 865,540 - Y = 1111,350 - Z = 222).

Figure IX.16 - Localisation et caractéristiques de la concrétion SR-Dra-1 (Grotte Sainte-Reine - Salle des Draperies - X = 865,590 - Y = 1111,350 - Z = 222).

Figures des annexes.

Figure A-II.8 - Carte de localisation des " gisements " de roches bathoniennes et oxfordiennes, décrits par G. Bleicher et P.-L. Maubeuge sur le plateau de Haye.

Figure A-II.9 - Coupe de principe dans un puits naturel du houiller (d'après Quinif, 1994b).

Figure A-II.10 - Représentation générale du réseau hydrographique lorrain avant la capture du Paléo-Madon ; localisation et chronologie relative des captures démontrées ayant affecté le paléobassin versant de la Moselle-Meuse.

Figure A-III.8 - Structure schématique de l'aquifère oxfordien (d'après BRGM, cité par Harmand, 1989, fig. 11, modifiée).

Figure A-IV.18 - Coupe géomorphologique du site des grottes de Troussey (Troussey - 844,900 - 1114,940 - 262).

Figure A-V.17 - Spectre des minéraux lourds des Calcaires Sableux de Haye (analyses : M. Beiner).

Figure A-VIII.16 - Coupe II de l'Entrée B (Pierre-la-Treiche - Grotte Sainte-Reine - X = 865,510 - Y = 1111,340 - Z = ~224).

Figure A-VIII.17 - Coupe III de l'Entrée B (Pierre-la-Treiche - Grotte Sainte-Reine - X = 865,510 - Y = 1111,340 - Z = ~224).

Figure A-VIII.18 - Croquis du remplissage de la Galerie Montante Carrière (Pierre-la-Treiche - X = 865,625 - Y = 1111,325 - Z = 228).

Figure A-VIII.19 - Carottage des Lacets (Grotte Sainte-Reine - Galerie de l'Est).

Figure A-VIII.20 - Carottage de la Petite Chambre (Grotte Sainte-Reine - Galerie de l'Est).

Figure A-VIII.21 - Carottage de la Galerie des Soupirs (Grotte Sainte-Reine - Galerie de l'Ouest).

Figure A-VIII.22 - Carottage de la Salle du Calvaire (Grotte Sainte-Reine - Galerie de l'Ouest).

Figure A-VIII.23 - Carottage de la Table de Moïse (Grotte Sainte-Reine - Galerie de l'Ouest - Galerie du Calvaire).

Figure A-VIII.24 - Carottage de la Caverne du Cyclope (Grotte Sainte-Reine - Galerie de l'Ouest).

Figure A-VIII.25 - Carottage de la Salle de la Rotonde (Grotte Sainte-Reine - Galerie de l'Ouest).

Figure A-VIII.26 - Carottage de la Salle du Clocher (Grotte Sainte-Reine - Galerie de Jonction Septentrionale).

Figure A-VIII.27 - Carottage multiple de la Diaclase (Grotte Sainte-Reine - Galerie Transversale).

Figure A-VIII.28 - Granulométrie des sédiments endokarstiques de la Salle Adjacente de la Rotonde (SR-SAR) et de la Cheminée de la Galerie de l'Est (SR-CGE) de la Grotte Sainte-Reine.

Figure A-VIII.29 - Croquis de deux remplissages du Labyrinthe du Puits 3 de la Grotte des Puits (Pierre-la-Treiche - X = 865,950 - Y = 1111,375 - Z = 221,5).

Figure A-VIII.30 - Croquis du remplissage de la Galerie Transversale de la Grotte des Puits (Pierre-la-Treiche - X = 865,925 - Y = 1111,400 - Z = 230).

Figure A-VIII.31 - Croquis du remplissage de la Diaclase du Courant d'Air de la Grotte des Puits (Pierre-la-Treiche - X = 865,925 - Y = 1111,425 - Z = 233).

Figure A-VIII.32 - Croquis du remplissage du Canyon de la Grotte des 7 Salles (Pierre-la-Treiche - X = 866,060 - Y = 1111,375 - Z = 222).

Figure A-VIII.33 - Croquis du remplissage de la Galerie Supérieure Occidentale de la Grotte des 7 Salles (Pierre-la-Treiche - X = 866,010 - Y = 1111,440 - Z = 222).

Figure A-VIII.34 - Croquis du remplissage de la Galerie de l'Epingle à Cheveux de la Grotte des 7 Salles (Pierre-la-Treiche - X = 866,240 - Y = 1111,400 - Z = ~219,5).

Figure A-VIII.35 - Croquis du remplissage de l'Entrée M de la Grotte Jacqueline (Pierre-la-Treiche - X = 865,325 - Y = 1111,350 - Z = 221,5).

Figure A-VIII.36 - Croquis du remplissage de la Cheminée de la Grotte G16 (Pierre-la-Treiche - X = 865,960 - Y = 1111,350 - Z = ~218,5).

Figure A-VIII.37 - Croquis du remplissage de la cavité G19 (Pierre-la-Treiche - X = 866,100 - Y = 1111,350 - Z = 217).

Figure A-VIII.38 - Croquis du remplissage de la Cavité 21 des Blanches Vignes (Villey-le-Sec - X = 868,010 - Y = 1112,225 - Z = 240).

Figure A-VIII.39 - Croquis de la partie orientale de la carrière du Vulnot (Villey-le-Sec - La Sabottière - X = 867,650 - Y = 1112,100 - Z = 264).

Figure A-VIII.40 - Croquis du remplissage de la Salle des Chauves-Souris de la Grotte du Chaos (Gondreville - X = 869,740 - Y = 1112,990 - Z = ~246).

Figure A-VIII.41 - Coupe du Minifontis (Maron - Carrières du CAF - X = 872,910 - Y = 1112,310 - Z = ~292).

Figure A-VIII.42 - Carottage de la Grotte de la Carrière du CAF.

Figure A-VIII.43 - Croquis de la Cavité Nanquette (Chaligny - Carrière Nanquette - X = 877,000 - Y = 1110,900 - Z = 378).

Figure A-VIII.44 - Croquis du remplissage de la Diaclase de Messein (Messein - X = 879,740 - Y = 1108,960 - Z = ~394).

Figure A-VIII.45 - Croquis du remplissage à galets de l'Entrée B des Trous de la Grosse Roche (Aingeray - X = 872,440 - Y = 1123,990 - Z = 206).

TABLE DES TABLEAUX.

39 tableaux.

Tableaux du chapitre III.

Tableau III.1 - Liste des forages répertoriés au BRGM indiquant des pertes sous-alluviales.
Tableau III.2 - Données hydrochimiques générales de différents aquifères du site de la capture de la Moselle (données consignées au BRGM - Banque de données du sous-sol).

Tableaux du chapitre IV.

Tableau IV.1 - Classification des éléments karstiques rencontrés sur le plateau de Haye.
Tableau IV.2 - Caractéristiques karstiques principales des différents secteurs étudiés.

Tableaux du chapitre V.

Tableau V.1- Principales données pétrographiques des formations CF2, F5, F4 et F3, en différents endroits de la « Boucle de la Moselle ».
Tableau V.2 - Médianes et modes des indices d'émoussé des galets de granite des formations F5, F4 et F3, dans les secteurs de Pierre-la-Treiche - Chaudeney-sur-Moselle et du Bois de la Claire.
Tableau V.3 - Médianes et modes des indices d'aplatissement des galets de granite des formations F5, F4 et F3, dans les secteurs de Pierre-la-Treiche - Chaudeney-sur-Moselle et du Bois de la Claire.
Tableau V.4 - Etat d'altération des galets de granite de 20-80 mm des formations F5, F4 et F3, dans le secteur de la « Boucle de la Moselle ».

Tableaux du chapitre VII.

Tableau VII.1 - Spéléométrie des grottes du plateau central de Haye en 2002.
Tableau VII.2 - Fréquence des micromorphologies observées dans les Grottes Sainte-Reine et des Puits.
Tableau VII.3 - Données relatives aux coups de gouge permettant une estimation des vitesses et débits des paléoécoulements dans la Grotte Sainte-Reine.
Tableau VII.4 - Données relatives aux coups de gouge permettant une estimation des vitesses et débits des paléoécoulements dans la Grotte des Puits.

Tableaux du chapitre VIII.

Tableau VIII.1 - Classification des dépôts de caverne (d'après Renault, 1987, modifié).
Tableau VIII.2 - Comparaison des principales données pétrographiques des deux séquences de la série E de l'Entrée E de la Grotte Sainte-Reine.
Tableau VIII.3 - Principales données pétrographiques du remplissage de l'Entrée E de la Grotte Sainte-Reine.
Tableau VIII.4 - Principales données pétrographiques des remplissages de l'Entrée B de la Grotte Sainte-Reine.
Tableau VIII.5 - Principales données pétrographiques des autres remplissages de la Grotte Sainte-Reine.
Tableau VIII.6 - Principales données pétrographiques des remplissages de la l'Ancienne Carrière.
Tableau VIII.7 - Principales données pétrographiques des remplissages du secteur de la Grotte des Puits.
Tableau VIII.8 - Principales données pétrographiques des remplissages du secteur de la Grotte des 7 Salles.
Tableau VIII.9 - Principales données pétrographiques des remplissages de trois autres sites de Pierre-la-Treiche.
Tableau VIII.10 - Principales données pétrographiques des remplissages du secteur de Villey-le-Sec.
Tableau VIII.11 - Principales données pétrographiques des remplissages du secteur du Bois de l'Embanie.
Tableau VIII.12 - Principales données pétrographiques des remplissages des carrières du CAF et de la Ferme Sainte-Anne.
Tableau VIII.13 - Principales données pétrographiques des remplissages de la carrière Nanquette et de la corniche de Messein.
Tableau VIII.14 - Principales données pétrographiques du remplissage des Trous de la Grosse Roche.

Tableau VIII.15 - Rappel des principales données pétrographiques des formations alluviales F3, F4, F5 et CF2 de la « Boucle de la Moselle » (galets de 20-50 mm).

Tableau VIII.16 - Détermination des corrélations entre l'altitude des échantillons grossiers endokarstiques et les formations alluviales épigées, et sur la base de résultats des comparaisons pétrographiques.

Tableau VIII.17 - Principales données pétrographiques des formations alluviales F3, F4, F5, CF1 et CF5, d'après les résultats obtenus sous terre.

Tableaux du chapitre IX.

Tableau IX.1 - Concrétions datées par U/Th (analyses : Y. Quinif - CERAK, Faculté Polytechnique de Mons, et E. Pons-Branchu - CEREGE, Université Aix-Marseille III et ANDRA).

Tableau IX.2 - Sédiments détritiques datés par paléomagnétisme (analyses et interprétations : P. Audra et P. Rochette - CEREGE, Université Aix-Marseille III).

Tableau IX.3 - Sédiments détritiques datés par palynologie (analyses et interprétations : J. Argant - ARPA, Université Lyon I).

Tableau IX.4 - Eléments de datation des niveaux fluviatiles et formations alluviales de la Moselle-Meuse, d'après différents auteurs.

Tableau IX.5 - Détermination des caractéristiques fluviatiles en fonction des changements climatiques quaternaires, d'après diverses sources bibliographiques.

Tableau IX.6 - Caractéristiques des dynamiques de la sédimentation dans les milieux épigés et hypogés étudiés, en fonction des grandes périodes climatiques ; données théoriques.

Tableau IX.7 - Indices climatiques inscrits dans les remplissages endokarstiques ; interprétation de caractéristiques sédimentologiques.

Tableaux des annexes.

Tableau A-II.1 - Liste des fossiles témoignant d'une dénudation du plateau central de Haye selon G. Bleicher, et remarques d'ordre paléontologique.

Tableau A-II.2 - Liste des fossiles témoignant d'une dénudation du plateau central de Haye selon P.-L. Maubeuge, et remarques d'ordre paléontologique.

Tableau A-II.3 - Chronologie relative des captures hydrographiques démontrées, réalisées dans le paléobassin versant de la Moselle-Meuse, d'après diverses études.

TABLE DES PHOTOS.

152 photos.

Photos du chapitre II.

Photo II.1 - Vallée de la Moselle à Maron, vue depuis les Carrières du CAF vers l'amont.
Photo II.2 - Vallée de la Moselle vue depuis les Carrières du CAF vers l'aval.
Photo II.3 - Vallée de la Moselle vue depuis la Grotte du Géant vers l'amont.
Photo II.4 - Vallée de la Moselle vue depuis les anciennes carrières de Brifovau vers l'amont.
Photo II.5 - Vallée de la Moselle à Pierre-la-Treiche.
Photo II.6 - Percée cataclinale abandonnée par la Moselle, à travers la cuesta de Meuse (vue prise de l'Ancienne Redoute de Dommartin).
Photo II.7 - Vue occidentale du Val de l'Ane, abandonnée par la Moselle, vue depuis le plateau dominant Ecrouves.
Photo II.8 - Vallée de la Moselle vue depuis Liverdun vers l'amont.
Photo II.9 - Méandre amont de la Moselle à Liverdun, avant la canalisation à grand gabarit de la rivière.
Photo II.10 - Terrasse du Nid à Dieulouard, incisée par des vallons actuellement secs.

Photos du chapitre III.

Photo III.1 - Secteur de la Doline-perte de la Route Neuve après la tempête de décembre 1999.
Photo III.2 - Détail de la souche de chablis.
Photo III.3 - Petite faille dans l'Oolithe miliaire inférieure, observée dans une carrière désormais comblée à Fontenoy-sur-Moselle.
Photo III.4 - Carrière des Rays à Frouard, ouverte dans l'Oolithe miliaire inférieure.
Photo III.5 - Petite carrière ouverte au contact du Bajocien moyen et supérieur, au Saut du Cerf à Liverdun.
Photo III.6 - Mardelle du quartier de la Route Neuve, développée dans les formations bathoniennes.
Photo III.7 - Doline-perte de la Route Neuve, exceptionnellement active à la suite d'une importante période pluvieuse.
Photo III.8 - Perte du Fond du Rupt à Chaudeney-sur-Moselle.
Photo III.9 - Vallon sec d'Aingeray au nord-est de Sexey-les-Bois.
Photo III.10 - Confluence de l'Arot avec la Moselle, à Pierre-la-Treiche.
Photo III.11 - Source du Pimont (Frouard).
Photo III.12 - Source de la Flie à Liverdun.
Photo III.13 - Perturbation hydrogéologique des émergences à la base des formations bajociennnes, liée aux mines de fer.

Photos du chapitre IV.

Photo IV.1 - Gouffre de l'Echangeur de Gondreville.
Photo IV.2 - Détail des anastomoses de joint de stratification remplies d'argile limoneuse, dans le Gouffre de l'Echangeur de Gondreville.
Photo IV.3 - Affaissement de la Grande Vau (Aingeray).
Photo IV.4 - Affaissement du Corot (Aingeray).
Photo IV.5 - Grotte du Pimont (Frouard).
Photo IV.6 - Grotte du Géant (Gondreville).
Photo IV.7 - Aven du Vulnot (Villey-le-Sec).
Photo IV.8 - Multiples cavités comblées d'alluvions mosellanes, vers 240 m d'altitude, dans les carrières des Blanches Vignes à Villey-le-Sec.
Photo IV.9 - Entrée B de la Grotte Carrière deux Ouvertures, dans l'Ancienne Carrière de Pierre-la-Treiche.
Photo IV.10 - Cavité G18 de Pierre-la-Treiche.
Photo IV.11 - Cavité de la Ferme Sainte-Anne (Sexey-aux-Forges).

Photo IV.12 - Puits et diaclase corrodée dans les carrières du Champ le Bœuf à Laxou (Cavités des Fauvettes).
Photo IV.13 - Puits de la Tranchée dans le vallon de Maxéville.
Photo IV.14 - Vue générale de la carrière de Troussey.

Photos du chapitre V.

Photo V.1 - Poche alluviale dans la Côte des Chimpelles (Villey-le-Sec).
Photo V.2 - Limite de formation alluviale (CF9 de la Moselle) dans le Bois de l'Abbé Mansuy.
Photo V.3 - Poche alluviale dans le Bois l'Evêque.
Photo V.4 - Formation alluviale CF2 de la Meurthe, vers 225 m, à Dieulouard (quartier du Nid).
Photo V.5 - Partie supérieure de la formation alluviale F5 de la Meurthe, vers 228 m, à Vandœuvre-lès-Nancy (Boulevard Barthou).

Photos du chapitre VI.

Photo VI.1 - Secteur médian du vallon de la Crédence.
Photo VI.2 - Secteur aval du vallon de Fontenoy, branche est.
Photo VI.3 - Partie supérieure du remplissage des Fonds de Toul (près des Baraques), érodée par un écoulement d'origine anthropique.
Photo VI.4 - Grouine recouverte de limons argileux, sur le bord supérieur occidental du vallon du Bois de Gondreville.
Photo VI.5 - Remplissage particulier des fonds de vallons secs de Bois l'Evêque.

Photos du chapitre VII.

Photo VII.1 - Galerie Mauresque développée à la faveur d'un joint de stratification et d'une diaclase (fissures avec coupoles).
Photo VII.2 - Vue septentrionale de la Salle des Draperies.
Photo VII.3 - Zone de descente de la Galerie du Puisard, avec de nombreuses coupoles de tous types.
Photo VII.4 - Galerie de Jonction septentrionale dont l'aspect est caractéristique d'une grande partie de la Galerie de l'Est.
Photo VII.5 - Galerie des Soupirs, large et fortement comblée.
Photo VII.6 - Extrémité nord du passage de la Tête de Renard.
Photo VII.7 - Galerie du Calvaire dans le prolongement immédiat de la Salle du même nom.
Photo VII.8 - Caverne du Cyclope, vue depuis la Table de Moïse.
Photo VII.9 - Salle de la Rotonde, formée de grandes coupoles.
Photo VII.10 - Galerie de la Guirlande à l'Entrée D, fouillée et partiellement déblayée au XIX^{ème} siècle.
Photo VII.11 - Secteur de la Galerie du Rigolo.
Photo VII.12 - Portion de la Galerie Transversale axée sur une diaclase.
Photo VII.13 - Lame du Bulldozer, à 291 m d'altitude.
Photo VII.14 - Galerie Inférieure Ouest de la Grotte des Puits.
Photo VII.15 - Galerie Centrale Est axée sur une diaclase à l'entrée de la Grotte des Puits.
Photo VII.16 - Vue plongeante du Puits 1, dans la Grotte des Puits.
Photo VII.17 - Aspect caractéristique de la Grotte des 7 Salles.
Photo VII.18 - Grosses anastomoses développées dans l'Oolithe miliaire inférieure (Entrée A - Grotte Sainte-Reine).
Photo VII.19 - Effondrements de strates et concrétionnement (Ancienne Galerie des Merveilles - Grotte Sainte-Reine).
Photo VII.20 - Conduit développé au contact des Calcaires à polypiers supérieurs et des Marnes de Longwy (partie nord de la Galerie des Soupirs - Grotte Sainte-Reine).
Photo VII.21 - Strates marno-calcaires surmontées par des calcaires coquilliers, dans la partie supérieure des Calcaires à polypiers inférieurs (Grotte de la Nuit).
Photo VII.22 - Aspect caractéristique des galeries ébouleuses développées dans les Calcaires à polypiers inférieurs (Grotte des 7 Salles).

Photo VII.23 - Haute coupole ayant crevé la strate marneuse des Marnes de Longwy, dans la Caverne du Cyclope.
Photo VII.24 - Haute coupole irrégulière, développée dans un massif récifal, dans le Labyrinthe.
Photo VII.25 - Coupoles sans fissure, dans l'Ancienne Galerie des Merveilles.
Photo VII.26 - Coupoles sur fissure, dans la Galerie du Puisard.
Photo VII.27 - Coupoles coalescentes, très peu marquées, dans la Caverne aux Ossements.
Photo VII.28 - Coupoles de plafond et de paroi constellant un conduit descendant, dans la Galerie de la Rotonde.
Photo VII.29 - Coupole latérale sur fissure, dans le Labyrinthe.
Photo VII.30 - " Manchon " de paroi, dans la Galerie de la Rotonde.
Photo VII.31 - Chenal de voûte dans un petit boyau, dans la Galerie du Rigolo (Grotte Sainte-Reine).
Photo VII.32 - Chenal de voûte associé à des anastomoses de joint de stratification dans la Galerie Inférieure Est (Grotte des Puits).
Photo VII.33 - Anastomoses de joint de stratification, à l'entrée de la Grotte du Colimaçon.
Photo VII.34 - Détail d'une anastomose de joint de stratification avec méandres (plafond de la galerie à l'Entrée H de la Grotte Sainte-Reine).
Photo VII.35 - Pendants de voûte dissymétriques, dans la Caverne aux Ossements (Grotte Sainte-Reine).
Photo VII.36 - Plafond plat de la Galerie Transversale (Grotte Sainte-Reine).
Photo VII.37 - Aspect du Canyon, dans la Grotte des 7 Salles.
Photo VII.38 - Rigoles cascadantes dans une " coupole de plancher " démantelée, dans la Galerie Centrale Est de la Grotte des Puits.
Photo VII.39 - Cannelures effilées, dans le Canyon (Grotte des 7 Salles)
Photo VII.40 - Cannelures grossières dans la Galerie Inférieure Ouest (Grotte des Puits).
Photo VII.41 - Cannelures émoussées dans la Salle du Calvaire (Grotte Sainte-Reine).
Photo VII.42 - Coups de gouge au plafond de la Galerie Inférieure Ouest (Grotte des Puits).
Photo VII.43 - Cupules au sommet de la Lame du Bulldozer (Carrières du CAF).
Photo VII.44 - Cupules peu marquées formées au contact d'un remplissage à galets, dans la Galerie Supérieure Occidentale (Grotte de 7 Salles).
Photo VII.45 - Mini-banquettes superposées dans la Galerie Inférieure Ouest (Grotte des Puits).
Photo VII.46 - Banquettes bien développées, dans la Galerie du Calvaire (Grotte Sainte-Reine).
Photo VII.47 - Soutirage latéral et bombement central du remplissage, en relation avec un joint de stratification à anastomoses, dans la Galerie Transversale.
Photo VII.48 - Vue générale de la " Voie Romaine " constituée de " petits pavés arrondis ", dans la Galerie des Soupirs.
Photo VII.49 - Vue rapprochée des " petits pavés arrondis ", au croisement de la Galerie des Soupirs et de la Galerie Transversale.

Photos du chapitre VIII.

Photo VIII.1 - Entrée D au début du XX^{ème} siècle.
Photo VIII.2 - Entrée E avant la réalisation de l'excavation en 1997.
Photo VIII.3 - Tranchée réalisée à l'Entrée E dans des remblais et une partie du substratum.
Photo VIII.4 - Vue plongeante de l'excavation SR-Dra réalisée dans le remplissage de la galerie.
Photo VIII.5 - Coupe transversale (Entrée E) : vue du sommet de la série D et de la moitié inférieure de la série E.
Photo VIII.6 - Détail des séquences D2 à D4 soumises à des affaissements, dans la coupe transversale (Entrée E).
Photo VIII.7 - Coupe transversale (Entrée E) : vue du sommet de la série C à la base de la série E.
Photo VIII.8 - Détail de la figure de chenalisation des séquences C4 et C5, dans la coupe longitudinale (Entrée E).
Photo VIII.9 - Vue générale de la fosse (Galerie du Calvaire).
Photo VIII.10 - Sommet de la coupe transversale septentrionale (Galerie du Calvaire) : séries E et F.
Photo VIII.11 - Coupe longitudinale (Galerie du Calvaire) : série E bouleversée par un soutirage latéral.
Photo VIII.12 - Détail des stratifications en mamelons des séquences E1 et E2, entrecroisées par un litage d'oxyde de fer (orange), dans la coupe transversale méridionale (Galerie du Calvaire).

Photo VIII.13 - Détail des rythmites de l'unité D1b, érodées par la séquence D2, dans la coupe transversale septentrionale (Galerie du Calvaire).

Photo VIII.14 - Microfaille de tassement issue de l'unité D1b.

Photo VIII.15 - Vue générale du sommet du remplissage de la galerie recoupée par la carrière souterraine (Entrée B).

Photo VIII.16 - Vue des " puits-cheminées " comblées d'alluvions grossières au-dessus de la Cavité du Futur.

Photo VIII.17 - Vue générale du remplissage de la Cavité du Futur.

Photo VIII.18 - Détail de la série D affectée par des failles d'affaissement-soutirage.

Photo VIII.19 - Remplissage de la Diaclase de Messein, vers 395 m d'altitude.

Photo VIII.20 - Remplissage de la Grande Diaclase (Carrières du CAF).

Photo VIII.21 - Soutirage alluvial sous diaclase, dans la Salle des Draperies de la Grotte du Chaos.

Photo VIII.22 - Remplissage fluviatile à alluvions mosellanes au sein d'un éboulis, dans la Salle des Chauves-Souris dans la Grotte du Chaos.

Photo VIII.23 - Vue en contre-plongée de la Cheminée 2, dans le Labyrinthe de la Grotte Sainte-Reine.

Photos du chapitre IX.

Photo IX.1 - Concrétion CC-GD : morceau de plancher stalagmitique inclus dans le remplissage alluvial conglomératique de la Grande Diaclase (Carrières du CAF à Maron, vers 284 m d'altitude).

Photo IX.2 - Vue basale du plancher suspendu sur lequel repose la stalagmite Pui-GIO(I)-2.

Photo IX.3 - Vue du plancher Pui-GIO(II)-2 accroché à la paroi orientale de la galerie.

Photo IX.4 - Pui-GIO(I)-3.

Photo IX.5 - Pui-GIO(I)-2.

Photo IX.6 - Pui-GIO(II)-1.

Photo IX.7 - Prélèvement dans l'unité 5 de la coupe du Minifontis.

Photo IX.8 - Prélèvement dans la séquence C2 du remplissage de la Cavité du Futur.

Photo IX.9 - Prélèvement dans la séquence C3 du remplissage de la Salle des Draperies.

Photo IX.10 - Spéléothème Pui-GT-8 complet : stalagmite et plancher associé.

Photo IX.11 - Pui-GT-8 : deux concrétions en discordance.

Photo IX.12 - Détail du contact entre sédiments détritiques et calcite à la base de Pui-GT-8.

Photo IX.13 - Pui-GVC-1.

Photo IX.14 - Pui-GVC-2.

Photo IX.15 - Stratigraphie du remplissage résiduel au plafond du Couloir de l'Hyène.

Photo IX.16 - Vue transversale de la galerie, dans la pente.

Photo IX.17 - Aspect général de SR-Lac(II)-1.

Photo IX.18 - Structure de la base de SR-Lac(II)-1.

Photo IX.19 - Vue de la stalagmite Car-GP-1.

Photo IX.20 - Car-GP-1.

Photo IX.21 - Vue du plancher SR-ED-2 et du remplissage détritique sous-jacent, en partie déblayé, obstruant la galerie.

Photo IX.22 - SR-ED-2.

Photo IX.23 - Vue de la stalagmite SR-Dra-1 dans la Salle des Draperies, au sommet de l'excavation.

Photo IX.24 - Vue de la stalagmite SR-Dra-1, après déchaussement de la partie sommitale et avant extraction de la base de la concrétion.

Photo IX.25 - Partie supérieure de SR-Dra-1.

Photos des annexes.

Photo A-IV.15 - Nivellement au théodolite des entrées des cavernes de la rive droite de la Moselle à Pierre-la-Treiche.

Photo A-IV.16 - Perte de la Meuse à Bazoilles-sur-Meuse.

Photo A-IV.17 - Détail de la zone de pertes diffuses à travers les dalles calcaires affleurantes.

Photo A-IV.18 - Mardelle d'affaissement-dissolution dans une carrière de gypse du Keuper (Kemplich - Moselle).

Photo A-IV.19 - Doline-perte au contact Callovien-Bathonien (Bois du Grand-Failly - Pays Haut - Meurthe-et-Moselle).

Photo A-IV.20 - Site de l'émergence de la Manoise, au bout de la reculée du Cul du Cerf, dans les calcaires oxfordiens (Orquevaux - Haute-Marne).

Photo A-IV.21 - Doline " émergence-perte " au contact Hauterivien-Valanginien-Tithonien (Forêt de Jean d'Heurs - Lisle-en-Rigault - Meuse).

Photo A-IV.22 - Aspect des coupoles développées dans les viailles, dans les calcaires tithoniens (carrière de Savonnières-en-Perthois - Meuse).

TABLE DES PLANCHES.

89 planches.

Planche du chapitre I.

Planche I.1 - Représentation générale des systèmes retenus dans cette étude.

Planches du chapitre II.

Planche II.1 - Carte oro-hydrographique simplifiée de la Lorraine sédimentaire, et reconstitution de la paléosurface sommitale d'après J. Le Roux (2000a).

Planche II.2 - Géologie simplifiée et reliefs de côte de la Lorraine occidentale.

Planche II.3 - Carte géomorphologique du site de la capture de la Moselle.

Planche II.4 - Coupes géologiques transversales de la vallée cataclinale de la Moselle touloise.

Planche II.5 - Coupes géologiques transversales de la vallée anaclinale de la Moselle touloise.

Planche II.6 - Echelle lithostratigraphique du site de la capture de la Moselle (d'après Thomas *et al.*, 1978 ; Hilly et Haguenauer, 1979 ; Rucquoi *et al.*, 1984).

Planche II.7 - Orientations des lithoclases du plateau central de Haye.

Planche II.8 - Hydrographie et paléoécoulements en Lorraine occidentale.

Planche II.9 - Carte morphosédimentaire du secteur de Gondreville - Fontenoy-sur-Moselle.

Planches du chapitre III.

Planche III.1 - L'alimentation des grands aquifères de Lorraine : répartition des précipitations moyennes annuelles et principales pertes de cours d'eau.

Planche III.2 - Hydrogéologie du plateau central de Haye.

Planche III.3 - Hydrogéologie et circulations souterraines du plateau de Haye (d'après diverses sources bibliographiques).

Planches du chapitre IV.

Planche IV.1 - Carte de localisation des éléments karstiques du plateau central de Haye.

Planche IV.2 - Carte de synthèse de la karstogenèse du plateau central de Haye et toponymie des principaux secteurs karstifiés.

Planche IV.3 - Croquis de localisation, spatiale et altitudinale, des cavités karstiques à l'orée méridionale du Bois Gaillard (nord de Pierre-la-Treiche).

Planche IV.4 - Croquis de localisation des cavités karstiques des anciennes carrières des Blanches Vignes (sud de Villey-le-Sec).

Planche IV.5 - Carte des principales régions karstiques de Lorraine (inspirée de Gamez, 1985b) et localisation des toponymes mentionnés dans le texte.

Planches du chapitre V.

Planche V.1 - Carte simplifiée de la répartition des formations alluviales sur le site de la capture de la Moselle, et localisation des toponymes utilisés dans la deuxième partie.

Planche V.2 - Carte interprétative de localisation des formations alluviales de la Moselle-Meuse, de la Moselle et de la Meurthe, dans la région de la capture de la Moselle.

Planche V.3 - Carte des formations alluviales du bassin de Nancy, d'après sondages.

Planche V.4 - Epaisseur des alluvions grossières de la Moselle et de la Meurthe dans la région de la « Boucle de la Moselle » (d'après les sondages répertoriés au BRGM).

Planche V.5 - Epaisseur des alluvions grossières dans le bassin de Nancy.

Planche V.6 - Coupes transversales interprétatives dans le bassin alluvial de Nancy.

Planche V.7 - Profil longitudinal du fond de la vallée de la Moselle entre Méréville et Marbache (d'après différents sondages répertoriés au BRGM).

Planche V.8 - Profils longitudinaux des bases des formations alluviales CF2 à C0 de la Moselle et de la Meurthe entre Méréville (pour la Moselle) ou Jarville-la-Malgrange (pour la Meurthe) et Commercy (pour CF2 à F4 de la Moselle ou Atton (pour CF2 à F 4 de la Meurthe et F3 à F0) ; deuxième hypothèse de raccords entre Moselle et Meurthe.

Planche V.9 - Localisation altitudinale (i) des formations alluviales de la Moselle dans les secteurs du Bois Monsieur, de Pierre-la-Treiche, de Liverdun et de Dieulouard, (ii) des formations alluviales du Terrouin dans le secteur de Liverdun (extrapolées par rapport à celles de la Meurthe) avant la capture de la Moselle, (iii) des formations alluviales de la Meurthe dans le secteur de Dieulouard avant la capture de la Moselle.

Planche V.10 - Profil longitudinal des niveaux de terrasses de la Meuse et de la Haute-Moselle : tentatives de corrélations (d'après Pissart *et al.*, 1997a, fig. 2 ; Harmand *et al.*, 1998, fig. 2).

Planche V.11 (légende et A à H) - Evolution supposée de la paléogéomorphologie fluviatile du site de la capture de la Moselle depuis l'alluvionnement de CF18.

Planche V.12 - Evolution pétrographique longitudinale et altitudinale des alluvions des différents formations de la Moselle-Meuse et de la Moselle (d'après divers auteurs).

Planche V.13 - Analyses pétrographiques des formations alluviales CF2 à F2 de la Moselle, dans la région de la « Boucle de la Moselle » (d'après divers auteurs).

Planche V.14 - Analyses morphométriques des alluvions des formations F5, F4 et F3 du site de la capture de la Moselle : émoussé et aplatissement des galets de granite de 20-50 mm.

Planche V.15 - Analyses des minéraux lourds des formations alluviales CF6 à F0 de la Moselle, dans la région de la « Boucle de la Moselle » (analyses : M. Beiner).

Planche du chapitre VI.

Planche VI.1 - Carte morphosédimentaire du secteur de Bois l'Evêque.

Planches du chapitre VII.

Planche VII.1 - Localisation et développement des principales grottes du plateau central de Haye.

Planche VII.2 - Coupe 3D des secteurs de Pierre-la-Treiche et du Bois de l'Embanie

Planche VII.3 (a, b, c, d) - Plan des grottes de Pierre-la-Treiche en rive droite de la Moselle, avec localisation de quelques remplissages remarquables.

Planche VII.4 - Quelques caractéristiques morphosédimentaires de la Grotte du Chaos et localisation des prélèvements sédimentologiques.

Planche VII.5 - Orientation des galeries dans le secteur de la Grotte Jacqueline et pour l'ensemble des grottes de Pierre-la-Treiche en rive droite de la Moselle.

Planche VII.6 - Orientation des galeries dans le secteur de la Grotte Sainte-Reine et des lithoclases corrodées relevées dans le réseau Sainte-Reine.

Planche VII.7 - Orientation des galeries dans le secteur de la Grotte des Puits et des lithoclases corrodées relevées dans le réseau des Puits.

Planche VII.8 - Orientation des galeries dans le secteur de la Grotte des 7 Salles.

Planche VII.9 - Orientation des galeries de la Grotte du Chaos.

Planche VII.10 - Coupes longitudinales développées de différentes parties de la Grotte Sainte-Reine, avec quelques caractéristiques géologiques et sédimentologiques.

Planche VII.11 - Coupes longitudinales développées de différentes parties de la Grotte des Puits et de la Grotte Carrière deux Ouvertures, avec quelques caractéristiques géologiques et sédimentologiques.

Planche VII.12 - Coupe longitudinale développée d'une partie de la Grotte des 7 Salles (d'après Louis et Lehmuller, 1966 et données inédites), avec quelques caractéristiques géologiques et sédimentologiques.

Planche VII.13 - Coupe longitudinale développée d'une partie de la Grotte du Chaos (d'après Louis et Lehmuller, 1966 et données inédites), avec quelques caractéristiques géologiques et sédimentologiques.

Planche VII.14 - Les grottes de Pierre-la-Treiche en rive droite de la Moselle, dans leur contexte géologique (d'après Losson, 2000, modifiée).

Planche VII.15 - Géologie de la Grotte Sainte-Reine.

Planche VII.16 (a) - Relevé des joints de stratification dans la Grotte Sainte-Reine ; coupe longitudinale de la Galerie de l'Ouest.

Planche VII.16 (b) - Relevé des joints de stratification dans la Grotte Sainte-Reine ; coupe longitudinale de galeries annexes du réseau (Salle des Draperies, Galerie Transversale et Ancienne Galerie des Merveilles).

Planche VII.16 (c) - Relevé des joints de stratification dans la Grotte Sainte-Reine ; coupe longitudinale de la galerie de l'Est.

Planche VII.17 - Micromorphologies héritées de la Grotte Sainte-Reine.

Planche VII.18 - Micromorphologies héritées de la Grotte des Puits (en partie d'après Losson, 1995).

Planches du chapitre VIII.

Planche VIII.1 - Légende commune à l'ensemble des coupes sédimentaires détaillées.

Planche VIII.2 - Plan 3D partiel et simplifié de la Grotte Sainte-Reine, avec localisation des sondages, et stratigraphie générale des remplissages.

Planche VIII.3 - Description et données colorimétriques indicatives des sédiments du remplissage de l'Entrée E (Grotte Sainte-Reine ; SR-EE).

Planche VIII.4 - Coupe sédimentaire transversale de l'Entrée E (Grotte Sainte-Reine ; SR-EE) et analyses sédimentologiques relatives à la granulométrie globale et à la calcimétrie.

Planche VIII.5 - Coupe sédimentaire longitudinale de l'Entrée E (Grotte Sainte-Reine ; SR-EE).

Planche VIII.6 - Analyses sédimentologiques complémentaires, granulométriques et calcimétriques, de la coupe sédimentaire de l'Entrée E (Grotte Sainte-Reine ; SR-EE).

Planche VIII.7 - Distribution granulométrique des échantillons des quatre coupes détaillées de la Grotte Sainte-Reine : $\sigma_i = f(Tm)$.

Planche VIII.8 - Interprétation des distributions granulométriques et indice d'asymétrie des échantillon des quatre coupes détaillées de la Grotte Sainte-Reine.

Planche VIII.9 - Courbes granulométriques relatives à chaque catégorie de distribution, définie sur le graphique $\sigma_i = f(Tm)$.

Planche VIII.10 - Diagramme de Passega (ou image CM) modifié par G. Arnaud-Fassetta (1998) et appliqué aux échantillons des quatre coupes détaillées de la Grotte Sainte-Reine.

Planche VIII.11 - Description et données colorimétriques indicatives, des sédiments du remplissage de la Salle des Draperies (Grotte Sainte-Reine ; SR-Dra).

Planche VIII.12 - Coupe sédimentaire de la Salle des Draperies (Grotte Sainte-Reine ; SR-Dra) et analyses sédimentologiques relatives à la granulométrie globale et à la calcimétrie.

Planche VIII.13 - Coupes sédimentaires longitudinales de la Galerie du Calvaire (Grotte Sainte-Reine ; SR-FC), avec description et données colorimétriques indicatives des unités.

Planche VIII.14 - Coupes sédimentaires transversales septentrionales de la Galerie du Calvaire (Grotte Sainte-Reine ; SR-FC) et analyses sédimentologiques relatives à la granulométrie globale et à la calcimétrie.

Planche VIII.15 - Coupe sédimentaire transversale méridionale de la Galerie du Calvaire (Grotte Sainte-Reine ; SR-FC).

Planche VIII.16 - Description des sédiments du remplissage de la coupe I de l'Entrée B (Grotte Sainte-Reine ; SR-EB(I)).

Planche VIII.17 - Coupe sédimentaire de l'Entrée B (Grotte Sainte-Reine ; SR-EB(I)) et analyses sédimentologiques relatives à la granulométrie globale (d'après Losson, 1996, modifiée et complétée).

Planche VIII.18 - Coupe sédimentaire de la Cavité du Futur (AC-Fut), avec description et données colorimétriques indicatives des unités.

Planche VIII.19 - Analyses pétrographiques des remplissages endokarstiques de la région de la « Boucle de la Moselle » (galets de 20-50 mm).

Planche VIII.20 - Analyses minéralogiques globales de quelques remplissages endokarstiques et sites de surface de la région de la « Boucle de la Moselle » (sables de 0,315-0,4 mm).

Planche VIII.21 - Analyses morphométriques des alluvions endokarstiques du site de la capture de la Moselle : émoussé des galets de granite de 20-50 mm.

Planche VIII.22 - Analyses morphométriques des alluvions endokarstiques du site de la capture de la Moselle : aplatissement des galets de granite de 20-50 mm.

Planche VIII.23 - Analyses des minéraux lourds des remplissages endokarstiques isolés, dans la région de la « Boucle de la Moselle » (analyses : M. Beiner).

Planche VIII.24 - Analyses des minéraux lourds des remplissages endokarstiques de la Grotte Sainte-Reine et de la Cavité du Futur (analyses : M. Beiner).

Planches du chapitre IX.

Planche IX.1 - Croquis des circulations souterraines entre la vallée de la Moselle et le bassin de la Meurthe, pour quelques niveaux fluviatiles et karstiques antécapture.
Planche IX.2 - Représentation simplifiée des niveaux macromorphologiques des grottes de Pierre-la-Treiche.

TABLE DES ANNEXES.

46 annexes.

Annexes du chapitre II.

Annexe II.1 - Etude de données paléogéomorphologiques du plateau de Haye ; examen critique des découvertes anciennes.
Annexe II.2 - L'évolution spatiale du réseau hydrographique lorrain : de nombreuses captures en dehors du cas de la Moselle.

Annexe du chapitre III.

Annexe III.1 - Caractéristiques hydrogéologiques du revers de la cuesta de Meuse.

Annexes du chapitre IV.

Annexe IV.1 - Inventaire des éléments et phénomènes karstiques du plateau central de Haye.
Annexe IV.2 - Quelques éléments et phénomènes des systèmes karstiques voisins du plateau central de Haye (secteurs septentrionaux et méridionaux de la Haye et Hauts de Meuse aux environs de Pagny-sur-Meuse).
Annexe IV.3 - Les éléments karstiques des Hauts de Meuse.
Annexe IV.4 - Traits majeurs des autres karsts de Lorraine et spécificité des plateaux du site de la capture de la Moselle.

Annexes du chapitre V.

Annexe V.1 - Liste interprétée des formations alluviales de la Moselle et de la Meurthe en Lorraine centrale (site de la capture de la Moselle *s.l.*).
Annexe V.2 - Tentative de corrélation des différents niveaux et formations fluviatiles en fonction de la nomenclature utilisée par divers auteurs.
Annexe V.3 - Liste alphabétique des zones de prélèvements en surface.
Annexe V.4 - Taille du plus gros galet observé dans différentes formations alluviales de la « Boucle de la Moselle » (d'après divers auteurs).
Annexe V.5 - Liste des travaux consacrés à la pétrographie des formations alluviales de la Moselle-Meuse et de la Meurthe, dans le secteur de la « Boucle de la Moselle ».
Annexe V.6 (A et B) - Analyses pétrographiques des formations alluviales de la Moselle et de la Moselle-Meuse (d'après divers auteurs).
Annexe V.7 (A et B) - Données sur l'émoussé des galets de granite des formations alluviales de la Moselle (d'après divers auteurs).
Annexe V.8 (A et B) - Données sur l'aplatissement des galets de granite des formations alluviales de la Moselle (d'après divers auteurs).
Annexe V.9 (A et B) - Données sur l'état d'altération des galets de granite des formations alluviales de la Moselle (d'après divers auteurs).
Annexe V.10 (A et B) - Minéralogie globale des formations alluviales de la « Boucle de la Moselle » (d'après les données graphiques de P. Vaskou, 1979).
Annexe V.11 - Pourcentages des minéraux lourds de différentes formations prélevées en surface, dans la région de la « Boucle de la Moselle » (analyses : M. Beiner).

Annexes du chapitre VI.

Annexe VI.1 - Liste de quelques replats présumés fluviatiles, observés dans différents vallons secs et dans la vallée du Paléo-Terrouin.
Annexe VI.2 - Pourcentages des minéraux lourds de différentes formations superficielles de la région de la « Boucle de la Moselle » (analyses : M. Beiner).

Annexe du chapitre VII.

Annexe VII.1 - Indices micromorphologiques des autres réseaux de la Haye centrale (complément aux observations réalisées dans les Grottes Sainte-Reine et des Puits).

Annexes du chapitre VIII.

Annexe VIII.1 - Liste alphabétique des zones de prélèvements endokarstiques.

Annexe VIII.2 - Méthode d'étude des coupes détaillées, et notes sur les analyses et interprétations granulométriques.

Annexe VIII.3 (A à E) - Analyses granulométriques et calcimétriques.

Annexe VIII.4 (A à D) - Courbes granulométriques cumulatives.

Annexe VIII.5 - Diagramme de Hjulström, modifié et complété par H. Chamley (2000, fig. 3.1).

Annexe VIII.6 - Descriptions des coupes sédimentaires secondaires, des carottages et des prélèvements isolés des grottes et cavités de la Haye centrale.

Annexe VIII.7 - Taille du plus gros ou du plus grand galet prélevé dans différents remplissages endokarstiques de la « Boucle de la Moselle ».

Annexe VIII.8 - Analyses pétrographiques des échantillons endokarstiques de la « Boucle de la Moselle ». Données du premier tableau utilisées pour la planche VIII.19.

Annexe VIII.9 - Graphique de Van der Plas et Tobi (1965) pour une validation statistique des comptages de galets (d'apres Pissart *et al.*, 1998a, fig. 1).

Annexe VIII.10 - Données sur les morphométries des galets de granite des remplissages endokarstiques du site de la « Boucle de la Moselle ». Données du premier tableau utilisées pour la figure VIII.12.

Annexe VIII.11 - Analyses morphométriques des alluvions endokarstiques du site de la capture de la Moselle : émoussé des galets de granite de 20-50 mm ; analyses complémentaires de la planche VIII.21, non interprétables car relatives aux échantillons comportant moins de 50 galets et à prélèvements additionnés pour l'Entrée E de la Grotte Sainte-Reine.

Annexe VIII.12 - Analyses morphométriques des alluvions endokarstiques du site de la capture de la Moselle : aplatissement des galets de granite de 20-50 mm ; analyses complémentaires de la planche VIII.22, non interprétables car relatives aux échantillons comportant moins de 50 galets et à prélèvements additionnés pour l'Entrée E de la Grotte Sainte-Reine.

Annexe VIII.13 - Analyses de l'altération des galets de granite de 20-80 mm, issus de différents remplissages endokarstiques de la « Boucle de la Moselle ».

Annexe VIII.14 - Minéralogie des sables de 0,315-0,4 mm issus de remplissages endokarstiques de la « Boucle de la Moselle ».

Annexe VIII.15 - Pourcentages des minéraux lourds de différents remplissages endokarstiques de la région de la « Boucle de la Moselle » (analyses : M. Beiner).

Annexes du chapitre IX.

Annexe IX.1 - Résultats des datations U/Th de spéléothèmes par spectrométrie α (analyses : Y. Quinif - CERAK, Faculté Polytechnique de Mons).

Annexe IX.2 - Observations et commentaires à propos des datations U/Th de spéléothèmes par spectrométrie α (extraits des interprétations de Y. Quinif - CERAK, Faculté Polytechnique de Mons).

Annexe IX.3 - Résultats des datations U/Th de spéléothèmes par spectrométrie de masse à thermo-ionisation (analyses : E. Pons-Branchu - CEREGE, Université Aix-Marseille III ; Pons-Branchu, 2001).

Annexe IX.4 - Observations à propos des spéléothèmes datés par TIMS (extraits du rapport ANDRA D RP 0 GTR 99-001 - D. Carbon, 1999).

Annexe IX.5 - Résultats des analyses de paléomagnétisme de sédiments détritiques (analyses et interprétations : P. Audra et P. Rochette - CEREGE, Université Aix-Marseille III).

Annexe IX.6 - Compte-rendu des analyses polliniques de sédiments détritiques (J. Argant - ARPA, Université Lyon I - quelques modifications de nomenclature).

Annexe IX.7 - Autre analyse pollinique sur le site de la capture de la Moselle (d'après Dubois et Dubois, 1933).

Annexe IX.8 - Liste des faunes découvertes dans les grottes et formations alluviales du site de la capture de la Moselle (d'après différents auteurs).

Annexe IX.9 - Copie de l'autorisation de fouille à l'Entrée E de la Grotte Sainte-Reine.

Annexe IX.10 - Concordance des chronozones d'Europe du Nord avec les stades isotopiques, d'après différents auteurs.

TABLE DES MATIERES.

INTRODUCTION ET CONCEPTS..... 15

Chapitre I : Fondements théoriques et appliqués des captures hydrographiques et des percées hydrogéologiques en milieu calcaire..... 23

I.1. Les réorganisations hydrographiques : moteurs et circonstances..... 24
I.1.1. Les témoins d'un phénomène de capture..... 25
I.1.2. Les causes d'une capture..... 27
I.1.3. Les conséquences d'une capture..... 29

I.2. Causes et modalités des percées hydrogéologiques ou hydrokarstiques..... 32
I.2.1. Fondements théoriques de la karstification..... 33
I.2.2. Vallées karstiques et percées hydrogéologiques : interactions entre milieu épigé et circulations souterraines..... 34

I.3. Aspect théorique du particularisme des captures en régions calcaires..... 43

PREMIERE PARTIE : LES COMPOSANTES PHYSIOGRAPHIQUES DES RELATIONS KARSTIFICATION - CAPTURE SUR LE SITE D'ETUDE..... 49

Chapitre II : Géomorphologie et hydrographie du site de la capture de la Moselle..... 51

II.1. Le contexte géomorphologique : les données orographiques et géologiques du drainage de surface et du karst..... 51
II.1.1. Les principales formes de relief : cuestas et entailles fluviatiles..... 52
II.1.2. Les caractéristiques lithostructurales du site d'étude..... 57
II.1.3. Genèse et évolution des reliefs de la Lorraine centrale..... 62

II.2. Les réorganisations hydrographiques en Lorraine et la capture de la Moselle..... 65
II.2.1. Historique thématique succinct des recherches sur la capture de la Moselle..... 66
II.2.2. Les preuves de la capture..... 67
II.2.3. Les mécanismes de la capture de la Moselle..... 71
II.2.4. Les causes et les circonstances de la capture de la Moselle : état des travaux antérieurs..... 74

Chapitre III : Fonctionnement hydrogéologique sur le site de la capture de la Moselle..... 83

III.1. Caractéristiques hydrogéologiques générales d'un aquifère calcaire..... 84

III.2. Aperçu hydroclimatique général et modes d'alimentation des aquifères calcaires..... 86

III.3. Comportements actuels des aquifères calcaires de la cuesta de Moselle ; relations avec les aquifères alluviaux..... 91
III.3.1. Hydrogéologie du plateau de Haye..... 92
III.3.2. Interactions entre les aquifères calcaires et alluviaux..... 95

III.4. Reconstitution paléohydrogéologique..... 98

Chapitre IV : Les éléments karstiques du site de la capture de la Moselle. 107

IV.1. Détermination et classification des éléments karstiques. 108
IV.1.1. Les divers éléments karstiques rencontrés. 108
IV.1.1.1. Les éléments exokarstiques. 108
IV.1.1.2. Les éléments endokarstiques. 110
IV.1.2. Adoption d'une classification. 111

IV.2. Sectorisation et caractéristiques des éléments karstiques du plateau de Haye. 113
IV.2.1. Le secteur septentrional de la Haye. 113
IV.2.2. Le secteur central de la Haye : la « Boucle de la Moselle ». 116
IV.2.2.1. Le secteur des plateaux. 116
IV.2.2.2. Le secteur des vallées : zone d'emprise fluviatile de la Moselle et de la Meurthe. 127
IV.2.3. Le secteur méridional de la Haye. 134

IV.3. La karstification actuelle et héritée du plateau de Haye. 135
IV.3.1. Facteurs d'explication de la répartition des éléments karstiques. 135
IV.3.1.1. Considérations lithologiques et morphologiques. 136
IV.3.1.2. Considérations altitudinales et alluviales. 142
IV.3.2. Modalités et modes de karstification. 146
IV.3.3.1. Les secteurs des plateaux. 147
IV.3.3.2. Le secteur des vallées. 149

DEUXIEME PARTIE : L'EVOLUTION FLUVIATILE SUR LE SITE DE LA CAPTURE DE LA MOSELLE. 161

Chapitre V : Les niveaux d'incision fluviatile et les formations alluviales des grandes vallées. 163

V.1. Définitions et considérations spatiales 164
V.1.1. Définitions relatives au système fluviatile. 164
V.1.2. L'organisation spatiale générale des unités fluviatiles. 165

V.2. Les niveaux fluviatiles des grandes vallées. 166
V.2.1. Considérations théoriques. 167
V.2.2. Les formations alluviales de la Lorraine centrale. 169
V.2.3. Corrélations entre les différentes unités fluviatiles : profils longitudinaux. 170

V.3. Caractéristiques sédimentologiques : texture, pétrographie, morphométrie, altération physico-chimique et minéralogie. 183
V.3.1. Caractéristiques texturales des formations alluviales. 183
V.3.2. Caractéristiques pétrographiques des formations alluviales. 185
V.3.3. Morphométrie et altération physico-chimique des galets granitiques. 190
V.3.3.1. Morphométrie des galets de granite. 190
V.3.3.2. Altération physico-chimique des galets de granite. 195
V.3.4. Minéralogie des alluvions fines. 197
V.3.4.1. La minéralogie globale des sables. 198
V.3.4.2. Les minéraux lourds. 200

Chapitre VI : Formes et remblaiements des vallées secondaires et des vallons secs. 207

VI.1. Caractéristiques morphologiques et corrélation avec les unités fluviatiles de la Moselle et de la Meurthe. 208

VI.1.1. Les profils longitudinaux actuels des vallons secs. 208
VI.1.2. Les replats. 209
VI.1.3. Les âges relatifs des vallons. 210

VI.2. Les formations meubles des vallons secs. 212
VI.2.1. Les remblaiements de fonds de vallons secs. 212
VI.2.2. Les paléovallons de Bois l'Evêque. 217

TROISIEME PARTIE : LE KARST INFRATALWEG HERITE DU PLATEAU CENTRAL DE HAYE 227

Chapitre VII : Etude et apports des morphologies spéléologiques. 229

VII.1. Spéléométrie et macromorphologies des réseaux karstiques. 230
VII.1.1. L'emprise et la localisation des grottes dans le milieu naturel. 230
VII.1.2. L'organisation tridimensionnelle des réseaux et les structures macromorphologiques. 232
VII.1.2.1. Description générale des grottes. 233
VII.1.2.2. Les macromorphologies et le contexte géologique. 236

VII.2. Micromorphologies des grottes de la Haye centrale. 242
VII.2.1. Significations spéléogénétiques des microformes. 242
VII.2.2. Localisation des microformes et dynamique des paléoécoulements dans les réseaux. 251
VII.2.2.1. Le rôle du substratum, des macromorphologies et des remplissages. 251
VII.2.2.2. Les associations micromorphologiques dans les grottes. 252

Chapitre VIII : Informations paléogéographiques des remplissages endokarstiques. 283

VIII.1. Caractéristiques générales des remplissages et localisation des sites d'étude 284
VIII.1.1. Les types de remplissages 284
VIII.1.2. Localisation des secteurs d'étude. 286
VIII.1.3. Méthodes d'étude des remplissages. 287

VIII.2. Analyse des remplissages endokarstiques et données sur les paléodynamiques fluviales. 291
VIII.2.1. La coupe de référence : l'Entrée E (SR-EE). 292
VIII.2.2. La coupe de la Salle des Draperies (SR-Dra). 303
VIII.2.3. La coupe de la Galerie du Calvaire (SR-FC). 310
VIII.2.4. La coupe I de l'Entrée B (SR-EB(I)) 318
VIII.2.5. La coupe de la Cavité du Futur (AC-Fut). 322
VIII.2.6. Contexte morphologique et descriptions générales des autres remplissages endokarstiques. 327
VIII.2.6.1. Coupes complémentaires, carottages et prélèvements isolés de la Grotte Sainte-Reine et de l'Ancienne Carrière 327
VIII.2.6.2. Caractéristiques de remplissages d'autres grottes de la Haye centrale. 330
VIII.2.7. Synthèse sur les remplissages du karst infratalweg mosellan du plateau central de Haye. 334

VIII.3. Composition, morphométrie et altération des alluvions endokarstiques ; leur origine géochronologique par corrélations avec les formations alluviales épigées. 337
VIII.3.1. Etude pétrographique des galets. 338
VIII.3.2. Morphométrie et altération des galets de granite. 356
VIII.3.2.1. Les émoussés et les aplatissements des galets de granite 357
VIII.3.2.2. L'altération des galets de granite. 358
VIII.3.3. Etude minéralogique des sables. 360
VIII.3.3.1. La minéralogie globale. 360
VIII.3.3.2. Les minéraux lourds. 361

VIII.3.4. Synthèse des géochronologies relatives..... 364

Chapitre IX : La spéléogenèse sous-fluviale héritée, et les données d'un calage temporel..... 379

IX.1. Genèse et évolution du karst infratalweg hérité..... 380
IX.1.1. Les pertes sous-fluviales généralisées de la Haute Moselle..... 380
IX.1.1.1. Les indices morphosédimentaires de la karstification infratalweg..... 380
IX.1.1.2. Les conditions du cavernement : origine et cheminement des flux souterrains..... 383
IX.1.2. Des précisions sur l'évolution spéléogénétique à Pierre-la-Treiche..... 387
IX.1.2.1. Les conditions hydrogéologiques globales de la karstification et les interfaces du milieu épigé..... 388
IX.1.2.2. L'évolution spéléogénétique des grottes de Pierre-la-Treiche..... 391

IX.2. Les informations chronologiques et paléoclimatiques issues du karst..... 396
IX.2.1. Les datations fournies par le karst de la « Boucle de la Moselle » ; comparaison avec l'ancien bassin de la Moselle-Meuse..... 396
IX.2.1.1. Les différentes datations disponibles et utilisées..... 396
IX.2.1.2. Le calage chronologique des composantes du karst et de la capture..... 398
IX.2.1.3. La validation des datations par les données extrarégionales de l'ancien bassin de la Moselle-Meuse..... 409
IX.2.2. Les jalons paléoclimatiques issus des remplissages endokarstiques..... 412
IX.2.2.1. Approche géomorphologique : les relations entre les variations hydroclimatiques et les paramètres morphosédimentaires épigés et hypogés..... 413
IX.2.2.2. Les données paléoclimatiques issues des spéléothèmes..... 420

SYNTHESE ET CONCLUSION..... 431

Chapitre X : Caractérisation du rôle de la karstification dans la capture de la Moselle et apports du karst à la connaissance paléogéomorphologique régionale..... 433

X.1. Les interactions entre karstification et capture..... 434
X.1.1. L'implication de la karstification dans la capture..... 434
X.1.1.1. L'influence des pertes, à l'amont du système karstique, sur la dynamique fluviale de la Moselle..... 434
X.1.1.2. Le rôle présumé des émergences dans le bassin versant de la Meurthe, à l'aval du système karstique..... 435
X.1.1.3. Les caractéristiques géodynamiques de la karstification jusqu'à la réalisation de la capture de la Moselle..... 436
X.1.2. L'évolution karstique postcapture du plateau de Haye..... 437
X.1.3. Le cas mosellan : un modèle de capture assistée par le karst ?..... 439

X.2. D'autres informations paléogéomorphologiques issues du karst : éléments de réflexion..... 441
X.2.1. Des témoins de la préformation des cuestas et de l'incision des vallées..... 441
X.2.2. Des évolutions différentielles des vallées de la Moselle et de la Meurthe ?..... 442

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES ET TABLES..... 453