L'eau dans les formations argileuses et calcaires du Trias au sud de la Lorraine (France) : Rôle des facteurs du milieu et des lithologies sur les processus de transfert de l'eau : Fonctionnement hydrologique des bassins versants et des cours d'eau

Daniel Mansuy

▶ **To cite this version:**

Daniel Mansuy. L'eau dans les formations argileuses et calcaires du Trias au sud de la Lorraine (France) : Rôle des facteurs du milieu et des lithologies sur les processus de transfert de l'eau : Fonctionnement hydrologique des bassins versants et des cours d'eau. Sciences de la Terre. Université Paul Verlaine - Metz, 2005. Français. NNT : 2005METZ014L . tel-01752380

HAL Id: tel-01752380
https://hal.univ-lorraine.fr/tel-01752380

Submitted on 29 Mar 2018

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

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

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

L'eau dans les formations argileuses et calcaires du Trias au sud de la Lorraine (France).

Rôle des facteurs du milieu et des lithologies sur les processus de transfert de l'eau.

Fonctionnement hydrologique des bassins versants et des cours d'eau.

Daniel MANSUY

Thèse soutenue publiquement le 30 Juin 2005
Pour l'obtention du Doctorat de Géographie devant le jury composé de :

Jeannine CORBONNOIS : Professeur à l'Université du Maine. (directrice)
Dominique HARMAND : Maître de Conférences à l'Université de Nancy 2. (Rapporteur)
Claude COSANDEY : Directrice de Recherches au C.N.R.S, Meudon. (Examinatrice)
Jean Luc BERSILLON : Professeur à l'Université de Nancy 2. (Rapporteur)
Emmanuel GILLE : Maître de Conférences à l'Université de Metz.
Jean Claude BONNEFONT : Professeur à l'Université de Nancy 2. (Examinateur)

Le pays natal est moins une étendue qu'une matière ; c'est un granit ou une terre, un vent ou une sécheresse, une eau ou une lumière. C'est en lui que nous matérialisons nos rêveries ; c'est par lui que notre rêve prend sa juste substance ; c'est à lui que nous demandons notre couleur fondamentale....

L'eau anonyme sait tous mes secrets. Le même souvenir sort de toutes les fontaines.

G. Bachelard. L'Eau et les Rêves.

C'est un réel privilège de pouvoir accorder ce que l'on fait avec ce que l'on est. On ne travaille pas sur les eaux, eaux courantes ou eaux profondes, de façon fortuite sans qu'intervienne une part de nous- même pour guider nos réflexions et participer à l'alchimie de notre pensée.

Mais une thèse universitaire n'est pas la simple expression d'un rêve personnel ; c'est aussi la rencontre et les échanges avec d'autres acteurs qui partagent, à des degrés divers, un peu de ce rêve. C'est à toutes ces personnes qui m'auront accompagné dans ce travail que je souhaite exprimer ma gratitude :

D'abord à Jeannine Corbonnois : le hasard a fait qu'elle m'a proposé ce sujet de recherche et, si je l'ai immédiatement accepté, c'est bien qu'il correspondait à un intérêt et à une curiosité non encore exprimés; ensuite elle a du lire, déchiffrer et commenter mes écrits successifs pour m'enseigner la meilleure façon de présenter un travail universitaire.

Egalement aux membres de mon jury qui ont accepté d'évaluer mon travail ; ceux qui me connaissaient, Jean Luc Bersillon, Emmanuel Gille, Dominique Harmand, aussi bien que ceux que je n'avais jamais rencontrés sauf parfois en tant qu'auditeur anonyme ou à travers la lecture de leurs ouvrages, Madame Cosandey et Monsieur Bonnefont.

Je n'oublie pas Michel Sary, Didier François et tous les membres du Cegum que j'ai maintes fois sollicités, qui m'ont apporté leur concours sur le terrain et leurs conseils avec tant de disponibilité et de gentillesse.

C'est aussi le cas de Loris Giovanacci à qui je voudrais exprimer ma reconnaissance toute particulière pour son aide, précieuse sur le terrain et déterminante dans la réalisation des cartes; il a su partager aussi avec une belle patience ses connaissances informatiques.

Avec Jacques Le Roux et Pierre-Jean Fauvel, mes complices géologues que j'ai accompagnés maintes fois sur le terrain, j'ai pu recueillir des éléments de synthèse qui nous rappellent que l'eau et la terre ne peuvent être dissociées.

Je terminerai par un amical remerciement à Jean-Paul Fizaine, toujours disponible pour une sortie, dans la continuité de celles autrefois partagées avec Patrice Gamez qui avait si bien su insuffler à tous sa passion pour le karst et les eaux souterraines.

D. M

L'eau dans les formations argileuses et calcaires du Trias au sud de la Lorraine.

Rôle des facteurs du milieu et des lithologies sur les processus de transfert de l'eau.

Fonctionnement hydrologique des bassins versants et des cours d'eau.

Résumé

Les réserves en eaux des formations calcaires et argileuses au sud de la Lorraine sont peu abondantes et pratiquement inexploitées pour l'alimentation en eau potable. Pour ces raisons, l'intérêt porté aux mécanismes de transfert de l'eau et aux ressources du Muschelkalk et du Keuper est resté très limité. Le fonctionnement des bassins versants et de leurs cours d'eau est connu par les données hydrologiques habituelles (modules, débits d'étiage) déterminées sur de longues périodes, mais les processus de transfert de l'eau, les modalités dans l'espace et le temps des restitutions au cours d'eau ont été peu étudiées. Un ensemble de petits bassins versants situés en partie sud de la Lorraine (région d'Epinal, Charmes, Mirecourt), dans un milieu peu anthropisé a été choisi pour une étude détaillée de leur fonctionnement hydrologique et de la pérennité de leurs ressources en eau. Les formations géologiques qui affleurent sur ces bassins sont les calcaires du Muschelkalk Supérieur et l'ensemble des formations de la Lettenkohle et du Keuper comportant marnes, dolomie et un niveau de grès.

Sous les conditions climatiques de la Lorraine, pluies moyennes voisines de 800mm/an et peu de contraste spatial entre les bassins, les lithologies assurent les transferts et les restitutions de façon différentes :

Dans les formations marneuses réputées imperméables, les précipitations abondantes entraînent parfois un ruissellement en nappes sur les fortes pentes, favorisé par l'absence de couvert forestier. Des circulations hypodermiques à la base des sols et colluvions complètent ces écoulements de surface qui génèrent des figures de morphogenèse particulières (revaux dans le Dolomie de Beaumont).En complément à ces transferts de surface épisodiques, un mécanisme d'infiltration lente des eaux dans les marnes est attesté par la pérennité des sources et résurgences dans la Dolomie de Beaumont et par la pérennité de nappes de fond de vallées dans les Marnes Inférieures.

Les formations carbonatées, calcaires du Muschelkalk et Dolomie de Beaumont, intensément fracturées, ont permis le développement d'un karst de contact litho-stratigraphique, discret dans la Dolomie mais plus important dans le Muschelkalk. Les transferts privilégiés sont donc les circulations souterraines des eaux de surface captées par le réseau de fractures et restituées de façon localisée aux sources et résurgences, transferts qui maintiennent l'activité du karst.

Lors de leurs trajets, les eaux acquièrent une minéralisation caractéristique des aquifères : eaux sulfatées pour les seules marnes du Keuper Inférieur, eaux bicarbonatées calciques

pour les eaux issues des autres formations. Cette distinction est un moyen d'identifier l'origine des apports au réseau hydrographique.

Ce dernier est constitué par la Moselle, le Madon et leurs affluents. Les tracés actuels des cours d'eau, guidés par diverses contraintes structurales (surface sommitale lorraine, manifestations diverses de la tectonique) gardent parfois les traces de réaménagements consécutifs à l'abaissement du niveau des écoulements de la Moselle : la perte d'affluence du Colon est un exemple de modification des tracés d'un affluent, en raison de l'instabilité mécanique des versants.

Les écoulements du réseau hydrographique, analysés sur des durées annuelles ou pluriannuelles ne montrent pas d'écarts inter-bassins autres que ceux attribuables au gradient pluviométrique à proximité du massif vosgien. Pour percevoir le rôle des lithologies sur le fonctionnement des bassins et de leurs cours d'eau aux exutoires, il faut une analyse temporelle plus fin ; les débits fréquentiels d'étiage, les débits mensuels en périodes d'écoulement contrastés indiquent que les marnes du Keuper Inférieur se comportent comme un ensemble hydrologiquement productif, capable de soutenir le débit de ses cours d'eau pendant les périodes estivales ; à l'inverse, les calcaires et dolomies épuisent plus rapidement leurs réserves et peinent à soutenir les débits d'été ; mais cette règle souffre des exceptions puisque le Ruisseau des Amis, tant par ses caractéristiques d'étiage que par ses écoulements en périodes de hautes eaux, présente un comportement particulier qui pourrait être attribué à une remontée épisodique des eaux de la nappe du Muschelkalk au travers des marnes du bassin ; la nécessité d'un couplage hydrologique entre des formations voisines a été évoquée pour expliquer les restitutions pérennes de certaines résurgences de la Dolomie de Beaumont

L'étude des périodes d'instabilité des débits à partir des hydrogrammes permet d'approcher la dynamique de fonctionnement des bassins.

L'analyse des phases de récession en débits journaliers indique d'abord une similitude de comportement; en effet la décroissance des débits qui suit la crue dans les bassins peut être décrite par une loi exponentielle unique plus complexe que la loi de Maillet ; l'individualité de chaque bassin ne s'affirme que dans la partie terminale de la phase de récession, soulignant à nouveau le rôle des lithologies lors des faibles débits.

De même, l'étude en débits horaires des phases de montées de crues et de récession en réponse à un événement pluvieux conduit à proposer des expressions analytiques qui reproduisent avec un biais acceptable les hydrogrammes des périodes analysées ; ces expressions permettent de définir et de calculer de façon simple des écoulements rapides de crue et des écoulements de base. Lors de deux épisodes générateurs de crue de l'Euron, ces paramètres d'écoulements confirment le rôle particulier des calcaires fissurés et karstifiés qui fonctionnent comme une capacité de stockage temporaire rapidement comblée pendant la pluie, laissant la possibilité à la crue de se développer puis restituant progressivement les eaux emmagasinées pendant la décrue.

SOMMAIRE

Introduction générale : Les objectifs de la recherche et les méthodologies employées.

1ere partie : Définition et présentation du domaine d'étude.

Introduction. 9

1 - Contexte géologique du Trias.

1 - 1 Le contexte paléogéographique du Trias. 13

1 - 2 Conditions de sédimentation des séquences évaporitiques. 14

Ordre de précipitations des éléments dissous.

Rôle des apports détritiques dans l'organisation spatiale des lithologies.

1 - 3 Le Trias Moyen et Supérieur en Lorraine. 17

Disposition des formations évaporitiques du chenal lorrain.

Particularité du fonctionnement hydrologique des zones à sel.

2 - Délimitation et traits généraux du domaine d'étude. 22

3 - Les caractéristiques physiques de l'espace de la recherche. 24

3 - 1 Les données climatiques de la zone d'étude. 26

Précipitations.

Evapotranspiration.

Conclusions.

3 - 2 Les caractéristiques du terrain. 35

3-2-1 Analyse détaillée des lithofaciès. 35

3-2-2 Les formations superficielles. 41

Les colluvions.

Les dépôts alluviaux de la Moselle.

3-2-3 La tectonique locale. 44

3-2-4 Le couvert végétal et l'occupation des sols. 47

3-2-5 Les caractéristiques géomorphologiques majeures. 48

Les reliefs.

Les morphologies dans les marnes.

Les morphologies dans les calcaires et les dolomies.

Les guides des morphogenèses karstiques.

3-2-6 Conclusions. 57

4 - Le réseau hydrographique

4 - 1 Introduction. 59

4 - 2 Hiérarchisation et présentation du réseau hydrographique. 59

4 - 3 Les indices d'un paléo- réseau local ; les modalités de son évolution. 62

4-3-1 Evolution des tracés de la Moselle en aval d'Epinal. 63

4-3-2 Réaménagement des tracés des affluents de la Moselle. 66

Les affluents en rive droite. 66

Les affluents en rive gauche de la Moselle. 71

4 - 4 Les tracés du réseau hydrographique actuel. 77

Relations avec les éléments structuraux.

Synthèse des guides d'orientation du réseau hydrographique. 82

5 - Conclusions de première partie. 84

2ème Partie : Les modes de transfert des eaux dans les formations du Keuper et du Muschelkalk. Identification des eaux souterraines.

Introduction.

1 - Identification des processus de transfert dans les formations du Keuper.

1 - 1 Les transferts en surface. 88

Le régime de ruissellement.

La circulation hypodermique.

1 - 2 La morphogenèse liée aux transferts de surface. 90

Les revaux, thalweg d'érosion dans la Dolomie de Beaumont et les Grès à Roseaux.

Les instabilités des sols et colluvions sur marnes.

1 - 3 Les transferts en volume. 92

Le Rhétien, un aquifère intermittent.

Un transfert lent dans les Marnes Supérieures, attesté par les ressources de la Dolomie de Beaumont.

Les ressources en eaux des Grès à Roseaux.

Les transferts lents dans les Marnes Inférieures.

1 - 4 Extension de la recherche au Keuper d'autres sites. 98

Le Keuper du Val d'Arol.

Le Keuper de Mailleroncourt (Haute - Saône) : annexe 1.

2 - Les processus de transfert dans les calcaires du Muschelkalk. 98

Les transferts de surface.

Les apports au réseau karstique du Muschelkalk.

3 - Identification des eaux souterraines.

3 - 1 La signature géochimique des eaux. 102

3 - 2 Eaux souterraines : eaux des nappes et du karst. 106

Les eaux des nappes du Keuper. 106

Les circulations dans le Muschelkalk. 109

4 - Conclusion générale : Comparaison des régimes de transferts ; leur adaptation aux différentes lithologies.

Les transferts vus sous l'aspect énergétique: la morphogenèse induite. 118

Couplage hydrologique entre différents niveaux stratigraphiques. 120

3eme partie : Etude des hydrogrammes des cours d'eau.

1 - Objectifs et méthodes. 123

2 - Les données utilisées, leurs origines et leur représentativité. 125

2 - 1 Les données de débits. 125

Les débits aux stations hydrométriques.

Les débits fréquentiels d'étiage et les modules.

Les mesures réalisées le long du linéaire du cours d'eau.

2 - 2 Les données de la physicochimie des eaux. 128

2 - 3 Critique et représentativité des données. 129

3 - Les caractéristiques hydrologiques des cours d'eau.

3 - 1 Analyse des écoulements à partir des données de débits. 131

3-1-1 Modules interannuels et débits spécifiques. 131

3-1-2 Caractéristiques d'étiage des cours d'eau (période 1971 -1990). 132

3-1-3 Les débits des cours d'eau en période d'écoulements contrastés. 135

3-1-4 Existence de deux unités hydrologiques différenciées dans le bassin de l'Euron. 138

3-1-5 Apports de l'étude des flux à la compréhension du fonctionnement des bassins. 141

3 - 2 Les bilans hydrologiques des bassins versants. 142
3-2-1 Les coefficients d'écoulement. 143
3-2-2 Relations pluies-écoulements à diverses échelles de temps. 145
3-2-3 Calculs et évolutions de la réserve hydrologique. 150
3 - 3 Interprétation des mesures de débits et de minéralisation en divers points du linéaire des cours d'eau. 155
3-3-1 Les bassins de la Gitte et du Robert. 156
3-3-2 Les bassins du Colon, de la Rulle et du Xouillon. 160
3-3-3 Les bassins de l'Euron et du Loro. 164
3-3-4 Le bassin de l'Avière. 166
3-3-5 Le bassin du Ruisseau des Amis. 168
3-3-6 Le bassin du Durbion. 169
3-3-7 Le bassin du val d'Arol. 171

4 - Etude des hydrogrammes des cours d'eau.
4 - 1 Introduction. 172
Choix et critique des données et des concepts. 174
4 - 2 Etude des phases de récession des cours d'eau par les débits journaliers. 174
Résultats et formulation d'une loi d'ajustement commune aux cours d'eau étudiés. 176
Limite de validité de cette formulation. 181
Evaluation des réserves des bassins. 182
4 - 3 Etude de la phase de montée de crue au pas de temps horaire. 184
Méthodologie. 184
Application à 3 montées de crue de l'Euron. 185
Critique de la méthode et conclusions. 191
4 - 4 Etude de la phase de décrue au pas de temps horaire. 194
4 - 5 Proposition d'une méthode d'estimation des écoulements de base et de crue : Application aux crues de l'Euron. 198

5 - Conclusions de la troisième partie : Une synthèse entre les écoulements dans les bassins, les mécanismes de transfert et le rôle les lithologies 201

6 - Conclusion générale. 207

Annexes

Annexe 1 : Les crues de Gircourt- lès- Vieville, Bouxurulles et Rugney du 28/07/1955.
Annexe 2 : Fonctionnement hydrologique de la région de Mailleroncourt.
Annexe 3 : Prévision des directions d'écoulement des eaux dans un milieu fissuré.

L'eau dans les formations argileuses et calcaires du Trias au sud de la Lorraine.

Rôle des facteurs du milieu et des lithologies sur les processus de transfert de l'eau.

Fonctionnement hydrologique des bassins versants et des cours d'eau.

INTRODUCTION GENERALE

Objectif des recherches et méthodologies employées

La majeure partie des ressources hydrologiques du Trias Lorrain est située dans l'aquifère des Grès vosgiens. Les affleurements gréseux (Grès vosgiens, Conglomérat Principal, Grès à Voltzia et Couches intermédiaires) forment une vaste zone de collecte, recevant des précipitations abondantes (1000 à 1400 mm/ an) à des altitudes comprises entre 400 et 1000 mètres. La perméabilité des grès permet un transfert aisé des précipitations vers la nappe, qui, correctement alimentée, s'écoule vers le nord ouest en s'approfondissant suivant le pendage des couches.

Utilisée pour l'alimentation en eau potable dans une partie de la Lorraine, cette nappe a fait l'objet de nombreux travaux de recherche, qui ont permis d'évaluer les réserves disponibles et la qualité de l'eau ; Une synthèse des divers travaux a été réalisée en commun (1987) par le CEGUM et S.R.A.E.L (Service Régional de l'Aménagement des Eaux de Lorraine) : on sait ainsi que, sous faible recouvrement, la nappe des Grés fournit une eau très douce dont la conductivité est de l'ordre de 20 à 40 µs ; elle se minéralise (sulfates et chlorures) en s'approfondissant sous recouvrement des formations du Muschelkalk et du Keuper (535 µs au forage de Charmes, 1145 µs au forage de Tomblaine) (Dagué, 1996). Au nord de Nancy, elle devient impropre à l'alimentation en eau potable.

Situées entre les Vosges et les reliefs de cuestas lorrains, les formations argileuses et calcaires des Trias Moyen et Supérieur offrent, par comparaison, une ressource en eau limitée qui décline rapidement lors des épisodes de sécheresse.

Les réserves sont disséminées dans des formations aux perméabilités contrastées où alternent marnes, calcaires et dolomies. La modicité des ressources en eaux résulte à la fois de la nature des lithologies peu favorables à la constitution d'aquifères d'une certaine importance, et de l'altitude modérée (250 à 400 mètres) des formations affleurantes où les moyennes annuelles des précipitations sont de l'ordre de 800 à 1000 mm.

Pour ces raisons, l'intérêt porté aux mécanismes de transferts de l'eau et aux ressources du Muschelkalk et du Keuper est resté très limité. Le fonctionnement des bassins versants et de leurs cours d'eau est connu par des données statistiques (modules, débits d'étiage) ou par des bilans hydrologiques sur de longues périodes ; mais les circonstances d'alimentation des cours d'eau par les nappes disséminées dans les formations géologiques, la localisation des zones de restitution, qui demandent des mesures de débits en divers points et sous divers régimes ne semblent pas avoir été étudiées dans le détail ; appliquées à un ensemble de bassins, ces études détaillées permettront d'avoir une vue synthétique du fonctionnement hydrologique de ces formations.

Le peu d'intérêt pour les eaux du Trias Moyen et Supérieur est encore accentué par le fait qu'elles acquièrent une minéralisation importante au contact des chlorures et des sulfates présents dans les marnes du Keuper si bien qu'elles ne sont plus exploitées pour l'alimentation en eau potable ; elles conservent néanmoins un rôle important dans les milieux ruraux qui correspondent aux affleurements des formations triasiques : elles ont encore un usage agricole qui tend cependant à se restreindre d'une part, en raison du développement de nouvelles pratiques d'élevage, d'autre part, à la suite du drainage intensif des nappes en fond de vallées .

Les eaux de surface participent aux écoulements de crues. Les eaux de nappes assurent l'alimentation du réseau hydrographique et leur contribution est particulièrement perceptible en périodes d'étiages, assurant ainsi la pérennité des écoulements superficiels qui restent modestes mais suffisants pour disperser les polluants domestiques et agricoles.

L'objectif de notre recherche est de proposer, en premier lieu, un modèle de transfert des précipitations dans les séries sédimentaires carbonatées et marneuses du Trias Moyen et Supérieur en Lorraine ; puis, à partir de ces modes de transfert repérables en divers endroits de l'espace d'étude, d'étendre la démarche pour expliquer les généralités et les particularités du fonctionnement hydrologique de quelques bassins versants.

Cet énoncé implique deux niveaux d'analyse de complexité croissante :

Le premier niveau consiste à **identifier les mécanismes de transfert à l'œuvre dans chaque lithologie** prise séparément puis dans l'empilement des divers niveaux sédimentaires rencontrés dans les bassins.

Pour ce faire, les critères de choix d'un espace d'étude sont primordiaux :

Sur cet espace, on doit pouvoir discerner les fonctions de transfert propres aux lithologies principales, en particulier celles du Keuper et du Muschelkalk calcaire ainsi que celles qui résultent de leur superposition, malgré les perturbations liées aux variations locales de la pile sédimentaire.
Dans cet esprit, nous avons choisi un espace d'étude situé en partie sud de la Lorraine (région d'Epinal, Charmes, Mirecourt), à l'écart des formations salifères et gypseuses massives qui constituent autant de planchers imperméables modifiant le fonctionnement hydrologique des marnes du Keuper ; nous verrons que cet espace est suffisamment homogène pour une approche des processus hydrologiques malgré la présence de quelques niveaux gypseux disséminés dans les marnes ; ils nous serviront de traceurs pour l'étude de la circulation des eaux souterraines.

Le second niveau d'analyse concerne **le fonctionnement hydrologique des bassins versants du réseau hydrographique.**
En raison de la diversité et de la variabilité des lithologies qui constituent les affleurements et le substratum, la combinaison des mécanismes précédents va déterminer les flux transférés vers les nappes et le réseau hydrographique sous contrôle des conditions du milieu ; sous ce terme nous regrouperons tant les caractéristiques des niveaux superficiels, nature des sols, couvert végétal, reliefs et les morphologies, que les paramètres physiques des formations affleurantes, épaisseur et pendage des couches, perméabilité ou transmissivité intrinsèque des lithologies, contrastes de perméabilité à leur interface, discontinuités des milieux résultant de la karstification et de la tectonique.

Dans l'approche systémique qui sera adoptée, la pile sédimentaire assurant le transfert des précipitations immédiates ou différées vers le réseau hydrographique se comporte comme une " boite noire".

- Les entrées sont représentées par les données climatiques (Précipitations, températures). Pour notre objectif, on verra qu'elles ne montrent pas de variabilité spatiale appréciable sur le secteur de recherche. Connus avec une assez bonne précision par les mesures aux stations météorologiques proches, les épisodes pluvieux sont discontinus et le flux d'eaux entrant dans le système est une variable discrète.
- Certaines données de sorties sont mesurables en continu, telles que les débits des cours d'eaux aux emplacements des stations hydrologiques ; sauf cas particulier (tarissement), elles forment un ensemble de valeurs continues qui montrent qu'au moins une partie de l'eau est restituée par des mécanismes permanents qui auront été validés qualitativement par l'étude du fonctionnement des piles sédimentaires ; le seul transfert de type discret est le ruissellement qui accompagne les épisodes pluvieux majeurs.

La fonction de transfert du bassin versant est une fonction chronologique continue, en réponse à des entrées discontinues. Les nappes souterraines ont une fonction de stockage et de restitution où plusieurs niveaux lithologiques peuvent être simultanément impliqués. Toutefois, les volumes stockés dans ces nappes et leurs variations sont difficiles à mesurer et il faudra se contenter d'en faire une évaluation.

La cohérence de fonctionnement du système hydrologique est assurée sous les deux conditions suivantes :

- Etendue à l'ensemble d'un bassin, la combinaison des mécanismes de transfert identifiés pour chacune des lithologies et dans les piles sédimentaires, doit être en accord avec l'évolution des débits du cours d'eau mesurés aux stations hydrométriques.
- Les mesures de débits et de minéralisation réalisées au long du cours d'eau permettent de localiser, à certains périodes, des zones d'apports ou de soustraction de flux compatibles avec les modes de transfert des lithologies du bassin.

Ainsi posée, la problématique impose un choix de méthodologies diverses, chacune participant à la compréhension des transferts en confirmant ou complétant les résultats obtenus par d'autres voies.

En tout premier lieu, un travail détaillé sur le terrain est indispensable :

- Il s'agit d'identifier l'ensemble des objets qui fourniront des indications sur les processus de transfert des eaux et leur mode de restitution au réseau hydrographique. Leurs positions devront être repérées avec précision dans la topographie et par rapport aux différentes formations géologiques. A défaut de pouvoir les reporter tous sur les cartes qui accompagnent ce texte, ces objets, parfois ténus (affleurements, sources et résurgences, manifestations karstiques ...) seront repérés dans le système de coordonnées utilisant la projection LAMBERT II étendu NTF.

- la mise en cohérence des informations hydrologiques issues des données de terrain permettra de proposer des mécanismes de transferts de l'eau - en surface et souterrains- et d'en évaluer le poids sous diverses conditions de précipitations ; on disposera ainsi d'une base de connaissances qualitatives sur le fonctionnement des diverses piles sédimentaires qui forment le substratum géologique des bassins versants, depuis les niveaux d'affleurements sur les interfluves jusqu'aux niveaux de base des cours d'eaux.
- Appliqués à l'espace du bassin versant, les mécanismes de transfert suggèrent un modèle qualitatif du fonctionnement du cours d'eau drainant. Ce modèle prévisionnel devra ensuite être validé par l'ensemble des données mesurées aux stations hydrométriques et par d'autres (débits, minéralisation des eaux) réalisées sur le linéaire du cours d'eau ; les divergences ou anomalies constatées permettront d'affiner la compréhension des transferts et l'interprétation des données ; la mise en cohérence de ces données qualitatives et quantitatives sur l'espace du bassin versant constitue le premier niveau de validation locale de la méthode.
- Etendue à l'ensemble des bassins de l'espace d'étude, la méthode fournit un second niveau de validation qui aura valeur régionale et pourra servir de référentiel à des études similaires.

La première partie de ce travail, explicite le choix d'un espace d'étude et analyse les divers facteurs physiques qui en commandent le fonctionnement hydrologique.

Un premier chapitre rappelle la chronologie, la logique des dépôts sédimentaires du Trias et particulièrement celle de la séquence évaporitique, **ainsi que leur disposition spatiale en Lorraine.**

On pourra délimiter un espace d'étude sur lequel un compromis acceptable sera trouvé entre la diversité des facteurs physiques et leur niveau de complexité qui permettra l'application de la méthode d'étude qui vient d'être exposée.

Le second chapitre porte sur l'analyse des apports pluviométriques et la connaissance des caractères physiques des milieux de transfert de l'eau

En premier lieu on déterminera sur l'espace d'étude les hauteurs de précipitations, leurs contrastes saisonniers et spatiaux, et l'importance des prélèvements évaporatoires (Etp, demande climatique et Etr, prélèvements évaporatoires effectifs).

Ensuite seront décrits les caractéristiques spécifiques des divers milieux de transfert de la pluie.

- Les niveaux superficiels qui contrôlent l'intensité du ruissellement. la nature des sols, leur couvert végétal, les caractéristiques morphologiques générales telles que relief, pentes, formes des versants en sont les composantes essentielles.
- Les milieux de subsurface, colluvions et alluvions fluviatiles, où coexistent les circulations hypodermiques et les transferts vers le substratum.
- Le substratum géologique qui intervient par diverses caractéristiques sur les écoulements profonds. Nous ferons une description détaillée des lithofaciès et de leurs variations latérales, des accidents tectoniques qui les affectent et des contrastes de perméabilité résultant de la superposition de formations de nature différentes.
  Le substratum qui détermine les caractéristiques des niveaux superficiels - sols et colluvions- et participe à l'élaboration des traits morphologiques principaux, contribue de façon indirecte aux transferts des surface et subsurface.

Une présentation générale du **réseau hydrographique actuel** va clore cette première partie.

Une approche menée à grande échelle permettra d'interpréter les caractéristiques géométriques actuelles du réseau hydrographique à l'aide des données recueillies sur le terrain (implantation, direction des écoulements, profil en long...) et de mettre en avant le rôle qu'ont joué les lithologies et la tectonique ; en ajoutant les effets de l'érosion, nous pourrons, dans certains cas, reconstituer les modifications majeures qui ont affecté le tracé de quelques cours d'eaux et en saisir les causes.

C'est en troisième partie de ce travail que nous analyserons les débits du réseau hydrographique, valeurs qui intègrent à chaque instant l'ensemble des flux transférés aux cours d'eau.

La seconde partie de ce document sera consacrée à la reconnaissance des mécanismes de transfert de l'eau jusqu'aux nappes et à l'identification des eaux souterraines.

Les données du terrain - relief, morphologies spécifiques des lithologies, les formes d'érosion et les manifestations karstiques - sont autant d'indices qui témoignent de l'existence et de l'intensité de la circulation des eaux de surface et souterraines.

Le ruissellement est un mode de transfert fréquent à la surface des marnes peu perméables ; ses conséquences sont parfois catastrophiques pour les localités avoisinantes ; la concentration des flux, la vitesse acquise par l'eau sur les fortes pentes des marnes du Keuper Supérieur impriment à la Dolomie de Beaumont des formes d'érosion spectaculaires (revaux).

D'autres modalités de transfert seront mises en évidence : des circulations hypodermiques à l'interface entre les marnes et la couche colluvionnée et surtout une infiltration lente et continue à travers l'épaisseur des marnes, non perceptible sur le terrain mais attestée par la présence d'un karst discret dans la Dolomie de Beaumont.

Grâce à une couverture fréquente d'argilites de la Lettenkohle, le Muschelkalk possède un réseau karstique appréciable exprimé par un ensemble de sources et résurgences qui restituent rapidement les précipitations vers les cours d'eaux ; en conséquence, il faudra s'attendre à trouver peu de réserves dans les calcaires, ce que confirmeront les mesures de débits en saison estivale.

Sous les conditions climatiques de la Lorraine, les divers mécanismes de transfert possèdent des dynamiques de restitution différentes : restitutions discontinues pour le ruissellement de surface et les circulations hypodermiques, continues ou intermittentes pour les restitutions souterraines issues du karst ; les délais de restitution au réseau hydrographique seront très variables suivant les modalités de transfert, lesquelles orchestrent la chronologie des débits.

Des mesures de conductivité aux sources et résurgences permettent d'identifier dans les eaux souterraines deux pôles géochimiques principaux : un pôle sulfaté qui correspond aux eaux des nappes du Keuper Inférieur et un pôle bicarbonaté calcique spécifique des eaux circulant dans les formations carbonatées.

Quelques sources offrent un regard sur les nappes du Keuper Inférieur qui alimentent certains cours d'eau en fond de vallées ; ces eaux se caractérisent par de faibles débits et une forte minéralisation sulfatée (2500 à 3000µs) stable en toute saison et indépendante des aléas des précipitations.

Les autres ressources permanentes de l'espace d'étude sont les eaux issues des circulations karstiques restituées à la base des formations carbonatées du Muschelkalk et du Keuper ; à l'inverse des eaux précédentes, les réserves du karst montrent aux exutoires des débits et des minéralisations variables qui traduisent une interaction forte avec les eaux de surface; en saison estivale, les niveaux de minéralisation aux sources sont au plus haut ; ils s'approchent de la minéralisation des réserves et peuvent être interprétés en termes de trajets de l'eau dans les différentes lithologies. Ce type de fonctionnement est illustré par les systèmes karstiques du Loro et de l'Euron où les directions moyennes d'écoulement sont assez bien connues.

Par contraste avec les deux premières parties dont le contenu, issu du travail de terrain est pour l'essentiel de nature qualitative, **la troisième partie de ce document a pour objectif de quantifier les restitutions des bassins vers les cours d'eaux**.

Les écoulements seront étudiés sous diverses situations hydrologiques dans le but de comparer le fonctionnement des bassins versants de petite taille, d'en faire ressortir leurs similitudes et singularités et de faire le lien avec les facteurs du milieu présentés dans les parties précédentes.

Pour analyser ces écoulements, on fera appel aux diverses sources de données existantes :

- Les débits des cours d'eau, obtenus par consultation de la Banque Hydro
- Les données du catalogue des débits d'étiage de l'Agence des Eaux du Basin Rhin-Meuse.
- Nous compléterons ces données par des séries de mesures de débits et de conductivité en divers points du linéaire des cours d'eau, après avoir vérifié que ces mesures et données sont bien représentatives de leur fonctionnement naturel.

Plusieurs méthodes d'analyse seront mises en œuvre ;

D'abord une analyse des flux moyens écoulés sous divers pas de temps, pluriannuels à mensuels.
L'établissement des bilans hydrologiques sur une longue durée.
Puis le tracé des profils hydrologiques des cours d'eau.
L'interprétation des campagnes de mesures de débits et de conductivité en divers points du cours d'eau permet d'accéder aux particularités de fonctionnement des bassins, réintroduit le temps et l'espace comme paramètres d'analyse et donne une représentation dynamique et spatialisée des processus de restitution aux cours d'eau à partir des réserves.

En complément de l'étude statistique des écoulements et des bilans hydrologiques, après l'analyse instantanée et spatialisée des processus de restitutions, le dernier chapitre sera consacré à l'étude de la réponse dynamique des bassins, sur la base des hydrogrammes enregistrés aux exutoires sous les diverses configurations hydrologiques.

Nous analyserons successivement les phénomènes rapides comme la montée de crue et la décrue et les phénomènes plus lents comme le tarissement ; pour ce faire, nous avons sélectionné des portions d'hydrogrammes qui correspondent soit à un événement pluvieux bien repérable dans le temps (montée de crue et décrue) soit à des périodes plus longues où les débits ne sont pas sensiblement perturbés par les aléas des pluies (phases de récession).

Les parties d'hydrogrammes sélectionnées sont ajustées à diverses expressions analytiques :

- au pas de temps journalier, les phases de récession des débits sont bien décrites par une fonction unique valable pour l'ensemble des cours d'eau ; mais cette fonction n'est pas adaptée à la phase ultime de tarissement où les cours d'eau montrent une certaine individualisation de leur comportement. L'imprécision des mesures de faibles débits empêche dans la plupart des cas d'ajuster le tarissement à toute fonction

analytique. Dans certains cas favorables, la loi de Maillet a permis de proposer une estimation des réserves.

- les phases de montée de crue et de décrue sont analysées séparément, au pas de temps horaire, par des fonctions spécifiques munies de variables d'ajustement permettant de minorer les écarts entre débits calculés et mesurés ; pensés d'abord comme de simples objets mathématiques, ces variables d'ajustement permettent dans une certaine mesure de quantifier la réponse dynamique du bassin lors des variations rapides de débits.
- Le rapprochement, à l'instant du pic de crue des expressions analytiques qui reproduisent les deux phases de montée de crue et de décrue permet de proposer une méthode d'évaluation des débits de base et de l'écoulement rapide de crue. Testée sur un nombre réduit d'événements, cette méthode demandera à être améliorée et validée sur un plus grand nombre de cas et sur d'autres cours d'eaux.

Mots clés : Keuper, Muschelkalk, hydrologie, circulation de l'eau, hypodermisme, bilan hydrologiques, Réseau hydrographique(réaménagement), Milieux karstiques, Eaux souterraine, Minéralisation des eaux.

1ére partie

Définition et présentation du domaine d'étude

Introduction

Dans le cadre de cette recherche, le premier objectif consiste à délimiter un espace d'étude et à décrire les divers facteurs qui le caractérisent.
Les formations triasiques sont bien représentées en Lorraine, ce qui semble laisser l'embarras du choix de l'espace; elles sont aussi connues pour la diversité des lithologies, allant des calcaires aux marnes et grès. Des dépôts évaporitiques de sel et de gypse plus ou moins épais et continus sont souvent intercalés dans les marnes : Ils peuvent moduler à l'échelle locale les transferts de l'eau vers les nappes. Le pendage général des couches triasiques est variable en Lorraine, orienté vers le N.NW au sud et vers l'ouest au nord. Il faudra donc rechercher un espace de superficie acceptable pour l'étude du terrain, espace sur lequel affleurent les niveaux stratigraphiques du Trias, où les transferts et les écoulements sont sous la dépendance des lithologies dominantes et sur lequel le poids des interventions anthropiques reste limité.

- Pour mener cette étude, on a choisi de se limiter aux seules formations du Trias Supérieur depuis les calcaires et dolomies du Muschelkalk Supérieur jusqu'aux marnes du Keuper Supérieur accompagnées parfois des grès du Rhétien.

L'espace d'étude sur lequel nous aurons à mettre en évidence les processus de circulation des eaux superficielles ou profondes puis à expliquer le fonctionnement hydrologique des bassins versants et de leurs cours d'eau doit satisfaire à deux contraintes a priori contradictoires :

- Les caractéristiques de la surface et du substratum (nature et perméabilité des lithologies, morphologies, occupation des sols) doivent être suffisamment diversifiés pour faire ressortir les processus de transfert des précipitations propres à chacune des lithologies, les couplages hydrologiques éventuels entre différentes formations, les conséquences des transferts quant à la constitution et la localisation des réserves en eaux et les modes de restitution de ces eaux au réseau de surface, en volume et qualité physicochimique.

- On veillera à ce que les processus de transfert propres aux lithologies principales soient peu ''brouillés'' par des discontinuités ou des variations brutales des propriétés des milieux : présence de failles, de karst, de faisceaux salifères ou gypseux massifs, ou aménagements anthropiques modifiant les écoulements naturels en surface. Il faudra choisir le terrain d'étude en limitant la présence de ces éléments de perturbation, tout en cherchant à apprécier leur niveau d'impact sur les mécanismes hydrologiques.

Le choix d'un terrain d'étude sera facilité par la connaissance des milieux de sédimentation, de la logique et de la cohérence dans l'espace des successions lithologiques du Trias Supérieur.

Dans le premier chapitre on trouvera un **rappel consacré à la genèse de ces formations typiques d'une méga séquence** de sédimentation qui à intéressé l'ensemble de l'Europe, et qui s'étend du pôle carbonaté au pôle **évaporitique,**

Les lithologies représentées, notamment celles du Keuper, résultent de la superposition de deux processus de sédimentation en milieu confiné où l'évaporation intense n'était que partiellement compensée par des apports d'eaux marines et continentales ; Elles résultent d'une séquence des dépôts d'origine chimique (calcaires, dolomies, gypses et sels divers) contrôlés par la concentration des eaux, à laquelle se superpose une séquence d'apports détritiques (sables, argiles) dont l'importance et la nature sont contrôlées par la proximité du continent.

Il en résulte une double organisation de lithologies représentant les milieux de sédimentation et leurs évolutions.

- La chronologie des dépôts d'origine chimique enregistre les jeux conjoints de l'évaporation et des pulsations de la mer triasique.

- L'organisation dans l'espace des dépôts traduit la bathymétrie du milieu. Le pôle détritique dominant (argilites et argiles dolomitiques) caractérise la sédimentation sur les bordures proches du continent et le pôle chimique (calcaires dolomies et dépôts salifères) correspond à un milieu de dépôt plus profond, en liaison au moins épisodique avec la mer.
Les zones les plus profondes qui ont été exondées tardivement, sont celles où la séquence chimique s'est développée de la façon la plus complète et se caractérisent par les dépôts de sels divers.
Cette organisation spatiale est parfaitement lisible dans les dépôts triasiques lorrains où la zone à sel du Keuper Inférieur centrée sur Nancy correspond à l'axe d'un chenal par lequel la mer triasique était en communication avec le Bassin Parisien.

Nous présentons notre espace d'étude dans le second chapitre.

Nous l'avons délimité en fonction de la disposition des faciès évaporitiques en Lorraine, éliminant les zones où des dépôts massifs de sel et de gypse forment des niveaux imperméables et solubles pouvant induire des processus particuliers de transfert et de rétention des eaux, pour ne retenir que les marges sud du chenal où les faisceaux salifères sont absents et les dépôts de gypse sont discontinus ou diffus dans les marnes. On pourra y étudier plus facilement les transferts de l'eau dans les formations du Keuper, tout en disposant du traceur que constitue l'ion SO_4^{--} provenant de la dissolution du gypse.

Le troisième chapitre sera consacré à l'étude des composantes de l'espace retenu qui influent sur les mécanismes de transfert des eaux vers les réserves et le réseau hydrographique.

Les précipitations et les prélèvements évaporatoires sont présentés dans un premier paragraphe.

Les apports pluviométriques, variables d'une année à l'autre, sont de l'ordre de 800 à 1000mm. Le contraste spatial est peu accusé du fait de la superficie réduite du domaine de recherche constitué de bassins versants adjacents. L'effet de relief est peu perceptible, les altitudes restant comprises entre 250 et 400 mètres. En revanche, le contraste annuel est beaucoup plus marqué et se traduit par des successions d'années moins pluvieuses et d'années plus humides.

Les précipitations mensuelles moyennes montrent une dispersion importante mais ne traduisent pas vraiment l'existence dans l'année d'une période de précipitations privilégiée. En revanche, les prélèvements évaporatoires, liés aux températures, culminent de juin à octobre et pendant cette période, et dépassent souvent le volume des précipitations au sol. Les réserves disponibles pour l'alimentation du réseau hydrographique varient donc suivant un cycle annuel.

Le régime saisonnier des cours d'eau traduit les variations temporelles des réserves. Il se caractérise en Lorraine par deux périodes hydrologiques d'égale durée, une saison hivernale de hautes eaux et une saison estivale de basses eaux. Il existe donc une liaison forte entre le régime des cours d'eau et le volume des précipitations corrigé des prélèvements évaporatoires, signifiant des réserves peu abondantes.

Certaines années montrent des événements climatiques exceptionnels : précipitations hivernales abondantes (1982-1983) génératrices de crues et portant les réserves à leur niveau maximum ou périodes de sécheresse extrêmes (1976 et 2003) se traduisant par l'épuisement des réserves et le tarissement des cours d'eau les plus sensibles. Ces événements climatiques exceptionnels modulent dans la durée les réserves disponibles et influencent les hydrogrammes des cours d'eau sur plusieurs années successives.

Le second paragraphe présente les diverses composantes des milieux de transfert de l'eau depuis son arrivé au sol jusqu'aux réserves hydrologiques et au réseau hydrographique.

La reconnaissance détaillée du terrain a permis d'identifier et d'interpréter les indices des divers modes de circulation des eaux, et de les replacer à la fois dans la topographie et dans les diverses formations géologiques.

Dans un premier temps, on décrira les lithofaciès qui affleurent sur l'espace d'étude et qui sont le milieu des circulations profondes. Si les affleurements disponibles montrent peu de variations latérales de faciès à l'intérieur d'une même formation dans notre domaine d'étude, l'épaisseur des couches présente des variations importantes, soit en raison du contexte de sédimentation (Grès à Roseaux), soit en fonction de leur degré d'érosion lorsqu'elles sont mises à l'affleurement; dans ce cas on mentionnera le rôle des pendages (pendage général et pendage locaux parfois fort différents du précédent) sur les épaisseurs résiduelles.

Les formations superficielles autochtones ou allochtones, interposées entre les sols et le substratum, sont des milieux de transfert généralement peu épais, souvent plus perméables que les formations sous-jacentes. On est ainsi amené à les localiser puis les décrire pour apprécier leur rôle hydrologique : les colluvions qui recouvrent les marnes du Keuper permettent une circulation de subsurface intermittente. Les dépôts alluviaux de la Moselle qui recouvrent diverses lithologies peuvent-ils induire des mécanismes de transfert spécifique ou se comportent-ils comme une simple couverture passive ?

Les milieux de transfert profonds ont subi des contraintes d'origine tectonique qui se manifestent par l'enregistrement de déformations souples ou cassantes. Les pendages déjà mentionnés, la présence de surfaces structurales, d'ondulations anticlinales et d'accidents cassants (failles et diaclases dans les calcaires et dolomies) servent de guides au réseau hydrographique de surface et aux circulations souterraines de l'eau en particulier dans le cas des écoulements karstiques.

Les sols qui interceptent la pluie et sont au départ des chemins de l'eau sont ensuite décrits, leurs propriétés de transfert étant largement dépendantes de la nature des formations sous-jacentes. Lors d'épisodes pluvieux intenses, la compétition entre les transferts en surface (ruissellement) et l'infiltration est arbitrée par un ensemble de facteurs internes comme la perméabilité des horizons du sol ou externes comme la nature et densité du couvert végétal, souvent sous influence anthropique.

On mentionnera enfin le rôle essentiel que jouent les reliefs et les morphologies spécifiques des marnes et des formations carbonatées de l'espace d'étude dans le partage de l'eau entre ruissellement et infiltration. La présence de réseaux endokarstiques dans les calcaires du Muschelkalk et de façon plus discrète dans la Dolomie de Beaumont est attestée par ses manifestations de surface (dolines, résurgences). Leur répartition dans l'espace d'étude, les modalités de leur alimentation en eau seront étudiées dans la suite de ce travail.

Le dernier chapitre est consacré à l'implantation du réseau hydrographique.

On y montrera comment s'ajustent, à différentes échelles, l'organisation du réseau hydrographique et les cadres morpho structuraux et tectoniques. Le caractère évolutif de cette organisation est illustré par la reconstitution des tracés anciens de la Moselle, contemporains de la formation des terrasses alluviales. Par surimposition, la Moselle s'est ensuite incisée dans une forme anticlinale constituée par les calcaires du Muschelkalk. L'érosion qui a accompagné l'abaissement du niveau de base des écoulements consécutif à cette l'incision a provoqué des réadaptations de tracés, des modifications de bassins versants pour quelques affluents de la Moselle.

Dans leurs configurations actuelles, les directions d'écoulement du réseau hydrographique sont souvent marquées par le contexte tectonique local, guidées par la surface d'érosion tertiaire, les directions de fracturations d'un système de failles ou d'un champ de diaclases. Les lithologies qui forment le substratum interviennent de façon sélective. Les calcaires fixent les tracés des cours d'eau qui s'ajustent plus ou moins sur les directions de fracturations suivant le degré de contrainte exercée par l'abaissement du niveau de base des écoulements. Les tracés dans les marnes sont plus aléatoires en raison de l'instabilité mécanique des formations, mais ils conservent parfois la mémoire du réseau de fracturation des niveaux carbonatés décapés par l'érosion. Dans certaines configurations particulières, des critères géomorphologiques se substituent aux éléments tectoniques précédents et déterminent les directions d'écoulements de certaines parties des cours d'eau.

1 - Contexte géologique du trias

L'un des critères essentiel qui va permettre la sélection d'un espace d'étude est d'ordre lithologique. Préalablement au travail de terrain qui fournira à une description détaillée des faciès du domaine retenu, une réflexion sur le contexte de sédimentation au Trias s'impose. En effet, la connaissance des milieux de sédimentation et des conditions de dépôts fournit un double éclairage.

- D'une part, l'organisation dans l'espace actuel des formations principales et des variations de faciès est héritée du contexte paléogéographique du Trias qui, en Lorraine, est marqué par l'existence d'un couloir par où la mer triasique avance vers le Bassin Parisien

- D'autre part, la chronologie et les processus des dépôts prennent en compte le facteur temps géologique et deviennent un outil de compréhension de la logique des successions lithologiques.

Après avoir rappelé les traits principaux du contexte paléogéographique du Trias et les conditions de sédimentations propres aux séquences évaporitiques, nous montrerons comment les lithologies du Trias Lorrain sont organisées dans l'espace en accord avec le contexte général de sédimentation.

1 - 1 Le contexte paléogéographique du Trias

La succession des lithologies du Trias en Europe est à mettre en relation avec les oscillations transgressives et régressives d'une mer dite germanique, centrée sur l'Europe centrale et septentrionale (Fig. 1). Cette mer germanique n'a pas, en France, de communications connues avec une mer triasique alpine. Malgré la présence de formations évaporitiques dans les domaines alpins et germaniques, les environnements sédimentaires sont spécifiques et les successions lithologiques peuvent être très différentes.

Pendant la majeure partie du Trias, la mer germanique ne constitue souvent qu'une vaste étendue d'eau peu profonde, souvent lagunaire où l'évaporation n'est pas totalement compensée par les apports d'eaux marines ou continentales. Elle forme ainsi un environnement sur salé, impropre au développement d'une activité biologique. Ses relations avec le milieu marin franc sont réduites. Les épisodes à tendance marine correspondent aux dépôts de la base du Muschelkalk Inférieur (Grès coquillier, Marnes à Myacites) qui évoluent rapidement vers des dépôts dolomitiques indiquant l'existence de milieux plus confinés. Le Muschelkalk Supérieur correspond au seul épisode franchement marin, avec des dépôts carbonatés comportant une faune marine abondante, à Entroques, Cératites et Térébratules mais où s'intercalent toutefois les niveaux marneux plus détritiques, fréquents dans les calcaires à Entroques. Même dans ce contexte marin franc du Muschelkalk Supérieur, les apports continentaux restent perceptibles et soulignent la proximité des terres émergées.

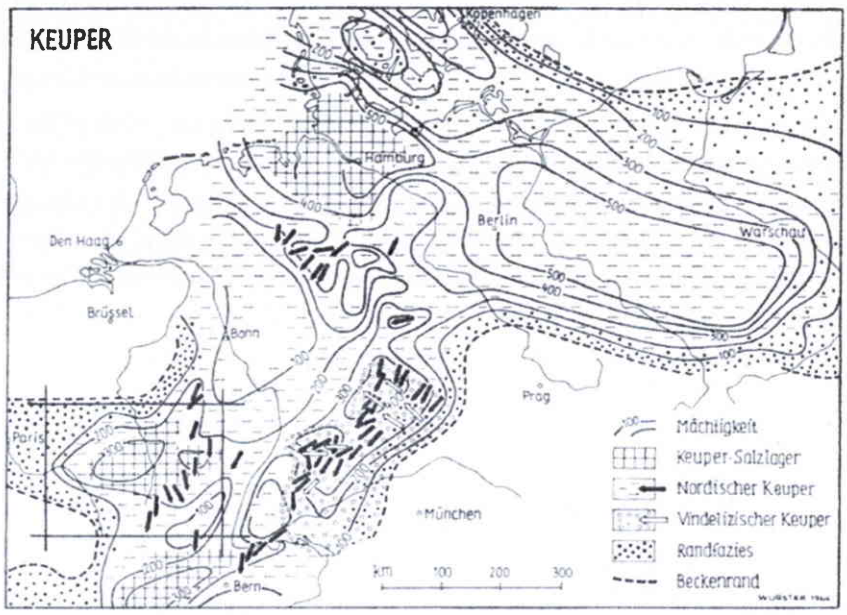


Fig. 1 : Extension de la mer du Trias germanique au Keuper
D'après Wurmser, 1964, fig. 54, document cité par Cl. Marchal 1983
In Sciences de la Terre, mémoire n° 44, sept 1983

Le Trias lorrain s'inscrit dans ce contexte paléogéographique. Le bassin triasique de Lorraine - Champagne (de même que le bassin salifère du Jura Bresse) ne représente qu'une apophyse régionale et limitée de la bordure occidentale du bassin germanique. Il résulte de la progression continue de la mer germanique centrée sur l'Allemagne et les Pays Bas vers les zones de subsidence maximale qui correspondent au Bassin Parisien ainsi qu'au Bassin de Bresse.

En Lorraine, la pénétration du flux marin emprunte un chenal dont l'orientation est environ N 75°. Il sera matérialisé ultérieurement par l'existence des dépôts salifères de la Vallée de la Seille et de la région de Nancy –Varangéville (voir Fig. 3 et carte1).

1 - 2 Conditions de sédimentation des séquences évaporitiques

Les lithologies formées lors d'une séquence évaporitique résultent de deux processus sédimentaires en milieu évaporatoire : précipitation chimique d'éléments dissous dans les eaux (souvent marines et parfois lacustres) et dépôt simultané d'une charge détritique apportée par les eaux continentales.

1. 2. 1 Ordre de précipitation des éléments dissous (séquence chimique)

L'évaporation intense des eaux marines et des saumures en milieu confiné ou insuffisamment réalimenté par des apports extérieurs (eaux douces et marines) entraîne une évolution des concentrations qui, à partir de certains seuils, provoque la précipitation des éléments dissous dans les eaux marines.
Les études théoriques, les observations sur les bassins d'évaporation actuels (Camargue, Kara Gaz, Mer Morte), les répartitions spatiales des sédimentations passées confirment l'ordre des

dépôts en relation avec la concentration des saumures (Vatan 1967, Geissler Cussey, 1976 et 1987, Sloss 1969, Busson 1989).

- Le carbonate de calcium précipite en premier.
- L'évolution de la concentration se traduit par un enrichissement progressif des saumures en ions Mg^{++} qui occupent en partie les sites des ions Ca^{++} lors de la précipitation des carbonates. Les calcaires passent progressivement à des calcaires de plus en plus dolomitiques.

  La précipitation de la dolomie $2CO_2$ (CaO, MgO) termine la phase de précipitation des carbonates.

- L'étape suivante, qui recouvre en partie le domaine de précipitation des carbonates et de la dolomie correspond à la précipitation des sulfates de calcium : gypse ou anhydrite (SO_4Ca, 2H2O ou SO_4Ca). Il est donc fréquent de trouver des dolomies contenant gypse ou anhydrite.

- La séquence des dépôts se poursuit par la précipitation de la halite Na Cl.

- En final précipitent divers sels essentiellement KCl (Sylvite), ainsi que sulfates et chlorures de Mg (polyhalites).

Le tableau 1 ci-dessous indique la succession des domaines de précipitations dissous lors d'une séquence évaporitique complète. Leur recouvrement partiel explique la présence simultanée et habituelle de cristaux de gypse ou anhydrite dans les dolomies.

Précipités	Concentration croissante dans les saumures	Assèchement
Eaux marines	----------	de la lagune
CO_3Ca	>>>>>>>>>>>>>>	
Dolomie	>>>>>>>>>>>>>>>>	
Gypse ou anhydrite	>>>>>>>>>>>>	
Halite (Na Cl)	>>>>>>>>>>>	
Sylvite et Polyhalites: KCl, SO_4Mg, $Mg\ Cl_2$, Bromures....	>>>>>>I	

Tableau n°1 : Domaines de précipitation (>>>>) des éléments dissous lors d'une séquence évaporitique complète jusqu'à assèchement du milieu lagunaire. La durée des séquences évaporitiques est variable en fonction des apports d'eaux marines ou continentales à la lagune.

Pour différentes raisons, cette suite peut être incomplète. Un apport d'eaux douces continentales ou d'eaux marines aux saumures, peut entraîner une redissolution des dépôts les plus solubles.

Pour ces raisons, le bassin salifère lorrain est essentiellement halitique (Na Cl), alors que le bassin potassique alsacien, polyhalitique avec prédominance de KCl, a conservé les éléments ultimes de la séquence de précipitation.

1. 2. 2 Rôle des apports détritiques dans l'organisation spatiale des lithologies.

Transporté par les eaux continentales, le matériel détritique se dépose dans le bassin d'évaporation et accompagne la précipitation des éléments dissous lors de la concentration des eaux.

Il permet ainsi la formation de lithologies variées, marneuses et argileuses accompagnant les phases précipitées de la séquence évaporitique. On obtient ainsi un continuum allant des sables aux argilites, aux marnes sensu stricto, aux marnes dolomitiques et aux marnes anhydritiques.

Les apports épisodiques d'eau continentale, véhiculant la charge détritique, diminuent la concentration des saumures lagunaires et interdisent la précipitation des termes finaux de la séquence évaporitique. Les dépôts de sel et de polyhalites, correspondant aux périodes de concentration des saumures, épisodes pendant lesquels les prélèvements évaporatoires sont supérieurs aux apports d'eaux marines et continentales, sont donc peu chargés en éléments détritiques argileux. Ils forment des niveaux massifs et épais lorsque des apports continus d'eaux marines compensent l'évaporation et maintiennent la concentration des eaux dans les limites de précipitations.

On peut ainsi établir des liens entre les lithologies et l'environnement des milieux de dépôts, illustrés par le schéma de la Fig. 2 ci-dessous et synthétisés dans le tableau 2.

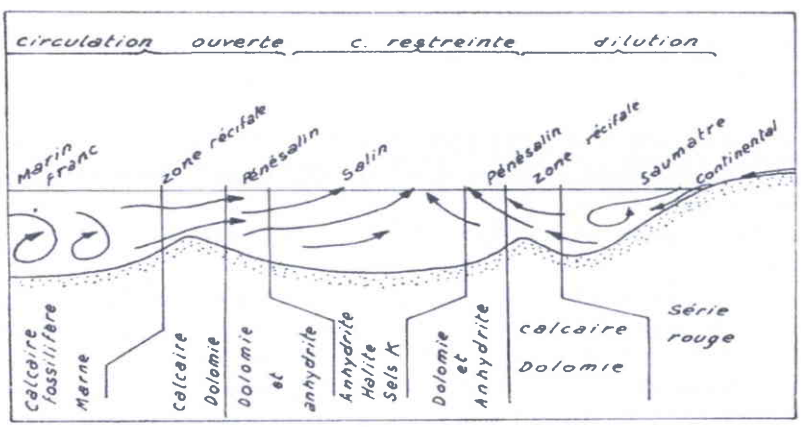


Fig. 2 : Schéma montrant les relations entre les environnements des dépôts et les lithologies d'une séquence évaporitique. L'évaporation ou un épisode régressif entraînent la fermeture du bassin évaporitique où se concentrent les dépôts de gypse et les dépôts salifères terminaux .Les flèches indiquent les circulations des eaux marines et continentales qui alimentent le bassin. (Extrait du Manuel de sédimentologie de A. VATAN).

Dans un milieu saumâtre et quasi deltaïque en bordure du continent va se déposer du matériel détritique grossier dans les chenaux fluviatiles, accompagné d'argiles chargées en matériel organique (cas des formations de Grés à Roseaux).

Les séries argileuses rouges (ex Marnes de Chanville) se déposent à proximité du continent dans un milieu encore oxydant. L'anhydrite et les halites sont peu présentes dans ces formations à dominante continentale.

La charge détritique diminuant vers le centre du bassin, le caractère évaporitique de la sédimentation s'affirme et les marnes s'enrichissent en dolomie et en gypse. Le sel et les polyhalites marqueront la position des derniers bassins évaporatoires.

En s'éloignant de l'axe du bassin et vers le milieu marin ouvert, la sédimentation privilégie le pôle chimique au dépens du pôle détritique. Les dépôts de gypse, de dolomies, de calcaires dolomitiques sont de moins en moins marneux. Les calcaires fossilifères ou récifaux sont des lithologies marines, extérieures au bassin évaporitique.

Type de sédimentation	*milieu de sédimentation*	*Nature de la sédimentation*	*Charge détritique*	*lithologies correspondantes*
Sédimentation marine pure	*Milieu marin ouvert, hors bassin évaporitique*	*Chimique carbonatée ou bio détritique*	*Nulle ou négligeable*	*Calcaires fossilifères Calcaires récifaux*
Sédimentation évaporitique à tendance marine	Milieu semi ouvert Bordure externe du Bassin évaporitique	Chimique, pôle détritique subordonné	Faible en bordure externe	Calcaires, Calcaires dolomitiques passant à dolomie et dolomies à anhydrite.
Sédimentation évaporitique lagunaire	Milieu confiné du bassin en fin d'évaporation	Pôle chimique seul	Nulle car milieu confiné	Dépôts de sel et polyhalites
Sédimentation détritique à caractère évaporitique	Milieu semi ouvert, bordure interne du bassin évaporitique	Chimique et détritique associés	appréciable. et croissante vers le continent	Marnes dolomitiques passant à marnes à gypse ou anhydrite
Sédimentation détritique à tendance continentale	Milieu ouvert sur le continent	Détritique, pôle chimique accessoire	Abondante, plus grossière à proximité du continent	Marnes bariolées Séries argileuses rouges si milieu oxydant
Sédimentation continentale	Milieux deltaïques et fluviatiles	Pôle détritique grossier	La seule représentée	Séries gréseuses et séries argileuses noires (matière organique) = dépôts de chenaux. Microconglomérats

Tableau n°2 : Suites lithologiques observables lors d'une séquence évaporitique avec apport de matériel détritique. La disposition spatiale des lithologies résulte de la proximité du continent et de la résorption progressive du bassin évaporatoire qui contrôle la sédimentation chimique. Ce tableau illustre la figure n°2.

1 - 3 Le Trias Moyen et Supérieur en Lorraine

En Lorraine, les couches géologiques dessinent des auréoles concentriques dont la régularité est parfois altérée par des ondulations qui affectent les niveaux sédimentaires. Le pendage de 1 à 3 degrés de direction moyenne vers l'ouest, conséquence de la subsidence du Bassin Parisien, et l'alternance de calcaires et de marnes a fait de la Lorraine le pays par excellence des cuestas où se répète à plusieurs reprises la succession de côtes, plateaux de revers, plaines déprimées et buttes témoins en avant côtes. On trouve successivement : la côte de Lorraine formée par les calcaires du Muschelkalk, la dépression des formations du Keuper (Pays des Etangs et Saulnois), la côte de l'Infralias (Vermois, Xaintois) et la dépression

liasique (Toarcien et Pliensbachien), la côte bajocienne ou côte de Moselle suivie de la dépression callovienne, la côte oxfordienne ou côte de Meuse (Carte n°1).

Dans ce contexte géomorphologique régional, les lithologies du Trias Moyen et Supérieur forment un vaste espace où, à l'exception des calcaires marins du Muschelkalk, dominent les diverses formations de séquences évaporitiques successives. Accompagnées de dépôts de sel et de gypse, elles présentent en Lorraine une disposition particulière en raison de l'existence du chenal par lequel la mer triasique a envahi le Bassin Parisien lors de sa transgression (Marchal 1985-a).

Pour limiter la superficie de notre espace d'étude et pouvoir y étudier le fonctionnement hydrologique spécifique des calcaires et des marnes, il est utile de rappeler la disposition spatiale des formations évaporitiques et de leurs niveaux de sel et de gypse.

1. 3. 1 Disposition des formations évaporitiques du chenal Lorrain

La série stratigraphique du Trias lorrain est présentée au tableau 3. La succession des principaux lithofaciès indique une pénétration progressive de la mer triasique en Lorraine accompagnée d'oscillations régressives fréquentes qui modulent la nature des sédiments déposés.

De même, des variations locales apparaissent à l'intérieur d'un même niveau stratigraphique traduisant l'organisation dans l'espace des milieux de sédimentation. Elles seront évoquées dans un chapitre ultérieur décrivant en détail les lithofaciès observés à l'intérieur du domaine d'étude. A l'épisode continental franc correspondant aux dépôts des Grés Vosgien et du conglomérat Principal succède l'épisode deltaïque des grés à Voltzia dans lesquels les corps sableux comportent encore des reliques de végétation continentale.

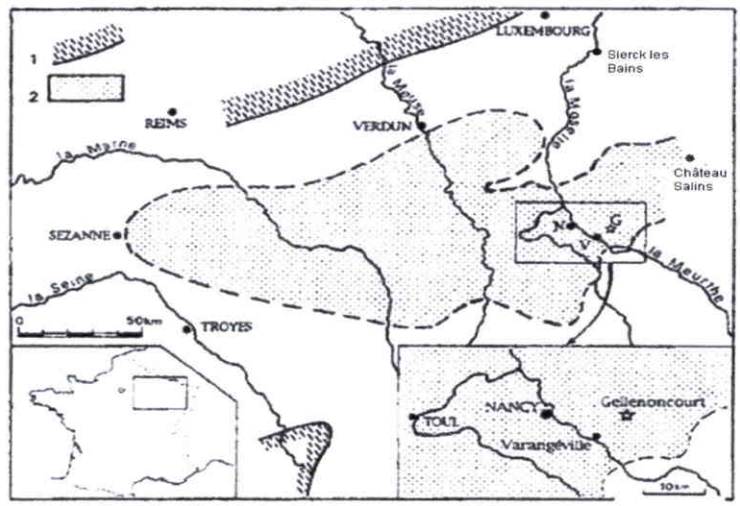


Fig.3. Extension du Bassin salifère keupérien. 1. Limite du bassin évaporitique. 2. Limite du bassin salifére. D'après J. Hilly, Cl Marchal et A. Buffet. C.R .Acad. Sci.Paris 1998 326,427-432

Dès le **Muschelkalk Inférieur**, la mer triasique envahit la Lorraine. L'épisode marin du Grés coquillier est suivi par le développement d'une phase régressive qui s'accompagne de dépôts marneux et dolomitiques proximaux du Muschelkalk Inférieur. La régression se poursuit au Muschelkalk Moyen par l'apparition d'une séquence évaporitique avec les dépôts de gypse

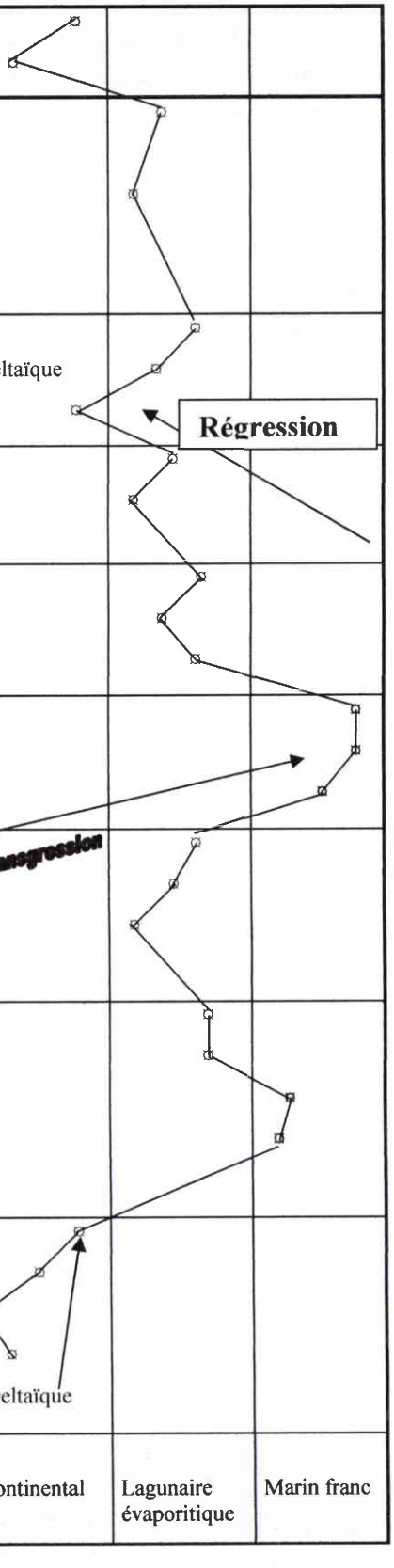
RHETIEN (LIAS) (t_{10} ou I_1)	Marnes de Levallois Grès Rhétiens			
KEUPER SUPERIEUR (t_9)	Marnes Irisées supérieures + dolomie argileuse +**Anhydrite** (35-40 mètres) Marnes rouges de Chanville (20 mètres) Toit d'**anhydrite** éventuel			
KEUPER MOYEN (t_{8a}, t_{8b}, t_{8c})	Dolomie de Beaumont (6 à 8 mètres) Marnes moyennes (2 mètres) Grès à Roseaux (5 à 30 mètres)	Deltaïque		
KEUPER INFERIEUR (t_7)	Marnes Irisées Inférieures (80 – 150 mètres) Avec **Gypse et Faisceaux salifères**			
LETTENKOHLE (t_6)	Dolomie Supérieure (2 mètres) Argiles Bariolées + bancs dolomie (15 mètres) Calcaire + Dolomie Inférieure (5 mètres)			
MUSCHELKALK SUPERIEUR (t_5)	Calcaire à Térébratules (6 mètres) Calcaire à Cératites (Joints Marneux) (50 mètres) Calcaires à Entroques (6 à 8 mètres)			
MUSCHELKALK MOYEN (t_{4a}, t_{4b}, t_{4c})	Couches blanches (Dolomie) (10 mètres) Couches Grises (Dol + Cargneules) (80 mètres) Couches Rouges (**Gypse+ Sel**) (25 mètres)			
MUCHELKALK INFERIEUR (t_{2a}, t_{2b}, t_3)	Dolomie à Myophora (5 mètres) Wellenkalk et Wellenmergel (15 mètres) Marnes à Myacites (30 mètres) Grès coquillier (20 à 30 mètres)			
BUNTSANDSTEIN (t_{1b}, t_{1c})	Grès à Voltzia (20 mètres) Couches Intermédiaires (40 mètres) Conglomérat supérieur (25 mètres) Grès vosgien (200 à 400 mètres)	Deltaïque		
	Milieu de Sédimentation	Continental	Lagunaire évaporitique	Marin franc

Tableau 3 : Lithostratigraphie du Trias Lorrain et environnements des dépôts sédimentaires.

et de halite des Couches Grises qui ont été exploités dans les sites de Dieuze et de Sarralbe. Plus modestes que les gisements du Keuper Inférieur qui les suivront, ils indiquent la formation d'un environnement lagunaire et soulignent déjà le chenal par lequel la mer triasique envahira au Keuper l'est du Bassin Parisien subsident (Fig. 3).

Un épisode transgressif envahit la Lorraine au **Muschelkalk Supérieur**. Il correspond au dépôt des calcaires à Entroques et à Cératites largement représentés en Lorraine. Par suite d'une diminution de la bathymétrie entraînant une concentration progressive des eaux en ions Mg^{++}, ces calcaires subissent une phase de dolomitisation sur les bordures sud et nord du chenal lorrain (dolomie de Sierck les Bains , dolomie de Vittel et dolomies du seuil Vosges –Morvan) par remplacement de l'ion Ca^{++} des calcaires par l'ion Mg^{++} transporté par les saumures.

La Lettenkohle apparaît comme une période transitoire entre la phase marine précédente et le Keuper évaporitique. L'existence au sein des argilites de pseudomorphoses de cubes de sel, de végétaux flottés,des niveaux dolomitiques (dolomie supérieure et dolomie de base) indique un milieu de sédimentation à tendance lagunaire et proche du continent.

Une importante série évaporitique se dépose pendant tout le **Keuper** sur l'ensemble de la Lorraine qui constitue la voie de pénétration de la mer vers le Bassin Parisien (Fig. 3).

La zone axiale de ce couloir est déprimée et forme au Keuper Inférieur une vaste zone lagunaire orientée suivant une direction N 75.

Les dépôts salins vont s'y accumuler sous forme de faisceaux salifères successifs séparés par des niveaux d'argilites, caractérisant une sédimentation rythmée par des périodes d'assèchement et d'arrivées d'eaux marines dans la lagune. La pénétration de la mer vers l'ouest est progressive puisque les dépôts de sel sont précoces en Lorraine dans la région de Nancy, Varangéville et Château Salins et plus tardifs en Champagne (Marchal 1983).

Sur les bordures Nord et Sud du chenal lagunaire en voie d'assèchement, se déposent les argiles à anhydrite. Les dépôts ne sont pas synchrones. En bordure sud, des dépôts de gypse en amas ou diffus sont disséminés dans les marnes du Keuper Inférieur. Des carrières à proximité de Vittel, Contrexéville, Remoncourt et celles de la côte Virine ont jadis permis une exploitation artisanale. Seul le site de Mangonville dans la vallée de la Moselle a fait l'objet d'une exploitation industrielle. Il est actuellement abandonné. En bordure nord du chenal des niveaux de gypse massifs se sont déposés au Keuper Supérieur et les gisements sont encore en exploitation dans la région de Thionville.

La phase régressive du Keuper Inférieur se termine par l'épisode de dépôts deltaïques regroupés sous l'appellation de Grès à Roseaux. Ces dépôts qui concernent l'ensemble de la Lorraine, comportent des sables, des grès plus ou moins consolidés et des argilites noires sapropéliques.

Ils sont suivis d'épisodes sédimentaires rythmés par les oscillations marines qui donnent des formations évaporitiques allant du pôle carbonaté (Dolomie de Beaumont) au dépôts des **Marnes Irisées Supérieures** où le détritique l'emporte sur le pôle chimique. Le faciès des Marnes de Chanville, base des Marnes Supérieures, est observable sur la totalité de la Lorraine.

Le Trias se termine par le retrait de la mer qui laisse place aux dépôts continentaux du **Rhétien**, constitués par des grès accompagnés localement par un microconglomérat.

1. 3. 2 Particularités de fonctionnement hydrologique des zones à sel

Au Sud Est de Nancy le bassin évaporitique lorrain présente une configuration particulière: On y note une diminution rapide d'épaisseur des dépôts halitiques puis leur disparition, compensée par l'augmentation de puissance des marnes supra-halitiques. La limite des faisceaux est marquée par les localités d' Haroué, Lunéville, Parroy.

Cl. Marchal (1985-b) explique la disparition des niveaux de sel par des phases de dissolutions anciennes, synchrones des dépôts des argiles supra-halitiques et des Grès à Roseaux. La limite sud actuelle du bassin salifère ne correspond donc pas exactement avec la limite géographique sud du bassin évaporitique au Trias.

Il attribue les émergences salées, fréquentes dans les vallées de la Seille et du Sânon à une dissolution actuelle des faisceaux halitiques en bordure du gisement. Avec un pendage général des couches orienté vers l'Ouest, le jeu des ondulations anticlinales et synclinales lorraines, suivant des axes de direction N 75° remonte par endroits le toit du sel à proximité de la surface réduisant fortement l'épaisseur des argiles supra-halitiques. Cl. Marchal admet implicitement la possibilité d'une infiltration des eaux de pluies dans les marnes, sous réserve que leur épaisseur ne dépasse pas une cinquantaine de mètres, permettant ainsi la formation d'une nappe saturée en sel, reposant sur les couches de sel massives et imperméables ; la saturation des eaux de la nappe bloque la dissolution des niveaux salifères.

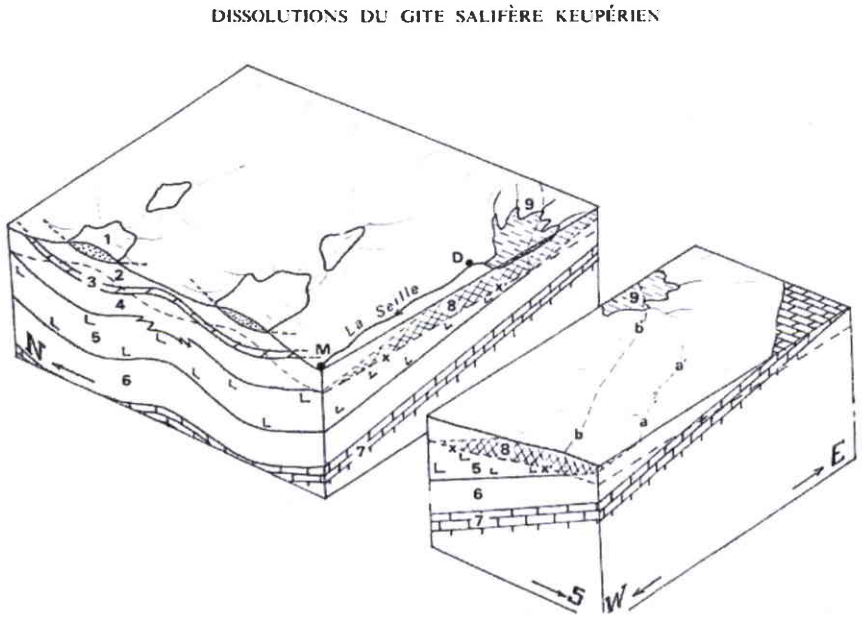


Fig. 4 : Situation de la vallée de la Seille entre Dieuze et Marsal par rapport au gîte salifère
1 : grès rhétien ; 2 : Marnes irisées Supérieures ; 3 :Dolomie de Beaumont ; 4 : Marnes Inférieures supra-halitiques ; 5 : ensemble des faisceaux halitiques ; 6 : Marnes Inférieures infrahalitiques ; 7 : Lettenkohle et Muschelkalk ; 8 : Zone de dissolution et front de dissolution actif ; 9 : Région des étangs ; a – a' : Limite virtuelle d'extension du sel avant dissolution ; b – b' Limite d'extension actuelle du sel ; D : Dieuze ; M : Marsal (Croquis de Cl. MARCHAL dans Bull. Soc. Géol. Fr., 1985, n°6)

La Fig. 4 indique les positions relatives des divers niveaux stratigraphiques et de la nappe salée ; celle-ci ne peut s'écouler vers l'ouest suivant la direction du pendage car empêchée par une forte épaisseur des marnes ; ses variations de niveau sont à l'origine des venues salées dans les points bas de la topographie à hauteur du front de dissolution ;

c'est l'origine des mares salées naturelles de Marsal dans la vallée de la Seille, proches de la zone de biseautage du toit salifère sous faible recouvrement argileux.

La configuration proposée impliquant une infiltration gravitaire des précipitations dans les marnes supra-halitiques, nous conduit à leur reconnaître une certaine perméabilité, propriété qui sera à nouveau confirmée par certains traits du fonctionnement hydrologique des Marnes Supérieures et Inférieures du Keuper.

Maintenant abandonnée, l'exploitation de Tonnoy en vallée de Moselle fut la plus méridionale du Bassin salifère (Feuille IGN Flavigny). Au sud de la ligne de biseautage des faisceaux salifères, le sel n'est plus rencontré qu'en lentilles isolées d'importance secondaire disséminées dans les formations du Keuper Inférieur.

2 - Délimitation et traits généraux du domaine d'étude

Le critère principal du choix est d'ordre lithologique et les indications du chapitre précédent vont permettre de délimiter l'espace de l'étude.

Dans cet espace, il faut retrouver les lithologies dominantes ainsi que leurs variations locales de faciès, en particulier celles du Keuper qui pourraient induire des comportements hydrologiques spécifiques.

- Les niveaux calcaires du Muschelkalk forment un lithofaciès assez homogène sur l'ensemble de la Lorraine, exception faite des dolomitisations secondaires en partie nord (région de Sierck) et extrême sud de la Lorraine qui peuvent donner des signatures géochimiques particulières aux eaux souterraines (présence accrue de l'ion Mg^{++}).

- Les différences spatiales des lithologies du Keuper sont plus affirmées. Les dépôts évaporitiques massifs de sel et de gypse sont fréquents en Lorraine ; intercalés dans les marnes, ils créent des niveaux imperméables et solubles, modifiant le fonctionnement hydrologique des lithologies principales et donnant aux eaux souterraines une signature géochimique plus complexe à interpréter par suite de la présence d'une plus grande diversité d'ions.

On est ainsi conduit à éliminer d'emblée l'ensemble du bassin salifère

On éliminera également le nord de la Lorraine (région de Metz - Thionville) où les formations dominantes du Keuper présentent des particularités susceptibles de modifier leur comportement hydrologique :

La Dolomie de Beaumont est peu épaisse, parfois absente, remplacée par un épaississement notable de la formation des Grès à Roseaux.

Les niveaux gypseux et anhydritiques de la base du Keuper Supérieur sont épais et continus et constituent, comme les faisceaux salifères, des planchers imperméables favorables à l'installation de nappes locales.

En revanche, en Lorraine du sud, les marnes du Keuper Supérieur contiennent peu de gypse capable de modifier leur fonctionnement. La Dolomie de Beaumont forme un niveau repère d'épaisseur constante. Les passages gypseux sont disséminés dans les Marnes du Keuper Inférieur sous forme de filonnets ou d'amas diffus (Photo1).

La répartition du gypse entre nord et sud est un second argument essentiel qui nous amène à choisir un domaine d'étude en Lorraine du sud (cartes 1 et 2).

Hors les cours d'eau principaux, Moselle Meurthe Mortagne et Madon, on y trouve un réseau hydrographique assez dense, drainant des bassins versants de taille modeste (30 à 100 km2), équipés de stations hydrométriques.

Les données climatiques (précipitations et températures) y sont très proches et, parmi les facteurs du milieu, les lithologies sont le point essentiel par lequel différent les bassins versants.

On est ainsi placé dans des conditions favorables pour saisir le fonctionnement hydrologique propre à chaque formation géologique, ainsi que les interactions qui résultent de la superposition des différentes lithologies. La vocation agricole du sud de la Lorraine a permis de préserver suffisamment les caractéristiques naturelles du milieu et le fonctionnement hydrologique des cours d'eau et des nappes ; le réseau hydrographique de surface est peu perturbé par les interventions anthropiques

Replacé dans un cadre géographique de toute la Lorraine, l'espace d'étude montre des similitudes et des traits particuliers.

Les conditions climatiques (pluies, températures et évapotranspiration) sont très voisines ; les bassins versants proches du massif Vosgien reçoivent toutefois un léger surcroît de précipitations.

La tectonique s'inscrit dans le cadre général de la Lorraine. Dans le cadre régional, les séries sédimentaires forment une structure monoclinale dont le pendage, de direction W- NW, est orienté vers le centre du Bassin Parisien, modelée par des déformations souples donnant une succession d'ondulations que l'on retrouve sur l'espace d'étude. La tectonique cassante majeure est représentée par la faille majeure de Vittel.

Seuls les reliefs de l'espace d'étude sont quelque peu différents ; le relief de côtes qui caractérise la Lorraine y reste peu marqué. La cuesta bajocienne située hors du domaine n'est bordée par la Moselle qu'à partir de Pont-Saint-Vincent au sud de Nancy. Les niveaux calcaires du Muchelkalk, sans prendre l'allure d'une véritable cuesta, forment de molles ondulations qui marquent les points hauts de la topographie ; seule la côte de l'Infralias est bien marquée en rive gauche de la Moselle, formée par une succession de sommets où affleurent la base du Rhétien et le Keuper, relayant la côte de Virine, point culminant régional (carte1).

Le relief assez mamelonné de l'espace d'étude est drainé par les axes fluviaux principaux de la Moselle et du Madon : ils servent de niveau de base aux écoulements du réseau secondaire formé par leurs affluents. La partie Est de l'espace est drainée par la Mortagne, la Meurthe et le Vezouze (carte 3).

Le réseau hydrographique comporte

- Les affluents de la Moselle:
  L'Euron – confluence à Bayon à l'altitude 243 mètres- et son affluent le Loro.
  Le Durbion – confluence à proximité de Châtel à l'altitude 285 mètres-
  L'Avière, affluent de rive gauche à Nomexy, à l'altitude 283 mètres-

- Les affluents du Madon :
  Le Colon – confluence à l'altitude 252 mètres.
  Le Xouillon
  La Gitte confluence à l'altitude 273 mètres- et son affluent le Robert.
  Le Val d'Arol affluent en rive gauche à Mirecourt à l'altitude 263 mètres.

On y ajoutera

L'Arentèle, affluent de la Mortagne à Rambervillers à l'altitude 295 mètres.
Le Ruisseau des Amis, affluent de la Vezouze à proximité de sa confluence avec la Meurthe à l'altitude 230 mètres.

Les bassins versants montrent des associations lithologiques diverses (carte 4).

- Le Colon, la Rulle son affluent, le Xouillon recoupent l'ensemble des formations du Keuper. Un peu de Rhétien est présent sur les interfluves.

- Le bassin du Robert, affluent de la Gitte, et celui du Val d'Arol à l'ouest de Mirecourt se trouvent dans la même situation stratigraphique que les précédents.

- Le bassin de la Gitte, en amont de la confluence du Robert, recoupe les formations du Muschelkalk Inférieur (Couches Grises), les calcaires et dolomies du Muschelkalk Supérieur et de la Lettenkohle. Il est affecté par le système des fractures satellites de la faille de Vittel.

- Muschelkalk Supérieur, Lettenkohle et Keuper affleurent dans les bassins versants de l'Euron et du Loro.

- Le bassin de l'Aviére est d'une plus grande complexité. Il recoupe les formations du Keuper Inférieur de la Lettenkohle, des calcaires du Muschelkalk et des dépôts alluviaux des terrasses de la Moselle ; le cours d'eau est soumis aux perturbations de débits générées par la retenue de Bouzey,

- Durbion et l'Arentèle ont des bassins amont similaires qui interceptent les grès vosgiens et le Muschelkalk Inférieur. Le Durbion recoupe ensuite tous les niveaux du Muschelkalk et de la Lettenkohle pour rejoindre la Moselle

- Un peu en marge de l'espace d'étude, le bassin du Ruisseau des Amis (affluent de la Vezouze à proximité de Lunéville) se situe en totalité dans les marnes du Keuper Inférieur.

3 - Les caractéristiques physiques de l'espace de la recherche.

Sur la base d'arguments lithologiques, nous venons de délimiter l'espace de notre étude et montrer quelques-unes de ses spécificités par rapport à l'ensemble de la Lorraine. Notre choix est motivé par le souci d'éliminer certains facteurs de complexité d'ordre lithologique pour mieux cerner les processus de fonctionnement du système hydrologique des formations argileuses et calcaires du Trias.

En premier lieu on analysera les entrées de ce système représentées par les apports pluviométriques sur l'espace, corrigées de l'estimation des prélèvements évaporatoires.

Cette analyse confirme que notre espace peut être considéré comme une unité climatique suffisamment homogène. Cette conclusion simplifie la méthode puisque, hors événements exceptionnels, le contraste spatial des précipitations ne pourra être évoqué pour justifier des particularités de fonctionnement dans la chaîne de transfert de l'eau, dans le fonctionnement hydrologique des bassins ou dans le régime des cours d'eau.

On analysera ensuite la chaîne de transfert de l'eau dans laquelle est impliqué l'ensemble des caractéristiques de terrain (tableau 21, page 122).

En suivant le trajet de l'eau efficace, il faudrait d'abord présenter les espaces de transfert superficiels, les premiers rencontrés, que constituent les reliefs, les sols et leur couvert végétal, les formations alluviales et les colluvions, puis poursuivre par la description des diverses formations géologiques qui assurent les transferts profonds.

Les liens forts, dus à la pédogenèse et à la morphogenèse, qui existent entre les espaces superficiels et le milieu profond nous conduisent à inverser la démarche et à présenter d'abord le substratum affleurant, les formations alluviales et colluviales, puis les sols qui constituent les premier niveaux de stockage et de transfert vers les couches profondes et enfin les reliefs sur lesquels peut s'installer le ruissellement.

Les paragraphes suivants sont consacrés à une description détaillée:

- des divers lithofaciès affleurants et à leurs traits structuraux ; ceci pour mettre en évidence les spécificités des formations de l'espace d'étude, notamment la répartition du gypse dans les divers niveaux stratigraphiques du Keuper ; les données de la tectonique permettront de comprendre l'implantation actuelle du réseau hydrographique et certaines de ses modifications antérieures.

- des formations superficielles, dépôts alluvionnaires et colluvions qui forment des milieux de transfert assez particuliers ; suivant leur épaisseur, leur continuité dans l'espace et la nature du substratum, les alluvions de la Moselle montreront des comportements hydrologiques différenciés. Les seules colluvions jouant un rôle spécifique dans l'écoulement de l'eau sont celles qui recouvrent les marnes du Keuper.

- de la nature des sols et de leur couvert végétal qui forment le premier niveau de stockage et de transfert des eaux ; c'est à leur surface qu'entrent en compétition le ruissellement et l'infiltration.

- des aspects géomorphologiques : l'incision du réseau hydrographique a développé un relief de dissection dont les pentes sont modulées par la nature du substratum ; aux fortes pentes des marnes du Keuper dues à l'érosion, s'opposent les ondulations des plateaux calcaires du Muschelkalk reproduisant les déformations tectoniques et créant ainsi des conditions d'écoulement de l'eau très différentes. Un karst de contact s'est développé dans les calcaires et dolomies. Les modalités de la karstification avec leurs spécificités, en particulier en présence d'une couverture d'alluvions de la Moselle, sont exposées dans ce chapitre.

3 - 1 Les données climatiques de la zone d'étude

Pour appréhender le fonctionnement hydrologique d'un espace, l'état de ses réserves en eau, la recharge de ses nappes et le régime des cours d'eau, il faut connaître deux données essentielles du cycle de l'eau : les apports d'eau au sol par les précipitations et les soustractions par évapotranspiration .

Ce chapitre est consacré à l'analyse de ces deux facteurs essentiels. Plusieurs postes climatologiques (Bayon, Mirecourt, Charmes) sont implantés sur notre espace ou à proximité (Vittel). Ils mesurent les précipitations quotidiennes et certains fournissent en complément les températures moyennes journalières.

Des stations synoptiques départementales (Epinal-Golbey, Nancy-Tomblaine) mesurent un plus grand nombre de paramètres en temps réel (vent, humidité, rayonnement), et calculent directement l'évapotranspiration potentielle.

Sauf indications contraires, toutes les donnés présentées concernent la période de 1970 à 2003 inclus.

3. 1. 1 Les Précipitations

Comme il fallait s'y attendre, **le contraste spatial des précipitations est peu accusé sur l'ensemble de l'espace d'étude.**

Les divers bassins sont adjacents et leurs altitudes sont proches.

Un faible effet orographique est cependant perceptible. A altitudes semblables, Charmes, Mirecourt et Bayon ont des pluviosités très voisines (moyenne et écart type, P max et P min sur la période 1970 à 2003). La pluviosité à Epinal est un peu plus forte, en raison d'une altitude plus élevée et de la proximité immédiate du massif vosgien (tableau 4).

Station et altitude	Précipitations moyennes en mm/an	Ecart Type mm	Précipitations max et (année)	Précipitations min et (année)	T°C moyenne annuelle
Charmes 300 m	861.5	201.9	1162 mm (1986) 1153 mm (1999) 1147 mm (2001) 114 1mm (1979)	474 mm (1976) 577 mm (1975) 601 mm (2003)	
Epinal 330 m (Golbey)	1011.7	185.9	1402 mm (1970) 1273 mm (1982) 1226 mm (1986) 1207 mm (1999)	506 mm (1976) 519 mm (1971) 600 mm (2003) 657mm (1972)	9.6
Mirecourt 265 m	864	n.s	1122 mm (1999) 1104 mm (1986) 1103 mm (2001) 1100 mm (2002)	506 mm (1976) 519 mm (1971) 600 mm (2003)	9.1
Bayon 288 m	845	174.2	1143 mm (1982) 1121 mm (1999) 1101 mm (2001) 1078 mm (1981)	477mm (1976) 479 mm (1971) 591mm (1975) 621 mm (2003)	
Vittel 335 m	909.9	189.6	1241 mm (1981) 1203 mm (1986) 1145 mm (1977)	519 mm (1991) 578 mm (1971) 592 mm (1976)	8.8
Nancy 212 m (Tomblaine)	772.7	136.4	982.1mm (1986) 952.6mm (1977) 950.5mm (1970) 925.6mm (2000)	536.0mm (1976) 540.7mm (1991) 565.9mm (1971) 568.9mm (2003)	10.1

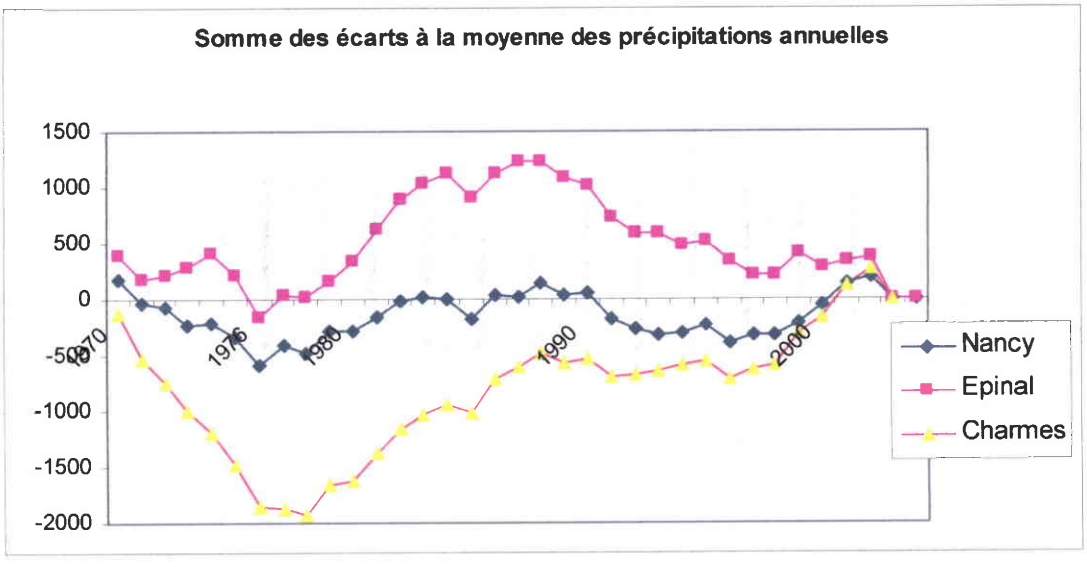
Tableau 4 : Hauteurs de précipitations enregistrées aux stations météorologiques situées sur l'espace d'étude (série chronologique de 1970 à 2003 excepté Vittel où la séquence s'arrête en 1996).

Vittel, à la même altitude qu'Epinal, est une ville moins arrosée et plus froide. La station de Nancy- Tomblaine aussi proche de Charmes que Vittel, reçoit moins de pluies à cause de sa faible altitude.
Sur la carte de spatialisation des pluies annuelles de la période de référence 1971 – 1990, (CEGUM, AERM 1997), on a reporté la position de l'espace d'étude (carte 5).

- Les contrastes annuels

Les moyennes annuelles montrent une forte variabilité des précipitations ; les années les plus humides de la série 1970 -2003 ont deux fois plus de précipitations que les années sèches (ex 506 mm à Mirecourt en 1976 et 1122 mm en 1999).

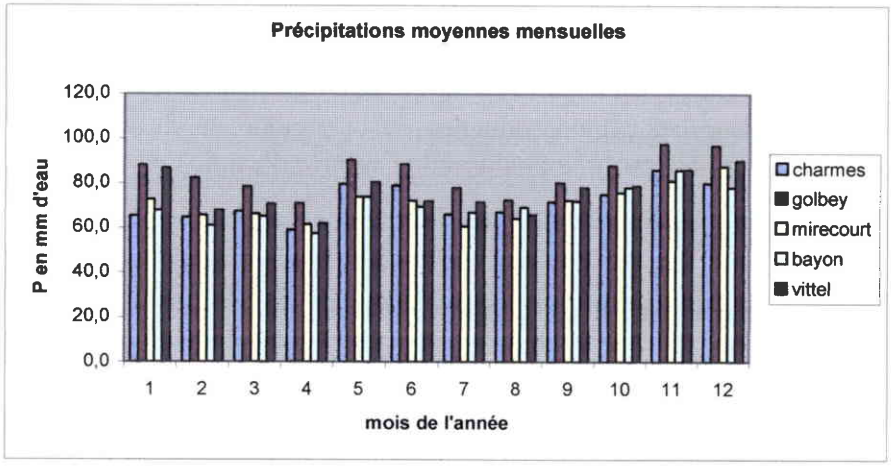
Au-delà de cette variabilité absolue on met en évidence, dans la série chronologique, une succession de périodes sèches et humides comme l'indique le graphique 1 ; il représente la somme des écarts à la moyenne des précipitations annuelles aux stations météorologiques de Nancy, Epinal et Charmes.

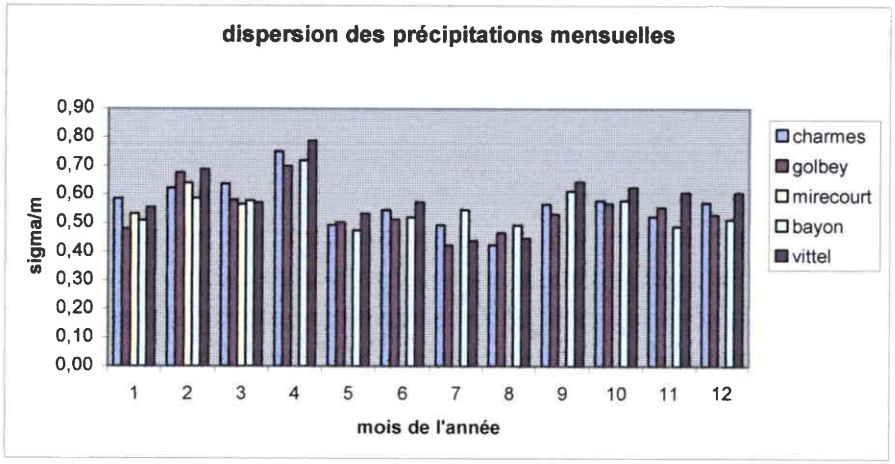


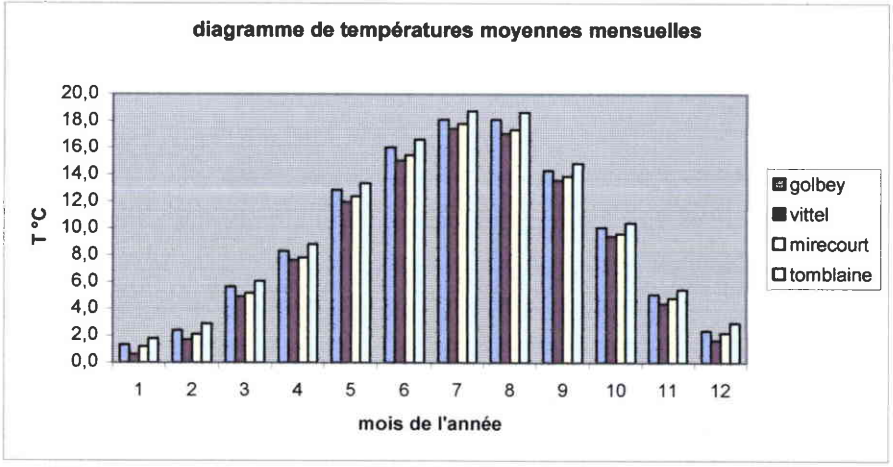
Graphique 1 : La somme des écarts à la moyenne des précipitations annuelles aux trois stations de la vallée de la Moselle montrent la succession de périodes "sèches et humides" ainsi qu'une forte régionalisation lors des années climatiques exceptionnelles.

L'analyse de ce graphique montre que la période peu pluvieuse qui prend fin en 1978 est suivie par une période humide d'une dizaine d'années se terminant en 1988 ; une autre période plus sèche s'étend jusqu'en 1998, année à partir de laquelle la pluviométrie s'accroît pour aboutir à l'année "sèche" 2003.

Mais au-delà des variations chronologiques, ce graphique illustre une spécificité de l'espace d'étude : à l'approche du massif vosgien, lors des années climatiques exceptionnelles, les précipitations montrent des contrastes locaux exacerbés par rapport à d'autres régions du plateau lorrain ; en témoigne la comparaison entre les stations d'Epinal, Charmes et Nancy, toutes trois situées dans la vallée de la Moselle et peu éloignées l'une de l'autre.







Tableaux 5 : Les précipitations moyennes mensuelles et leur dispersion aux différentes stations météorologiques (séquence chronologique de 1970 à 2003). Les températures moyennes mensuelles (1970 à 2003 pour Tomblaine et Golbey, 1970 à 1995 à Vittel et Mirecourt

- Les contrastes mensuels à chaque station sont peu accusés.

Les précipitations mensuelles, en moyenne voisines de 70 mm/ mois, sont assez bien réparties en cours d'année. Le tableau 5 indique toutefois une recrudescence des pluies aux mois de mai et juin. Les pluies mensuelles les plus fortes sont enregistrées à la station d'Epinal.

Mais les précipitations relatives à chaque mois de l'année sont très dispersées, l'écart type atteignant 50 à 70 % des valeurs moyennes obtenues sur la série chronologique complète.

3. 1. 2 L'évapotranspiration

Les stations météorologiques de Nancy- Tomblaine et d'Epinal-Dogneville effectuent, au pas décadaire, le calcul de la demande climatique (Etp) suivant la formule de Pennmann-Monteith.

Mais plus que l'Etp, c'est l'Etr qu'il importe de connaître pour estimer la part de précipitations disponible pour reconstituer, si besoin est, la réserve hydrique des sols (Ru) et alimenter la réserve hydrologique (Rh) qui pourvoit aux écoulements immédiats ou différés des cours d'eau.

Les valeurs mensuelles de l'Etr ont été calculées suivant la méthode habituelle :

Etr = Etp s'il y a suffisamment d'eau disponible venant des pluies (P > Etp) ou si la réserve hydrique suffit à combler le déficit de pluies par rapport à la demande climatique (P-Etp <0).

La loi de variation de la Ru retenue est la relation simplifiée

Ru du mois n+1 = Ru du mois n + (P-Etp)

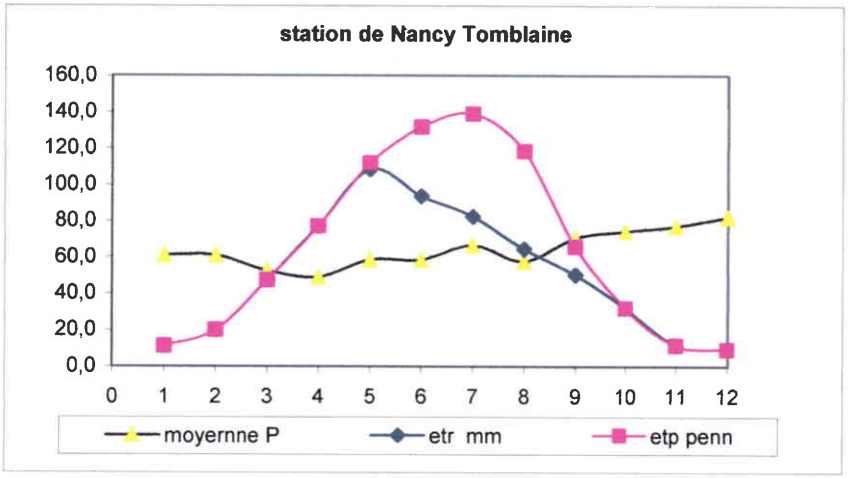
Lorsque la réserve des sols est épuisée, l'Etr est limitée aux précipitations.

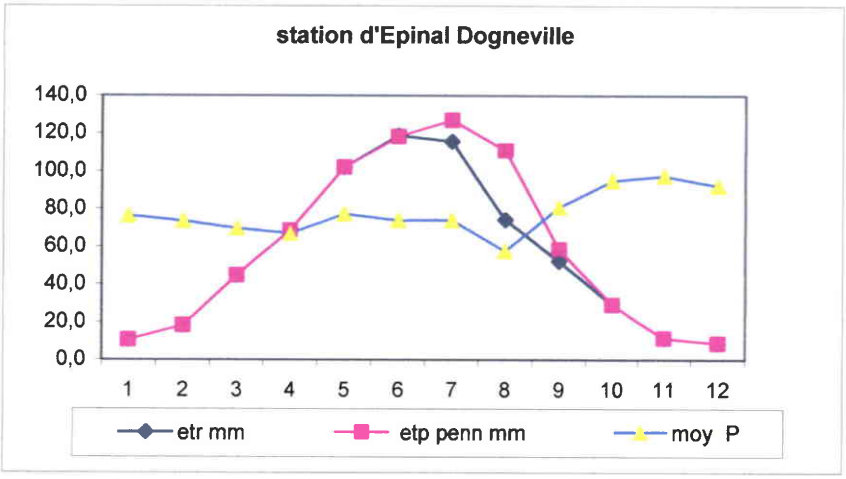
La valeur maximum de la réserve hydrique est limitée à 150 mm d'eau et lorsque cette limite est atteinte, le surplus de précipitations constitue la lame d'eau disponible pour les écoulements immédiats ou différés.

Nous avons porté sur les tableaux 7 et 8 les valeurs mensuelles des divers paramètres climatiques pour la période 1990-2003 : valeurs des précipitations et de l'Etp mesurées aux stations météorologiques de Nancy-Tomblaine et d'Epinal, et valeurs calculées de l'Etr, de la réserve hydrique des sols et des lames d'eaux disponibles.

Les graphiques 2 et 3 sont construits à partir de ces données ; ils mettent en évidence les deux saisons hydrologiques caractéristiques des plateaux lorrains.

- Un hiver hydrologique (d'octobre à mai) pendant lequel la réserve hydrique est généralement reconstituée et l'excès (P –Etp) est transféré à la réserve hydrologique qui assurera les écoulements immédiats ou différés.
- Un été hydrologique (de mai à octobre) pendant lequel le déficit de précipitations par rapport à la demande climatique (Etp) limite les prélèvements évaporatoires (Etr) aux précipitations et emprunts à la réserve hydrique et ne permet plus de transfert vers la réserve hydrologique.





Graphique 2 et 3: Moyennes mensuelles des précipitations, Etp Pennmann et Etr à aux stations de Nancy Tomblaine et Epinal Dogneville (Moyennes calculées pour la série 1990 -2003)

La série étudiée met en évidence que :

- la demande climatique annuelle (Etp) reste sensiblement constante à chaque station - voisine de 770 mm/an à Nancy et 700 mm/an à Epinal. Elle dépasse le niveau des précipitations à certaines années. L'année 2003 affiche un déficit de précipitations de 330 mm par rapport à l'Etp à Nancy et de155mm à Epinal (tableaux 7 et 8).

	Epinal -Dogneville	Nancy - Tomblaine
Etp moyenne annuelle en mm	708	**775**
Etr moyenne annuelle en mm	**654** (92% de l'Etp)	608 (78%de l'Etp)
Précipitations annuelles sur La période 1990-2003	935	796
Réserves disponibles en mm	281	188

Tableau 6: Moyennes annuelles de l'Etp et Etr aux stations de Nancy et Epinal (période 1987- 2003)

Station météorologique de Nancy Tomblaine

		janv	fev	mars	avril	mai	juin	juil	aout	sept	oct	nov	déc	cumul
	etp penn	9,3	19,5	48,7	84									
	precipitations													
2004	P- ETP													
	ru													
	etr1													
	lame dispo													
	etp penn	5,4	17	58,4	94,6	117,2	159,3	159,6	154,9	79,2	31,4	12,9	9,9	899,8
	precipitations	78,6	19,6	19	45,2	52,2	53,8	37,4	46,8	55,4	84,6	44	31,6	568,2
2003	P- ETP	73,2	2,6	-39,4	-49,4	-65	-105,5	-122,2	-108,1	-23,8	53,2	31,1	21,7	-331,6
	ru	150	150	110,6	61,2	0	0	0	0	0	53,2	84,3	106	
	etr1	5,4	17	58,4	94,6	113,4	53,8	37,4	46,8	55,4	31,4	12,9	9,9	536,4
	lame dispo	73,2	2,6	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	75,8
	etp penn	10,5	29,8	46,5	86,3	106,5	149,3	133,1	100,5	73	39	12,6	10,1	797,2
	precipitations	43,6	134,6	60,8	34,8	48,8	23,8	57	98	46,2	88,4	124,2	71	831,2
2002	P- ETP	33,1	104,8	14,3	-51,5	-57,7	-125,5	-76,1	-2,5	-26,8	49,4	111,6	60,9	34
	ru	150	150	150	98,5	40,8	0	0	0	0	49,4	150	150	
	etr1	10,5	29,8	46,5	86,3	106,5	64,6	57	98	46,2	39	12,6	10,1	607,1
	lame dispo	33,1	104,8	14,3	0	0	0	0	0	0	0	11	60,9	224,1
	etp penn	10,1	21,2	42	69,2	122,7	126,7	147,9	121,4	55	35,2	10,1	10,9	772,4
	precipitations	84,6	44,6	153,2	99,2	37,8	32,6	76	83,4	111,6	73,6	85,2	92,2	974
2001	P- ETP	74,5	23,4	111,2	30	-84,9	-94,1	-71,9	-38	56,6	38,4	75,1	81,3	201,6
	ru	150	150	150	150	65,1	0	0	0	56,6	95	150	150	
	etr1	10,1	21,2	42	69,2	122,7	97,7	147,9	83,4	55	35,2	10,1	10,9	705,4
	lame dispo	74,5	23,4	111,2	30	0	0	0	0	0	0	20,1	81,3	340,5
	etp penn	8,9	21,8	44,8	75,7	109,8	154,4	115	114,9	62,8	35,5	15,7	11,3	770,6
	precipitations	33,6	104,6	53,4	69,1	67	24,6	172	46,8	96,8	75,6	103,6	78,6	925,7
2000	P- ETP	24,7	82,8	8,6	-6,6	-42,8	-129,8	57	-68,1	34	40,1	87,9	67,3	155,1
	ru	150	150	150	143,4	100,6	0	57	0	34	74,1	150	150	
	etr1	8,9	21,8	44,8	75,7	109,8	125,2	115	103,8	62,8	35,5	15,7	11,3	730,3
	lame dispo	24,7	82,8	8,6	0	0	0	0	0	0	0	12	67,3	195,4
	etp penn	12,4	12,6	39	71,5	108,6	130,9	143,7	110,9	72,2	30,6	9,6	9,7	751,7
	precipitations	64,4	68	94,2	33,6	60,2	56,2	51	102,4	86,4	41,4	27	201	885,8
1999	P- ETP	52	55,4	55,2	-37,9	-48,4	-74,7	-92,7	-8,5	14,2	10,8	17,4	191,3	134,1
	ru	150	150	150	112,1	63,7	0	0	0	14,2	25	42,4	150	
	etr1	12,4	12,6	39	71,5	108,6	119,9	51	102,4	72,2	30,6	9,6	9,7	639,5
	lame dispo	52	55,4	55,2	0	0	0	0	0	0	0	0	83,7	246,3
	etp penn	18,3	14,3	53,3	67,3	117,2	131,1	128,9	116,9	64,3	30,9	10,9	8,7	762,1
	precipitations	81,6	16	25,4	121,9	70	69,6	28,8	23,6	57	189,2	49,2	35,6	767,9
1998	P- ETP	63,3	1,7	-27,9	54,6	-47,2	-61,5	-100,1	-93,3	-7,3	158,3	38,3	26,9	5,8
	ru	150	150	122,1	150	102,8	41,3	0	0	0	150	150	150	
	etr1	18,3	14,3	53,3	67,3	117,2	131,1	70,1	23,6	57	30,9	10,9	8,7	602,7
	lame dispo	63,3	1,7	0	26,7	0	0	0	0	0	8,3	38,3	26,9	165,2
	etp penn	5,5	27,5	46	83,1	121,7	118,3	127,4	111,7	71,1	35,8	8,8	8,3	765,2
	precipitations	27,4	113,4	24,4	22,6	103,6	168,4	64,6	56,6	14,6	44,4	110,6	97	847,6
1997	P- ETP	21,9	85,9	-21,6	-60,5	-18,1	50,1	-62,8	-55,1	-56,5	8,6	101,8	88,7	82,4
	ru	150	150	128,4	67,9	49,8	99,9	37,1	0	0	8,6	110,4	150	
	etr1	5,5	27,5	46	83,1	121,7	118,3	127,4	93,7	14,6	35,8	8,8	8,3	690,7
	lame dispo	21,9	85,9	0	0	0	0	0	0	0	0	0	49,1	156,9
	etp penn	8	16,9	42,7	86,2	88,8	144,7	138,8	109,1	70,1	30,6	13,2	5,9	755
1996	precipitations	11	35,4	16,3	10	88,9	27,8	55	73,1	13,3	44,8	185,1	53,5	614,2
	P- ETP	3	18,5	-26,4	-76,2	0,1	-116,9	-83,8	-36	-56,8	14,2	171,9	47,6	-140,8
	ru	126,1	144,6	118,2	42	42,1	0	0	0	0	14,2	150	150	
	etr1	8	16,9	42,7	86,2	88,8	69,9	55	73,1	13,3	30,6	13,2	5,9	503,6
	lame dispo	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	36,1	47,6	83,7
	etp penn	15,3	26,7	48,8	60	106,1	119,3	146,7	119,8	56,1	29,3	10,8	7,7	746,6
	precipitations	154,1	63	110,8	62,7	86,9	38,5	76,4	29,2	79	56,5	32,2	59,3	848,6
1995	P- ETP	138,8	36,3	62	2,7	-19,2	-80,8	-70,3	-90,6	22,9	27,2	21,4	51,6	102
	ru	150	150	150	150	130,8	50	0	0	22,9	50,1	71,5	123,1	
	etri	15,3	26,7	48,8	60	106,1	119,3	126,4	29,2	56,1	29,3	10,8	7,7	635,7
	lame dispo	138,8	36,3	62	2,7	0	0	0	0	0	0	0	0	239,8
	etp penn	9,4	13,9	49	68,7	93,5	134,4	152,7	106,2	56,7	31,2	10,2	8,4	734,3
	precipitations	86,2	53	52,5	58,9	62,2	49,6	64,7	62,4	133,7	38,4	22,2	95	778,8
1994	P- ETP	76,8	39,1	3,5	-9,8	-31,3	-84,8	-88	-43,8	77	7,2	12	86,6	44,5
	ru	150	150	150	140,2	108,9	24,1	0	0	77	84,2	96,2	150	
	etri	9,4	13,9	49	68,7	93,5	134,4	88,8	64,2	56,7	31,2	10,2	8,4	628,4
	lame dispo	76,8	39,1	3,5	0	0	0	0	0	0	0	0	32,8	152,2
	etp penn	14,7	11,9	50,3	86,5	107,4	134,6	132	123,4	56,4	31,1	12,4	11,5	772,2
	precipitations	74,4	13	8,9	24,5	44,1	46,2	81,5	33,6	131,7	78,6	16,3	164,2	717
1993	P- ETP	59,7	1,1	-41,4	-62	-63,3	-88,4	-50,5	-89,8	75,3	47,5	3,9	152,7	-55,2
	ru	150	150	108,6	46,6	0	0	0	0	75,3	122,8	126,7	150	930
	etri	14,7	11,9	50,3	86,5	90,7	46,2	81,5	33,6	56,4	31,1	12,4	11,5	526,8
	lame dispo	59,7	1,1	0	0	0	0	0	0	0	0	0	129,4	190,2
	etp penn	12,9	19,5	46,4	81	124,2	123,5	127,5	116,8	62,5	25,1	11,7	7,6	758,7
	precipitations	21,8	37	71,7	40,6	45,8	36,1	66,9	83,8	25,3	85,6	125,2	43,8	683,6
1992	P- ETP	8,9	17,5	25,3	-40,4	-78,4	-87,4	-60,6	-33	-37,2	60,5	113,5	36,2	-75,1
	ru	150	150	150	109,6	31,2	0	0	0	0	60,5	150	150	
	etri	12,9	19,5	46,4	81	124,2	67,3	66,9	83,8	25,3	25,1	11,7	7,6	571,7
	lame dispo	6,3	17,5	25,3	0	0	0	0	0	0	0	24	36,2	109,3
	etp penn	11,3	13,3	42,9	78,7	113,7	110,1	151,3	132,9	74,9	30,3	12,9	12,4	784,7
	precipitations	62,4	14,6	29,2	25,7	9,2	56	58,9	6,8	79,6	51,6	91,9	54,8	540,7
1991	P- ETP	51,1	1,3	-13,7	-53	-104,5	-54,1	-92,4	-126,1	4,7	21,3	79	42,4	-244
	ru	150	150	136,3	83,3	0	0	0	0	4,7	26	105	147,4	
	etri	11,3	13,3	42,9	78,7	92,5	56	58,9	6,8	74,9	30,3	12,9	12,4	490,9
	lame dispo	51,1	1,3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	0	52,4
	etp penn	14,4	32,5	54,1	71,7	127,5	108,7	139,9	119,1	67	34,1	11,4	7,5	787,9
	precipitations	34,2	137,9	16,4	38,1	42,7	137,2	42,3	61,6	58,6	88,7	64,1	74,2	796
1990	P- ETP	19,8	105,4	-37,7	-33,6	-84,8	28,5	-97,6	-57,5	-8,4	54,6	52,7	66,7	8,1
	ru	138,6	150	112,3	78,7	0	28,5	0	0	0	54,6	107,3	150	
	etri	14,4	32,5	54,1	71,7	121,4	108,7	70,8	61,5	58,6	34,1	11,4	7,5	646,7
	lame dispo	0	94	0	0	0	0	0	0	0	0	0	24	118
														764,7

Climat Pet T

Tableau 7 : Valeurs mensuelles de l'Etr et lames d'eau disponibles pour les écoulements et les réserves hydrologiques à partir des données climatiques de Nancy Tomblaine (période 1990- 2003).

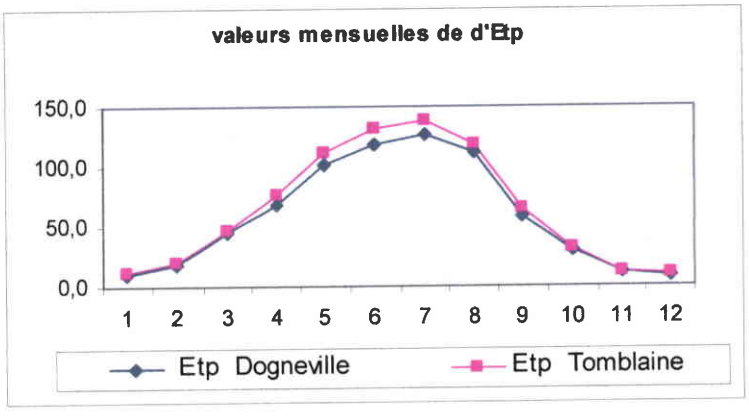
Station météorologiqie de dogneville

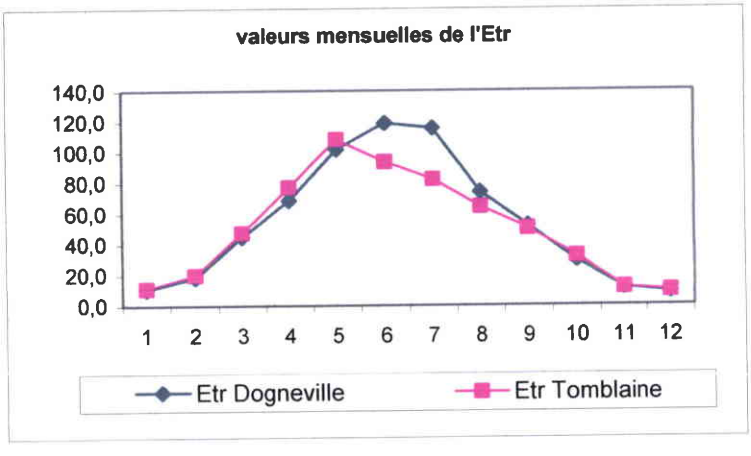
		janv	fev	mars	avril	mai	juin	juil	aout	sept	oct	nov	déc	cumul
	etp penn	8,2	19	44,2	73,4									
	precipitations													
2004	P- ETP													
	ru	150												
	etr1	8,2	19	44,2	73,4									
	lame dispo													
	etp penn	4,9	12,8	53	82,6	99,8	149,9	138	142,8	71,1	26	10,9	9,7	801,5
	precipitations	97,8	28,6	30,2	55,4	57,8	33	78,9	16,4	31,6	119,8	54,6	41,6	645,7
2003	P- ETP	92,9	15,8	-22,8	-27,2	-42	-116,9	-59,1	-126,4	-39,5	93,8	43,7	31,9	-155,8
	ru	150	150	127,2	100	58	0	0	0	0	93,8	137,5	150	
	etr1	4,9	12,8	53	82,6	99,8	91	78,9	16,4	31,6	26	10,9	9,7	517,6
	lame dispo	92,9	15,8	0	0	0	0	0	0	0	0	0	19,4	128,1
	etp penn	10,1	25,8	46,5	73,3	89,7	125,8	118,2	93,3	54,8	30,6	10,9	7,6	686,6
2002	precipitations	48,4	131,6	71,8	42,4	106	56,2	78,4	66,6	79,6	117,2	163,8	75,4	1037,4
	P- ETP	38,3	105,8	25,3	-30,9	16,3	-69,6	-39,8	-26,7	24,8	86,6	152,9	67,8	350,8
	ru	150	150	150	119,1	135,4	65,8	26	0	24,8	111,4	150	150	
	etr1	10,1	25,8	46,5	73,3	89,7	191,6	144,2	92,6	79,6	30,6	10,9	7,6	802,5
	lame dispo	38,3	105,8	25,3	0	0	0	0	0	0	0	114,3	67,8	351,5
	etp penn	13,3	18,1	37,5	58,9	111,9	116,1	132	110,1	46,2	34,3	7,7	6,5	692,6
	precipitations	65,2	51,3	192,4	125,8	53,6	72	115,4	59,6	88	70,4	99,2	72,8	1065,7
2001	P- ETP	51,9	33,2	154,9	66,9	-58,3	-44,1	-16,6	-50,5	41,8	36,1	91,5	66,3	373,1
	ru	150	150	150	150	91,7	47,6	31	0	41,8	77,9	150	150	
	etr1	13,3	18,1	37,5	58,9	111,9	116,1	132	90,6	46,2	34,3	7,7	6,5	673,1
	lame dispo	51,9	33,2	154,9	66,9	0	0	0	0	0	0	19,4	66,3	392,6
	etp penn	6,4	19,9	45,6	70,6	101,2	134,7	110	106,7	57,8	30,8	17,6	14	715,3
2000	precipitations	54	112	56,3	44,2	96,2	21	156,8	51,2	68,6	88,2	97,6	42,4	888,5
	P- ETP	47,6	92,1	10,7	-26,4	-5	-113,7	46,8	-55,5	10,8	57,4	80	28,4	173,2
	ru	150	150	150	123,6	118,6	4,9	51,7	0	10,8	68,2	148,2	150	1126
	etr1	6,4	19,9	45,6	70,6	101,2	134,7	110	102,9	57,8	30,8	17,6	14	711,5
	lame dispo	47,6	92,1	10,7	0	0	0	0	0	0	0	0	26,6	177
	etp penn	13,5	12,5	39,8	67,4	99,8	115,7	133,1	104,8	73,1	28,9	11,3	11,3	711,2
1999	precipitations	99,4	103,6	137,8	81,6	89,2	69	46	75,2	126,6	107,6	52	219	1207
	P- ETP	85,9	91,1	98	14,2	-10,6	-46,7	-87,1	-29,6	53,5	78,7	40,7	207,7	495,8
	ru	150	150	150	150	139,4	92,7	5,6	0	53,5	132,2	150	150	
	etr1	13,5	12,5	39,8	67,4	99,8	115,7	133,1	80,8	73,1	28,9	11,3	11,3	687,2
	lame dispo	85,9	91,1	98	14,2	0	0	0	0	0	0	22,9	207,7	519,8
	etp penn	19,2	15,3	49,2	66,2	111,7	123,6	120,5	113,3	55,9	30,4	10,1	10,1	725,5
1998	precipitations	104,4	25,2	43,2	177,8	73,8	66,6	36,2	68,2	122,8	184,2	61,6	46	1010
	P- ETP	85,2	9,9	-6	111,6	-37,9	-57	-84,3	-45,1	68,9	153,8	51,5	35,9	284,5
	ru	150	150	144	150	112,1	55,1	0	0	68,9	150	150	150	
	etr1	19,2	15,3	49,2	66,2	111,7	123,6	91,3	68,2	55,9	30,4	10,1	10,1	651,2
	lame dispo	85,2	9,9	0	105,6	0	0	0	0	0	70,7	51,5	35,9	358,8
	etp penn	6,4	24,6	41,5	77,2	116,2	111,3	114,7	112,6	61,2	32,1	10,9	6,3	715
1997	precipitations	21,6	111,4	36,7	39,2	87,6	123,6	73,6	47,4	25,4	69,4	134,2	128,8	898,9
	P- ETP	15,2	86,8	-4,8	-38	-28,6	12,3	-41,1	-65,2	-35,8	37,3	123,3	122,5	183,9
	ru	150	150	145,2	107,2	78,6	90,9	49,8	0	0	37,3	150	150	
	etr1	6,4	24,6	41,5	77,2	116,2	111,3	114,7	97,2	25,4	32,1	10,9	6,3	663,8
	lame dispo	15,2	86,8	0	0	0	0	0	0	0	0	10,6	122,5	235,1
	etp penn	4,8	17,9	38,9	76	82,8	123,7	126,7	101,6	56,6	24,1	15,4	6,4	674,9
1996	precipitations	21,2	55,8	11,4	15,4	95,8	72,6	70,2	66,2	28,6	77	253,8	56,8	824,8
	P- ETP	16,4	37,9	-27,5	-60,6	13	-51,1	-56,5	-35,4	-28	52,9	238,4	50,4	
	ru	150	150	122,5	61,9	74,9	23,8	0	0	0	52,9	150	150	936
	etr1	4,8	17,9	38,9	76	82,8	123,7	94	66,2	28,6	24,1	15,4	6,4	578,8
	lame dispo	16,4	37,9	0	0	0	0	0	0	0	0	141,3	50,4	246
	etp penn	16,5	26,4	46	57,9	98,1	107	135,7	106,3	50,9	31,1	10,6	4,4	690,9
	precipitations	164,8	90	110,2	46,6	128	80,8	81	66,2	131,6	38,8	43,6	75	1056,6
1995	P- ETP	148,3	63,6	64,2	-11,3	29,9	-26,2	-54,7	-40,1	80,7	7,7	33	70,6	365,7
	ru	150	150	150	138,7	150	123,8	69,1	29	109,7	117,4	150	150	
	etri	16,5	26,4	46	57,9	98,1	107	135,7	106,3	50,9	31,1	10,6	4,4	690,9
	lame dispo	136,3	63,6	64,2	0	18,6	0	0	0	0	0	0,4	70,6	353,7
	etp penn	11,4	18,6	51,2	60,5	92,4	122,1	144,1	103,9	52	31,5	11,4	12	711,1
	precipitations	156,7	65,2	68,1	92,5	107,4	58,5	36,3	73,8	43,2	69,5	26,1	97,3	894,6
1994	P- ETP	145,3	46,6	16,9	32	15	-63,6	-107,8	-30,1	-8,6	38	14,7	85,3	183,5
	ru	150	150	150	150	150	86,4	0	0	0	38	52,7	138	
	etri	11,4	18,6	51,2	60,5	92,4	122,1	122,7	73,8	43,2	31,5	11,4	12	650,8
	lame dispo	145,3	46,6	16,9	32	15	0	0	0	0	0	0	0	255,8
	etp penn	7,7	10,6	44,2	69,6	111,6	111,4	117,7	108,2	53,7	28,4	9,7	13,9	686,7
1993	precipitations	66,5	25,3	18,3	42,5	61	125,2	83,6	41,1	162,3	155,6	32,2	200,8	1014,4
	P- ETP	58,8	14,7	-25,9	-27,1	-50,6	13,8	-34,1	-67,1	108,6	127,2	22,5	186,9	327,7
	ru	150	150	124,1	97	46,4	60,2	26,1	0	108,6	150	150	150	
	etri	7,7	10,6	44,2	69,6	111,6	111,4	117,7	67,2	53,7	28,4	9,7	13,9	645,7
	lame dispo	58,8	14,7	0	0	0	0	0	0		85,8	22,5	186,9	368,7
	etp penn	5,4	11,9	37,9	68,8	103	110,7	123,2	114,3	56,7	22,3	9,5	7,4	671,1
	precipitations	28,7	63,9	119,6	79,6	47,3	54,2	63,6	97,8	45,1	95,2	134,1	41,8	870,9
1992	P- ETP	23,3	52	81,7	10,8	-55,7	-56,5	-59,6	-16,5	-11,6	72,9	124,6	34,4	199,8
	ru	150	150	150	150	94,3	37,8	0	0	0	72,9	150	150	
	etri	5,4	11,9	37,9	68,8	103	110,7	101,4	97,8	45,1	22,3	9,5	7,4	621,2
	lame dispo	23,3	52	81,7	10,8	0	0	0	0	0	0	47,5	34,4	249,7
	etp penn	14,4	11,3	42,7	68,2	90,1	97,7	134,1	121,4	65,3	23,6	11,6	4,3	684,7
	precipitations	70,7	36,8	45,4	42,2	19,8	73,5	70	8,7	109,5	65,2	100,3	84	726,1
1991	P- ETP	56,3	25,5	2,7	-26	-70,3	-24,2	-64,1	-112,7	44,2	41,6	88,7	79,7	41,4
	ru	150	150	150	124	53,7	29,5	0	0	44,2	85,8	150	150	
	etri	14,4	11,3	42,7	68,2	90,1	97,7	99,5	8,7	65,3	23,6	11,6	4,3	537,4
	lame dispo	56,3	25,5	2,7	0	0	0	0	0	0	0	24,5	79,7	188,7
	etp penn	14,3	30,3	51,6	63,7	118,7	108	129,7	114,8	61,9	35,6	13,2	8,7	750,5
	precipitations	70,3	128,6	32,6	52	56,5	128,1	44,8	68,2	70,5	70,3	111,1	108,3	941,3
1990	P- ETP	56	98,3	-19	-11,7	-62,2	20,1	-84,9	-46,6	8,6	34,7	97,9	99,6	190,6
	ru	150	150	131	119,3	57,1	77,2	0	0	8,6	43,3	141,2	150	
	etri	14,3	30,3	51,6	63,7	118,7	108	122	68,2	61,9	35,6	13,2	8,7	696,2
	lame dispo	56	98,3	0	0	0	0	0	0	0	0	0	90,8	245,1

Climat Pet T

Tableau 8 : Valeurs mensuelles de l'Etr et lames d'eau disponibles pour les écoulements et les réserves hydrologiques à partir des données climatiques d'Epinal Dogneville (période 1990- 2003)

- En raison d'une pluviométrie plus importante à proximité du massif vosgien, les prélèvements évaporatoires (Etr) à Epinal dépassent ceux de Nancy ; la réserve hydrique des sols y est plus vite reconstituée et la demande climatique y est mieux satisfaite (92%de l'Etp à Epinal contre 78%de l'Etp à Nancy), ce que confirment le tableau 6 et les graphiques 4 et 5. C'est là une spécificité du sud de l'espace d'étude par comparaison avec le plateau lorrain.





Graphiques 4 et 5 : Moyennes mensuelles de l'Etp et l'Etr aux stations de Nancy et Epinal

- la réserve hydrique des sols est reconstituée à 150 mm à partir des mois de novembre ou décembre (tableaux 7 et 8). L'année 2003 fait exception puisqu'à Nancy, la réserve hydrique n'a pas retrouvé ce niveau en décembre 2003.
- Les lames d'eau disponibles pour les écoulements immédiats des cours d'eau et pour la recharge des réserves sont sujettes à de fortes variations annuelles ; elles dépendent surtout de la pluviométrie d'hiver, saison pendant laquelle l'Etp est limitée alors que la pluie annuelle moyenne les influence peu.

3. 1. 3 Conclusions

L'espace d'étude fait partie d'une unité climatique relativement homogène comme le montre la carte de spatialisation des pluies (carte5).

Il se caractérise par des contrastes spatiaux peu accusés, par une forte variabilité des contrastes annuels et des successions de séries "sèches et humides". On peut ainsi considérer que la variable climatique n'est pas un paramètre essentiel, pouvant expliquer des différences de comportement hydrologique des cours d'eau et de leurs bassins versants. Chaque année, pendant l'été hydrologique, le déficit de précipitations par rapport aux prélèvements évaporatoires oblige chaque année les cours d'eau à emprunter aux réserves qui se reconstituent normalement pendant l'hiver ; une succession d'années sèches peut ainsi conduire à des étiages sévères (année 1976). Les écoulements des cours d'eau en période estivale seront dans une certaine mesure déconnecté des facteurs climatiques, notamment des pluies (voir 3ème partie page 150), dépendant de l'état des réserves et de la dynamique de restitution des eaux.

Mais si l'on veut faire une analyse hydrologique plus fine, on retiendra l'existence d'un certain effet orographique qui fournit un supplément annuel de 100 à 150 mm de pluie aux bassins versants situés à proximité immédiate du massif vosgien et assure un meilleur approvisionnement des réserves. Lors des séries climatiques exceptionnelles, on a mis en évidence sur l'espace d'étude des contrastes spatiaux anormalement accusés affectant les précipitations annuelles. Ils peuvent entraîner, certaines années, des perturbations de fonctionnement de certains cours d'eau.

Enfin, comme dernière cause de dispersion spatiale, il faut citer le rôle des orages d'été ; les précipitations violentes et souvent très localisées peuvent être à l'origine de crues particulièrement dévastatrices (voir annexe 1 : crue de Gircourt-les-Vieville et Bralleville). Mais ces événements paroxysmiques qui favorisent le ruissellement au détriment des autres modes de transfert ne modifient pas sur la durée les valeurs d'écoulements des cours d'eau.

3 - 2 Les caractéristiques du terrain

Dans le paragraphe précédent, nous avons présenté les apports pluviométriques et quelques particularités de notre espace qui modulent la fraction de pluies disponible pour les transferts.

Le paragraphe qui suit porte sur l'étude des caractéristiques des milieux de transfert qui participent aux écoulements, depuis l'arrivée des pluies au sol jusqu'à leur restitution au réseau hydrographique.

Dans ce cycle de transfert vont entrer en jeu :

- **Les propriétés des niveaux superficiels** qui forment l'interface entre l'atmosphère et les milieux profonds ; ils participent au transfert de l'eau par des circulations de surface dans lesquelles interviennent la nature des sols, le couvert végétal et les caractéristiques géomorphologiques générales (reliefs, pentes) puis, vers les milieux profonds, par leurs propriétés de perméabilité.
- **Les caractéristiques des milieux profonds** qui interviennent par la diversité des lithologies, les perméabilités des couches, leur degré de fracturation par les failles ou par un réseau de diaclases.

Sous les conditions climatiques lorraines, les propriétés des niveaux superficiels dépendent en grande partie des lithologies : pour cette raison, nous les présenterons en premier lieu.

3. 2. 1 Analyse détaillée de lithofaciès

La description de la lithostratigraphie des étages du Trias lorrain est présentée au tableau 3 ; elle emprunte aux travaux de référence de Ricour (1962) et Maubeuge (1971).

Les limites stratigraphiques de l'espace d'étude sont les suivantes :

A la base, les niveaux supérieurs du Muschelkalk Moyen (Couches Grises).Les Couches rouges et les formations du Muschelkalk Inférieur affleurent à peine en bordure sud de l'espace d'étude (carte 4).

Au sommet, les formations terminales du Keuper Supérieur sont recouvertes par endroits par le Rhétien, premier niveau à la base du Lias.

a) Le Muschelkalk

- Le Muschelkalk Moyen

- ***Les Couches Rouges,*** (t_{4a}), forment le niveau de base du Muschelkalk Moyen. Elles ne sont citées que pour être exhaustif car leurs affleurements se réduisent à l'extrême sud du versant sud du bassin du Durbion. Elles sont constituées par des alternances d'argilites rouges, vertes ou grises comportant quelques niveaux dolomitiques intercalés.
- ***Les Couches Grises*** (t_{4b}). Elles sont présentes dans le bassin amont de la Gitte, de l'Illon et dans la partie sud du Bassin du Durbion. Il s'agit d'un ensemble d'argilites et de marnes feuilletées, de couleur gris clair, comportant des niveaux salifères importants en Lorraine du nord (Carte 1). Dans les régions

qui correspondent à l'espace d'étude, situées au sud du chenal triasique, les Couches Grises ne contiennent pas de gisements de sel appréciable ; la présence de quelques pseudomorphoses de sel a été toutefois évoquée : des niveaux dolomitiques et quelques rares passages gypsifères peuvent être observés, qui n'auront qu'une influence modérée sur la minéralisation des eaux souterraines.

- ***Les Couches Blanches*** (t_{4c}), au sommet du Muschelkalk Moyen, forment un niveau dolomitique d'épaisseur réduite à 4 à 8 mètres ; succédant aux couches Grises à matériel détritique, elles témoignent du début de la transgression marine du Muschelkalk. La base est constituée par des niveaux de dolomie jaunâtre, souvent peu cimentés, poreux et imprégnés de gypse ; la partie supérieure de la formation forme un banc métrique de dolomie plus résistante en contact franc avec la base des « Calcaires à entroques » du Muschelkalk Supérieur. Les affleurements sont rares mais ce niveau dolomitique est bien perceptible par la couleur claire des sols. La toponymie des « terres blanches » est une bonne indication de la présence de cette formation.

Le Muschelkalk Supérieur (t_5) est présent sous ses trois subdivisions habituelles qui ne semblent pas présenter pas de variations notables de faciès :

- **Calcaires à entroques** à la base, au contact des Couches blanches ; il s'agit d'un niveau calcaire, à sédimentation rythmée de matériel terrigène et carbonaté, caractérisée par la répétition d'une succession de faciès bioclastiques (entroques fréquentes), de niveaux marneux centimétriques puis de faciès micritiques (calcaires à grains fins).

- **Les calcaires à Cératites,** ainsi dénommés par suite de la présence de lamellibranches et de Cératites dans les joints marneux plus épais que dans la formation précédente. Ils résultent d'une même sédimentation rythmée ; leur puissance est considérable : ils peuvent atteindre 50 mètres d'épaisseur.

- **Les calcaires à Térébratules** constituent le niveau terminal des formations carbonatées du Muschelkalk Supérieur. Même sédimentation rythmée que les calcaires à Ceratites, ils se caractérisent cependant par l'abondance des dépôts fossilifères de Térébratules ; leur puissance est de l'ordre de 5 à 6 mètres.

Ces trois faciès carbonatés présentent de nombreuses analogies. Sauf à disposer d'une bonne coupe, il est assez difficile de les différencier sur le terrain.

b) La Lettenkohle

L'épisode marin du Muschelkalk est suivi par la phase régressive de la Lettenkohle (t_6) dont la base est constituée par les dépôts de couleur beige de la « Dolomie Inférieure dite dolomie de Vittel» (t_{6a}) qui atteint une dizaine de mètres dans la vallée de la Gitte (ex. un affleurement en x = 0887.920, y = 1065.853 prés de la ville de Dompaire). A cet endroit, un banc calcaire décimétrique la sépare des formations argilo-silteuses de la Lettenkohle (t_{6b}) Moyenne constituées par des niveaux argileux gris, noirs, avec des passages plus bariolés verts ou rouges ; de petits niveaux dolomitiques s'intercalent dans ces argilites qui deviennent plus silteuses vers le sommet de la formation ; un banc dolomitique jaune orangé

dite Dolomie Supérieure d'environ un mètre d'épaisseur marque le sommet de cette formation.

En réalité, la Lettenkohle est sujette à des variations de faciès qui rendent son identification difficile. Dans la forêt de Charmes, dans les bassins de l'Euron et du Loro où elle affleure parfois, la Dolomie Inférieure est remplacée par un niveau de calcaire jaunâtre d'épaisseur métrique qui est en contact direct avec les calcaires à Térébratules du Muschelkalk (contact observé dans la forêt des Ternes en x = 0898.565, y = 2282.168) ; ce niveau calcaire, situé sous les argilites de la Lettenkohle Moyenne, est un bon niveau repère pour tout le secteur à l'est de la Moselle. La transition entre Muschelkalk et Lettenkohle reste toujours difficile à apprécier.

c) Le Keuper

L'ensemble de ses formations du Keuper sont présentes sue l'espace d'étude.

Au sud de la limite des faisceaux salifères, ***les Marnes Irisées du Keuper Inférieur*** (t_7) constituent un ensemble **évaporitique** dont l'épaisseur atteint 120 mètres, où prédomine le matériel détritique. Il est constitué par des alternances d'argilites grises, vertes, violacées, rouges et noires. Les intercalations dolomitiques éparses, décimétriques à métriques observées dans ces niveaux argileux ne forment pas des niveaux continus.

Pour les raisons que l'on a vues, les Marnes Irisées Inférieures ne comportent plus de faisceaux salifères continus ; la dernière manifestation appréciable a été observée sur les forages de Jevoncourt (x =0883.808, y = 2386.614) dans le prolongement de l'ancienne exploitation de Tonnoy où un niveau salifére de 5 mètres d'épaisseur a été traversé lors d'un forage []. Une certaine dissémination des dépôts halitiques dans les Marnes Inférieures reste toutefois possible.

L'essentiel des dépôts évaporitiques des Marnes Inférieures est constitués par le gypse ou l'anhydrite ; disposés en faisceaux décimétriques plus ou moins continus et proches du sommet de la formation, ils ont été exploités industriellement à Mangonville (x = 0892.200 y = 2390.500) jusqu'à 1931. Des amas de gypse, jadis exploités de façon artisanale, se trouvent à proximité de la côte de Virine dans les anciennes carrières d'Abiémont, (x = 0893.364, y = 1068.470) et du Haut du Herré (x = 0892.691, y =1067.783).

Mais dans les quelques coupes qui ont pu être observées et qui se situent dans la moitié supérieure de la formation, les dépôts gypseux se présentent sous la forme de filonnets centimétriques disséminés dans les argilites (Photo 1). La base des Marnes Inférieures parait beaucoup moins riche en passées gypseuses.

Le toit des Marnes Inférieures est parfois constitué par des niveaux d'argilites noires, indurées, surmontées par des niveaux discontinus de dolomie ou de calcaire à proximité immédiate du contact avec les Grés à Roseaux (Ruisseau du Haut du Fort x = 0886.805, y = 1077.554) .

La rareté des bons affleurements ne permet pas une description stratigraphique plus précise qui n'aurait de toutes façons qu'une valeur locale. L'absence de niveaux repères ne permet pas un calage précis des différentes coupes observables dans la région.

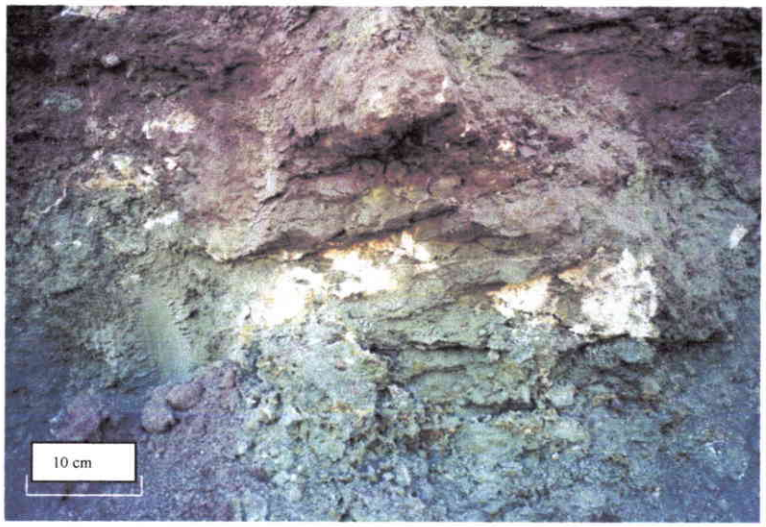


Photo 1 : Filonnets de gypse (traces blanches) dans les Marnes Inférieures sur une coupe à Florémont

La transition des Marnes Inférieures aux Grès à Roseaux est brutale. Au contraste lithologique se superpose un contraste de perméabilité qui induira un positionnement préférentiel des sources.

Pour étudier les mécanismes de transfert des précipitations, on retiendra que les marnes du Keuper Inférieur forment un ensemble compact de forte puissance - 100 à 120 mètres à proximité de Mirecourt et peu perméable -, comportant toutefois des petits niveaux de dolomies marneuses dispersés dans la formation, niveaux plus perméables que la masse des argilites et qui peuvent servir de drains pour le cheminement de l'eau. Des dépôts gypseux concentrés ou dispersés minéralisent les eaux qui circulent dans les marnes.

- ***Le Keuper Moyen***

Il est représenté par les trois formations des Grès à Roseaux, des Marnes Irisées Intermédiaires, et par la Dolomie de Beaumont.

Les **Grès à Roseaux** (t_{8a}) constituent la base du Keuper moyen. C'est une série détritique plus grossière, de nature continentale à deltaïque qui se présente sous deux lithofaciès différents.

- **Un faciès grèso-sableux** toujours présent, peu à moyennement induré, gris brunâtre, légèrement micacé (muscovites) ; il est bien développé dans la région de Mirecourt et de bonnes coupes peuvent être observées dans la vallée du Xouillon. Son épaisseur (5 à 30 mètres) est très variable d'un affleurement à l'autre ; les variations rapides d'épaisseur et la présence de stratifications obliques dans ces corps gréseux les font correspondre à des dépôts d'anciens chenaux fluviatiles et à des structures de comblement de dépressions topographiques formées par les dissolutions anciennes des niveaux halitiques et sulfatés des Marnes du Keuper Inférieur (Ricour 1962, Palin 1966,Würmser 1963 et1964).

- **Parfois apparaît un faciès pélitique**, gris noir, discontinu et souvent manquant, d'épaisseur réduite à quelques mètres. L'apparition de ce faciès s'accompagne d'une réduction d'épaisseur du faciès gréseux ; il peut contenir des veines charbonneuses centimétriques à métriques. A l'ouest de Mirecourt, elles ont été jadis exploitées industriellement à Saint Menge et Gemmelaincourt (cf. carte géologique de Châtenois). Ce type de dépôt correspond au comblement de chenaux fluviatiles abandonnés. Dans l'espace de l'étude, ce faciès pélitique ne s'observe que dans le bassin du Val d'Arol et n'apparaît pas sur les affleurements à l'est de Mirecourt.

La formation des **Marnes Moyennes,** couche de marnes rouge brique, de 2 à 4 mètres d'épaisseur assure la transition sur l'ensemble de la Lorraine entre les Grès à Roseaux et la formation de la Dolomie de Beaumont.

- La dolomie de Beaumont ou dolomie moellon (t_{8b})

Elle constitue un niveau stratigraphique de 6 à 8 mètres, présent sur l'ensemble de la Lorraine. C'est une dolomie à grains fins étudiée par F. Baroz (1967), de couleur grise, jaunâtre, marbrée de rose ou violet en partie supérieure de la formation ; on y observe fréquemment des cavités millimétriques, résultant de la dissolution de cristaux de gypse syngénétiques (voir recouvrement des domaines de précipitation) ; Elle se présente en bancs massifs horizontaux ou en feuillets minces, résistant à l'érosion et donnant dans la topographie des morphologies de replat très marquées dans le paysage. La roche en elle-même est imperméable mais la formation est intensément fracturée par un réseau de diaclases ; les fracturations majeures sont subverticales et orientées suivant N 70° et N 150°.

- Le Keuper Supérieur ou Marnes Irisées Supérieures

Les Marnes Irisées Supérieures (t_9) constituent un ensemble marno- dolomitique d'une épaisseur voisine d'une trentaine de mètres. De la base au sommet, il comporte les faciès suivants :

Les Marnes de Chanville, de couleur rouge brique, d'une dizaine de mètres d'épaisseur, reposent sans transition sur la Dolomie de Beaumont. Elles forment un niveau repère facile à identifier dans notre espace d'étude et dans toute la Lorraine. De puissants niveaux d'anhydrite (Photo 2) s'intercalent entre la Dolomie de Beaumont et les marnes de Chanville dans le nord de la Lorraine ; ils constituent les exploitations industrielles de Klang, Veckring et Koenigsmacker (abandonnées), et Aboncourt (encore en fonctionnement en 2003) - (Feuilles IGN de Thionville et Vigy) (voir localisation en carte1).

Dans notre espace d'étude, au sud de la terminaison méridionale du gîte salifère, les formations du Keuper Supérieur sont peu tronquées par l'érosion et les niveaux d'anhydrite recouvrant la Dolomie, signalés parfois sur certains forages, n'affleurent jamais. C'est le cas de la région de Mirecourt, (bassins du Colon, Xouillon, et vallée du Madon), où les marnes ne sont pas gypsifères, ce qui sera confirmé par la minéralisation des eaux profondes.

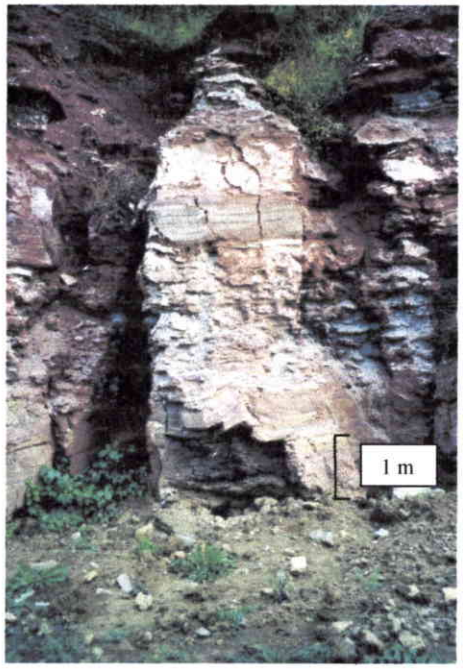


Photo2 : Un exemple de niveaux de gypse massif : Affleurements dans la carrière de Klang à proximité de Thionville en Lorraine du Nord (voir carte1).

Les Marnes Irisées Supérieures proprement dites correspondent à des alternances d'argilites plus ou moins dolomitiques, rouges, lie de vin,vertes grises, violacées, se délitant aux affleurements en fragments à cassure conchoïdale ; dans ces argilites s'intercalent des bancs décimétriques de dolomie argileuse beige à grise.

La distinction entre les marnes de Chanville et les Marnes Irisées Supérieures est purement chromatique : les conditions de sédimentation de ces deux formations ne différent que par le degré d'oxydation du milieu de dépôt.

Au toit des Marnes Supérieures, le passage aux formations gréseuses du Rhétien est souvent rapide, parfois souligné par un microconglomérat à graviers millimétriques de quartz et de quartzites ; la transition peut être progressive : dans ce cas la base du Rhétien est alors constituée par un niveau pélitique gris foncé.

d) Le Rhétien (t_{10} ou I_{1a-b})

Dans le domaine d'étude, un grès siliceux peu consolide, parfois silicifié, blanc jaunâtre, taché d'oxydes ferro-manganiques forme la base du Rhétien. Par endroits, des passées argileuses vertes ou noires s'intercalent dans les grès. Le microconglomérat de base n'est pas toujours observable. Dans les bassins keupériens du Colon, du Xouillon et du Robert, l'érosion a limité la puissance des grès rhétiens à quelques mètres au lieu de 20 à 25 mètres qui constituent l'épaisseur habituelle du niveau gréseux. En raison du pendage général des couches vers le N.W, la formation des grès rhétiens est tronquée par l'érosion et son épaisseur s'amenuise d'ouest en est à l'approche de la vallée de la Moselle. Le faciès terminal des Marnes rouges de Levallois n'affleure pas sur le domaine d'étude.

Les niveaux pélitiques de base souvent décrits (Ricour. J, 1962) ne sont jamais observés sur le terrain. On les retrouvera toutefois sur le site de Mailleroncourt en Haute

Saône (voir annexe 2), étudié pour valider et affiner les processus de transfert des eaux dans les diverses lithologies de notre espace d'étude.

3. 2. 2 Les formations superficielles

Avant d'atteindre les calcaires et les marnes qui viennent d'être décrits, la pluie arrive d'abord à la surface des sols dont les horizons se sont constitués à partir des formations superficielles (colluvions, alluvions allochtones et niveaux d'altération des lithofaciès) ; plus perméables que les formations plus profondes, ces formations superficielles se placent en début de la chaîne de transfert de l'eau vers les réservoirs souterrains et leur rôle dans les processus de transfert doit être pris en compte.

Les colluvions

Les colluvions sont des formations superficielles autochtones, formées de matériaux déposés sur les pentes et n'ayant subi qu'un transport limité dans l'espace ; elles sont formées d'éléments remaniés sur de courtes distances, aisément identifiables car issus des formations géologiques proches.

Dans l'espace d'étude, seules les colluvions sur les marnes du Keuper forment un horizon différencié constitué par un mélange de matériaux dans lequel les marnes sous-jacentes remaniées par les glissements de terrain représentent la fraction majoritaire. Des plaquettes de Dolomie de Beaumont sont présentes dans les colluvions reposant sur les Marnes Inférieures et les quelques passages sableux que l'on peut observer correspondent aux apports des grès rhétiens ou des Grès à Roseaux.

En raison de leur composition hétérogène, les colluvions forment un niveau plus perméable que les marnes sur lesquelles elles reposent ; le contraste de perméabilité leur fait jouer un rôle particulier dans le transfert de l'eau : une circulations hypodermique peut s'établir à leur interface avec les marnes sous- jacentes.

Les terrasses alluviales de la Moselle

Les apports alluviaux occupent, dans le secteur d'étude, de vastes étendues de part et d'autre du cours actuel de la Moselle (Carte 6-a). Ils ont été le sujet de nombreux travaux portant sur leur répartition spatiale en Lorraine, sur les liens entre les séquences fluviatiles et les épisodes glaciaires et sur la pétrologie des matériaux déposés (Weisrock 1967, Bonnefont 1975, Vaskou 1981, Flageollet 1984) ; parallèlement, les conditions de creusement et de remplissage des vallées ont été étudiées par Weisrock 1990, N. Carcaud et al 1991, N. Carcaud 1992.

Les alluvions ont été déposées sur les diverses lithologies du substratum et présentent encore, par endroits, des morphologies bien conservées de terrasses fluviatiles. Ils vont intervenir sur le transfert des eaux par leur épaisseur et par leur perméabilité. Ces alluvions sont constituées par du matériel allochtone d'origine vosgienne : granitoïdes très altérés dont il ne subsiste que les éléments siliceux grossiers (quartz) enrobés dans une matrice sablo-argileuse, galets du conglomérat principal bien conservés, plus rarement galets de grès vosgiens; elles forment ainsi un horizon siliceux très perméable, fournissant des cheminements aisés aux circulations de surface et vers les transferts souterrains ; à leur contact les eaux se seront très peu minéralisées.

L'organisation des dépôts en terrasses présente pour notre recherche un double intérêt.

En premier lieu, la disposition spatiale des placages alluviaux sensiblement isochrones permet de reconstituer la position du réseau hydrographique contemporain des dépôts, ainsi que ses déplacements ultérieurs.

En second lieu se pose la question des conséquences hydrologiques du recouvrement du substratum par les placages alluviaux de nature et d'épaisseur variables ; permettent- ils l'installation d'un fonctionnement hydrologique particulier? Peuvent- ils modifier le fonctionnement du substratum ou leur comportement est-il celui d'une simple couverture passive ?

Pour répondre à cette question, il est nécessaire de décrire ces formations, de les localiser et d'identifier le substratum sur lequel elles se sont déposées. Mais leur datation absolue n'apporte pas d'informations essentielles pour cette étude et on se contentera d'une datation relative en utilisant la terminologie simplifiée qui distingue les formations des terrasses anciennes (système des très hautes et hautes terrasses), et les terrasses plus récentes (système des moyennes et basses terrasses).

Les terrasses anciennes

Les dépôts des très hautes terrasses (Fv)

Leur altitude absolue varie entre 380 et 350 mètres. Elles se situent sur les points hauts du relief, à 70 à 80 mètres au dessus du cours actuel de la Moselle entre Epinal, Golbey et la ville de Charmes. Ces dépôts sont assez mal délimités dans l'espace, ayant été soumis à de multiples remaniements, ablation par érosion, solifluxion et colluvionnements ; leur épaisseur actuelle est difficile à apprécier, varie très vite sur le terrain et serait de l'ordre du mètre ; constitués de matériaux du socle vosgien, les dépôts sont fortement altérés : la fraction de granitoïdes a disparu en totalité, laissant en place une fraction argileuse qui englobe les galets résiduels de quartz et quartzites dont la taille peut atteindre parfois 20 centimètres.

Les dépôts des hautes terrasses (Fw)

Comme pour la formation précédente, les matériaux résiduels sont constitués de galets de quartz et quartzite enrobés dans une matrice argileuse d'altération. Les granitoïdes altérés sont en proportion négligeable. Leur position topographique en situe la base vers 60 à 70 mètres au dessus du cours actuel de la Moselle. Les critères de terrain ne permettent pas de les différencier significativement des dépôts précédents :

Dans le secteur de l'étude, les dépôts alluviaux anciens précédents se trouvent en totalité sous couvert forestier (Forêts de Fraize, des Ternes et de Charmes). La morphologie des terrasses est parfois été conservée, caractérisée par des replats topographiques, tantôt elle disparaît pour laisser place à une morphologie de glacis. L'épaisseur résiduelle des dépôts est variable, difficile à apprécier par suite de l'absence de coupes. Elle dépasse 3 mètres sur la tranchée de la D32 (x = 0900.135, y = 2379.830) mais à certains endroits dans la forêt de Fraize, les alluvions ont été totalement décapées.

Les alluvions des terrasses anciennes forment donc un recouvrement discontinu, d'épaisseur variable, reposant sur le substratum formé soit par les calcaires du Muschelkalk (Forêt de Fraize), soit par les marnes de la Lettenkohle ou du Keuper (Forêts des Ternes et de Charmes).

Pour apprécier leur rôle dans le transfert des eaux, il n'est pas nécessaire de différencier les placages alluviaux précédents ; ils seront donc regroupés sous la dénomination de terrasses anciennes.
On notera toutefois la disposition très dissymétrique des terrasses anciennes par rapport au cours actuel de la Moselle ; très déportées vers l'ouest dans un espace occupé par le bassin actuel de l'Avière, elles se retrouvent à l'est du cours de la Moselle en aval de la ville de Châtel.

Le système de la moyenne terrasse (Fx)

Les dépôts de la moyenne terrasse d'âge saalienne (Vaskou, 1981) constituent l'accumulation la plus importante de matériel alluvial, observable dans la vallée de la Moselle. Leurs altitudes se situent vers 330 mètres face à Golbey et s'abaisse vers 300 mètres à la latitude de Charmes. La morphologie de terrasses est encore bien conservée, formant dans la topographie des replats successifs.
Une étude détaillée (Ali Taous, 1994) a permis d'identifier plusieurs phases d'alluvionnement (Fx_1, Fx_2, Fx_3) sur la base de critères concordants, dont la pétrographie des galets de granitoïdes conservés et l'analyse de structures sédimentaires ; la nature des alluvions de la moyenne terrasse est légèrement différente de celle des terrasses anciennes. On note une part plus importante de galets de granitoïdes souvent altérés (estimée à 40- 50 % par A. Taous).

Les dépôts attribués à la moyenne terrasse forment des recouvrements souvent continus. L'épaisseur des alluvions varie considérablement, suite aux irrégularités du substratum. En amont de Châtel, les dépôts ont une épaisseur de 15 à 30 mètres, sont disposés symétriquement par rapport à la position actuelle du cours. En aval, l'épaisseur se réduit à une dizaine de mètres et la disposition symétrique par rapport au cours disparaît. Le système de moyennes terrasses se trouve complètement déporté vers l'est, (Forêt de Fraize des Ternes et Forêt de Charmes) et on notera la rareté des dépôts en rive gauche du cours actuel. Une telle disposition résulte des modifications survenues dans les tracés de la Moselle. Ce point sera explicité ultérieurement.

Le système de la basse terrasse (Fy)

L'altitude relative des ces dépôts alluviaux est d'environ 15 à 20 mètres au dessus du cours actuel de la Moselle. Leur épaisseur ne semble pas dépasser une vingtaine de mètres. La fraction de granitoïdes peu altérés devient plus importante que dans les dépôts précédents; les galets sont souvent de plus petite taille et leur proportion se réduit au profit d'une matrice argilo sableuse plus abondante indiquant une diminution de l'énergie des écoulements.

Les basses terrasses sont disposées symétriquement par rapport au cours actuel de la Moselle, mais leur répartition est discontinue. Elles sont absentes en rive droite en aval de Châtel et en rive gauche en aval de Charmes, là ou la Moselle vient au contact des reliefs formés par une ligne de côtes keuperiennes. Cette discontinuité des dépôts paraît liée à l'érosion des alluvions des basses terrasses et du substratum par la Moselle, au cours de ses déplacements dans son lit majeur.

3. 2. 3 La tectonique locale

Ce paragraphe se limite à la présentation des traits structuraux majeurs de l'espace d'étude qui permettent la compréhension des morphologies et participent à l'organisation spatiale du réseau hydrographique.

Dans cette perspective, outre le pendage général des couches, on recensera les divers modes de déformations et les accidents tectoniques enregistrés dans les niveaux sédimentaires : structures anticlinales, systèmes de failles, ainsi que les champs de diaclases enregistrés par les roches carbonatées compétentes. Ces éléments tectoniques sont présentés sur la carte géologique (carte 4).

Le pendage général des couches géologiques est de l'ordre de 1 à 3 %, suivant une direction approximativement N. NW dans l'espace d'étude. Cependant, la disposition moyenne des assises se trouve localement modifiée par le présence d'accidents tectoniques qui, liés probablement aux rejeux du bâti hercynien, se manifestent dans la couverture sédimentaire par des déformations souples et par des accidents cassants (Le Roux 1975 et 1980).

Faisant partie du système d'ondulations anticlinales qui affectent l'ensemble des formations sédimentaires de la Lorraine, **les déformations souples** des niveaux triasiques de l'espace d'étude sont fréquentes, se traduisent dans les reliefs, dans l'organisation du réseau hydrographique et ont joué un rôle dans son évolution (1ère Partie, 4.3, p.63).

La structure anticlinale la plus importante est le dôme de Zincourt- Hardigny prolongé vers le N. E par le dôme de Rehaincourt- Ortoncourt (Fig. 5, coupe suivant l'axe anticlinal).

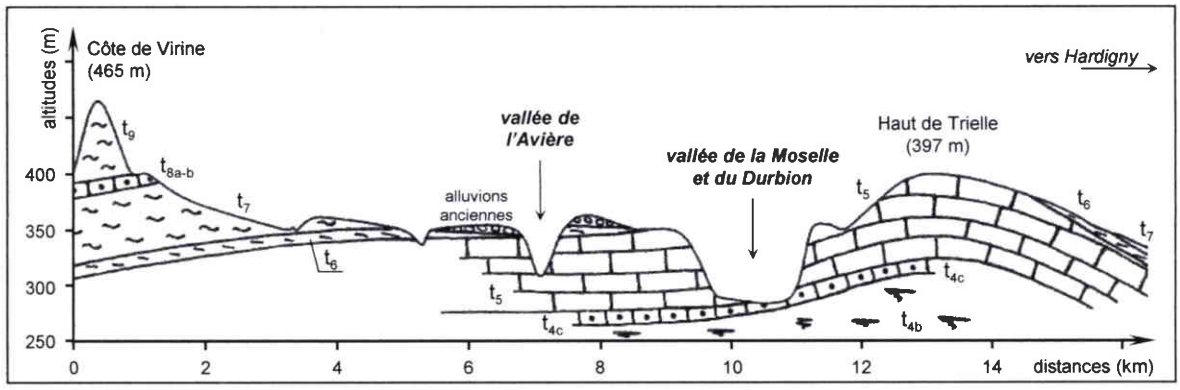


Fig. 5. Coupe SW – NE de l'anticlinorium de Zincourt Hardigny entre la cote de Virine et la Haye de Trielle (coupe A de la carte 10).

Cet anticlinorium, de direction d'axe N 45 à N 50°, fait affleurer la surface sommitale du Muschelkalk Supérieur au sud de Moriville (Haie de Trielle) et à proximité d'Ortoncourt à des altitudes voisines de 400 mètres et se trouve profondément entaillé par la vallée de l'Avière et par celle de la Moselle où affleurent les Couches Blanches au sommet du Muschelkalk Moyen. Le flanc de cette structure anticlinale s'ennoie vers le N. W sous les formations keuperiennes des bassins du Colon et du Xouillon, de la Forêt de Charmes et des bassins du Loro et de l'Euron en aval de Saint Boingt ; le flanc S. E réapparaît dans le bassin de la Gitte, disloqué et compartimenté par la faille de Vittel et ses satellites ; il disparaît sous

les Marnes Inférieures dans la dépression de Badménil aux Bois sur le versant nord du bassin du Durbion (carte 4).

D'autres ondulations plus difficiles à observer complètent ce dispositif : On citera une structure synclinale mineure, de même direction N 50°, observée grâce à la tranchée de l'autoroute qui entaille les marnes du Keuper au nord de l'échangeur de Charmes.

Ces formes anticlinales sont affectées par une seconde direction d'ondulations orthogonale à la première. On peut l'observer de part et d'autre de Moriville dans les calcaires du Muschelkalk dont le toit s'abaisse de 50 mètres à la Deuille entre les dômes de Zincourt- Hardigny et Rehaincourt- Ortoncourt (Fig.12 page 67).
On la met aussi en évidence par la dénivellation qui affecte la base du Rhétien dans la vallée du Xouillon ; située vers 380 mètres sur le versant Est, son altitude n'est plus que de 335 mètres sur le versant ouest à proximité des sources des Trois Fontaines.

Parmi les **accidents cassants** du domaine d'étude, **la faille de Vittel** est le plus remarquable (carte géologique d'Epinal). L'accident principal est de direction N 90° ; son rejet parait peu important et le compartiment sud est abaissé à proximité de Dompaire. Au sud de cette agglomération, les calcaires du Muschelkalk portent les traces d'un cisaillement dextre ; en effet, des miroirs de friction font apparaître des stries subhorizontales enregistrées dans la calcite. Un pendage anormalement fort des couches calcaires (38° S) peut toutefois être observé à l'est de Dompaire, aux Maisons Rouges (x = 0894.025, y = 2364.895) ; le bloc sud, localement affaissé, est découpé par le jeu des failles satellites qui accompagnent le cisaillement. Les vallées de la Gitte, du Madon amont et sans doute de l'Illon correspondent aux zones d'ouverture à 45°de l'accident principal. La direction de cisaillement à 60° de la direction principale (faille de Girancourt, Hennecourt) est située sur le tracé du Canal de l'Est, branche Sud.

D'autres accidents cassants structurent l'espace d'étude. L'ensemble keupérien du Colon Xouillon est découpé en multiples compartiments

- Par la faille de Marainville- Hergugney- Florémont qui, sur son trajet, met en contact l'Hettangien Sinémurien et les Marnes du Keuper Supérieur et s'amortit à l'est en une probable flexure.
- Par la faille- flexure d'Ambacourt- Ahéville délimitant la structure synclinale de Mirecourt, occupée par le Madon.
- Par le système de failles concourantes de Jorxey qui délimite le bassin du Robert, affluent de la Gitte.

Pour être complet, il faut citer également la faille de Rambervillers- Ortoncourt qui découpe le flanc sud de l'anticlinorium, s'amortit au sud de Rehaincourt, à proximité de la Deuille, endroit où s'abaisse l'axe de la structure anticlinale.

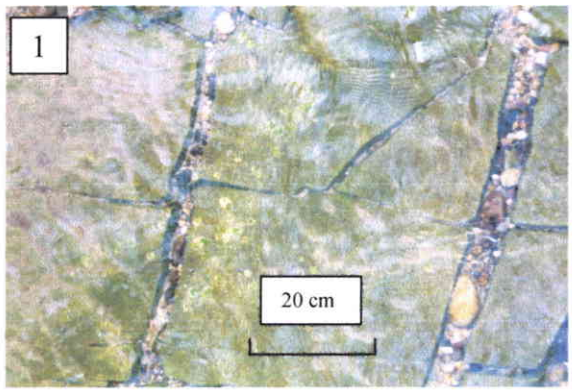
Un ensemble de failles de direction Est Ouest, dans le prolongement de la faille de Vittel, structure la vallée du Durbion.

Un champ de diaclases subverticales est enregistré à l'échelle régionale par les calcaires du Muschelkalk, la dolomie de la Lettenkohle et la Dolomie de Beaumont.

Les directions de fractures ont été mesurées sur les affleurements du Muschelkalk et de la Lettenkohle, dans les bassins du Loro, de l'Euron, de l'Avière et de la Gitte, ainsi que dans les calcaires sous les dépôts alluviaux des terrasses ; elles font apparaître deux plans de fracturation subverticaux, de directions moyennes N 73° et N 160° ; un troisième plan subhorizontal, à l'origine du débit en dalles des calcaires, complète le trièdre de fracturations. Les photos 3 et 4 montrent les plans de fracturations sur quelques affleurements.

Les directions de fractures (78 mesures) sur l'ensemble des affleurements concernés sont regroupées en classes de 10 degrés, représentées sur un histogramme circulaire (Fig. 6) ; s'agissant de directions et non pas d'objets vectoriels, chaque classe est complétée par la classe symétrique par rapport à l'origine, dans un souci de lisibilité de la représentation.

Les mêmes mesures ont été réalisées sur les affleurements de Dolomie de Beaumont, dans les bassins keupériens du Colon et du Xouillon ; le champ de diaclases (49 mesures) est légèrement différent de celui du Muschelkalk : les directions majeures sont N 40° et N 150°, avec parfois l'apparition d'une direction subordonnée en N 10° (Fig. 7).

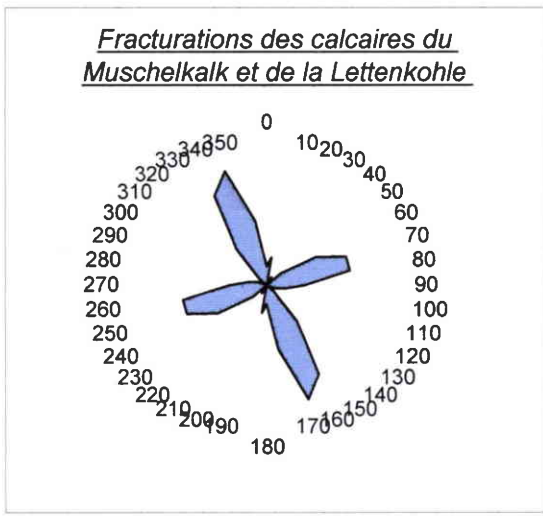


Photos 3 et 4: Réseau de diaclases et débit en bancs dans les calcaires du Muschelkalk

1 : Les bancs calcaires sous terrasses (galet de Quartz dans la fracture) et dans le lit d'un ruisseau, montrent 2 directions de fractures orthogonales.

2 : vallée de la Gitte à Dompaire. Une direction de fracture ouverte (N120°) forme un conduit karstique.

Une fracturation subhorizontale accompagne également ce réseau de diaclases subverticales et débite la Dolomie en bancs horizontaux (voir photo 9).



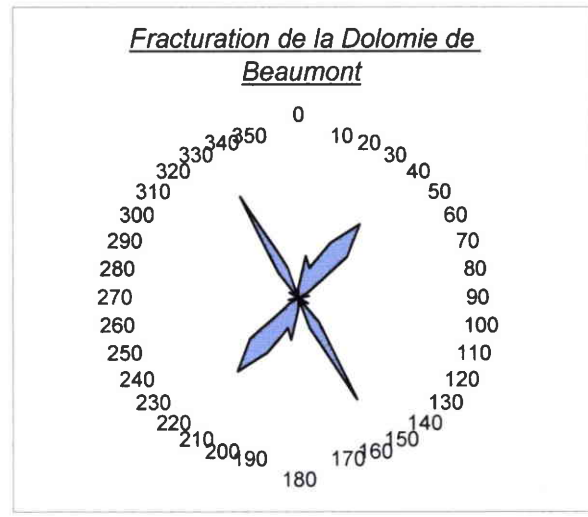


Fig. 6 et 7 : Orientations des diaclases dans les calcaires du Muschelkalk et la dolomie de base de la Lettenkohle, dans la Dolomie de Beaumont.

3. 2. 4 Le couvert végétal et l'occupation des sols

Sur l'espace restreint de notre étude (1000 km² environ) où les altitudes sont comprises entre 250 et 400 mètres, les faibles contrastes spatiaux des précipitations et de températures sont sans influence sur la nature des sols et le couvert végétal.

La nature des sols est sous la dépendance des formations géologiques ou des dépôts alluviaux.

Rappelons que les sols constituent le niveau d'entrée du système hydrologique, ils sont les lieux où la pluie se partage entre les divers types de transfert, ruissellement, hypodermisme et infiltration. Les pentes topographiques, les propriétés de perméabilité des sols et le couvert végétal modulent le poids des divers modes de transferts, arbitrant ainsi la compétition entre morphogenèse et pédogenèse.

La morphogenèse modèle la surface topographique ; elle est active lorsque les transferts tangentiels de l'eau sont dominants. Le ruissellement en surface, les circulations hypodermiques transportent le matériel détritique dont l'ablation sur les pentes et l'accumulation dans les fonds alluviaux construisent les paysages ; un couvert végétal réduit ou temporaire, associé à des pentes accentuées, à un substratum imperméable et une intensité des précipitations saturant les horizons de surface sont autant d'éléments qui favorisent les flux tangentiels et maintiennent une morphogenèse active

La pédogenèse, sous contrôle de transferts gravitaires de solutions et d'éléments colloïdaux (infiltration, lixiviation) aboutit à une redistribution des composés minéraux et organiques dans le manteau d'altération qui permet la différenciation des horizons du sol. La pédogenèse est active chaque fois que les transferts gravitaires des précipitations sont dominants : c'est le cas sur les surfaces subhorizontales, sur les étendues où la présence d'un couvert végétal dense (forêts et prairies) favorise l'infiltration vers les horizons profonds au détriment des flux tangentiels.

La composante anthropique conditionne dans une large mesure la nature du couvert végétal. Dans notre espace d'étude à vocation agricole, l'occupation des lieux est organisée en fonction de la topographie des terrains, de la nature des sols et de leurs propriétés hydrologiques. Les pratiques culturales auxquelles se conforme le couvert végétal jouent un rôle sélectif sur les mécanismes de transfert.

Sur les sommets des **plateaux calcaires du Muschelkalk se sont formés des sols profonds, bruns calcaires ou bruns calciques** suivant niveau de décarbonatation des horizons de surface, sols plus ou moins lessivés par transport et accumulation des argiles dans les horizons inférieurs ; Ils sont réservés aux cultures céréalières (blés, maïs, colza). Sur les pentes assez fortes de ces plateaux, l'exportation des éléments argileux fins vers les points bas de la topographie crée des sols moins profonds, plus fréquemment calcaires que calciques, encore réservés aux cultures céréalières tant que la pente reste modérée ou consacrés aux prairies si la pente s'accentue; une telle organisation culturale est observable sur les plateaux calcaires entre Gitte et Illon.

L'incision de la Moselle dans les calcaires du Muschelkalk donne localement de très fortes pentes sur lesquelles on trouve des sols peu évolués, véritables rendzines plus ou moins brunifiées où s'installe une forêt de feuillus ou des friches de buissons calcicole (sur les calcaires et les colluvions du versant Est de la Moselle au Sud de Châtel) ; ce type de rendzine calcimagnésienne s'observe également sur les affleurements escarpés de la Dolomie de Beaumont, là où ils n'ont pas été recouverts par les colluvions issues des Marnes Supérieures.

Sur les marnes du Keuper et de la Lettenkohle se sont développés des pélosols. Ils forment une catégorie de sols peu évolués, humifères, décarbonatés mais saturés en calcium et magnésium. Leurs divers horizons se caractérisent par une forte proportion de minéraux argileux. Deux groupes d'argiles caractérisent les marnes du Keuper et de la Lettenkohle et les sols qui en dérivent : les argiles du groupe de l'illite et les interstratifiés (montmorillonites, chlorites et chlorites gonflantes) qui traduisent l'insertion de Mg dans la structure (J. Lucas, 1962).

En présence d'eau, ces argiles ont une capacité de variation volumique importante, si bien que les sols développés sur les marnes sont affectés en période sèche par de larges fentes de retrait qui contribuent à la dessiccation des horizons profonds. En période humide, le gonflement des argiles ferme les fentes de retrait, donne des sols plastiques sujets à la solifluxion et aux glissements de terrains. Leur mise en culture est difficile : d'une part ils sont sensibles aux sécheresses estivales et, d'autre part, favorisent les ruissellements violents lors des pluies intenses. A part quelques cultures céréalières sur les pentes les moins accentuées (Marnes de Chanville sur le replat de la Dolomie de Beaumont), les prairies forment l'essentiel du couvert végétal, modérant l'érosion des versants par les écoulements de surface. Dans les fonds de vallées, les pélosols installés sur les marnes du Keuper présentent des caractères accusés d'hydromorphie en raison de la battance d'une nappe de surface et ces espaces, souvent drainés sont réservés aux prairies. Les zones les plus humides sont occupées par des plantations de peupliers.

Les argilites de Lettenkohle, aux pentes faibles dans les bas fonds, maintiennent des réserves en eaux temporaires, à l'origine de sols franchement hydromorphes ; lorsque l'érosion a réduit leur épaisseur, les caractères d'hydromorphie s'atténuent, les eaux étant drainées par le réseau de fractures du Muschelkalk.

Le couvert forestier occupe la totalité des affleurements des grès rhétien qui forment les interfluves entre Charmes et Mirecourt ; il développe des sols humifères très perméables, à tendance brun acide ; leur caractère filtrant et la proximité des marnes du Keuper sous-jacentes peu perméables permettent l'installation de réserves temporaires perchées qui laissent localement des traces d'hydromorphie.

3. 2. 5 Les caractéristiques géomorphologiques majeures

Situés sur le versant lorrain des Vosges, à la périphérie des plateaux péri vosgiens l'espace d'étude correspond à une partie des plateaux lorrains qui forment une véritable entité géomorphologique (J. Corbonnois 1996). L'activité morphogène actuelle reste modérée, perceptible dans les calcaires et dans les marnes. Pourtant les modifications de tracés de quelques cours d'eau que nous décrirons dans un chapitre ultérieur montrent que les variations climatiques du Quaternaire se sont accompagnées d'une activité morphogène plus intense qui a façonné dans le détail les reliefs de notre espace. Les traces de la morphogenèse actuelle sont à rechercher à plus grande échelle dans les lithologies principales du substratum et les formations superficielles.

Le relief de l'espace étudié

Le relief résulte de la dissection par le réseau hydrographique d'une ancienne surface d'érosion infra crétacé, remaniée au Tertiaire (J. Le Roux, D. Harmand, 2003) qui recoupait les différentes formations du Trias, marnes et calcaires de résistance variable à l'érosion.

La topographie actuelle porte encore la trace de cette paléo surface rabotée par l'érosion. Les points hauts du relief se situent tous à des altitudes proches de 380 à 420 mètres, quelle que soit la nature des lithologies affleurantes et font partie de la surface sommitale des 400 mètres présente dans toute le Lorraine et citée dans cet article.

- Dans le Muschelkalk, ils correspondent aux ondulations des plateaux calcaires sur lesquels aucun réseau hydrographique appréciable n'a pu s'installer.
- Dans le Keuper et le Lias où le réseau hydrographique est plus dense, les points hauts correspondent aux surfaces subhorizontales des interfluves où affleurent encore les grès rhétiens. Entre Moselle, Madon et Gitte, c'est une vaste étendue liasique qui a été disséquée par les cours d'eau. Les vallées dont les versants présentent de fortes pentes (5 à10 %) forment des incisions assez profondes atteignant les marnes du Keuper Inférieur. La côte de Virine (485 m) constitue le point culminant régional d'où divergent les interfluves. Les marnes du Keuper Supérieur y affleurent en raison de la présence d'une structure anticlinale locale qui a joué un rôle important dans l'organisation du réseau hydrographique.

Les points bas de la topographie correspondent aux fonds des vallées de la Moselle et du Madon.
Les altitudes des confluences sont de l'ordre de 250 mètres :

241 mètres pour la confluence de l'Euron et de la Moselle.
252 mètres pour la confluence du Durbion, de l'Aviére et de la Moselle
272 mètres pour la confluence de la Gitte et du Madon
247 mètres pour la confluence du Colon et du Madon ;

Malgré un dénivelé modeste qui ne dépasse pas 150 mètres sur l'espace d'étude, les fortes pentes des versants sont consécutives à la mise en place d'un relief de dissection.

Les marnes du Keuper présentent souvent les pentes les plus marquées dépassant parfois10% sur le front d'une ligne de côtes infraliasiques mise en relief par l'incision de la Moselle. Des pentes un peu moins accusées (5 à 10%) s'observent entre Moselle et Madon dans les bassins du Colon, de la Rulle et du Xouillon ainsi qu'à l'ouest de Mirecourt dans le bassin du Val d'Arol où affleurent les grès rhétiens.

Les formations calcaires du Muschelkalk présentent d'autres contrastes de reliefs : aux plateaux sensiblement horizontaux, dont les molles ondulations indiquent une surface d'érosion proche de la surface sommitale, succèdent des pentes plus fortes, voisines de 5 %, correspondant aux flancs des structures anticlinales du Muschelkalk ; elles se situent à la partie sud de la dépression de Moriville, sur la retombée des calcaires vers la vallée du Durbion et sur le versant sud de la vallée de la Gitte.

De très faibles pentes (de l'ordre de 0.5 à1%) caractérisent les argiles de la Lettenkohle qui affleurent dans les fonds alluviaux des bassins amont de l'Euron, du Durbion et du bassin aval de la Gitte et parfois en recouvrement des calcaires sur les plateaux de Muschelkalk.

L'incision de la Moselle est à l'origine des formes marquées dans les calcaires du Muschelkalk ; à proximité de la ville de Châtel, la vallée étroite entaille profondément les calcaires donnant des pentes dépassant parfois 10%. C'est aussi le cas pour les versants de la vallée de son affluent, le Mori.

On constate ainsi l'existence de deux types de reliefs.

- En l'absence de réseau hydrographique notable, un premier type de relief, contrôlé par des facteurs structuraux, illustré par les plateaux calcaires qui reproduisent les ondulations anticlinales du Muschelkalk.
- En présence d'un réseau hydrographique plus dense et de plus grande énergie, le relief résulte de la dissection des formations géologiques et de l'accumulation en fond de vallées de matériel alluvial allochtone ou autochtone issu des versants. La compétition entre l'énergie du cours d'eau et la résistance à l'érosion du substratum détermine le profil en travers de la vallée : le réseau hydrographique qui draine le Keuper entre Charmes et Mirecourt a formé des vallées aux versants symétriques mais d'assez forte pente (5 à 7 %) dans les marnes. La plus grande activité morphogène de la Moselle donne des profils de versants plus contrastés : vallée très incisée dans les calcaires, plus ouverte dans les marnes plus tendres. Toutefois, au nord de Charmes, la Moselle vient au contact de la ligne de côtes armées par le Lias et la Dolomie, donnant à l'ouest un versant escarpé, dégagé dans les marnes, et à l'est, une vallée largement ouverte.

Les morphologies dans les marnes

Bien que leur résistance à l'érosion soit faible, lorsqu'elles sont protégées par des niveaux plus résistants comme la Dolomie de Beaumont ou les grès rhétiens, les marnes ont été capables de créer des versants aux pentes vigoureuses donnant aux formations du Keuper un modelé caractéristique identifiable dans toute le Lorraine. En dépit de ces fortes pentes et de la faible perméabilité des milieux de transfert (sols, colluvions et formations marneuses) la morphogenèse actuelle reste limitée : l'érosion par le ruissellement est bien contrôlée par le couvert végétal et ne crée pas de ravinements généralisés ; mais des crises d'érosion accompagnent les violents orages d'été ou les pluies continues d'hiver. Les périodes pluvieuses favorisent les circulations hypodermiques et la solifluxion sur les pentes les plus fortes, laissant des cicatrices dans le paysage (voir en deuxième partie).

Les morphologies dans les calcaires et les dolomies

En raison du climat qui assure au long de l'année une relative régularité des pluies, les argiles et les marnes constamment humectées, permettent le développement d'un karst de contact litho stratigraphique dans les formations carbonatées au sens ou P. Gamez (1992) l'a défini.

Les niveaux stratigraphiques concernés (Fig. 8) sont les suivants.

Les calcaires du Muschelkalk (calcaires à Térébratules, à Cératites et à Entroques) sous recouvrement des argilites de la Lettenkohle ; il arrive parfois, sur les plateaux calcaires, que

l'érosion ait décapé la couverture d'argilite ; en variante, on citera la karstification des calcaires du Muschelkalk sous les alluvions des terrasses de la Moselle.

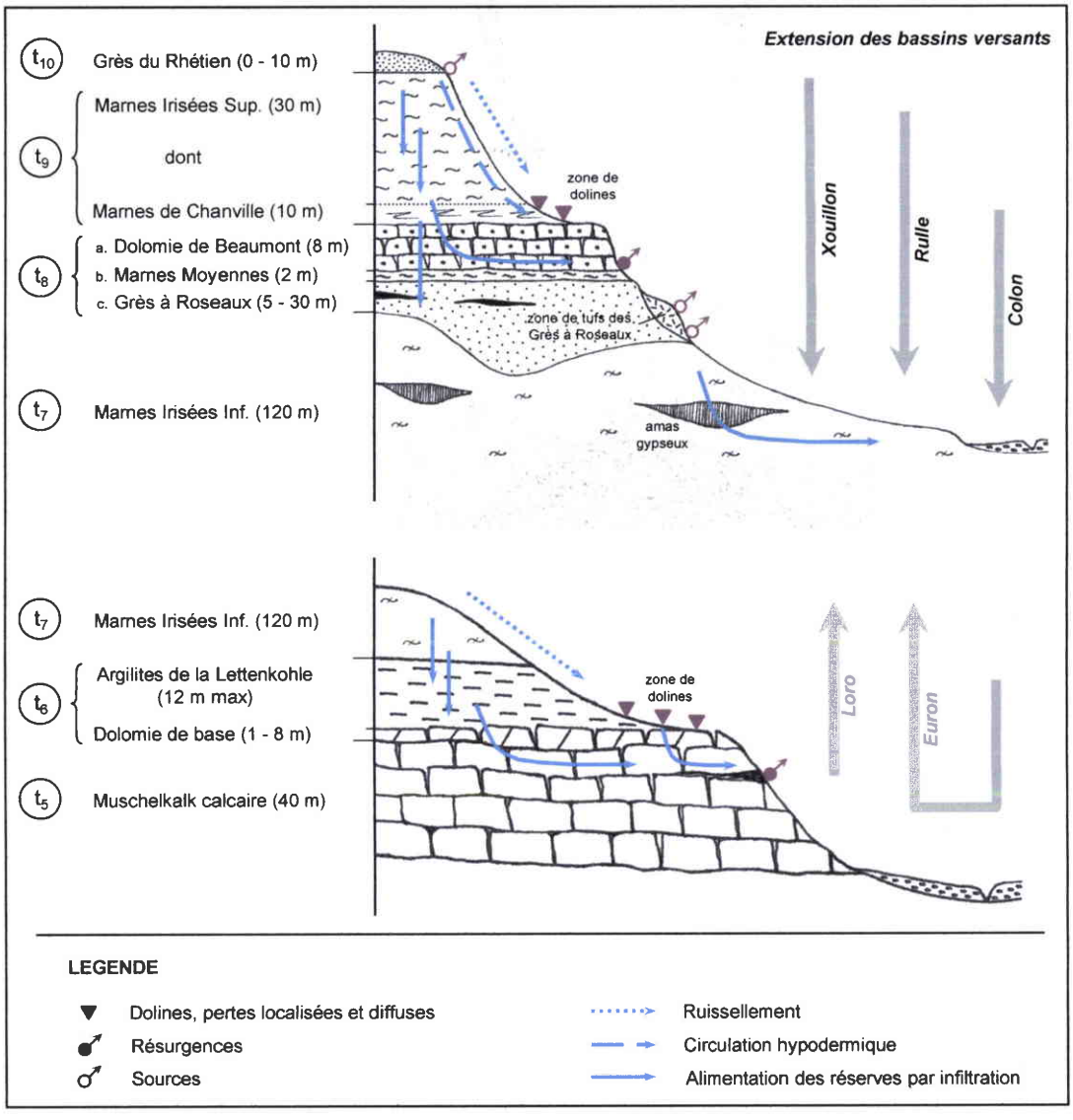


Fig.8 : Log. stratigraphique des formations du Muschelkalk, Lettenkohle et Keuper. Position des bassins versants des cours d'eau cités et localisation des manifestations karstiques.

- La Dolomie de Beaumont sous recouvrement des Marnes Irisées du Keuper Supérieur épaisses d'une trentaine de mètres.

Ce paragraphe décrit les caractéristiques générales du karst sur l'ensemble du domaine d'étude (carte 7). Les manifestations karstiques locales seront détaillées dans chacun des bassins versants; les apports éventuels des réseaux souterrains aux cours d'eau seront précisés dans les 3ème et 4ème parties.

Les eaux infiltrées dans les marnes ou dans les alluvions sont collectées par le réseau de fracturation des formations carbonatées ; une circulation souterraine s'installe et la dissolution des carbonates progresse à partir du réseau de fractures, qui, en s'élargissant, forme de véritables conduits karstiques décimétriques à métriques. (*Photo5*).

Photo 5: Conduit karstique dans les calcaires du Muschelkalk à Dompaire (vallée de la Gitte, x= 0880.090, y =2366.313, z =290 m))

Les eaux sont restituées à la surface sous forme de sources et résurgences à la faveur de niveaux imperméables ;

- Niveaux argileux intercalés dans les calcaires du Muschelkalk.
- Plancher argileux imperméable des Marnes moyennes à la base de la Dolomie de Beaumont.

Souvent actif, l'endokarst du Trias reste cependant de taille modeste, traduisant ainsi une karstogénése limitée. Le facteur limitant principal semble être l'intermittence et la modicité des circulations souterraines liée au fonctionnement hydrologique des couvertures argileuses. Le facteur lithologie peut jouer un rôle complémentaire, en particulier dans la Dolomie de Beaumont où la faible épaisseur de la formation limite le développement du karst.

Les réseaux karstiques du Trias sont peu pénétrables. Seul le réseau de Debain, à proximité de Vittel fait exception. Il a pu être exploré à partir de 1950 par le Club Spéléo Vosgien. Son entrée (x = 0880.306, y =2359.089) correspond à la perte du ruisseau du Bois de Curé. Plusieurs centaines de mètres de galeries ont été reconnues (J. F Carré, 1973, M. Mery, 1975). Les exutoires (Fontaines Saint Michel x = 0882.225, y =2358.347 et résurgence du Camp x = 0.882.150, y = 2358.320) sont situés en rive gauche du Madon sur le trajet d'une faille qui en guide le cours amont.

Quelques essais de traçage, déjà anciens, ont étés réalisés dans la vallée du Durbion (Perte de la Cuisinière – photo 17 et18, perte du Pétard et résurgence de Bénafosse) et de l'Euron (M. Mery, 1976) pour établir des liens entre pertes actives et exutoires, donnant ainsi les directions moyennes des écoulements souterrains. Les résultats obtenus sont peu convaincants. Les rares essais de pénétration ne mentionnent pas les directions des galeries dégagées, et ne permettent pas de faire le lien avec les directions de fracturations observables en surface.

Les deux karsts de contact sont matérialisés en surface par un ensemble de dolines et de pertes qui se situent :

- Dans les argiles de le Lettenkohle à proximité de la ligne d'intersection de la surface topographique et du toit du Muschelkalk.
- Dans les Marnes Irisées Supérieures et plus particulièrement les Marnes de Chanville pour le karst de la Dolomie de Beaumont.

Ces deux ensembles karstiques différent cependant par un certain nombre de points :

Le karst des plateaux calcaires du Muschelkalk.

Le Muschelkalk est intensément karstifié sur l'ensemble de notre domaine d'étude. Les pertes sont localisées dans les argilites de le Lettenkohle qui, dans les vallons, drainent de vastes étendues à très faible pente. En périodes de pluies, les eaux de surface s'y rassemblent en petits ruisseaux qui alimentent un ensemble de pertes et de dolines isolées, groupées et alignées, soulignant parfois les trajets souterrains et mettant en évidence le mécanisme de recul des pertes. Actives en périodes de précipitations, ces dolines et pertes dans les argilites de la Lettenkohle sont toujours proches du toit des calcaires.
Lorsque l'épisode pluvieux est violent ou de longue durée, le flux de ruissellement sur les argiles n'est qu'en partie absorbé par les dolines ; arrivant au toit des calcaires, le flux restant eaux s'infiltre directement dans le réseau de fractures ; ces zones de pertes diffuses sont situées dans le lit des ruisseaux intermittents.

Sur les plateaux, les argiles de la Lettenkohle sont souvent décapées par l'érosion : c'est le cas sur les plateaux calcaires entre Gitte et Illon (voir carte et coupe) où les dolines sont situées aussi bien sur les lambeaux résiduels de la Lettenkohle (Bois de Bourgenove, x = 0887.678, y = 2362.590, z = 375m) que dans les niveaux calcaires du Muschelkalk (dolines du Bois de Béherey, - x = 0892.485, y =2360.950, z = 375m- méga doline du lieu dit Le Charme, gouffre de Renaudval , - x = 0885.618, y = 2360.628, z = 372m au SSW de Ville sur Illon.

Le karst du Muschelkalk sous terrasses alluviales de la Moselle.

La présence d'alluvions recouvrant les argiles de la Lettenkohle ou déposées directement sur les calcaires module la karstogénése.

De part et d'autre du cours de la Moselle, et préférentiellement sur les hautes terrasses (Fv, Fw) dont l'altitude se situe entre 340 et 360 mètres, on observe une concentration de phénomènes karstiques en surface. Ces dolines sont alimentées par un réseau de surface peu développé et intermittent qui draine les formations alluviales perméables ; quelques mètres d'argiles de la Lettenkohle (soit une partie seulement de la formation) sont souvent interposés entre les calcaires et les alluvions ; parfois même, la couche alluvionnaire disparaît complètement.

Photo n° 6 : Fracturation des calcaires du Muschelkalk à l'origine d'une perte diffuse dans le lit du ruisseau de Mézières (Foret des Ternes x = 0898.450, y = 2381.367, z =315 m)

Le point important à signaler est la polarité sud-nord du karst sous les terrasses alluviales (carte 8).

Très présent au sud dans la Forêt Domaniale de Fraize où il se manifeste par un ensemble de dolines fossiles ou actives, alignées suivant une direction N 150° à N 170°, le karst s'est développé à l'emplacement des terrasses anciennes et sous faible recouvrement d'argiles de la Lettenkohle. Dans cette configuration, le réseau drainant est très court et apporte ses eaux aux dolines.

Par comparaison, l'activité karstique se manifeste peu en Forêt des Ternes, se limitant à la présence d'une seule doline (en x = 0895.663, y = 2381.958) et à des pertes diffuses dans le lit des ruisseaux. Au nord, la Foret de Charmes ne montre aucune trace d'activité karstique. La disparition progressive des indices de karstification s'accompagne d'un développement du réseau de surface (Ruisseau de Gauffy, Ruisseau des Allemands, Ruisseau de l'Ermitage) assurant un drainage efficace des terrasses. Les entailles provoquées par ces ruisseaux (partie amont du Ruisseau de l'Ermitage) montrent une épaisseur d'argilites plus importante (6 à 8 mètres de Lettenkohle) complétées parfois par quelques mètres de marnes du Keuper Inférieur.

Un tel contraste met bien en évidence le rôle sur la karstogénése de l'épaisseur d'argile ou de marnes qui recouvre les calcaires (ici préservée de l'érosion par les dépôts alluviaux) :

- Une épaisseur réduite à quelques mètres permet le transfert gravitaire des eaux vers les niveaux calcaires et maintient une karstogénése active attestée par le grand nombre de dolines ; le réseau de drainage se réduit alors à quelques écoulements intermittents (Forêt de Fraize).
- Lorsque l'épaisseur des argiles ou marnes devient plus importante et dépasse une dizaine de mètres, la karstogénése paraît moins efficace puisqu'on ne retrouve plus les indices de surface habituels (pertes et dolines) ; en contrepartie, un réseau drainant fonctionne de façon pérenne et évacue en surface les eaux stockées dans les alluvions.

Le karst de la Dolomie de Beaumont

En regard d'une karstification généralisée du Muschelkalk sous contrôle de l'épaisseur des argilites, le karstification de la Dolomie de Beaumont est plus limitée.

Cette disparité résulte de plusieurs facteurs :

- d'abord des conditions topographiques différentes : vastes étendues et topographies assez plates dans le cas du Muschelkalk alors qu'un relief de dissection aux fortes pentes caractérise les formations du Keuper et que la Dolomie affleure sur les versants ; dans ces conditions, les Marnes Supérieures peu perméables qui forment la couverture de la Dolomie privilégient les transferts tangentiels rapides, au détriment de l'infiltration.
- Ensuite des raisons lithologiques : la faible épaisseur de la Dolomie limitée à 8 mètres environ, à comparer aux plus fortes épaisseurs des calcaires du Muschelkalk. Puis la compacité des lithofaciès : dans la Dolomie, l'eau ne peut cheminer que dans les fractures alors, qu'une fois déblayés, les joints argileux horizontaux des calcaires du Muschelkalk permettent une extension plus aisée des circulations souterraines.

Le karst de la Dolomie ne peut se développer que sous condition d'un apport par infiltration suffisant. L'épaisseur des Marnes Supérieures joue alors de deux façons contradictoires :

- Lorsque la formation affleure dans sa totalité, (environ 30 mètres d'épaisseur), malgré les fortes pentes dans les marnes, l'intensité des transferts tangentiels est limitée par le couvert végétal (prairies et forêts) ; en revanche, la superficie de l'impluvium est maximale, favorisant la collecte des précipitations.
- Lorsque l'érosion a réduit l'épaisseur des marnes, les pentes sont plus faibles, et la superficie de l'impluvium se trouve réduite. Les effets de relief et de superficie d'impluvium jouent donc en sens opposés.

L'effet superficie semble prépondérant. Les manifestations karstiques n'apparaissent que sous condition d'un impluvium suffisant vaste (tableau 12-page 94), malgré l'effet défavorable de pentes importantes ; c'est le cas du karst dans la vallée du Xouillon (carte 9) : on y observe dolines, pertes dans les Marnes de Chanville et résurgences à la base de la Dolomie (Photos 11, 12,13 page 93-94). Les Marnes Supérieures affleurent sous toute leur épaisseur et sont même recouvertes de quelques mètres de Rhétien gréseux. Une situation semblable se retrouve à l'ouest de Mirecourt dans la vallée du Val d'Arol où des dolines attestent de la présence du karst.

En revanche, lorsque l'épaisseur des Marnes Supérieures est réduite par l'érosion, les indices karstiques tendent à disparaître : on les devine encore dans le bassin de la Rulle mais ils disparaissent totalement dans la vallée du Colon, ce qui laisse supposer que le karst n'a pu se développer ou que son développement s'est interrompu, n'étant plus suffisamment alimenté en eau.

Les conditions de fonctionnement des divers types de karst

Le karst de contact litho stratigraphique présent sur notre espace d'étude montre une certaine diversité de fonctionnement qu'il faut analyser. On peut la relier à l'effet de facteurs lithologiques et morphologiques ainsi qu'à des configurations locales particulières.

Le karst du Muschelkalk est actif. Il est bien alimenté en eau par la collecte des pluies sur les niveaux argileux de la Lettenkohle ; peu épais ils permettent le transfert de l'eau aux calcaires sous-jacents. Les indices d'activité karstique sont nombreux. Sur les plateaux, les indices karstiques s'estompent lorsque la Lettenkohle disparaît, mais l'alimentation reste assurée par l'infiltration directe de l'eau dans les fractures.

Le karst du Muschelkalk sous couverture d'alluvions présente des modalités de fonctionnement particulières ; les alluvions forment un aquifère temporaire, où l'eau acidifiée au contact des matériaux siliceux est rapidement évacuée - soit vers le karst si l'épaisseur des niveaux argileux intercalés entre calcaire et alluvions est faible - soit vers le réseau de drainage superficiel en cas contraire.
Sous couverture d'alluvions, la karstogénése est donc exacerbée ou contrariée suivant des configurations particulières, ce que traduit la polarité du karst signalée précédemment.

Le fonctionnement du karst de la Dolomie de Beaumont est soumis à d'autres contraintes : la faible épaisseur de la formation et l'absence de joints marneux sont des paramètres qui limitent le développement du karst ; l'activité karstique dans la Dolomie ne peut se maintenir que sous condition d'une collecte en eau suffisante. La superficie de l'impluvium est ici le facteur critique et elle est liée à l'épaisseur résiduelle des Marnes Supérieures.

On aboutit ainsi à des conclusions opposées concernant le rôle de l'épaisseur des marnes ou argiles recouvrant les niveaux karstifiables ; sous les terrasses alluviales, la karstification du Muschelkalk n'a été possible que sous de faibles épaisseurs de Lettenkohle, alors qu'une forte épaisseur de Marnes Supérieures est indispensable pour que le système karstique de la Dolomie soit actif.

Si la notion de karst de contact litho stratigraphique implique un recouvrement des calcaires et dolomies par des niveaux de marnes ou argilites, les conditions de fonctionnement et d'évolution de ce type de karst dépendent d'un ensemble de facteurs complémentaires : le karst présent sur notre l'espace d'étude en met certains en évidence (homogénéité et fracturation des niveaux calcaires, complexité et épaisseur des recouvrements, morphologies et superficie des impluvium) qui ont en commun la capacité de contrôler les flux d'eau transférés.

3. 2. 6 Conclusions

L'étude des milieux de transfert précise un certain nombre de caractéristiques dont le rôle dans le fonctionnement hydrologique de l'espace est essentiel.

En premier lieu, le substratum montre une diversité dans la nature des lithologies et dans leur épaisseur. L'alternance en surface des marnes et des calcaires donne des reliefs aux pentes contrastées qui, combinés aux différences de perméabilité des sols et des formations superficielles modulent la répartition de l'eau entre transferts tangentiels et infiltration.
En profondeur, la superposition de marnes et de niveaux calcaires ou dolomitiques est à l'origine d'un karst de contact qui canalise les circulations souterraines et positionne les sources et résurgences au toit des niveaux les moins perméables.

Les dépôts alluviaux de la vallée de la Moselle recouvrent ces diverses formations. Les lambeaux de terrasses anciennes, peu épais et discontinus, ne permettent pas le stockage de l'eau ; la terrasse moyenne plus épaisse et continue en rive droite forme un aquifère drainé par un réseau de surface, fournissant à quelques sources une eau peu minéralisée.

Le contraste du relief est un autre point déterminant.

Un relief de dissection, spécifique aux affleurements des marnes du Keuper, donne des versants aux pentes importantes dès lors que les marnes sont protégées de l'érosion par les niveaux plus résistants de Dolomie ou de grès rhétiens. Ce type de relief est drainé par un réseau hydrographique pérenne.

Les zones de plateaux dérivés de la surface sommitale des calcaires du Muschelkalk sont dépourvues de réseau hydrographique appréciable. Les calcaires affleurent aussi en fonds de vallées et sur les versants du réseau hydrographique, souvent recouverts par les argilites de la Lettenkohle. Les précipitations collectées dans les bassins et les écoulements de surface sont d'abord absorbés par le karst puis restitués rapidement aux cours d'eau par les circulations souterraines ; le maintien d'un réseau hydrographique pérenne n'est pas toujours assuré et on verra en 3ème partie que les étiages sont parfois proches du tarissement.

L'espace d'étude reste une région rurale où alternent cultures, prairies et forêts ; sauf épisodes pluviométriques exceptionnels, le couvert végétal est un facteur de contrôle efficace des transferts tangentiels, malgré les fortes pentes des marnes du Keuper. Le tableau 9 récapitule les caractéristiques essentielles de l'espace de recherche.

Lithologies	*Pente du relief*	*Localisation*	*Types de sols*	*Occupation des sols*	*Morphologies caractéristiques*	*Tendance morpho dynamique et circulation de l'eau*
Calcaires du Muschelkalk.	Faible 1 à 2 %	Zone des plateaux	Sols bruns calciques profonds	Cultures céréalières	Peu d'indices, parfois dolines	Infiltration, Pédogenèse, érosion faible
Calcaires du Muschelkalk	~ 5 %	Flancs des ondulations anticlinales	Sols bruns calciques et calcaires moins profonds	Culture céréalières	Chenaux de ruissellement. Karst, dolines, pertes, résurgences	Ruissellement Erosion des sols culturaux
Calcaires du Muschelkalk	10 à 15 %	Versants des Incision des cours d'eau: Moselle, Aviére	Rendzine brunifiée	Forêts et friches calcicoles	Thalwegs abrupts Colluvionnement calcaire	Peu d'évolution
Lettenkohle	> à 1 %	Fond de vallées	Sols hydromorphes	Prairies humides	Manif. Karstiques dolines et pertes	Karstogenèse active
Lettenkohle	> à 1 %	Sur plateaux calcaires	Sols avec traces d'hydromorphie	Cultures et forêts	Manifestations karstiques : dolines	Karstogenèse active
Marnes du Keuper Sup.	> à 10%	Versants des lignes de côtes	Pélosols	Forêts de Feuillus et prairies	Solifluxion et chenaux de ruissellement	Morphogenèse par ruissellement et circulations hypodermiques
Marnes du Keuper Sup.	5 à 10 %	Ensembles des formations	Pélosols généralisé	Prairies et qq. Cultures si pente atténuée	Solifluxion, Chenaux de ruissellement. Dolines à proximité du toit de Dolomie	Ablation par ruissellement violent
Dolomies de Beaumont	~5 %	Sur les versants	Pélosols sur marnes colluvionnée Localement rendzines	Forêts, taillis calcicoles et prairies sur colluvionnements	Replats et revaux d'érosion, Karst localisé avec sources et résurgences à la base du niveau.	Erosions locales par démantèlement de la formation suite aux ruissellements
Grès à Roseaux	1 à 5 %	Sur les versants.	Pas de sols spécifiques par suite du colluvionnement	Forêts Prairies	Peu visibles dans la topographie	Evolution lente, infiltration.
Marnes Inférieures	1 à 5 %	Versants et fonds de vallée	Pélosols sur les pentes, hydromorphie en fond de vallées	Quelques cultures mais prairies dominantes	Solifluxion sur les pentes les plus marquées	Erosion des pentes, dépôts en fond de vallée, milieux humides
Rhétien	1 à 2%	Replats sur les interfluves	Sols bruns acides avec hydromorphie	Forêts généralisée	Peu d'indices	Evolution lente, Infiltration
Terrasses alluviales de la Moselle	1 à 2%	Vallée de la Moselle	Sols complexes souvent hydromorphes	Forêt généralisée	Dolines fréquentes à proximité des calcaires. Replats successifs ou formes de glacis.	Absorption rapide des précipitations. Pédogenèse et soutirage karstique
Colluvions sur marnes du Keuper	1 à 10 %	Versants	Pélosols	Prairies	Suffusion. Solifluxion et glissements	Circulations hypodermiques à la base

Tableau 9: Tableau récapitulant les diverses caractéristiques de terrain de l'espace de recherche

4 - Le réseau hydrographique

4. 1 - Introduction

L'objectif de ce paragraphe est de montrer comment la configuration actuelle du réseau hydrographique dépend du cadre morpho structural de l'espace d'étude, et de voir comment ces relations se modifient en fonction de l'échelle à laquelle on les étudie.

La démarche est double et se propose alors,

- De reconstituer à l'aide des données de terrain actuelles (topographie et géologie) les tracés probables d'un ancien réseau adapté au contexte morpho structural contemporain et d'expliquer leurs évolutions concomitantes.
- De retrouver des liens entre les traits géométriques du réseau actuel, tracés régionaux, directions d'écoulements locales, relations d'affluence, et les éléments permanents (failles, champ de fractures) et évolutifs (érosion, approfondissement des vallées) du cadre morphologique.

L'analyse peut être menée en utilisant deux critères :

Un critère spatial : on cherchera quels sont les éléments morpho structuraux qui ont conduit à l'organisation du réseau hydrographique aux échelles régionales et locales.

Un critère énergétique : quels sont les éléments morpho structuraux qui ont organisé le réseau en fonction de ses niveaux d'énergie.

On remarquera toutefois l'interdépendance de ces deux critères puisque, taille des bassins versants, longueur du cours d'eau, débits et énergie des écoulements sont des paramètres qui, au moins à l'échelle régionale, ont des sens de variations identiques.

4. 2 - Présentation et hiérarchisation du réseau hydrographique

Sur les bases des critères spatiaux ou énergétiques, on peut proposer une hiérarchisation du réseau hydrographique:

- **Un réseau hydrographique principal,** constitué par la Meuse, la Moselle et la Meurthe draine l'ensemble de la Lorraine. Coulant du sud vers le nord et recoupant les lignes de côtes, ce réseau est inadapté à la structure actuelle. Certaines parties de cours sont surimposées; les tracés s'encaissent dans les calcaires (cuesta bajocienne pour la Moselle et cuesta oxfordienne pour la Meuse) alors qu'ils restent plus libres dans les plaines argileuses. Les phénomènes de capture qui ont modifié ces tracés au Quaternaire sont nombreux (captures de la Moselle, de l'Aire, de l'Aisne) ; ils confirment l'inadaptation du réseau (D. Harmand, 1992), posant ainsi la question de savoir à quelle surface se sont adaptés les écoulements. J. Tricart (1948) a envisagé une surface continentale Oligo- Miocène, basculée vers le nord et remaniée au Mio- Pliocène. Plus récemment, J. Le Roux et D. Harmand (2003), sur la base d'arguments structuraux et morphologiques, proposent une l'implantation

progressive du réseau sur la surface à pendage nord, découverte par la régression de la mer Crétacé ; avec cette hypothèse, les directions du réseau initial sont cohérentes avec les lignes de rivage. L'érosion rapide de la craie, facilitée par les climats chauds et humides du Tertiaire, remet à l'affleurement les formations discordantes de la surface d'érosion anté-Crétacé ; le réseau hydrographique s'y incise conservant ainsi ses directions d'écoulement initiales, inadaptées à la structure actuelle (Le Roux J., Harmand D. et P. Gamez, 2003)

Par la suite, cette surface anté-Crétacé a été retouchée par la tectonique tertiaire (remontée de la partie sud-est de la Lorraine due à la surrection du massif vosgien, rejeux probables des failles anciennes et formation de structures anticlinales) puis érodée ; mais son existence est attestée (J Le Roux, D. Harmand, 2003) par le maintien en Lorraine d'une surface polygénique sommitale (surface des 400 mètres).

Dans notre espace d'étude, les deux cours d'eau majeurs sont la Moselle et son affluent le Madon ; ils déterminent les niveaux de base des écoulements qui se situent à des altitudes peu différentes : 264 mètres pour la Moselle à Charmes et 241 mètres à la confluence de l'Euron an aval de Bayon, 247 mètres pour le Madon, à la confluence du Colon.
Les superficies des bassins versant du réseau principal sont de plusieurs centaines de km^2 et les débits moyens annuels atteignent ou dépassent la dizaine de m^3/s.

- A ces deux cours d'eau principaux se raccorde **un réseau hydrographique secondaire et pérenne** qui draine sur des distances de 10 à 30 kilomètres des bassins versants de taille réduite de l'ordre de 30 à 100 km^2.

Ce réseau secondaire, dont l'énergie des écoulements est d'un ordre de grandeur inférieur à celui des cours d'eau principaux avec des débits de l'ordre du m^3/s, montre une implantation spatiale plus diversifiée que le réseau principal. Sous contrainte de l'abaissement des niveaux de base de la Moselle et du Madon, les directions d'écoulements ou les réajustements de tracés se calquent sur les éléments structuraux ou tectoniques locaux - anticlinaux, ondulations, failles et fracturations- conséquences probables sur le substratum du relèvement des marges sud de la Lorraine. On pourra ainsi montrer que certains de ces cours d'eau sont implantés sur des accidents tectoniques (cas de la Gitte, cas probables de l'Illon, du cours amont du Madon et du Ruisseau des Amis) ; d'autres ont utilisé des gouttières synclinales dégagées par l'érosion différentielle à la surface de contact des marnes et des calcaires (cas de l'Euron et du Loro) ; Sur les petits bassins, où la dynamique d'érosion est limitée par la faible énergie des écoulements, les réaménagements des tracés sont parfois lisibles et peuvent être mis en relation avec les éléments morpho structuraux locaux.

- On citera enfin le **réseau de drainage formé par les affluents des cours d'eau précédents.** Il est constitué par des petits ruisseaux pérennes ou intermittents dont la longueur est limitée à quelques kilomètres ; les directions d'écoulement sont imposées par la topographie des versants ; on citera les ruisseaux qui seront évoqués dans la suite de ce document : les ruisseaux de l'Ermitage, de Gauffy et des Chênaies qui drainent les terrasses en direction de la Moselle, les ruisseaux intermittents du Pré Armand et de la Fontaine Saint Claude qui drainent la retombée Est des terrasses vers le Loro.

Cours d'eau principaux	Leurs affluents	Longueur du cours d'eau (km)	Superficie bassin km^2	Module m^3/s (l/s/km2)	Dénivelé en mètres	Pente moyenne m/ km	Lithologies principales affleurant dans le bassin versant
Moselle amont Euron		123.6	1780.3	44.8 (25.2)	*	*	Diverses. Granitoïdes, grès vosgien, Muschelkalk, Keuper.
	Durbion	33.8	144.9	1.95 (13.5)	480-285	5.76	Des Grès vosgien aux calcaires du Muschelkalk
	Rau de Fontenay	5.1	10.8	0.16 (14.8)	375-337	7.6	Muschelkalk inférieur
	Onzaine	9.75	45.5	0.57 (12.5)	352-302	5.12	Marnes du Keuper Inférieur
	Avière depuis Bouzey	18.87	108.2	1.29 (11.9)	372-285	4.61	Grés vosgiens amont Bouzey Calcaire du Muschelkalk. + Lettenkohle et terrasses alluviales
	Euron à St Boingt	9.2	36.9	0..36 (9.75)	342-274	7.39	Lettenkohle + calcaires du Muschelkalk
	Euron à Frovillle	25.23	91.9	0.95 (10.33)	342-241	3.96	Lettenkohle + calcaires du Muschelkalk + Keuper Inférieur
	Paleboeuf	7.52	16.5	0.18 (10.9)	297-267	3.93	Marnes du Keuper Inférieur
	Loro	8.75	41.4	0.395 (9.54)	289-252	4.2	Calcaires du Muschelkalk Lett. + marnes du Keuper Inférieur
Madon à Mirecourt		35.25	382	4.85 (12.7)	415-265	4.25	Des Grès vosgien aux marnes du Keuper
	Gitte conf. Robert	16.62	68.8	1.07 (15.6)	372-278	5.65	Muschelkalk (Couches grises et Calcaires) Lettenkohle
	Gitte conf. Madon	20.3	116.3	1.72 (14.8)	372-272	4.92	Idem ci-dessus + marnes du Keuper Inférieur
	La Saule	14.0	44.0	0.415 (9.44)	378-270	7.7	Calcaires du Muschelkalk Marnes du Keuper Inférieur
	Robert	10.5	42.7	0.59 (13.8)	350-278	6.85	Keuper Inférieur
	Colon	19.2	65.0	0.720 (11.0)	350-247	5.36	Marnes du Keuper Inférieur
	La Rulle	6.12	12.1	nc	365-277	14.2	Marnes du Keuper Inférieur
	Xouillon	8.12	23.7	nc	350-255	11.6	Marnes du Keuper Inférieur
	Val d'Arol	11.0	46.2	0.495 (10.7)	385-268	8.0	Marnes du Keuper Inférieur
	Illon	10.5	36.6	0.485 (13.2)	352-285	6.26	Couches grises et Calcaires du Muschelkalk, Lettenkohle
Vezouze à Lunéville		68.90	559.0	6.54 (11.7)	*	*	Couches grises et Calcaires du Muschelkalk, Lettenkohle et marnes du Keuper Inférieur
	Ruisseau des Amis	9.8	39.0	0.340 (8.71)	265-229	3.7	Marnes du Keuper Inférieur
Mortagne	Arentèle	21.2	65.2	0.77 (11.8)	450-288	7.7	Grès vosgiens, Muschelkalk inférieur et calcaires du Musch.
	Padozel	12.75	47.8	0.45 (9.4)	301-273	2.2	Calcaires du Muschelkalk et marnes du Keuper Inférieur

Tableau 10 : Le réseau hydrographique de l'espace d'étude et quelques cours d'eau voisins.

Le tableau 10 ci-dessous indique les caractéristiques géométriques et hydrologiques principales des cours d'eau, en particulier celles du réseau secondaire dont les écoulements seront étudiés en détail dans la 3ème partie, ainsi que celles de quelques cours d'eau voisins cités dans la suite du texte.

La carte 3 déjà mentionnée rappelle l'implantation du réseau hydrographique régional et la position des stations hydrométriques installées sur les cours d'eau.

Les tracés du réseau secondaire sont plus diversifiés : cours cataclinaux pour Xouillon, Rulle, Loro, Colon et Euron amont, mais orthoclinaux pour Durbion, Mori, Euron aval, Colon aval et Gitte et tracés spécifiques pour l'Aviére qui réutilise la vallée de la Moselle ancienne. On notera parfois des directions différentes pour les parties amont et aval des tracés.

Les directions d'écoulements du réseau secondaire sont peu liées à l'architecture géologique régionale mais sont mieux corrélées à un ensemble de facteurs locaux qu'il faudra identifier ; la plupart des facteurs déterminant l'organisation du réseau secondaire sont d'ordre tectonique ; ainsi, selon l'échelle d'analyse, on peut souvent relier les directions des écoulements à la présence de failles, d'un champ de diaclases ou à des déformations souples des couches sédimentaires.

Pour certains cours d'eau, y compris la Moselle sur notre domaine d'étude, les tracés actuels ne peuvent s'expliquer par la tectonique car ils résultent d'une réorganisation de tracés anciens ; il est possible d'en retrouver les causes par une reconstitution, même approximative, des paléo surfaces en interprétant les informations de terrain, de la topographie et des cartes géologiques actuelles ; en effet, ces tracés ont participé à l'élaboration du relief (création de morphologies et dépôts de matériaux) et influencent actuellement les écoulements de l'eau.

Nous avons là une autre approche de l'organisation du réseau local qui s'intègre dans un phénomène plus vaste observable dans le Bassin Parisien, dans l'Est de la France, au Luxembourg et dans les Ardennes belges. Au plan régional, la capture de la Moselle à Toul est un exemple bien connu de modification du réseau hydrographique. Dans le paragraphe qui suit, nous allons reconstituer les tracés anciens de quelques cours d'eau de notre espace d'étude, particulièrement ceux de la paléo-Moselle et de ses affluents.

4. 3 - Les indices d'un paléo réseau local : les modalités de son évolution

Au plan local, la Moselle constitue le niveau de base des écoulements et oblige le réseau secondaire à s'inscrire dans les plateaux où il entaille les diverses lithologies du Trias, formant ainsi un relief de dissection ; dans les vallées, se succèdent des couloirs étroits ou élargis selon la dureté des couches et les conditions structurales.

Des déplacements latéraux des tracés accompagnent les déplacements verticaux dus aux incisions : on en verra un exemple dans les migrations vers l'ouest du cours ancien de la Moselle, repérables par la disposition des terrasses alluviales.

Les marques laissées par ces déplacements indiquent une certaine progressivité dans l'évolution des tracés, alors qu'il faut plutôt envisager une succession de périodes de creusements et d'alluvionnements : les incisions des tracés aval du Durbion, de l'Avière et du Mori, fixés dans les calcaires, sont de ce type.

D'autres modes de réaménagement sont possibles et se présentent comme une réponse en rupture à une modification de l'environnement des écoulements ; il en résulte une réorientation des tracés de certaines portions de cours ; c'est le cas général des captures ou des ruptures d'affluence ; ainsi le Colon, ancien affluent de la Moselle, a été contraint de modifier son cours pour rejoindre le Madon, acquérant de ce fait sa configuration actuelle.

Si les déplacements verticaux ou latéraux des tracés représentent les réaménagements les plus habituels, des variations de la taille d'un bassin versant sont envisageables ; cela se vérifie pour le Mori qui a perdu une partie de son bassin.

4. 3. 1 Evolutions des tracés de la Moselle en aval d'Epinal.

A la latitude d'Epinal, la Moselle quitte un espace où affleurent les formations gréseuses et conglomératiques du Buntsandstein qui forment les niveaux de base du Trias Inférieur et Moyen ; assez large dans les grès vosgiens, sa vallée se rétrécit à la traversée du Conglomérat Principal et du horst qui met à l'affleurement les granites entre Archettes et l'amont d'Epinal ; au lieu dit le Saut le Cerf et à Jeuxey, la faille de Vittel remet en contact les grès vosgiens et les formations calcaires du Muschelkalk. Resserrée dans les formations résistantes gréseuses et conglomératiques, la vallée de la Moselle en amont d'Epinal n'a pas subi de modifications importantes de ses tracés pendant la durée des dépôts alluviaux. En aval d'Epinal, la Moselle rencontre les formations moins résistantes du Muschelkalk Moyen (Couches rouges t_{4a}, Couches Grises t_{4b}, Couches blanches t_{4c}) avant de s'inciser dans les calcaires plus durs (t_5) du Muschelkalk Supérieur. Entre Epinal et Charmes lors de sa traversée du Muschelkalk, la Moselle a subi des modifications majeures de ses tracés qui, par voie de conséquence, ont entraîné le réajustement de son réseau d'affluents.

Sur la base d'arguments structuraux, morphologiques et lithologiques, nous pouvons reconstituer les tracés anciens de la Moselle et de certains de ses affluents et identifier les causes des modifications constatées.

L'élément structural essentiel pour comprendre les évolutions du cours de la Moselle est la présence de l'anticlinorium de Zincourt- Hardigny présenté dans un paragraphe précédent ; cette forme anticlinale de direction d'axe voisine de N 70°, est actuellement recoupée par la Moselle entre Golbey et Charmes : au lieu dit " la Verselle", en amont de Châtel, la rivière a profondément entaillé les calcaires de Muschelkalk sur une cinquantaine de mètres, depuis les horizons supérieurs (t_5, Calcaires à Cératites et à Entroques) jusqu'aux Couches Blanches à dolomie (t_{4c}) mises à l'affleurement en fond de vallée à la cote 290 m soit environ 5 mètres au dessus du lit vif actuel (Fig. 5).

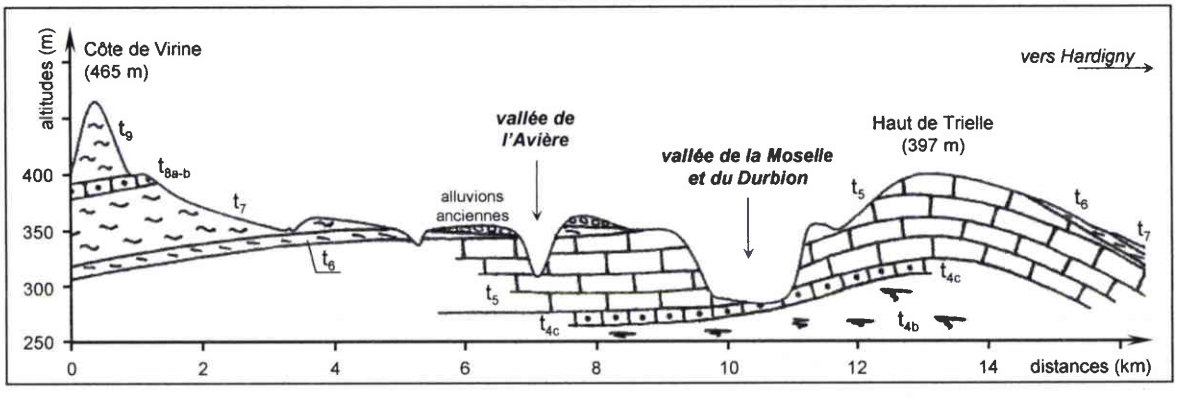


Fig. 5 (rappel). Coupe SW – NE de l'anticlinorium de Zincourt Hardigny entre la côte de Virine et la Haye de Trielle (coupe A de la carte 10).

A l'ouest du tracé actuel de la Moselle, les calcaires affleurent dans la vallée de l'Avière, recouverts par les dépôts alluviaux puis s'ennoient sous une centaine de mètres de marnes du Keuper à proximité de la côte de Virine (x = 0894.285, y = 2367.870, z = 465 mètres).

Pour reconstituer les tracés anciens de la Moselle, on se référera à la disposition spatiale des dépôts synchrones représentés sur la carte des terrasses (carte n° 6 a).

Les tracés de la paléo-Moselle, contemporains des dépôts des hautes terrasses

Les tracés les plus anciens que l'on puisse reconstituer seront désignés sous le vocable de paléo-Moselle ; ils sont synchrones des dépôts qui forment les hautes terrasses (Fv, Fw).

Les **positions extrêmes des alluvions anciennes (Fv, Fw)** témoignent qu'entre Epinal et Charmes, la paléo- Moselle a évolué dans un lit majeur plus large et situé plus à l'ouest que le lit actuel : la retombée sud-est de l'anticlinorium a limité vers l'est l'extension des alluvions des hautes terrasses ; il n'en subsiste plus que des lambeaux isolés déposés directement sur les calcaires (carte n° 6a) au Bois de Chenal au S.S.E de Thaon (x = 0906.090, y = 2368.825, z = 364 mètres), au Bois de Gerbier (x = 0902.130 ; y = 2375 943, z = 359 mètres) et au Bois de la Poirouse (x = 0902.950, y = 2374.978, z = 364mètres).

En revanche, les dépôts sont très abondants à l'ouest d'Epinal, au Bois de la Louvroie (x = 0903.119, y = 2361.850, z =381m) et au Bois l'Abbé (x = 0901.832, y = 2363.771, z =376m) ; leur emplacement et leur étendue suggèrent que les alluvions ont pu s'accumuler dans une zone déprimée correspondant au passage de la faille de Vittel.

On retrouve les hautes terrasses, à la même altitude, 370-380 mètres, au nord du Bois l'Abbé dans le bassin versant de l'Avière, au Bois de Chanot (x = 0897.325, y = 2368.590, z =370 mètres) et au Bois du grand Fays (x = 898.510, y = 2370.015, z = 370mètres) ; les dépôts les plus éloignés sont à cet endroit distants de plus de 5 kilomètres du cours actuel de la Moselle. En rive gauche de l'Avière, les sédiments fluviatiles reposent sur les marnes du Keuper Inférieur (t_7) et sur la Lettenkohle (t_6) ; leur extension est limitée vers l'ouest par le talus de la cuesta infra-liasique dont la base est formée par une ligne de côtes – Côtes de Bouxières aux Bois et Saint Vallier (413 m), Côtes de Lujaumont (402m), Côtes de Henet (390m), Haut du Mont, Chaufour, Beherey (375 à 385m), où affleurent Keuper et Rhétien. Préservés de l'érosion par la dalle de Dolomie de Beaumont, ces sommets surplombent de 30 à 40 mètres les dépôts alluviaux des hautes terrasses.

L'interfluve actuel entre Moselle et Avière, où affleurent Muschelkalk et Lettenkohle, est encore recouvert par les alluvions déposées sur le flanc sud-est de la forme anticlinale (contact visible sur le talus de l'autoroute entre Frizon et Nomexy (x = 0899.945, y = 2374.610, z = 345 mètres).

En aval de Châtel, la dissymétrie dans la disposition des alluvions par rapport au cours de la Moselle actuelle s'inverse : les alluvions anciennes sont situées à l'est du tracé actuel et se sont déposées sur le flanc nord-ouest de l'anticlinorium, d'abord sur les calcaires à proximité de l'axe anticlinal puis, en direction du nord, successivement sur les argilites de la Lettenkohle et les marnes du Keuper ; elles forment les hautes terrasses des Forêts de Fraize, des Ternes et de Charmes.

On voit qu'après le franchissement, en amont d'Epinal, du horst granitique et des Grès vosgiens dans lesquels elle s'est enfoncée, la paléo-Moselle a d'abord privilégié des tracés situés très à l'ouest du cours actuel, passant par le Bois de la Louvroie et le Bois

l'Abbé ; puis son lit majeur a acquis une direction sud-nord dans les marnes du Keuper et de la Lettenkohle formant la base de la côte infra liasique. La disposition des dépôts alluviaux anciens montre que les calcaires ont commencé à affleurer dans le lit majeur au passage de la charnière anticlinale à la Verselle.

En aval de Châtel, dans le prolongement de cette direction sud–nord, la paléo vallée se développe largement sur le flanc nord-ouest de l'anticlinal où elle rencontre marnes et argiles ; elle est toujours bordée à l'ouest par le front des côtes infra liasiques.

A la latitude de la ville de Charmes, les alluvions anciennes présentent leur extension maximum vers l'est ; plus au nord, la vallée de la paléo- Moselle se resserre progressivement jusqu'à Bayon, franchissant le front de la côte infraliasique (buttes témoins de Saint Germain) puis une nouvelle ondulation anticlinale qui fait culminer le Lias à 405 mètres au Haut de Sue. Les alluvions anciennes sont alors déposées sur les plateaux liasiques à l'ouest du cours actuel, depuis Mangonville jusqu'à la forêt de Benney située plus au nord, à proximité de Tonnoy.

Les dépôts des terrasses moyennes (Fx, Fy) correspondent à une phase d'alluvionnement intensif en amont de l'axe anticlinal, au Bois de la Foresterie (x = 0904.605, y = 2371.995, z = 320 à 340 mètres), sur le versant Est de la Moselle actuelle, mais il ne subsiste plus de dépôts dans la vallée de la paléo-Moselle, à l'emplacement du bassin actuel de l'Avière.

En aval de Châtel, les terrasses sont situées de part et d'autre du cours actuel ; leur extension en rive gauche est limitée par le front de la ligne de côtes infra-liasique et en rive droite, entre Châtel et Portieux, les alluvions sont étagées sur la pente de la surface d'érosion dégagée dans les calcaires.

Entre Epinal et Charmes, les terrasses moyennes sont disposées de façon symétrique par rapport au cours actuel, suivant une organisation très différente de celle des alluvions anciennes, indiquant que la paléo- Moselle a profondément modifié ses tracés :

Le passage à l'ouest par le Bois l'Abbé a été abandonné, ainsi que la paléo- vallée correspondant à l'emplacement actuel de l'Avière ; cette modification du cours indique que la Moselle contemporaine des dépôts Fx, Fy a déjà entaillé la charnière anticlinale à la Verselle, aidée par le surcroît d'énergie hydraulique résultant du raccourcissement de son tracé ; les alluvions se sont accumulées en amont de la Verselle (le village de Vaxoncourt est implanté sur ces terrasses incisées par la Moselle et le Durbion).

Les dépôts des moyennes terrasses sont très limités dans la vallée étroite entre Châtel et Portieux et ne deviennent abondants qu'en aval de Portieux, ce qui confirme le transit des alluvions par la percée de la Verselle. Le maintien de l'intégralité du système des terrasses en rive droite dans les Forêts de Fraize, des Ternes et de Charmes et l'altitude relative des dépôts indiquent une migration continue vers l'ouest du cours de la paléo- Moselle en aval de Portieux en même temps que son incision progressive dans le substratum du flanc nord-ouest de la forme anticlinale. Lors de cette migration, la paléo-Moselle déblaie aisément les marnes et argilites, atteignant dans la Forêt des Ternes le toit du Muschelkalk, déjà érodé sous les terrasses anciennes de la Forêt de Fraize. La Moselle ' glisse' vers l'ouest, façonnant dans les calcaires une surface d'érosion qui reste assez proche de la surface structurale. A l'heure actuelle, les calcaires ont ' fixé' le tracé de la vallée jusqu'à Charmes.

La carte 6-b représente les évolutions du lit majeur de la paléo-Moselle depuis les dépôts des hautes terrasses jusqu'à l'actuel : l'incision dans les calcaires, en amont de Charmes, s'est accompagnée d'un rétrécissement du lit, en particulier lors de la percée, à la Verselle, de l'axe de la forme anticlinale de Zincourt - Hardigny. Grâce à la charge alluvionnaire transportée et sa forte énergie hydrodynamique, la Moselle est parvenue à

entailler profondément (surimposition) la forme anticlinale qu'elle avait initialement contournée par l'ouest ; c'est bien la combinaison d'éléments structuraux, morphologiques et lithologiques qui a déterminé l'évolution des tracés du cours d'eau. Ainsi la Moselle a joué un rôle essentiel dans le dégagement des formes, dans l'organisation des paysages actuels et dans l'implantation du réseau hydrographique ; elle participe encore à la diversification des écoulements et des réservoirs souterrains, ajoutant aux réserves des formations géologiques (calcaires et marnes) les réserves contenues dans ses alluvions siliceuses et perméables qui alimentent les circulations karstiques et le réseau de drainage des terrasses.

4. 3. 2 Réaménagement des tracés des affluents de la Moselle

Les déplacements latéraux de la Moselle, son enfoncement dans le substratum ont modifié l'organisation du réseau secondaire local, obligeant les affluents à s'inscrire dans les plateaux, à approfondir leur vallée et à s'inciser dans les couches plus résistantes pour accompagner l'abaissement du niveau de base des écoulements.

Pour expliquer les réorganisations de ce réseau d'affluents, il faut prendre en compte l'énergie plus faible des écoulements, d'où, par comparaison avec la Moselle, une moindre capacité à s'affranchir des contraintes structurales. Cet aspect sera abordé lorsque nous établirons les relations existant à grande échelle entre les directions actuelles d'écoulement et les effets de la tectonique.

Les possibilités d'évolution des tracés du réseau d'affluents sont diverses et, pour certains affluents, il est possible d'en retrouver les causes:

Le cas le plus fréquent est un simple approfondissement de la vallée qui se réajuste au niveau de base des écoulements ; le Durbion et l'Avière qui coule maintenant dans une vallée façonnée par la paléo-Moselle ont tous deux incisé les calcaires du Muschelkalk dans la partie terminale de leur cours, là où l'accroissement de la pente prouve que le profil d'équilibre n'est pas totalement atteint.

Mais les réaménagements sont parfois plus complexes, allant d'une réorganisation des tracés anciens à l'implantation d'un nouveau réseau : les deux exemples qui suivent montrent que les interactions entre divers facteurs peuvent être en cause : la diversité des lithologies traversées lors du creusement des vallées va induire l'évolution spécifique des affluents de la Moselle, Mori, Euron et Loro en rive droite, Colon et Rulle en rive gauche.

Les affluents en rive droite

Pour reconstituer les grandes lignes des réaménagements qui ont affecté les affluents de rive droite, Euron, Loro et Mori, il faut d'abord rétablir l'architecture topographique et géologique du versant Est de la paléo- Moselle, dans l'espace situé entre la charnière anticlinale et la ville de Bayon à la confluence de l'Euron.

Même approximative, une telle reconstitution permet de confronter l'implantation du réseau hydrographique actuel avec les paléo- reliefs et nous renseigne sur les réajustements de tracés qui ont été nécessaires pour accompagner l'évolution de la topographie sous l'effet de l'érosion. Une méthode semblable a déjà été employée par J. Le Roux (2001) pour reconstituer les paléo- paysages du Barrois. Nous nous appuierons sur les données topographiques et géologiques actuelles complétées par une estimation de l'ablation qui a affecté de façon différentielle les calcaires, les marnes du versant Est de la paléo-Moselle et les dépôts alluviaux anciens déposés sur les bordures de son lit majeur.

Reconstitution du versant Est de la paléo- Moselle

Dans l'espace qui a constitué le versant Est du cours ancien, on peut distinguer actuellement trois grandes unités géomorphologiques

- Les formes dégagées par l'érosion de l'anticlinorium de Zincourt- Hardigny (Fig.5). Les croupes actuelles soulignent la position de l'axe anticlinal : elles culminent à la cote 393 m aux lieux dits la Haye de Trielle (x = 0903.295, y = 2376.395) et Genove (x = 0903.905, y = 2377.025) où affleurent les niveaux terminaux du Muschelkalk calcaire encore recouverts à l'est (Haut des Miroirs, x = 0.904.624, y = 2370.580, z = 388 m) par un lambeau de Lettenkohle puis par les marnes du Keuper à proximité d' Hardigny à la cote 350 mètres.

  La charnière anticlinale présente un ensellement à l'est de Moriville (La Deuille,) ou affleure la Lettenkohle à l'altitude 350 mètres ; à ce endroit, les niveaux supérieurs du Muschelkalk ne se situent plus qu'à 340 mètres pour se retrouver à 390 mètres entre Rehaincourt et Ortoncourt au Haut de Lorraine (x = 0908.275 ; y = 2383.075).

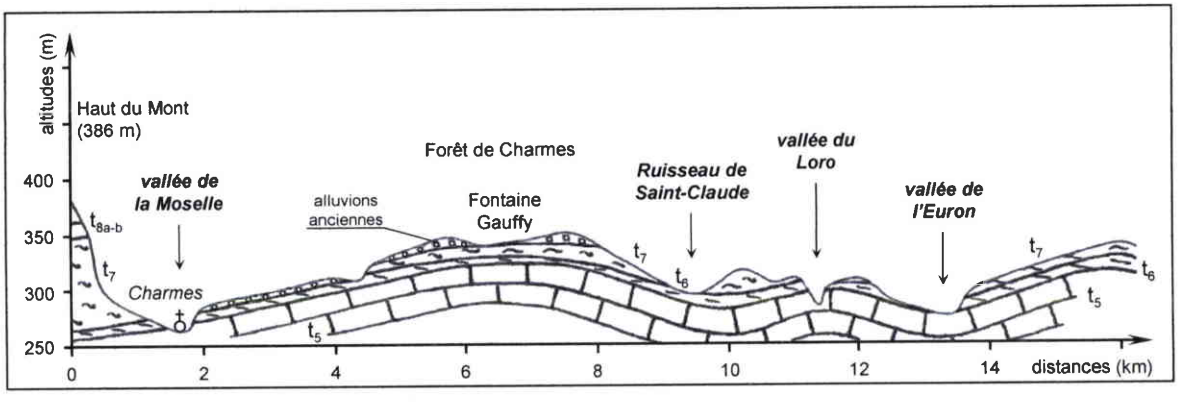


Fig. 9 : Coupe géologique de la forêt de Charmes montrant l'inversion de relief suite à l'érosion du versant est de la paléo Moselle (coupe B de la carte 10).

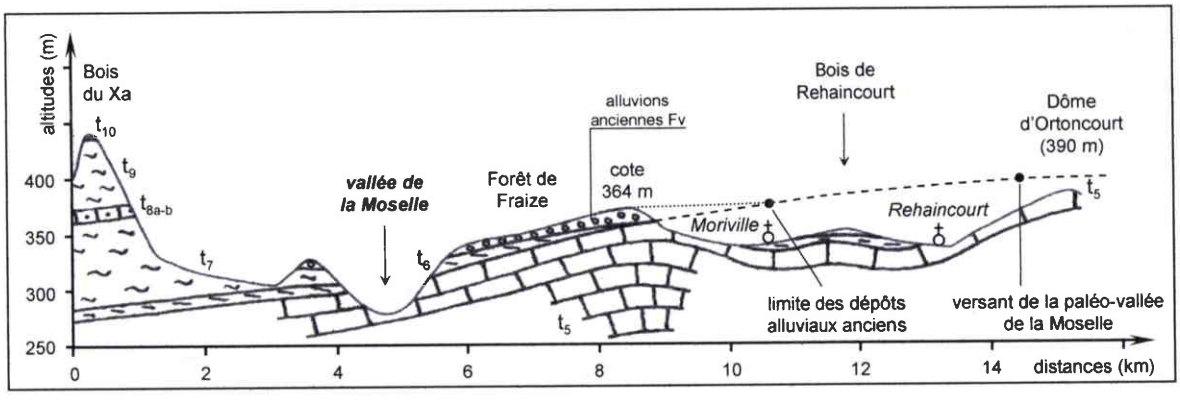


Fig. 10 : Coupe géologique de la forêt des Ternes montrant l'allure du versant Est de la paléo Moselle, l'extension probable des terrasses et l'inversion de relief par suite à l'érosion (coupe C de la carte 10).

- Un espace disséqué par les vallées de l'Euron, du Loro et des ruisseaux affluents. Cette partie du versant se trouve actuellement en contrebas des dépôts résiduels des hautes terrasses (Fv, Fw) qui soulignaient la bordure Est du lit majeur de la paléo-Moselle(Fig. 9 et 10).

L'inversion de relief, forte d'une quarantaine de mètres résulte de l'ablation des marnes du Keuper et de la Lettenkohle non protégées par les alluvions sur le flanc du versant, alors que les dépôts alluviaux ont préservé la position des contacts géologiques du substratum à l'intérieur du lit majeur : ainsi que les alluvions ont été déposées directement sur les calcaires au voisinage de la charnière anticlinale (Bois de Gerbier, terrasse de Châtel et partie sud de la forêt de Fraize), puis, progressivement en direction NW, sur la Lettenkohle et les marnes du Keuper Inférieur dans la Forêt de Charmes.

- La zone déprimée de Moriville, à l'altitude 340 mètres, située entre les deux espaces précédents ; elle est dominée à l'ouest par les terrasses de la Moselle en forêt de Fraize (370 mètres), au nord par les bois de Rehaincourt à l'altitude de 365 mètres (Fig. 11) puis à l'est par une surélévation de terrain qui culmine à peine à 350 mètres (Boisepré, Bois de Fond, Pré de Fond, la Deuille) où affleurent les marnes de la Lettenkohle et du Keuper Inférieur (Fig. 12) ; cette légère surélévation correspond précisément à l'ensellement de la charnière anticlinale et constitue un point triple qui sépare la dépression de Moriville drainée par le Mori, le bassin amont de l'Euron, et celui de l'Onzaine, affluent du Durbion. Dans cette dépression le toit du Muschelkalk affleure à la cote 316 mètres dans la vallée du ruisseau le Rançerot ; Un lambeau de terrasse ancienne subsiste encore à proximité, au nord de la Verrerie, à l'altitude 346 mètres (Fig. 11). On voit ainsi que l'érosion a fait disparaître, à la base du versant, une trentaine de mètres de marnes et d'alluvions, ce qui confirme l'importance de l'ablation indiquée par l'inversion de relief au revers des terrasses.

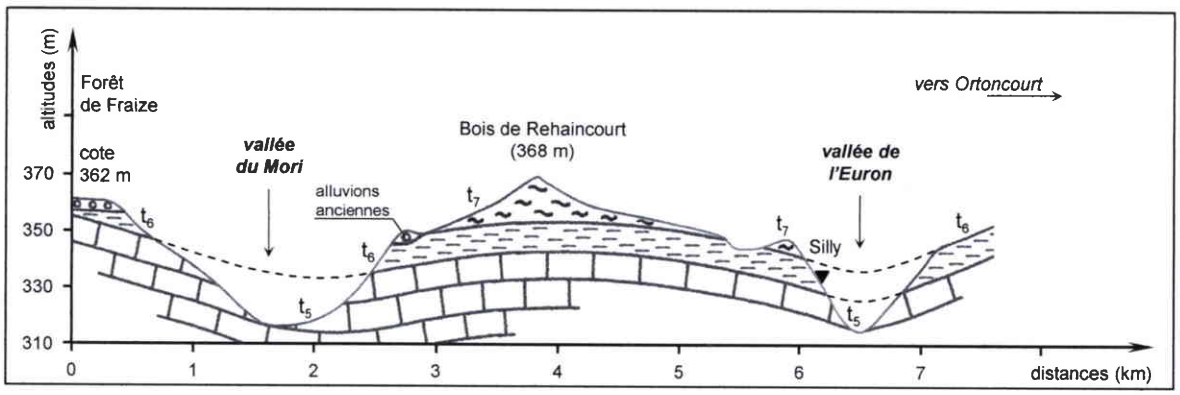


Fig. 11: Coupe de direction N 60 de la Maison Forestière de Frémiot à Ortoncourt, montrant l'extension des terrasses anciennes au delà de la vallée du Mori (coupe D de la carte 10).

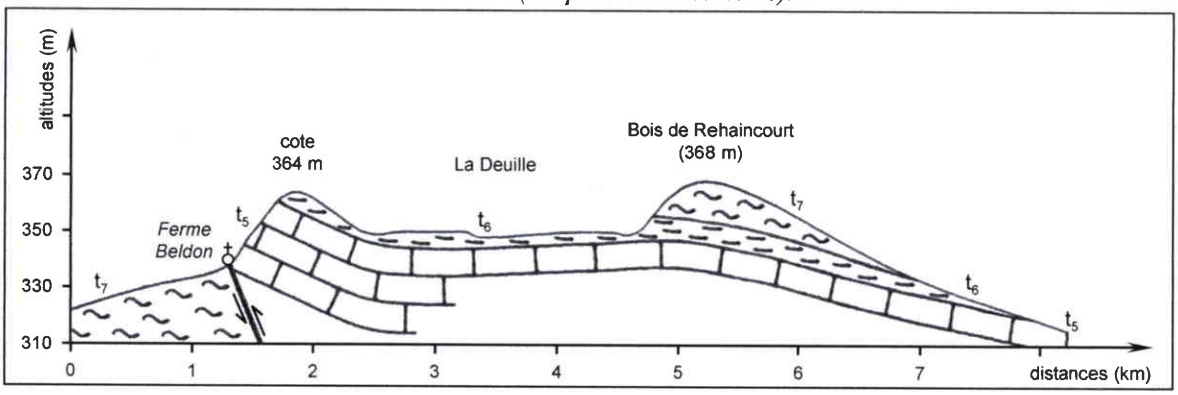


Fig. 12 : Coupe S.E – N.W passant par la dépression de la Deuille et le bois de Rehaincourt (coupe E de la carte 10).

La coupe de direction N 60° (Fig. 11) entre le Forêt de Fraize et le Bois de Rehaincourt montre la présence probable de deux gouttières synclinales perpendiculaires à

cette direction : l'une correspond au cours amont de l'Euron jusqu'à Damas au Bois, l'autre correspond à la vallée actuelle du Mori et se prolongerait vers le nord par les vallées du Loro ou du ruisseau de Saint Claude à Saint Remi aux Bois.

Les données ci-dessus permettent une reconstitution des paléo- paysages et des affleurements, fiable pour les deux premières unités, plus incertaine mais suffisante pour la dépression de Moriville.

Le versant Est de la paléo- Moselle s'étend sur une largeur de 6 à 8 kilomètres ; en partie sud, les calcaires affleuraient de part et d'autre de l'axe anticlinal puisque les alluvions anciennes les recouvrent en forêt de Fraize ; le versant était probablement limité à l'Est par les calcaires de l'axe anticlinal, affleurants ou peut être recouverts d'une faible épaisseur de marnes à proximité d'Ortoncourt et d'Hallainville ; En dehors de ces espaces où affleure le bâti calcaire, les marnes de la Lettenkohle et du Keuper Inférieur occupaient la totalité du versant, leur épaisseur s'accroissant vers le nord où le Keuper Moyen et Supérieur forment maintenant les buttes témoins de Saint Germain et Borville ; ces buttes témoins soulignaient les limites du versant et resserraient la vallée de la paléo-Moselle surimposée dans la cuesta de l'infralias (carte11).

Avec l'hypothèse d'une ablation d'environ 15 mètres de calcaires et de dépôts alluviaux, le tiers de celle observée dans les marnes, le versant devait culminer à une altitude voisine de 420- 430 mètres sur les niveaux calcaires de l'axe anticlinal alors que sa base se situait entre 350 et 370 mètres, donnant ainsi une pente assez faible, de l'ordre de 0.5 à 1% au maximum (Fig. 10).

L'érosion de ce versant a eu comme conséquences :

- Un recul vers l'ouest de la limite des alluvions, recul plus marqué en partie nord, là où les alluvions se sont déposées sur les marnes et plus modéré en partie sud à proximité de la charnière anticlinale.
- La mise en relief des hautes terrasses par érosion des marnes. La base du versant de la paléo-Moselle forme la ligne actuelle de partage des eaux entre la Moselle et ses affluents de rive droite, Loro et Euron amont ; les affleurements de Keuper Moyen et Supérieur qui formaient les points hauts du versant à Borville et à Saint Germain sont encore bien marqués.
- L'ablation des marnes et la mise à affleurement des calcaires sur le flanc NW de l'anticlinal a creusé de la dépression de Moriville ; toutefois, entre Moriville et la vallée de l'Euron en amont de Rehaincourt où les pentes des versants sont insignifiantes, la trace d'une zone déprimée a été conservée aux lieux dits la Deuille et Boisepré.

Les modalités d'installation de réseau hydrographique en rive droite de la Moselle

La topographie du versant Est de la paléo-Moselle s'est considérablement modifiée en raison du déplacement vers l'ouest et l'incision du cours d'eau ; un relief est apparu dans l'espace qui formait le lit majeur ; le réseau d'affluents en rive droite a accompagné ces remaniements topographiques.

L'Euron, le Loro et le ruisseau de Saint Claude se sont implantés sur le paléo versant ; leurs tracés, perpendiculaires à sa pente, sont parallèles à la Moselle ; leur implantation sur un versant déjà érodé est donc postérieure aux dépôts des hautes terrasses et

leurs vallées prolongent les gouttières synclinales du flanc NW de l'anticlinorium. L'abaissement du niveau de base des écoulements a créé le relief de dissection qui entaille les calcaires dans les vallées de l'Euron et du Loro.

Un double réseau de petits ruisseaux draine les terrasses, dans des directions opposées, de part et d'autre des points hauts actuels formés par les alluvions anciennes : l'implantation de ce double réseau est également récente ; une partie draine vers l'ouest le lit majeur de la paléo-Moselle vers le cours d'eau actuel ; il n'a pu s'installer que dans la Forêt de Charmes, là où une épaisseur suffisante de marnes sépare alluvions et calcaires, empêchant les eaux d'alimenter le karst du Muschelkalk (pages 53- 54) ; les Ruisseaux de Gauffy et des Chênaies sont les plus importants ; malgré des débits d'été soutenus, de l'ordre de 10 l/s, ils ne sont pas parvenus à inciser les marnes sous-jacentes.

Le second réseau de drainage est formé par un chevelu de ruisseaux plus ou moins pérennes, drainant le front des terrasses vers le N.E et apportant leurs eaux au Loro et au Ruisseau de Saint Claude.

Par comparaison avec les cours d'eau précédents, **le Mori présente des singularités qui nous amènent à le considérer comme un cours d'eau ancien, affluent de la paléo-Moselle.**

Dans espace du lit majeur de la paléo-Moselle, le Mori a réussi à déblayer les alluvions et à inciser profondément les calcaires (Fig. 11 et12) alors que les Ruisseaux de Gauffy et des Chênaies n'ont pu inciser les marnes. Toutefois, l'incision dans les calcaires qui

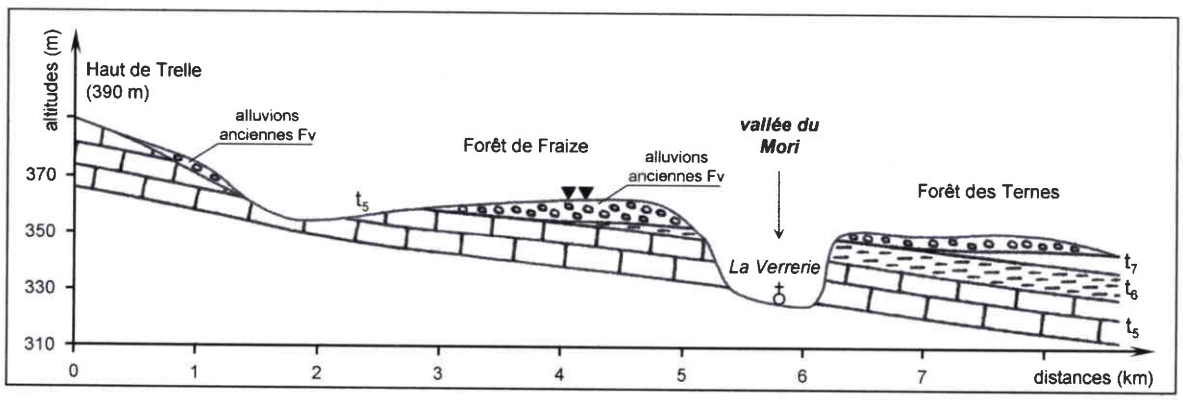


Fig13 : Incision du Mori dans les calcaires entre la Verrerie et Portieux (coupe Sud- Nord : coupe F de la carte 10).

atteint une trentaine de mètres paraît peu en rapport avec les débits actuels du Mori en amont de la Verrerie de Portieux ; en période sèche, son débit se limite à quelques litres par seconde (6 l/sec le 11/10/2000 à la confluence avec le Rancerot), soutenu uniquement par les eaux du réseau karstique de la dépression de Moriville (Dolines du Bois du Renard, de la Deuille, de Zincourt), captées au lavoir du village (x = 0903.510, y = 2379.760, z = 340 mètres) ; le même jour, le débit du Mori à Portieux atteint 30 l/sec, le supplément provenant du drainage des terrasses et peut être du karst de la forêt de Fraize. Lors de fortes précipitations, le Mori est alimenté par le ruissellement sur les pentes calcaires de la dépression de Moriville et exceptionnellement par les eaux de débordement du karst qui envahissent le bas du village à partir du tertre exutoire.

On est amené ainsi à formuler l'hypothèse que l'implantation du Mori qui s'est incisé dans les calcaires est antérieure à celle des autres affluents de rive droite de la Moselle, Loro et Euron ; le fait que la partie amont de son cours, située hors du lit majeur, soit conforme à la pente du versant confirme cette antériorité et nous autorise à faire du Mori un affluent de la paléo-Moselle.

- La reconstitution des reliefs et des contacts géologiques sur ce versant indique que la confluence se situait en amont de la Verrerie, à une altitude de 350 à 360 mètres (à proximité de l'emplacement du lambeau de terrasse du Rancerot), ce qui la place à la base des marnes du Keuper Inférieur ; on démontre ainsi que l'entaille des calcaires par le Mori et les déplacements latéraux et verticaux de la Moselle sont des événements concomitants.

- Le passage de Boisepré et de la Deuille, dont l'altitude est d'environ 15 mètres inférieure à celle du paysage environnant, suggère encore, malgré l'érosion, la trace de la vallée d'un cours d'eau qui mettait en communication les espaces actuels du haut bassin de l'Euron et de la dépression de Moriville.

Avec ce faisceau de données prenant en compte la reconstitution de la topographie du versant de la paléo- Moselle et les caractéristiques du réseau d'affluent installés à son emplacement, on peut envisager l'existence d'un cours d'eau ancien dont les tracés sont conformes à la pente du paléo versant, drainant les marnes du Keuper et de la Lettenkohle depuis les croupes d'Ortoncourt jusqu'à Moriville : il s'agit à l'évidence du Mori ancien, affluent de la paléo-Moselle, dont le bassin versant plus vaste que le bassin actuel se prolongeait à l'est de Moriville, s'étendant vers le nord et l'est, sur un espace occupé maintenant par le bassin de l'Euron en amont de Damas aux Bois. Avec cette configuration de bassin, l'ancien Mori était un cours d'eau plus abondant que le Mori actuel : bassin plus vaste et productivité hydrique plus importante dans les marnes que dans les calcaires (nous le verrons dans la troisième partie de ce document). Avec des débits à la confluence plus forts que les maigres débits karstiques actuels en amont de la Verrerie, le Mori ancien a pu accompagner les déplacements de la paléo-Moselle, déblayer les alluvions anciennes et entailler les calcaires sur une trentaine de mètres donnant à sa vallée son profil actuel.

Pendant ce temps, le déblaiement des marnes du versant de la paléo- Moselle a permis à l'Euron de récupérer l'amont du bassin du Mori ancien ; une partie des ressources en eau a été détournée au profit de l'Euron et la mise à l'affleurement progressif des niveaux calcaires dans la dépression de Moriville a réduit définitivement ses ressources aux seuls apports karstiques. Les bassins versants de l'Euron amont et du Mori se sont individualisés, mais le passage entre le Bois de Fond et Boisepré (altitude 347 mètres) a conservé la trace de l'ancienne vallée.

Le Mori actuel n'est plus que le témoin d'un Mori ancien.

Les affluents en rive gauche de la Moselle

A une échelle différente, le Colon fournit un autre exemple de réorganisation du réseau hydrographique suivant d'autres modalités.

Tout un faisceau d'observations suggérait que des relations d'affluence aient jadis lié le Colon à la Moselle à proximité du village de Florémont :

- les indications topographiques actuelles (reliefs, directions de thalweg, changement de direction du cours)
- les versants des vallées soumis à la solifluxion et aux glissements de terrain,

- les indications d'une carte géologique levée antérieurement à une urbanisation récente,

Au cours de l'été 2000, les fouilles réalisées pour l'enfouissement d'une conduite d'éthylène sont venues à point nommé pour valider ce qui aurait pu rester une simple hypothèse.

1- Le cours du Colon change brusquement de direction au sud du village de Florémont.

Une ligne de côtes orientée E-W limite, au nord de Florémont, les bassins versant du Colon et de la Rulle. Les formations de la Dolomie de Beaumont et de l'Hettangien Sinémurien (I_{1-3}) constituent l'ossature du relief qui culmine à 377 mètres au Haut de Saulcy (x = 0890.145, y = 2382.260) ; face à ce sommet, la Dolomie de Beaumont affleure au Haut du Mont (altitude 384 mètres) dans l'alignement des collines de l'infra Lias qui marquent l'interfluve ente Moselle et Colon (voir coupe ci-dessous).

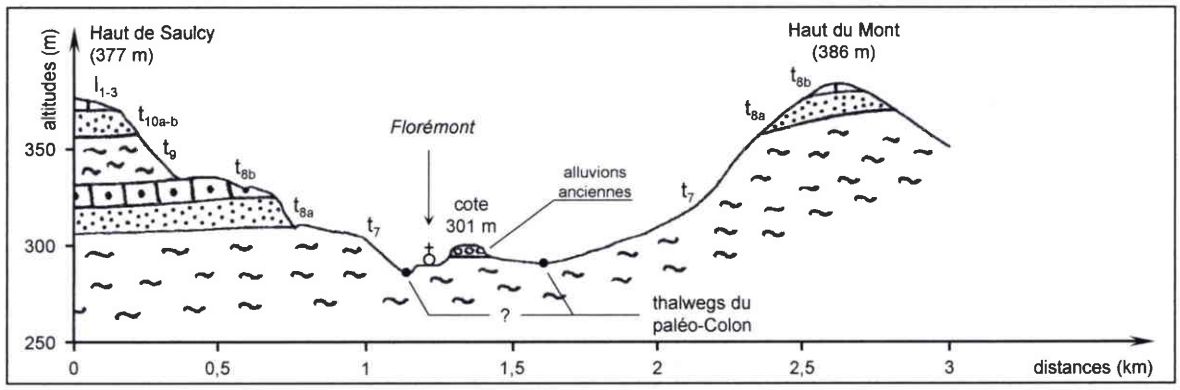


Fig. 14 Coupe géologique le long de la ligne de partage des eaux Moselle/Madon à proximité de Florémont, montrant l'échancrure dans les marnes du Keuper. L'incursion de la Moselle est attestée par la présence d'alluvions à la cote 301m (coupe G de la carte 10).

Enfermé entre ces deux lignes de côtes, le Colon, dont le cours est orienté sud- nord depuis l'amont, prend une direction ouest à proximité du village de Florémont et rejoint le Madon distant de 15 kilomètres ; à l'endroit du coude, situé à moins de 400 mètres d'un col qui sépare la vallée du Colon de celle de la Moselle, s'amorcent deux petits thalwegs (Fig. 14).

2 - La présence d'un lambeau de terrasse alluviale à Florémont

La carte géologique au 1/50000 de Mirecourt, dont la dernière révision date de 1975, mentionne la présence d'un lambeau de terrasse alluviale de la Moselle à l'altitude 301mètres à un emplacement occupé maintenant par le lotissement des Vergers du Château ; ce lambeau en rive gauche est attribué aux hautes terrasses de la Moselle (Fw). L'implantation du lotissement, l'utilisation de galets de Moselle pour les besoins de la construction du lotissement et des routes ont masqué ou fait disparaître les alluvions. Les travaux de fondations (Août 2001) d'une maison sise exactement à la cote 301 mètres ne montrent ni galets ni alluvions caractéristiques de la présence d'une terrasse, mais on trouve de nombreux petits filons de gypse dans les Marnes Irisées Inférieures, en place sous 1 à 2 mètres de colluvionnement (Photo 1).

Les hautes terrasses de rive droite de la Moselle se situent plutôt aux altitudes 330-350 mètres ; il eût été plus judicieux de rattacher les alluvions de la cote 301 mètres aux terrasses plus récentes (Fx ou Fy) qui s'étagent entre 300- 320 mètres en rive droite.

Ces observations suggèrent un réarrangement du cours du Colon

Les alluvions déposées à la cote 301 mètres dans l'échancrure de la ligne de côtes infra-liasiques impliqueraient l'existence à cet endroit d'un ancien méandre de la Moselle ; quelle pouvait être à cette époque la position du Colon ?

La proximité du cours actuel du Colon et du lambeau de terrasse conduit à examiner l'hypothèse d'une communication ancienne entre les cours d'eau à l'est de Florémont.Un Colon s'écoulant vers l'ouest comme à l'actuel, dont les niveaux d'écoulements seraient situés en contrebas du méandre, impliquerait l'existence d'une zone déprimée au sud et à l'ouest de Florémont et envahie, au moins épisodiquement, par les crues de la paléo-Moselle. L'absence d'alluvions à l'ouest de Florémont indique que le cours d'eau n'a pu transgresser la ligne de côtes infraliasique et invalide cette hypothèse. De ce fait, les écoulements du Colon se situaient à des niveaux égaux ou supérieurs à ceux de la Moselle que le Colon rejoignait à proximité du méandre.

En complément, un argument topographique vient appuyer ce scénario: la présence de deux thalweg entre les vallées du Colon et de la Moselle (Fig. 15) : un premier thalweg déjà mentionné, sensiblement parallèle à la D 55, rejoint l'ensellement à proximité immédiate de l'échangeur de l'autoroute, à la cote 292 mètres, soit moins de 20 mètres au dessus du lit actuel du Colon. Le second thalweg lui est parallèle et rejoint la vallée de la Moselle à partir de la cote 301 mètres où se trouve la terrasse présumée ; ces deux formes sont postérieures aux dépôts des alluvions.

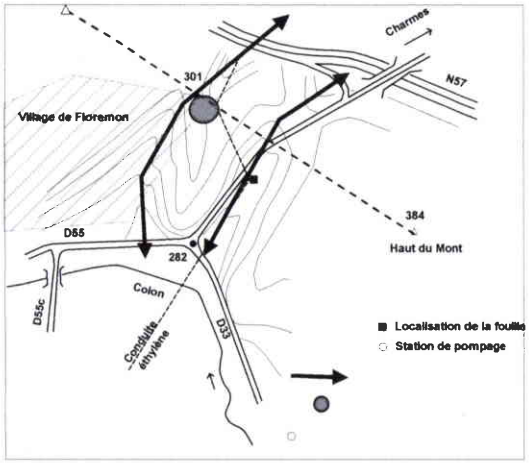


Fig.15 : Position des deux thalweg possibles du paléo Colon ; tracé de la fouille de la conduite d'éthylène.

Une coupe confirme les relations d'affluence entre Colon et Moselle

L'hypothèse d'un Colon affluent de la Moselle est confirmée par les observations effectuées sur une tranchée de 3 à 4 mètres de profondeur dans l'un des deux thalweg, qui recoupe les Marnes Inférieures ; la tranchée (x = 0891.308, y = 2381.365, z = 286 mètres) a coupé perpendiculairement la D55 et le thalweg qui longe cette route à environ 150 mètres de l'ensellement reliant les vallées actuelles du Colon et de la Moselle (Fig15 et carte 12).

La présence de matériaux fluviatiles issus du Keuper et du Rhétien montre que ce thalweg est en fait la cicatrice du cours de l'ancien Colon, affluent de la Moselle. La coupe (Fig. 16) fait apparaître du haut vers le bas la disposition suivante :

En surface et sous un pélosol (1), un niveau de colluvions del à 1.5 mètres d'épaisseur (2) est constitué par des marnes remaniées indifférenciées, comportant des débris de dolomie argileuse caractéristiques des Marnes Irisées Supérieures.

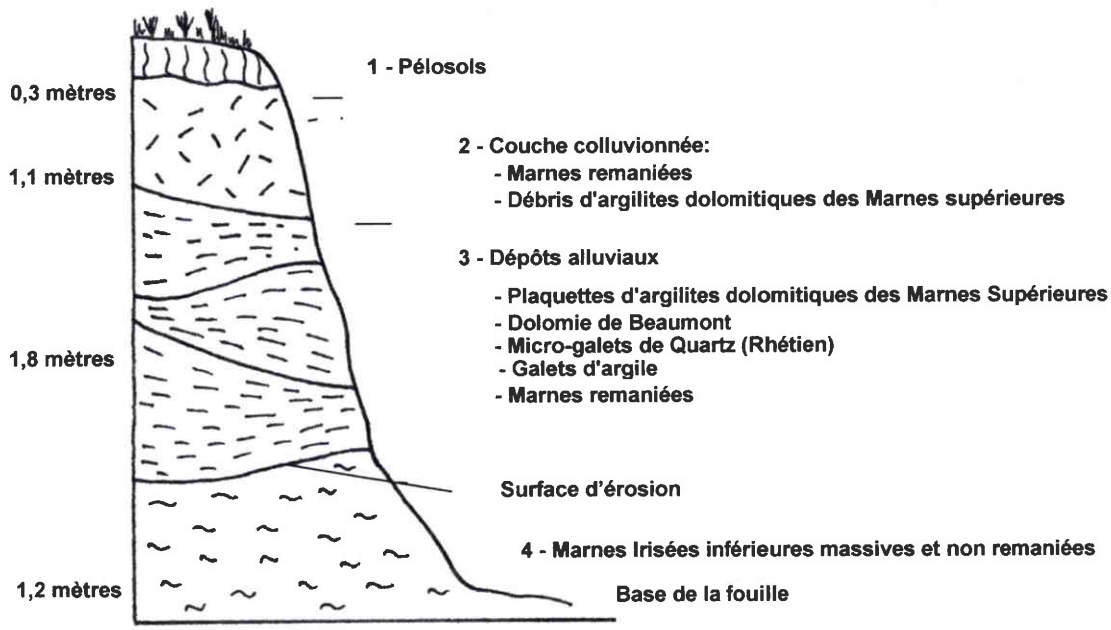


Fig. 16 : Coupe de la tranchée d'éthylène montrant les dépôts alluviaux du Colon ancien, affluent de la Moselle.

Les colluvions reposent sur une séquence de dépôts alluviaux hétérolithiques (3), disposés en feuillets sub-horizontaux, soulignés par des alignements de plaquettes centimétriques de dolomie argileuse issues des Marnes Irisées Supérieures et quelques éléments de dolomie de Beaumont ; la présence dans ces dépôts de micro- galets millimétriques de quartz gris brunâtres caractéristiques de la base du Rhétien et de quelques traces sableuses atteste de la nature partiellement allochtone des dépôts alluviaux séparés par une surface d'érosion des Marnes Inférieures non remaniées.

Dans cette coupe, on remarque l'absence de matériel alluvial de la Moselle et on identifie les apports du Rhétien, du Keuper Supérieur et du Keuper Moyen, formations que l'on retrouve dans le bassin du Colon en amont de Florémont ; on est bien en présence du lit de l'ancien Colon, affluent de la Moselle lors du dépôt d'alluvions de la terrasse présumée de Florémont.

Les raisons de la rupture d'affluence et ses conséquences

Le Colon était affluent de la Moselle lors du dépôt des alluvions de la terrasse de Florémont.

La rupture d'affluence et le détournement du cours du Colon vers le Madon peuvent être expliqués par l'instabilité des versants soumis à la solifluxion qui affecte les marnes du Keuper sur les flancs nord du Haut du Mont. On peut envisager le processus de séparation suivant :

- Après le dépôt de ses alluvions près de Florémont, la Moselle abandonne son méandre, migre vers sa vallée actuelle en s'incisant dans les marnes.
- Sous contrainte du niveau de base de la Moselle, son affluent le Colon accompagne dans un premier temps son déplacement en s'incisant lui aussi dans les marnes ; l'instabilité des marnes du Haut du Mont provoque des glissements de terrain importants qui barrent le cours de l'affluent et fossilisent les structures de dépôt observées dans la tranchée.

Séparé de la Moselle et bordé par les lignes de côtes, le Colon a du trouver d'autres directions d'écoulement et s'orienter vers l'ouest pour rejoindre le Madon. Un rétrécissement de sa vallée à l'aval de sa confluence avec la Rulle suggère qu'à cet endroit il a du franchir un obstacle qui pouvait être l'ancien interfluve entre le bassin du Madon et celui de la Moselle ; la persistance d'une zone marécageuse actuelle entre Florémont et Savigny et la brutale rupture de pente à cet endroit attestent que le profil en long du Colon est en cours d'adaptation (Fig.17) ; le tracé aval de la Rulle rend cette hypothèse plausible, la Rulle ayant pu apporter ses eaux à la Moselle en rejoignant le cours ancien du Colon vers Florémont ; elle aurait ensuite accompagné le Colon lors de son trajet vers l'ouest pour rejoindre le Madon.

Cette réorganisation du cours du Colon a eu des conséquences sur la topographie locale : elle a permis de limiter l'incision dans les marnes du Keuper situées dans les bassins de la Rulle et du Colon en amont de Florémont ; l'approfondissement des vallées aurait été plus important si le Colon avait continué à accompagner la Moselle, dont le cours actuel se situe à environ 20 mètres en contrebas du niveau du Colon à Florémont.

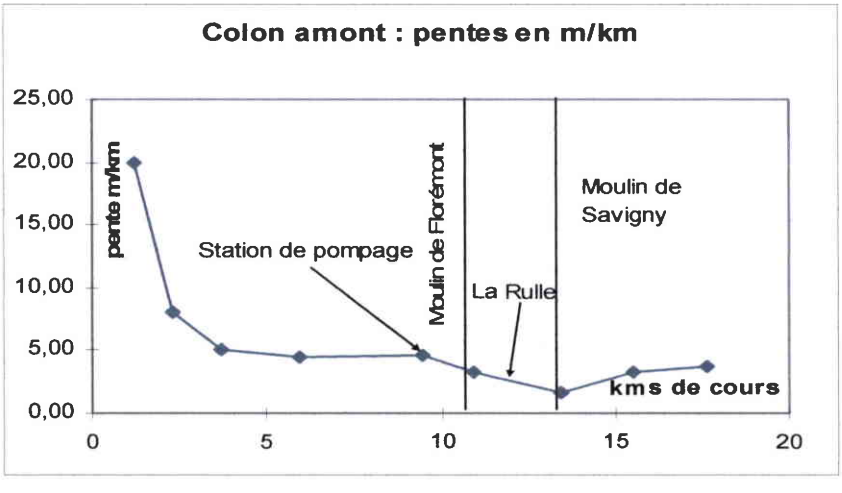


Fig.17: Pentes du profil en long du cours du Colon ;: mise en évidence d'une zone de faible pente entre le moulin de Florémont et le moulin de Savigny.

Le réarrangement du cours du Colon illustre un phénomène de rupture en réponse à une évolution de la morphologie: c'est un exemple de vulnérabilité des tracés liée à l'instabilité mécanique des versants, conséquence de l'incision de la Moselle.

Pour conclure ce paragraphe, on reviendra sur les effets des déplacements latéraux et verticaux de la Moselle et sur le rôle que jouent les lithologies dans les modalités de reconfiguration du système hydrographique.

- On a mis en évidence l'implantation d'un réseau tardif, postérieur aux dépôts alluviaux anciens, suite à l'érosion des marnes du versant Est de la paléo-Moselle ; ce réseau est constitué par l'Euron, le Loro, le ruisseau de Saint Claude qui montrent des directions d'écoulement différentes de celles des affluents anciens.
- Tardive également est l'implantation d'un réseau de drainage des terrasses sous commande des morphologies ; drainage vers l'est et l'ouest des terrasses de rive droite, drainage vers l'Avière des terrasses à la base de la côte infra liasique. Mais ici, la lithologie est contraignante puisque le drainage ne peut se maintenir que sur les marnes. Les calcaires, par la présence du karst, limitent ou empêchent le développement d'un réseau d'écoulement en surface.
- Les affluents anciens de la Moselle sont diversement affectés.

  - Dans les niveaux calcaires, l'abaissement du niveau de base des écoulements dû à l'incision de la Moselle a fixé les cours aval de l'Avière, du Durbion et du Mori qui ont pu ainsi l'accompagner dans ses déplacements.

  - Le Mori, tout en restant affluent de la Moselle, a vu son bassin versant amont amputé au profit de l'Euron ; dans cet espace, il y a eu compétition entre le réseau ancien et le réseau tardif.

  - Le Colon a subi une modification radicale de ses tracés à partir de Florémont par suite de l'instabilité des marnes qui forment ses versants.

Sur un autre plan, on retiendra la vitesse d'évolution des formes accompagnant le réaménagement du réseau hydrographique sur une période limitée, de l'ordre du million d'années.

- Le point essentiel est l'inversion de relief consécutive au démantèlement du versant Est de la paléo-Moselle, les alluvions anciennes constituant les points hauts de la topographie actuelle alors que les marnes puis les calcaires du versant ont été déblayés et entaillés par un réseau hydrographique récent.

  La ligne de côtes infra-liasique qui bordait le versant ouest a été préservée. Les alluvions du lit majeur de la paléo-Moselle forment un glacis entaillé par l'Avière et drainé par un réseau de surface, parfois amputé par le karst sous jacent.

  Dans les calcaires les formes ont été mieux protégées : le réseau s'est incisé sans modifier profondément les morphologies.

4. 4 - Les tracés du réseau hydrographique actuel et leurs relations avec les éléments structuraux.

Le rôle joué par l'anticlinorium de Zincourt-Hardigny dans l'évolution des tracés de la Moselle laisse penser que des traits tectoniques régionaux ou locaux ont pu influencer l'implantation et les directions d'écoulements des cours d'eau et que les tracés actuels du réseau hydrographique témoignent encore de cet effet structurant.

Nous avons déjà présenté les structures tectoniques observables à différentes échelles sur l'espace d'étude:

L'ensemble de l'espace est concerné par des ondulations anticlinales, la forme en anticlinorium de Zincourt- Hardigny en est la plus représentative. Sur ce même espace, un champ de diaclases enregistre une fracturation généralisée des calcaires et des dolomies ; les mesures réalisées ont fait apparaître les directions principales de fracturation (graphiques 13 et 14) : N 73° et N 160° pour les calcaires du Muschelkalk, N 40° et N 150° pour la Dolomie de Beaumont. Par ailleurs, failles et flexures affectent les formations géologiques ; la faille de Vittel et ses satellites sont les éléments les plus importants de cette tectonique cassante.

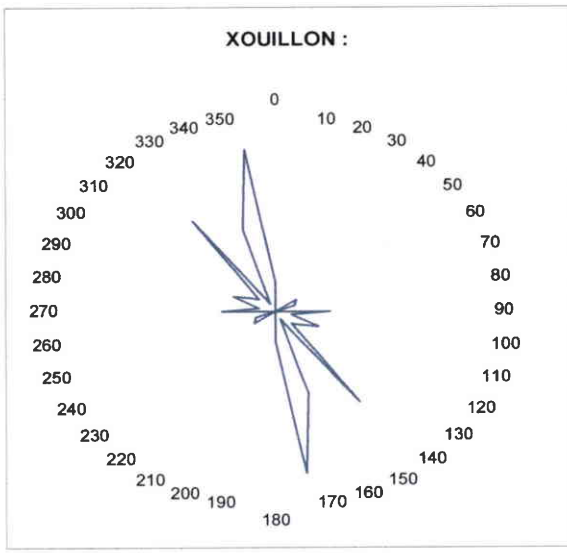
Dans quelle mesure peut on établir des liens entre les tracés actuels du réseau hydrographique et les accidents tectoniques ? Si un lien existe, peut on établir une hiérarchie entre ces facteurs tectoniques structurant le réseau, suivant l'échelle à laquelle s'effectue l'analyse ou bien suivant l'énergie des écoulements ?

A partir des cartes IGN au 1/25000, on a déterminé les directions d'écoulement des cours d'eau secondaires, Euron et Loro, Colon et Xouillon, Avière, Gitte en assimilant les tracés à des segments successifs ; chaque segment correspondant à une longueur de cours supérieure ou égale à 200 mètres sur le terrain est caractérisé par deux paramètres mesurés sur la carte, sa longueur en mm et sa direction repérée par rapport au Nord géographique confondu avec le Nord magnétique ; les directions des portions de cours sont ensuite regroupées en classes de 10° et dans chacune de ces classes ont été cumulées les longueurs des segments. En adoptant un type de représentation par histogramme circulaire on visualise l'ensemble des directions d'écoulement des cours d'eau et on met en évidence des directions privilégiées (Hibsch, Fauvel, Le Roux, 1998).

Les cours d'eau keupériens : Le Xouillon et le Colon

Le Xouillon la Rulle et le Colon en amont de Florémont ont des directions d'écoulement identiques ; les orientations privilégiées sont N 170° et N 140° (Fig. 18 et 19), assez proches de l'une des directions principales de fracturation de la Dolomie de Beaumont (N 150°) et du pendage général des couches.

Les directions d'écoulement actuelles pourraient reproduire celles d'un réseau ancien, guidé à la fois par le pendage général et la direction de fracturation de la Dolomie la plus proche de celui-ci, réseau qui s'est ensuite encaissé dans les Marnes Inférieures ; en revanche, les tracés du Xouillon et du Colon amont sont sans rapport avec la seconde famille de diaclases (N 40°) enregistrée par la Dolomie (Fig.7) ; toutefois la majorité des leurs affluents coulent suivant cette direction ; dans la vallée du Xouillon, la direction N 40°coïncide avec l'orientation des revaux, morphologies d'érosion qui entaillent la Dolomie de Beaumont (cf. 2ème partie page 90).



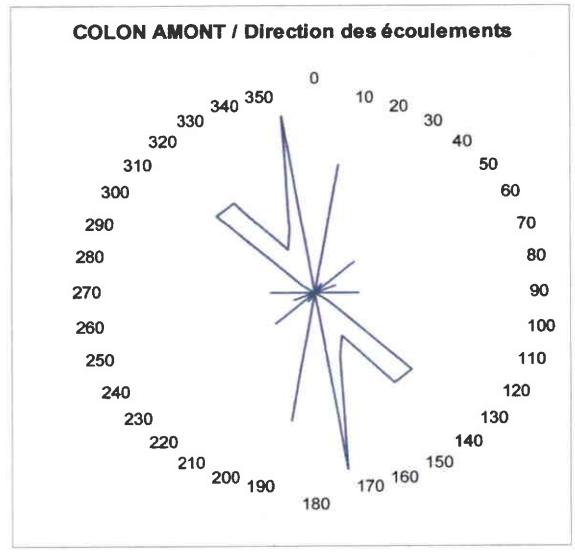


Fig.18 et 19 : Les directions des écoulements du Xouillon et du Colon amont

En aval de Florémont, les tracés du Colon conservent la direction N 130° proche d'une direction de fracturation (Fig.19), mais apparaît une nouvelle direction à N 90°, sans rapport avec le réseau de diaclases. La disparition de la direction N 170° signifie que le tracé aval du Colon a échappé en partie au champ de fracturations enregistré dans la Dolomie de Beaumont et qu'un autre guide a pris le relais. Effectivement, cette portion de cours plus récente que les tracés en amont de Florémont, en raison de la rupture de la relation d'affluence avec la Moselle, s'est inscrite tardivement dans les Marnes Inférieures et a peu subi l'influence du champ de fractures de la Dolomie de Beaumont.

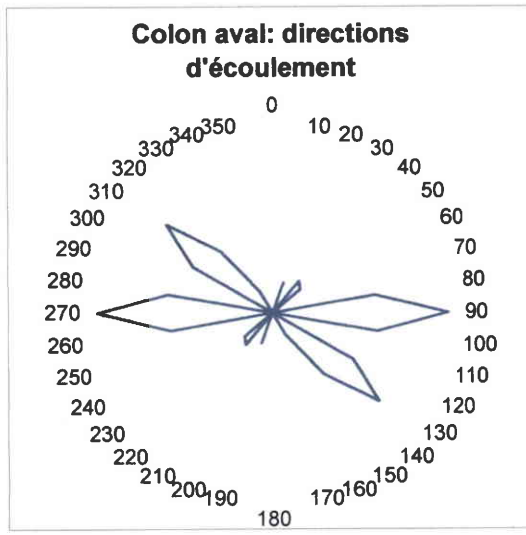


Fig. 20 : Les directions des écoulements du Colon en aval de Florémont

Les cours d'eau à bassins versants mixtes : Le Loro et l'Euron

Les bassins versants présentent une lithologie mixte : calcaires du Muschelkalk à l'amont et marnes du Keuper Inférieur à l'aval.

Les graphiques 21 et 22 montrent que les directions des cours du Loro et de l'Euron amont sont très marquées par l'une des composantes principales de fracturations du Muschelkalk orientée à N 160°, proche du pendage des couches ; la seconde direction des diaclases (N 73°) est sans effet sur l'orientation du réseau hydrographique.

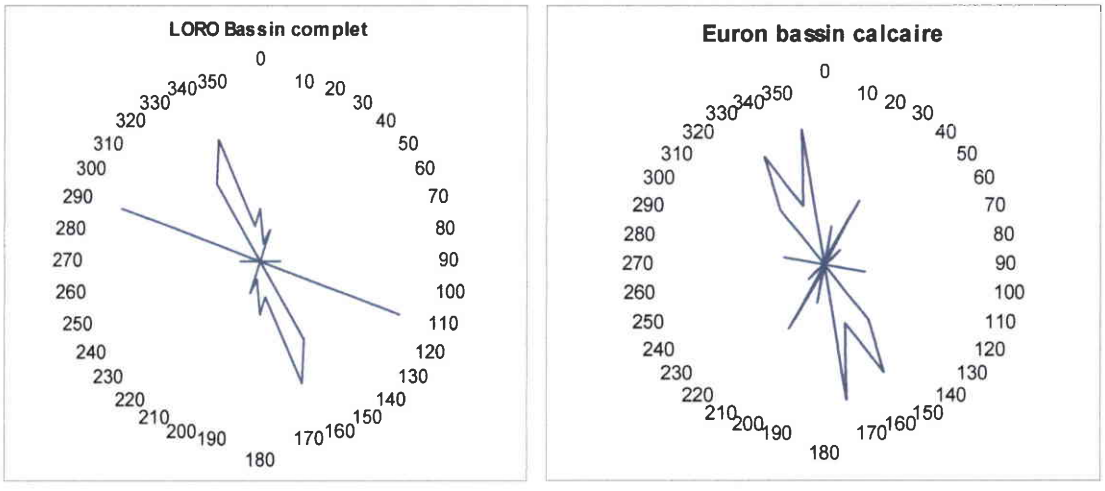


Fig. 21 et 22 : Les directions des écoulements du Loro et de l'Euron en amont de Saint Boingt

En aval de Saint Boingt, dans la partie keuperienne du cours de l'Euron, une orientation nouvelle de direction N 100° à N 110° apparaît (Fig. 23) ; elle était déjà perceptible dans les tracés du Loro ; elle ne correspond à aucune direction majeure de fracturation repérée dans le Muschelkalk : là encore, un guide autre que la fracturation s'est imposé : l'ondulation synclinale d'orientation N100°, suggérée par la représentation des isohypses du toit de la Dolomie de Beaumont (cf. carte géologique de Bayon et notice correspondante) aurait pu guider le tracé aval de l'Euron .

En résumé, les cours d'eau keupériens Xouillon, Colon, Euron et Loro ont des directions générales d'écoulement orientées suivant la direction du pendage stratigraphique ; la trace du champ de diaclases est toutefois perceptible à plus grande échelle. D'autres directions d'écoulement apparaissent, indépendantes du réseau de fractures ; les déformations souples de la couverture sédimentaire peuvent expliquer les directions d'écoulement du cours aval de l'Euron, celles du cours aval du Colon ne sont plus structurées par la tectonique locale.

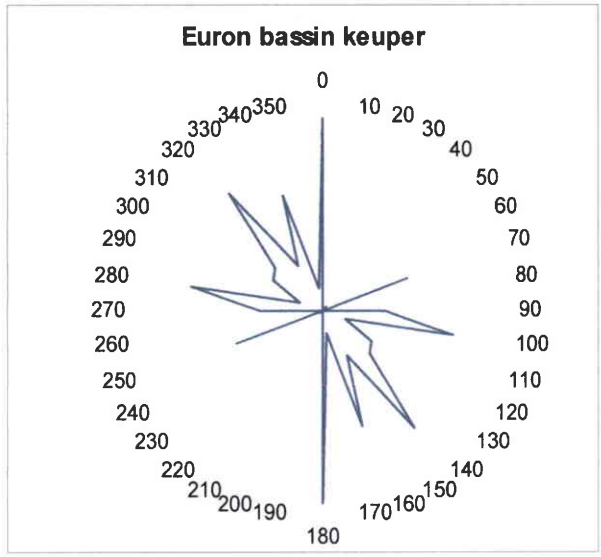


Fig.23 : Les directions des écoulements de l'Euron dans son bassin keupérien en aval de Saint Boingt

Ces cours d'eau keupériens différent toutefois par le point suivant : l'Euron et le Loro, installés tardivement dans les marnes du versant Est de la Moselle ancienne coulent dans le sens du pendage des couches mais "montent" dans la stratigraphie par suite d'une pente du cours plus faible que la valeur du pendage. Il en résulte que les tracés du cours aval qui n'ont pas encore atteint le toit des calcaires n'ont pu être influencés par le réseau de fracturations du Muschelkalk ; en revanche, les tracés actuel du Colon amont et du Xouillon dans les Marnes Inférieures ont probablement été déterminés par le champ de diaclases de la Dolomie, aujourd'hui disparue.

L'Avière (en aval d'Uxegney)

Dans la comparaison avec les cours d'eau précédents, l'Avière possède un cours très monodirectionnel suivant une direction N 10° (Fig. 24), sans aucun lien avec le champ de fracturations des calcaires du substratum. (Muschelkalk et Lettenkohle).

Cette observation est en accord avec la répartition spatiale des dépôts alluviaux de la Moselle. En aval d'Uxegney, l'Avière coule dans une vallée ébauchée dans les marnes par la paléo-Moselle, vallée héritée, ultérieurement approfondie par l'Avière qui fixe son cours dans les calcaires du Muschelkalk pour accompagner l'abaissement du niveau de base de la Moselle ; l'initiation de sa vallée par la Moselle, rivière à forte énergie d'écoulement, n'a pas permis au champ de diaclases de jouer un rôle sur les tracés de l'Avière.

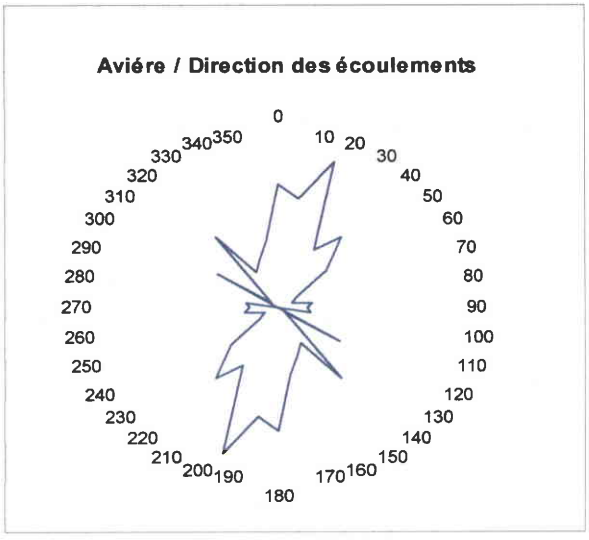


Fig. 24: Les directions des écoulements de l'Avière son héritées du cours de la paléo Moselle

La Gitte

Tout comme l'Euron et le Loro, le cours de la Gitte "monte" dans la stratigraphie : son origine se situe dans les Couches grises du Muschelkalk et la confluence avec le Madon se trouve dans la Lettenkohle ; la direction essentielle du tracé (N 125°) est sans rapport avec les directions de diaclases du Muschelkalk omniprésent dans le bassin.

La carte géologique met en évidence que la vallée de la Gitte est guidée par une faille satellite de l'accident de Vittel (Fig. 25) ; La direction N 125° est la direction d'ouverture qui accompagne le cisaillement dextre, observé à Dompaire sur la faille principale ; Cette ouverture en extension a entraîné le basculement vers le S.W d'un bloc triangulaire dont la base constitue la vallée de la Gitte et dont le sommet est voisin de l'agglomération de Dompaire.

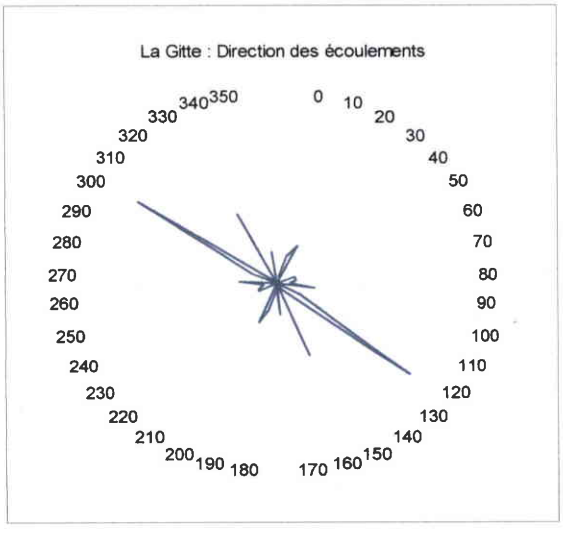


Fig. 25 : Les directions d'écoulement de la Gitte sont liées à la présence d'une faille liée à la faille de Vittel

Dans l'organisation des directions d'écoulement, cette faille joue un rôle majeur, reléguant au second plan l'influence du réseau de diaclases du Muschelkalk qui, de ce fait, ne devient perceptible qu'en extrême amont du bassin, à l'extérieur du bloc basculé.

Synthèse des guides d'orientation du réseau hydrographique

C'est donc un ensemble de facteurs divers qui a donné au réseau hydrographique actuel leurs directions d'écoulements ; on peut tenter une hiérarchisation quant à leur capacité à guider les écoulements des divers cours d'eau de notre domaine d'étude ; au préalable, nous devons choisir un critère sur la base duquel nous établirons cette hiérarchisation ; la taille des cours d'eau semble être un paramètre approprié : nous l'avons déjà utilisé pour différencier un réseau hydrographique principal et un réseau secondaire ; cette notion de taille renvoie par ailleurs aux notions plus quantitatives des longueurs de cours, des débits, ou des niveaux d'énergie de écoulements, tous paramètres qui déterminent la capacité du cours d'eau à s'inscrire dans le substratum. Il y a donc un lien entre l'échelle servant à définir les directions d'écoulement et les facteurs qui les ont guidées.

Les orientations des cours d'eau majeurs

Leurs débits sont de l'ordre de 10 à 100 m3/s.

A l'échelle régionale, les directions d'écoulement sont imposées par la pente générale de la surface sommitale qui a modelé la partie sud de la Lorraine et dégagé les lignes de côtes de l'Infra lias et du Dogger.

La Moselle et d'autres cours d'eau majeurs comme la Meurthe, la Mortagne entrent dans cette catégorie et présentent jusqu'à proximité de Nancy des directions d'écoulement identiques vers le N-NW imposées par cette surface d'érosion.

Mais on a vu que le cours ancien de le Moselle a été déterminé à plus grande échelle par le contexte structural et tectonique régional, anticlinorium de Zincourt-Hardigny, faille de Vittel et cuesta infra liasique. Grâce à son niveau d'énergie, la Moselle est parvenue à s'affranchir des contraintes structurales locales pour atteindre son tracé actuel par surimposition dans les calcaires du Muschelkalk.

Les orientations du réseau secondaire

Les débits des cours d'eau sont de l'ordre de 1.0 m3/ sec, correspondant à un niveau d'énergie moindre. La surface d'érosion précitée a été disséquée par les cours d'eau qui incisent les différentes lithologies pour rejoindre les niveaux de base des écoulements imposés, soit par la Moselle, soit par le Madon.

Le pendage général et le contexte tectonique structurent les directions d'écoulement suivant une hiérarchie assez précise :

En l'absence de failles, le champ de diaclases organise les écoulements à grande échelle. Les deux directions principales des diaclases servent de guides à l'orientation des tracés sur des distances hectométriques ; alors que, sur des distances kilométriques, c'est le pendage général ou la direction de fracture angulairement la plus proche qui détermine la direction moyenne du cours.

Malgré leurs implantations récentes dans des gouttières d'érosion dégagées dans les marnes du versant Est de la Moselle ancienne, les tracés amont de l'Euron et du Loro enregistrent déjà les directions de diaclases du substratum calcaire, tandis que les tracés du Xouillon et du Colon amont dans les Marnes du Keuper Inférieur gardent peut-être la mémoire d'une direction de diaclases de la Dolomie de Beaumont.

En présence de **failles majeures, les directions** d'écoulement empruntent les trajets des failles et échappent au contrôle du champ de diaclases. Une part importante du cours de la Gitte très monodirectionnel suit sur une dizaine de kilomètres le trajet d'une faille satellite de l'accident de Vittel ; le cours amont du Madon et celui de l'Illon sont probablement guidés sur plus de dix kilomètres par des failles parallèle ; de même, le Ruisseau des Amis suit le trajet d'une faille.

Certaines portions de cours d'eau échappent totalement aux contraintes de la tectonique.

A l'échelle hectométrique aucun guide ne peut être mis en évidence.

Sur des distances de plusieurs kilomètres, des guides géomorphologiques divers déterminent les directions des écoulements :

Le tracé de l'Avière constitue un cas particulier puisqu'elle emprunte la vallée de l'ancienne Moselle en aval d'Uxegney.

Le tracé aval du Colon, installé tardivement dans les marnes, a été guidé par le niveau de base du Madon.

Le tracé aval du Durbion a ignoré les directions de diaclases du Muschelkalk ; incisé dans les calcaires jusqu'à Vaxoncourt, il est soumis à la contrainte de l'abaissement du niveau de base de la Moselle.

Ces trois exemples semblent indiquer que les parties aval des cours d'eau, les plus proches du réseau hydrographique principal, pourraient avoir subi en priorité l'effet contraignant du niveau de base, reléguant au second plan le rôle de la tectonique.

Le réseau de dissection des versants

Les cours d'eau pérennes, (débits de l'ordre de 0.1 à 0.01m3/s) ou intermittents sont affluents du réseau secondaire et drainent les versants.

La pente des versants de la vallée principale fixe les directions moyennes d'écoulement sur des distances d'ordre kilométrique ; les tracés sont sans rapport avec le champ de fractures mais coïncident parfois avec l'une des directions de diaclases ; c'est le cas dans les bassins amont du Colon et du Xouillon : les directions de diaclases dans la Dolomie étant sensiblement orthogonales, lorsque les tracés des cours d'eau secondaires correspondent à l'une des directions de fracturations, les pentes des versants s'orientent suivant la seconde direction de fracture. Le tableau 11 ci-dessous fait la synthèse des guides d'orientation des tracés.

	Contrôle par éléments tectoniques			Contrôle par éléments géomorphologiques			
	Ondulations anticlinales	Failles	Champ de Diaclases	Surfaces d'érosion	Vallée héritée	Abaissement du niveau des écoulements	Pentes des versants de la vallée principale
Réseau principal Débits 10 à 100m3/s	Paléo Moselle			**Surface d'érosion anté-Crétace** Paléo-Moselle(Meurthe, Meuse Mortagne ...)			
Réseau secondaire Débits ≠ 1m3/s	Euron aval	Gitte aval, Illon, Madon amont Ruisseau des Amis	Xouillon, Colon amont Loro, Euron amont	**Surface d'érosion récente du versant de la paléo Moselle** Loro, Euron amont	Avière (Aval Uxegney)	Durbion Colon aval *	
Réseau de drainage des versants Débits 0 à 0.1 m3/s							Réseau de drainage des versants (ex Ru Gauffy)

Tableau 11 : Hiérarchisation des guides des directions d'écoulement du réseau hydrographique.

5 - Conclusions de la première partie

Délimitation d'un terrain d'étude propre à faire ressortir le rôle du substratum triasique sur les transferts et les écoulements ; connaissance du milieu.

Cette première partie est un préalable à l'étude elle-même ; son importance ne doit pas être sous-estimée, car du choix de l'espace d'étude va dépendre la clarté d'expression des mécanismes de fonctionnement hydrologique.

Bien que réduit aux marnes et calcaires, excluant donc les formations gréseuses vosgiennes, le substratum triasique lorrain apparaît assez homogène. Se différencient cependant des zones où les dépôts chimiques des séquences évaporitiques (faisceaux salifères et niveaux gypseux) prennent suffisamment d'importance au point d'altérer les processus de transfert de l'eau dans les marnes du Keuper.

Pour aider au choix du terrain, il a fallu retracer les grandes lignes de la genèse de ces formations, genèse qui donne une logique à leur répartition sur l'ensemble de la Lorraine ; cette approche sédimentologique a permis de retenir un espace en Lorraine du sud où affleurent, dans divers bassins de petite taille, marnes et calcaires du Trias sans intercalations majeure de sel et de gypse.

Choisi selon ces critères, l'espace présente un ensemble de caractéristiques qui vont faciliter et simplifier l'étude hydrologique :

- Les conditions climatiques sont assez homogènes ; une certaine progressivité des précipitations apparaît lorsque l'on s'approche du massif vosgien.

- La taille réduite des bassins et les conditions d'affleurement permettent de faire porter l'étude sur des bassins entièrement dégagés dans les marnes puis sur des bassins à plus grande diversité lithologique ; cette séparation des variables lithologies permet de comprendre le fonctionnement propre à chacune d'entre elles et de préciser la nature et l'importance des couplages hydrologiques entre les différentes formations superposées. On a mis en évidence les possibilités d'infiltration de l'eau dans les marnes du Keuper et leur rôle essentiel dans l'alimentation en eau du karst de la Dolomie.

Les caractéristiques géomorphologiques générales de l'espace se résument à deux types de reliefs :

- Un relief de plateaux correspondant à l'affleurement de la surface sommitale qui recoupe le Muschelkalk et l'infra-Lias

- Un relief de dissection aux pentes accusées résultant du dégagement des vallées dans les marnes du Keuper.

A une échelle différente apparaissent des traits morphologiques spécifiques des lithologies : la solifluxion des marnes et des colluvions sur les versants, qui reste toutefois un épiphénomène, alors qu'un karst de contact litho- stratigraphique s'est développé largement dans les calcaires du Muschelkalk et de façon plus contrainte dans la Dolomie de Beaumont.

La Moselle et le Madon sont les axes hydrographiques majeurs de l'espace ; ils définissent les niveaux de base des écoulements du réseau d'affluents drainant les bassins étudiés.

Une approche paléo-géographique à partir de la disposition des formations alluviales montre que le cours de la Moselle a subi à la fois des déplacements latéraux et s'est incisée dans le substratum, tout en conservant sa direction générale d'écoulement ; il s'en est suivi une série de modifications des tracés des affluents (perte d'affluence, amputation de bassin versant, développement d'affluents récents) qui ont donné au réseau hydrographique sa configuration actuelle.

Les tracés actuels du réseau hydrographique sont contrôlés par des facteurs tectoniques et géomorphologiques ; une étude détaillée des directions d'écoulement indique que la nature des guides varie suivant l'échelle à laquelle on étudie les tracés et suivant l'énergie du cours d'eau.

Si la tectonique n'a eu que peu d'influencé le cours de la Moselle dont la direction d'écoulement est imposée par la surface d'érosion tertiaire, les failles et le réseau de diaclases contrôlent souvent les directions d'écoulement de son réseau d'affluents ; les quelques exceptions qui échappent au contrôle de la tectonique sont justement les affluents qui ont subi des remaniements récents en réponse aux déplacements de la Moselle.

2ème Partie

Les modes de transfert des eaux dans les formations du Keuper et du Muschelkalk. Identification des eaux souterraines

Introduction

Dans cette seconde partie nous décrirons les divers processus qui assurent le transfert de la pluie, soit directement vers les cours d'eau par ruissellement, soit par infiltration vers les nappes au travers des formations géologiques. Au préalable, montrons comment ces fonctions de transfert s'intègrent dans une approche systémique de l'ensemble hydrographique que constitue le bassin versant.

Le climat et le relief sont habituellement considérés comme les moteurs principaux de fonctionnement du système.

Le facteur climatique regroupe les diverses caractéristiques de la pluie : les hauteurs des précipitations et les variables plus déterminantes des processus d'écoulement que sont l'intensité, la durée des pluies et l'évapotranspiration. La concentration des bassins étudiés sur un espace réduit simplifie la démarche dans la mesure où ils sont tous soumis aux mêmes aléas des précipitations.

L'aspect relief peut se résumer à la notion de pente topographique qui contrôle l'énergie des flux de surface (ruissellement) et de subsurface (hypodermisme) et les temps de retour au réseau hydrographique. A la différence des caractéristiques de la pluie, les pentes sont des éléments géométriques variables d'un bassin à l'autre et à l'intérieur d'un même bassin car adaptées aux lithologies.

A ces facteurs de transferts à l'interface air-sol, viendront s'ajouter le rôle des lithologies et des formations superficielles qui va se manifester :

- Par leur propriétés de transmissivité des eaux : perméabilité intrinsèque, contrastes de perméabilités aux interfaces lithologiques, fracturation des différentes formations, pendages et épaisseur des couches, toutes propriétés qui modulent l'efficacité des divers processus de transfert souterrains.

- Par la solubilité de certains composants : dissolution des calcaires et dolomies à l'origine de la karstification, dissolution de dépôts évaporitiques (ici limités au gypse) à l'origine de la minéralisation des eaux au cours de leur transit.
- Par la diversité des sols formés par altération météorique des lithologies.
- Par la présence éventuelle de colluvions.

En dernier lieu, on citera la modulation possible des flux et de l'énergie des divers types d'écoulements par les interventions anthropiques diverses.

Dans les milieux réputés naturels, l'optimisation des pratiques culturales suivant divers critères (nature et oeuvrabilité des sols, accessibilité des parcelles, drainage ...) se traduit par une modification ou une organisation spatiale du couvert végétal délimitant des zones de forêts, de prairies et de sols culturaux à nu ou végétalisés suivant la saison. Les couverts végétaux qui ralentissent ou interceptent le flux des précipitations atteignant les niveaux superficiels, inhibent certains modes d'écoulements et en favorisent d'autres : à titre d'exemple, une même pluie n'aura pas le même impact sur des sols culturaux tassés après récolte, sur des labours frais où le ruissellement pourra se développer rapidement, sur des prairies, sur des sols forestiers ou le ruissellement est empêché par l'interception de la pluie.

Dans les milieux moins préservés, les aménagements hydrauliques, l'exploitation des nappes, les captages peuvent perturber les écoulements.

Les flux et l'énergie des transferts diffèrent suivant les modes d'écoulements de l'eau : écoulements en surface et subsurface (ruissellement et hypodermisme) ou écoulements en volume (infiltration et circulations karstiques).

L'évacuation des flux hors des bassins est assurée par les cours d'eau, directement ou après stockage par les aquifères qui restituent ultérieurement au réseau hydrographique (sources résurgences et drainage des nappes). Le tableau 21 (page 122) montre les divers trajets de l'eau et leurs conséquences en termes de fonctionnement hydrologique et géomorphologique d'un bassin versant. La dissipation de l'énergie potentielle des écoulements en surface entretient, par effet de "feed back", une morphogenèse active qui poursuit le processus d'ablation des matériaux et leur transport vers les bas des pentes ; particulièrement nette dans les différentes formations du Keuper, l'activité morphogène conduit à une instabilité des niveaux superficiels à l'origine des phénomènes de solifluxion et glissements de terrain dans les marnes, ainsi qu'à des effets d'érosion spectaculaires dans les lithologies plus résistantes (incision des revaux dans la Dolomie et les Grès à Roseaux).

Les transferts profonds inscrivent sur le terrain un ensemble d'indices révélateurs du fonctionnement des aquifères : position des restitutions par rapport aux limites des lithologies et des formations superficielles, caractère transitoire ou pérenne des sources et résurgences, degré de minéralisation des eaux ; cela donne une idée du volume des réserves souterraines disponibles et permet d'identifier l'origine des eaux qui soutiennent le débit des cours d'eau.

La seconde partie de ce travail comportera deux volets distincts :

Le premier est consacré à l'étude des modes de transfert de l'eau en surface et dans les formations géologiques ; le second traite des modes et des lieux de restitutions des eaux souterraines aux sources, résurgences, et cours d'eau.

1 - Identification des processus de transferts dans les formations du keuper.

La nature du substratum où dominent les marnes prédispose peu à la constitution de réserves souterraines abondantes ; cependant les ruisseaux disposent à longueur d'année d'eau en quantité suffisante, leur garantissant un écoulement pérenne ; en situations extrêmes, les débits d'étiage sont particulièrement bien soutenus et les crues sont souvent violentes.

Par leur position stratigraphique, allant du Rhétien aux marnes du Keuper Inférieur, les bassins adjacents du Xouillon, de la Rulle et du Colon entre Charmes et Mirecourt, permettent d'observer de nombreux indices de terrain révélateurs des modes de transfert des précipitations et de la position des aquifères.

En raison de leur proximité, ces trois bassins montrent une modulation de l'effet rétroactif des écoulements sur la morphogenèse, ce qui permet de saisir le rôle des divers facteurs locaux (pendages, aires de collecte, décalage stratigraphique) et d'expliquer les particularités de fonctionnement hydrologique de ces bassins.

Les mécanismes de transfert identifiés dans ces bassins peuvent être reconnus dans les bassins du Val d'Arol à l'est de Mirecourt, du Robert et de l'Euron où affleurent les formations du Keuper.

1 – 1 Les transferts en surface

Suite à une période sèche, un réseau de fissures résultant du retrait des argiles se développe dans les sols et les colluvions ; dès l'arrivée des précipitations sur sol sec, on assiste à la fermeture progressive des fissures ; une pluie abondante et de longue durée a pour effet de saturer d'abord les niveaux superficiels ; le temps nécessaire à leur saturation dépend de la succession des événements pluvieux antérieurs, du degré de fissuration des sols et de la nature du couvert végétal.

Lorsque le stockage n'est plus possible dans ces niveaux superficiels saturés, les mécanismes de transfert gravitaires vont assurer l'évacuation des eaux de pluie.

Dans les horizons peu perméables installés sur les marnes et sous l'effet de la pente des versants, ce sont les transferts en surface et subsurface (ruissellement et hypodermisme) qui évacuent de façon épisodique la majeure partie du flux excédentaire ; toutefois nous verrons qu'une partie des précipitations peut s'infiltrer dans les marnes dès que le front de saturation les atteint.

1 - 1 - 1 Le régime de ruissellement

La réponse habituelle des sols et colluvions sur marnes présente la chronologie suivante :

Saturation des horizons de surface,

Installation des circulations hypodermiques au plancher des colluvions

Installation simultanée ou différée du ruissellement en surface qui concentre dans des chenaux d'écoulement les eaux collectées ; ce type de ruissellement fréquent caractérise une intensité de précipitations dépassant la capacité de transfert des niveaux superficiels saturés vers les niveaux sous-jacents (excess saturation overland flow , in C. Cosandey, M. Robinson, 2000).

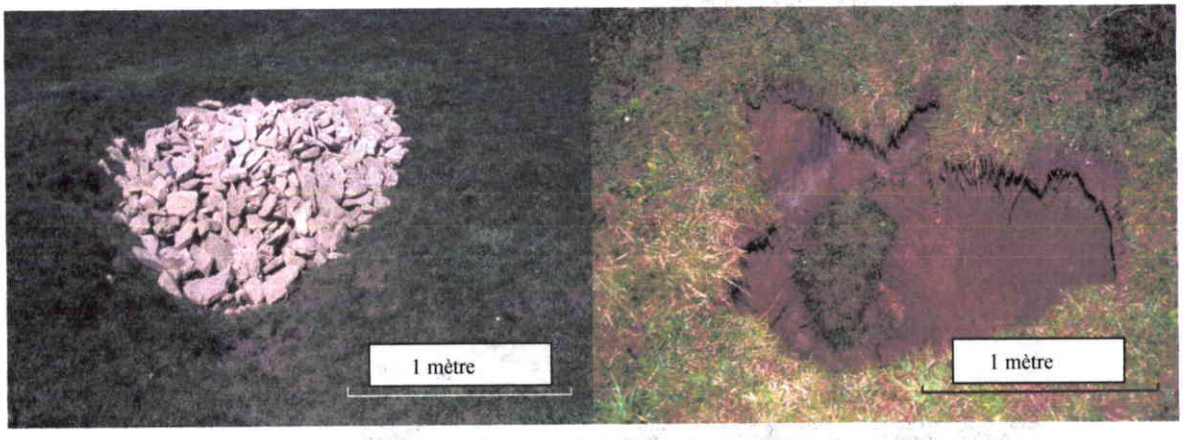
Dans le cas de pluies d'intensité exceptionnelle arrivant sur sols secs ou saturés, (du type orages d'été) le ruissellement par refus d'infiltration du sol non saturé (excess infiltration overland flow) peut prendre l'allure d'un écoulement en nappes et apparaître rapidement dès le début de l'épisode pluvieux ; ce type d'écoulement est à l'origine des crues brutales des cours d'eau qui envahissent parfois en torrents boueux les villages avoisinants. On trouvera en annexe 1 les informations et documents relatifs aux sinistres de Gircourt les Vieville et de Bralleville.

L'installation des régimes de ruissellement sur les terrains peu perméables est influencée par la nature du couvert végétal ; fréquent et précoce sur les sols culturaux tassés et les labours frais, le ruissellement est possible mais plus rare en prairies ; le couvert forestier, diminuant le flux et l'énergie des précipitations au sol, empêche tout ruissellement (Humbert et Najjar 1992).

L'énergie du flux de surface est contrôlée par la pente des sols (qui détermine la vitesse de transfert) et par la superficie de l'aire collectrice (qui détermine la masse d'eau transférée). Le couvert végétal contrôle à la fois le flux de précipitations au sol (interception) et la vitesse des écoulements.

1 -1-2 La circulation hypodermique

Elle s'installe à l'interface entre colluvions et marnes, à la faveur du contraste de perméabilité entre les marnes compactes sous-jacentes et les niveaux superficiels plus perméables (Rochefort et Tricart, 1959 ; Freeze, 1972); les eaux sont évacuées latéralement à la base des colluvions, suivant la pente topographique ; Si la pente est trop faible, la vitesse de transfert à l'interface est limitée et la circulation ne peut s'établir : le flux de précipitations qui ne peut être absorbé par infiltration dans les marnes sous-jacentes donne des eaux stagnantes ou un ruissellement de faible énergie. Lorsque la pente est plus forte, les circulations latérales ont suffisamment d'énergie pour déblayer dans les colluvions des conduits ou « renards », par où transitent les eaux et les matières en suspension ou entraînées ; dans les cas extrêmes, les soutirages successifs des matières solides finissent par provoquer des effondrements subits (photos 7 et 8) : leur alignement suivant la pente marque le trajet souterrain des eaux ; leur taille métrique, leur situation en pleine pente, les parois verticales des effondrements récents empêchent de les confondre avec les dolines, celles-ci étant toujours de plus grande dimension et proches des replats topographiques.



Photos 7 et 8 : Effondrements dus au soutirage par les circulations hypodermiques : effondrement comblé et effondrement en cours de formation

Cependant, le trajet de ces circulations hypodermiques reste limité ; sous l'effet du dénivelé, les conduits d'évacuation sont mis en charge ; Le flux hypodermique, qui peut difficilement s'infiltrer dans les marnes sous-jacentes, finit par rejoindre la surface : des micro-résurgences temporaires apparaissent dans les pentes et les eaux hypodermiques, après un parcours souterrain limité à quelques dizaines de mètres et rejoignent les eaux du ruissellement superficiel.

Ainsi, la concurrence entre ruissellement en surface et circulations hypodermiques, sous l'aspect évacuation des flux liquides et solides, semble restreinte à un intervalle de pentes dont les limites sont difficiles à préciser sur le terrain ; si l'hypodermisme ne peut s'installer en cas de faibles pentes, il n'est pas un processus de transfert stable en cas de fortes pentes.

Ainsi on trouvera des circulations hypodermiques, aussi bien dans les marnes du Keuper Supérieur que du Keuper Inférieur, dans la mesure où les pentes topographiques permettent l'installation et la stabilité de ce type de transfert.

1 – 2 La morphogenèse liée aux transferts en surface

L'énergie des écoulements de surface entraîne une ablation dans les niveaux superficiels, (sols et colluvions et lithologies) et imprime aux terrains des formes caractéristiques liées à l'exportation des matériaux issus des versants et à leur accumulation dans les fonds de vallées.

Les revaux, thalweg d'érosion dans la Dolomie de Beaumont et les Grès à Roseaux

Les fortes pentes des hauts de versants où affleurent les marnes du Keuper Supérieur rendent possibles les deux types de ruissellement déjà cités (excess saturation ou excess infiltration overland flow). La concentration des flux sur les pentes et sur le replat structural correspondant aux marnes de Chanville a pour conséquence l'apparition de formes d'incisions spectaculaires dans les lithologies plus résistantes de la Dolomie de Beaumont et les Grès à Roseaux ; par l'érosion des joints argileux, les bancs de dolomie sont descellés : de véritables thalweg torrentiels (revaux dans la toponymie locale) étroits et profonds de 6 à 10 mètres sont dégagés par le flux de ruissellement (photos 9 et 10).

Photo 9 : Revaux du Haut du Fort entaillant la Dolomie de Beaumont On remarquera la progressivité de l'entaille depuis les marnes de Chanville et l'absence d'écoulements

L'incision est progressive : elle commence au toit de la Dolomie, se poursuit en s'évasant dans les Grès à Roseaux (Photo 10) et s'atténue progressivement en pied de versant dans les Marnes Inférieures où s'accumulent les matériaux transportés.

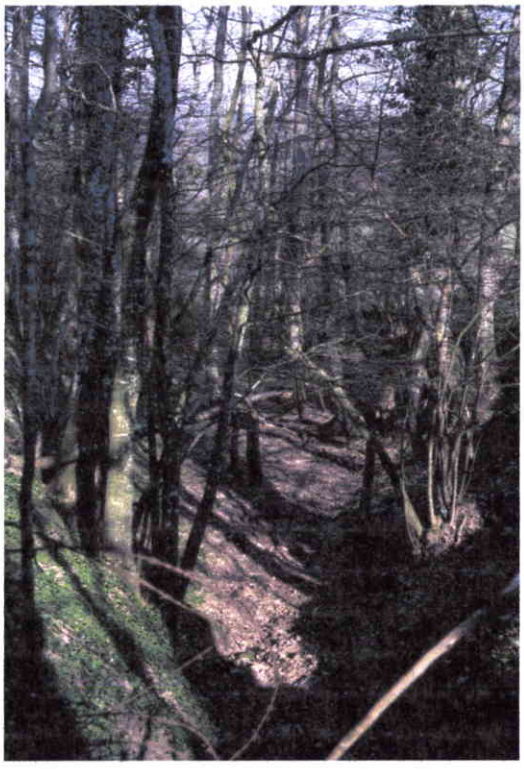


Photo 10 : Le Revaux du Haut du Fort entaille les Grés à Roseaux ;

Aucun écoulement permanent ne se maintient dans ces revaux :

Malgré les incisions spectaculaires, l'activité de certains revaux - revaux du Haut du Fort et de Vinture (x = 0886.970, y = 2376.625, z =325m)- se limite aux épisodes de ruissellement ; d'autres revaux, identifiables par leur incision caractéristique dans la Dolomie, restent inactifs pendant ces phases de ruissellement ; pour d'autres enfin, également inactifs, l'incision est en partie comblée par les colluvions. On observe donc, sous différents stades d'évolution, les conséquences de la morphogenèse (tableaux 9 et 13) liée à l'énergie des écoulements de surface : L'arrêt définitif du fonctionnement des revaux résulte de l'instabilité des versants de l'incision et de l'accumulation de matériaux qui diminue peu à peu l'énergie des écoulements en obstruant les chenaux de ruissellement, obligeant ces écoulements à emprunter d'autres passages.

Les instabilités des sols et des colluvions sur les marnes.

D'autres types d'instabilités apparaissent dans les niveaux superficiels sous les effets conjugués :

- du ruissellement et de l'hypodermisme,
- des pentes
- de la saturation des niveaux superficiels qui, par gonflement des argiles, sont soumis à des contraintes internes qui modifient leur stabilité.

S'ajoutant aux phénomènes d'effondrements liés à l'hypodermisme dans les colluvions, des mouvements de masse dans les niveaux superficiels localisés attestent l'instabilité des marnes sur les versants; en effet, les colluvions montrent à la fois des traces de solifluxion et de glissements des terrains. Ces déplacements de volumes créent un modelé de pente constitué par une succession de replats et d'abrupts faciles à observer dans les marnes du Keuper ; leur taille (une dizaine de mètres) suffit à modifier les flux de ruissellement ; ils participent ainsi à l'arrêt d'activité de certains revaux, privés du flux des écoulements de surface puis obstrués par les apports de matériaux des versants.

De ces revaux désactivés ne subsistent plus que les cicatrices, fréquentes dans la vallée du Xouillon, rares dans celle de la Rulle où plus aucun revaux n'est en activité ; les cicatrices s'effacent progressivement : dans la vallée du Colon, il n'y plus d'indices de revaux mais on observe des déplacements en masse des terrains issus des Marnes Inférieures ; nous avons vu comment cette instabilité des versants a été la cause de la modification du tracé du cours d'eau au sud de Florémont.

1 - 3 Les transferts en volume

Alors que les transferts en surface accompagnant les épisodes pluvieux sont contrôlés par la pente topographique, les processus de circulation profonde échappent dans une large mesure au contrôle du milieu extérieur et sont plus directement dépendants des propriétés des lithologies.

Or, les diverses formations ne fournissent pas toujours les indices de terrain attestant l'existence de ces circulations en volume ; il faut en rechercher des preuves indirectes à travers la position des exutoires, la physicochimie des eaux, le fonctionnement et le couplage hydrologique des différentes lithologies.

Comme le Keuper forme un ensemble lithologique hétérogène quant à ses propriétés de transmissivité, nous aurons à déterminer les comportements individuels et couplés de ses différents niveaux stratigraphiques en y ajoutant, pour être complet, le Rhétien qui forme les interfluves entre Madon et Moselle.

Le Rhétien, un aquifère intermittent

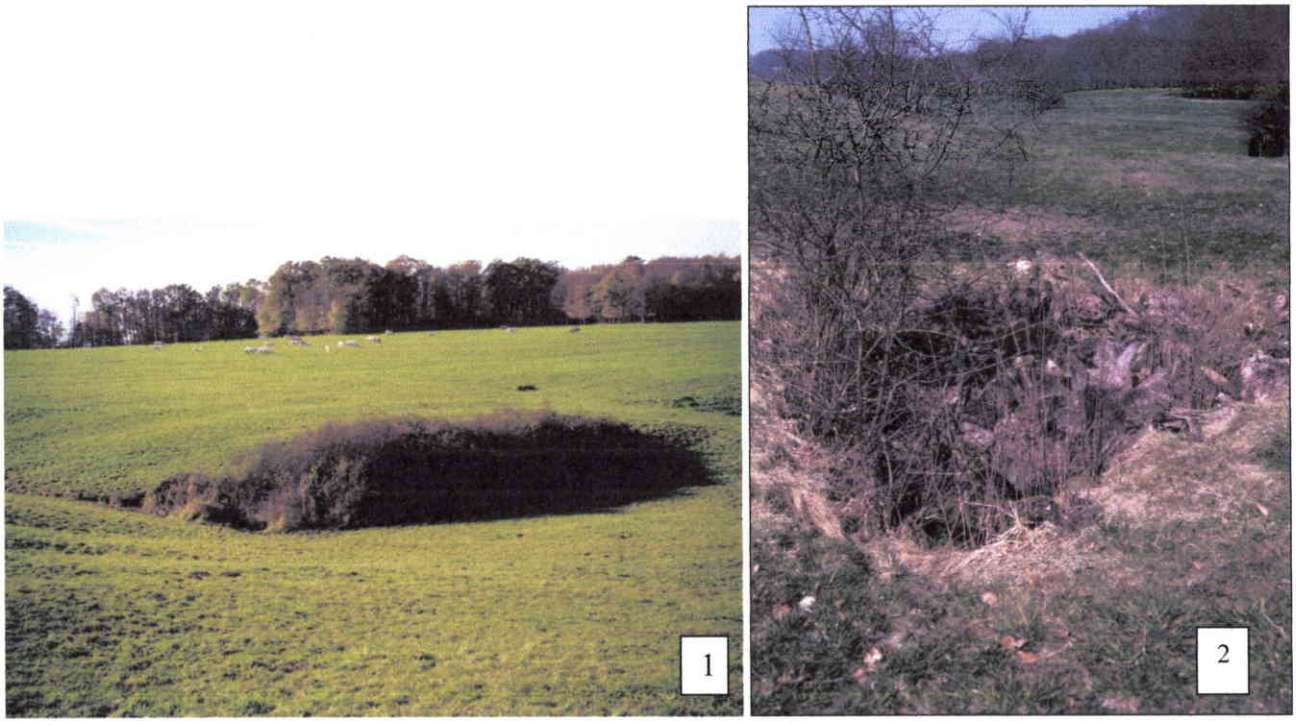
Formation de faible extension et de quelques mètres d'épaisseur, les grès rhétiens collectent les précipitations, se saturent progressivement grâce à leur forte porosité : l'imperméabilité relative des marnes sous-jacentes permet l'installation de petites nappes perchées et temporaires dont les écoulements, à la faveur du pendage, vont alimenter le ruissellement sur les pentes des marnes du Keuper Supérieur ; les grès fournissent de l'eau à quelques captages d'intérêt agricole et à quelques sourcins à la base de la formation, vite taris en saison sèche et incapables de maintenir le moindre réseau hydrologique sur notre espace.

Un tel processus de transfert n'est pas directement perceptible par ses effets dans les marnes mais par le fonctionnement hydrologique qu'il induit dans la Dolomie de Beaumont.

Nous avons déjà vu que la superposition des marnes sur la Dolomie a permis l'installation d'un karst de contact ; il se manifeste par la présence de quelques dolines (Photos 11 et 12) dans les Marnes de Chanville qui amorcent le replat topographique au toit de la Dolomie ; certaines de ces dolines sont actives lors des épisodes pluvieux et vont apporter au réseau karstique une partie des eaux de surface.

La Dolomie de Beaumont, d'épaisseur constante voisine de 8 mètres, possède dans les bassins keupériens du Colon, de la Rulle, du Xouillon et du Robert un impluvium de taille réduite qui, à lui seul, ne peut collecter qu'un volume de précipitations limité. Il est peu probable qu'en période estivale, les débits modestes mais permanents de certaines sources et résurgences à la base de la Dolomie soient dus aux précipitations sur ce seul impluvium, d'autant que la fracturation de la roche permet des transferts rapides qui épuisent les réserves ; à l'appui de cette remarque, nous avons constaté que la longue période de sécheresse de l'été et l'automne 2003 n'a pu tarir les principaux exutoires de la Dolomie dans le bassin du Xouillon.

Parmi les résurgences pérennes, celle de la Cascade du Haut du Fort (x = 0887.035, y = 2377.575, z = 340 mètres) a maintenu en 2003 un débit de 1 à 2 litres /seconde et les Sources des Trois Fontaines (x = 0885.847, y =2375.858, z = 300 mètres) ont conservé un débit de 6 à 8 litres/ seconde.



Photos 11 et 12: Ensemble de dolines au sommet de la Dolomie de Beaumont
1 : Dolines des Trois Fontaines, 2 : Doline dans les marnes de Chanville au Haut du Fort.

Pour justifier la pérennité des réserves de la Dolomie, il faut envisager deux phénomènes simultanés, à savoir la collecte des précipitations sur un impluvium plus vaste que la superficie des seuls affleurements de la Dolomie ainsi qu'un mécanisme d'alimentation continu du réseau karstique, efficace même en période de sécheresse prolongée.

La participation des marnes du Keuper Supérieur s'impose, elles seules possèdent une aire de collecte suffisamment vaste.

Photo 13: Cascade du Haut du Fort alimentée par la résurgence d'une circulation karstique dans la Dolomie

Pour compléter cette réflexion, on a reporté dans le tableau 12 ci-dessous les niveaux de participations des différentes lithologies et des Marnes Supérieures à la superficie des bassins versants des cours d'eau keupériens.

% de l'aire du Bassin versant	Rhétien %	Marnes supérieures %	Grés à Roseaux et Dolomie %	Marnes Inférieures %	Divers Sinémurien Calcaires. à Gryphées %	Aire du bassin concerné en km²
Xouillon à confluence Madon	19.1	43.6	13.0	24.1	0.6	23.75
Rulle à confluence Colon	13.8	30.4	13.0	42.8	0	12.05
Colon au pont de Florémont	5.0	12.1	15.1	67.9	0	32.51
Le Robert confluence Gitte	23.8	25.9	11.6	36.2	2.3	39.05
Val d'Arol à Domvallier	8.4	20.5	30.9 dont 19 % de Grés à Roseaux	40.2	0	21.6

Tableau 12 : Participation des différentes lithologies du Keuper à la superficie des bassins versants de quelques cours d'eau keupériens. Données obtenues à partir des tracés de la carte géologique au 1/50000 de Mirecourt.

Ce tableau appelle les commentaires suivants :

Malgré des participations voisines, de l'ordre de 15% pour les différents bassins (5% pour la seule Dolomie), celle-ci, aidée accessoirement par les Grès à Roseaux, ne reste productive en saison sèche que dans les bassins du Xouillon et du Robert où justement est importante la participation des marnes du Keuper Supérieur à la superficie du bassin.

Toutes ces observations convergent et suggèrent que l'alimentation de la Dolomie résulte à la fois de la collecte des précipitations sur l'impluvium des Marnes Supérieures doublée d'un processus lent d'infiltration / percolation dans le volume de ces marnes, processus qui reste efficace même en période de sécheresse prolongée ; les eaux d'infiltration sont captées par le réseau de fracturation de la Dolomie

Nous retrouvons ici, dans les Marnes Supérieures, le processus d'infiltration évoqué par Marchal (1985) pour expliquer la formation et le maintien d'une nappe salée dans les Marnes Inférieures de la vallée de la Seille (voir page 21).

L'évolution dans le temps du débit des sources intermittentes au plancher de la Dolomie valide l'existence d'un tel processus d'infiltration : en effet on observe un décalage d'environ 2 mois entre la fin de la période sèche et l'accroissement durable des débits ; ce délai permet une évaluation du temps moyen de transfert des précipitations depuis l'aire collectrice des Marnes Supérieures jusqu'aux exutoires de la Dolomie.

Pendant les périodes de précipitations abondantes, l'alimentation de la Dolomie est complétée par les apports de surface ; collectée par les dolines dans les Marnes de Chanville, une partie des flux de ruissellement et des circulations hypodermiques rejoint le réseau de fractures de la Dolomie ; la participation des eaux de surface est attestée par l'activation des sources intermittentes au mur de la Dolomie ; l'accroissement momentané de leur débit qui suit l'épisode pluvieux s'accompagne de l'apparition de matières solides argileuses en suspension.

Les ressources en eaux des Grès à Roseaux

La formation peu épaisse (2 à 3 mètres) des Marnes Intermédiaires met en connexion hydraulique les Grès à Roseaux et la Dolomie ; ces marnes constituent à la fois un horizon suffisamment étanche pour maintenir des réserves dans la Dolomie, elles vont toutefois pouvoir transmettre, par infiltration, un peu d'eau à la formation des Grès à Roseaux.

Malgré leur forte porosité, ces grès ne constituent pas un véritable aquifère, ils ne donnent que de faibles suintements humidifiant par endroits les colluvions qui les recouvrent ; ce n'est que dans les revaux de la vallée du Xouillon (Haut du Fort, Vinture) que quelques sources à très faible débit peuvent être observées ; elles apparaissent en contrebas des sources pérennes de la Dolomie, attestant ainsi la connexion hydraulique entre les deux lithologies par le jeu des Marnes Intermédiaires interposées.

Notons la formation de travertins aux exutoires de la Dolomie et des Grès à Roseaux (Haut du Fort, Vinture).

Ainsi le fonctionnement hydrique des Keuper Supérieur et Moyen est en grande partie commandé par la superficie à l'affleurement des Marnes Supérieures. Un espace de collecte des pluies suffisamment vaste est indispensable :

- Pour donner au flux de ruissellement épisodique un espace de concentration assez vaste ainsi qu'un niveau d'énergie capable de démanteler des bancs de Dolomie, d'éroder les Grés à Roseaux et de maintenir l'activité des revaux.
- Pour qu'un transfert lent dans le volume des Marnes Supérieures puisse alimenter en continu la Dolomie de Beaumont, permettant l'établissement d'une circulation karstique localement pérenne.

Par suite du pendage régional des couches vers le W.-N.W, la superficie de l'impluvium des Marnes Supérieures diminue rapidement d'Ouest en Est entraînant une atténuation des flux et de l'énergie du ruissellement ainsi que des réserves en eau de la Dolomie.

Deux types de conséquences en résultent :

- L'une en termes d'effets rétroactifs du ruissellement sur les morphologies : alors que les revaux actifs sont localisés dans le bassin du Xouillon, ils sont moins fréquents, inactifs et colmatés dans le bassin de la Rulle ; il n'y en a plus dans le bassin du Colon.
- L'autre en termes d'atténuation de la participation des ressources des Keuper Supérieur et Moyen au débit des cours d'eau ; les apports des nappes des Marnes Inférieures en fonds de vallées deviennent prépondérants (voir ci-dessous). La comparaison des cartes de minéralisation de ces trois cours d'eau confirme tout à fait cette polarité de fonctionnement (voir 3ème partie hydrologie).

Les transferts lents dans les Marnes inférieures.

Les Marnes Inférieures constituent les parties basses des versants ainsi que les fonds de vallées ; elles forment la majeure partie des affleurements dans les bassins des cours d'eau keupériens, à l'exception du Xouillon (tableau 12).

La faible perméabilité des marnes de ce niveau stratigraphique permet l'installation du ruissellement et l'hypodermisme ; cependant l'énergie des transferts de surface y est moindre que dans les Marnes Supérieures en raison de plus faibles pentes mais suffit pour entraîner et accumuler les matériaux ; les eaux de ruissellement contribuent pour partie à l'alimentation en eau des fonds de vallées qui constituent des zones humides, l'autre partie provenant des restitutions d'eau infiltrée dans les marnes de cet horizon.

Comme dans les Marnes Supérieures, aucun indice morphologique repérable sur le terrain ne permet de confirmer ou d'infirmer l'existence du mécanisme d'infiltration lente des eaux dans le volume des marnes.

Cependant, des preuves indirectes viennent valider son existence :

- La première est que tous les ruisseaux keupériens, à l'exemple du Colon conservent en période estivale des débits soutenus (p 161 et tab. 36 p 162) ; les apports sont assurés par les nappes permanentes en fonds de vallées dont les réserves sont maintenues par les eaux infiltrées dans le volume des marnes suivant le même processus que dans les Marnes Supérieures. Seul un mécanisme d'infiltration dans le volume des marnes peut maintenir les réserves de cette nappe.
- La seconde résulte de la forte minéralisation des eaux des cours d'eau (de 1500 à 2500µs), les eaux de la nappe se sont chargées en ions sulfates (tableau 16) par dissolution des passages gypseux au cours de leur trajet dans le volume des marnes ; dans une certaine mesure, la dissolution du gypse constitue une aide au transfert.

On démontre ainsi qu'un processus d'infiltration lente dans les marnes assure le transfert des eaux de pluie jusqu'aux nappes puis vers les cours d'eau.

Nous verrons ultérieurement (paragraphe identification des eaux souterraines) que les fortes teneurs en sulfates sont caractéristiques des circulations dans les seules Marnes Inférieures ; les eaux issues des autres formations du Keuper ont des teneurs en sulfates plus basses, confirmant que les marnes du Keuper Supérieur sont peu gypsifères. Toutefois, il s'agit là d'une particularité régionale de la sédimentation évaporitique au sud des faisceaux salifères.

Les circulations de surface participent aussi à la recharge des nappes de fonds de vallées lors des épisodes pluvieux ; les eaux des ruisseaux enregistrent alors des chutes de minéralisation en raison du mélange des eaux de la nappe sulfatée et des eaux fraîchement infiltrées.

Une telle nappe permanente et chargée en sulfates se retrouve dans tous les fonds de vallées des bassins keupériens du Colon, du Xouillon, de la Rulle, de l'Euron, du Robert, et du Val d'Arol ; le mécanisme d'infiltration des eaux dans les Marnes Inférieures est une caractéristique régionale propre à cette lithologie.

1 - 4 Extension de la recherche au Keuper d'autres sites

Nous avons explicité, dans trois bassins voisins entre Charmes et Mirecourt, les divers mécanismes de transfert des précipitations, leurs limites de fonctionnement, leur aptitude à restituer l'eau au réseau hydrographique ou aux nappes ainsi que leurs effets en retour sur la morphogenèse. C'est une combinaison entre divers éléments de la physiographie - reliefs, pentes, formations superficielles- et les propriétés intrinsèques des lithologies- perméabilité et contrastes de perméabilités- qui s'avèrent être les facteurs déterminants de ces transferts.

Mais on a pu aussi mettre en évidence le rôle de facteurs locaux comme la superficie des impluviums des diverses lithologies, le pendage, les épaisseurs de couches, tous éléments susceptibles de modérer ou de favoriser l'un ou l'autre de ces mécanismes alternatifs.

Pour donner plus de poids à ces observations, nous vérifierons que les modalités de transfert analysées dans les trois bassins proches ne décrivent pas de simples mécanismes locaux mais peuvent être transposées à d'autres bassins keupériens éloignés de l'espace

d'étude. Si ce n'est pas le cas, il faudra pouvoir expliquer comment des particularités locales empêchent ces mécanismes de transfert de s'exprimer sur le terrain.

Dans ce but, deux autres sites ont été reconnus :

- Un site proche, constitué par les formations du Keuper du bassin du Val D'Arol, affluent de rive gauche du Madon à Mirecourt.

- Un site très éloigné de la zone d'étude (Mailleroncourt en Haute-Saône à proximité de la ville de Luxeuil) sur lequel on retrouve l'ensemble de lithologies du Keuper (voir localisation en carte1).

Le Keuper du Val d'Arol

Le site est proche du bassin du Xouillon où ont été décrits les divers processus de transfert. La configuration stratigraphique du bassin du Val d'Arol est assez semblable à celle rencontrée entre Madon et Moselle : le Rhétien peu épais arme les interfluves et la vallée est inscrite dans les Marnes Inférieures. Comme précédemment, le ruissellement et l'hypodermisme caractérisent les écoulements sur les marnes en périodes de précipitations abondantes ; cependant, l'impluvium des Marnes Supérieures en partie occupé par le couvert forestier et limité à 20 % de la superficie du bassin contrôle l'énergie du flux de ruissellement, et empêche la formation des revaux.

La karstification de la Dolomie est discrète ; elle se manifeste par quelques dolines et pertes diffuses dans les Marnes de Chanville (Bois de Saint Lambert x = 0877.260, y = 2371.460, z = 350 mètres) ; les sources temporaires sont situées à la base de la Dolomie (source pérenne en x =0877.994, y = 2371.595, z = 338 mètres).

Enfin, une nappe libre est présente en fond de vallée dans les marnes du Keuper Inférieur, depuis Viviers les Offroicourt (x = 0873.985, y = 2369.315, z = 318 mètres) jusqu'à Domvallier ; ses eaux sont très minéralisées.

On retrouve donc dans le Keuper du Val d'Arol, l'ensemble des processus de transfert des eaux mis en évidence entre Charmes et Mirecourt ; les conséquences en termes de karstification et d'érosion par le ruissellement sont limitées par les caractéristiques de l'impluvium des Marnes Supérieures.

Le Keuper de Mailleroncourt (Haute-Saône)

L'annexe 2 décrit de façon succincte le fonctionnement hydrologique de cet ensemble pendant une période estivale.

Le Keuper de Mailleroncourt montre des analogies de fonctionnement avec le Keuper entre Charmes et Mirecourt (karstification de la Dolomie et restitutions à sa base) ainsi que des variantes dues à l'importance du Rhétien représenté là par ses faciès gréseux et argileux (marnes noires à la base et Marnes de Levallois au sommet des grès) ; les grès rhétiens constituent le seul aquifère appréciable dans cette région.

Le couplage hydrologique entre Marnes Supérieures et Dolomie résultant de l'infiltration dans les marnes est masqué ici par les apports d'un réseau de surface issu des sources du Rhétien. Le pendage des couches est tel qu'il occulte aussi le fonctionnement des Marnes Inférieures.

En dépit des singularités rencontrées à Mailleroncourt, les processus de transfert caractéristiques du Keuper de notre zone d'étude sont en partie confirmés. Mais Mailleroncourt montre l'influence considérable de facteurs locaux qui modulent les écoulements, occultent certains modes de transferts et induisent des morphologies particulières.

2 - Les processus de transfert dans les calcaires du Muschelkalk

Les formations carbonatées, calcaires du Muschelkalk Supérieur et dolomie de base de la Lettenkohle, affleurent assez largement dans le domaine d'étude.

Parfois le bâti calcaire ou dolomitique est mis à nu sur les plateaux et sur les versants qui les prolongent, en particulier sur les flancs raides des incisions du réseau hydrographique. Dans d'autres cas, les calcaires sont recouverts par les argilites de la Lettenkohle dont l'épaisseur est limitée à quelques mètres, la totalité du faciès étant rarement présente ; ainsi, les argiles n'affleurent qu'en lambeaux sur les plateaux, mais tapissent souvent les fonds de vallées ou les parties basses des versants.

Diverses formations superficielles recouvrent les calcaires :

- Le long du tracé ancien du cours de la Moselle, les dépôts alluviaux des terrasses reposent sur les calcaires, soit directement soit sur les quelques mètres d'argilites de Lettenkohle.
- Les colluvions, peu développées, ont un rôle négligeable dans les transferts ; on les retrouve surtout en fonds de vallées où s'accumule un matériel argilo-calcaire.
- Les sols sont plus ou moins filtrants : pélosols peu perméables si les argilites de le Lettenkohle sont interposées et sols bruns calcaires lorsque les formations carbonatées affleurent.

2. 1 Les transferts de surface

Le réseau de fracturation des assises calcaires permet une absorption rapide des précipitations :

- Sur les plateaux, la quasi-totalité de la pluie est absorbée par l'infiltration dans les fractures ; le karst se manifeste par quelques zones déprimées, vestiges de dolines comblées par les formations superficielles qui concentrent temporairement les eaux.

- Sur les versants des plateaux où les pentes sont parfois importantes (5 à10 %), le ruissellement accompagne souvent les fortes pluies, évacuant en surface les eaux qui ne peuvent être absorbées par le réseau de fractures ; les cultures aggravent les effets du ruissellement.

- Malgré les faibles pentes, de l'ordre du pourcent, les eaux convergent vers les fonds des vallons ; les quelques mètres d'argilites de la Lettenkohle qui recouvrent les calcaires du Muschelkalk empêchent le transfert direct au réseau de fractures (photo 14 ci-dessous) ; les flux de surface alimentent un karst actif par une succession de dolines absorbantes et de pertes diffuses actives qui jalonnent le contact des deux formations (carte 7 ; carte générale du karst).

Photo n° 14 : Ruissellement sur les Marnes de la Lettenkohle. Vers l'aval, le débit est progressivement absorbé par des pertes diffuses dans les calcaires de Muschelkalk.

2. 2 Les apports au réseau karstique

Le karst du Muschelkalk est également actif sous recouvrement des dépôts alluviaux des terrasses de la Moselle, en particulier en Forêt de Fraize (Photo 15).

- Les matériaux alluviaux déposés sur des lambeaux peu épais de Lettenkohle ou directement sur le Muschelkalk forment un recouvrement très transmissif ; les quelques mètres de galets, sables et argiles des alluvions constituent un aquifère temporaire, drainé par un maigre réseau de surface qui coule sur les argilites puis se perd très vite dans de multiples dolines dès qu'il atteint les calcaires ; lorsque les alluvions reposent directement sur les calcaires, les eaux s'infiltrent dans les fractures. Les dépôts d'alluvions forment de vastes espaces occupés par un couvert forestier qui intercepte les précipitations ; le ruissellement ne peut s'y développer et la pluie parvenant au sol rejoint rapidement le karst.

Photo n°15: Le karst sous les hautes terrasses alluviales de la Moselle (forêt des Ternes). Le Muschelkalk affleure directement sous les alluvions

- Lorsque l'épaisseur de Lettenkohle s'accroît et a fortiori si les marnes du Keuper la recouvrent (comme en forêt de Charmes), les alluvions maintiennent une nappe perchée permanente drainée par un réseau de surface pérenne qui rejoint la Moselle (Ruisseau de la Fontaine Gauffy, Ruisseau des Chênaies...) ou donnent de multiples sources à la base de la moyenne terrasse (Fx).

3 - Identification des eaux souterraines : eaux des nappes et du karst.

Lors de leur trajet, les eaux se minéralisent au contact des formations géologiques par dissolution des carbonates et du gypse :

- les signatures géochimiques des eaux profondes seront connues à partir d'analyses et/ou de mesures de conductivités aux sources et résurgences ; elles donneront des indications sur les trajets souterrains des eaux et permettront d'identifier les formations à l'origine de leur minéralisation (Meybeck, 1984).
- La signature des eaux des cours d'eau est plus complexe à interpréter ; elles sont un mélange d'eaux de provenances diverses comportant un apport d'eaux profondes issues des réserves, le complément provenant des eaux de drainage des niveaux superficiels; c'est pendant l'été que la participation aux débits des réserves est la plus importante.

Dans un premier temps, on va caractériser les différentes signatures géochimiques en réalisant quelques analyses chimiques en éléments majeurs sur les eaux de sources et de résurgences, puis sur celles de quelques cours d'eau en période d'étiage.

Les mécanismes de transfert que nous venons de décrire à partir des données de terrain nous ont indiqué que les réserves souterraines étaient de deux types

- Les eaux des nappes de fonds de vallées des marnes du Keuper Inférieur.
- Les eaux des circulations karstiques du Muschelkalk et de la Dolomie de Beaumont.

Les mesures fréquentes de conductivité aux émergences reflètent le fonctionnement des nappes d'eau souterraines et leurs rapports avec les transferts de surface. Dans certains cas, on peut se faire une idée assez précise des directions des écoulements souterrains et de la dynamique du fonctionnement de quelques systèmes karstiques, comme ceux présents dans les bassins du Loro, de l'Euron et dans le bassin de la Gitte.

Dans certains cas les eaux souterraines ne sont pas accessibles par leurs exutoires mais participent cependant par des apports diffus à l'alimentation du réseau hydrographique. Dans la mesure où les diverses réserves profondes possèdent des signatures géochimiques différenciées, on pourra montrer comment chacune d'entre elle participe aux débits des cours d'eau et en quels endroits se font les apports. Ce point sera traité dans la troisième partie lors de l'établissement des profils hydrologiques.

3. 1 La signature géochimique des eaux

Le suivi fréquent de la minéralisation des eaux par analyses chimiques en éléments majeurs est une méthode trop lourde et trop coûteuse ; on aura recours à une mesure de la conductivité des eaux, mesure physique simple et immédiate que l'on peut coupler aux mesures de débits.

La conductivité traduit la charge ionique totale dissoute mais ne fournit pas d'indications sur la nature ni sur la concentration des diverses espèces ioniques présentes qui ne peuvent être identifiées que par une chimie classique ; cependant, grâce au choix d'un espace d'étude situé hors des faisceaux salifères, nous pourrons aisément différencier les signatures géochimiques.

Quelques analyses chimiques ont été réalisées sur des eaux de sources, de résurgences et de certains cours d'eaux (tableau 13). Les eaux ont été prélevées en fin de la période de sécheresse de l'année 2003, au moment où les valeurs de conductivité enregistrées dans les cours d'eau sont à leur maximum, s'approchant de celles des eaux des nappes qui alimentent les écoulements.

On peut identifier deux pôles physicochimiques qui diffèrent par les concentrations en éléments majeurs et par les conductivités, confirmant ainsi la pertinence du choix des critères lithologiques qui ont permis de définir les limites de l'espace d'étude.

- Eaux bicarbonatées calciques dont la conductivité se situe entre 500 et 800 µs issues des formations calcaires et dolomitiques.

- Eaux sulfatées calciques et magnésiennes de forte conductivité (2000 à 3000 µs) en contact avec les formations évaporitiques comportant des passées de gypse (tableau 13).

A ces deux pôles, on ajoutera celui des eaux très peu minéralisées provenant d'aquifères siliceux : eaux provenant des grès vosgiens, des grès rhétiens, eaux de drainage des alluvions de la Moselle ; leur conductivité se situe entre 50 et 250 µs micro siemens.

Sur le graphique 6 on différencie nettement le pôle sulfaté (le rapport des ions Ca et Mg non liés au bicarbonates sur les ions sulfates est très voisin de l'unité) représentatif des eaux du Keuper Inférieur, du pôle bicarbonaté calcique correspondant aux formations calcaires et dolomitiques où ce rapport est de l'ordre de 0.1. Sur ce graphique, les eaux de la

résurgence de Torpeux apparaissent comme un mélange d'eaux issues des deux pôles précédents.

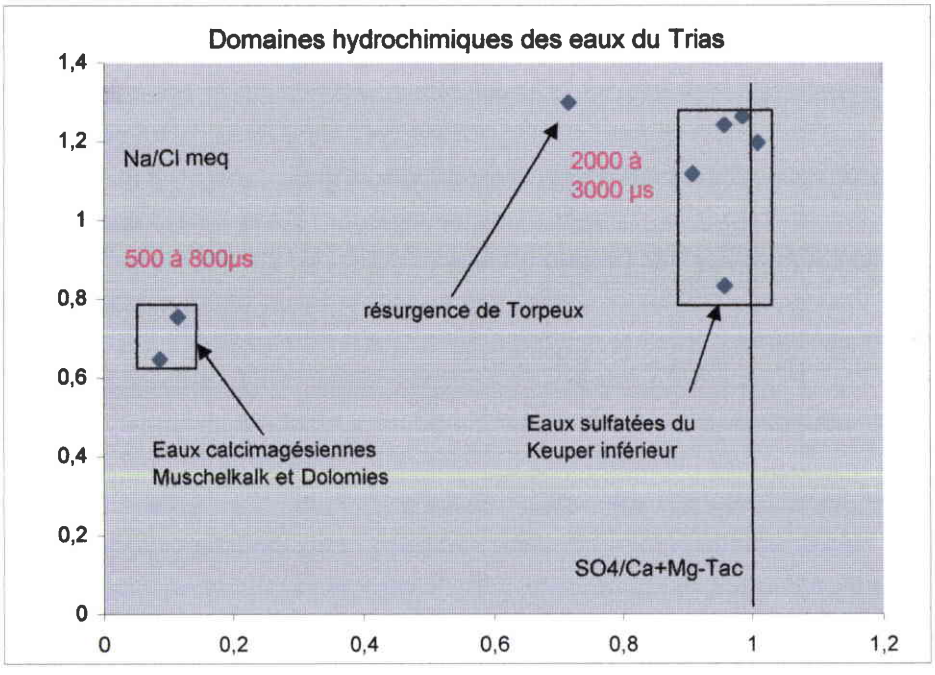
La connaissance précise des lithologies présentes dans les bassins étudiés renseigne sans ambiguïté sur les éléments capables d'entrer en solution ionique.

Ca^{++} dans les calcaires du Muschelkalk

Ca^{++} et Mg^{++} dans les dolomies et marnes dolomitiques du Keuper Supérieur

$SO4^{-}$, Mg^{++} et Ca^{++} dans les marnes gypseuses du Keuper Inférieur.

Ainsi, une simple mesure de la conductivité nous permet d'identifier la signature physicochimique des eaux, de repérer la nature des aquifères et renseigne sur les trajets souterrains suivis par les précipitations.



Graphique 6 : Pôles hydrochimiques des eaux du Trias d'après les données du tableau 9 ; Ce type de diagramme ne convient pas à la représentation du pôle des eaux " vosgiennes".

Les eaux des cours d'eaux ont des niveaux de conductivité intermédiaires caractérisant un mélange d'eaux de plusieurs pôles. Les eaux de l'Euron en aval de sa confluence avec le Paleboeuf sont un mélange d'eaux des pôles calcaires et sulfatés (cf. tableau 13). Tout comme les débits, la conductivité en un point du cours d'eau est une grandeur variable dans le temps car modulée par la participation des différents types d'apports ; en périodes d'étiage, les débits sont soutenus par les apports des nappes et la minéralisation des eaux de surface tend vers celle des eaux profondes.

A l'inverse, en périodes de précipitations, les eaux de ruissellement et les apports hypodermiques peu minéralisés s'ajoutent aux apports des aquifères, entraînant le plus

Analyses chimique des eau x

Date	Station	pH	Temp. °C	Cond µS/cm	TAC meq/L	Cl mg /L	Na mg /L	SO4 mg /L	Ca mg /L	Mg mg /L	NO3 mg /L	PO4 mg P/L	K mg /L	Fe µg/L	Mn µg/L
09/12/2003	Résurgence du Haut du Fort	8,1	10,0	717	6,98	9,3	3,9	24,9	79	50	13,3	0,053	5,9	23	< 10
09/12/2003	Rulle à Barbompré	7,9	3,6	2000	6,14	19,9	16	920	300	122	9,1	0,154	5,2	167	96
09/12/2003	Colon station Pompage	7,9	2,6	2490	6,22	79,0	42,6	1110	360	149	9,4	0,145	5,1	124	69
09/12/2003	Source Tonerre	7,6	11,0	3100	6,32	49,5	40,5	1630	565	151	5,8	0,013	5,4	237	< 10
11/12/2003	Froville Station hydro	7,9	1,8	1838	6,36	22,8	16,5	750	260	103	16,8	0,139	5,1	228	90
11/12/2003	Paleboeuf confluence Euron	7,9	2,6	2270	6,16	27,5	21,3	1060	330	131	12,8	0,110	5	146	99
11/12/2003	Euron station hydro St Boingt	7,9	3,1	773	6,38	18,0	8,8	37,4	110	32	29,0	0,172	5	78	23
11/12/2003	Loro résurgence Torpeux	7,5	9,2	1290	4,88	12,6	10,6	420	202	52	12,9	0,029	1,9	85	< 10
12/01/1910 *	Laneuveville aux Bois			2580	61?	54,0	298	1310	605	110			6,8	360	

bouclage electrochimique

* analyse citée dans la notice de la carte géologique de Parroy

Les mêmes analyses en milliéquivalents

													tot anions A meq/L	tot cations C meq/L	(C-A)/(C+A) %
09/12/2003	Résurgence du Haut du Fort	8,1		717	6,98	0,26	0,17	0,52	3,95	2,06	0,21	0,15	7,98	8,39	2,51
09/12/2003	Rulle à Barbompré	7,9		2000	6,14	0,56	0,70	19,17	15	5,02	0,15	0,13	26,01	25,87	-0,28
09/12/2003	Colon station Pompage	7,9		2490	6,22	2,23	1,85	23,13	18	6,13	0,15	0,13	31,72	32,25	0,82
09/12/2003	Source Tonerre	7,6		3100	6,32	1,39	1,76	33,96	28,25	6,21	0,09	0,14	41,77	42,58	0,96
11/12/2003	Froville Station hydro	7,9		1838	6,36	0,64	0,72	15,63	13	4,24	0,27	0,13	22,90	22,33	-1,27
11/12/2003	Paleboeuf confluence Euron	7,9		2270	6,16	0,77	0,93	22,08	16,5	5,39	0,21	0,13	29,22	28,34	-1,54
11/12/2003	Euron station hydro St Boingt	7,9		773	6,38	0,51	0,38	0,78	5,5	1,32	0,47	0,13	8,13	8,64	3,04
11/12/2003	Loro résurgence Torpeux	7,5		1290	4,88	0,35	0,46	8,75	10,1	2,14	0,21	0,05	14,19	14,89	2,39
12/01/1910 *	Laneuveville aux Bois			2850	61?	1,52	12,96	27,29	30,25	4,53		0,17	/	/	/

					Na/Cl	SO_4/Ca+Mg-Tac
09/12/2003	Résurgence du Haut du Fort	8,1		717	[illegible]	0,0863
09/12/2003	Rulle à Barbompré	7,9		2000	1,241	0,9573
09/12/2003	Colon station Pompage	7,9		2490	0,8323	0,9583
09/12/2003	Source Tonerre	7,6		3100	1,2628	0,9853
11/12/2003	Froville Station hydro	7,9		1838	1,117	0,9064
11/12/2003	Paleboeuf confluence Euron	7,9		2270	1,1955	1,0088
11/12/2003	Euron station hydro St Boingt	7,9		773	[illegible]	0,1143
11/12/2003	Loro résurgence Torpeux	7,5		1290	1,2985	0,7149

Tableau 13: Analyses de quelques eaux du Trias lorrain.Eaux des cours d'eaux et eaux profondes
analyses réalisées par le Laboratoire de Biodiversité et de Fonctionnement des Ecosystèmes (L.B.F.E) à Metz

souvent une chute de conductivité ; mais on peut parfois observer une augmentation de conductivité lorsque les eaux de ruissellement se mélangent à des eaux très peu minéralisées (cas du cours extrême amont du Durbion (tableau 41 p.170, crue du 6/03/2003). Les variations de conductivité se font donc souvent en sens inverse des débits, rendant compte des participations respectives des apports souterrains et des transferts rapides de surface. Par comparaison avec la mesure du débit qui intègre à un instant donné la participation des différents réservoirs en amont du point de mesure, la mesure de la conductivité offre une potentialité d'analyse complémentaire, permettant d'évaluer le degré de participation des différents apports.

3. 2 Les eaux souterraines : Eaux des nappes et eaux du Karst.

Les exutoires des eaux profondes sont peu nombreux : les quelques sources qui sont des regards sur les nappes du Keuper Inférieur ont des débits insignifiants de l'ordre du litre/seconde et les eaux sont toujours fortement sulfatées ; minéralisations et débits montrent une grande stabilité dans le temps.

Les eaux des systèmes karstiques ont une plus grande une variabilité ; pour la plupart de leurs exutoires, on observe à la fois des variations saisonnières et une sensibilité aux événements pluvieux.

Alors que les eaux du karst n'ont souvent qu'un rôle secondaire dans l'alimentation des cours d'eaux, les nappes de fond de vallées dans les marnes du Keuper Inférieur ont un rôle majeur dans le soutien des débits en saison estivale.

3 .2. 1 Les eaux des nappes du Keuper

Les nappes du Keuper Inférieur

Les eaux des quelques sources minéralisées qui permettent d'accéder aux nappes des Marnes Inférieures se caractérisent par des températures et des conductivités constantes en toutes saisons, ce qui confirme leur origine profonde. Le tableau 14 ci-dessous indique quelques-unes des mesures réalisées. La position de ces sources est indiquée sur la carte n° 7.

La source de Tonnerre, proche de Florémont, se situe au pied de la côte infraliasique, au contact de la vallée alluviale de la Moselle. Les trois autres sources (Saumeurs, Salines et Valère sont proches de la côte de Virine où des amas gypseux ont jadis été exploités (anciennes carrières de Héré et d'Abiémont) ; Les eaux de la source de Laneuveville-aux-Bois, située dans le bassin du Ruisseau des Amis, sont sulfatées et chlorurées en raison de la proximité des niveaux salifères d'Einville (tableau 13 et notice explicative de la carte géologique de Parroy). Les eaux, parfois chargées en fer (source des Saumeurs et source Valère) déposent un cordon de tufs (Saumeurs) à la sortie de l'exutoire (photo 16).

Les nappes de fond de vallées drainées par les cours d'eau fournissent des eaux sulfatées (les eaux du Colon atteignent 2000 à 2500µs en été).

La nappe du Keuper Inférieur, observable dans la vallée du Colon en amont de Florémont, affleure dans la vallée de la Moselle à la source de Tonnerre (268m) et par quelques petits étangs qui jalonnent le trajet du Grand Bief dont les eaux atteignent 2300 à

2500µs (carte 12) ; cette nappe s'écoule vers la Moselle, mélangeant ses eaux avec la nappe alluviale. Les Gravières du Pâquis (à l'altitude 262 m) dans la prolongement du Grand Bief ont été recreusées en 1999-2000 jusqu'aux marnes noires du Keuper Inférieur ; la conductivité des eaux y atteint 1000µs, valeur à comparer à la conductivité des eaux de la Moselle et du canal adjacent qui reste dans les limites de 150 à 250µs.

Photo 16 : Source des Saumeurs : Cordons de tufs bordant les eaux qui précipitent les oxy- hydroxydes de fer

Date de la mesure	Source de Tonnerre (268 m)	Source des Saumeurs * (354m)	Source Valère* (333 m)	Source des Salines (362m)	Source de Laneuveville/Bois (239m)
23/10/2000 4/12/2000 9/03/2002 9/12/2003	3120 µS 10.0 °C 3130µS 10.2 °C 3100µS 11.2 °C 3100µS 11.0 °C				
25/10/2000 15/9/2003		2880µS 11.0 °C 2870µS 11.3 °C			
9/03/2002 22/03/2003			2280µS 10.3 °C 2400µS 10.5 °C		
18/12/2003				2210µS 9.8°C	
1/11/2000 3/08/2004					2580µS 10.3°C 2850µS 13.5°C

Tableau 14 : Conductivité des eaux des nappes du Keuper Inférieur. (Le signe indique des eaux ferrugineuses).Les débits de ces sources sont toujours faibles, de d'ordre du litre/sec*

Les eaux des Keuper Moyen et Supérieur

Les ressources sont de second ordre, comparées aux réserves des Marnes Supérieures et sont situées dans le réseau de fractures de la Dolomie de Beaumont. Les exutoires se trouvent à la base de cette formation ; la plupart des sources sont temporaires et celles qui présentent un caractère pérenne sont à rattacher au pôle calcimagnésien représenté par l'analyse des eaux de la résurgence du Haut du Fort (Tableau 13).

Comme l'indique le tableau 15 ces eaux n'ont pas la signature géochimique stable caractéristique des eaux profondes ; leur variabilité résulte du mélange d'eaux de provenance diverses:

- Eaux ayant percolé les Marnes Supérieures qui alimentent en permanence le réseau de fractures de la Dolomie ; ces eaux ont acquis une minéralisation voisine de 700 µs (Ca^{++} et Mg^{++}) lors de la traversée des niveaux marno-dolomitiques intercalés dans les marnes.
- Eaux de subsurface (ruissellement et circulations hypodermiques) peu minéralisées qui, lors des épisodes pluvieux, sont captées par le réseau de fractures ; elles viennent en appoint temporaire aux circulations précédentes, diminuant la conductivité aux émergences et entraînant l'apparition d'argiles en suspension à chaque épisode pluvieux significatif.

Dates des mesures	Cascade du Haut du Fort	Source des Trois Fontaines	Source à Circourt, à la base de la Dolomie	Sources du Ruisseau des Pierres à Gircourt-lès-Vieville	Fontaine aux Moines (base du Rhétien)
28/10/98	701µS 9.5°C	525µS 9.2°C			
24/08/2000	719µS 9.4°C	652µS 10.0°C			
24/08/2000	693µS 11.9°C*	618µS 9.8°C			
24/08/2000	747µS 10.6°C**	620µS 9.6°C		816µS 11.3	358µS 11.2
?	724µS 10.4°C				
25/10/2000			675µS 12.6°C		
24/06/2001	345µS 9.3°C				
28/08/2001	682µS 11.1°C				
9/12/2003	717µS 10.0°C				

** Eau des Grès à Roseaux ** Eau issue des Marnes moyennes*

Tableau 15 : Conductivité des eaux du Keuper moyen

La conductivité aux émergences évolue donc suivant le degré de participation des eaux de subsurface : en l'absence de pluies elle retrouve des niveaux stables de 600 à 700 µs qui caractérisent les eaux qui ont percolé les Marnes Supérieures.

En dehors des épisodes pluvieux qui ont pour effet un accroissement momentané des débits, nous observons que le débit de base de la résurgence réagit lentement aux précipitations de fin d'automne et d'hiver ; un déphasage de 1 à 2 mois sépare l'augmentation du débit de base et l'accroissement des écoulements du Xouillon en période humide

hivernale, permettant ainsi d'estimer, à la Cascade du Haut du Fort, le temps de transit des eaux de pluies dans les Marnes Supérieures et dans le réseau karstique.

3. 2. 2 Les circulations dans le Muschelkalk

La fracturation des calcaires du Muschelkalk (Photos 3-4-5) a favorisé l'installation d'un karst sous couverture des formations de la Lettenkohle qui forment de vastes zones de collecte des précipitations ; par comparaison avec la Dolomie de Beaumont, l'extension du karst du Muschelkalk n'est pas limitée par la superficie des zones de collecte ; les manifestations de surface, dolines, pertes localisées et diffuses jalonnent les affleurements de la Lettenkohle et sont visibles sur les plateaux calcaires et les formations alluviales de la Moselle. Rappelons que les dépôts alluviaux modulent de façon diverse le transfert des eaux vers le karst (pages 53-54). Les précipitations maintiennent un karst actif lorsque les calcaires sont au contact direct des alluvions et l'eau passe en totalité aux circulations souterraines ; à l'inverse, une épaisseur d'argilites suffisante, interposée entre calcaires et alluvions favorise les écoulements par le réseau de surface, limitant les apports aux calcaires

Les eaux du karst sous terrasses

Dans la Forêt de Fraize, les alluvions sont au contact direct des calcaires et le karst sous-jacent se manifeste par la présence de nombreuses dolines entre les altitudes 340 et 360 mètres, sous les terrasses anciennes (Fv, Fw). Les dolines s'alignent fréquemment suivant la direction N150° à N 170° qui est une des directions essentielles de fracturation du Muschelkalk (carte 8). Les dolines pertes dont l'activité est temporaire sont souvent précédées vers l'amont par une zone d'absorption diffuse ; elles recueillent les eaux de ressuyage très peu minéralisées (19 µs le 1.04.2001) venant des formations alluviales siliceuses ; en période sèche, ces dolines pertes ne sont plus alimentées, la réserve en eau des alluvions étant tarie.

On ne connaît pas les exutoires des circulations karstiques de la Forêt de Fraize. Quelques sources pérennes (la source de "la tranchée du milieu") fournissent un peu d'eau déjà plus minéralisée (137 µs le 1-04-2001) mais il n'est pas certain que ces eaux soient en totalité d'origine karstique. La majeure partie des restitutions se fait de façon diffuse dans les colluvions des versants de la vallée du Mori et peut-être de la Moselle.

Dans la forêt des Ternes, la présence du karst n'est plus visible en surface mais les circulations souterraines sont alimentées par des zones de pertes localisées ou diffuses dans le lit des ruisseaux qui drainent les terrasses, là où apparaissent les calcaires de base de la Lettenkohle. Le Ruisseau de l'Ermitage (et son affluent le Ruisseau de Mézières, issus tous deux des alluvions sommitales qui recouvrent le Keuper) incise d'abord 5 à 6 mètres d'argilites de la Lettenkohle puis les eaux se perdent brutalement dans une large fissure de la dolomie jaune à la base de la Lettenkohle (Photo 17) ; en aval de cette perte localisée, les calcaires du Muschelkalk, fissurés suivant les directions N 70° et N 165°, affleurent sur une centaine de mètres dans le lit du ruisseau ; celui-ci emprunte temporairement cette partie de son cours lorsque son débit excède la capacité d'absorption de la perte localisée, ensuite ses eaux se perdent peu à peu dans les fractures des calcaires. Ces zones d'absorption alimentent deux résurgences en contrebas, l'une dans le prolongement du lit du ruisseau de l'Ermitage (S1), l'autre en rive droite de ruisseau de Mézières (S2). Le trajet souterrain des eaux est

court et rapide ; aux résurgences, les eaux sont à peine plus minéralisées que les eaux de surface et n'atteignent pas leur équilibre thermique (tableau 16).

Date de mesures	29-01-2001		1-04-2001	
	Conductivité en µs	Température en ° C	Conductivité en µs	Température en ° C
Rau de l'Ermitage, amont perte	123.8	3.3	122	12.1
Résurgence S 1	166	4.4	140	9.4
Résurgence S 2	159	4.7	146	9.7
Rau de Mézières, amont résurgence S 2	86	3.5	121	13.3

Tableau n°16 : Caractéristiques des eaux de résurgences du ruisseau de l'Ermitage .

Photo 17 : Perte localisée dans le lit du ruisseau de l'Ermitage où affleure la dolomie de base de la Lettenkohle

Par comparaison avec la Forêt des Ternes, la Forêt de Charmes ne montre ni indices de karstification ni traces de circulations souterraines ; les alluvions des terrasses y sont drainées par un réseau de surface (Ruisseau de la Fontaine de Gauffy et Ruisseau des Chênaies) ; on ne peut toutefois écarter l'existence d'une nappe profonde dans les calcaires lorsqu'on sait que la base des Couches à Entroques s'est révélée fortement artésienne au forage (0304-4X-0017) de Charmes- Brasserie.

Le système karstique du Loro

Un réseau hydrographique constitué par l'Euron, le Loro et leurs affluents s'est implanté sur le versant Est de la paléo-Moselle après érosion des marnes du Keuper Inférieur qui y affleuraient ; l'ablation a été suffisante pour que les fonds des vallées actuelles

atteignent par endroits les assises du Muschelkalk et que s'y développent des systèmes karstiques ; les entrées des réseaux karstiques se situent dans la Lettenkohle, à proximité du toit des calcaires et les émergences sont localisées dans les calcaires en fonds de vallées sous formes de restitutions diffuses ou de sources souvent captées pour alimenter les lavoirs des villages.

Dans la vallée de l'Euron, le lavoir de Damas aux Bois est alimenté par le réseau karstique de Silly et de Conroy (carte13) ; la liaison a été prouvée par les essais de coloration (Agence de Bassin, Spéléo-club de Metz, 1981,1984 et 1985). Un autre réseau mi aérien, mi souterrain, fonctionne pendant les fortes pluies : zone de pertes diffuses de Handreux (x = 904.015, y = 2385.250) et réapparition progressive des eaux dans un thalweg de direction N 20°. Plus au nord, à proximité du lit de l'Euron, la source de la Malgotte est l'émergence d'un circuit souterrain en liaison probable avec une vallée sèche située à proximité.

Le système karstique en rive gauche de l'Euron reste assez discret. Un autre système plus important et plus lisible fonctionne dans le bassin amont du Loro ; la résurgence de Torpuy (altitude 285 mètres) est à la fois la source permanente du Loro et l'exutoire principal des circulations souterraines alimentées par le bassin amont ; elle assure au cours d'eau un débit pérenne qui se réduit à quelques litres/seconde en période estivale (Photo22) ; elle se situe dans les calcaires du Muschelkalk, à l'aval de la confluence de deux vallées sèches correspondant aux cours amont temporaires du Loro et du ruisseau du Pré Armand.

Le ruisseau du Pré Armand draine la retombée des terrasses de la Moselle, où les alluvions, les argilites du Keuper Inférieur et de la Lettenkohle lui assurent un débit permanent jusqu'à deux pertes situées dans le lit même du ruisseau, dans la dolomie jaune à la base de la Lettenkohle ; ces pertes absorbent en été la totalité du débit (de l'ordre de 5 à10 litres/sec) ; en aval, une zone de pertes diffuses se situe dans le lit du ruisseau où sont mis à nu les calcaires fracturés du Muschelkalk ; elle absorbe les eaux lorsque le débit du ruisseau dépasse la capacité d'absorption des pertes localisées. Lors des montées de crues, un écoulement de surface temporaire occupe le lit du ruisseau jusqu'à la confluence avec le cours amont du Loro : on retrouve en tous points la configuration et les modes de fonctionnement du ruisseau de Mézières.

En amont de la résurgence de Torpuy, le cours amont du Loro diffère par certains points de l'organisation précédente. Hors périodes de crues, il n'existe pas d'écoulement permanent provenant du drainage des terrasses et toute la partie du lit jusqu'à la résurgence est privée d'eau ; mais toute la partie amont du bassin forme un vaste espace de collecte où s'installe, lors des crues, un flux de ruissellement (photo 14) qui alimente une perte localisée à la cote 312 mètres à la base de la Lettenkohle ; puis, en aval de cette perte, le flux excédentaire est progressivement absorbé par les calcaires fracturés du Muschelkalk (Les Ecaillotes, Torpeux) jusqu'à la sortie des grands Bois où, en raison d'une ondulation tectonique, affleure à nouveau la dolomie de base de la Lettenkohle. La zone d'absorption diffuse se poursuit jusqu'à la résurgence de Torpuy ; une excavation à la confluence des deux vallées sèches a mis à jour une fracture ouverte de 10 cm de large, s'étendant sur plusieurs mètres.

A proximité du lieu dit La Goutte de Belfort, un groupe de dolines actives recueille les eaux de drainage des terrasses, du Keuper et de la Lettenkohle.

Le fonctionnement de la résurgence de Torpuy et l'activation des vallées sèches lors des épisodes pluvieux apportent des informations sur le fonctionnement du système karstique en montée de crue :

Dans un premier temps, on observe un accroissement rapide du débit de la résurgence de Torpuy ; les bouillons qui apparaissent (Photo 18) indiquent une mise en charge du réseau souterrain ; pendant cette phase, les cours amont des deux ruisseaux restent privés d'eau.

Puis on voit, en amont de la résurgence de Torpuy, les eaux du réseau souterrain en charge remonter par le système de fractures du calcaire pour occuper les dépressions dans le lit amont du Loro.

En dernier lieu, le réseau karstique étant saturé, les lits des deux ruisseaux sont envahis brutalement par le flot de crue (Photo 20).

Photos 18 et 19 : La résurgence de Torpuy, source du Loro. Photo de gauche : le 11/11/2002, le karst est en charge, le débit de le résurgence est estimé à 500 litres/sec. Photo de droite : le 9/12/2003 le débit mesuré est de 3 litres/sec

Le système karstique du Loro n'a pas été exploré ; dans la partie en aval de Torpuy, il fonctionne comme un système noyé : un sondage sommaire à la résurgence indique une profondeur d'eau supérieure à 2.5 mètres.

Dans la vallée de l'Euron, lors de la crue du 11/11/2002, une résurgence est apparue au milieu d'une pièce d'eau située en contrebas de la source de Pierre Fontaine (x = 0903.184, y = 2387.670, z = 286métres). Le débit à cette résurgence, estimé au déversoir, était de l'ordre de 50 à 100 litres /sec, très supérieur aux apports de la source de Pierre Fontaine (5litres/sec environ) et aux flux absorbés par les dolines du Bois de Chenecieux. Les altitudes voisines des résurgences de Torpuy et de Pierre Fontaines ainsi que les estimations des débits laissent envisager une possibilité d'extension du karst du Loro vers la vallée de l'Euron.

L'alimentation du karst du Loro est assurée en partie par le drainage des eaux des terrasses et du Keuper qui, par les pertes du Ruisseau du Pré Armand, de la Goutte de Belfort, rejoignent les circuits souterrains. En périodes de crues, les eaux de surface rejoignent le karst par les zones de pertes diffuses et sont à l'origine des crues de la résurgence de Torpuy. Les crues du Loro combinent deux régimes différents décalés dans le temps : d'abord la crue du karst puis une activation du réseau de surface en amont de la résurgence de Torpuy dès que le karst est saturé.

Le tableau 17 ci-dessous illustre la grande variabilité des débits et des conductivités à l'une des entrées du réseau karstique et sa résurgence

Photo 20 : Le cours du Loro en amont de la résurgence est envahi par le flot de crue

Date des mesures	*Goutte de Belfort*	*Résurgence de Torpuy*
11/11/2002	*184*µs 50 litres/sec*	*210*µs 9.8° C 500 litres/sec*
17/11/2002	*à sec*	*300* µs 9.1 ° C
11/12/2002	*449* µs 1.9 ° C	*667* µs 8.4 ° C
9/12/2003	*à sec*	*1210* µs 9.2 ° C 3 litres/sec*

Tableau 17 : conductivité des eaux du karst du Loro

La direction moyenne des écoulements des systèmes karstiques de L'Euron et du Loro est N10° à N15°, proche de la direction du pendage moyen local des calcaires du Muschelkalk (Ici N 175 °).

Les directions moyennes d'écoulement libre des eaux souterraines dans un milieu affecté par un double réseau de fracturations peuvent être estimées par un calcul géométrique simplifié présenté dans l'annexe 3 :

Sous certaines hypothèses on peut montrer :

- que la direction moyenne des écoulements souterrains libres se situe dans le dièdre du réseau de fractures comportant la direction du pendage des couches.
- que la direction des écoulements fait un angle compris entre 0 et environ 22 degrés ($\pi/8$) avec la direction du pendage.

En périodes d'écoulements forcés, lors de la mise en charge du karst, d'autres directions plus éloignées de la direction du pendage et non accessibles par ce calcul pourraient être empruntées de façon temporaire.

La direction moyenne des écoulements souterrains (N10° à N15°) des systèmes karstiques du Loro et de l'Euron est en bon accord avec la direction prévue par le calcul. Elle fait un angle de 15 à 20 degrés avec la direction de pendage (N 175°) des couches calcaires fracturées suivant les directions N 165° et N 65°.

L'hypothèse d'une extension du karst du Loro vers la vallée de l'Euron ne peut être justifiée par ce calcul, qui ne prend pas en compte des pendages locaux dans les gouttières synclinales correspondant aux vallées du Loro et de l'Euron. De plus, on remarquera que la résurgence de Pierre Fontaine se situe dans l'alignement de la vallée sèche du Ruisseau du Pré Armand et de la Résurgence de Torpuy, ce qui indique que la direction N45° est une direction probable d'écoulement souterrain au moins en période d'écoulement forcé.

Les circulations souterraines dans la dépression de Moriville

La dépression de Moriville est modelée par un ensemble de vallons secs convergeant vers le village. Les indices de karstification sont y peu visibles et les phénomènes karstiques les plus importants se situent dans le Bois du Renard où une dizaine de dolines sont disposées autour d'une croupe de Lettenkohle.

L'exutoire de crue des circulations karstiques se situe à proximité du village ; il forme un tertre de plus de 20 mètres de diamètre, percé en son centre d'un puits circulaire, aujourd'hui rebouché par des pierres. Aux dires des habitants, l'eau sort en bouillonnant de ce puits lors des fortes crues et inonde le bas du village avant de rejoindre le Mori.

La résurgence du réseau est captée au lavoir du village. La conductivité des eaux est assez stable en période estivale :

580µs, 10.5°C le 28/10/2000
578 µs, 10.8C le 5/11/2001

Elle ne chute que pendant les crues et l'eau dépose au lavoir une quantité d'argile impressionnante, confirmant la participation des eaux de surface.

Les eaux souterraines dans la vallée de l'Avière

La complexité lithologique du bassin de l'Avière se traduit par une diversité de la minéralisation des eaux souterraines d'origine karstique ; les réseaux karstiques importants développés dans l'interfluve Avière- Moselle se manifestent de préférence sur le versant

Date de mesure	Source de la Gotte rive droite	Source de Humont rive gauche	Source de Domèvre / Avière rive gauche
9/03/2002	270µS 11.1°C	597µS 9.1°C	470µS 11.6°C
8/6/2000	308µS 10.9°C	690µS 10.8°C	

Tableaux 18: Minéralisation des eaux souterraines de la vallées de l'Avière.

en rive gauche de la Moselle : citons le réseau du Bois de la Héronnière (vallées sèches, dolines et pertes) dont on ne connaît cependant aucun exutoire (carte14).

Entre Perrey et Oncourt, le karst s'ouvre plus largement sur la vallée de l'Avière ; une vallée sèche orientée NE-SW entaille Lettenkohle et Muschelkalk et rejoint la vallée de l'Avière à Perrey ; des pertes en x = 0900.855, y = 2367.370 jalonnent le trajet karstique, mais aucun exutoire n'est visible dans la vallée ; un peu plus au nord, deux vallées concourantes, l'une sèche et l'autre drainée par un ruisseau, soulignent les circulations souterraines qui convergent à la source de la Gotte ; cette dernière délivre un débit notable (> 10litres/sec en été). La faible minéralisation des eaux (300 µs) traduit l'alimentation du réseau karstique par les eaux infiltrées dans les alluvions des terrasses (tableau 18).

En rive gauche, les circulations sont plus complexes :

La source de Domèvre sur Avière, située sur le trajet de la faille de Vittel, écoule les eaux collectées sur un espace où affleure le Muschelkalk recouvert par des lambeaux de terrasses de la paléo- Moselle (Bois des Rappes et Bois de Fincieux) ; plus minéralisées que les eaux de la Gotte, les eaux de la source de Domèvre annoncent déjà l'influence des calcaires sur la minéralisation, en dépit de la présence de dépôts alluviaux.

La source de Humont, située 800 mètres en amont de la source de la Gotte, donne des eaux encore plus proches du pôle bicarbonaté calcique que les eaux précédentes (690µS et 10.8°C le 8/6/2000 et 597µS le 9/03/2002) ; le rôle des alluvions sur la minéralisation devient tout à fait secondaire.

En aval d'Oncourt, l'Avière coule sur les calcaires et son débit estival reste constant malgré les quelques apports des affluents de rive gauche : on peut risquer l'hypothèse que l'Avière perde une partie de son débit lors de son trajet dans les calcaires ; les eaux perdues rejoindraient la nappe alluviale de la Moselle située à une quinzaine de mètres en contrebas du lit de l'Avière entre Thaon, Igney et Nomexy ; ceci expliquerait pourquoi les systèmes karstiques dirigés vers la Moselle, comme celui du Bois de la Héronnière, n'ont pas d'exutoires connus, car reliés directement à la nappe alluviale.

Les eaux souterraines dans la vallée de la Gitte

Deux systèmes karstiques différents fonctionnent dans le bassin de la Gitte : l'un s'est développé dans les calcaires des plateaux entre Gitte et Illon, l'autre concerne le versant sud d'un affluent, le Rupt Julot (carte 15).

Dans ces deux systèmes, les eaux souterraines sont peu accessibles :

- Le karst des plateaux possède une vaste espace de collecte des pluies mais on ne connaît pas d'exutoire pérenne qui puisse lui être rattaché avec certitude à l'exception de la source de Behey à Gorhey dont les eaux montrent, en saison

estivale, une minéralisation parfaitement stable (tableau 19) ; les 4 tertres principaux de Bettegney ne donnent pas accès aux eaux souterraines, ils assurent la décharge du réseau lors des périodes de crues (Photo 21). Ces phénomènes karstiques sont fréquents et leurs conditions de formations ont étés souvent décrites (Roland. Marion, 1986)

Entre Gorhey et Bettegney, au Bois du Repas, deux sources distantes de 10 mètres, dont l'une est captée, ont des débits voisins de 10 litres/ seconde. Les eaux qui remontent le long de la faille ont des minéralisations différentes qui dépassent 1000µS, indiquant des trajets complexes. On pourrait envisager à cet endroit une remontée des eaux du karst qui, par la faille, se trouvent en contact avec un bloc de Keuper ; une analyse complète de ces eaux aurait été utile pour mieux en saisir la provenance et en inférer la nature des lithologies situées sur leur trajet.

Photo 21: Bettegney – bassin de la Gitte. La cheminée d'équilibre du karst du plateau calcaire est située sur le trajet de la faille emprunté par le cours de la Gitte.

Date de mesure	Source de Behey à Gorhey	Sources du lieu dit "Repas"	
4/12/2000	822µS 10.1°C		
14/12/2000	814µS 10.1°C		
23/12/2000	810µS 10.0°C	927µS 11.3°C	1250µS 10.1°C
8/04/2002	794µS 10.2°C		
22/06/2003	820µS 10.3°C	1000µS 11.5°C	1185µS 11.2°C
15/9/2003		1201µS 10.1°C	1213µS 10.2°C

Tableau 19 : Eaux souterraines dans la vallée de la Gitte

Installé dans un compartiment de Muschelkalk basculé vers le nord et découpé par la faille de Vittel et ses satellites, un autre système karstique alimente le Rupt Julot, affluent de la Gitte entre Gorhey et Bettegney ; il se manifeste par la présence de plusieurs dolines absorbantes dans le Grand Bois et le Grand Bois de Lasselle (Trou de la Coche, x = 895.620, y = 2363.900) et par quelques sources peu productives mais pérennes en raison de la taille réduite du compartiment ; parmi elles, le captage de la Fontaine le Loup est l'une des sources

du Rupt Julot ; l'exutoire de crue du réseau est la résurgence de Rond Pré(x = 894.270, y = 2364.968) qui fonctionne de façon intermittente et spectaculaire, ses eaux rejoignant le Rupt Julot une centaine de mètres plus bas. Les eaux des sources voisines ont une conductivité proche de 700µs ; la proximité d'un compartiment de Keuper Inférieur au Bois du Taon donne des eaux plus minéralisées à la Fontaine aux Loups (897µs le 6/9/2004).

Photo 22 : Bassin de la Gitte ; résurgence du Rond Pré le 12/03/2005

Les eaux souterraines dans la vallée du Durbion

Dans la vallée du Durbion, le réseau de Bénafosse est un système karstique important ; sa longueur est de l'ordre de 1.5 kilomètre (M. Mery, 1976) ; la perte du Pétard, à l'entrée du réseau, est un ensemble de pertes actives en périodes de crues : l'exutoire de crue est la cheminée d'équilibre de Bénafosse et la résurgence connue serait une source dans la vallée de l'Onzaine. Le système ne permet pas d'accéder aux eaux souterraines en saison estivale, pas plus que le réseau de la Cuisinière, plus à l'Est du précédent, au nord de Villoncourt (photos 17 et 18).

Photos 23 et 24 : Bassin du Durbion. Une des pertes du réseau de Bénafosse au contact Lettenkohle-Muschelkalk alimentée par un écoulement intermittent non visible sur la photo23. Photo 24, exutoire du réseau de la Cuisinière dans les calcaires au Nord de Villoncourt (Oct. 2003)

4 - Conclusion de la deuxième partie :

Comparaison des régimes de transferts et leur adaptation aux différentes lithologies

Dans cette seconde partie, nous avons pu identifier les divers processus de transfert de l'eau et montrer comment ils se sont adaptés à la nature des lithologies. Nous pouvons aussi proposer de comparer ces modes de transfert sur la base de l'énergie développée par les écoulements ; c'est en effet l'énergie des écoulements de surface qui arbitre entre la pédogenèse et la morphogenèse : la pédogenèse l'emporte sur les plateaux calcaires ou l'énergie des écoulements reste faible ; la morphogenèse est active sur les pentes du Keuper (revaux) ; en fond de vallée où l'énergie des écoulements est faible mais où s'accumulent les matériaux, il y a alternance entre phases de morphogenèse et de pédogenèse ; cette dernière, contrariée par les apports successifs, donne des sols hydromorphes peu différenciés (J.Tricart., 1965 et 1994).

Le ruissellement est un transfert de forte énergie mais qui reste occasionnel ; son initiation est liée à un ensemble de facteurs du milieu autres que physiographiques tels que l'intensité de la pluie, le degré de saturation des sols, la nature du couvert végétal ...

Le ruissellement acquiert son énergie sous deux configurations différentes.

- ❖ L'énergie de l'écoulement est liée à la vitesse du transfert. Le paramètre de contrôle est la pente topographique.
- ❖ L'énergie résulte de la masse transférée, indépendamment de la vitesse. Le niveau d'énergie, acquis par la concentration des flux, se trouve ainsi lié à la superficie de collecte des précipitations ; cependant, la perméabilité des niveaux superficiels limite l'effet de concentration, soustrayant au ruissellement le flux qui va alimenter les circulations hypodermiques éventuelles et les infiltrations .

Dans notre espace d'étude, où le ruissellement reste un phénomène occasionnel, l'énergie est contrôlée :

- Par l'effet de la masse transférée : c'est le cas pour les argilites de la Lettenkohle (Photo 14) ; l'effet de concentration est toutefois tempéré par les pertes diffuses dans les calcaires du Muschelkalk.

- Par la conjugaison de l'effet de masse et de l'effet de vitesse dans les Marnes du Keuper Supérieur qui conduit au démantèlement de la Dolomie sous-jacente et à la formation de revaux.

Les transferts de faible énergie sont des transferts permanents.

Ils correspondent aux phénomènes d'infiltrations gravitaires où les vitesses de transfert sont lentes, imposées par la perméabilité des marnes mais, où les flux transférés peuvent ne pas être négligeables.

Nous les avons mis en évidence dans les marnes du Keuper Supérieur capables de maintenir des réserves dans le karst de la Dolomie de Beaumont. Dans les marnes du Keuper Inférieur, ces transferts lents sont attestés par le soutien du débit estival des cours d'eau par les nappes sulfatées. Ici encore, le flux infiltré est contrôlé par la superficie de l'espace de collecte.

Ils existent probablement dans les argilites de la Lettenkohle mais leurs effets sont masqués par les transferts directs au réseau de fractures des calcaires.

Les transferts possédant un niveau d'énergie intermédiaire

Dans cette catégorie, nous regrouperons deux modes de transfert dissemblables :

Les circulations hypodermiques

Le flux concerné par ce type de transfert représente l'écart entre le flux infiltré dans les niveaux superficiels et le flux que peut absorber l'infiltration dans le substratum. Leur installation nécessite un contraste de perméabilité entre les milieux profonds et les niveaux superficiels, sols et colluvions ; lorsque cette condition est réalisée, les écoulements hypodermiques soustraient une partie du flux aux écoulements de surface et entrent ainsi en compétition avec le ruissellement ; la stabilité dans l'espace de ce type de transfert n'est assurée que dans un certain intervalle de pente. En revanche, les circulations hypodermiques, sans être permanentes, ne sont plus des phénomènes occasionnels et de courte durée comme les ruissellements : en fin de séquence pluvieuse, elles assurent le drainage des niveaux superficiels et sont encore actives alors que le ruissellement a cessé.

Ces conditions d'installation et de stabilité ne sont satisfaites que dans les marnes du Keuper ; les argilites de la Lettenkohle n'atteignent jamais une pente suffisante pour activer ce processus.

Les circulations karstiques

Ce sont des transferts permanents ou intermittents dont l'énergie et les flux varient dans de larges limites, en raison de l'existence d'un écoulement souterrain permanent ou intermittent limité en débit par l'infiltration dans les formations supérieures, écoulement auquel s'ajoutent des apports occasionnels d'eaux de surface lors des événements pluvieux. L'énergie et le flux des transferts karstiques varient simultanément mais restent limités par la capacité d'évacuation du karst. Sur le plan conceptuel des niveaux d'énergie et des flux on peut, dans une certaine mesure, considérer les écoulements karstiques comme une combinaison des caractéristiques des écoulements de surface et des écoulements par infiltration, la nature particulière du réservoir imposant des limites hautes.

La probabilité d'apparition des divers types de transfert semble être inversement proportionnelle à leur niveau potentiel d'énergie.

Les morphogenèses induites par ces divers écoulements

En réponse, la morphogenèse en retour subie par les milieux de transfert dépend à la fois des niveaux d'énergie, des potentiels chimiques et du temps de transfert des écoulements.

Les transferts de surface, à forte énergie, sont des agents actifs de l'érosion, transportant les matériaux vers les bas de pentes ; l'incision des revaux dans la Dolomie et les Grès à Roseaux est une illustration typique de ce type de transfert de haute énergie.

Les circulations hypodermiques ont des effets plus ponctuels et limités se réduisant à des effondrements dans les colluvions (Photos 7 et 8) ; conjuguées aux transferts précédents, elles aident à la solifluxion et aux glissements de terrain dans les marnes, modèlent les reliefs, inactivent les revaux et peuvent modifier le tracé des cours d'eau.

Dans les écoulements de faible énergie, le potentiel chimique des eaux de pluie se combine à la durée des transferts pour dissoudre certains éléments chimiques – calcaires et gypses rencontrés lors du trajet de l'eau ; il en résulte :

- La présence de nappes sulfatées en fonds de vallées dans les marnes du Keuper Inférieur.
- Le maintien d'un karst actif dans les calcaires et les dolomies avec toutes ses variantes d'expression déjà envisagées :
  - Dans la Dolomie de Beaumont, un karst embryonnaire dont l'existence, l'alimentation et les restitutions sont dépendants de l'aire de collecte des Marnes Supérieures.
  - Karst mieux développé dans les calcaires du Muschelkalk car bien alimenté par les écoulements de surface sur une vaste zone de collecte. Le réseau souterrain évacue rapidement les précipitations vers le réseau hydrographique si bien que les réserves disponibles pour un soutien des cours d'eau en saison sèche sont vite épuisées car peu alimentées en continu par les infiltrations dans la Lettenkohle.

Dans cette seconde partie on met aussi en évidence les possibilités de couplage hydrologique entre les niveaux stratigraphiques

Chaque niveau stratigraphique possède un mode de fonctionnement qui lui est propre ou imposé par les niveaux supérieurs.

C'est ainsi qu'entre Charmes et Mirecourt, l'aire de collecte des Marnes Supérieures contrôle le fonctionnement hydrologique de l'ensemble du Keuper Moyen (karst de la Dolomie et Grès à Roseaux) ; à l'opposé, les marnes du Keuper Inférieur ont un comportement qui leur est propre ; elles alimentent par infiltration les nappes de fonds de vallées qui reçoivent en outre des apports de surface épisodiques

Dans le bloc de Mailleroncourt (annexe 2) où le fonctionnement est un peu différent, la nappe permanente du Rhétien permet l'installation, dans les Marnes du Keuper Supérieur, d'un petit réseau hydrographique qui alimente les réserves du karst de la Dolomie.

Grâce à une configuration particulière résultant du pendage des couches plus accusé que la pente topographique, la nappe du Rhétien participe aussi aux circulations de surface sur le Lias par remontée des eaux en charge.

Les possibilités de couplage hydrologique entres divers niveaux stratigraphiques sont multiples mais restent sous la dépendance de nombreux facteurs locaux (pendage, pente topographique, contrastes de perméabilité des lithologies, épaisseur des formations etc..), dont la nature et le rôle sont à déterminer sur le terrain.

Les tableaux 20 et 21 sont une synthèse des fonctionnements hydrologiques des lithologies, des liaisons entre les divers facteurs qui contrôlent les circuits de l'eau dans les niveaux superficiels et profonds et de leurs conséquences morphogènes dans l'espace d'étude.

Caractéristiques des eaux souterraines

La position des exutoires et les mesures de conductivité permettent de distinguer sans ambiguïté deux familles d'eaux souterraines :

- Les eaux souterraines non influencées par les eaux de surface ; aux sources, les débits et minéralisations restent stables en toutes saisons ; il s'agit des eaux des nappes du Keuper Inférieur.
- Les eaux souterraines influencées sont les eaux des circulations karstiques ; les débits et minéralisations sont soumis à des variations rapides liées aux appoints des écoulements en surface ; en période estivale, l'augmentation progressive de la conductivité est due à la disparition des apports de surface et les niveaux de conductivité atteints sont représentatifs des trajets de l'eau dans les milieux de transferts.
- Nous avons montré la convergence de la nappe alluviale de la Moselle et de la nappe sulfatée de la vallée du Colon. Nous pouvons aussi envisager l'hypothèse d'une communication entre la nappe alluviale et les eaux de l'Avière, par l'intermédiaire du karst. De la même façon que la Moselle constitue le niveau de base des écoulements du réseau hydrographique, la nappe alluviale semble jouer un rôle similaire, dans la mesure où elle peut capter une partie des écoulements souterrains.

Niveaux stratigraphiques	Mécanismes de transfert des précipitations	Localisation et importance des ressources en eaux	Morphologies induites par les transferts
Rhétien	***Infiltration dans les grès***	• Nappe temporaire après précipitations	• Aucune
Dans les Marnes Supérieures	***Transferts rapides en surface*** *(Ruissellement, Circulations hypodermiques)* ***Transferts lents dans le volume des Marnes*** *Infiltrations qui alimentent la Dolomie*	• Pas de ressources permanentes dans ce niveau	• Solifluxion et glissements de terrain • Suffusion dans les colluvions • Dolines dans les Marnes de Chanville liées au karst de la Dolomie
Dans la Dolomie	***Alimentation par les marnes Supérieures*** ***Apports de surface intermittents*** ***Circulations rapides*** dans le réseau de fractures ***restitution lente*** en absence de transferts de surface.	• sources et résurgences permanentes (débits modestes) ou temporaires au mur de la formation (dépôts de travertins)	• **Revaux** dans la Dolomie s'étendant aux Grés à Roseaux • **Karst** actif mais peu développé dans la Dolomie
Dans les Marnes Intermédiaires	***Infiltration dans les Marnes intermédiaires*** Alimente les Grès à roseaux à partir des ressources de la Dolomie	• Pas de réserves : épaisseur insuffisante	• Aucune, car épaisseur insuffisante
Dans les Grés à Roseaux	*Alimentation par les Marnes Intermédiaires*	• Suintements, quelques sources (travertins) à l'aplomb de la Dolomie	• incisions dans le prolongement des revaux de le Dolomie
Dans les Marnes Inférieures	***Transferts rapides de surface*** *(Ruissellement, hypodermisme)* ***Transferts lents dans le volume des Marnes*** *Infiltration et dissolution des gypses*	• **Nappe libre sulfatée** en fond de vallée qui soutient le débit des cours d'eau en étiage	• solifluxion
Dans les alluvions des terrasses (Fv-Fw)	***Infiltration rapide*** *dans les alluvions vers la Lettenkohle ou le Muschelkalk*	• Réserves drainées par un réseau de surface ou par le karst	• Dolines si calcaires proches
Alluvions de la terrasse moyenne (Fx)	***Infiltration, dans les alluvions.*** ***Formation d'un aquifère***	• Réseau de surface pérenne drainant progressivement l'aquifère	• Pas d'indices de karstification
Dans la Lettenkohle	***Ruissellement en surface*** ***Transfert lent dans les argilites*** ***Infiltration*** *puis alimentation du réseau de fractures du Muschelkalk*	Zones humides en fonds de vallée ; Pas de stockage car formation d'épaisseur réduite	• Dolines, pertes localisées en liaison avec le karst du Muschelkalk
Dans les calcaires du Muschelkalk	***Transferts rapides*** ***Ruissellement*** *sur les versants des plateaux (fortes pentes)* ***Infiltrations dans le réseau de fractures*** ***Circulations souterraines dans le réseau karstique***	• Peu de réserves • défaut de stockage par restitutions rapides aux cours d'eau	• Karst omniprésent avec ou sans recouvrement de Lettenkohle (dolines pertes localisées et diffuses, résurgences)

Tableau 20 : Processus de transfert, ressources en eaux et morphologies caractéristiques des lithologies affleurant sur l'espace d'étude.

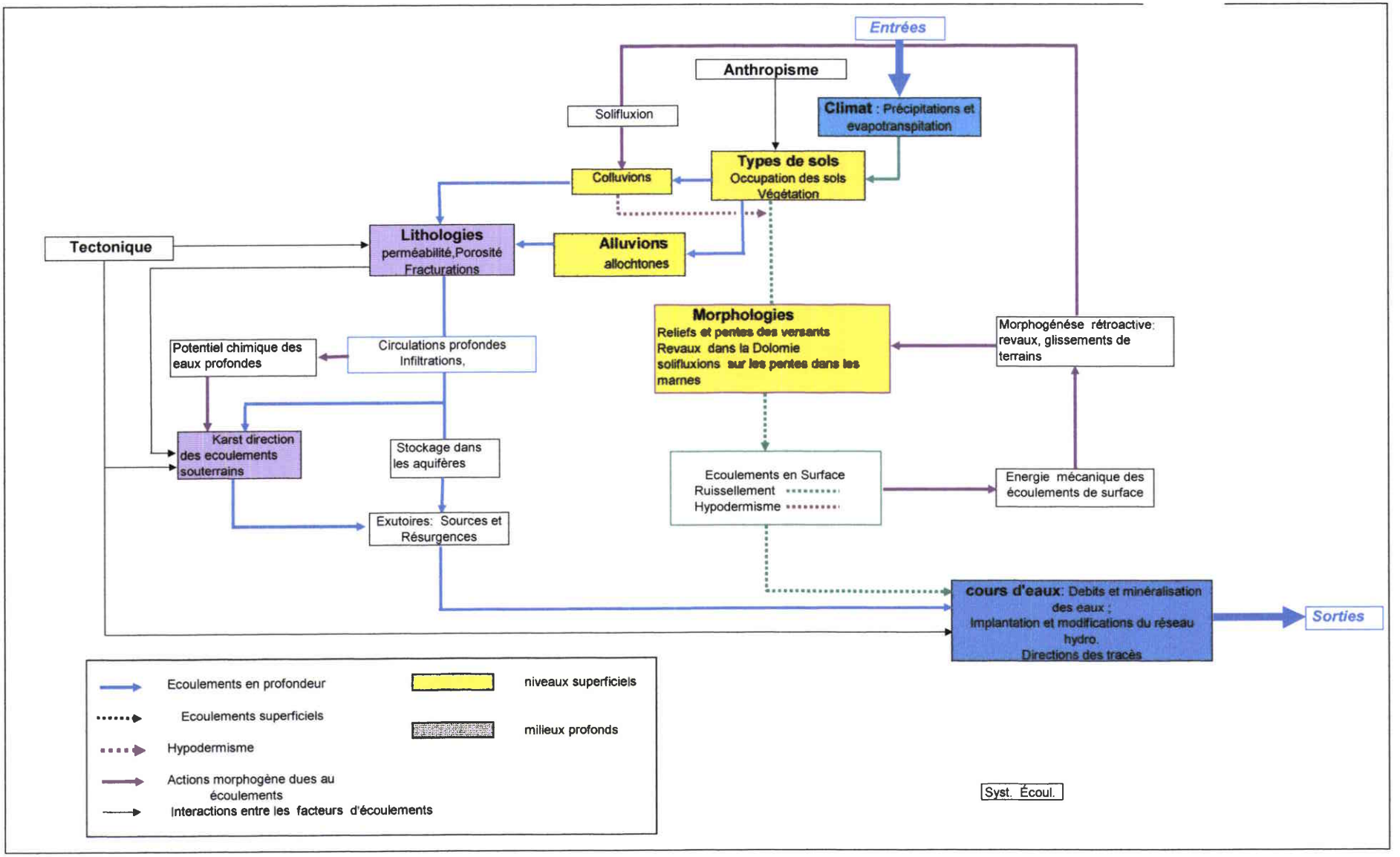


Tableau 21: Conception systèmique du fonctionnement d'un bassin versant

3éme Partie

Fonctionnement hydrologique des bassins versants

Les observations de terrain recueillies sur l'ensemble de l'espace d'étude ont permis d'identifier les modalités de transfert de l'eau dans les lithologies du Trias et les formations superficielles ; ces processus ont des dynamiques différentes, modulant dans le temps les apports aux cours d'eau ; des effets de seuil apparaissent, liés à la nature du substratum (lithologies, karst) et aux caractéristiques de la pluie (quantité, durée, intensité).

L'un des résultats important est la mise en évidence d'une infiltration effective de l'eau dans les marnes ; sous certaines conditions, elle contribue à la karstification des formations carbonatées sous-jacentes et alimentent ainsi des circulations souterraines dans les niveaux calcaires ou dolomitiques ; il existe donc des possibilités de couplage hydrologique entre certaines formations géologiques, qui renseignent sur la localisation des réserves souterraines dans certains niveaux stratigraphiques. Les mesures de conductivités aux émergences ont permis d'identifier le parcours des eaux profondes.

Toutefois, la connaissance des modes de transfert et de l'emplacement des réserves, étape préalable à la poursuite de ce travail, ne permet ni de quantifier les volumes en cause, ni de comparer entre eux les écoulements dans les différents bassins.

1 - objectifs et méthodes

L'objectif général de cette troisième partie, est d'analyser, suivant les aléas pluviométriques, la réponse hydrologique de chacun des bassins versants de notre espace au travers des mesures réalisées sur le cours d'eau ; cette démarche permet de comparer entre eux les différents bassins, de faire ressortir les analogies et différences de fonctionnement, de mettre en évidence des particularités locales propres à chaque bassin et les relier aux facteurs de terrain que nous avons décrits précédemment.

Pour les approches systémique et dynamique du bassin, nous avons à notre disposition différentes données :

Le volume des précipitations, la répartition journalière des pluies, l'Etr liée à la pluie et l'énergie de l'atmosphère sont les données d'entrée du système ; pour ces grandeurs, nous avons retenu les valeurs mesurées aux stations météorologiques les plus proches des bassins versants étudiés.

En réponse à la série discontinue des pluies, le débit du cours d'eau mesuré aux stations hydrométriques est une variable continue qui représente la production hydrologique cumulée sur l'espace du bassin, intégrant, avec leur déphasage, les flux fournis par les divers processus de transferts.

L'analyse des données hydrologiques de chaque bassin permet de proposer un modèle explicatif du fonctionnement ; Il sera considéré comme satisfaisant si les relations dans le temps et sur l'espace du bassin entre les niveaux de précipitations et les volumes écoulés par le cours d'eau sont cohérentes avec la dynamique propre aux processus de transfert qui entrent en jeu.

L'analyse du fonctionnement des bassins versants se fera en plusieurs étapes :

- **Une analyse comparée des flux écoulés aux exutoires** par les divers cours d'eau concernés par cette recherche, pour faire ressortir des similitudes et des particularités dans leur fonctionnement ; Les écoulements seront analysés à diverses échelles de temps (mensuelle, saisonnière ou annuelle), permettant de comparer les productivités hydriques des bassins soumis à des conditions climatiques très voisines ; nous pourrons aussi comparer les débits des cours d'eau en régimes hydrologiques extrêmes.

- **une analyse comparée des bilans hydrologiques des bassins versants.**

La séquence des pluies tombées sur les bassins est connue et les prélèvements évaporatoires ont été analysés en première partie ; ces données permettent de calculer les coefficients d'écoulements moyens des cours d'eau qui seront corrélés aux précipitations ; par des bilans réalisés sur une longue période, on pourra calculer l'évolution de la réserve hydrologique. La méthode de calcul montre le rôle que jouent les déficits successifs de précipitations sur plusieurs années ; mais les divergences constatées entre les petits bassins aux réserves limitées sont probablement imputables à des variations locales qui affectent les contrastes annuels des précipitations ainsi qu'aux imprécisions du calcul.

- **Une analyse des débits et des conductivités instantanés le long du linéaire du cours d'eau.**

Il faudra relier les singularités locales à des facteurs de terrain reconnus sur le bassin. Par cette méthode, nous pourrons délimiter des espaces du bassin présentant un fonctionnement hydrologique homogène et comprendre la participation de ces divers espaces aux écoulements mesurés aux stations hydrométriques.

- **Une étude des hydrogrammes des cours d'eau**

A la suite des analyses concernant les écoulements, nous étudierons la dynamique des événements enregistrés par les hydrogrammes aux stations.

- En premier lieu, nous regarderons la chronique des débits des cours d'eau pendant les périodes de récession, avec comme variables les débits moyens journaliers ; Les périodes sélectionnées devront correspondre à des durées suffisantes pendant lesquelles les hydrogrammes n'auront pas été altérés par les aléas des pluies (hydrogrammes unitaires au sens de P.A. Dubreuil, 1974) ; la variable utilisée est bien adaptée à l'étude du tarissement mais ne convient pas pour les premières heures de la décrue ; pour certains cours d'eau peu soutenus, l'étude des phases de tarissement se heurtera aux imprécisions de mesures des très faibles débits (tableau 22) avec comme conséquence une estimation peu fiable des réserves hydrologiques du bassin.

- Les phénomènes rapides liés à la crue (phases de montée de crue et décrues) seront analysés sur la base de débits calculés au pas de temps horaire ou pluri horaire disponibles aux deux stations sur l'Euron ; ces parties d'hydrogrammes seront ajustées à des expressions analytiques empiriques composées, sommes d'une fonction assimilée à l'écoulement de crue et d'une fonction correctrice, image du débit de base ; ce genre d'expressions analytiques permet de conserver une description phénoménologique de l'événement hydrologique. Ainsi les paramètres de calage nécessaires pour optimiser l'ajustement ne seront pas seulement de simples objets mathématiques mais certains pourront prétendre quantifier la réponse dynamique du bassin à un épisode pluvieux générateur de crue.

Quelles que soient les façons dont on aborde le fonctionnement hydrologique des bassins, il faudra d'abord examiner en détail la signification des données et des mesures utilisées et critiquer leur représentativité par rapport au fonctionnement naturel du système.

2 - Les données utilisées, leur origine et leur représentativité

Les données climatiques ont déjà été présentées dans la première partie ; elles concernent les niveaux de précipitations et les valeurs de l'Etr calculées aux stations météorologiques les plus proches.

Pour simplifier les analyses des flux et des bilans, chaque bassin sera assimilé à une unité climatique homogène à laquelle s'appliquent les valeurs moyennes de P et Etr calculées sur les périodes retenues.

Pour la période 1971-1990, on retiendra les précipitations annuelles résultant du modèle de quantification spatiale des pluies (CEGUM /CEREG/AERM, 1997) déjà cité qui prend en compte une composante orographique pour chaque bassin.

2 - 1 Les données de débits

Les débits des cours d'eau et les valeurs statistiques qui en découlent proviennent de deux sources de données :

- Le catalogue des débits mensuel d'étiages et modules de l'Agence de l'Eau Rhin Meuse (édition 1998) relatifs à la période 1971- 1990 qui rassemble les profils et caractéristiques hydrologiques des cours d'eau lorrains et vosgiens, offrant ainsi un cadre régional de référence dans lequel nous pourrons replacer les résultats obtenus pour les cours d'eau concernés par cette étude.

- La Banque Hydrologique d'où seront extraits les débits journaliers des cours d'eau locaux pour la période plus récente 1987-2003

Nous ferons appel à l'une ou l'autre de ces sources en fonction des données disponibles et suivant les besoins de l'étude ; si un même paramètre hydrologique peut être déterminé pour ces deux périodes, nous en comparerons les valeurs.

- Des mesures de débit, de conductivité et de température le long du linéaire des cours d'eau compléteront les données aux stations, permettant l'identification et la localisation des apports et expliquant le fonctionnement du cours d'eau et de son bassin de façon plus détaillée qu'une étude globale des débits à l'exutoire.

2. 1. 1 Les débits aux stations hydrométriques.

Les stations hydrométriques mesurent en continu le débit du cours d'eau ; situées à l'aval bassin (carte 3), elles fournissent des valeurs qui intègrent au point et à l'instant de la mesure l'ensemble des apports ou pertes en amont de la station : apports par les nappes, apports ou pertes d'origine karstique, contribution des affluents.

Le Colon, la Gitte, l'Avière, le ruisseau des Amis et l'Euron sont suivis chacun par une station hydrométrique située à l'aval bassin.

A Saint-Boingt, une station supplémentaire est installée sur l'Euron à mi-bassin.

Le Durbion n'est plus suivi actuellement, l'exploitation de la station de Vaxoncourt s'est arrêtée en1989.

A partir de ces mesures de débits en continu, les organismes gestionnaires de ces stations (Agence de l'Eau, D.I.R.E.N..) ont élaboré un ensemble de valeurs rassemblées dans la Banque Hydro. déjà citée ; parmi ces valeurs, on trouve :

Les débits moyens journaliers qui constituent la base de données essentielle pour étudier sur le moyen et le long terme les transferts vers les cours d'eau.

Les débits moyens mensuels, annuels, débits maxi ou mini instantanés ou sur des périodes définies, lame d'eau écoulée ; ces valeurs seront utilisées pour comparer le fonctionnement des différents cours d'eau et établir des bilans hydrologiques.

En revanche, les chroniques de débits horaires ou pluri horaires doivent être établies à partir des enregistrements continus aux stations.

2. 1. 1 Les modules et les débits fréquentiels d'étiage

Ces valeurs ont été recalculées, pour la plupart des cours d'eau lorrains, à partir de données extraites de la Banque Hydro. pour la période de référence 1971-1990 et complétées par des campagnes de jaugeages en basses eaux.

Les modules des cours d'eau sont les moyennes des débits annuels sur une période définie.

Les débits fréquentiels d'étiage sont élaborés à partir de la série des débits mensuels d'étiage (QMNA), débits les plus faibles enregistrés pendant l'été hydrologique de la Lorraine, entre avril et novembre de chaque année ; un ajustement des termes de la série à une loi statistique (normale ou Log normale) permet de calculer les débits d'étiage d'occurrence déterminée ; on définit statistiquement les débits fréquentiels d'étiage d'occurrence 2, 5 et 10 ans : le débit de fréquence 1/2 est le débit d'étiage médian ; une année sur cinq, on observera un débit d'étiage mensuel inférieur au débit de fréquence 1/5.

On fera appel aux données de cette période de référence, soit pour les comparer aux données plus récentes, soit pour pallier le manque de données sur la période 1987- 2003.

2. 1. 2 Les mesures réalisées le long du linéaire du cours d'eau

Le bassin versant ne se comporte pas comme un ensemble homogène au plan de son fonctionnement hydrologique ; les débits mesurés aux stations intègrent les apports au cours d'eau sur la totalité de l'espace du bassin, masquant les contributions des différentes particularités hydrologiques.

Les mesures instantanées réalisées en différents points du cours permettent une véritable cartographie des débits, renseignent sur les apports entre deux points successifs et montrent parfois, le long du linéaire, des variations de débit anormales (positives ou négatives) qui ne peuvent être attribuées à l'accroissement élémentaire de la superficie du bassin.

On s'assurera d'abord que ces "anomalies " ne sont pas dues à des apports ou prélèvements momentanés d'origine anthropique (voir critique des données) ; puis, on évaluera l'importance de ces " anomalies " localisées sous différentes configurations de débits du cours d'eau ; certains apports peuvent être intermittents, présenter un effet de seuil comme les apports karstiques dans le lit, d'autres ne sont discernables que sous certaines conditions d'écoulement ; par exemple, une perte diffuse dans le lit mineur taillé sur bedrock fracturé est mise en évidence en périodes de basses eaux et passerait inaperçue lors de débits plus importants.

Nous enrichirons cette carte des débits par des mesures de minéralisation des eaux qui permettront sous certaines conditions d'identifier l'origine des apports.

En combinant ces données et mesures, on parvient à identifier les contributions des différents aquifères, leur variabilité dans le temps, ce qui amène à une connaissance assez fine de la spatialisation des apports dans le bassin versant ; cette méthode d'analyse se révèle utilisable et efficace en raison de la petite taille des cours d'eau de notre espace : débits et minéralisations en périodes de basses eaux sont sensibles à des apports limités des eaux profondes ; cependant les très faibles débits de quelques cours d'eau lors des mois d'étiage sont entachés d'une erreur de mesure importante qui ne permet plus d'identifier de faibles apports localisés ; ceux-ci resteront néanmoins détectables par les variations de conductivité des eaux au long du cours.

Le tableau 22 donne les ordres de grandeur des débits moyens journaliers, lors de la crue importante du 4/01/2003 et lors d'une journée de la période sèche de 2003 au cours de laquelle l'Euron à Saint-Boingt et le Ruisseau des Amis sont proches du tarissement.

Débit moyen journalier en litres/sec à la station hydro	Euron à Froville	Euron à Saint-Boingt	Gitte	Colon	Avière	Arentèle	Ruisseau des Amis
le 4/01/2003	*11800*	*6390*	*12300*	*8550*	*11600*	*6980*	*4210*
le 1/09/2003	*84*	*11*	*178*	*178*	*305 **	*176*	*3*
mini année 2003	*67*	*7*	*109*	*71*	*281 **	*103*	*3*

Tableau 22: Valeurs des débits moyens journaliers des cours d'eau pour 2 journées ; valeur minimale enregistrée pour l'année 2003. (débits influencés)*

2 - 2 Les données de la physicochimie des eaux

Les mesures de conductivité ont été utilisées dans la deuxième partie de ce travail pour caractériser la signature géochimique des eaux souterraines et identifier les formations géologiques qui leur ont permis d'acquérir leur minéralisation. La plupart des eaux profondes se regroupent autour de deux pôles géochimiques principaux, un pôle sulfaté et un pôle calci-magnésien (2ème partie page 102-103 et graphique 6) ; un troisième pôle moins fréquent sur l'espace d'étude correspond à des eaux peu minéralisées issues des formations siliceuses, grès et alluvions de la Moselle ; il caractérise les eaux issues du karst sous terrasses alluviales.

Les eaux des cours d'eau sont un mélange d'eaux profondes issues des réserves (nappes et d'apports karstiques) auquel s'ajoute, lors d'événements pluvieux, une proportion variable d'eaux de surface ; les eaux de drainage des niveaux superficiels sont elles-mêmes peu minéralisées (de l'ordre de 100 à 150µs).

Appliquées aux eaux courantes en saison estivale, lorsque la participation des eaux de surface est négligeable, les mesures de conductivité en divers points permettent de reconnaître et de localiser les divers apports d'eaux profondes, sous réserve que les nappes ou autres apports contributifs aux débits possèdent des signatures physicochimiques contrastées.

Alors que les débits sont des variables de nature extensive, donc additives, qui caractérisent les flux écoulés par les cours d'eau, la conductivité, variable intensive mesurant une propriété de l'eau, va offrir une méthode d'analyse complémentaire aux mesures de débits.

En saison estivale, en particulier pour les très faibles écoulements, les mesures de conductivité se révèlent plus fiables que les mesures de débits pour identifier et localiser des apports souterrains ; mais en périodes de hautes eaux, lorsque l'essentiel des flux provient des apports de surface, les mesures de conductivité, pas plus que les mesures de débits ne peuvent apporter d'informations précises sur les apports d'origine souterraine

2 - 3 Critique et représentativité des données

Précision des données

Les valeurs habituelles de débits de nos cours d'eau se situent entre la dizaine de litres par seconde et le m3/s ; en périodes de basses eaux, il s'agit souvent de débits assez faibles pour lesquels on peut estimer que la précision de la mesure est de l'ordre de ±10 %.

On imagine cependant que les valeurs fournies en période de crue par les stations hydrométriques sont entachées d'une erreur plus importante car elles résultent de l'extrapolation de la courbe de tarage convertissant les hauteurs d'eau mesurées en débits ; de même, en étiage sévère, les hauteurs d'eau insuffisantes, l'irrégularité des fonds et les faibles vitesses de courant ne permettent pas des jaugeages précis.

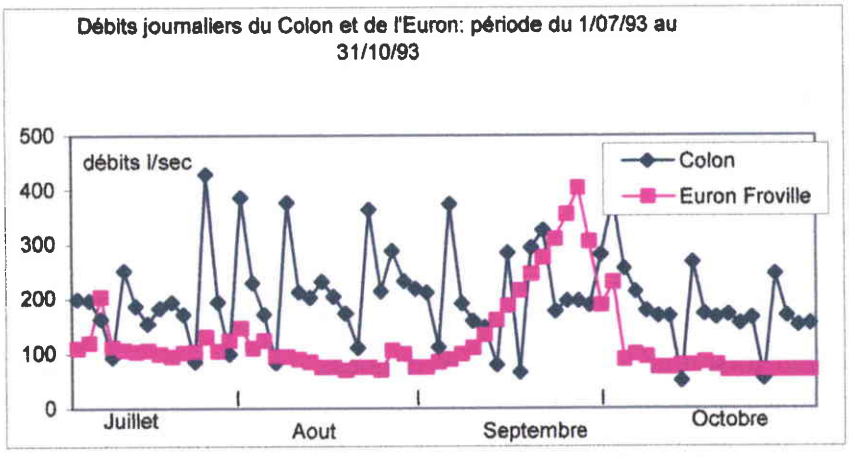
Représentativité des données par rapport aux phénomènes naturels

Outre l'aspect précision se pose le problème de la représentativité des données et mesures par rapport aux phénomènes naturels ; deux aspects principaux sont à examiner :

Le pas de temps des données disponibles est-il adapté à la dynamique des phénomènes que l'on veut étudier ? On retiendra que les valeurs moyennes atténuent les pointes de débit ; des enregistrements en continu seraient préférables pour étudier des phénomènes comme les crues brutales dues aux orages d'été.

Les données obtenues aux stations ou par mesure directe ne sont elles pas altérées par des perturbations anthropiques qui modifient, à certains endroits, de façon épisodique, aléatoire ou permanente le fonctionnement naturel du cours d'eau ?

Comme exemple de perturbation cyclique, nous présentons la chronologie des débits journaliers de l'Euron à la station de Froville et du Colon à Xaronval pour la même période du 1/07/93 au 31/10/93.



Graphique 7: Débits moyens journaliers de l'Euron cours d'eau non perturbé et du Colon perturbé par la retenue d'eau du Moulin de Savigny.

Le fonctionnement de la retenue d'eau et les turbinages du Moulin de Savigny sur le **Colon** génèrent des perturbations en aval et en amont :

La station de Xaronval, à plusieurs kilomètres en aval du Moulin enregistre, pendant les mois d'été, des creux et des pointes journalières de débits dont la fréquence et l'intensité dépendent à la fois des périodes d'activité du Moulin et du débit amont du cours d'eau qui alimente la retenue et détermine les durées de remplissage. Les débits journaliers du Colon ne représentent pas le fonctionnement naturel du cours d'eau pendant les mois d'été ; les débits moyens mensuels peuvent être utilisés avec précautions en été mais restent surtout représentatifs du fonctionnement naturel en périodes de hautes eaux ; les débits moyens annuels ne sont pas affectés.

Vers l'amont le fonctionnement de la retenue entraîne des variations de niveau de l'eau qui se propagent jusqu'au pont de Florémont ; dans cette portion de cours, les hauteurs d'eau et les vitesses varient constamment, introduisant un biais dans l'estimation des débits par la mesure de la hauteur d'eau.

- Citons les perturbations apportées au fonctionnement de **l'Avière** par le réservoir de Bouzey (140 ha) qui collecte les eaux de petits cours d'eau vosgiens ; utilisé comme base de loisirs, ce plan d'eau alimente le canal de l'Est branche sud et sert à soutenir les débits de l'Avière en saison estivale.
- A l'inverse, la superficie modeste (1.5 ha) de l'étang d'Emberménil modifie peu les débits naturels du **Ruisseau des Amis ;** en saison estivale, on peut estimer que le surcroît évaporatoire ampute le débit du cours d'eau d'environ 1 litre/sec.

Ces exemples montrent la nécessité de recenser les diverses interventions anthropiques permanentes ou temporaires qui modifient les écoulements naturels :

Prises ou retenues d'eaux qui perturbent les débits de basses eaux,

Écoulements accélérés des précipitations en raison du drainage des sols agricoles,

Retours rapides des précipitations par les réseaux d'assainissement des localités qui, en été, sont causes de variations rapides de débits des cours d'eau, sans rapport avec leur fonctionnement hydrologique naturel.

3 - Caractéristiques hydrologiques des cours d'eau

Ce chapitre dont l'objet est de comparer les caractéristiques hydrologiques des cours d'eau et le fonctionnement des bassins versants comporte trois volets : les deux premiers traitent les données de débit aux exutoires sur les périodes pluriannuelles suivantes:

1970 – 1990 lorsqu'on fera appel aux données du catalogue des débits d'étiage de l'Agence de Bassin Rhin- Meuse (1998).

1987 -2003 si l'on veut actualiser certaines données de la période précédente ou travailler sur des données plus récentes.

- Le premier volet sera **une analyse des écoulements** aux exutoires ; elle permettra de quantifier et de comparer les paramètres hydrologiques des cours d'eau.

- Dans un deuxième volet nous rechercherons quelles informations peuvent apporter **les bilans hydrologiques** et nous lierons les écoulements aux précipitations sur les bassins.

Les écoulements et les termes des bilans seront exprimés sous diverses unités :

En lame d'eau (mm) écoulée, qui, rapportée à la superficie du bassin, permet une comparaison immédiate avec les hauteurs de pluies.

En débits- m^3/s ou l/s

En débits spécifiques ($l/s/km^2$) qui mesure la productivité du bassin versant par unité de surface.

- Dans un troisième volet, des mesures de débits et de conductivité au long du linéaire du cours d'eau permettront une approche du fonctionnement spatial du bassin, mettant parfois en évidence des zones de pertes ou d'apports localisés.

3 - 1 Analyse des écoulements à partir des données de débits

3. 1. 1 Les modules interannuels et débits spécifiques sur la période 1987 – 2003

On trouvera dans le tableau 23 les valeurs moyennes des modules des cours d'eau pour la période récente de 1987-2003.

Cours d'eau	*Bassin km2*	*Période 1987- 2003*			*Période 1971 -1990 (Agence de l'Eau)*		
		M3/s	*Lame d'eau mm*	*Débit spécifique l/km2*	*M3/s*	*Lame d'eau mm*	*Débit spécifique l/km2*
Euron à St Boingt	*36.9*	*0.388*	*332*	*10.51*	*0.36*	*308*	*9.75*
Euron à Froville	*91.9*	*0.994*	*341*	*10.82*	*0.925*	*317*	*10.50*
Colon	*62.1*	*0.712*	*362*	*11.46*	*0.69*	*351*	*11.11*
Gitte	*114*	*1.365*	***378***	*11.97*	*1.70*	***451***	*14.91*
Avière	*106*	*1.165*	*347*	*11.0*	*1.25*	*372*	*11.8*
Arentéle	*65.2*	*0.746*	*361*	*11.44*	*0.77*	*373*	*11.8*
Rau des Amis	*39.3*	*0.362*	*287*	*9.21*	*0.34*	*269*	*8.52*
Durbion	*144.8*	*	*	*	*1.95*	*425*	*13.46*

* *station hydro hors service*

Tableau 23 : Modules des différents cours d'eau sur la période 1987 – 2003 et comparaison avec les données de l'Agence de l'eau (1971 – 1990).

Elles sont dans l'ensemble très proches de celles disponibles dans le catalogue de l'Agence de l'Eau pour la période 1971-1990, exception faite pour la Gitte qui montre un écart inexpliqué et considérable de 350 litres/ seconde (tableau 23) ; un tel écart parait peu vraisemblable,

d'autant que C. Wild (1985) cite un module de 1.37 *M3/s* provenant de données anciennes (1954-1973) fournies par l'Agence de Bassin, module identique à celui que nous indiquons pour la période récente 1987-2003.

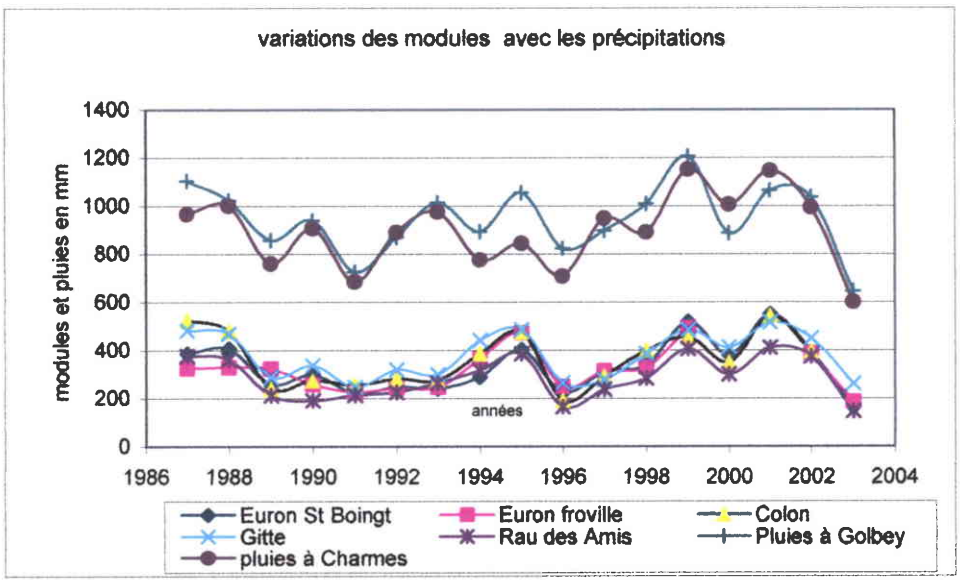
Pour cette période 1987 - 2003, les modules sont corrélés à la superficie du bassin par la relation :

$$\text{Module } (M3/s) = 0.012 * A\ (km2) - 0.073 \qquad (r^2 = 0.974).$$

Le tableau 24 reprend des données hydrologiques extraites du catalogue de l'Agence de l'Eau (période 1971-1990) ; il donne les modules aux stations hydrométriques, en des points particuliers des cours d'eau cités au tableau 23 ainsi que les caractéristiques de quelques cours d'eau cités dans le texte mais non équipés d'une station hydrométrique (Loro, Paleboeuf, Illon...).

Bien regroupés dans l'intervalle de 10 à 12 l/km2, les débits spécifiques de nos cours d'eau s'intègrent dans la catégorie des cours d'eau des plateaux péri-vosgiens telle que l'a définie J. Corbonnois (1996), et cela, quelle que soit la période d'analyse retenue. Le Ruisseau des Amis, plus éloigné du massif vosgien, présente un module plus faible.

Les variations annuelles des modules des cours d'eau de notre espace reproduisent assez fidèlement la chronique des précipitations enregistrées entre 1987 et 2003 aux deux stations météorologiques de l'espace d'étude, Charmes et Golbey (graphique 8).



Graphique 8 : Les variations des modules sur la période 1987- 2003 et corrélation avec les hauteurs des précipitations annuelles à Charmes et Golbey

Un lien existe entre modules et contrastes annuels des précipitations ; les contrastes saisonniers auront un effet encore plus net sur les écoulements ; ce point sera traité dans le paragraphe consacré aux bilans hydrologiques.

3. 1. 2 Caractéristiques d'étiage des cours d'eau (période 1971-1990)

Les débits d'étiage fréquentiels n'ont pas été recalculés pour la période 1987-2003.

Nous utiliserons donc les données extraites du catalogue de débits d'étiage de l'Agence de l'Eau Rhin Meuse qui fournit pour la période 1971-1990, les débits fréquentiels F1/2, F1/5, F1/10 en au moins un point du linéaire des cours d'eau.

Ces données permettent d'apprécier la capacité des nappes à soutenir les débits pendant les étés hydrologiques (de mai à octobre pour les cours d'eau lorrains) et caractérisent la productivité hydrologique des bassins versants pendant cette même période.

Plusieurs paramètres sans dimension serviront à apprécier le comportement des cours d'eau aux étiages, à savoir :

- Les rapports des débits fréquentiels au module ; ils constituent de bons indicateurs de la sensibilité des débits à l'épuisement des réserves.
- Les rapports des débits fréquentiels F1/10 à F1/2 ; ils mesurent l'aptitude des réservoirs à soutenir les débits pendant de longues durées ; ils servent en même temps d'indicateurs de la tendance au tarissement des cours d'eau.

Les débits fréquentiels d'étiage et les ratios correspondants se trouvent dans le tableau 24.

Le ratio de F1/5 au module montre une forte dispersion qui traduit des disparités de comportement des bassins que ne peuvent expliquer les pluies calculées par le modèle de spatialisation ; la moyenne du ratio est de l'ordre de 10 à 15% pour une majorité des cours d'eau mais on observe des valeurs extrêmes allant de 3% à plus de 30% .

Dans la classe des valeurs basses, on retrouve les cours d'eau à faible débit spécifique, tels que le bassin amont de l'Euron, le Padozel et le ruisseau des Amis. Le Loro fait exception puisque son comportement en étiage est assez proche de la norme.

Dans la classe des valeurs fortes, caractérisées par des ratios d'étiage supérieurs à 20%, situés dans le premier quart de la population, on trouvera :

L'Avière avec un ratio d'étiage de 35% à Uxegney dont les débits sont manifestement soutenus par le réservoir de Bouzey,

Le cours amont du Durbion, bien alimenté par les réserves des Grès vosgiens,

Le Colon, dont les QMNA sont peu affectés par l'activité du moulin de Savigny. On citera également la Saule, affluent du Madon à Hymont.

Mais déjà, le découpage en sous-bassins des cours de l'Euron, de l'Avière et du Durbion fait apparaître une **spatialisation des rendements hydrologiques aux étiages** : le cours de l'Avière entre Uxegney et Frizon retrouve un ratio d'étiage (11.6%) qui se place dans la norme ; la même remarque s'applique à l'Euron entre Saint-Boingt et Froville.
Les ratios d'étiage du Durbion indiquent un comportement plus complexe mis en évidence par C. Wild (1984) : la portion médiane du cours entre le Ruisseau de Fontenay et celui de Bouxis subit des étiages sévères proches du tarissement puis le Durbion à l'amont de l'Onzaine retrouve un ratio d'étiage proche de la valeur moyenne des cours d'eaux régionaux !!

Le ratio F/10//F/2 est proche ou supérieur à 50% pour une majorité de cours d'eau. Les valeurs faibles, témoignant de l'épuisement rapide des réserves, correspondent au cours

Cours d'eau	Surface bassin	module	Productivité	lame écoulée	Précipitations sur bassin	Indice d'écoulement	debits d'étiage			Ratio étiage/ module			Indice Tarissement
							F/2	F/5	F/10	F/2//M	F/5//M	F/10//M	F/10//F/2
	km2	m3/s	l/s/km2	mm	mm	%	m3/s	m3/s	m3/s	%	%	%	%
Euron à St Boingt	36,9	0,36	9,76	308	928	33,16%	0,026	0,012	0,008	7,22	**3,33**	2,22	**30,77**
Euron à Froville	91,9	0,925	10,07	317	904	35,12%	0,14	0,089	0,071	15,14	9,62	7,68	50,71
Euron entre St Boingt et Froville	55	0,565	10,27	324	860	37,67%	0,114	0,077	0,063	20,18	13,63	11,15	55,26
Paleboeuf	16,5	0,18	10,91	344	928	37,08%	0,03	0,015	0,01	16,67	8,33	5,56	33,33
Loro	41,4	0,395	9,54	301	879	34,25%	0,065	0,042	0,033	16,46	10,63	8,35	50,77
Val d'Arol	46,2	0,495	10,71	338	881	38,35%	0,086	0,074	0,064	17,37	14,95	12,93	74,42
Avière à Uxegney	39,2	0,5	12,76	402	1022	39,35%	0,225	0,175	0,15	45,00	**35,00**	30,00	66,67
Avière amont Ru. Poinsot	103,1	1,23	11,93	376	996	37,78%	0,34	0,26	0,225	27,64	21,14	18,29	66,18
Avière entre Uxegney et Poinsot	69,3	0,73	10,53	332	980	33,90%	0,115	0,085	0,075	15,75	11,64	10,27	65,22
Gitte amont Robert	68,8	1,07	15,55	490	932	**52,64%**	0,155	**0,115**	0,1	**14,49**	10,75	9,35	64,52
Le Robert	42,7	0,59	**13,82**	**436**	**891**	**48,93%**	0,083	**0,063**	0,055	**14,07**	10,68	9,32	66,27
Illon confluence Madon	36,6	0,486	**13,28**	**419**	**941**	**44,48%**	0,093	**0,068**	0,058	**19,14**	13,99	11,93	62,37
Saule confluence Madon	44	0,415	**9,43**	**297**	**861**	34,54%	0,12	**0,088**	0,075	28,92	21,20	18,07	62,50
Colon à Xaronval	62,1	0,69	11,11	350	864	40,58%	0,215	0,15	0,125	31,16	**21,74**	18,12	**58,14**
Arentèle à confluence Mortagne	65,2	0,77	11,81	372	1029	36,19%	0,16	0,099	0,076	20,78	12,86	9,87	**47,50**
Nauve	26						0,038	0,019	0,014				**36,84**
Padozel	47,8	0,45	9,41	297	953	31,16%	0,048	0,023	0,015	10,67	**5,11**	3,33	31,25
Durbion en amont Ru. de dompierre	35,4	0,525	**14,83**	**468**	**1021**	45,79%	**0,13**	**0,097**	**0,083**	**24,76**	**18,48**	**15,81**	63,85
Durbion en amont Ru. De Bouxis	70,1	1	**14,27**	**450**	**999**	**45,05%**	**0,165**	**0,12**	**0,105**	**16,50**	**12,00**	**10,50**	63,64
Durbion en amont Onzaine	80,8	1,12	**13,86**	**437**	**993**	**44,02%**	**0,24**	**0,18**	**0,155**	**21,43**	**16,07**	**13,84**	64,58
Durbion à Vaxoncourt	144,8	1,95	**13,47**	**425**	**976**	**43,49%**	**0,36**	**0,265**	**0,23**	**18,46**	**13,59**	**11,79**	63,89
Rau de Fontenay	10,8	0,16	**14,81**	467	**1021**	**45,74%**	0,066	**0,049**	0,042	**41,25**	30,63	26,25	63,64
Saint Oger	47,8	0,49	10,25	323	1022	31,62%	0,1	0,063	0,05	20,41	12,86	10,20	50,00
Ruisseau des Amis à Station hydro.	39,9	0,34	8,52	269	774	34,73%	0,036	0,021	0,016	10,59	**6,18**	4,71	**44,44**
Madon confluence Illon	87,5	1,23	14,06	443	976	**45,41%**	0,145	0,105	0,09	11,79	8,54	7,32	62,07
Madon confluence Gitte	190,3	2,41	12,66	399	936	**42,66%**	0,39	0,285	0,24	16,18	11,83	9,96	61,54
Madon à Mirecourt	382	4,85	12,70	400	914	**43,81%**	0,84	0,625	0,535	17,32	12,89	11,03	63,69

Tableau 24: Caractéristiques hydrologiques des cours d'eau: modules, productivité des bassins versants et caractéristiques d'étiages.
Extraits du catalogue des débits d'étiages CEGUM-AERM, périodes 1971 - 1990
rdt hydro1
(les précipitations sur les bassins proviennent du modèle de spatialisation des pluies CEREG-CEGUM pour la même période)

amont de l'Euron à Saint-Boingt, au Padozel et au Paleboeuf, particulièrement sensibles au tarissement.
Avec ce ratio, le comportement du Loro s'apparente à celui de l'Euron entre Saint-Boingt et Froville.
La Gitte, le Colon et le Val d'Arol conservent des débits appréciables en période de sécheresse prolongée.

Les caractéristiques d'étiage semblent, à première vue, indépendantes de lithologies affleurant dans le bassin : forte sensibilité au tarissement à la fois dans les bassins calcaires (Euron à Saint-Boingt, du Padozel) et dans les bassins marneux du Paleboeuf et du Ruisseau des Amis ; mais les débits d'étiages sont bien soutenus dans les bassins marneux par les nappes de fonds de vallées pour le Colon, le Val d'Arol et la Saule. Ceci montre que le rôle des lithologies est plus complexe qu'il n'y paraît a priori et que d'autres voies d'approches sont nécessaires pour clarifier ce point.

3. 1. 3 Les débits des cours d'eau en périodes d'écoulements contrastés

En reprenant la méthode utilisée pour calculer les débits fréquentiels d'étiage, on pourrait calculer des débits fréquentiels de "hautes eaux" à partir d'échantillons de valeurs obtenus en sélectionnant chaque année le débit moyen mensuel le plus important.

Pour une comparaison du comportement des cours d'eau aussi bien en étiage qu'en périodes de "hautes eaux", un tel mode de sélection introduit un biais "chronologique" : les mois retenus chaque année ne sont pas toujours les mêmes pour chaque cours d'eau et pour certaines années les mois retenus ne correspondent pas à des situations hydrologiques extrêmes.
Pour éviter ces inconvénients, nous avons sélectionné les mois d'écoulement extrêmes à partir des critères suivants.

- L'analyse porte sur la période récente de 1987 à 2003 qui comporte à la fois des années pluvieuses (1988,1999, 2000, 2001) et des années à faible pluviométrie (1991,1996, 2003).
- L'unité chronologique retenue est le mois calendaire.
- La sélection des mois de basses eaux est réalisée à partir des valeurs des débits moyens mensuels (QMM) de l'Euron à Saint-Boingt ; nous avons retenu les mois dont le débit moyen est $\leq$ 1/10 du module ; de même les mois de hautes eaux retenus sont ceux où les débits excédent 2.5 fois le module à cette station. Contrairement à la sélection utilisée pour le calcul des débits fréquentiels d'étiage où chaque année fournit un seul individu à l'échantillon, le nombre de mois sélectionnés chaque année par cette méthode peut être variable dans la mesure où les critères quantitatifs sont satisfaits.

- La variable est le débit moyen mensuel (exprimé en l/skm^2) du mois sélectionné ; les moyennes sur la période 1987-2003 sont exprimées en en l/skm^2 ou par un nombre sans dimensions, ratio du résultat précèdent au module du cours d'eau.

Les résultats de la sélection sont peu influencés par le contraste spatial des précipitations sur les divers bassins (cf. 1ère partie : données climatiques de la zone d'étude) ; seuls seraient à prendre en compte les écarts de précipitations inter-bassin, faibles au demeurant, liés à l'effet de l'altitude ; le fait d'avoir normé les débits spécifiques au modules des cours d'eau permet théoriquement d'en éliminer les effets et autorise ainsi une comparaison indépendante des effets de relief et de la chronique des pluies.

Dans le tableau 26 sont reportés les débits spécifiques des cours d'eau pour chaque mois respectant les critères de sélection. Le tableau 25 fournit les valeurs moyennes dans chaque configuration et permet une comparaison des productivités des bassins ; à titre indicatif, on a indiqué la moyenne des pluies mensuelles des mois sélectionnés à la station de Charmes.

Rendements hydrologiques				Mois de hautes eaux sélectionnés			Mois de basses eaux sélectionnés		
				QMM > 2.5 module			QMM < 0.1 module		
Cours d'eau	Surface du B.V	Module	module	moyenne des débits mensuels	moyenne normée au	moyennes des Pluies mensuelles	moyenne des débits	moyenne normée au	moyennes des Pluies mensuelles
	km2	m3/s	l/s/km2	l/s/km2	module		l/s/km2	module	
Ruisseau des Amis	39.3	0,362	9.21	27.53	2.99		0.81	0.09	
Euron à St Boingt	36,9	0,388	10.51	34.53	3.28		0.34	0,03	
Euron de St Boingt à Froville	54.3	0.606	11.16	29.25	2.52		1.67	0.15	
Euron à Froville	91,2	0,994	10,81	31.39	2.90	**141.4 mm à Charmes**	1.13	0,11	**53.5 mm à Charmes**
Colon	62,1	0,712	11,46	28.83	2.52		2.99	0.26	
Gitte	114	1,365	11,97	35.11	2,93		1.58	0.13	
Avière	106	1,165	11,00	32.16	2.92		2.46	0.22	
Arentèle	63,2	0,746	11,44	30.91	2.70		2.05	0,18	

Tableau n° 25 : Période 1987 – 2003. Valeurs moyennes des débits mensuels des cours d'eau pour les mois sélectionnés en hautes et basses eaux.

Cours d'eau	Surface bassin	module	Productivité	lame écoulée	Précipitations sur bassin	Indice d'écoulement	debits d'étiage			Ratio étiage/ module			Indice Tarissement
							F/2	F/5	F/10	F/2//M	F/5//M	F/10//M	F/10//F/2
	km2	m3/s	l/s/km2	mm	mm	%	m3/s	m3/s	m3/s	%	%	%	%
Euron à St Boingt	36,9	0,36	9,76	308	928	33,16%	0,026	0,012	0,008	7,22	**3,33**	2,22	**30,77**
Euron à Froville	91,9	0,925	10,07	317	904	35,12%	0,14	0,089	0,071	15,14	9,62	7,68	50,71
Euron entre St Boingt et Froville	55	0,565	10,27	324	860	37,67%	0,114	0,077	0,063	20,18	13,63	11,15	55,26
Paleboeuf	16,5	0,18	10,91	344	928	37,08%	0,03	0,015	0,01	16,67	8,33	5,56	33,33
Loro	41,4	0,395	9,54	301	879	34,25%	0,065	0,042	0,033	16,46	10,63	8,35	50,77
Val d'Arol	46,2	0,495	10,71	338	881	38,35%	0,086	0,074	0,064	17,37	14,95	12,93	74,42
Avière à Uxegney	39,2	0,5	12,76	402	1022	39,35%	0,225	0,175	0,15	45,00	**35,00**	30,00	66,67
Avière amont Ru. Poinsot	103,1	1,23	11,93	376	996	37,78%	0,34	0,26	0,225	27,64	21,14	18,29	66,18
Avière entre Uxegney et Poinsot	69,3	0,73	10,53	332	980	33,90%	0,115	0,085	0,075	15,75	11,64	10,27	65,22
Gitte amont Robert	68,8	1,07	15,55	490	932	52,64%	0,155	0,115	0,1	14,49	10,75	9,35	64,52
Le Robert	42,7	0,59	13,82	436	891	48,93%	0,083	0,063	0,055	14,07	10,68	9,32	66,27
Illon confluence Madon	36,6	0,486	13,28	419	941	44,48%	0,093	0,068	0,058	19,14	13,99	11,93	62,37
Saule confluence Madon	44	0,415	9,43	297	861	34,54%	0,12	0,088	0,075	28,92	21,20	18,07	62,50
Colon à Xaronval	62,1	0,69	11,11	350	864	40,58%	0,215	0,15	0,125	31,16	**21,74**	18,12	**58,14**
Arentèle à confluence Mortagne	65,2	0,77	11,81	372	1029	36,19%	0,16	0,099	0,076	20,78	12,86	9,87	47,50
Nauve	26						0,038	0,019	0,014				36,84
Padozel	47,8	0,45	9,41	297	953	31,16%	0,048	0,023	0,015	10,67	**5,11**	3,33	31,25
Durbion en amont Ru. de dompierre	35,4	0,525	14,83	468	1021	45,79%	0,13	0,097	0,083	24,76	**18,48**	15,81	63,85
Durbion en amont Ru. De Bouxis	70,1	1	14,27	450	999	45,05%	0,165	0,12	0,105	16,50	12,00	10,50	63,64
Durbion en amont Onzaine	80,8	1,12	13,86	437	993	44,02%	0,24	0,18	0,155	21,43	16,07	13,84	64,58
Durbion à Vaxoncourt	144,8	1,95	13,47	425	976	43,49%	0,36	0,265	0,23	18,46	13,59	11,79	63,89
Rau de Fontenay	10,8	0,16	14,81	467	1021	45,74%	0,066	0,049	0,042	41,25	30,63	26,25	63,64
Saint Oger	47,8	0,49	10,25	323	1022	31,62%	0,1	0,063	0,05	20,41	12,86	10,20	50,00
Ruisseau des Amis à Station hydro.	39,9	0,34	8,52	269	774	34,73%	0,036	0,021	0,016	10,59	**6,18**	4,71	**44,44**
Madon confluence Illon	87,5	1,23	14,06	443	976	45,41%	0,145	0,105	0,09	11,79	8,54	7,32	62,07
Madon confluence Gitte	190,3	2,41	12,66	399	936	42,66%	0,39	0,285	0,24	16,18	11,83	9,96	61,54
Madon à Mirecourt	382	4,85	12,70	400	914	43,81%	0,84	0,625	0,535	17,32	12,89	11,03	63,69

Tableau 26: Caractéristiques hydrologiques des cours d'eau: modules, productivité des bassins versants et caractéristiques d'étiages.
Extraits du catalogue des débits d'étiages CEGUM-AERM, périodes 1971 - 1990
(les précipitations sur les bassins proviennent du modèle de spatialisation des pluies CEREG-CEGUM pour la même période)

rdt hydro1

Ce tableau 26 suscite les commentaires suivants :

Dans la configuration < basses eaux > le comportement des cours d'eau est très nettement différencié.

L'Euron à Saint-Boingt et le Ruisseau des Amis ont une forte tendance au tarissement.

Entre Saint-Boingt et Froville les débits de l'Euron sont mieux soutenus qu'en amont.

Le Colon est fort bien alimenté (Q = 0.26 M), mieux que les cours d'eau d'origine vosgienne, Avière et Arentèle.

Dans la configuration <hautes eaux>, on note d'abord que le critère de sélection imposé aux débits à Saint-Boingt Q > 2.5M est en moyenne respecté par tous les bassins ; les écarts de productivité entre les bassins s'atténuent mais les conclusions sont inversées.

L'Euron à Saint-Boingt et le Ruisseau des Amis se distinguent par de forts écoulements (Q >3.0 M) alors que les écoulements du Colon et du bassin aval de l'Euron sont plus modérés (Q = 2.5 M).

Les plus forts contrastes de débits entre hautes et basses eaux s'observent pour le bassin amont de l'Euron (calcaires) et pour le Ruisseau des Amis (marnes) ; il faut noter aussi un fort contraste entre les deux sous-bassins de l'Euron. Le facteur lithologique qui peut être invoqué pour justifier la différence de comportement des deux unités hydrologiques de l'Euron ne peut expliquer la tendance au tarissement du bassin du Ruisseau des Amis dans les marnes du Keuper ; le rôle complexe des lithologies, apparaît à nouveau.

3. 1. 4 Existence de deux unités hydrologiques différenciées dans le bassin de l'Euron

Les débits extrêmes ont mis en évidence la présence de deux unités hydrologiques distinctes dans le bassin de l'Euron ; la limite entre ces deux unités correspond à la limite litho-stratigraphique séparant les calcaires du Muschelkalk du bassin amont des marnes du Keuper Inférieur en aval de Saint-Boingt jusqu'à Froville.

Aucune perturbation anthropique ne venant fausser les écoulements naturels du cours d'eau, nous pouvons comparer le comportement de ces deux unités sur la base des débits mensuels à chaque station.

Les rendements hydrologiques mensuels de chaque unité ont été calculés pour la période 1987 -2003 ; le ratio des rendements de chaque unité a été analysé en fonction de l'écoulement de l'ensemble du bassin normé par son module sur cette même période.

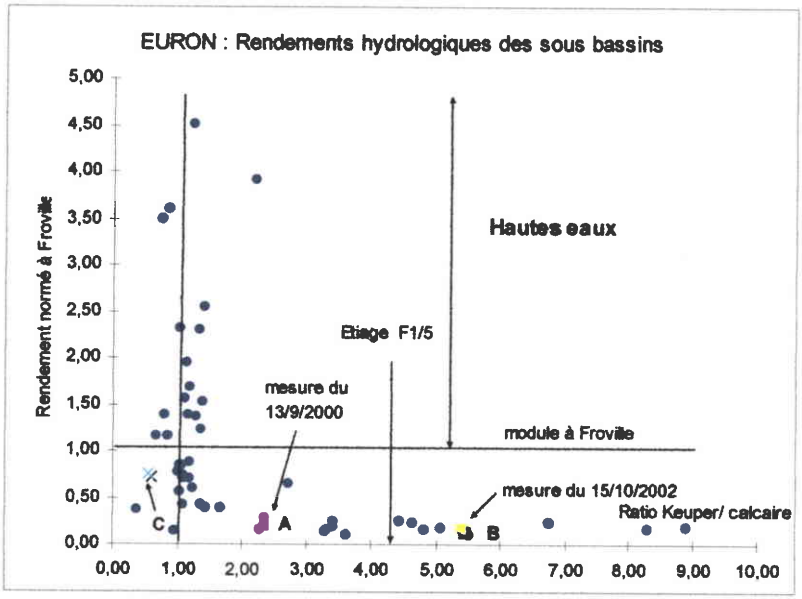
Pour la clarté de la représentation, le graphique 9 et le tableau 27 ne comportent que les données de la période 1993-1996.

Les disparités de fonctionnement des unités hydrologiques sont bien mises en évidence par le graphique 9.

Pendant les périodes de hautes eaux à Froville (rendement normé à Froville > à 1.0), les productivités hydrologiques des sous-bassins sont voisines (ratio ~ 1.0) ; Ce ratio reste proche de l'unité au cours des mois comportant des épisodes de crues violentes pendant

lesquelles les transferts de surface, le ruissellement en particulier, affectent aussi bien les espaces calcaires que marneux.

En revanche, les périodes de faibles débits (rendement normé à Froville << à 1.0), correspondent à des ratios de productivité nettement supérieurs à l'unité, pouvant atteindre des valeurs de 5 à 10 ; le rôle essentiel des réserves en eaux des marnes du Keuper dans le soutien des débit d'étiage à Froville est bien mis en évidence, les réserves en eau des calcaires étant en grande partie épuisées.



Graphique 9 : Relation entre les ratios des rendements hydrologiques des bassins de l'Euron et le rendement à Froville (période 1993-1996)

A titre indicatif, le débit fréquentiel d'étiage à F/5 à Froville de 0.089 l/s soit 0.1 module (tableau 26) correspond à un ratio de productivité des deux unités de 4.4 ; dans ce cas, la participation du bassin calcaire au débit à Froville se limite à 13.5%.

	Rendement hydro à St Boingt l/s/km2 (Bassin calcaire)	Rendement hydro à Froville l/s/km2 ensemble Bassin	Rendement hydro Inter-station l/s/km2 (Bassin Keuper)	Rendement hydro normé à Froville (ensemble Bassin)	Ratio rendements Keuper/calcaire
Décembre 96	8,2	8,45	8,62	0,84	1,05
	12,4	15,40	17,41	1,53	1,40
	3,5	4,28	4,80	0,43	1,37
	1,6	2,89	3,76	0,29	2,35
	2,8	3,94	4,70	0,39	1,68
	1,4	1,36	1,33	0,14	0,95
1996	0,7	2,23	3,26	0,22	4,65
	0,6	1,42	1,97	0,14	3,28
	0,4	1,03	1,45	0,10	3,63
	0,5	1,72	2,54	0,17	5,08
	39,3	36,30	34,29	3,60	0,87
	14,8	15,80	16,47	1,57	1,11
Décembre 95	39,8	45,40	49,16	4,51	1,24
	23	23,40	23,67	2,32	1,03
	20,6	25,70	29,12	2,55	1,41
	11,8	13,80	15,14	1,37	1,28
	7,9	8,75	9,32	0,87	1,18
	12,8	11,70	10,96	1,16	0,86
1995	5,5	5,60	5,67	0,56	1,03
	0,8	2,46	3,57	0,24	4,47
	7	7,40	7,67	0,73	1,10
	8,2	8,40	8,53	0,83	1,04
	5,3	6,05	6,55	0,60	1,24
	10,1	12,30	13,78	1,22	1,36
Décembre 94	23	39,40	50,40	3,91	2,19
	19,2	23,10	25,72	2,29	1,34
	15,3	17,00	18,14	1,69	1,19
	18	19,60	20,67	1,95	1,15
	7,8	7,85	7,88	0,78	1,01
	6,8	7,15	7,38	0,71	1,09
1994	1	2,45	3,42	0,24	3,42
	0,3	1,72	2,67	0,17	8,91
	3,2	6,50	8,71	0,65	2,72
	0,7	1,67	2,32	0,17	3,32
	0,9	1,59	2,05	0,16	2,28
	14,4	11,70	9,89	1,16	0,69
Décembre. 93	12,8	14,00	14,81	1,39	1,16
	6,4	7,10	7,57	0,71	1,18
	4	4,23	4,38	0,42	1,10
	3,1	3,94	4,50	0,39	1,45
	0,8	1,96	2,74	0,19	3,42
	0,5	1,65	2,42	0,16	4,84
1993	0,3	1,11	1,65	0,11	5,51
	0,3	1,61	2,49	0,16	8,30
	0,5	2,22	3,37	0,22	6,75
	15,6	13,90	12,76	1,38	0,82
	5,8	3,67	2,24	0,36	0,39
janv-93	40,9	35,10	31,21	3,49	0,76

Tableau 27: Rendements hydrologiques dans le Bassin de l'Euron. Ratio des rendements du bassin keupérien (entre Saint-Boingt et Froville) au rendement du bassin calcaire du Muschelkalk (amont St Boingt)

3. 1. 5 Les apports de l'étude des flux à la compréhension du fonctionnement des bassins

Les modules et débits spécifiques sur la période 1987-2003 ne permettent pas de bien différencier le comportement des bassins versants.

Les valeurs moyennes des débits spécifiques sont bien groupées dans un intervalle restreint ; la proximité des bassins n'entraîne pas de disparités importantes dans les précipitations ; c'est à peine si l'on discerne l'influence de la proximité du massif vosgien où les pluies plus abondantes donnent des débits de 11 à 12 l/s/km^2 pour l'Avière, la Gitte, l' Arentèle et le Durbion, à comparer à 9 à 10.5 l/s/km^2 pour les cours d'eau plus éloignés.

Les particularités des bassins, en particulier le rôle de lithologies, ne transparaissent pas dans les valeurs moyennes de débits qui lissent les écoulements sur de trop longues périodes.

En revanche les débits d'étiage et les débits extrêmes révèlent des comportements contrastés.

Les phases de tarissement sont durement ressenties par certains cours d'eau.

Ce point ressort à la fois des ratios d'étiage pour le période 1971- 1990 (tab.26) et des écoulements en périodes hydrologiques contrastées de 1987 à 2003 (tab.25). Notons que si les chroniques de débits sont différentes, les méthodes d'analyse sont proches et conduisent parfois à des résultats redondants.

Grâce à la présence des deux stations sur l'Euron, la différenciation de deux unités hydrologiques dans le bassin fait nettement ressortir le rôle des lithologies: en saison estivale, un bassin calcaire très indigent en amont de Saint-Boingt et un bassin keupérien entre Saint- Boingt et Froville nettement plus productif.

Il en résulte aussi que le travail sur les seuls flux aux exutoires peut masquer la présence d'unités de fonctionnement spécifiques, même pour des bassins versants de petite taille ; il faudra rechercher et localiser dans les bassins de possibles discontinuités hydrologiques à partir des cartographies instantanées des débits et des minéralisations des eaux, établies sous diverses configurations d'écoulements.

Le critère de la lithologie affleurante qui différencie le comportement des sous-bassins de l'Euron ne peut expliquer la disparité des rendements des bassins keupériens (Colon et Ruisseau des Amis) en périodes d'étiage. Pour mieux comprendre le rôle des lithologies, nous élargirons le champ de recherche en utilisant les débits fréquentiels d'étiages d'autres cours d'eau proches de l'espace d'étude.

3 - 2 Les bilans hydrologiques des bassins versants

Dans le chapitre précédent, nous avons comparé les caractéristiques des cours d'eau et la productivité des bassins par l'étude des seuls flux aux exutoires ; nous savions en effet que les hauteurs de pluies tombant sur les bassins étaient voisines et nous avons retenu des critères comparatifs qui atténuaient l'effet des écarts interbassins.

Dans le chapitre qui suit, nous voulons voir comment les flux sont liés aux précipitations et dans quelle mesure cette démarche confirme ou apporte des éléments nouveaux à la comparaison entre les bassins. Notons que dans les deux chapitres, nous faisons appel aux flux aux exutoires et qu'il faut en conséquence s'attendre à trouver des conclusions voisines.

- L'équation du bilan hydrologique

L'équation du bilan hydrologique lie les précipitations (P) sur le bassin versant aux écoulements à l'exutoire (E). Elle s'écrit :

$$P - E = De = Etr + \Delta R = Etr + \Delta Ru + \Delta Rh$$

Le terme (P-E), appelé aussi déficit d'écoulement (De) constate, sur le bassin, l'écart entre les précipitations et les écoulements ; il est constitué des prélèvements évaporatoires physiques et physiologiques (Etr) auxquels s'ajoutent les variations de la réserve en eau (Δ R), située dans les niveaux superficiels qui échangent avec l'atmosphère (ΔRu) et dans les nappes (réserve hydrologique ΔRh) qui soutiendront à terme les écoulements.

- Les termes du bilan

Les bilans hydrologiques sont calculés sur des espaces et des durées définies. L'espace utilisé est le bassin versant topographique du cours d'eau, parfois différent du bassin hydrologique en domaine karstifié.

Un chapitre a été consacré à l'étude des **pluies et de l'évapotranspiration** de l'espace étudié pour la période 1987- 2003 ; nous en utiliserons les données et résultats en précisant que :

- Les hauteurs de pluies retenues pour chaque bassin sont celles mesurées à la station climatique la plus proche

- L'estimation mensuelle de l'Etr de chaque bassin se fait sur la base des précipitations sur le bassin et de la moyenne des Etp Pennmann fournies par les stations de Nancy-Tomblaine et Epinal-Dogneville, en utilisant une réponse linéaire de la Ru à l'écart P-Etp (1ère partie paragraphe 3-1 données climatiques) ; les valeurs ainsi obtenues devraient être proches de l'Etr à Charmes, centre de gravité des bassins étudiés.

- Les écoulements

L'écoulement (E) représente la quantité d'eau évacuée à l'exutoire par le cours d'eau pendant une durée définie ; on le compare aux pluies (P) tombées sur le bassin topographique pendant le même intervalle de temps en calculant des coefficients d'écoulement définis par l'équation:

$$Ce = E/P$$

Le complément à 100% du coefficient d'écoulement représente la part de précipitations qui alimente l'évapotranspiration et l'alimentation de la réserve en eau

- La réserve en eau

Dans l'écriture du bilan, elle est la somme des deux termes Ru et Rh qui représentent les eaux des réserves superficielles et l'eau des nappes.

Les variations de la réserve hydrique Δ Ru sont saisonnières et se produisent en mars-avril et octobre- novembre, en fin de chaque saison hydrologique ; sur une durée annuelle, ses variations sont nulles ou négligeables, la réserve hydrique des niveaux superficiels étant reconstituée par les pluies de novembre-décembre.

La réserve hydrologique qui soutient le débit des cours d'eau pendant l'été est soumise aux variations saisonnières mais contrairement à la Ru, son bilan annuel ne s'équilibre pas ; il peut présenter des variations positives ou négatives suivant l'importance des pluies sur le bassin ; toutefois, les variations cumulées sur la durée suffisamment longue (1987 -2003) sont négligeables.

3. 2. 1 Les coefficients d'écoulement

Pour la période 1987 à 2003, on a calculé les coefficients d'écoulement annuels de chaque cours d'eau à partir des hauteurs de précipitations sur les bassins et des lames d'eau écoulées aux exutoires (tableau 28) ; certains coefficients n'ont pu être calculés faute de données fiables aux stations hydrométriques, notamment pour l'année 2003, intéressante en raison de sa " sécheresse" prolongée.

Les coefficients moyens d'écoulement annuel sur la totalité de la période sont compris dans l'intervalle **35 à 40 %** ; les écarts constatés entre les cours d'eau restent dans les limites de précision du calcul et ne peuvent être imputés à des facteurs naturels spécifiques des bassins versants même si on peut voir une certaine influence du niveau moyen des précipitations sur chaque bassin.

Lame d'eau écoulée par les divers cours d'eaux en mm d'eau

Cours d'eau	moyenne	1987	1988	1989	1990	1991	1992	1993	1994	1995	1996	1997	1998	1999	2000	2001	2002	2003
Euron à st Boingt	332	387	406	260	299	222	249	242	290	402	225	313	339	519	381	549	394	162
Euron à Froville	321	380	412	252	259	228	245	247	365	472	249	315	330	495 xxxxx	xxxxx		387	187
Colon	362	525	481	242	275	256	282	277	386	475	192	292	399	454	351	543	395,2*	xxxxxx
gitte	378	483	470	289	338	247	320	300	442	487	266	278	387	485	413	516	450	262
avière	347	429	421	268	362	254	335	313	416	482	313	263	390	504	387	441	398	xxxx
Arentèle	361	*	*	*	*	275	391	281	451	485	247	246	298	534	425	474	413	171
Durbion		522	412 xxxxxxxx			station hydro HS			xxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxxx									
Rau des Amis	287	377	362	213	192	215	226	264	317	387	165	238	285	407	301	411	375	147

Précipitations en mm d'eau

Euron à st Boingt	898	967	1002	761	907	686	891	776	854	977	708	950	892	1153	1007	1147	995	601
Euron à Froville	898	967	1002	761	907	686	891	776	854	977	708	950	892	1153	1007	1147	995	601
charmes- bayon Colon (charmes)	898	967	1002	761	907	686	891	776	854	977	708	950	892	1153	1007	1147	995	601
gitte (golbey mirecourt)	902	1006	893	791	920	612	912	895	870	1021	778	902	931	1165	933	1084	988	632
avière (Golbey)	945	1104	1025	859	941	726	871	1014	895	1057	825	899	1010	1207	889	1066	1037	646
Arentèle (golbey)	945	1104	1025	859	941	726	871	1014	895	1057	825	899	1010	1207	889	1066	1037	646
Durbion(golbey)	945	1104	1025	859	941	726	871	1014	895	1057	825	899	1010	1207	889	1066	1037	646
Rau des Amis (laneuvev	811	840	859	614	749	604	725	742	777	921	643	607	792	1073	995	1087	1010	552

Coefficient écoulement en % des précipitations

	moyenne																	
Euron à st Boingt	36,1	40,0	40,5	34,2	33,0	32,4	27,9	31,2	33,9	41,2	31,8	32,9	38,0	45,0	37,8	47,9	39,6	27,0
Euron à Froville	36,2	39,3	41,1	33,1	28,5	32,9	27,5	31,8	42,7	48,3	35,2	33,2	37,0	42,9 xxxxxxx	xxxxxxx		38,9	31,2
Colon	39,1	54,3	46,0	31,8	30,3	37,3	31,6	35,7	45,2	48,6	27,1	30,7	44,7	39,4	34,9	47,4	xxxxxxx	xxxxxxx
gitte	41,7	48,0	52,6	36,5	36,7	40,4	35,1	33,5	50,7	47,6	34,1	30,8	41,5	41,7	44,3	47,6	45,6	41,4
avière	38,9	38,8	41,1	31,2	38,4	34,9	38,4	30,8	46,5	45,6	37,9	29,3	38,6	41,8	43,6	41,4	38,2	xxx
Arentèle	38,2	xxxxxxx	xxxxxxx	xxxxxxxx	xxxxxxx	37,9	44,9	27,7	50,4	45,9	30,0	27,3	29,3	44,2	47,8	44,4	39,8	26,5
Durbion	ns	47,3	40,2	xxxxxxx	xxxxxxxxx	xxxxxxxx	xxxxxxx	xxxxxxx	xxxxxxx	xxxxxxx	xxxxxxx	xxxxxxxx	xxxxxxx	xxxxxxx	xxxxxxx	xxxxxxx	xxxxxxxx	xxxxxx
Rau des Amis	34,9	44,9	42,1	34,7	25,6	36,6	31,2	35,6	40,8	42,0	25,7	29,6	35,9	37,9	30,2	37,9	37,1	26,6

Déficit d'écoulement en mm d'eau

	moyenne																	
Euron à st Boingt	566,8	580	596	501	608	464	642	534	564	575	483	637	553	634	626	598	601	438
Euron à Froville	553,2	587	590	509	648	460	646	529	489	505	459	635	562	658 xxxxxxxxxxxxxxx			608	413
colon	549,9	442	521	519	632	430	609	499	468	502	516	658	493	699	656	604	xxxxxxxxx	xxxxxxx
Gitte	523,6	523	423	502	582	365	592	595	429	535	512	624	545	680	520	569	538	370
avière	590,7	675	604	591	580	472	536	702	479	575	512	636	620	703	502	625	641	xxxxxxx
Arentèle	573,3	xxxxxxxxx	xxxxxxxxx	xxxxxxxxx	xxxxxxx	451	480	734	444	572	578	653	715	673	463	592	624	474
Durbion	597,5	582	613	xxxxxxxxx	xxxxxxxxx	xxxxxxxx	xxxxxxxx	xxxxxxx	xxxxxxx	xxxxxxx	xxxxxxx	xxxxxxxx	xxxxxxxx	xxxxxxx	xxxxxxxxx	xxxxxxx	xxxxxxx	xxxxxxx
Rau des Amis	524,0	463	497	401	557	389	499	478	460	534	478	568	507	666	694	676	636	405

Etr en mm d'eau (Ru= 100mm)

	moyenne																	
tomblaine	584	654	576	641	596	440	522	476	578	586	459	641	563	590	680	584	557	900
dogneville	595	580	614	582	646	487	571	596	601	669	528	614	601	637	662	623	635	467
moy annu	590	617	595	562	621	464	546	536	590	627	494	627	577	613	671	603	596	684

Etp en mm d'eau

	moyenne																	
tomblaine	764	701	713	747	788	749	759	772	734	747	755	765	768	752	771	772	793	900
dogneville	704	650	671	728	751	685	671	687	711	691	675	715	726	711	715	693	687	802
moy annu	734	676	692	737	769	717	715	729	723	719	715	740	747	731	743	733	740	851

* valeurs estimées

zozo lames d'eau

Tableau 28 : Paramètres annuels du bilan hydrologique des bassins versants

3. 2. 2 Relation pluies- écoulements à diverses échelles de temps.

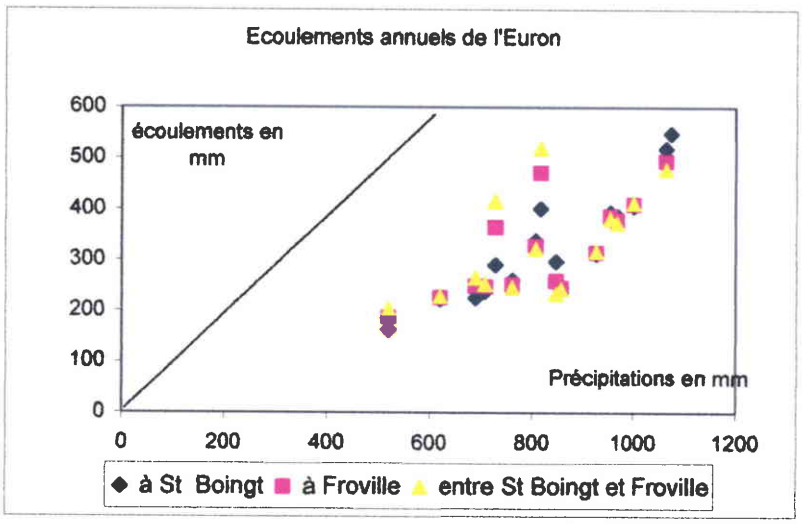
A l'échelle annuelle, une relation non linéaire lie les pluies annuelles (P en mm) et les écoulements (Ec en mm) de l'ensemble des cours d'eau de notre espace d'étude : Euron, Colon, Gitte, Ruisseau des Amis, Avière et Arentèle.

Pour la période 1987-2003, une formule empirique, proche de celles proposées par Coutagne et Turc (cités par Remenieras, 1986) peut être proposée à partir des données du tableau 10.

Elle est de la forme :

$$Ec = b*P^2 / \sqrt{(a^2 + P^2)} \text{ ou } a = 900 \text{ et } b = 0.64$$

A titre d'illustration, le graphique 10, limité aux valeurs d'écoulements annuels aux deux stations de l'Euron, montre la liaison avec les pluies annuelles sur le bassin ; les coefficients d'écoulement annuels des deux unités sont très voisins, un peu plus dispersés à Froville qu'à Saint-Boingt.



Graphique 10 : Précipitations et lames d'eau écoulées par l'Euron aux stations de Saint-Boingt, de Froville, entre Saint-Boingt et Froville (années 1987 -2003).

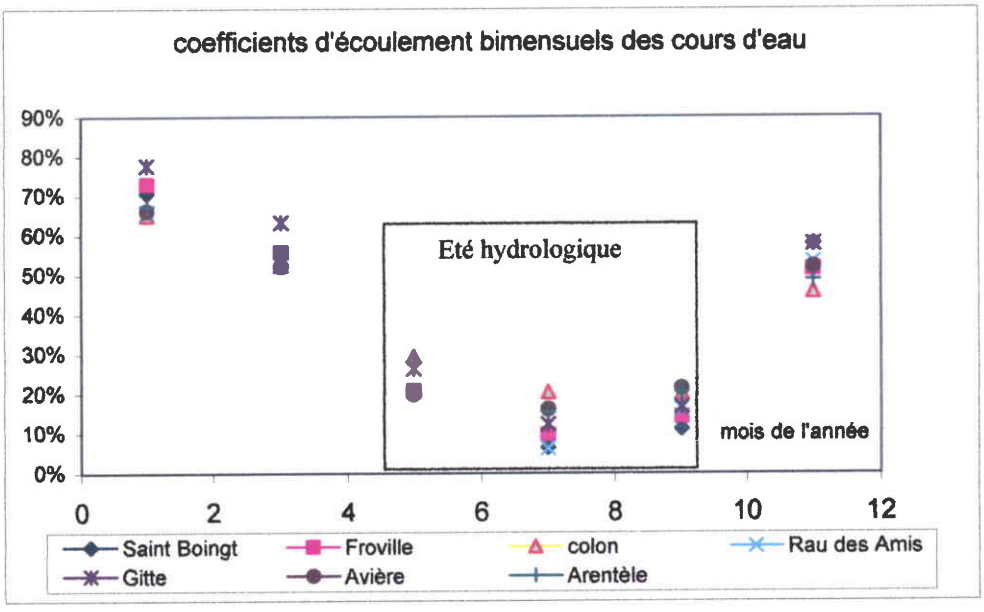
A l'échelle de l'année, les coefficients d'écoulement des deux unités de l'Euron ne se différencient pas nettement.

a) Relation pluies - écoulements à l'échelle bimensuelle et à l'échelle de la saison hydrologique.

La saisonnalité des écoulements s'affirme lorsque l'on diminue le pas de temps de l'analyse.

-Au pas de temps bimensuel.

On met en évidence les variations saisonnières des écoulements et une différenciation du comportement des bassins ; la saisonnalité des prélèvements évaporatoires module les variations saisonnières des coefficients d'écoulement des divers cours d'eau (graphique 11 et les tableaux 29, 30 et 31).



Graphique 11 : Ecoulements bimensuels des cours d'eau (période 1987- 2003)

Le tableau 29 ci-dessous fait apparaître des écarts importants dans les écoulements d'été sur la période 1987- 2003, déjà mis en évidence par l'étude des débits :

Ecoulements indigents du bassin amont de l'Euron et du Ruisseau des Amis pendant les mois d'été.

Disparité entre les unités amont et aval du bassin de l'Euron.

Régime plus modéré du Colon dont les coefficients d'écoulement sont les plus forts en été et les plus faibles en hiver.

	janv.- fev	mars- avril	mai - juin	juil - août	sept - oct.	nov. – dec.
Euron St Boingt	70.7	55.8	20.3	**6.4**	11.1	57.8
Euron Froville	72.8	55.8	20.9	**9.7**	14.3	51.4
Colon	65.7	52.6	29.4	**20.8**	20.3	45.8
Rau des Amis	66.0	53.7	20.7	**6.3**	16.2	53.2
Gitte	77.5	63.2	26.3	12.4	16.8	57.8
Avière	66.3	52.2	19.9	16.1	21.4	52
Arentèle	67.4	55.1	27.8	15.4	20.6	48.9

Tableau 29 : Ecoulements bimensuels des cours d'eau (période 1987- 2003)

Euron saint boingt

janv+ fev		mar+avr		mai+juin		juil+aout		sept+ oct		nov +dec	
103,7	86	100,3	63	316,3	112	171,6	25	162,2	22	113	78
214,8	139	158,5	121	134,7	12	157,2	10	194,2	20	142,5	91
87,7	41	191	107	98,1	15	119	3	90,5	2	176,8	92
185,4	98	103,2	36	169,3	21	104,9	13	138,8	5	205,7	124
98,2	78	56,4	27	100,2	6	94,3	2	171,4	2	137,6	107
75,8	56	154,3	60	127,9	19	200,4	2	162,3	12	170,1	98
83,8	46	60,4	19	62,8	3	84,7	2	274,7	43	209,8	125
191,1	106	145,2	86	93,6	39	89	4	186,8	10	139,7	41
240,8	163	178,2	86	153,4	54	114,2	17	184,4	40	105,3	41
65	53	31,1	13	126	11	122,3	4	81,6	2	273	142
141,4	101,8	58,8	28,4	279,4	39,2	109,6	14,8	100,8	5	259,6	123,5
105,7	75,6	191,6	66,7	145,1	37,7	89,6	4,4	263,4	72,7	95,8	91,6
173,6	145	206,8	135,1	178,9	23,1	130,7	6,1	188,2	13,7	274,8	195,4
152,6	123	118,6	61,8	98,8	22,5	234,4	22,7	177,1	24,4	225,7	126
128,9	92,7	310,9	249	149,7	52,4	144,1	6,1	206,2	25,6	207,1	122,9
178,3	131,2	93	58,2	130	21,4	173,8	5,3	171,8	21,3	247,8	156,6
102	107,9	57	17,7	79,8	6,7	112,9	2,9	161,1	4,6	87,7	22,8
coeff écoul	0,71		0,56		0,20		0,08		0,11		0,58

Euron froville

janv+ fev		mar+avr		mai+juin		juil+aout		sept+ oct		nov +dec	
103,7	90	100,3	64	316,3	105	171,6	23	162,2	30	113	67
214,8	141	158,5	128	134,7	24	157,2	11	194,2	34	142,5	76
87,7	45	191	95	98,1	20	119	9	90,5	8	176,8	78
185,4	98	103,2	34	169,3	17	104,9	11	138,8	10	205,7	89
98,2	80	56,4	34	100,2	12	94,3	6	171,4	10	137,6	84
75,8	42	154,3	54	127,9	15	200,4	11	162,3	25	170,1	98
83,8	55	60,4	21	62,8	9	84,7	7	274,7	43	209,8	112
191,1	161	145,2	97	93,6	39	89	12	186,8	21	139,7	35
240,8	197,5	178,2	105,6	153,4	56	114,2	21,5	184,4	42	105,3	49,3
65	62	31,1	18	126	15	122,3	10	81,6	6	273	136
141,4	98,1	58,8	31,7	279,4	42,7	109,6	17,8	100,8	11,5	259,6	115,6
105,7	71,4	191,6	83,6	145,1	30,3	89,6	7,6	263,4	50,6	95,8	85,3
173,6	132,6	206,8	125,7	178,9	27,5	130,7	13,8	188,2	19,1	274,8	176,5
152,6	109,6	118,6	70,4	98,8	25,5						
						144,1	16,7	206,2	43,5	207,1	108,1
178,3	115,7	93	75,1	130	27,2	173,8	13	171,8	25,9	247,8	129,9
102	104,7	57	26,3	79,8	13,2	112,9	6,6	161,1	9,8	87,7	25
coeff écoul	0,73		0,56		0,21		0,10		0,14		0,51

Colon

janv+ fev		mar+avr		mai+juin		juil+aout		sept+ oct		nov +dec	
103,7	94,1	100,3	71,7	316,3	124,3	171,6	78,9	162,2	67,9	113	87,6
214,8	149	158,5	125,6	134,7	45,3	157,2	34,1	194,2	40,9	142,5	86,5
87,7	39,2	191	71,3	98,1	25	119	20,1	90,5	19,2	176,8	87,2
185,4	78,2	103,2	40	169,3	23,2	104,9	18,2	138,8	22,2	205,7	93,1
98,2	77,6	56,4	38,5	100,2	24,2	94,3	19,6	171,4	23,8	137,6	71,8
75,8	41,2	154,3	49,4	127,9	26,9	200,4	24,2	162,3	38,9	170,1	101,2
83,8	54,2	60,4	31,4	62,8	23,7	84,7	17,6	274,7	51,1	209,8	99,5
191,1	145,9	145,2	77,9	93,6	44,9	89	21,5	186,8	41,9	139,7	54,6
240,8	172,9	178,2	108,3	153,4	75	114,2	42,2	184,4	44,4	105,3	32,3
65	34	31,1	21,1	126	22,7	122,3	15,2	81,6	12,3	273	87
141,4	84,5	58,8	37,9	279,4	41,4	109,6	21,8	100,8	14,6	259,6	92,1
105,7	70,9	191,6	84,8	145,1	50,6	89,6	29,4	263,4	80,7	95,8	83,2
173,6	105,6	206,8	124,5	178,9	49,5	130,7	23,5	188,2	10,4	274,8	140,9
152,6	88,3	118,6	74,9	98,8	31,5	234,4	31,4	177,1	33,6	225,7	91,4
128,9	81	310,9	181,5	149,7	78,5	144,1	34,6	206,2	48,1	207,1	119,5
178,3	133,7	93	28	130	32,8	173,8	26	171,8	41	247,8	100
102	[illegible]	57		79,8		112,9	10,3	161,1		87,7	
coeff écoul	0,66		0,53		0,29		0,21		0,20		0,46

Tableau 30 : Coefficients d'écoulements bimensuels des divers cours d'eau (période 1987- 2003).

Rau des Amis

janv+ fev		mar+avr		mai+juin		juil+aout		sept+ oct		nov +dec	
96,9	76	81,1	58	282,9	127	158	42	107,8	19	113,6	72
176,7	72	140,6	101	140,1	21	108,4	6	151,2	35	142,1	91
67,8	45	155,4	97	107,7	12	53,3	2	69,6	4	160,6	51
189,2	81	77,7	38	172,9	10	90,3	6	102,6	6	136,7	51
76	75	46,9	30	72,5	3	77,7	2	148,4	14	179,5	91
67,6	50	114,6	54	97,8	16	173,8	4	138,9	21	131,8	82
49,2	47	40,2	20	115,1	7	123,6	3	242	58	172,3	129
166,8	151	112,1	71	132,1	21	95,9	4	159,1	26	110,8	41
201,9	134	177,3	93	127,3	58	130,2	13	179,6	35	104,8	54
60,9	47	36,1	11	119,8	12	123,3	3	56,7	3	246,9	89
133,6	80,9	41,4	15,3	249,1	46,6	93,2	10	71,8	5,8	217,5	79,7
82,9	53,8	153,3	62,1	115,6	19	86,4	2,8	249,2	49,3	104,5	97,6
149,8	107,6	188	93,7	185,2	35,3	170,2	12,2	156,5	13,4	283,1	144,6
161,5	59,5	144	59,7	124,1	21,8	212,3	7,3	194,4	28,9	158,6	123,5
107,9	83,8	262,7	149,8	127,7	39,2	169,3	4,8	226,3	50,8	193	83,1
179,8	123,1	119,8	54	114,6	21,5	181,5	6,5	189,3	26,2	234,3	143,2
	0,66		0,54		0,21		0,08		0,16		0,53

Gitte

janv+ fev		mar+avr		mai+juin		juil+aout		sept+ oct		nov +dec	
109,7	97,3	104,9	77,2	320	158	170	28,2	173,5	38	127,5	45
239,2	183	158,4	134	95,4	30,1	121,1	14,3	144,5	21,3	134,5	87,8
90,5	51,9	186	107,3	85,1	25,6	142,5	12,2	89,6	9,9	197,4	81,4
184,2	126	83,7	49	188,9	19	110,2	15	141	15	212,5	113
102,8	90	74,9	56	80,8	15	84,1	10	142,6	11	126,5	64
79,5	64,6	143,6	88,5	50,8	30	80,7	11,5	70,1	21,1	88	105,2
87,8	49,9	60,6	23,8	124,5	12,5	104,7	7,6	296,3	71,8	221,4	134,3
206,5	177,6	152,9	97,7	129,8	40,5	99,5	13,6	149,8	22,6	131,5	89,3
259,7	222,1	176,2	119	189,1	57,5	124,5	17,8	164,6	23,8	107,3	46,4
73,7	66	29,7	22,1	156,2	16,8	129,2	12,5	89	11,2	298,1	136,9
151,6	88,2	64,7	33,7	233,6	22,2	116,2	14	86,6	10,6	249,1	109,5
109,9	80,4	192,5	95,3	130,2	43,4	96,1	11,6	299,7	78,3	101,1	77,8
189,3	126,6	209,6	124,6	151,9	41,4	138,1	20,6	202,6	31,7	273,3	140,2
155,6	126,1	109,5	73,3	113,6	30,8	219,2	31,1	157,4	24,6	177,1	127
124,1	97,2	304,5	191,3	139,4	49,3	166,1	29	168,9	28,3	181,3	120,6
189	146,5	105,4	60,6	129,3	26	142,6	10,4	182,8	27,9	238,4	158,4
125,2	124,6	71,3	35,8	81	14,1	96,2	6,3	157,6	8,1	91,9	73
coeff écout.	0,77		0,63		0,26		0,12		0,17		0,58

Avière

janv+ fev		mar+avr		mai+juin		juil+aout		sept+ oct		nov +dec	
198,9	99,7	86,4	44,1	184,6	30	113	23,8	140,8	24,1	219,4	140,1
107,5	84,4	87,6	46,3	93,3	23,6	78,7	14,3	174,7	15,1	184,3	70,1
92,6	56,6	199,2	91,4	101,5	24,4	161,4	15,1	140,3	30,5	175,9	116,5
91,8	50,2	60,8	21,4	186,2	16,9	124,7	15,3	317,9	71,2	233	137,9
221,9	177,7	160,6	92,5	165,9	39,5	110,1	21,8	112,7	31,1	123,4	53,4
254,8	189,4	156,8	104,4	208,8	67,4	147,2	26,4	170,4	37,7	118,6	56,8
77	59	26,8	23,4	188,4	18,8	136,4	22,8	105,8	47,7	310,6	140,8
133	76,5	75,9	32,7	211,2	21,4	121	20,1	94,8	15,4	263	97
129,6	79,4	221	96,8	140,4	42,9	104,4	18,7	307	62,6	107,6	89,9
203	127,9	219	123,5	156,2	37,1	121,2	18,9				
coeff écoul.	0,66		0,52		0,20		0,16		0,21		0,52

Arentèle

janv+ fev		mar+avr		mai+juin		juil+aout		sept+ oct		nov +dec	
107,5	84,9	87,6	45,8	93,3	20,5	78,7	13,7	174,7	23,3	184,3	87,1
92,6	79,5	199,2	108,6	101,5	43,9	161,4	18,3	140,3	55,3	175,9	85,7
91,8	48,4	60,8	21,7	186,2	18,4	124,7	12	317,9	71,3	233	108,8
221,9	196,9	160,6	107,4	165,9	54,2	110,1	19,8	112,7	29,8	123,4	42,6
254,8	166,6	156,8	114,7	208,8	93,5	147,2	22,7	170,4	26,7	118,6	60,5
77	44,5	26,8	20,8	188,4	30	136,4	16,9	105,8	14	310,6	121
133	70,4	75,9	36,5	211,2	27,6	121	15,8	94,8	13,5	263	81,9
129,6	66,9	221	82,6	140,4	39,4	104,4	11,3	307	41	107,6	74,3
203	124,9	219	116,9	156,2	44,6	121,2	32,2	234	58,2	271	156,8
166	125	100,5	64,1	117,2	45,3	208	43,6	156,8	48,4	140	98,7
116,5	60,3	316,2	193,9	125,6	57,9	175	28,9	156,4	35,2	172	97,3
180	107,9	114,2	63,2	162,2	43,4	145	20,4	196,8	30,7	239,2	127,7
126,4	104,2	85,6	29,9	90,8	17,4	96,3	12,1				
coeff écoul.	0,67		0,55		0,28		0,15		0,21		0,49

Tableau 31 : Coefficients d'écoulements bimensuels des divers cours d'eau (période 1987- 2003).

- analyse au pas de temps semestriel,

On fait coïncider les semestres avec les saisons hydrologiques locales (de Novembre à Avril et de Mai à Novembre).

A la station de Saint-Boingt située à la sortie du bassin calcaire, le coefficient d'écoulement de l'Euron est de **12.7 %** pendant l'été hydrologique à comparer à **61.2%** pendant l'hiver hydrologique pour des pluies semestrielles équivalentes (tableau 32).

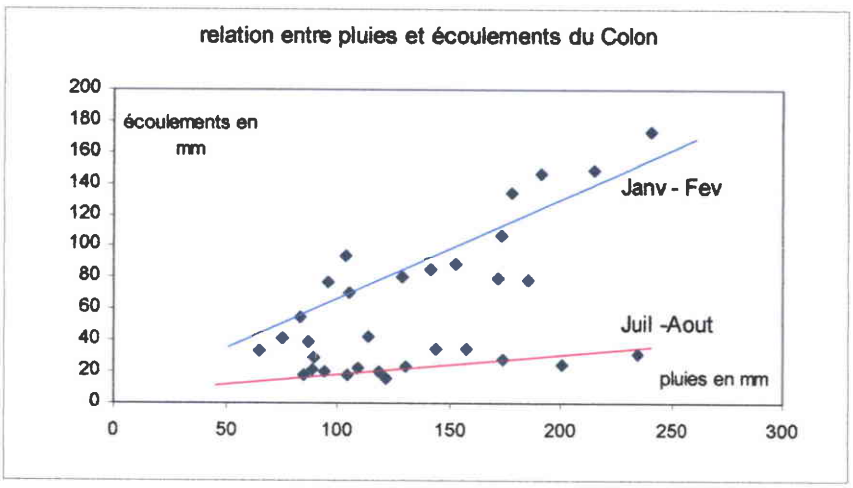
Cours d'eau	**coefficients d'écoulement**		ratio été/ hiver
	en hiver hydrologique	**en été hydrologique**	
Pluies moyennes	479.4 mm (53%)	426.9 mm (47%)	
Euron à Saint-Boingt	61.2	12.7	0.21
Euron à Froville	59.4	15.2	0.26
Colon	53.6	23.3	0.44
Ruisseau des Amis	57.3	14.7	0.31
Gitte	65.8	18.6	0.26
Avière	56.8	19.4	0.34
Arentèle	56.5	21.5	0.38

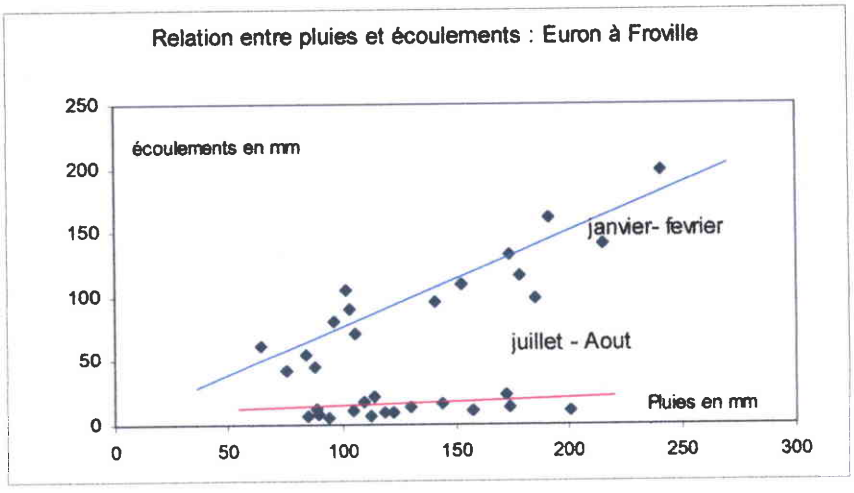
Tableau 32 : Coefficients d'écoulement moyens pendant les deux saisons hydrologiques (Période 1987-2003).

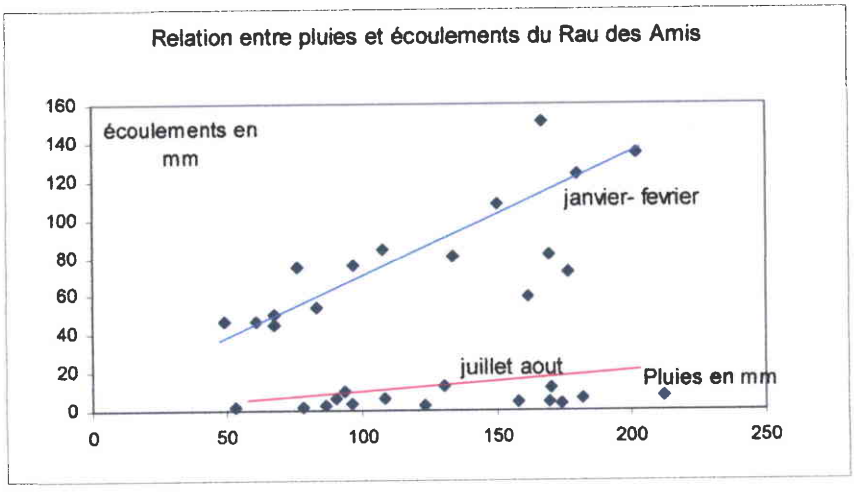
Sur cette même période, le Colon a un coefficient d'écoulement plus faible en hiver, (53.6 %) mais son coefficient d'écoulement en été (23.3 %) dépasse celui des autres cours d'eau locaux et on retrouve la singularité de fonctionnement de son bassin par comparaison avec celui de l'Euron.

- à l'échelle bimensuelle

Le lien entre les écoulements et les pluies est bien net en Janvier- Février ; en Juillet - Août, les écoulements sont faibles et à peu près indépendants des pluies (graphiques 12, 13,14).







Graphiques 12, 13,14 : Euron à Froville, Colon à Xaronval et Ruisseau des Amis à Marainviller. Relation entre pluies et écoulements pendant les mois de janvier- février et juillet - Août (période de 1990 à 2003)

3. 2. 3 Calculs et évolutions de la réserve hydrologique

Les variations de la réserve en eau ΔR peuvent être calculées à l'aide des équations du bilan hydrologique :

$$P - E - Etr = \Delta R = \Delta Ru + \Delta Rh$$

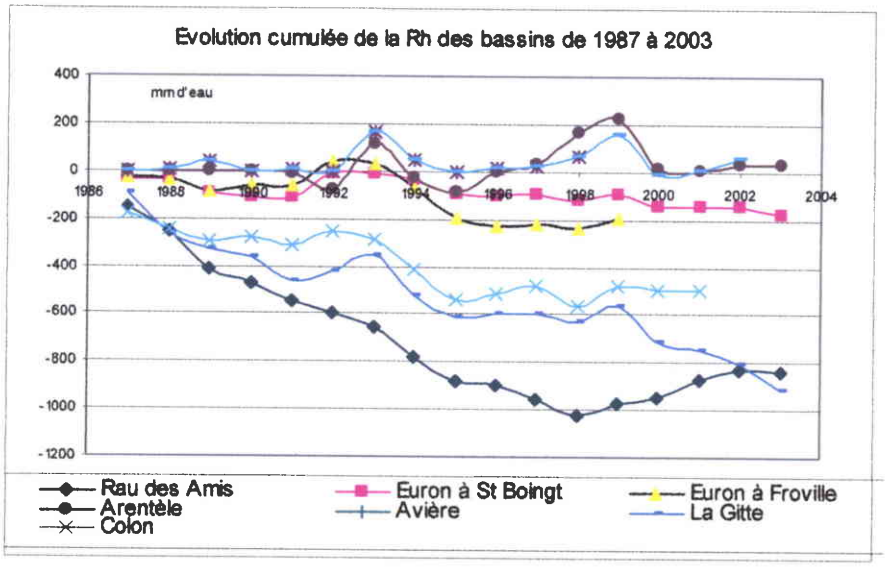
Les deux termes, ΔRu et ΔRh, représentent les variations de la réserve hydrique superficielle Ru et de la réserve hydrologique profonde Rh des nappes.

Sur la durée d'une année, le bilan de la Ru est équilibré (Δru = 0) tandis que le bilan de la Rh ne l'est pas, le volume des réserves variant en fonction des hauteurs des pluies et de la période des précipitations.

Sur une durée de plusieurs années, le cumul des variations annuelles de la Rh ne doit pas montrer d'évolution chronologique significative.

Nous calculerons annuellement et par bassin le terme P – E – Etr ; ses variations annuelles correspondent aux variations annuelles de la Rh dont la somme sur une longue période doit osciller de part et d'autre de zéro ; mais la précision du calcul de la Rh est fortement entachée par l'imprécision des mesures et de l'estimation de l'Etr ; il est à craindre que les variations annuelles de la Rh ainsi calculées soient du même ordre de grandeur que les erreurs d'estimation ; même dans ce cas, si l'on ne peut connaître les variations annuelles de la Rh, leur somme cumulée sur la période ne présente pas de tendance significative.

Le graphique 15, incomplet pour certains cours d'eau (quelques données de débits manquent ou sont douteuses), met en évidence des comportements très contrastés pour des bassins versants soumis pourtant à des conditions climatiques (P et Etr) très voisines.



Graphique 15 : Evolution cumulée de la réserve hydrologique des bassins versants sur la période 1987 – 2003.

Un premier groupe de deux cours d'eau, Arentèle et Avière, montre des oscillations de la Rh cumulée autour de la valeur zéro.

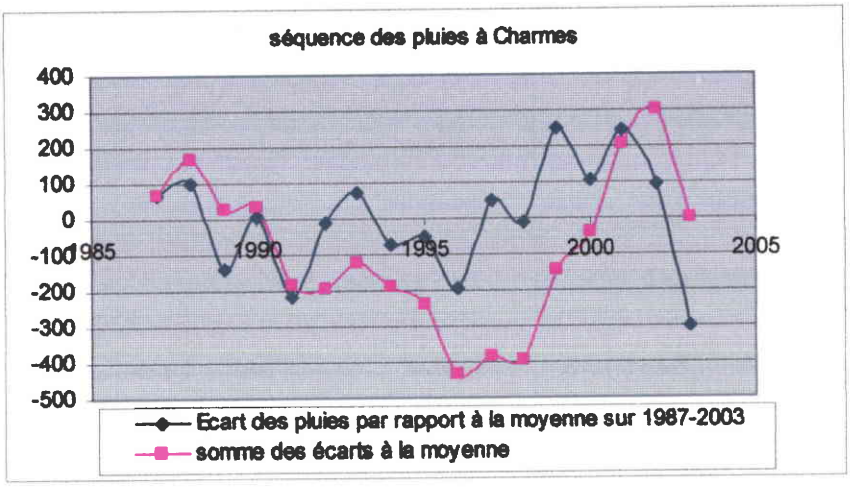
Le second groupe, voisin du premier, est formé par les deux unités du bassin de l'Euron qui enregistrent une faible décroissance de leur Rh cumulée, de 200 mm sur une durée de 17 années (soit -12 mm/an).

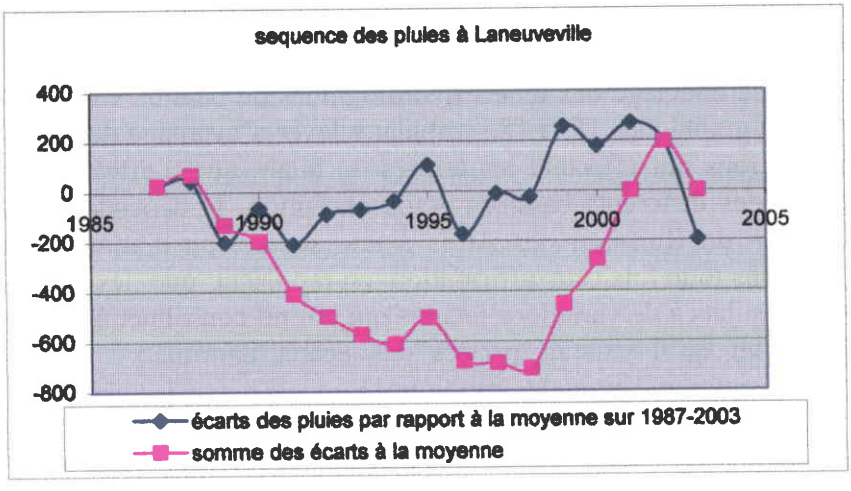
Le comportement de la Rh de ces trois bassins semble valider la méthode de calcul qui ne fait appel à aucun paramètre d'ajustement pour équilibrer les bilans hydrologiques ; il faut en déduire que les erreurs de mesures des précipitations et des écoulements compensent, sur la durée, les erreurs d'estimation de l'Etr.

Mais pour les trois derniers bassins (Gitte, Colon et Ruisseau des Amis), les erreurs d'estimations et de mesures ne se compensent plus et les calculs indiquent :

- Une forte dérive négative de la Rh (épuisement progressif de la réserve hydrologique!) qui serait de 53mm/an pour la Gitte, 49mm/an pour le Ruisseau des Amis et 33mm/an pour le Colon
- Une décroissance de la Rh avec des moments d'inversion de tendance, en 1996 pour le Colon et la Gitte et 1998 pour le Ruisseau des Amis.

Les phases d'inversion de tendance sont assez bien synchrones avec le cumul des écarts à la moyenne des précipitations enregistrées à Charmes ; elles correspondent à une période peu pluvieuse de 1987 à 1996, suivie d'un excès de pluies de 1999 à 2002 (graphiques 16 et 17).



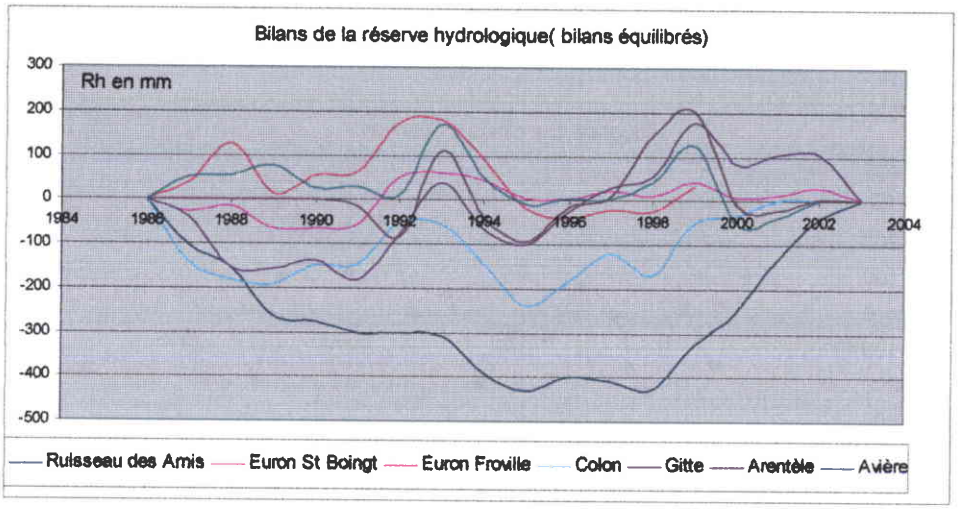


Graphiques 16 et 17 : Chronique des pluies à Charmes et Laneuveville de 1987 à 2003. Ecarts des pluies annuelles à la moyenne sur la période et somme des écarts sur la période.

La même évolution de la pluviométrie se retrouve à la station de Laneuveville dans le bassin du Ruisseau des Amis dont la Rh est fortement déficitaire ; la pluviométrie plus abondante à partir de 1999 interrompt la chute de la Rh cumulée mais parvient difficilement à recharger les réserves de ces trois bassins ; toutefois cette sensibilité de la Rh à des déficits pluviométriques prolongés sur plusieurs années n'est pas nettement enregistrée par l'Euron, l'Arentèle et l'Avière.

Il est possible de faire boucler les bilans, en introduisant des termes correctifs variables pour chacun des bassins (53 mm/an pour la Gitte, 53 mm/an pour le Ruisseau des Amis, 33 mm/an pour le Colon) ; avec correctifs, les évolutions de la Rh des divers bassins ont l'allure indiquée par le graphique 18 ; l'effet d'une succession d'années déficitaires en

pluies sur les réserves hydrologiques reste encore très net pour le Ruisseau des Amis, mais s'atténue pour le Colon et la Gitte.



Graphique 18 : Bilans hydrologiques équilibrés des divers cours d'eau (période 1987-2003).

Commentaires concernant les bilans hydrologiques des bassins

Les anomalies de bouclage des bilans hydrologiques de bassins versants très proches qui apparaissent sur les graphiques 15 et 18 semblent relever d'avantage des imprécisions des mesures et des estimations qui affectent les termes du bilan, que d'effets liés aux facteurs physiques spécifiques des différents bassins ; seule exception, la dépendance de la réserve hydrologique du bassin du Ruisseau des Amis à une succession d'années déficitaires en pluies ; nous tempérerons toutefois cette affirmation en rappelant que les contrastes annuels des précipitations sont sujets à de variations locales qui ont pu contribuer à l'imprécision des calculs : nous avons vu qu'il existait parfois des écarts anormaux entre les stations météorologiques de Charmes et d'Epinal (Graphique1).

Concernant les imprécisions des mesures et estimations, notons que la proximité immédiate de certains bassins versants fait que les valeurs annuelles de l'Etr doivent y être très voisines (à l'exception peut être du Ruisseau des Amis plus excentré) ; même si les estimations retenues pour le calcul sont éloignées des valeurs réelles, leurs effets sur les bilans se traduiraient par une dérive de la Rh analogue pour tous les bassins, ce qui n'est pas constaté sur le graphique 15 ; en d'autres termes, ceci revient à attribuer une part du défaut de bouclage à l'estimation des précipitations sur la superficie des bassins à partir des pluies enregistrées aux stations météorologiques ainsi qu'aux mesures d'écoulements aux stations qui convertissent les hauteurs d'eau en débits à partir de courbes de tarage.

En conclusion, l'étude des bilans hydrologiques nous donne peu d'informations fiables pour différencier le comportement des bassins à partir de leurs facteurs physiques spécifiques, en raison des imprécisions des mesures et des estimations des termes du bilan ; malgré les doutes que l'on peut avoir sur la précision des calculs de la Rh, on fera toutefois les remarques suivantes qui concernent tous les bassins à l'exception de celui du Ruisseau des Amis :

- Les variations de la Rh de tous les bassins suivent assez bien les précipitations annuelles tout en restant dans une limite de ± 200mm voisine de la dispersion des pluies par rapport à la moyenne pluriannuelle.

- La Rh est peu affectée par les successions d'années déficitaires (1987- 1996) ou excédentaires en pluies (1999-2002).

Un tel comportement des bassins ne peut s'envisager que sous deux conditions;

- Les réserves sont importantes et peu affectées par les successions d'années sèches ou humides.

- Les réserves sont très faibles, pratiquement épuisées chaque année quelque soit la pluie annuelle.

A travers les résultats des bilans, on pourrait risquer l'hypothèse que ce dernier cas correspond au fonctionnement de nos bassins où la réserve hydrologique peine à soutenir les débits. Si l'on admet que le cas du bassin du Ruisseau des Amis ne peut être expliqué qu'en partie par l'imprécision des mesures, la sensibilité de sa Rh aux successions d'années sèches ou humides résulte d'écoulements exagérés, rapportés à la taille topographique du bassin ; il faut alors envisager qu'une partie des écoulements provient de remontées d'eaux profondes venant soit du Muschelkalk soit des nappes du bassin salifère d'Einville ; en confirmation de cette hypothèse, citons la source minérale de Laneuveville- aux- Bois, considérée comme une remontée, au travers des Marnes du Keuper Inférieur, de la nappe artésienne du Muschelkalk Supérieur mise en évidence au forage (0231-5-0001) de Bienville-la-Petite (Guide géologique de la Feuille de Parroy).

3- 3 Elaboration des profils hydrologiques. Interprétation des campagnes de mesures de débits et de minéralisation des eaux.

Le traitement des données de débits aux stations hydrométriques donne en ces points un aperçu général des écoulements du cours d'eau et du fonctionnement de l'ensemble de son bassin versant. En travaillant sur une durée suffisamment longue, on s'affranchit des variations des réserves hydriques et hydrologiques mais les imprécisions du calcul ne permettent pas de montrer clairement comment la réserve hydrologique réagit à la chronique des pluies sur les bassins.

La présence de deux stations sur l'Euron a permis de découper l'espace du bassin en deux unités hydrologiques qui coïncident avec deux unités lithologiques différentes ; ces unités ont des dynamiques de restitution fort différentes, les débits d'été étant soutenus par les apports des marnes du Keuper.

En réalisant des mesures de débits le long du linéaire du cours d'eau sous différentes configurations d'écoulements, nous pouvons réintroduire les variables d'espace et de temps éliminées par le traitement statistique des débits aux stations et par les bilans hydrologiques.

A ces mesures ponctuelles de débits, nous avons joint des mesures de température et de conductivité des eaux, obtenant ainsi, à l'instant de la mesure, une carte de l'écoulement à plusieurs variables ; l'ensemble de ces données peut permettre d'identifier et de localiser des interactions entre le cours d'eau et les réserves qui l'alimentent ; toutefois, certaines de ces interactions ne peuvent être détectées que sous certains régimes d'écoulement, ce qui nous a conduit à multiplier les séries de mesures.

Ici encore, la critique de la représentativité des mesures par rapport aux écoulements naturels est indispensable, surtout pendant les périodes de basses eaux.

Il faut vérifier que les valeurs de débits restent stables sur la journée de mesure : des précipitations récentes peuvent être causes d'instabilités des débits et des conductivités ; il peut arriver que des prélèvements d'eau ou des rejets ponctuels viennent perturber les mesures à proximité des habitations ou des exploitations agricoles. En période estivale, des oscillations thermiques journalières affectent la température des eaux, surtout pour les cours d'eau de faible débit.

Sous réserve de prendre ces précautions lors des interprétations, les profils de débits , de minéralisation et de température, permettent de définir des portions de bassin présentant une homogénéité de fonctionnement (CEGUM - Agence de l'eau Rhin Meuse,1982,1991), (GEREEA - Agence de l'eau Rhin Meuse, 1996).

Par la carte des débits, on peut différencier dans les bassins des espaces de productivités hydriques semblables à rapprocher des observations de terrain et en particulier des limites des lithologies.

La carte des conductivités confirme dans certains cas le découpage des bassins indiqué par la cartographie des débits ; elle met en évidence la participation des lithologies à la minéralisation des eaux de surface et permet de localiser des apports d'eaux souterraines.

La carte des températures des écoulements peut apporter, sous certaines conditions, des informations supplémentaires ; les eaux souterraines, à leurs exutoires se caractérisent par une stabilité de leur température de 9.5 à 10.5°, voisine de la température moyenne annuelle de l'atmosphère (H. Schoeller, 1962) alors que les eaux de surface subissent les variations thermiques journalières et saisonnières ; toute baisse localisée de la température des eaux du cours d'eau en période estivale traduit un apport localisé ou diffus d'eaux souterraines ; on devrait pouvoir observer aux mêmes endroits une remontée des températures en période hivernale mais elle est souvent masquée en raison des plus forts débits saisonniers. Il faut aussi vérifier que les variations de températures dans le cours d'eau, à proximité des agglomérations, ne sont pas dues à des rejets anthropiques.

Une mesure de température aux sources et résurgences permet de différencier les eaux profondes des eaux circulant dans les niveaux superficiels.

Les séries de mesures réalisées sur les principaux cours d'eau sont présentées successivement, en faisant ressortir leur signification en termes de fonctionnement hydrologique de portions de bassins comprises entre les points de mesures.

3. 3. 1 Les bassins de la Gitte et du Robert

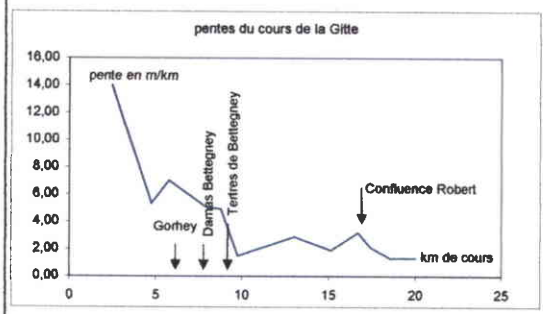
Les mesures réalisées à plusieurs reprises fournissent des informations sur le fonctionnement du bassin de la Gitte et en confirment la complexité (tableau 33 et carte 16).

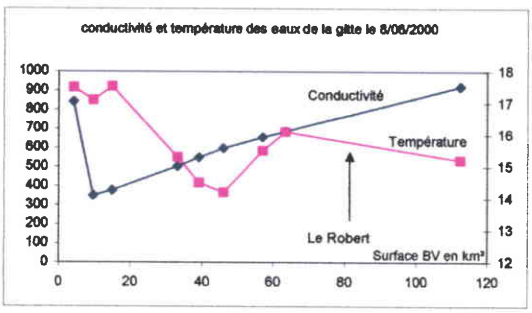
Lors des mesures du 8/06/2000, le débit de la Gitte en amont d'Adoncourt est négligeable, estimé à ~ 4l/s et les eaux ont une conductivité de 800 à 840 µs ; le débit du cours d'eau à la sortie du village résulte d'un apport important (>100 l/s) par le ruisseau Haut Bout dont les eaux se caractérisent par une très faible minéralisation (150 µs ce jour).

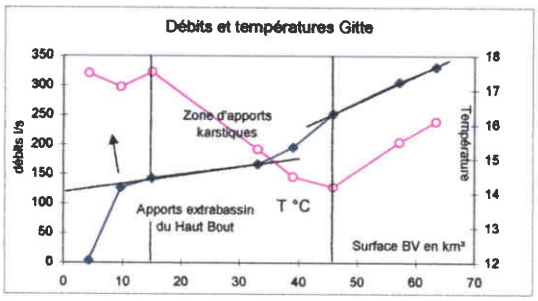
Le 15/09/2003, la Gitte en amont d'Adoncourt est tarie et les apports du Haut Bout sont encore voisins de 40 l/s ; en période estivale, le Haut Bout constitue la véritable origine du cours de la Gitte amont ; ses eaux peu minéralisées (150 à 400µs) indiquent une composante " vosgienne " affirmée ; la proximité du Canal de l'Est- branche sud - et du réservoir de Bouzey, tous deux alimentés en eaux peu minéralisées (138µs le 8/06/2000 en aval du réservoir) suggèrent que les eaux du Haut Bout proviennent d'apports extérieurs au bassin topographique de la Gitte.

		à Velotte
	Module	1,7 m3/s
GITTE	F 1/2	0,24
	F 1/5	0,185
	F 1/10	0,16

JAUGEAGE GITTE	BV	Debit	8,06,00					14,12,00		4,12,00		23,12,00		15/09/2003		
			Debit Gitte	Conduc en	Temp	produc de l'amont	productivité elementaire	Conduc en	Temp	Conduc en	T°	Conduc en	Temp	Debit	Conduc en	T°
	km2	m3/s	m3/s	µs	° c	l/s/km2	l/s/km2	µs	° c	µs		µs	° c	m3/s	µs	
GITTE Dommartin								646	7,6					0	à sec	
GITTE à Adoncourt	4,23		0,004*	642	9	0,95*	0,95	758	8,4	780	8,3	803	6,1	0	à sec	
Rau du Haut Bout à Adoncourt		*0,111*	*0,115*	*164*	*17,2*			*400*	*8,7*	*369*	*8,7*	*347*	*7,1*	*0,039*	*396*	*16*
Rupt cote des Cailles								453	7,6	0	0	0	0	0 à sec		
GITTE à Gorhey Route du bois de Behey	9,66		0,127	380	17,1	13,15		640	8,7	634	8,7	645	6,7	0,046	537	16,2
fontaine behey								814	10,1	822	10,1	810	10		812	13,8
GITTE à Gorhey Sclerie 6m aval pont	15,4		0,143	377	17,5	9,29	2,79	650	8,6	646	8,4	655	6,3			
Rupt juliot Hennecourt			*0*	*0*				*686*	*8,6*			*747*	*6,8*			
GITTE à Damas Bettegney	33,1		0,167	583	16,3	5,05	1,36	682	8,6	683	8	706	5,4	ns	672	13,8
(5m aval pont cote 305)																
Rau de l'Atre à Damas Bettegney		0,005*	*0*	*0*				*638*	*7,9*	*685*	*9*	*685*	*9*		*à sec*	
GITTE à Damas Bettegey :tertre	39		0,196	548	14,6	5,03	4,92	686	8,6	613	8	710	5,9	0,031 v<<	684	14,9
(amont Rau des Preys)																
GITTE à Madonne 5m amont ex vanne	45,38		0,262	597	14,2	5,55	5,78	703	8,9	622	8,3	725	6,8	0,048 v<<	780	14
GITTE à Dompaire Naglaincourt	57,18		0,306	656	15,5	5,35	4,58	709	8,2	626	8,3	733	6,5	0,069	768	15,2
(10m amont pont)																
GITTE à Prochainpré	63,5		0,331	686	16,1	5,21	3,96	728	8,8	637	8	756	6,3	0,083	819	14,9
LE ROBERT 5m amont pont D 186	*42,7*	*0,173*	[illegible]	*14,8*	*4,05*	*4,05*		*947*	*8,3*	*812*	*6,9*	*1005*	*4,3*	*0,023 v<<*	*1662*	*13,9*
GITTE à Racécourt	112,4		0,519	921	18,2	4,62		0	0	0	0	0	0	0,0147	1245	14,6
GITTE à Velotte Station Hydro à 17h20	117		0,489	932	15,3	4,18		812	8,6	708	7,4	861	5,6	0,114	1235	14,4
Aval Velotte								820	8,4							
Station hydro. débits moyen au jour de mesure en m3/s			0,46					1,7		1,15		1,56		0,138		







RDT hydro2

Tableau 33 : Caractéristiques des eaux de la Gitte

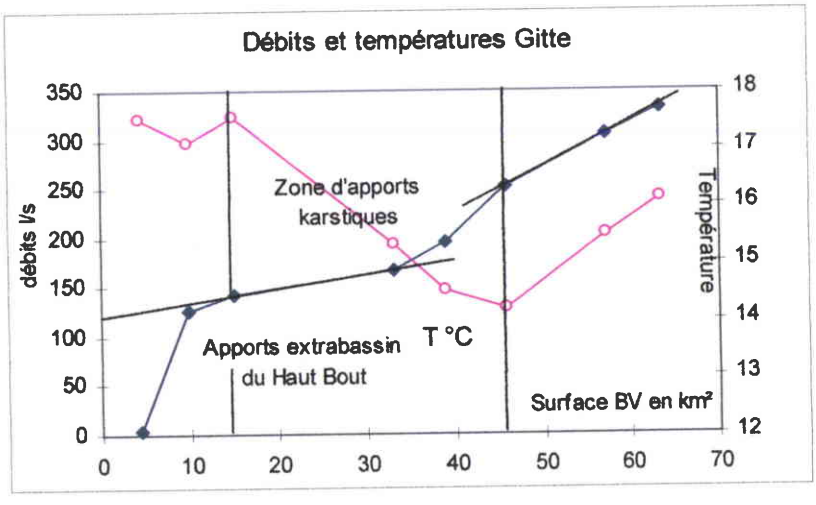
Les mesures du 8/06/2000 mettent en évidence deux entités aux régimes hydrologiques différents séparées par une entité intermédiaire:

- L'entité amont limitée à Damas Bettegney correspond aux ressources du Muschelkalk calcaire et dolomitique (t_5 et t_{4c}) ; son débit spécifique le jour de la mesure est de l'ordre de 2 l/s/km² et la minéralisation de l'eau (800µs) est cohérente avec la présence de gypse dans les couches grises gypseuses (t_{4b}) de l'extrême amont du bassin.

- Une partie de bassin plus productive à l'aval de Madonne Lamerey, de l'ordre de 4 l/s/km², où les eaux proviennent des lithologies variées comportant le Muschelkalk calcaire, la Lettenkohle et une partie du Keuper pour certains affluents.

-Entre ces deux espaces, de l'aval de Gorhey jusqu'à Madonne, un segment du cours d'eau où la température des eaux chute de 17.2 à 14.2 °C avec une augmentation simultanée de la conductivité ; deux raisons à ces variations :

1) Deux sources en partie captées au Bois le Repas (x = 0.892175, y = 2363.061) , entre Gorhey et Damas Bettegney alimentent un petit affluent ; les eaux profondes ont une conductivité de 1100 à 1200 µs et une température voisine de 11° C à l'émergence ; les apports estimés à 10 l/s expliquent en partie l'augmentation de la conductivité constatée à Damas Bettegney (tableau 33 et graphique 19) mais ne peuvent justifier la chute des températures qui se poursuit jusqu'à Madonne Lamerey.



Graphique n ° 19 : Evolution des débits et températures suivant le cours de la Gitte pour la journée du 8/06/2000. (En abscisse, la superficie du bassin en amont du point de mesure).

2) Des apports karstiques diffus dans la zone des tertres de Damas Bettegney ; situés sur l'emplacement de la faille N 125° qui structure la vallée, ces tertres témoignent de l'activité karstique des plateaux calcaires du Muschelkalk entre Gitte et Illon ; la nappe s'écoule vers la Gitte et vers la vallée de l'Illon ; en périodes de pluies intenses, la faille permet la remontée des eaux du karst qui envahissent alors la vallée de la Gitte par les cheminées d'équilibre (photo n° 21) ; en périodes moins humides, les eaux karstiques

n'atteignent plus la surface et des apports diffus entretiennent la chute de température des eaux de la Gitte sur ce segment de cours ; les eaux de la Fontaine de Behey à Gorhey dont la température et la conductivité sont parfaitement stables en toutes saisons (10°C et 820µs) caractérisent ces eaux karstiques du plateau calcaire proches du pôle bicarbonaté calcique (graphique 6).

date de la mesure	Conductivité, température	
23/12/2000	810µs	10.0 °C
14/12/2001	814µs	10.1°C
22/06/2003	820µs	10.2°C

Tableau 34 : Conductivité des eaux de la source de Behey à Gorhey.

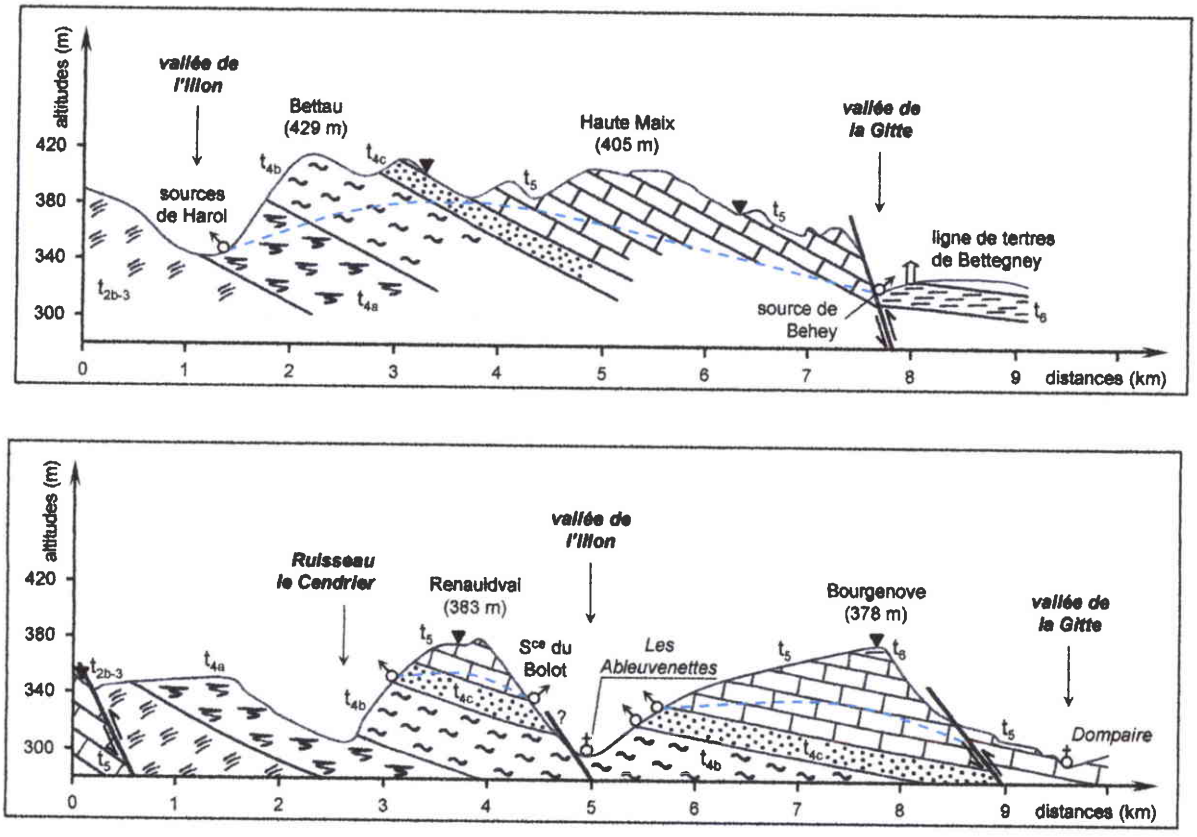


Fig. n° 26 : Coupe du plateau du Muschelkalk entre les vallées de la Gitte et de l'Illon. Emplacement des sources et résurgences et allure des nappes. En pointillés, l'allure probable du toit de la nappe (coupe H et I de la carte 10).

Nous avons mentionné l'existence d'un autre système karstique, résurgence intermittente et exutoire de crue de Rond Pré, qui alimente le Rupt Julot, affluent de la Gitte entre Gorhey et Bettegney.

A l'aval de Dompaire, la Gitte quitte les calcaires, atteint les formations argileuses de la Lettenkohle et du Keuper ; les eaux se réchauffent, se minéralisent jusqu'à la confluence avec le Robert qui apporte ses eaux plus sulfatées d'origine keuperienne (1200 à 1500µs).

Les eaux du Robert

Principal affluent de la Gitte, le Robert draine toutes les formations du Keuper comme le Colon, la Rulle et le Xouillon ; son débit spécifique mesuré le19/9/2002 à proximité de sa confluence avec la Gitte peut être comparé à celui des cours d'eau précédents : il est de 2.3l/s/km²(tableau 35), identique à celui du Xouillon à cette même date (tableau 30).

Son origine est la source minérale des Saumeurs dont les eaux ferrugineuses et fortement sulfatées (à proximité des anciennes carrières de gypse d'Abiémont) correspondent à la nappe profonde du Keuper Inférieur ; leur conductivité reste constante en toutes saisons.

La minéralisation des eaux du Robert diminue vers l'aval avec les apports de nombreux ruisseaux peu abondants issus des formations du Keuper Moyen et Supérieur et du Lias ; leurs eaux (700 à 850µs) sont plus proches du pôle carbonaté calcique.

JAUGEAGE ROBERT	BV km²	25/10/2000 Débit Robert m3/s	25/10/2000 Conduc en µs	25/10/2000 Temp °C	19/09/2002 Débit Robert m3/s	19/09/2002 Conduc en µs	19/09/2002 Temp °C
Source des Saumeurs	0		**2880**	**11**		**2870**	**11,3**
Rau des Aulnes			*nm*	*nm*	*0,004*	*1722*	*13,7*
Pont Circourt			**1936**	**12,3**	**0,009**	**2300**	**13,5**
Rau du Bas Fonds			*1333*	*12*			
Robert cote 312			**1872**	**12,1**	**n m**	**2240**	**14**
Rau de Vau			*699*	*11,9*			
Rau de la Cornée de Regney			*683*	*12,7*			
Robert Derbamont pont					**0,025**	**2090**	**14**
Rau de censeaux			*827*	*12,6*			
Robert Gosselaincourt			**1484**	**12,4**	**0,042**	**1729**	**15,2**
Rau Bois Gerard			*827*	*12,5*			
Rau de Bouette			*nm*	*nm*			
Rau de Tuilerie			*750*	*12,5*			
Robert Pont Vaubexy			**1533**	**12**	**0,053**	**1850**	**14,3**
Rau Gerardchamp			*867*	*12,5*			
Rau Etang			*662*	*11,7*			
Rau Tripe de Lievre			*712*	*12,1*			
Robert cote 290			**1393**	**11,5**	**0,076**	**1602**	**13,9**
Rau Cherpagnotte			*888*	*12,3*			
Rau du Moulin (Montaunot)			*995*	*12,3*			
Robert RN Racécourt	40		**1387**	**11,3**	**0,091**	**1615**	**14**

Tableau 35 : Débits et minéralisation des eaux du Robert

3. 3. 2 Le Bassin du Colon en amont de Florémont, de la Rulle et du Xouillon

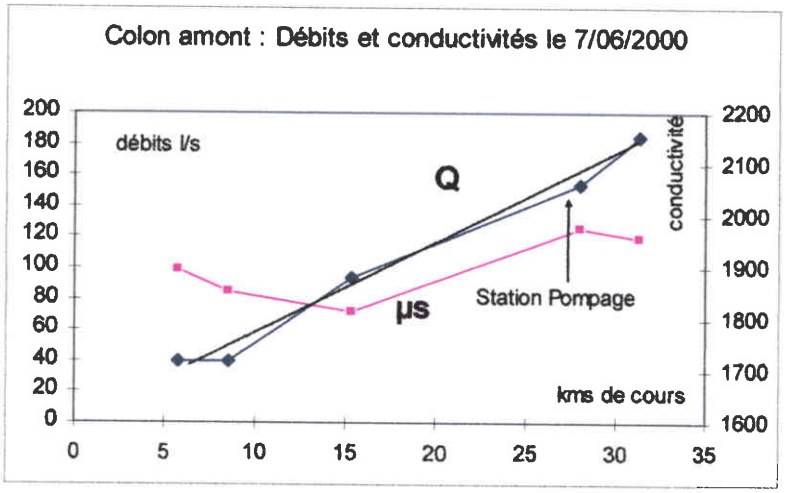
En raison des perturbations apportées aux débits par le moulin de Savigny, nous limiterons l'analyse à la portion de bassin en amont de Florémont.

Le 7/06/2000, les débits spécifiques du Colon et de son affluent le Colmé sont voisins de 6 l/s/km² (tableau 36). On comparera ce résultat à ceux obtenus le lendemain pour

les deux entités qui constituent le bassin de la Gitte et présentent des débits spécifiques différents (2 et 4 l/s/km²) ; ici, le bassin du Colon en amont de Florémont se comporte comme une unité homogène sous l'aspect de son fonctionnement hydrologique.

Les mêmes mesures réalisées le 19/09/2002 et le 29/10/2002 confirment l'homogénéité du bassin. La conductivité des eaux du Colon reste à peu près constante jusqu'à sa confluence avec la Rulle ; quelque soit le débit du cours d'eau, la conductivité passe par un maximum en amont de Florémont au voisinage de la station de captage, fait à mettre en rapport avec des amas gypseux locaux.

Par comparaison avec les autres cours d'eau, les débits spécifiques du Colon restent importants pendant les étiages ; en fin de la période de sécheresse de l'année 2003, le Colon conserve à Florémont des débits spécifiques importants de 2 à 3 l/s/km² et ses eaux sont fortement minéralisées en sulfates (2500µs) ; ce niveau de conductivité s'approche de celui des eaux de la nappe du Keuper Inférieur (3100µs) ; ces eaux sont accessibles à la source de Tonnerre (carte12), au pied de la cuesta infra liasique à son contact avec la plaine alluviale de la Moselle. (Voir tableau 36 et carte 17). Le soutien d'étiage est ainsi bien assuré par les eaux de la nappe du Keuper Inférieur



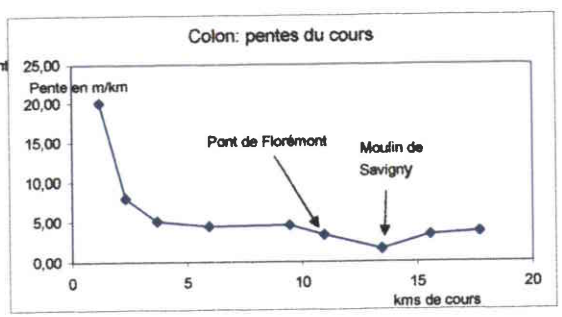
Graphique n° 20 : Evolution des débits et conductivités le long du cours du Colon le 7/06/2000

		Xaronval
	module	0,69m3/s
COLON	F 1/2	0,215
	F 1/5	0,15
	F 1/10	0,125

JAUGEAGE COLON	BV	07/06/2000					25/08/2000		24/03/2001		19/09/2002			29/10/2002			23/09/2003			17/08/2003		
	km2	Debit colon m3/s	Conduc en µs	Temp ° c	produc de l'amont l/s/km2	productivité elementaire l/s/km2	Conduc en µs	Temp ° c	Conduc en µs	Temp ° c	Debit colon m3/s	Conduc en µs	Temp ° c	Debit colon m3/s	Conduc en µs	Temp ° c	Debit colon m3/s	Temp ° c	Conduc en µs	Debit colon m3/s	Temp ° c	Conduc en µs
COLON à Madegney Pont cote 312	5,76	0,04	1898	12,2	6,94	6,94	2000		705	11,3	0,032	2000	14,5									
Lieu dit le Trimbolot										11,7												
COLON à Gugney aux Aulx	8,5	0,048	1853	12,5	5,65	2,92			710	11,7	0,054	2100	14,3	0,082	1809	9,2						
15m aval pont de Flavaucourt																						
COLON Ferme Le Faxal 5m aval pont	15,3	0,094	1817	13,3	6,14	6,76	1986	17,6	720	11,7	0,06	2140	13,2	0,093	1811	8,8						
Rau le COLME Ferme Dommartin	5,6	0,03	1827	13,6	5,36	5,36	1992	16,7	725	11,8	0,02	2160	14,5	0,042	1835	8,5						
(20m aval pont cote 293																						
COLON 50m amont Stat. pompage	28	0,154	1976	15,4	5,50	4,72	2150	17	753	11,8	0,106	2310	13,5	0,175	1959	8,8	0,064	14,6	2500	0,082	20,9	2250
COLON pont de Florémont 10m amont	31,3	0,185	1958	15,6	5,91	9,39	2130	17,2	740	11,5	0,132	2300	13,3	0,181	1940	8,5						
Rau La Rulle	12,3	non mesu	1560	14,9			1697	15,5	582	10,8	0,038	1750	12,8									
COLON à Savigny pont sur la D55E	48,9	0,909	1793	14,8	12,45	24,09			692	11,1												
5m amont pont																						
COLON aval Avrainville Passerelle sous	60,7	0,533	1756	15,6	8,78	-6,44																
la ligne H.T																						
Colon à Xaronval Stat. hydro ech. 0,45	62,4	?					0,282m3/s		2,02 m3/s		?			0,367			?			0,134		
									CRUE													
COLON à Xaronval Moulin d'en Bas	63,9	0,515	1761	16,1	8,06	ns																

	altitude	kms	pente amont
source	345	0	m/km
regney	321	1,2	20,00
trimbolot	312	2,325	8,00
flavaucourt	305	3,7	5,09
faxal	295	5,95	4,44
stat pomp	279	9,45	4,57
moulin floremt	274	10,95	3,33
baraques	270	13,45	1,60
avraiville	263	15,55	3,33
xaron moulin	255	17,7	3,72

5,76	1898	40
8,5	1853	40
15,3	1817	94
28	1976	154
31,3	1958	185



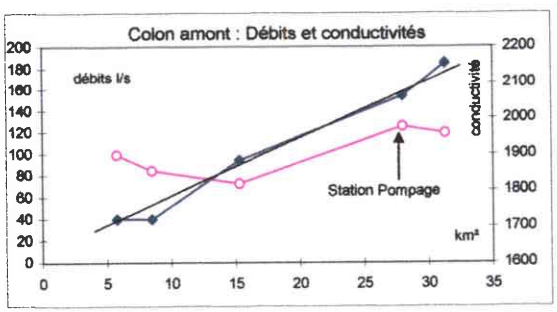


Tableau 36: Caractéristiques des eaux du Colon rdt hydro2

Les eaux de la Rulle et du Xouillon

Les mesures effectuées sur ces deux cours d'eau voisins pendant la journée du 19/9/2002 permettent une comparaison des débits spécifiques et des conductivités (tableau 37).

			19/09/2002			24/03/2001		15/09/2003		
JAUGEAGE Rulle	BV km2	Débit m3/s	Conduc en µs	Temp ° c	produc de l'amont l/s/km2	Conduc en µs	Temp ° c	Debit en m3/s	Conduc en µs	T°
La Rulle à Rapey		0,001								
La Rulle au pont Maltourné		*0,008*	1473	13,3		433	10,2			
La Rulle au pont de Bouxurulles		0,018	1584	13,3		491	10,6			
La Rulle à ferme de Xugney		0,035	1716	13,1						
La Rulle à Barbompré conf. Colon	12,05	0,038	1750	12,8	3,15	582	10,8			
JAUGEAGE Xouillon										
Xouillon source à Jorxey		0 (à sec)								
Ruisseau des Trois Fontaines		*0,008*	*652*	*12,5*						
Xouillon à Avillers - pont		0,012	1360	13,8		378	10,3			
Ruisseau du Haut du Fort		*0,002*	*601*	*13,5*		*345*	*9,3*	*0,002*	*643*	*19,9*
Xouillon pont sur D17		0,041	1587	12,8						
Xouillon - pont de Gircourt		0,05	1629	13,1		461	10,5	0.032	1538	17,7
Xouillon - La Vieville		0,054	1622	13,2		490	10,6			
Xouillon - D55 à Bettoncourt	23,75	0,057	1633	13	2,4	485	10,5			

Tableau 37 : Débits et minéralisation des eaux de la Rulle et le Xouillon

2300µs et 3.8 l/s/km² pour le Colon,

1750µs et 3.4 l/s/km² pour la Rulle

1630µs et 2.4 l/s/km² pour le Xouillon

Cette liaison entre débits spécifiques et conductivités n'est pas fortuite ; elle traduit, d'Est en Ouest une raréfaction des ressources souterraines et une moindre minéralisation des eaux des nappes liées à l'évolution progressive des lithologies dans ces trois bassins ; les Marnes Inférieures gypsifères qui constituent l'essentiel du bassin du Colon cèdent progressivement la place aux formations du Keuper Moyen et Supérieur peu productives et non gypsifères dans les bassins de la Rulle et du Xouillon (voir tableau 12). La moindre minéralisation des eaux des Trois Fontaines et de la résurgence du Haut du Fort (600 à 700µs) issues de la Dolomie de Beaumont contraste avec celle (2000µs) des eaux des Marnes Inférieures ; les niveaux de conductivité des d'eaux de la Rulle et du Xouillon résultent d'un mélange entre eaux du pôle sulfaté et eaux du pôle carbonaté calcique-magnésien.

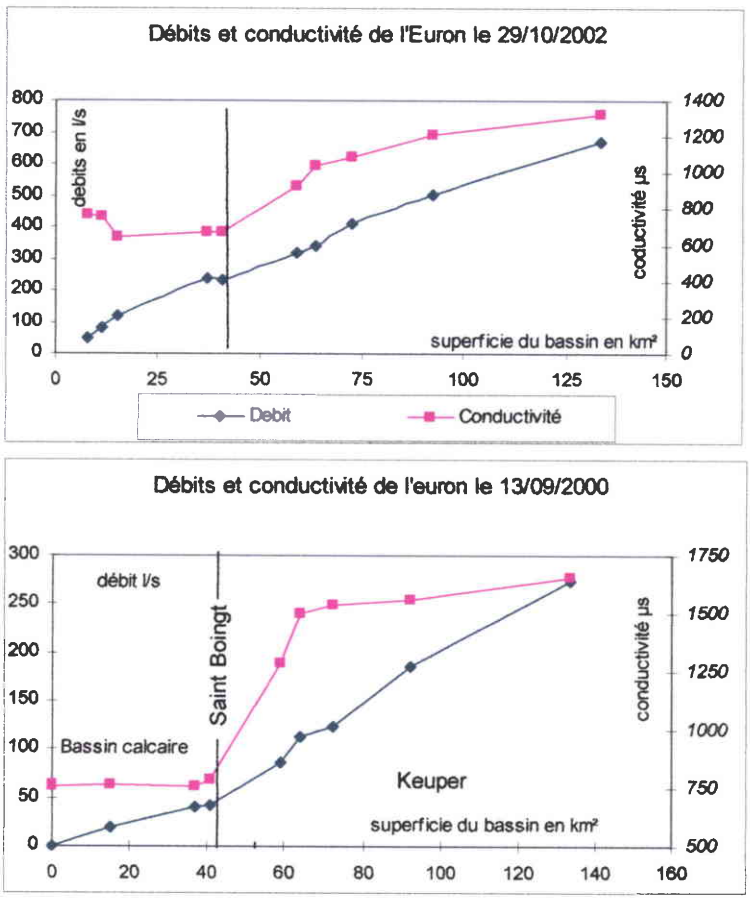
3. 3. 3 Les bassins de l'Euron et du Loro

La carte des débits et conductivités confirme bien l'existence des deux sous-bassins démontrée par l'analyse des débits moyens mensuels aux deux stations hydrographiques (tableau 38 et graphique 9 et carte18).

Le débit spécifique de l'Euron est de 1.1 l/s/km² à la station de Saint-Boingt lors des mesures du 13/09/2000 ; la minéralisation des eaux est du type carbonaté calcique mais les niveaux de conductivité (750 à 800 µs) montrent une légère influence du Keuper et de la Lettenkohle qui couronnent les plateaux à l'ouest.

Ce même jour, le débit spécifique à Froville est de (2.14 l/s), double de celui mesuré à Saint-Boingt ; la minéralisation croît brusquement par apport des eaux sulfatées du Paleboeuf issu du Keuper Inférieur, puis, plus lentement lors du trajet de l'Euron dans les marnes ; les eaux à Froville sont donc un mélange d'eaux des pôles calciques et sulfatés ; l'influence du pôle calcique est peu sensible en périodes de basses eaux par suite de la faible productivité du bassin amont (graphique 22) ; elle s'affirme lorsque les débits s'accroissent (graphique 21).

L'évolution des températures n'apporte pas d'informations sur des apports karstiques éventuels.



Graphiques n° 21 et 22: Evolution des débits et conductivités le long du cours de L'Euron

		EURON	module	Froville 0,925	Saint Boingt 0,36											
			F 1/2	0,14	0,026											
			F 1/5	0,089	0,012											
			F 1/10	0,071	0,008											
		13/09/2000						17/11/2000		15/10/2002			29/10/2002			
	BV	Debit Euron	Conduc en	Temp	produc de l'amon	productivité elementaire		Conduc en	Temp	Debit	Conduc en	T°	Debit	Conduc en	T°	
	km2	m3/s	µs	° c	l/s/km2	l/s/km2		µs	° c	m3/s	µs		m3/s	µs		
JAUGEAGE EURON																
REHAINCOURT lavoir		nc	763	16,2				352	10,1	0,07	800	12	0,05	643	9,2	
Pont sur euron cote 313		nc	754	18,3				361	10,1	0,01	810	12,3	0,08	629	8,8	
DAMAS BOIS route nabrechamp	15	0,02	768	16				399	10	0,012	765	12,2	0,117	64,5	9	
Euron La Malgotte omont source		nc	757	15,1						0,018	765	11,2	0,202	665	9,1	
Surce de la Malgotte		0,005	819	11,1				388	9,8		841	10,3	0,02	740	10,3	
Euron 50m aval station hydro	36,9	0,041	756	15,7	1,11	1,11		385	9,8	0,02	775	11,7	0,237	668	8,8	
Saint Boingt pont route Vannezey	40,8	0,042	784	15,7	1,03			390	9,8	0,026	764	11,8	0,233	676	8,4	
EURON amont confluence Paleboeuf	42,6	0,047	782	15,4	1,10	2,78		387	9,7	0,028	827	11,5	0,234	684	7,8	
PALEBOEUF confluence	16,5	0,039	1831	15,1	2,36	2,36		624	9,7	0,05	1960	11,7	0,076	1570	7,6	
Euron aval confluence	59,1	0,086	1290	15,1	1,46	1,10							0,32	925		
Rozelieure pont sud			1313	15,5							1820	11,2				
Rozelieure 30m amont pont est	63,8	0,113	1501	15,1	1,77			451	9,5	0,087	1717	11,2	0,338	1038	7,2	
Clayeures pont sud(amont pont)	72,4	0,124	1539	15,2	1,71			471	9,5	0,133	1736	11	0,409	1092	7,1	
LE FOULIOT pont sur D 122	11,5	0,054	1670	14,3	4,70	4,70		987	10,1	0,042	1835	11,2	0,06	1726	7,1	
Euron amont confluence LORO	92,1	0,186	1560	15,5	2,02	2,14		489	9,1	0,182	1795	11	0,504	1215	7,4	
LE LORO Confluence Euron	41,4	0,068	1802	15,1	2,13	2,13		579	9,3	0,075	1913	10,8	0,166	1569	6,8	
Euron avalconfluence loro	133,5	0,274	1652		2,05								0,67	1325	7,2	
Euron pont de Froville			1694	15,3												
débits moyen à Froville au jour de mesure en m3/s		0,163						?		0,221			0,5			
débits moyen à Saint Boingt au jour de mesure en m3/s			0,044						0,617		0,031			0,256		
LORO																
Loro résurgence Toypuy					* valeur estimée			300	9,1	0,02*	820	10,5				
Loro ferme de Mattecourt								347	9,7							
Loromonzey								489	9,8	0,06	1720	10,6				
Loro pont sur								599	9,8							
amont Confluence Euro,								635	9,8	0,075	1913	10,8				

Tableau 38 : Débits et minéralisation des eaux de l'Euron et duLoro .

Rdt hydro2

Les points représentatifs des journées de mesures s'intègrent bien dans le graphique 9 établi à partir de débits moyens mensuels.

Pour la journée du13/9/2000, le débit normé à Froville est de 0.20 et le ratio de productivité des bassins est de 2.36 (point A).

Les débits du 15/10/2002 (20 l/sec à St Boingt et 182 l/sec à Froville sont proches des débits d'étiage de fréquence 1/2; le points B représente le fonctionnement de ce jour.

Le fonctionnement au 29/10/2002 est représente par le point C.

Le bassin du Loro a une configuration assez semblable à celui de l'Euron avec toutefois une particularité importante : le bassin amont calcaire se réduit à quelques km², depuis la résurgence de Torpuy (photos 18 et 19) jusqu'à la ferme de Mattecourt en aval de laquelle affleurent les marnes de la Lettenkohle puis du Keuper Inférieur.

A l'amont de la résurgence, le réseau de surface du bassin topographique se réduit à quelques petits ruisseaux drainant les marnes de la retombée Est des terrasses de la Moselle (Ruisseau du Pré Armand et Goutte de Belfort) ; ces ruisseaux rejoignent le karst en amont de Torpuy par un ensemble de pertes diffuses ou localisées, abandonnant leur tracé aérien ; en périodes de crues où le karst ne peut absorber la totalité des écoulements, les ruisseaux réutilisent leurs tracés aériens pour rejoindre le lit du Loro à proximité de la résurgence ; tout le bassin topographique amont est alors concerné par les écoulements de crue ; à l'aval de la ferme de Mattecourt, les eaux du Loro se minéralisent progressivement au contact des marnes du Keuper, jusqu'à la confluence avec l'Euron.

3. 3. 4 Le bassin de l'Avière en aval d'Uxegney

Le réservoir de Bouzey sépare le bassin de l'Avière en deux entités, à la fois géographiques, lithologiques et hydrologiques.

L'entité amont où les cours d'eau drainant les formations gréseuses vosgiennes (Grès à Voltzia, Couches Intermédiaires) convergent vers le réservoir alimenté par des eaux peu minéralisées.

L'entité aval, qui seule nous intéresse, où l'Avière est alimentée par les eaux du réservoir et par les apports naturels du bassin aval provenant des diverses lithologies, alluvions anciennes de la Moselle, marnes du Keuper et de la Lettenkohle, calcaires du Muschelkalk karstifiés.

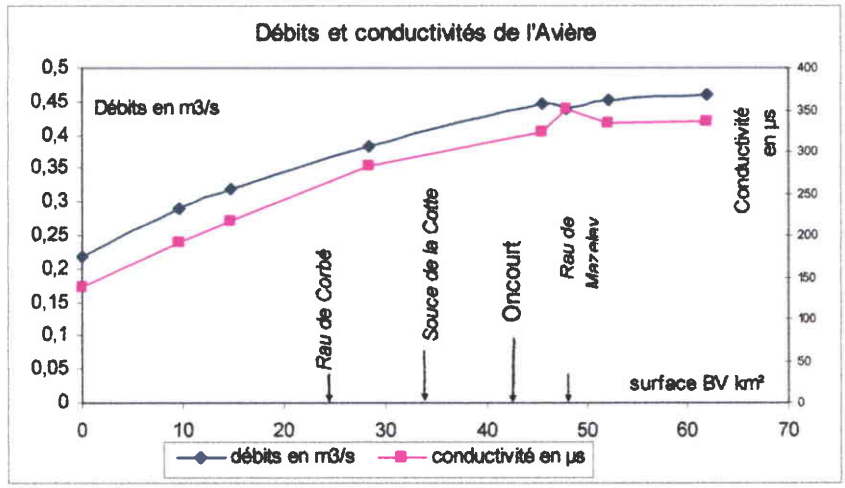
Sur des périodes pluriannuelles, le débit spécifique de l'Avière à Frizon (entre 11 et 12 l/s/km^2) est dans la norme des cours d'eau locaux ; toutefois, la chronique des débits journaliers en étiage indique un soutien par les apports du réservoir (voir aussi les ratios étiage/module du tableau 24).

JAUGEAGE AVIERE	BV km²	21/07/1999 Débit	21/07/1999 Débit	08/06/2000	08/06/2000 Débit avière m3/s	08/06/2000 Conduc en µs	08/06/2000 Temp ° c	produc de l'amont l/s/km2	productivité élementaire l/s/km2
UXEGNEY 5m à l'amont confluence du Rau des Roseaux	0		0,156		0,219	138	13,7		
DOMEVRE / AVIERE cours d'eau 10m amont pont	9,71		0,216		0,291	191	13,3	7,42	7,42
DOMEVRE / AVIERE Source		0,01		0,017	306	470	11,6		
PERREY 2m amont gué	14,64		0,226		0,32	216	13,1	6,90	5,88
Rau de CORBE 10m amont confluence Avière	11,95			0,03	0,35	723	14,7		2,51
SOURCE DU HUMONT	28,27			0,016	0,366	690	11		
AVIERE 5m aval source de Humont	28,27				0,382	284	13,6	5,77	4,55
Source de la Cotte				0,025*	0,407	270	11,1		
AVIERE 5m amont gué Rau de Mazeley	45,57				0,446	323	13,8	4,98	3,70
RUISSEAU DE MAZELEY 10m en aval gué	13,81			0,028	0,474	264	13,3		
AVIERE 80m aval pont cote 309	48				0,44	352	13,2		
AVIERE 25m aval pont cote 305	52,18				0,451	334	13,8	4,45	0,76
RAU Le Poinçot 10m aval pont chateau FRIZON	7,72			0,023	474	905	12,3		2,98
AVIERE Basse Frizon 30m amont station hydro. ech. 1,01	61,91				0,46	337	13,8	3,89	
débits moyen à Frizon au jour de mesure en m3/s			0,348		0,417				

Tableau 39: Débits et minéralisation des eaux de l'Avière

L'analyse des mesures du 8/06/2000 (tableau 39 et graphique 23 et carte 19) met en évidence, en aval de Bouzey, l'existence de deux sous-bassins, différents par leur fonctionnement hydrologique.

- Une portion de bassin normalement productive (5.8 l/s/km^2) alimente le cours d'eau de Uxegney jusqu'à la source de Humont, là où l'Avière entre dans les calcaires du Muschelkalk ; cette partie de bassin correspond à un substratum marneux recouvert par les dépôts alluviaux de la Moselle ; les débits de l'Avière croissent grâce aux apports des affluents drainant les marnes et des sources situées en base de versant (ex. les sources entre Uxegney et Domèvre sur Avière).



Graphique 23 : Débits et conductivités le long du cours de l'Avière depuis Uxegney

- A partir de la source de Humont, l'Avière s'incise dans les calcaires et entre dans une zone de productivité négligeable ; l'accroissement de son débit jusqu'à Frizon est en totalité assuré par les apports des sources (Résurgence de la Cotte) et des affluents de rive gauche (Ruisseau de Mazeley qui draine les alluvions et Ruisseau du Poinçot issu des marnes du Keuper Inférieur).

L'évolution des températures le long du cours n'apporte pas d'indications.

On observera le parallélisme des courbes d'évolution des débits et des conductivités. Par un calcul estimatif, on peut montrer que les apports à l'Avière restent peu minéralisés jusqu'à la confluence du Ruisseau de Corbé (350 à 400µs), indiquant une forte participation des réserves des alluvions de Moselle. A partir de la Source de Humont et jusqu'au Poinçot les apports sont plus minéralisés mais leurs origines ne peuvent être déterminées avec certitude : mélanges probables d'eaux issues du Keuper, des alluvions du karst sous terrasses (source de la Cotte) et des calcaires (source de Humont).

3. 3. 5 Le bassin du Ruisseau des Amis

Son bassin versant de taille réduite (39.9km2) est entièrement inscrit dans les marnes du Keuper Inférieur ; il peut être considéré comme homogène et représentatif d'une lithologie unique.

JAUGEAGE Rau des Amis	BV km2	01/11/2000		03/08/2004			
		Conduc µs	Temp ° c	Débit litres/s	Conduc µs	Temp ° c	produc l/s/km2
		Crue			*Etiage*		
Rau des Amis amont Emberménil		**634**	**10,5**				
Pont Emberménil (étang)		**604**	**9,5**	**nul**	**1344**	**28,6**	
Rau des Amis Le Chesnoy		**725**	**9,9**	**0,1**			
Rau de Jaleindrey		*845*	*9,9*	*< 0,1*	*2580*	*19,2*	
Rau des Amis amont sources minérale		**728**	**9,8**	**< 1**	**1590**	**20**	
Source minérale Laneuveville		*2580*	*10,3*	*~ 5 l/s **	*2580*	*13,5*	
Rau de la croix St Nicolas		*596*	*10,3*	*à sec*			
Rau du pré Voyar		*520*	*9,8*	*0,5 l/s**			
Rau de Frouard		*525*	*9,8*	*à sec*			
Bohé station hydro	39.9	**665**	**9,8**	**5 à 10 l/s ***	**2290**	**20,9**	**0,2 à 0,3**
Station hydro. débit moyen au jour de mesure en m3/s		1,94m3/s		* débits estimés			

Tableau 40: Débits et minéralisation des eaux du Ruisseau des Amis.

On a déjà montré que le Ruisseau des Amis était soumis à des étiages sévères (tableau 24), preuve de l'insuffisance des réserves ; de plus, la retenue d'eau d'Emberménil pénalise les débits de saison sèche par suite de l'évaporation.

Le tableau 40 ci-dessus montre qu'en période de sécheresse, le débit mesuré à la station hydrométrique correspond aux seuls apports de la source minérale de Laneuveville ; le Ruisseau des Amis et ses petits affluents à l'amont étant taris. Le niveau de minéralisation à la station lors des mesures du 03/08/2004 confirme l'origine des eaux (carte20).

Vu sous ces aspects, le Ruisseau des Amis dont le cours rectiligne a été aménagé, fonctionne plus comme un drain superficiel collectant les eaux de surface, sans liaison avec une véritable nappe ; la remontée des eaux de la source minérale semble être la seule ressource permanente d'un bassin indigent.

3. 3. 6 Le bassin du Durbion

Nos connaissances des débits du Durbion sont très incomplètes ; La station hydrométrique de Vaxoncourt ne fournit plus de données depuis 1990 et les mesures ponctuelles de débits sont rendues difficiles par la profondeur de la rivière et le peu de vitesse de courant). Les mesures du 12/09/2003 (tableau 41 et carte21) sont entachées d'une certaine imprécision dans la partie aval du cours, elles sont cependant confirmées par les observations et les estimations de débits du 3/07/2001, et se trouvent en accord avec les profils hydrologiques établis par le C.E.G.U.M (1982,1991) et C. Wild (1984)

On peut ainsi distinguer plusieurs unités dans le bassin.

- La partie amont du cours, jusqu'à Gircourt-sur-Durbion est assez productive : le débit spécifique est de 3.1l/s/km^2, sur un substratum alluvionnaire recouvrant les calcaires sous jacents ; les eaux peu minéralisées (<100µ) ont une origine " vosgienne".
- Dans la partie située entre Gircourt-sur-Durbion et Villoncourt, le cours d'eau coule sur les calcaires du Muschelkalk et on y observe une stagnation des débits ; les observations du 3/07/2001 indiquent même un début de tarissement à Dompierre alors que le débit à Gircourt / Durbion était estimé à 100 l/s ; les maigres apports des affluents de rive gauche, plus minéralisés (Ruisseau des Abimes, de Bouxy) ne suffisent pas à compenser les pertes absorbées par les calcaires mais augmentent la minéralisation des eaux du Durbion.
- A partir de Domèvre, le Durbion retrouve un débit plus important (restitution des eaux par le karst ?) qui se maintient difficilement jusqu'à Vaxoncourt, puis la nappe de la Moselle réalimente le cours d'eau sur quelques kilomètres, entrainant une baisse de la conductivité des eaux.

Les débits du Durbion semblent affectés par des irrégularités lors de la traversée des calcaires du Muschelkalk :

- Pertes de débit dans la partie amont, lorsque le cours d'eau quitte la zone alluvionnaire et rencontre les niveaux calcaires du Muschelkalk où s'est développé un karst sous recouvrement de la Lettenkohle et d'un peu de Keuper.

- Restitutions des eaux en amont de Domèvre, à mettre en relation avec le passage d'une faille Est-Ouest qui remet à l'affleurement les calcaires (visibles dans le lit à partir de Bayecourt).

	à Vaxoncourt	
	module	1,95
Durbion	F 1/2	0,36
	F 1/5	0,265
	F1/10	0,23

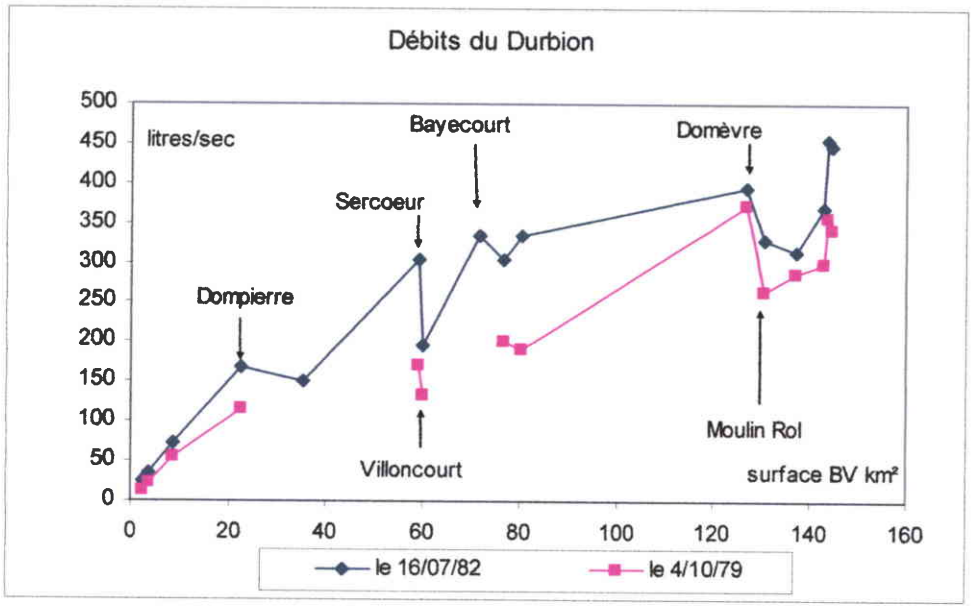
JAUGEAGE durbion		03/07/2001			06/03/2003			12/09/2003			27/07/1990	24/08/1990	11/10/1990
	Bassin km²	Debit m3/s	Conduc en µs	T°	Debit m3/s	Conduc en µs	T°	Debit m3/s	Conduc en µs	T°	Debit m3/s	Debit m3/s	Debit m3/s
Viménil pont			28	13,9		nm	nm	0,019	33	11,8			
Gugnécourt gué			51	16,4		94	7,5	0,026	59	12,2			
Rau de Fontenay								0,051	64	14,4			
Gircourt s/ Durbion	22,8	fort débit	ns	ns		114	7,6	0,071	75	14,7	0,122	0,119	0,069
Rau branche 1 aval source(mélange d'eaux)		0,01*	578	12,7		570	7,6						
Rau branche 2 amont source						367	6,5						
sources de Dompierre branche 2						1050	11,1						
Dompierre		peu de débit	94	20,3		189	7,1	0,074	80,4	15,8			
RAU Arnol pont		0,001*	594	16,8		485	6,8						
Sercoeur vieux moulin			232	18,9		326	7,2	0,099	191,2	14,9	0,134	0,072	0,122
Source de Bouxy		0				658	9,8						
Villoncourt	71,3		340	18		337	7,4	0,108	232	14,9			
1,5 km après Bayecourt ancienne route			ns	ns		384	7,8						
Rau de la cuisinière								0	736	12,6			
Bayecourt aval pont	91,2		424	18,6		368	7,8	0,112	341	14,9	0,188	0,147	0,136
Onzaine bedménil aux Bois		0,001	1271	24,5		553	6,3						
Onzaine pont sur D 10			894	18,6		502	6,5						
Onzaine à domevre			nm			530	6,5	0,01	1184	14,9			
Domévre s: Durbion	123,6		509	18,9		429	7,2	0,177	511	15	0,209	0,19	0,157
Moulin de Pallegney			589	19,5		474	7,1	0,155	682	15,2			
Moulin Roi			594	19,7		ns	ns	0,129+	701	14,9	0,211	0,16	0,121
Vaxoncourt			558	19,8									
La Verselle			547	20,5		465	7,3	0,233	627	15,5	0,278	0,248	0,243

Tableau 41 : Débits et minéralisation des eaux du Durbion

	Bassin km²	08/04/2003 Conduc en µS	T°	16/07/2003 Conduc en µS	T°
Giroviller		1300	10,9	xx	xx
Vvier les offroicourt		1410	10,5	1559	19,7
Rau pré la Blanche					
cote 327		948	9,8	1162	18,5
Offroicourt		1087	9,8	1343	20,7
Cote 301		1456		1920	21,2
Moulin des champs		1495	9,7	1876	19,1
Ramicourt Oriquette		1494	9,9	1966	20,4
Thiraucourt pont	19	1522	9,8	1970	19,9
Domvallier pont sur RN		1507	9,3	1950	20,4
Rau le cochon		xx		919	21,2
Ramecourt	41,5?	1416	9	1883	21,6
Mirecourt pont SNCF		1363	9,7	1847	22,9
Mirecourt match	46,2	1349	9,5	xx	xx
Le Colon à Florémont pour comparaison				2370	21,1

rdthydro2

Tableau 42 : Débits et minéralisation des eaux du Val d'Arol



Graphique 24 : Profil hydrologique du Durbion. (C. Wild 1984)

Cela suggère l'éventualité d'un trajet souterrain des eaux du Durbion sous la zone des marnes qui recouvrent les calcaires entre Dompierre et Bayecourt ; cependant, ni les températures ni les mesures de conductivité ne permettent de confirmer cette hypothèse. Comme l'a suggéré C. Wild (1984), il y a donc interaction permanente entre le cours d'eau et la nappe du Muschelkalk dans un domaine à la fois karstifié et compliqué au plan de sa structure par le passage de la faille de Vittel et ses satellites. Le bassin du Durbion dans sa partie calcaire est un espace hydrologique complexe ; les irrégularités de débits constatées entre Gircourt-sur-Durbion et Bayecourt, marquées parfois par l'apparition de zones de régression des débits semblent dépendre en partie des écoulements et de l'état des réserves dans les calcaires ;les relations du Durbion avec la nappe des calcaires sont probablement à double sens : à certaines périodes, le Durbion alimente la nappe, à d'autres périodes, la nappe alimente le Durbion.

3. 3. 7 Le bassin du Val d'Arol

A l'est de Mirecourt, le Val d'Arol possède un petit bassin entièrement situé dans les formations du Keuper Inférieur ; il reçoit à Domvallier un affluent, le Ruisseau des Cochons qui draine le Keuper et le Lias.

Malgré la sècheresse de l'année 2003, le Val d'Arol est bien alimenté depuis Viviers les Offroicourt par une nappe de fond de vallée ; ses eaux sont fortement minéralisées jusqu'à Domvallier puis diluées ensuite par les eaux du Ruisseau des Cochons (tableau 42 et carte22). L'absence de mesure de débits ne permet pas de quantifier la productivité du bassin, mais les éléments observés, en particulier la conductivité des eaux, indiquent un comportement assez voisin de celui de la Rulle : ces deux cours d'eau sont d'ailleurs dans des situations stratigraphiques tout à fait semblables.

Le Val d'Arol rejoint la catégorie des cours d'eau keupériens (Colon, Rulle et Euron en aval de Saint-Boingt) bien alimentés pendant les étiages par les nappes superficielles situées en fonds de vallées dans les Marnes Inférieures.

4 - *Etude des hydrogrammes des cours d'eau*

4 - 1 Introduction

Jusqu'à présent, nous avons analysé le comportement des cours d'eau :

- Par les débits mesurés aux exutoires, par les débits et conductivités relevés en divers points du linéaire des cours d'eau,

- Par des bilans hydrologiques établis sur des périodes d'une durée suffisante qui éliminent les aléas des précipitations et autorisent un traitement statistique des données de débits aux exutoires,

Ces modes d'analyse privilégient une approche globale ou spatialisée du comportement du bassin avec pour conséquence d'éliminer l'aspect dynamique du fonctionnement en réponse aux épisodes pluvieux ou aux périodes de sécheresse.
Dans le paragraphe qui suit, nous allons réintroduire le facteur temps dans l'analyse du système en réponse aux aléas de précipitations ; nous pourrons ainsi comparer les bassins versants selon leur comportement dynamique.
Pour ce faire, il nous faut étudier la chronique des débits aux stations sur des périodes de durée variable, en différenciant sur les hydrogrammes les diverses phases d'écoulement de l'eau :

- Les phases de montée de crues, influencées par les précipitations, qui correspondent à des périodes de brusque croissance des débits ; pour leur étude, on utilise des chroniques de débits au pas de temps de 2 ou 4 heures.
- Les phases de récession consécutives aux pics de crues, pendant lesquelles, en l'absence de nouvelles précipitations, les débits décroissent de façon régulière ; elles sont analysées à partir des débits moyens journaliers ; quelques épisodes de crues de l'Euron ont été étudiés en débits horaires (Graphiques 25 et 26).

Critique des données

Examiner la représentativité des données sélectionnées par rapport aux écoulements naturels est la démarche préalable au choix d'une chroniques des débits : ainsi l'étude des phases de tarissement du Colon à partir des débits mesurés à la station de Xaronval est compromise par le fonctionnement du Moulin de Savigny.

Les données de débits souffrent d'imprécision dans les cas extrêmes correspondant aux fortes crues et aux très faibles écoulements des phases de tarissement. Les débits indiqués résultent d'une extrapolation des courbes de tarage aux stations établies pour des niveaux d'écoulement plus habituels ; l'imprécision des données se révèle particulièrement gênante lorsqu'on cherche à modéliser les phases de tarissement (graphique 7, page 129).

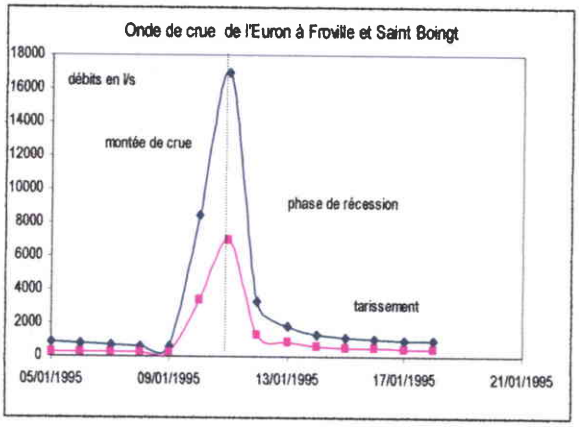
Pour saisir la dynamique de fonctionnement des bassins il faut aussi sélectionner les périodes d'analyse : nous retiendrons les crues dues à un épisode pluvieux unique, caractérisé par sa durée et par la hauteur des pluies ; les phases de récession qui suivent les montées de crue doivent être d'une durée suffisante et exemptes de nouvelles précipitations qui viendraient influencer les débits. Ce sont les conditions à respecter pour mettre en évidence les contributions des différentes réserves hydrologiques.

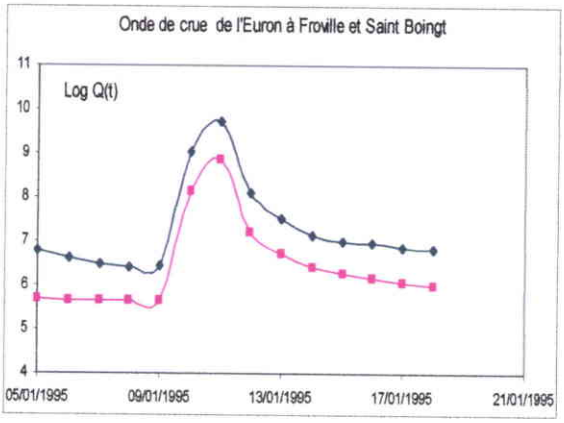
Analyse des concepts

Dans l'analyse phénoménologique, on fait habituellement la distinction entre plusieurs types d'écoulements.

- L'écoulement rapide de crue qui est la réponse hydrologique du bassin versant à l'épisode de précipitations ; ce type d'écoulement comporte la phase de montée de crue dont les limites dans le temps sont définies sans ambiguïté puis la phase de récession des débits qui suit le pic de crue et pendant laquelle le cours d'eau est alimenté par les eaux de ressuyage des niveaux superficiels auxquelles s'ajoutent les apports des nappes.
- Un écoulement de base, moins influencé par les précipitations, qui correspond à la vidange des nappes.

Les hydrogrammes, notre seul moyen d'analyse, ne permettent pas d'accéder aux débits attribuables à chacun de ces concepts d'écoulement, en dehors de la phase de tarissement où seul l'écoulement des nappes participe au débit du cours d'eau ; de plus ils donnent l'image du fonctionnement de l'ensemble du bassin qui peut comporter plusieurs aquifères, logés dans des lithologies multiples aux dynamiques de restitutions différentes.





Graphiques 25 et 26: Hydrogrammes de l'Euron à Froville et Saint-Boingt du 5 au 18/01/1995

On est donc bien éloigné du concept théorique de bassin versant présentant un fonctionnement hydrologique homogène où les écoulements peuvent se représenter par des fonctions analytiques simples comme la loi de Maillet.

$Q_{(t)} = Q_o e^{-\alpha t}$; α est le coefficient de tarissement de dimension est t^{-1}

Q_o représente le débit au début de la phase de tarissement.

La loi de Maillet garde son intérêt comme méthode d'analyse des hydrogrammes ; elle permet parfois de caractériser les tarissements successifs des nappes qui contribuent au débit de base ; on décomposera l'hydrogramme, lors des phases de décrue et de tarissement, en une succession de segments exponentiels (linéaires en logarithmes du débit) caractérisés par des coefficients de récession λ, tels que $Q_{(t)} = Q_{(o)} e^{-\lambda t}$; les coefficients de récession sont donc variables le long de l'hydrogramme alors que les coefficients de tarissement proposés par Maillet sont des constantes.

On aurait pu faire appel à d'autres expressions analytiques non linéaires en coordonnées semi-logarithmiques :

Une fonction homographique du type $Q_{(t)} = Q_o\ a / (a+bt)$, a et b constantes

Une fonction puissance de la forme $Q_{(t)} = Q_o\ t^{-\lambda}$ (t en nombre de jours)

Une fonction double exponentielle $Q_{(t)} = Q_o \exp.(-at^m)$, double exponentielle proposée par Horton (in Hall F., 1968).

Une fonction $Q_{(t)}$ représentée par des développements en séries à partir des fonctions élémentaires du type précédent, par exemple :

$$Q_{(t)} = \Sigma\ a_i\ Q_o\ e^{-\alpha t}$$

Ce genre de développement, proposé par de nombreux auteurs (Nutbrown, Dowing ; 1976 et Potter, Rice ; 1987), réintroduit une approche phénoménologique du fonctionnement du bassin dont l'aquifère est assimilé à la somme de «N» réservoirs indépendants mais non identifiables ; tout comme la simple exponentielle de la loi de Maillet, ces diverses fonctions $Q_{(t)}$ n'ont pas vocation à différencier les concepts d'écoulements ; leur intérêt est d'être une méthode d'analyse des hydrogrammes et de proposer une représentation analytique plus complexe des diverses phases d'écoulement qui suivent le pic de crue.

B. Ambroise (1999) propose un ensemble de fonctions empiriques de flux pour représenter le tarissement où le coefficient de tarissement, au lieu d'être une constante comme dans la loi de Maillet, est une fonction du volume des réserves de la forme :

$\alpha = k^* V^n$. Lorsque n = 0 on retrouve la loi classique de Maillet

Nous avons choisi une décomposition par tronçons des hydrogrammes à partir de la loi exponentielle simple : les coefficients de récession λ vont permettre de comparer les bassins versants.

4 - 2 Etude des phases de récession des cours d'eau à partir des débits moyens journaliers

La phase de récession ne pouvant être l'objet d'une analyse phénoménologique, nous considérerons cette partie de l'hydrogramme du cours d'eau comme représentative de la fonction de sortie du système hydrologique complexe formé par le bassin versant et son cours d'eau.

La partie exploitable des hydrogrammes non perturbée par la pluie est analysée sans introduire de distinction formelle entre décrue et tarissement, considérés comme l'expression à des instants différents de la fonction de sortie du système ; nous avons sélectionné les périodes de récession les plus longues possibles depuis les premiers jours de décrue jusqu'à l'apparition d'une nouvelle croissance des débits. Les durées ne sont pas toujours identiques pour chaque cours d'eau mais elles correspondent aux mêmes événements hydrologiques.

Les chroniques de débits retenues concernent la période 1990-1996 (tableaux 43 et 44).

L'analyse est réalisée sur la base des débits moyens journaliers ; nous ne retiendrons que les phases de récession pendant lesquelles les précipitations sont, soit nulles soit peu importantes, conditions nous autorisant à linéariser des portions successives de la courbe Log $Q_{(t)}$ (voir graphique 27).

La durée des périodes linéarisées est variable : de 3 à 6 jours pour la phase de décrue, de 10 à 20 jours (limitée par l'apparition de nouvelles précipitations) pour la phase ultérieure pendant laquelle la participation des nappes devient prépondérante. Cette dernière partie de

l'hydrogramme correspond à la phase classique de tarissement que P. Mau (1997) fait débuter après un délai déterminé en fonction de la surface du bassin versant, selon la formule

$T = A^{0.2}$ T exprimé en jours et A, surface du bassin en km^2

pour les cours d'eau concernés, cette phase est de l'ordre de 2.5 jours.

Chaque portion linéaire de la courbe Log $Q_{(t)}$ correspond à une décroissance exponentielle du débit suivant la relation

$$Q_{(t)} = Q_{(o)}\, e^{-\lambda t}$$

λ est un coefficient de récession variable le long de l'hydrogramme, donc dépendant de $Q_{(o)}$

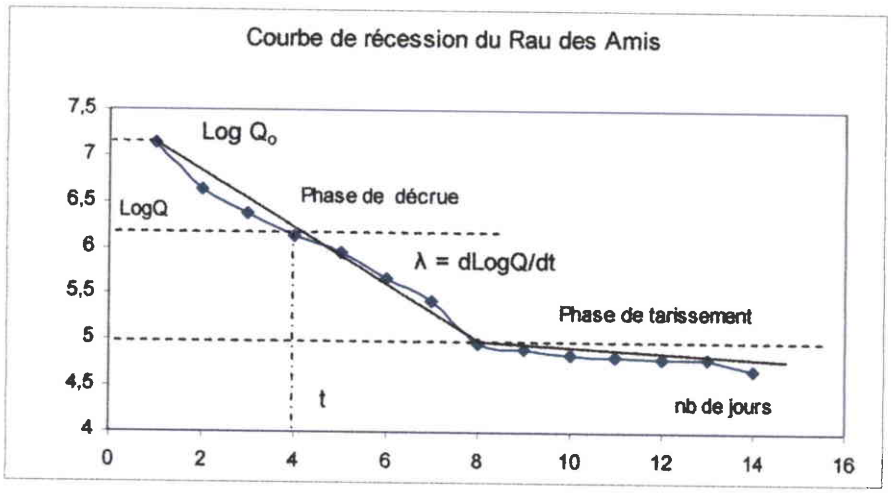
$Q_{(o)}$ est le débit initial de la période linéarisée exprimé en litres/sec

t est exprimé en jours.

Cette méthode d'analyse des hydrogrammes est appliquée à tous les cours d'eau de l'espace d'étude suivis par une station hydrométrique.

Chaque période prise en compte se caractérise par :

- La pente λ du segment linéarisé dans le système de coordonnées (Log Q, t).
- Son ordonnée à l'origine Log $Q_{(o)}$
- Le coefficient de détermination r^2 qui lie au temps les valeurs de Log Q.



Graphique 27: Exemple de courbe de récession du Ruisseau des Amis

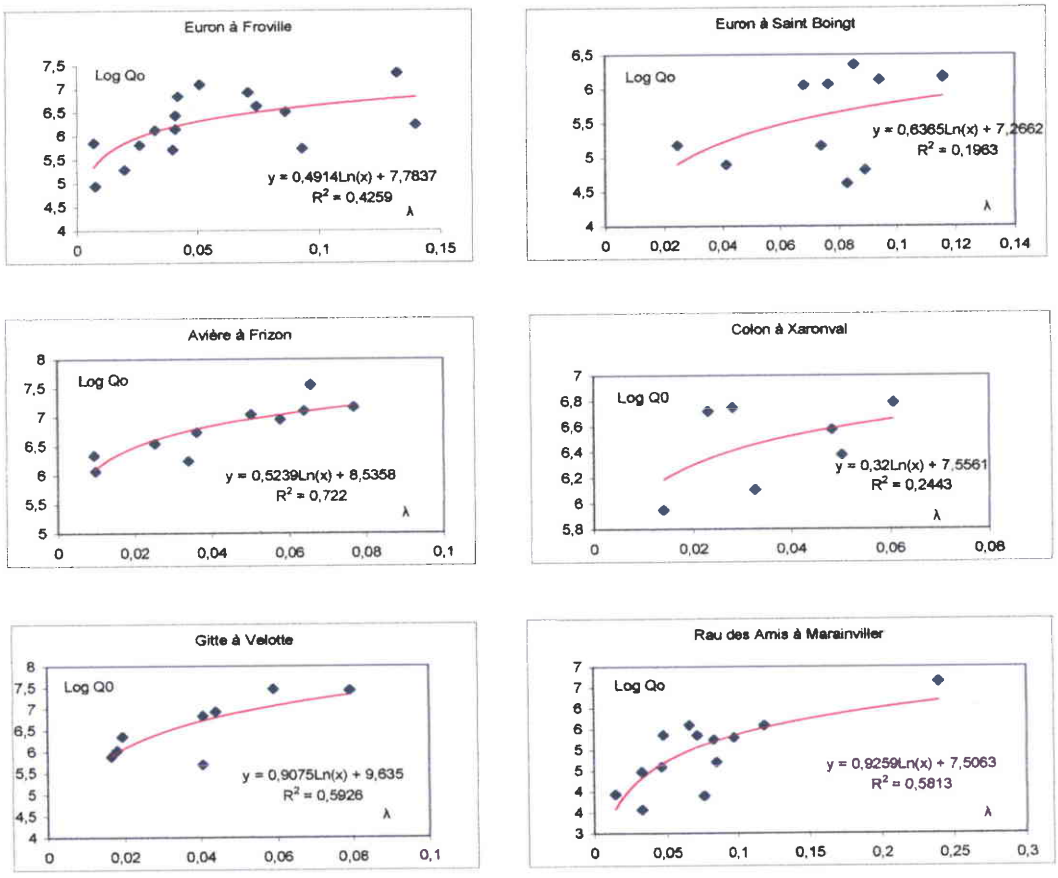
Les tableaux 43 et 44 regroupent les résultats obtenus pour différentes périodes de récession pendant lesquelles les pluies éventuelles n'ont pas perturbé significativement la chronique des débits.

4. 2. 1 Résultats et formulation d'une loi de récession commune aux cours d'eau étudiés

Dans la majeure partie des cas, les coefficients de détermination «r^2 » sont de l'ordre de 0.9 ou plus, en particulier pour les périodes de "tarissement" les plus longues, ce qui valide le choix des périodes retenues et l'ajustement de la chronique des débits à des exponentielles.

Les coefficients de récession λ présentent une dispersion importante, variable suivant les cours d'eau et pour des raisons différentes.

Pendant les phases de "tarissement", les valeurs de λ varient dans une large fourchette allant de 0.15 à 0.010 ; on vérifie ainsi que la loi de Maillet qui implique un coefficient de récession constant est une approximation commode mais insuffisante pour décrire la phase de récession des débits du cours d'eau ; une liaison entre les valeurs de λ et de Log $Q_{(o)}$ représente mieux la décroissance des débits, même si une forte dispersion apparaît pour certains cours d'eau ; le meilleur exemple est celui de l'Euron où les valeurs de λ et Log $Q_{(o)}$ sont assez bien liées à Froville mais très dispersées à Saint-Boingt, les faibles débits d'étiage à cette station, parfois inférieurs à 10 litres/seconde, sont mesurés avec une forte imprécision relative qui se transmet aux valeurs de Log $Q_{(o)}$.



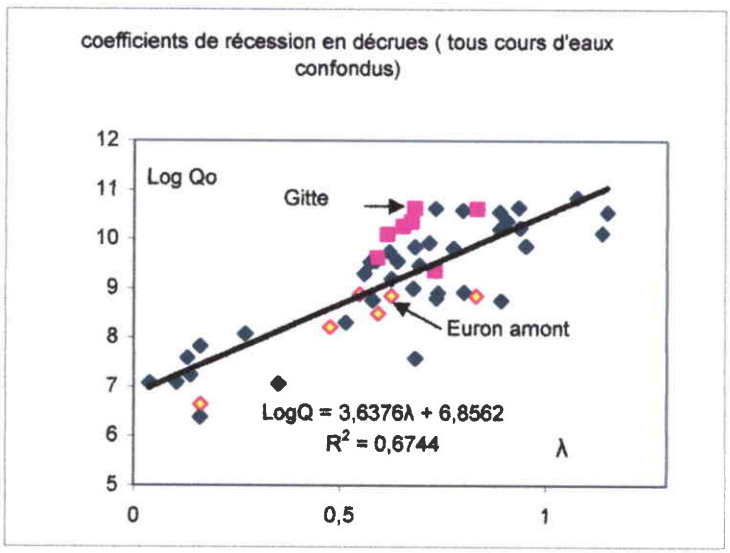
Graphique 28 : Coefficients de récession des cours d'eau lors des phases de tarissement

Malgré la présence du Moulin de Savigny, nous avons pu trouver pour le Colon certaines périodes non perturbées ou linéarisables en dépit des sautes de débits ; les perturbations affectent modérément le coefficient λ, mais font chuter les coefficients de détermination et entraînent une imprécision sur les valeurs de Log $Q_{(o)}$.

Une loi d'ajustement linéaire Log Q = a Log λ + b s'applique assez bien (graphique 28) **à la première partie de la phase de récession** incluant la décrue et une partie de la phase de"tarissement"; elle est inadaptée à la phase ultime de "tarissement" dont la courbe théorique d'ajustement possède une asymptote verticale ($Q= 0 \rightarrow \text{Log } Q = \infty$) pour la valeur de λ égale à zéro : le Ruisseau des Amis (graphique 28) ébauche cette courbe théorique.

Outre la recherche d'une expression analytique, nous comparerons les valeurs des coefficients de récession des cours d'eau pour des périodes de tarissement qui leur sont communes. L'Euron à Saint-Boingt, le Ruisseau des Amis ont des valeurs de λ assez fortes atteignant 0.1 alors que le Colon montre les valeurs les plus faibles ne dépassant pas 0.06 ; les forts coefficients représentent une tendance au tarissement précoce, à l'inverse un faible coefficient montre un bon soutien des débits en période estivale.

Pendant cette période qui correspond à des durées de 3 à 8 jours, **les *valeurs* de λ sont voisines pour l'ensemble des cours d'eau et comprises dans une fourchette de 0.7 à 1.0** (graphiques 29). Malgré des substratums différents, les bassins donnent des réponses assez similaires à des épisodes pluvieux comparables ; le rôle du substratum ne semble pas déterminant sur la dynamique des écoulements forts.



Graphique 29 : coefficients de récession de l'ensemble des cours d'eau en périodes de décrues, (cas particuliers de la Gitte et de l'Euron amont)

La Gitte forme toutefois un cas particulier puisque ses coefficients de récessions ne dépassent pas 0.6 à 0.8 en dépit de débits de crues importants ce qui traduit une décrue moins

Période	Euron Froville					Euron Saint Boingt					Colon Xaronval				
	nb de jours	Log Qo	Qo en l/s	λ	r²	nb de jours	Log Qo	Qo en l/s	λ	r²	nb de jours	Log Qo	Qo en l/s	λ	r²
du 21-09-86 au 27-09-86	7	6,49534	662	0,109	0,979	7	5,81549	335,4557315	0,323	0,989			perturbé		
du 3-10-86 au 18-10-86	16	5,46472	236	0,015	0,916	7	3,66889	39,20836042	0,123	0,989					
du 7-7-90 au 12-7-90	6	6,2353	510	0,14	0,985			perturbé					perturbé		
du 13-7-90 au 12-8-90	31	5,2917	199	0,0198	0,903										
du 4-03-91 au 13-3-91	10	7,331225	1527	0,1323	0,957								perturbé		
du 14-03-91 au 18-3-91	5	6,14876	468	0,041	0,9425	15	6,125152	457	0,0938	0,973			perturbé		
du 2203-91 au 20-4-91	20	6,126397	458	0,0326	0,9698	20	4,89176	133	0,0413	0,885			perturbé		
du15-11-92 au 16-12-91	27	6,92376	1016	0,0706	0,931	18	6,34599	570	0,0851	0,964	20	5,95123	384	0,014	**0,398**
du 16-2-92 au 8-3-92	11	6,634712	781	0,074	0,992	18	6,04869	424	0,0681	0,994	17	6,100387	446	0,0328	0,654
du 2-05--92 au 3-06--92	9	5,7295	308	0,0929	0,973	9	5,169802	176	0,0739	0,931			perturbé		
idem	15	4,9465	141	0,0077	**0,6244**			données douteuses							
du 14-4-93 au 26-5-93	40	5,8152	335	0,0261	0,8765	29	4,81498	123	0,089	0,93			perturbé		
du2-2-94 au 19-2-94	9	7,1006	1213	0,051	0,951	9	6,15492	471	0,1155	0,925	18	6,78392	884	0,0606	0,966
du 10-12-94 au 26-12-94	14	6,51021	672	0,066	0,953	14	6,17376	480	0,1155	0,993	13	6,5768	718	0,0482	0,454
du 1-04-95 au 16-04-95	12	6,8442	938	0,042	0,931	12	6,06053	429	0,0763	0,985	11	6,74663	851	0,0281	0,755
du 26-04-95 au 13-05-95	13	6,44076	627	0,041	0,904	13	5,17814	177	0,0244	0,839	15	6,71931	828	0,023	0,67
du 14-06-95 au 11-07-95													perturbé		
du 23-07-95 au 24-08-95	24	5,71526	303	0,0398	0,9462	24	4,6209	102	0,0829	0,9531					
du 4-10-95 au27-10-95	15	5,860738	351	0,0071	0,946			données douteuses					perturbé		

Période	Ruisseau des Amis à Maralnvilliers					Gitte à Velotte					Avière à Frizon				
	nb de jours	Log Qo	Qo en l/s	λ	r²	nb de jours	Log Qo	Qo en l/s	λ	r²	nb de jours	Log Qo	Qo en l/s	λ	r²
du 21-09-86 au 27-09-86						10	7,28337	1456	0,121	0,988					
du 13-7-90 au 12-8-90	26	3,57055	36	0,0324	0,792	15	5,700013	299	0,0407	0,942	32	6,07248	434	0,0097	**0,787**
du 8-03-91 au 18-3-91	11	5,58460	266	0,1187	0,976	10	7,42879	1684	0,0793	0,974	12	6,95913	1053	0,0567	0,953
du 22-03-91 au 20-4-91	23	4,59701	99	0,0462	0,861						21	6,34215	568	0,0094	0,833
du15-11-91 au 16-12-91	23	5,30000	200	0,0972	0,901	17	5,888239	361	0,0166	0,852	24	6,24616	516	0,034	**0,797**
du 16-2-92 au 8-3-92	17	5,36099	213	0,0475	0,932	17	6,92988	1022	0,0441	0,954	21	6,544918	696	0,0253	0,934
du 2-05--92 au 3-06--92	16	3,89914	49	0,0760	0,887								données douteuses		
idem								données douteuses							
du 14-4-93 au 26-5-93	13	5,35572	212	0,0714	0,984	30	6,030199	416	0,0181	0,866			données douteuses		
du 2-2-94 au 19-2-94	8	6,61518	746	0,2397	0,971	9	7,46426	1745	0,059	0,944	9	7,55283	1906	0,0654	0,927
du 10-12-94 au 26-12-94	13	5,24807	190	0,0829	0,949	9	6,83777	932	0,0407	0,998		7,10444	1217	0,0639	0,951
du 1-04-95 au 16-04-95	10	5,59663	270	0,0660	0,976			données douteuses				7,04323	1145	0,05	0,955
du 26-04-95 au 13-05-95												6,73781	844	0,0362	0,824
du 14-06-95 au 11-07-95	10	4,70659	111	0,0649	0,943						16	7,16837	1295	0,0768	0,951
du 23-07-95 au 24-08-95	28	3,93932	51	0,0145	**0,489**	47	6,35525	576	0,0195	0,843			données douteuses		
du 4-10-95 au27-10-95	16	4,47553	88	0,0323	0,924			données douteuses							

Tableau 43 : coefficients de récession des cours d'eaux: phases intermédiaires et tarissements tari

Période	Euron Froville					Euron Saint Boingt					Colon Xaronval				
	nb de jours	Log Qo	Qo en l/s	λ	r²	nb de jours	Log Qo	Qo en l/s	λ	r²	nb de jours	Log Qo	Qo en l/s	λ	r²
du 17-9-86 au 20-9-86	4	10,2287	27686	0,9385	0,939	4	8,84618	6948	0,831	0,908	4	9,85842	24861	0,953	0,867
13-11-96 au 16-11-96	4	10,55045	38195	0,889	0,966	4	8,853166	6997	0,624	938	5	10,121053	24861	1,1394	0,895
21-11-96 au 24-11-96	4	9,55206	14074	0,64	0,939	4	8,21304	3689	0,477	0,895	4	8,99892	8094	0,678	0,949
30-11-96 au 2-12-96	3	9,53087	13779	0,574	0,901	3	8,4873	4853	0,593	0,913	3	8,92282	7501	0,802	0,926
5-12-96 au 10-12-96	6	7,237697	1391	0,136	0,978	6	6,644	768	0,162	0,924	6	6,38549	593	0,161	0,891
19-3-95 au 23-3-95	5	10,58278	39450	0,799	0,973	5	8,88473	7221	0,547	0,944	5	9,55444	14107	0,588	0,903
7-1-94 au 9-1-94	3	10,6452	41991	0,935	0,998	données douteuses					3	10,54863	38125	1,152	0,938

Période	Ruisseau des Amis à Marainvilliers					Gitte à Velotte					Avière à Frizon				
	nb de jours	Log Qo	Qo en l/s	λ	r²	nb de jours	Log Qo	Qo en l/s	λ	r²	nb de jours	Log Qo	Qo en l/s	λ	r²
du 17-9-86 au 20-9-86	4	8,7582		0,893	0,91	4	10,6194	40921	0,8336	0,982	4	10,3651	31733	0,907	0,954
13-11-96 au 18-11-96	6	8,90983	7404	0,738	0,976	5	10,35009	31260	0,673	0,959	4	10,84352	51201	1,0768	0,958
21-11-96 au 25-11-96	5	8,80231	6650	0,734	0,990	4	9,62011	15065	0,591	0,934	4	9,84302	18826	0,683	0,954
30-11-96 au 3-12-96	4	8,30999	4064	0,514	0,986	3	10,25993	28565	0,653	0,993	4	9,92769	20490	0,717	0,947
5-12-96 au 10-12-96						données douteuses					6	7,06858	1198	0,103	0,977
24-12-96 au 28-12-96	5	7,57604	1951	0,683	0,970	4	9,36034	11618	0,73	0,944	5	9,29948	10932	0,559	0,98
21-3-95 au 25-3-95	5	7,04942	1152	0,351	0,964	4	10,09999	24343	0,615	0,93	3	7,82709	2508	0,89	0,92
7-1-94 au 10-1-94	4	8,76121	6382	0,579	0,979	3	10,62918	41323	0,681	0,998	4	10,62075	40976	0,161	0,945

Période	Arentèle à Saint Gorgon				
	nb de jours	Log Qo	Qo en l/s	alpha	r²
13-11-96 au 16-11-96	4	9,81589	18323	0,776	0,925
19-11-96 au 22-11-96	4	8,07459	3212	0,27	0,953
3-12-96 au 13-12-96	11	7,07789	1185	0,037	0,987
23-12-96 au 26-12-96	4	9,1922	9820	0,625	0,992
20-3-95 au 22-3-95	3	9,46478	12897	0,693	0,916
23-3-95 au 26-3-95	4	7,58762	1974	0,129	0,964
7-1-94 au 10-1-94	4	9,73547	16907	0,62	0,967

Tableau 44 : coefficient de recession des cours d'eaux: Phases de décrues tari

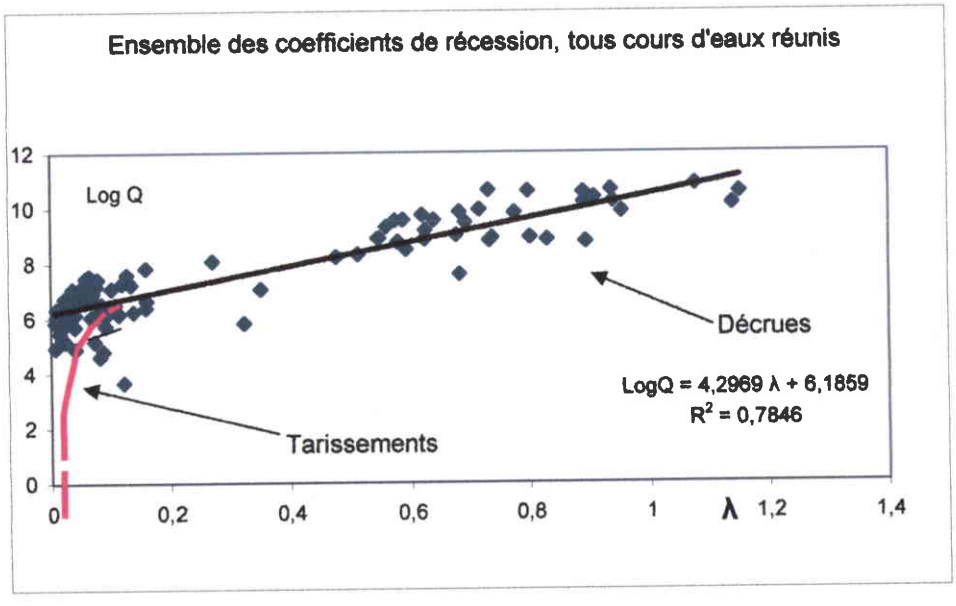
rapide que celle des autres cours d'eau, décrue ralentie par des apports tardifs et importants en provenance du karst du Muschelkalk). Mais, par comparaison, le karst du bassin amont de l'Euron ne tempère pas les décrues.

- Remarques

Certains auteurs (Mau et Winter, 1997 ; Lambert, 1996) mentionnent le rôle de l'évapotranspiration comme facteur aggravant le tarissement : S. Lebaut (2000) montre pour des cours d'eau des Grès d'Ardennes et Luxembourg une chute des coefficients de tarissement vers Septembre et Octobre. La méthode d'analyse des hydrogrammes que nous avons employée masque obligatoirement les effets saisonniers aussi bien pendant les décrues que les tarissements puisqu'elle lie le coefficient de récession au Log du débit ; si effets saisonniers il y a, ils doivent plutôt être recherchés dans une relation entre les débits initiaux de la phase de récession et les hauteurs des précipitations qui précèdent la portion d'hydrogramme étudiée. Pour notre part, les tableaux 43 et 44 ne mettent pas en évidence d'effet saisonnier sur le coefficient de récession : les quelques anomalies que nous avons pu détecter se limitent à des cours d'eau précis (Euron amont en été et Gitte en hiver) pour lesquels le fonctionnement hydrologique du karst semble être en cause.

Synthèse des données précédentes : formulation d'une courbe de récession

En agrégeant les résultats précédents, on peut donner une représentation analytique de la phase de récession sans distinguer entre tarissements et décrues ; les valeurs des coefficients de récession (tableaux 43 et 44) sont correctement liées au Log du débit selon une relation linéaire qui apparaît comme la meilleure détermination (graphique 29 et 30).



Graphique 30 : Relation entre les coefficients de récession et le Log des débits, tous cours d'eau confondus

Cette relation qui s'applique à l'ensemble des cours d'eau de l'espace d'étude reste toutefois de nature empirique mais son caractère d'unicité en fait une formulation qui complète ou se substitue à la loi de Maillet pour les phases initiales de récession.

L'expression analytique de la courbe $Q_{(t)}$ s'obtient en combinant les équations (1) et (2).

$$-\lambda = d(\text{Log } Q) / dt \quad \textbf{(1)}$$

$-\lambda$ est, par définition, la pente de la tangente en chaque point de la courbe Log Q = f (t)

L'analyse de la récession des différents cours d'eau nous a donné une relation entre ce coefficient λ et le Log du débit en début de chaque phase de décrue.

$$\text{Log } Q = a\lambda + b \quad \textbf{(2)}$$

a et b étant les constantes indiquées au graphique 29, a = 4.2969 et b = 6.1859

La courbe de récession $Q_{(t)}$ satisfait en chacun de ses points aux relations **(1)** et **(2).**

$$-a\lambda = b - \text{Log } Q = a * d(\text{Log } Q) / dt = a * d(\text{Log } Q - b) / dt$$

$$d(b - \text{Log } Q) / (b - \log Q) = -1 / a \; dt \quad \textbf{(3)}$$

Donnant par intégration

$$\boxed{b - \text{Log } Q = (b - \text{Log } Qo)\, e^{-t/a}} \quad \textbf{(4)}$$

ou bien $\text{Log } Q = b - (b - \text{Log } Qo)\, e^{-t/a}$

$Q_{(t)}$ apparaît comme une double exponentielle de la forme

$Q_{(t)} = e^{\varphi(t)}$ ou $\varphi(t)$ est la fonction $b - (b - \text{Log } Qo)\, e^{-t/a}$
d'un type analogue a celui proposé par Horton.

4. 2. 2 Limites de validité de cette formulation

Malgré une dispersion importante, le comportement des cours d'eau de notre espace semble bien représenté par l'unique équation (4) pendant une partie de la phase de récession.

La validité de cette formulation est limitée dans le temps car elle ne peut s'appliquer aux derniers instants du tarissement pendant lesquels les débits sont soutenus exclusivement par les nappes ; en effet, sur le plan analytique la relation linéaire proposée entre λ et Log Qo implique que la valeur de λ s'annule pour un débit Qs non nul, débit tel que Log Qs = 6.1859 (Graphique 29) ; à cet instant, le débit du cours d'eau deviendrait stationnaire et les réserves qui le soutiennent deviennent infinies (ce qui n'a pas de sens physique), exprimées par :

$$V_{(t)} = \int Q(t)\, dt$$ expression intégrée de l'instant t_s où $Q = Qs$ à $t = \infty$

Les graphiques 28 montrent bien que :

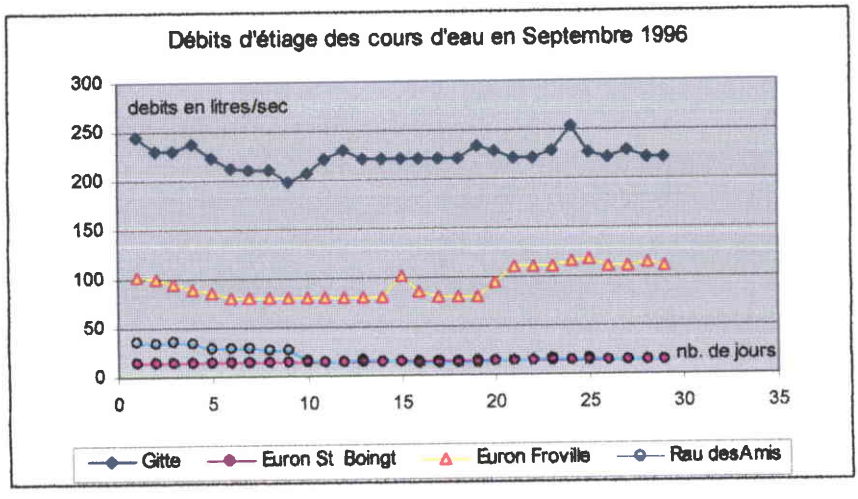
- Pour les faibles valeurs de λ, les courbes (λ, Log Qo) tendent asymptotiquement vers l'axe $\lambda = 0$ ($\lambda \to 0$, $Q \to 0$, Log $Q \to -\infty$).
- le comportement des cours d'eau tend à s'individualiser (comparer l'Euron à Froville à l'Euron à Saint-Boingt et au Ruisseau des Amis).

4. 2. 3 Evaluation des réserves des bassins

En phase ultime de tarissement, l'évaluation des réserves des bassins de petites tailles se heurte à plusieurs difficultés :

- L'imprécision des mesures de faibles débits de l'ordre de la dizaine de litres/ seconde

- L'existence de périodes où les mesures indiquent des débits stationnaires ou irréguliers, soit par manque de sensibilité des équipements et d'insuffisances des courbes de tarage dans ces plages de mesures, soit en raison de l'absence d'écoulement dynamique alors que la nappe affleure dans le lit du cours d'eau (nappe stagnante). Le graphique 30 donne des exemples des difficultés rencontrées : débits stationnaires du Ruisseau des Amis voisins de 10l/sec, débits de l'Euron à Saint-Boingt et perturbations aléatoires à Froville et sur la Gitte.



Graphique 31: dispersion des mesures de débits des cours d'eau en septembre 1996

En dépit de ces difficultés, on peut dans certains cas donner un ordre de grandeur des réserves en tarissement en utilisant la loi de Maillet, $Q_{(t)} = Q_o\, e^{-\alpha t}$.

α , le coefficient de tarissement a la dimension de T^{-1}

Q_o représente le débit au début de la phase de tarissement.

La réserve des nappes est donnée par l'expression $\mathbf{V_o = - Qo / \alpha}$

Calculées pour des débits compris entre le module et le débit d'étiage F 1/2, les réserves sont de l'ordre de 10^6 et 10^7 m3 (tableau 45) ; exprimées en lames d'eau équivalentes, elles sont comprises entre 30 et 100mm, soit 1/10 et 1/3 des écoulements annuels des cours d'eau.

	Qo m3/s Débit initial de la période	coefficient de tarissement α	Réserve des nappes	lame d'eau équivalente en mm	Période retenue
Gitte	0.47	-0.0351	12.0 10^6 m^3	105 mm	du 21/05/2003 au 10/06/2003 (21 jours)
Euron Froville	0.32	-0.0335	8.3 10^6 m^3	91 mm	
Euron St Boingt	0.078	-0.0673	1.01 10^6 m^3	27 mm	
Rau des Amis	0.088	-0.0608	1.26 10^6 m^3	32 mm	
Gitte	0.40	-0.0286	12.1 10^6 m^3	106 mm	du 25/07/1993 au 19/08/1993 (25jours)
Euron Froville	0.38	-0.0481	6.83 10^6 m^3	75 mm	
Euron St Boingt	0.124	-0.0889	1.21 10^6 m^3	33 mm	

Tableau 45: Estimation des réserves des nappes de quelques bassins versants

4 - 3 Etude de la phase de montée de crue

À partir de quelques exemples de crues, nous pouvons proposer une formulation analytique capable de représenter cette portion de l'hydrogramme (cf. théorie de l'hydrogramme unitaire).

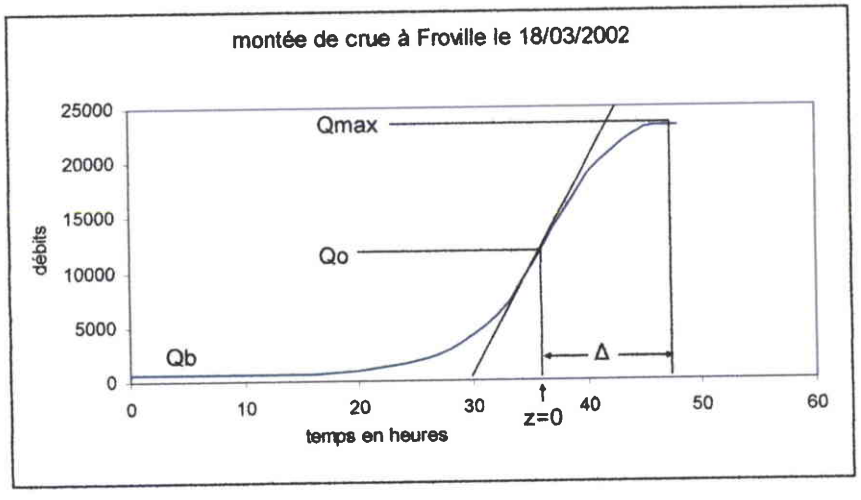
Pendant cette période, la montée des débits doit être suffisamment régulière et continue depuis le débit de base jusqu'au pic de crue, ce qui implique que l'événement pluvieux à son origine soit unique et bien délimité dans le temps ; sous ces conditions, la montée de crue est un phénomène rapide qui couvre quelques dizaines d'heures ; il faut abandonner les débits moyens journaliers et faire appel à des chroniques de débits plus rapprochés ; pour certains événements, nous pouvons disposer de débits horaires, quadrihoraires ou relevés sur des pas de temps variables aux deux stations de Froville et de Saint- Boingt sur l'Euron.

4. 3. 1 Choix d'une expression analytique adaptée à la forme des courbes de débits

Le début de la crue est marqué par la remontée des débits jusque là constants ou déclinants en raison du manque d'alimentation du cours d'eau par les nappes.

La fin de crue correspond à l'instant du maximum de débit lu sur l'hydrogramme ou interpolé à partir des débits horaires.

Les courbes de montée de crue non perturbées ont toujours une allure sigmoïde avec une certaine asymétrie par rapport au point d'inflexion, traduisant un certain délai d'activation ou de latence de l'écoulement de crue (voir graphique 31).



Graphique 32: Allure d'une courbe de montée de crue et représentation des variables utilisées

On définira les paramètres suivants.

Qbo : débit de base au début de la crue, a l'instant t =0

Qmax : débit au pic de crue à l'instant t max

Qo # (Qmax –Qbo)/2 est le débit au point d'inflexion de la courbe

Δ : durée de la seconde moitié de montée de crue, inférieure à la moitié du temps de montée de crue par suite de l'asymétrie de la courbe ; Δ est le temps qui sépare l'instant du point d'inflexion de la courbe de montée de crue de l'instant du pic de crue.

t: temps mesuré à partir de l'instant to, début de la montée de crue

tmax : instant du pic de crue mesuré à partir de l'instant to , début de la montée de crue

Z : temps mesuré à partir du point d'inflexion de la courbe : $Z = t - tmax + \Delta$

On proposera pour représenter la courbe de montée de crue l'expression analytique suivante :

$$Q = Q_{bo} + \varphi(t) + Q_o [1 + tgh(\alpha Z)] \quad (1)$$

dans laquelle

- La fonction $Q_{bo} + \varphi(t)$ représente une estimation du débit de base qui croît pendant la crue
- La fonction $Q_o [1 + tgh(\alpha Z)]$ représente l'écoulement de crue : tgh (αz) est la tangente hyperbolique de αz (α est une constante d'ajustement et c'est aussi la pente de la courbe au point d'inflexion dont la dimension est T^{-1})

$$tgh(\alpha z) = (e^{\alpha z} - e^{-\alpha z}) / (e^{\alpha z} + e^{-\alpha z}) = (1 - e^{-2\alpha z}) / (1 + e^{-2\alpha z})$$

(La fonction hyperbolique est symétrique par rapport à son point d'inflexion)

La fonction $\varphi(t)$ retenue est une fonction polynomiale de la forme $\varphi(Z) = at + b t^2$ qui permet de reproduire l'asymétrie de la courbe en début de montée de crue.

Une valeur approchée de Δ est calculée pour chaque événement et on dispose alors de trois paramètres pour définir la courbe d'ajustement :

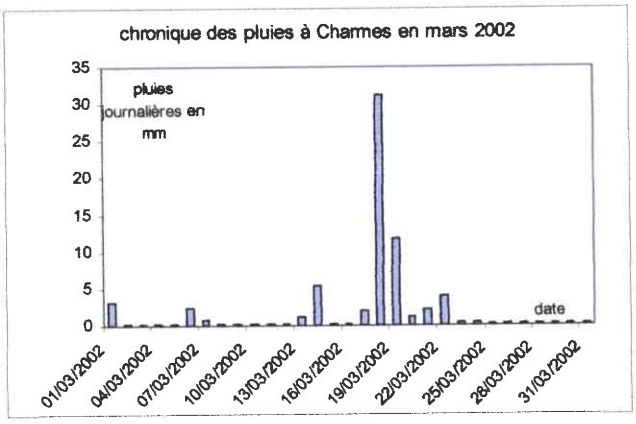
α qui est la pente au point d'inflexion de la fonction **tgh** (αZ).

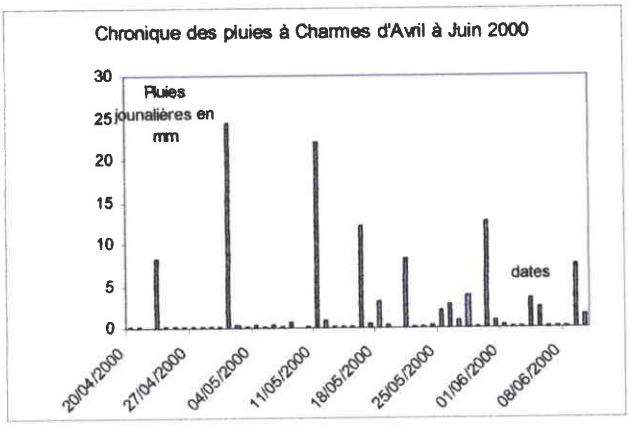
a et **b** qui modulent la croissance du débit de base pendant la période de latence de l'écoulement de crue.

Enfin, pour parfaire l'ajustement on pourra modifier légèrement la valeur de Qo qui restera cependant très voisine de (Qmax -Qb)/2.

4. 3. 2 Quelques exemples de crues de l'Euron

Pour les trois crues qui vont être analysées, la chronique des pluies mesurées à la station météorologique de Charmes est la suivante :



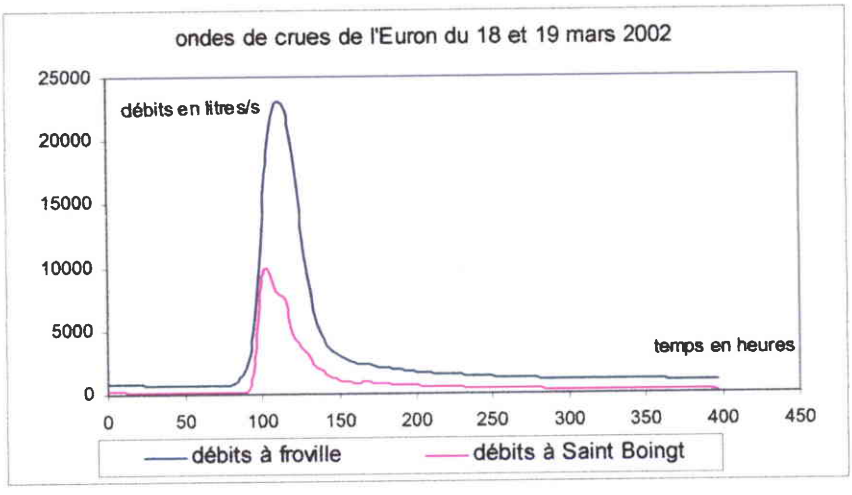


Graphiques 33 et 34 : Pluies à Charmes pendant les périodes de crues de mars 2002 et Mai 2000

1) Crue des 18 et 19-03-2002

43 mm de pluies tombent sur le bassin les 18 et 19/03/2002. Les précipitations pour les 10 jours précédant la crue sont 8.4mm

Les caractéristiques de la crue sont les suivantes :



Graphique 35 : Chronique des débits de l'Euron lors de la crue du 18 et 19-03-2002

	Euron à Froville	Euron à Saint-Boingt
18-3-02 à 12 :00	Début de montée de crue 663 l/s	
18-3-02 à 21 :00		Début de montée de crue 153 l/s
19-3-02 à 15 :00		Pic de crue 9940 l/s*
19-3-02 à 22 :00	Pic de crue 23200l/s*	

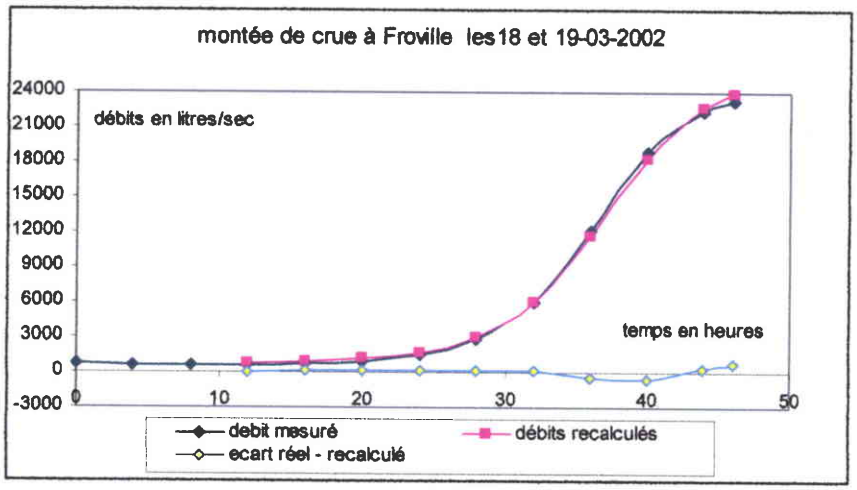
*valeurs extrapolées à partir des courbes de tarages

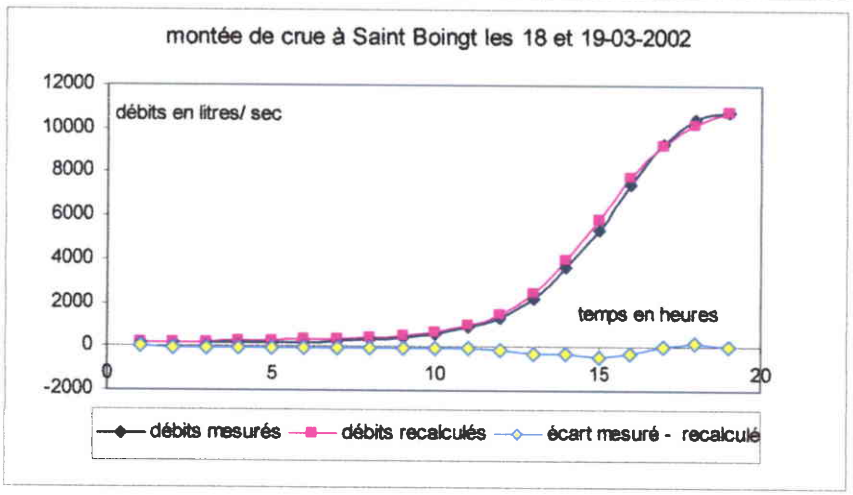
La montée de crue dure17 heures à Saint-Boingt et 34 heures à Froville et le décalage entre les pics de crue est de 8 heures ; le rapport de débits aux pics est voisin du rapport des surfaces de bassins versants (0.41).

En revanche, le début de la montée de crue est plus tardif à Saint-Boingt qu'à Froville, ce qui pourrait s'expliquer, soit par la capacité des calcaires à absorber les précipitations initiales, soit par des pluies plus tardives sur l'amont du bassin.

Nous avons pu reproduire les montées de crues à l'aide de l'équation (1) précédente avec les paramètres suivants :

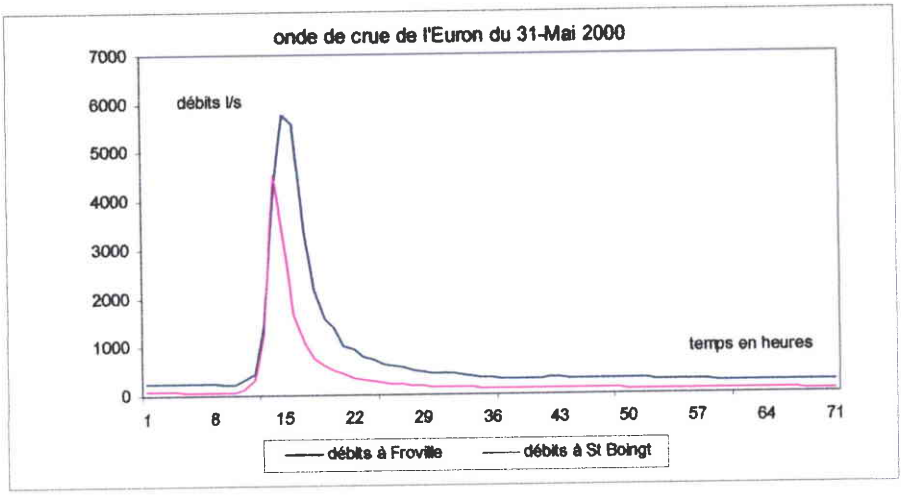
	Froville	Saint-Boingt
Qb	663	153
Qmax	23200	10780
Qo	10800	5370
Δ- heures	9	4
durée de montée de crue- heures	34	18
a	35	30
b	0.15	0.15
α	**0.14**	**0.36**





Graphiques 36 et 37 : Ajustement des montée de crue des 18 et 19/03/2002 à Froville et Saint-Boingt à l'expression analytique (1).

2) Crue du 30 et 31-05-2000



Graphique 38: Chronique des débits de l'Euron lors de la crue du 30 et 31-05-2000

12.7 mm de pluies sont tombées sur le bassin,concentrées sur la journée du 30/5/2000. Les pluies des 10 jours précédents représentent 17.7 mm.

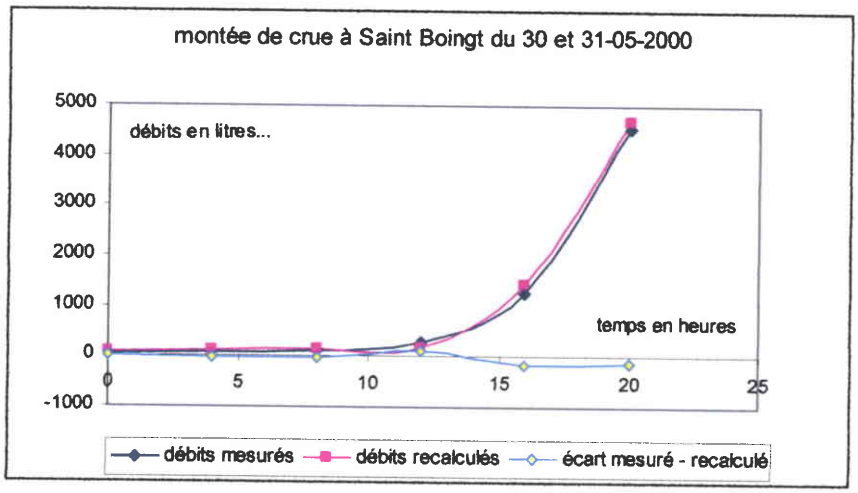
	Euron à Froville	Euron à Saint-Boingt
30-05-00 à 16 :00	Début de montée de crue 223 l/s	
30-05-00 à 16 :00		Début de montée de crue 71 l/s
31.05-00 à 9 :00		Pic de crue 4750 l/s*
31-05-00 à 15 :00	Pic de crue 6100 l/s*	

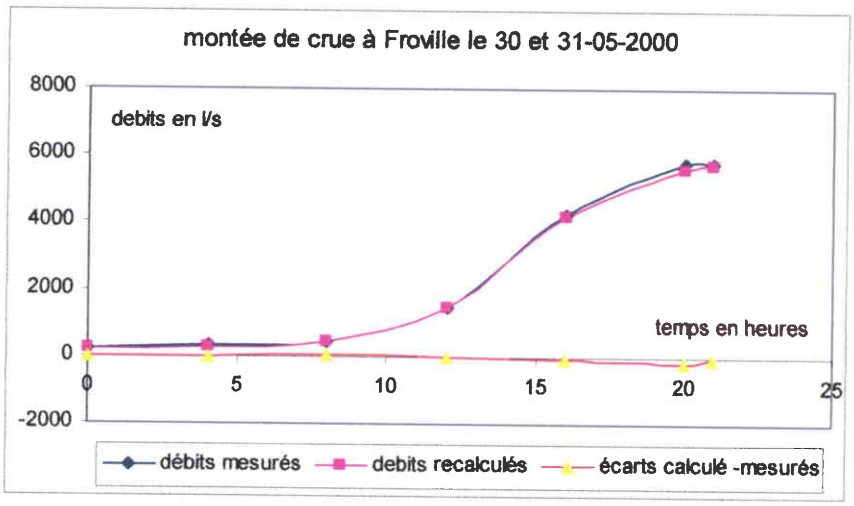
*valeurs extrapolées à partir des courbes de tarages

La montée de crue dure également 17 heures à Saint-Boingt et 23 heures à Froville et le décalage entre les pics de crue est de 6 heures ; le rapport des débits aux pics est pour cet épisode de 0.78, très différent du rapport des surfaces de bassins versants (0.41).

Notons la simultanéité de la montée de crue aux deux stations alors que l'événement précédent indiquait un décalage de 9 heures.

	Froville	Saint-Boingt
Qb	223	63
Qmax	6000	4800
Qo	2850	2400
Δ- heures	6.5	4
durée de montée de crue- heures	23	17
a	10	10
b	0.15	0.15
α	0.28	0.53





Graphiques 39 et 40 : Ajustement des montées de crue du 30 et 31/05/2000 à Froville et Saint- Boingt à l'expression analytique (1).

3) Crue du 2 et 3-05-2000

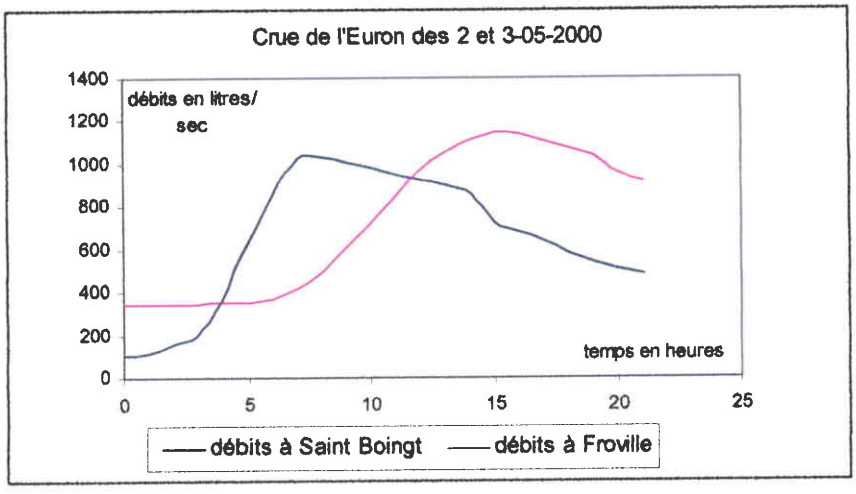
Les pluies à l'origine de la crue (24.3 mm) sont concentrées sur la journée du 1/05/2000.

16.4 mm des pluies sont tombés sur le bassin pendant les 10 jours précédant la crue.

La montée de crue est de 7 heures à Saint-Boingt et 9 heures à Froville et le décalage entre les pics de crue est de 7 heures : le rapport des débits aux pics est pour cet épisode de 0.90, très différent du rapport des surfaces de bassins versants (0.41).

Le décalage de la montée de crue aux deux stations est de 5 heures.

On est dans le cas d'une crue courte et de faible intensité, crue de l'amont du bassin. Le sous-bassin en aval de Saint-Boingt à un rôle secondaire sur le pic de crue et Froville voit passer la crue de l'amont.



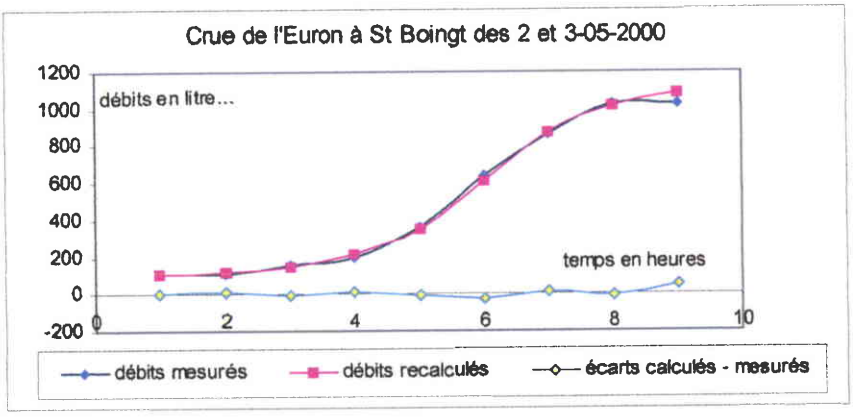
Graphique 41 : la crue à Saint-Boingt précède la crue à Froville

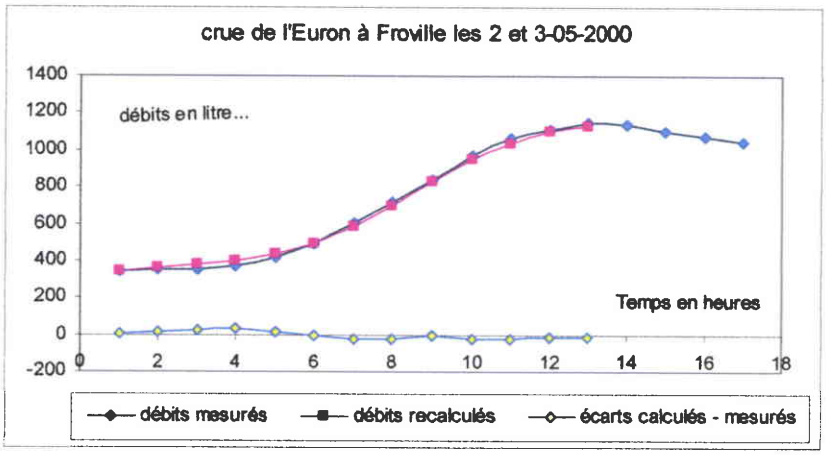
	Euron à Froville	Euron à Saint-Boingt
2-05-00 à 21:00		Début de montée de crue 105 l/s
3-05-00 à 02 :00	Début de montée de crue 342 l/s	
3.05-00 à 04 :00		Pic de crue 1030 l/s*
3-05-00 à 11 :00	Pic de crue 1145 l/s*	

*valeurs extrapolées à partir des courbes de tarages

Les paramètres qui permettent de reproduire les montées de crues aux deux stations sont les suivants :

	Froville	Saint-Boingt
Qb	342	105
Qmax	1145	1030
Qo	750	570
Δ- heures	4.5	3
durée de montée de crue -heures	9	7
a	10	10
b	0	0
α	**0.35**	**0.62**





Graphiques 42 et 43: Ajustement des montées de crues du 2 et 32/05/2000 à Froville et Saint-Boingt à l'expression analytique (1).

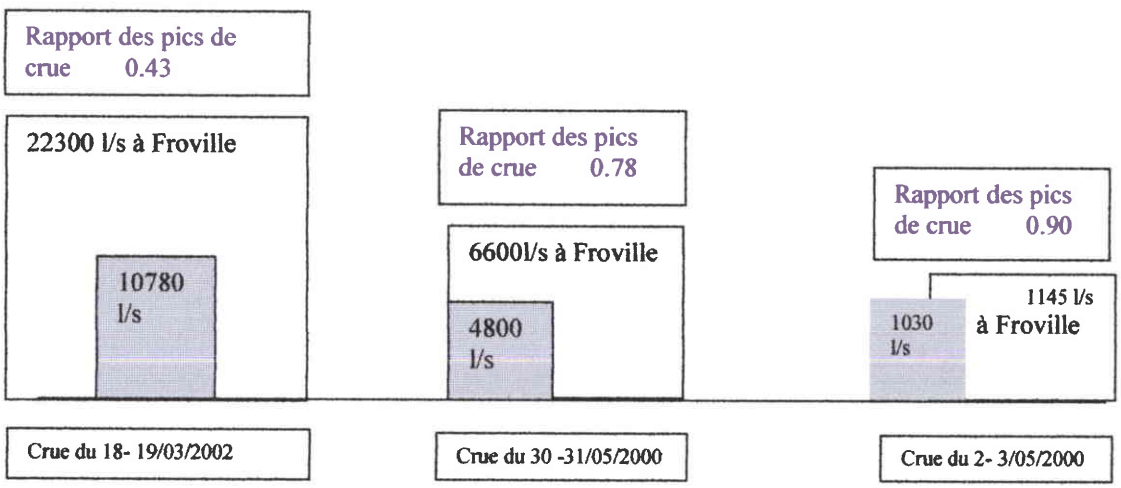
4. 3. 3 Critiques de la méthode et conclusions

L'ajustement des courbes de crues de l'Euron à une équation du type (1) se révèle satisfaisant ; les écarts relatifs les plus importants s'observent pendant les premières heures de la crue.

Dans cette partie initiale de la courbe, la croissance des débits est modérée ; elle peut être attribuée en grande partie à l'accroissement du débit de base ; la fonction polynomiale de la forme $\varphi(t) = a\,t + b\,t^2$ qui modélise cette phase de latence est à l'origine des écarts constatés qui restent toutefois acceptables.

L'écoulement rapide de crue démarre après cette phase de latence ; il se modélise correctement par le terme tgh (αZ) de l'équation (1) jusqu'au pic de crue ; lors de cette montée rapide des débits, les imprécisions relatives dues à une insuffisance de la fonction $\varphi(t) = at + b\,t^2$ passent au second ordre.

Les trois épisodes précédents montrent trois types de crues qui diffèrent par leurs débits en pointe, par leur calage dans le temps et par le rapport des débits maximum aux stations.

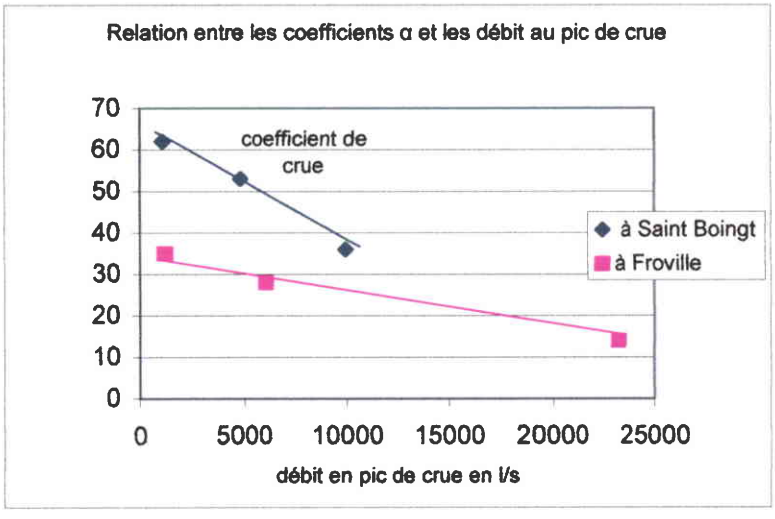


Chronologie et importances comparées des trois montées de crues de l'Euron

- La crue des18 et 19/03/2002 est une crue importante due à des pluies intenses sur l'ensemble du bassin de l'Euron ; la montée de crue à Saint-Boingt se situe pendant la montée de crue à Froville. Le rapport des pics de crue (0.43) est voisin du rapport de la surface des sous-bassins.
- La crue du 2 et 3/05/2000 est une crue de faible intensité due pour l'essentiel aux pluies sur le bassin en amont de Saint-Boingt ; l'onde de crue passe d'abord à Saint-Boingt puis passe ensuite à Froville sans accroissement notable de débits.
- La crue du 30-31/05/2000 est probablement intermédiaire entre les deux précédentes.

Ces trois exemples montrent le rôle de l'hétérogénéité des précipitations sur un bassin, sensible ici grâce à la présence de deux stations de mesures mais qui passerait inaperçue sur d'autres bassins équipés d'une station unique.

Pour terminer, signalons les corrélations qui lient les coefficients de crues α, vitesses maxima de montée des crues, aux valeurs de débit atteintes lors des pointes aux deux stations (graphique 44). Les montées de crues sont plus brutales à Saint-Boingt qu'à Froville ce que confirme la comparaison des valeurs du coefficient α et de Δ des trois événements étudiés.



Graphique 44: relations entre les valeurs de α, coefficient de montée de crue et les débits de pointes.

Dans cette corrélation, le coefficient de crue est la transposition du flux écoulé (Q/t) et la pointe de crue transpose la quantité d'eau écoulée vers le cours d'eau par le bassin versant.

La pente des droites de corrélation dont la dimension est T^{-1} est en relation avec le temps de collecte des bassins.

Le ratio des temps de collecte ou rapport des pentes des droites de corrélation, qui est ici de 0.31, est différent du ratio surfacique (0.40) et il est assez éloigné du ratio linéaire des bassins ($\sqrt{0.4} = 0.63$). Le petit nombre de crues étudiées en débits horaires ne permet pas de pousser plus loin le raisonnement dimensionnel.

crue froville 18 mars 2002

temps en heures	debit mesuré l/s	calculé l/s	écart calculé - réel l/s
18/03/2002 00:00	677		
18/03/2002 04:00	670		
19/03/2002 08:00	667		
18/03/2002 12:00	663	685	22
18/03/2002 16:00	708	867	161
18/03/2002 20:00	915	1137	222
19/03/2002 00:00	1572	1675	103
19/03/2002 04:00	2868	2972	104
19/03/2002 08:00	5950	6051	101
19/03/2002 12:00	12150	11747	-403
19/03/2002 16:00	18900	18289	-611
19/03/2002 20:00	22400	22666	266
19/03/2002 22:00	23200	23892	692
20/03/2002 00:00	22400		

crue à Saint Boingt 18 mars 2002

	debit mesuré l/s	calculé l/s	écart calculé - réel l/s
18/03/02 20:00	153	153	0
18/03/02 21:00	157	183	26
18/03/02 22:00	163	213	50
18/03/02 23:00	173	244	71
19/03/02 00:00	191	275	84
19/03/02 01:00	225	310	85
19/03/02 02:00	266	353	87
19/03/02 03:00	331	411	81
19/03/02 04:00	440	504	64
19/03/02 05:00	620	666	46
19/03/02 06:00	890	966	76
19/03/02 07:00	1340	1518	178
19/03/02 08:00	2210	2483	273
19/03/02 09:00	3640	3977	337
19/03/02 10:00	5400	5884	484
19/03/02 11:00	7488	7791	303
19/03/02 12:00	9294	9283	-11
19/03/02 13:00	10463	10245	-218
19/03/02 14:00	10781	10793	12

crue à Froville des 2 et 3 mai 2000

	debit mesuré l/s	calculé l/s	écart calculé - réel l/s
02/05/00 23:00	342	347	5
03/05/00 00:00	348	362	14
03/05/00 01:00	355	383	28
03/05/00 02:00	370	412	42
03/05/00 03:00	420	458	38
03/05/00 04:00	495	530	35
03/05/00 05:00	605	634	29
03/05/00 06:00	720	762	42
03/05/00 07:00	840	890	50
03/05/00 08:00	970	994	24
03/05/00 09:00	1080	1086	6
03/05/00 10:00	1110	1112	2
03/05/00 11:00	1145	1141	-4
03/05/00 12:00	1135		

crue à Saint Boingt des 2 et 3 mai 2000

	debit mesuré l/s	calculé l/s	écart calculé - réel l/s
02/05/00 20:00	105	107	2
02/05/00 21:00	113	123	10
02/05/00 22:00	155	150	-5
02/05/00 23:00	200	211	11
03/05/00 00:00	360	355	-5
03/05/00 01:00	640	615	-25
03/05/00 02:00	860	875	15
03/05/00 03:00	1025	1019	-6
03/05/00 04:00	1030	1080	50

crue froville des 30 et 31 mai 2000

	debit mesuré l/s	calculé l/s	écart calculé - réel l/s
30/05/2000 08:00	223,4		
30/05/2000 12:00	223,4	225	2
30/05/2000 16:00	317	300	-17
30/05/2000 20:00	451,5	515	63
31/05/2000 00:00	1460	1710	250
31/05/2000 04:00	4250	4496	246
31/05/2000 08:00	5780	5682	-98
31/05/2000 12:00	6000	5877	297
31/05/2000 13:00	5580		
31/05/2000 16:00	3370		
31/05/2000 20:00	2180		
01/06/2000 00:00	1580		

crue à Saint Boingt des 30 et 31 mai 2000

	debit mesuré l/s	calculé l/s	écart calculé - réel l/s
30/5/00 12:00	64	64	-1
30/5/00 16:00	71	102	29
30/5/00 20:00	129	135	5
31/5/00 0:00	300	194	-115
31/5/00 4:00	1280	1450	104
31/5/00 8:00	4550	4681	127
31/5/00 12:00	3240		
31/5/00 16:00	1680		
31/5/00 20:00	1070		
1/6/00 0:00	760		
1/6/00 4:00	605		

montée de crue

Tableau 46 : Chronique des débits de l'Euron lors des crues de mai 2000 et mars 2002

4 - 4 Etude de la phase de décrue au pas de temps horaire

Les phases de décrue des divers cours d'eau ont été étudiées sur la base des débits moyens journaliers dans un paragraphe précédent ; nous avons montré l'existence d'une corrélation linéaire entre le coefficient de récession λ et le log du débit ; cette relation qui s'applique à l'ensemble des cours d'eau de notre espace décrit les phases de décrue mais ne convient plus à la phase terminale du tarissement pendant laquelle le comportement des cours d'eau s'individualise.
Dans ce paragraphe, nous chercherons à ajuster la totalité de la courbe de récession des débits à une expression analytique sur la base des débits horaires ou quadrihoraires ; la courbe de décrue ne présentant pas de point d'inflexion bien repérable, nous ne pourrons donc pas nous servir de la formule du type (1) utilisée pour ajuster la montée de crue.

Nous choisirons une expression comportant deux termes, l'un représentant l'écoulement de l'onde de crue, le second équivalent à un écoulement de base qui, plusieurs jours après le pic de crue, constitue l'essentiel du débit du cours d'eau.

$$Q_{(t)} = Q \text{ crue} + Q \text{ base} = Q_{co} / (1 + a\, t^m) + Q_{bo}\, e^{-\alpha t} \quad (2)$$

avec

$Q_{co} + Q_{bo} = Q_o$, débit du cours d'eau au moment du pic de crue($t = 0$).

Q_{bo} représente l'écoulement de base à l'instant du pic de crue

a, m, α et $\mathbf{Q_{bo}}$ sont les paramètres utilisés pour l'ajustement.

La décrue de l'Euron du 20/03/2002, aux stations de Froville et de Saint-Boingt est assez bien représentée par l'équation (2) avec les paramètres d'ajustement suivants :

	Froville	Saint-Boingt
Qo	23200	10780
Qbo	1500	750
écart max	10%	10%
a	**0.011**	**0.0095**
m	**1.91**	**1.89**
α	**0.0019**	**0.0057**

Les unités utilisées étant les suivantes : t en heures et les débits en litres/seconde.

Les paramètres d'ajustement, **a** et **m** sont très voisins aux deux stations, l'écoulement de crue pendant cette phase de récession pourrait être représenté par une équation commune ; seul l'écoulement de base différencie les deux stations avec des coefficients α très différents (tableau 47).

Sur un plan analytique, on retrouve ainsi les conclusions de l'étude de la phase de récession en débits journaliers, à savoir l'unicité de la courbe d'écoulement de crue quels que soient les cours d'eau ou les stations (graphique 29) mais une individualisation assez prononcée lors de la phase de tarissement.

Décrue à Froville le 20-3-2002

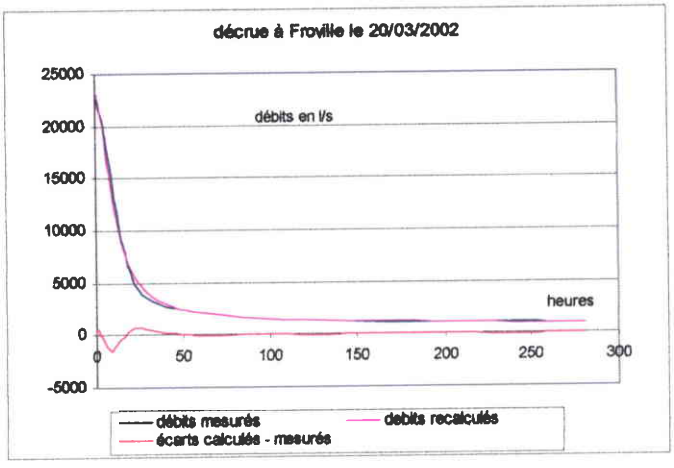
		m	a	Qco	Qbp	α
temps en		1,91	0,011	21700	1500	0,0019
heures	débits mesurés		$Qc/(1+at^m)$	$Qb\,e^{-\alpha t}$	débits calculés	écarts
0	23200		21700,0	1500,0	23200,0	0,0
1	22400		21463,9	1497,2	22961,1	561,1
5	19700		17529,4	1485,8	19015,3	-684,7
9	15500		12535,1	1474,6	14009,7	-1490,3
13	10850		8764,9	1463,4	10228,3	-621,7
17	7820		6265,4	1452,3	7717,7	-102,3
21	5550		4628,5	1441,3	6069,8	519,8
25	4280		3530,8	1430,4	4961,2	681,2
29	3577		2770,5	1419,6	4190,1	613,1
33	3218		2226,8	1408,8	3635,6	417,6
37	2908		1826,5	1398,2	3224,7	316,7
41	2672		1524,1	1387,6	2911,7	239,7
45	2503		1290,6	1377,1	2667,7	164,7
49	2386		1106,8	1366,7	2473,4	87,4
73	1898		531,3	1305,7	1837,1	-60,9
97	1568		311,9	1247,5	1559,5	-8,5
121	1421		205,5	1191,9	1397,4	-23,6
145	1258		145,9	1138,8	1284,6	26,6
169	1153		109,0	1088,0	1197,1	44,1
193	1095		84,7	1039,5	1124,2	29,2
217	1056		67,8	993,2	1061,0	5,0
241	1046		55,5	948,9	1004,4	-41,6
265	948		46,3	906,6	952,9	4,9
281	931		41,4	879,5	920,9	-10,1

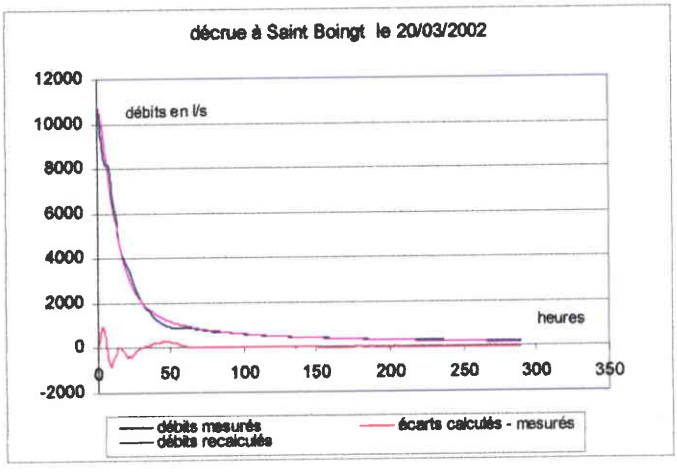
Décrue à Saint Boingt le 20-3-2002

		m	a	Qco	Qbp	α
temps en	débits mesurés	1,89	0,0095	10030	750	0,0057
heures			$Qc/(1+at^m)$	$Qb\,e^{-\alpha t}$	débits calculés	écarts
0	10780		10030,0	750,0	10780,0	0,0
1	10463		9935,6	745,7	10681,3	218,8
5	8338		8365,5	728,9	9094,5	757,0
9	7806		6252,0	712,5	6964,5	-841,7
13	5297		4536,8	696,4	5233,2	-63,3
17	4100		3331,8	680,7	4012,6	-86,9
21	3580		2509,2	665,4	3174,6	-405,4
25	2840		1941,1	650,4	2591,5	-248,5
29	2220		1539,2	635,7	2174,9	-45,1
33	1821		1247,2	621,4	1868,6	48,0
37	1493		1029,5	607,4	1636,9	143,9
41	1228		863,6	593,7	1457,3	229,5
45	1052		734,5	580,3	1314,8	263,0
49	930		632,2	567,2	1199,4	269,4
73	807		307,9	494,7	802,6	-4,4
97	629		182,2	431,5	613,7	-15,3
121	503		120,7	376,3	497,0	-5,8
145	421		86,1	328,2	414,3	-7,1
169	366		64,6	286,2	350,8	-15,1
193	312		50,3	249,6	299,9	-12,2
217	278		40,4	217,7	258,1	-19,9
241	253		33,1	189,9	223,0	-30,2
265	225		27,7	165,6	193,3	-32,0
281	219		24,8	151,2	176,0	-43,1
293	204		22,9	141,2	164,1	-39,5

décrue

Tableau 47: Décrue à Froville et Saint Boingt du 20 au 31-03-2002

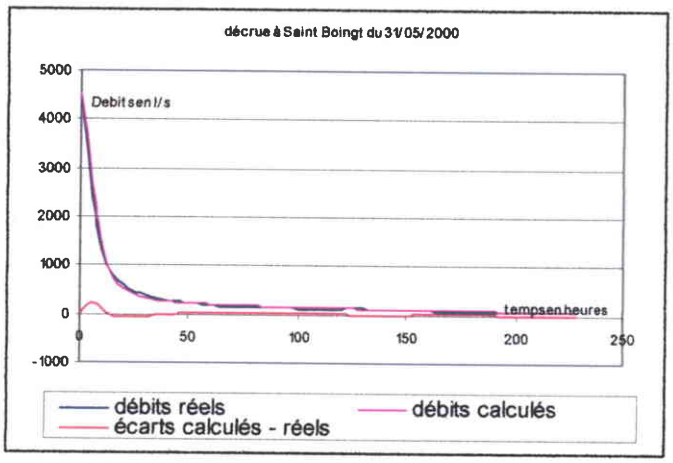


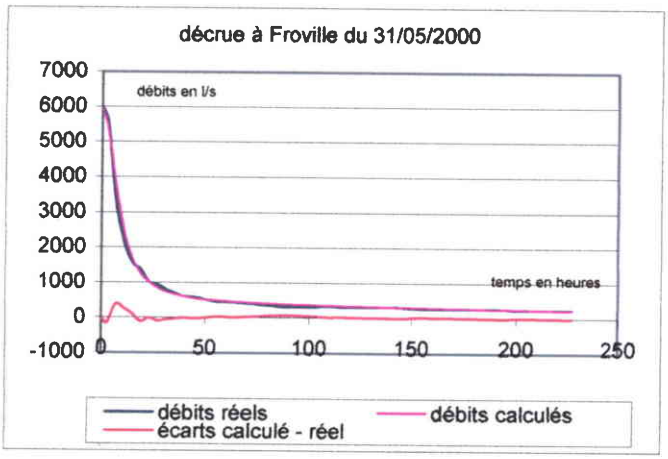


Graphiques 45 et 46 : ajustement de la décrue du 20/03/2002 à Froville et Saint-Boingt à l'expression analytique(2).

De même, la décrue du 1/06/2000 pour laquelle nous disposons de débits quadrihoraires est ajustée par les paramètres suivants (unités de temps en heures et débits en l/s):

	Froville	Saint-Boingt
Qo	6100	4800
Qbo	460	250
écart max	10%	10%
a	0.011	0.016
m	2.12	2.23
α	0.0031	0.0056





Graphiques 47 et 48 : ajustement de la décrue du 31/05/2000 à Froville et Saint-Boingt à l'expression analytique(2).

Comme pour la décrue précédente, notons les valeurs très voisines du paramètre **m** pour les deux stations ; malgré des débits de base plus faibles, le tarissement de l'Euron à Saint-Boingt est toujours plus rapide qu'à Froville, ce qu'indiquent les paramètres α retenus pour l'ajustement des courbes de récession.

4 - 5 Estimation de l'écoulement de base et de l'écoulement de crue

Les hydrogrammes des 3 événements étudiés ont été ajustés à des courbes analytiques spécifiques aux phases de montée de crue et de récession ; dans chacune de ces phases, la fonction utilisée est la somme de deux termes qui reproduisent, l'un l'évolution du débit de base , l'autre les écoulements générés par l'onde de crue.

L'évolution des débits de base est représentée par les fonctions suivantes :

$Qb = Q_{bo} + at + b\,t^2$ pendant la montée de crue, et

$Qb = Q_{bp}\, e^{-\alpha t}$ pendant la phase de récession

Q_{bo} est le débit de base mesuré en début d'événement

Q_{bp} représente l'estimation du débit des nappes au moment du pic de crue.

Le calage des courbes de montée de crue et de récession aux hydrogrammes fournit deux estimations indépendantes de la valeur de Q_{bp} :

- Une estimation par la valeur prise à l'instant du pic de crue par la fonction polynomiale employée pour ajuster la phase de montée de crue.
- Une estimation par la valeur prise à l'instant du pic de crue par la fonction exponentielle employée pour ajuster la phase de récession.

4. 5. 1 Application aux crues de l'Euron

On constate que ces deux méthodes d'estimation donnent des valeurs proches pour les débits de base à l'instant du pic de crue (tableau 48). En pratique, aucune raison physique ne justifie que l'instant où le débit des nappes atteint son maximum coïncide avec l'instant du pic de crue si bien que seuls les ordres de grandeur des estimations doivent être respectés ; c'est bien ce que l'on constate (tableau 49) : les deux événements suivis donnent les estimations suivantes :

		à Saint-Boingt	à Froville
événement du 18/03/2002	Q_{bp} estimé en montée de crue	0.698 m3/s	1.68 m3/s
	Q_{bp} estimé en récession	0.750 m3/s	1.5 m3/s
événement du 30 et 31/05/2000	Q_{bp} estimé en montée de crue	0.205 m3/s	0.473 m3/s
	Q_{bp} estimé en récession	0.250 m3/s	0.460 m3/s

Tableau 48 : Estimations du débit de base aux pics de crues obtenues par calage des courbes de montée de crues et de récession à Froville et Saint-Boingt pour l'événement du 18/03/2002

Il est ainsi possible de chiffrer les parts respectives de l'écoulement rapide de crue (ERC) et de l'écoulement de base (EB) pour chacun des événements étudiés : on intègre d'abord sur la durée de chaque événement les débits mesurés aux stations, ce qui permet de calculer l'écoulement total, somme de l'EB et de l'ERC;

L'écoulement de base est déterminé aisément en intégrant le fonction polynomiale sur le phase de montée de la crue, puis la fonction exponentielle sur la phase de récession et en ajoutant les résultats obtenus. C'est ce type de calcul qui à été réalisé pour les trois épisodes étudiés ; Les résultats sont reportés dans les tableaux 49 et 50 qui appellent des commentaires :

Phases de montée de crue

Lors des événements du 18/03/20020 et du 31/05/2000, l'écoulement pendant les phases de montée de crue est en majorité du à l'ERC ; le taux d'ERC dans l'écoulement total se stabilise à 83- 84% aussi bien à Froville qu'à Saint-Boingt (tableau 49) ; coïncidence ou phénomène physique ? On ne peut décider sur la base de ces deux seuls événements mais l'importance des débits lors des pics de crue (23.2 et 6.0m3/s) laisse penser que le ruissellement a joué le rôle essentiel dans le transfert des précipitations, tant dans les calcaires de l'amont du bassin que dans les marnes entre Saint-Boingt et Froville.

Lors de l'événement du 3/05/2000, l'ERC à Froville est sensiblement égal à celui de Saint-Boingt (voisin de 10. 10^3 m^3) ; c'est la confirmation de ce que l'on pressentait à partir

		station de Saint - Boingt						station de Froville					
		Ecoulement total en 10^3 m^3	Ecoulement de base en 10^3 m^3	Ecoulement de crue en 10^3 m^3	débit de base au pic de crue	débit total au pic de crue	durée de la phase	Ecoulement total en 10^3 m^3	Ecoulement de base en 10^3 m^3	Ecoulement de crue en 10^3 m^3	débit de base au pic de crue	débit total au pic de crue	durée de la phase
événement du 18/03/2002	montée de crue	175,5	27,4	148,1 84,40%	0,698 m3/s	10,78 m3/s	17 heures	1114,5	189,2	925,3 83,30%	1,68 m3/s	23,2 m3/s	34heures
Pluie 43 mm	décrue	1073,3	384,9	688,3 64,10%	0,750 m3/s		281 heures 11,7 jours	2497	1175,9	1321,1 52,90%	1,5 m3/s		281 heures 11,7 jours
		Ecoulement total en 10^3 m^3	Ecoulement de base en 10^3 m^3	Ecoulement de crue en 10^3 m^3	débit de base au pic de crue	débit total au pic de crue	durée de la phase	Ecoulement total en 10^3 m^3	Ecoulement de base en 10^3 m^3	Ecoulement de crue en 10^3 m^3	débit de base au pic de crue	débit total au pic de crue	durée de la phase
évènement du 30 et 31/05/2000	montée de crue	58,8	9,72	49,1 83,40%	0,205 m3/s	4,80 m3/s	17 heures	157,7	26,3	131,4 83,30%	0,473 m3/s	6,00 m3/s	23 heures
Pluie 12,7mm	décrue	245,8	115,9	129,9 52,80%	0,250 m3/s		227 heures 9,45 jours	501,3	269,9	231,4 46,10%	0,460 m3/s		227 heures 9,45 jours
		Ecoulement total en 10^3 m^3	Ecoulement de base en 10^3 m^3	Ecoulement de crue en 10^3 m^3	débit de base au pic de crue	débit total au pic de crue	durée de la phase	Ecoulement total en 10^3 m^3	**Ecoulement de base en 10^3 m^3**	**Ecoulement de crue en 10^3 m^3**	débit de base au pic de crue	débit total au pic de crue	durée de la phase
événement du 03/05/2000		14,12	4,43	9,68 68,60%	0,201 m3/s	1,030 m3/s	8 heures	28,93	17,62	11,31 39,00%	0,474 m3/s	1,145 m3/s	12 heures

ecoul base/ **montée de crue**

Tableau 49: Répartition des écoulements de l'Euron entre écoulements de crues et ecoulements de base

des déphasages des pics de crue, à savoir qu'il s'agit d'une crue du bassin amont, sans que la partie aval soit concernée.

Phases de récession

Les volumes attribués à l' ERC sont indépendants de la durée de cette phase dès lors que le débit du cours d'eau correspond au seul débit de bas, condition respectée dans l'analyse.

Les ratio entre ERC / Pluie à Froville et Saint Boingt sont voisins pour chaque événement, mais différents pour les deux crues.

		Pluies sur le bassin (10^6 m^3)	Ecoulement total (10^6 m^3)	ERC (10^6 m^3)	ERC/Pluie
événement du 18/03/2002	Saint- Boingt	1.58	1.25	0.84	52%
	Froville	3.92	3.61	2.25	57.2%
événement du 31/05//200	Saint- Boingt	0.47	0.30	0.18	38%
	Froville	1.17	0.66	0.36	31%

Tableau 50 : Proportion de la pluie écoulée par l'ERC à Froville et Saint-Boingt Pour les deux épisodes de crue.

Les volumes écoulés par l' ERC pendant la phase de récession sont supérieurs à ceux calculés pour la phase de montée de crue ; lors des événements du 18/03/2002 et du 31/05/2000, la disparité de fonctionnement des unités hydrologiques de l'Euron est manifeste. Alors que le sous bassin marneux entre Froville et Saint-Boingt repartit l'ERC en parts à peu près égales entre les phases de montée de crue et de récession, le bassin calcaire fonctionne différemment : faible ERC en montée de crue interprétable comme un stockage temporaire des eaux et concentration des écoulements de crues pendant la phase de récession des débits (tableau 51).

	événement du 18/03/2002		événement du 31/05//200	
	% ERC en montée de crue (10^3m3 et %)	% ERC en récession (10^3m3 et %)	% ERC en montée de crue (10^3m3 et %)	% ERC en récession (10^3m3 et %)
participation du bassin calcaire à Saint-Boingt	148.1 (17.7%)	688.3 (82.3%)	49.1 (27.4%)	129.9 (72.6%)
participation des marnes entre St Boingt et Froville	777.2 (55.1%)	632.8 (44.9%)	82.3 (44.7%)	101.5 (55.3%)

Tableau 51 : Répartition de l'ERC entre les phases de montée de crues et de récession à Froville et Saint-Boingt

Cette observation est un argument supplémentaire illustrant le rôle du karst dans la dynamique de restitution des eaux : en début d'épisode de crue, le karst commence d'abord par reconstituer ses réserves pour les épuiser rapidement pendant les phases de récession ; à l'inverse des marnes où l'ERC est mieux répartie entre montée de crue et récession,, le karst se comporte comme une capacité de stockage à faible inertie.

Remarques concernant l'estimation des écoulements

Les notions d'écoulement de base et d'écoulement rapide de crue que nous venons de développer dépendent dans une certaine mesure du choix des expressions analytiques retenues pour représenter les écoulements totaux. C'est aussi le cas de tous les modèles, plus ou moins conceptuels ou empiriques qui ne représentent jamais la réalité mais fournissent tout au plus des arguments et des orientations pour alimenter la réflexion(Ambroise 1998,1999-b, De Marsily 1994). Pour cette raison, les chiffrages de l'EB et de l'ERC que nous proposons ne peuvent être directement comparés à ceux fournis par d'autres méthodes. On se gardera aussi d'assimiler l'écoulement de base au flux des nappes et l'écoulement de crue au flux des transfert de surface, ruissellement et hypodermisme (Linsley 1982). On sait par ailleurs qu'il existe des crues sans ruissellement (C. Cosandey, 1985), (P. Hubert 1989).

La deuxième remarque concerne le petit nombre d'événements analysés. Il faut considérer cette méthode comme une première approche qui devra être étayée par l'analyse d'autres événements de crue sur l'Euron, avant d'être utilisée pour analyser les crues d'autres cours d'eau.

Nous terminerons par une troisième remarque plus positive cette fois ; les résultats obtenus (aspect quantitatif) sont parfaitement cohérents avec les études de terrain (aspect qualitatif) que nous avons pu faire sur ce petit bassin où le fonctionnement du karst est facile à comprendre.

5 - Conclusions de la troisième partie : Une synthèse entre les écoulements dans les bassins, les mécanismes de transfert et le rôle les lithologies

Dans cette conclusion en forme de synthèse nous souhaitons répondre à plusieurs questions qui sont au cœur de ce travail :

- quels nouveaux aperçus sur le fonctionnement des bassins apportent l'étude des flux, des bilans, des mesures le long du linéaire des cours d'eau et des écoulements en périodes d'instabilité des débits ? Permettent-ils une comparaison entre les divers bassins étudiés ?
- Quels rôles jouent les facteurs du milieu, en particulier les lithologies, sur les écoulements dans les bassins ? Y a t-il cohérence avec les mécanismes de transfert décrits dans les parties précédentes?

5. 1 Les apports des écoulements à la compréhension du fonctionnement des bassins

Une analyse des flux aux exutoires sur des pas de temps supérieurs à l'année montre essentiellement une similitude de comportement des cours d'eau. Les coefficients d'écoulement, les modules sont très voisins, indiquant que les facteurs de terrain et en particulier les lithologies n'ont pas d'influence significative à cette échelle d'analyse.
Les contrastes annuels qui apparaissent dans les coefficients d'écoulement concernent l'ensemble des cours d'eau et accompagnent les contrastes annuels de précipitations.
Les singularités de fonctionnement des bassins n'apparaissent que sur des pas de temps plus courts, en situations hydrologiques extrêmes, crues et étiages ; elles reflètent le rôle complexe des lithologies du bassin sur les transferts aux cours d'eau (transferts en surface et dynamiques des apports par les nappes).

Comme les écoulements sur le long terme, **les bilans hydrologiques ne donnent que peu d'informations permettant de différencier les bassins versants ;** l'analyse est toutefois limitée par les imprécisions des mesures et des estimations qui affectent les termes du bilan ; seule apparaît la grande sensibilité de la réserve hydrologique du seul bassin du Ruisseau des Amis à une succession d'années déficitaires en pluies ; ce comportement singulier sera mis en relation avec les possibilités de couplages hydrologiques entre les formations du substratum.

L'établissement **des profils hydrologiques, en parallèle avec les mesures de conductivité des eaux, donne une connaissance spatiale détaillée** du fonctionnement des bassins à laquelle ne pouvait prétendre l'analyse des données aux seuls exutoires. On peut ainsi identifier et délimiter des unités hydrologiques différenciées : certains bassins vont montrer un fonctionnement homogène sur l'ensemble de leur superficie alors que d'autres font preuve d'une plus grande complexité en raison de la diversité des lithologies rencontrées (cas des deux unités de l'Euron) ou d'apports karstiques au réseau hydrographique. En saison estivale, les rendements des unités hydrologiques caractérisent les lithologies : rendements faibles et conductivité modérée des eaux (600 à 700µs) pour les parties calcaires, rendements plus importants et forte conductivité des eaux (vers 2000µs) dans les bassins marneux. Ce qui nous avait été appris par les mesures aux exutoires se trouve ainsi confirmé par les profils hydrologiques et les mesures de conductivité.

L'analyse des flux et des bilans porte sur la durée, l'établissement des profils des cours d'eau donne une photographie instantanée des écoulements ; pour réintroduire le temps comme variable d'analyse des périodes d'instabilité de débits et étudier **la réponse dynamique des bassins** aux aléas des précipitations, il faut **se reporter aux hydrogrammes** disponibles aux exutoires sous les diverses configurations hydrologiques que sont les montées de crue et les phases de récession des débits. Nous avons ainsi sélectionné des portions d'hydrogrammes pour lesquelles les débits n'ont pas été sensiblement perturbés par les aléas des pluies (phase de récession) ou qui correspondent à un événement pluvieux unitaire sur le bassin ; nous avons pu montrer **qu'une loi exponentielle plus complexe que la loi de Maillet permet de reproduire les phases de récession en débits journaliers ; elle s'applique à l'ensemble des cours d'eau étudiés ;** toutefois, cette formulation ne s'applique plus aux phases ultimes de tarissement pendant lesquelles les comportements des cours d'eau tendent à s'individualiser.

En dehors de toute démarche conceptuelle et phénoménologique, nous avons fait appel à des expressions analytiques spécifiques pour représenter la fonction de sortie du bassin à partir des débits horaires aux exutoires ; **les phases de montée de crue et de décrue sont analysées séparément.** Appliquée aux deux unités hydrologiques de l'Euron, lors de plusieurs événements de crues, cette "mathématisation" du fonctionnement du bassin montre ses faiblesses et quelques points forts : elle ne représente en aucun cas la fonction de transfert du bassin et n'a pas capacité à prédire l'importance de la crue à partir de l'état hydrologique du bassin au moment de la pluie, des hauteurs de pluies, etc... **La convergence constatée à l'instant des pics de crue des fonctions utilisées** permet de définir et de calculer des paramètres qui représentent l'écoulement rapide de crue et l'écoulement de base deux. Appliquée à l'Euron, mais sur un nombre restreint d'événements, elle met à nouveau en lumière le comportement hydrologique contrasté des marnes du bassin aval et des calcaires karstifiés du bassin amont. Cette démarche demande à être testée sur d'autres bassins voisins et pour un plus grand nombre d'événements.

5. 2 Le rôle spécifique des lithologies sur les restitutions aux cours d'eau et sur les bilans hydrologiques des bassins.

5. 2. 1 Rappel des modes de transfert

Sur la base des observations de terrain et des mesures sur les eaux souterraines aux exutoires, nous avons exposé dans la seconde partie comment les lithologies contrôlent les processus de transferts et la minéralisation des eaux.

Les marnes :

- Peu perméables, elles favorisent, en cas de fortes pluies, les transferts de surface et subsurface qui donnent des retours rapides aux cours d'eau.

- Elles participent aussi, par un processus d'infiltration continu, à la constitution de réserves à usage différé ; les Marnes Supérieures apportent ainsi un peu d'eau au karst qui s'est développé sous conditions particulières (page 55) dans la Dolomie de Beaumont.

- Les Marnes Inférieures permettent la constitution de nappes de fonds de vallées dont les eaux sont marquées par une forte minéralisation sulfatée, stable dans le temps.

Les formations carbonatées :

Fracturées et karstifiées, elles sont alimentées en continu par les eaux d'infiltration dans les marnes et de façon épisodique par des eaux de surface. La signature géochimique des eaux du karst est variable dans le temps, liée à l'importance des apports de surface ; en saison estivale la minéralisation est spécifique des trajets de l'eau jusqu'aux exutoires.

Si le karst de la Dolomie reste un phénomène discret, limité à certaines conditions d'affleurements, le karst du Muschelkalk est mieux développé et se manifeste en surface lorsque le recouvrement par les marnes est limité en épaisseur ; l'existence d'un endokarst sous plus fort recouvrement est probable, attestée par l'artésianisme de la nappe du Muschelkalk Supérieur traversée par certains forages (Brasserie de Charmes, forage de Bienville-la-Petite).

5. 2. 2 Relations entre écoulements et lithologies

Si l'on s'en tient à une approche globale sur des périodes annuelles ou pluriannuelles, il est difficile de trouver entre les bassins des disparités de fonctionnement bien affirmées que l'on puisse relier directement à la nature des lithologies. **Les débits fréquentiels d'étiage** (qui caractérisent déjà un fonctionnement moyen sur des durées plus réduites) sont la seule exception ; ils indiquent que les bassins ou portions de bassins dans les calcaires ont des productivité faibles et des tendances marquées au tarissement (Euron amont, Avière aval) alors que les bassins dans les marnes donnent des restitutions mieux soutenues (Colon, Euron aval). Mais le comportement du Ruisseau des Amis très sensible au tarissement est en contradiction avec cette tendance générale.

On voit alors que le rôle des lithologies ne peut être compris qu'en approchant la dynamique des écoulements par des changements d'échelles d'analyse pour travailler sur des écoulements saisonniers, ou bien sur des événements hydrologiques particuliers où s'exprime la dynamique du bassin, parfois en découpant les bassins en unités hydrologiques présentant une homogénéité de fonctionnement.

Les écoulements saisonniers

Les pluies hivernales initient facilement les transferts rapides, avec parfois apparition de périodes de ruissellement, aussi bien sur les calcaires que sur les marnes (Photo 14) ; en effet ces deux lithologies, pour des raisons différentes, ont des comportements assez proches,

- Les marnes peu perméables du Keuper et de la Lettenkohle permettent les retours rapides au cours d'eau ; une partie seulement de la pluie efficace participe aux débits de crue, le reliquat transféré par infiltration vers les réserves sera l'objet d'une restitution différée.
- Les calcaires et dolomies, grâce à une perméabilité de fracture, voient dans un premier temps leurs capacités de stockage saturées, ce qui retarde le moment d'apparition des transferts de surface ; à partir de ce moment, la totalité des précipitations est apportée au cours d'eau, à la fois par ces transferts et par les restitutions rapides des sources et résurgences.

Il s'ensuit que les cours d'eau, pendant les hivers hydrologiques, ont des comportements assez voisins mais que les crues d'hiver sont parfois plus violentes dans les parties calcaires des bassins (Tableau 25).

C'est pendant l'été hydrologique que les réponses des cours d'eau sont les plus tributaires de la nature des lithologies et que l'on peut cerner l'origine des apports.

La comparaison des coefficients d'écoulements pendant les deux saisons hydrologiques (Tab. 32), les variations de ces coefficients en cours d'année (Tab. 29) font apparaître une forte disparité entre bassins calcaires et bassins marneux, disparité encore mieux mise en évidence par la comparaison des productivités des deux unités hydrologiques du bassin de l'Euron, établies sur la base d'écoulements mensuels (Tab.27).

- Les réserves des calcaires ont été rapidement restituées aux cours d'eau dès la fin des périodes de hautes eaux ; les parties calcaires des bassins deviennent peu productives et, en étiage, peinent à soutenir les débits ; les exemples de l'Euron amont et de

certaines portions intermédiaires des cours de l'Avière et du Durbion illustrent ce mode de fonctionnement.

- En revanche, les marnes présentent des comportements plus différenciés : **Les nappes en** fond de vallée **dans le Keuper Inférieur sont capables de soutenir les débits d'étiage du** Colon, de la Rulle, du Robert et du Val d'Arol ; le fonctionnement hydraulique de ce type de nappes en interaction avec le réseau hydrographique a été étudié expérimentalement et modélisé par C. Kao, 2002. Cependant, les mêmes marnes sont très indigentes dans le bassin du Ruisseau des Amis puisque le cours d'eau peut tarir sur une grande partie de son tracé ; son débit à la station hydrométrique est parfois dépendant des seules remontées d'eau de la source minérale de Laneuveville

  Les apports des marnes du Keuper Supérieur se confondent avec ceux de la Dolomie et **restent limités en période estivale**. Les eaux se différencient de celles des Marnes Inférieures par un niveau de conductivité moindre (600-800µs,Tabl.13 et 15).

Dans les bassins keupériens de la Rulle et du Xouillon, dans le bassin du Robert et le bassin du Val d'Arol, les eaux courantes issues des Keuper Moyen et Supérieur se mêlent progressivement aux eaux sulfatées de la nappe logée en fond de vallée dans les Marnes Inférieures ; en conséquence, la minéralisation des eaux croît de l'amont vers l'aval. (Cas de la Rulle, du Xouillon, du Robert et du Val d'Arol) ; le Colon est un cas à part : sa minéralisation, voisine de 2000µs, reste à peu près constante jusqu'à Florémont en raison de la participation négligeable des formations des Keuper Moyen et Supérieur (Tabl. 12).

En plus de cette évolution de l'amont vers l'aval, nous noterons le rôle que joue la position stratigraphique du bassin sur le niveau moyen de minéralisation ; à cause du pendage général des couches, les Marnes Inférieures voient leur participation à la superficie des bassins se réduire lorsqu'on passe du bassin Colon à celui de la Rulle puis du Xouillon ; cette évolution s'accompagne d'une décroissance des niveaux moyens de minéralisation : 2000µs pour le Colon, 1750µs pour la Rulle et 1630µs pour le Xouillon . Les bassins du Robert et du Val d'Arol, en positions stratigraphiques comparables à celle du Xouillon, donnent des eaux de même degré de minéralisation.

Par des campagnes de mesures de débits et de conductivité le long du linéaire des cours d'eau, on peut localiser des zones d'interaction entre les eaux courantes et les eaux souterraines du karst du Muschelkalk. Grâce à la présence d'une faille, la Gitte reçoit en été les eaux du karst sur une portion bien délimitée de son cours. L'Avière reçoit d'abord quelques apports karstiques en amont d'Oncourt, puis la stabilisation de son débit dans un tracé où affleurent les calcaires indique une probable réalimentation du karst par les eaux courantes.

Les bilans Hydrologiques posent plus de questions qu'ils n'apportent de réponses.

Les bilans hydrologiques sont difficiles à interpréter en raison de l'imprécision avec laquelle les termes en sont connus. Les variations des réserves hydrologiques des bassins sont diversement sensibles à des successions d'années sèches et pluvieuses ; là encore, le bassin marneux du Ruisseau des Amis se distingue par un comportement à première vue aberrant ; sa réserve hydrologique est fortement affectée par les successions d'années déficitaires ou excédentaires en pluies alors que ses coefficients d'écoulements saisonniers sont semblables à ceux des bassins calcaires.

Pour qu'il ait pu à ce point consommer pendant une dizaine d'années successives (graphique 15) sa réserve hydrologique il a fallu qu'une partie de ses écoulements résulte d'apports momentanés d'un bassin hydrologique plus vaste que son bassin topographique ;

Une hypothèse serait d'admettre une remontée temporaire des eaux de la nappe du Muschelkalk (La source minérale de Laneuveville-aux-Bois en serait une conséquence); elle permettrait d'expliquer les singularités de comportement d'un bassin qui présente à certains moments des analogies avec les bassins calcaires et à d'autres moments des analogies avec les bassins marneux.

D'ailleurs, comment admettre l'existence d'une infiltration gravitaire dans les Marnes Supérieures et s'interdire les possibilités de remontées d'eau dans les Marnes Inférieures à partir des nappes en charges dans les calcaires. De la même façon qu'il existe un couplage hydrologique unidirectionnel entre les Marnes Supérieures et la Dolomie, on peut envisager la possibilité d'un couplage bidirectionnel entre les calcaires du Muschelkalk et les Marnes Inférieures, sous réserve que l'épaisseur des marnes reste limitée à quelques dizaines de mètres ; les Marnes Inférieures pourraient à certains moments alimenter les niveaux calcaires sous-jacents et en recevoir de l'eau à d'autres moments. On expliquerait de cette façon la différence de productivité en étiage entre le bassin du Colon où 95 mètres de marnes séparent la surface des premiers niveaux du Muschelkalk et de celui de l'Euron en aval de Saint-Boingt où l'épaisseur de marnes varie entre zéro et une cinquantaine de mètres à Froville (Tab.25).

Le rôle les lithologies dans les écoulements de crue.

L'étude des phases de montées de crues et de récession des débits en réponse à un événement pluvieux a permis de proposer des expressions analytiques qui reproduisent avec un biais acceptable les hydrogrammes des périodes analysées. La forme particulière donnée à ces expressions permet de considérer à chaque instant le débit comme la somme d'un débit de base et d'un débit lié à la crue. L'estimation du débit de base à l'instant du pic de crue par des expressions différentes donne des valeurs proches, ce qui valide sur la totalité de l'événement le calcul des flux correspondant à l'écoulement de base (EB) et à l'écoulement rapide de crue (ERC).

Pour deux épisodes de crue de l'Euron enregistrés aux stations de Froville et de Saint-Boingt, on met en évidence :

- Une rétention temporaire de l'eau dans les calcaires lors de la phase de montée de crue, suivie d'une restitution pendant la phase de récession.

- Une répartition mieux équilibrée de l' ERC entre montée de crue et phase de récession dans les marnes du bassin. Tout en restant prudent dans nos interprétations, il semble qu'on accède ainsi à la dynamique de restitutions des eaux dans les deux sous-bassins aux lithologies différentes. La disparité dans la répartition de l' ERC met en relief le fonctionnement particulier des calcaires fissurés qui constituent une capacité de stockage temporaire capable de restituer rapidement les eaux emmagasinées.

6 - *Conclusions générales*

Ce travail est une contribution à l'étude des circulations de l'eau sur un domaine où alternent marnes et calcaires du Trias Supérieur. Nous avons retenu au sud de la Lorraine, dans la région de Charmes, Epinal, Mirecourt un espace restreint où affleurent les formations principales du Keuper et du Muschelkalk, situé à l'écart des faisceaux salifères et des niveaux de gypse massifs susceptibles de perturber les trajets de l'eau ; il présente l'avantage d'être constitué d'un ensemble de bassins versants ruraux de petite taille (de l'ordre de 100km²), drainés par des cours d'eau peu affectés par les perturbations anthropiques. Regroupés sur cet espace, ces bassins sont soumis à un même régime pluvio-évaporal et ne diffèrent donc que par la nature et la superficie des lithologies affleurantes.

Cette recherche s'appuie d'abord sur un ensemble d'observations de terrain permettant une description, à différentes échelles d'espace, des caractéristiques du milieu qui contrôlent ou sont en interaction avec les circulations de l'eau.

Deux types de reliefs sont présents : un relief de plateaux calcaires dépourvu de réseau hydrographique puis un relief de dissection, conséquence de l'érosion des marnes par un réseau plus dense ; à une échelle différente, les circulations maintiennent une certaine activité morphogène dans les marnes (solifluxion) et surtout dans les formations carbonatées où reste actif un karst de contact litho stratigraphique, en particulier dans les calcaires du Muschelkalk. Enfin, ce travail de terrain permet d'identifier de nombreux indices, permanents ou temporaires, des circulations de l'eau : thalweg d'érosion dans la Dolomie, position des sources et des résurgences par rapport aux lithologies, pérennité des apports aux cours d'eau.

Le réseau hydrographique qui couvre le domaine de la recherche est constitué par deux drains principaux, la Moselle et le Madon, et par le réseau secondaire de nos petits bassins.
Son organisation spatiale s'adapte au cadre morpho-structural qui comporte à la fois des éléments évolutifs (érosion et approfondissement des vallées) et des éléments stables comme les diverses manifestations de la tectonique. Cette double démarche temporelle et spatiale conduit à rechercher les modifications de tracés qu'a subi le réseau et sous quelles contraintes se sont effectués les réaménagements puis à étudier les relations qui existent entre les directions d'écoulements actuelles et les invariants du cadre morpho structural. Nous pouvons ainsi cerner, grâce aux dépôts alluvionnaires, les évolutions spatiales du lit majeur de la Moselle qui comportent à la fois des déplacements latéraux et verticaux et une surimposition de la rivière dans une forme anticlinale qui en a fixé les tracés. La réorganisation du réseau d'affluents en réponse à cette mobilité du drain principal s'effectue suivant diverses modalités : implantation d'un réseau tardif (Euron, Loro) sur l'espace du versant Est de la paléo-Moselle, amputation du bassin versant d'un affluent ancien, le Mori, au profit du réseau tardif, perte de relation d'affluence (Colon), en raison de l'instabilité des versants dégagés dans les marnes. Les invariants du cadre morpho-structural guident à

diverses échelles spatiales les tracés actuels ; grâce à l'énergie de ses écoulements, la Moselle s'affranchit des contraintes structurales locales, ses directions d'écoulement à l'échelle régionale étant imposées par la pente de la surface sommitale de la Lorraine. Le réseau secondaire de moindre énergie offre des directions d'écoulements plus diversifiées, imposées à l'échelle locale par des déformations tectoniques souples ou cassantes (failles) ; à plus grande échelle, le réseau de fracturations lisible dans les formations compétentes contrôle parfois les directions d'écoulement.

Les processus de transfert des précipitations sont mis en évidence, directement à l'occasion d'événements pluvieux exceptionnels ou bien par les traces qu'ils laissent sur les terrains ; Le ruissellement est un transfert épisodique, d'autant plus fréquent que le substratum est imperméable ; sont concernés les marnes du Keuper et de la Lettenkohle mais aussi les calcaires du Muschelkalk qui peuvent se comporter de façon temporaire comme des niveaux imperméables lorsque leur système de fractures est engorgé.

Malgré leur réputation d'imperméabilité, les marnes permettent l'infiltration de la pluie ; bien que l'on ne sache pas expliquer les causes physiques de ce mode de transfert (perméabilité intrinsèque des marnes, micro-fracturation due à la décompression des niveaux superficiels et/ou présence de petits bancs dolomitiques jouant le rôle de drains), l'alimentation en eau du karst de la Dolomie de Beaumont en atteste le fonctionnement dans les Marnes Supérieures ; les eaux sulfatées des nappes de fonds de vallées démontrent de façon indirecte l'efficience de ce mode de transfert dans les Marnes Inférieures.

L'alimentation des systèmes karstiques se fait en partie par les eaux d'infiltration, en partie par les eaux de surface. Il s'agit donc d'un épi-karst caractérisé par une variabilité des débits et des conductivités des eaux aux émergences, variabilité qui accompagne les événements pluvieux ; mais aussi, par les remontées artésiennes lors de certains forages ou par des remontées d'eau sur le trajet des failles, on soupçonne l'existence d'une nappe plus profonde dans les calcaires du Muschelkalk.
Les trajets souterrains de l'eau peuvent être reconnus par les signatures géochimiques : composition stable des eaux sulfatées des nappes des Marnes inférieures s'opposant aux conductivités variables des eaux karstiques. L'identification et le suivi des eaux souterraines permettent de comprendre le fonctionnement de quelques systèmes karstiques (Loro) et de localiser des apports d'eaux karstiques aux cours d'eau.

Le fonctionnement hydrologique des bassins est analysé sous plusieurs aspects : les données aux stations renseignent sur les caractéristiques hydrologiques de chacun des bassins considéré dans sa totalité ; ce type d'analyse effectué à l'échelle du bassin nous autorise à en comparer le fonctionnement à diverses échelles de temps .

Malgré leur petite taille, ce qui devrait accentuer leurs particularités, tous les bassins ont des comportements très proches sur des durées annuelles ou pluriannuelles ; il faut descendre au moins à l'échelle de la saison hydrologique pour que s'affirment quelques singularités permettant d'identifier le rôle de lithologies ; pendant l'été hydrologique, alors que les écoulements dans tous les bassins sont déconnectés des précipitations, les marnes du Keuper Inférieur soutiennent les débits d'étiage au moment où les réserves des calcaires sont presque épuisées ; les débits fréquentiels d'étiage, les écoulements saisonniers en été comme en hiver hydrologique font apparaître le rôle des lithologies, rôle qui s'affirme d'autant plus que l'analyse des débits aux stations porte sur de courtes durées et correspondent à des situations hydrologiques extrêmes (exemple du fonctionnement différencié des deux sous-bassins de l'Euron). Ainsi apparaît le lien entre la capacité des réserves à soutenir les débits et les processus de transfert et de stockage identifiés grâce au travail de terrain dans les formations géologiques; le lien entre les aspects qualitatif et quantitatif des écoulements est établi.

Pour réintroduire la variable espace dans l'étude du fonctionnement des bassins, nous avons établi les profils hydrologiques et la carte de conductivité de chaque cours d'eau en saison estivale ; la diversité des lithologies à l'intérieur d'un même bassin se traduit par des mélanges d'eaux de provenances diverses identifiables par leurs signatures géochimiques ; chaque bassin peut être décomposé en unités de fonctionnement hydrologique homogènes où l'on peut détecter des apports d'eaux souterraines localisés ou bien répartis sur certaines portions du tracé. Nous avons ainsi pu mettre en évidence, par l'évolution des débits, des conductivités et des températures, la continuité des apports des nappes du Keuper Inférieur, par opposition à la discontinuité et la localisation des apports karstiques dans les bassins : le bassin du Colon se comporte comme une unité hydrologique homogène alimentée tout au long du cours par les Marnes Inférieures ; la Rulle et le Xouillon montrent des apports croissants des nappes des Marnes Inférieures ; la Gitte reçoit les apports diffus d'eaux du Muschelkalk dans une portion de cours définie.

Enfin, nous avons consacré une partie de ce travail à caractériser les périodes d'instabilité des débits dans les divers bassins et à diverses échelles de temps. L'analyse des phases de récession en débits journaliers indique une similitude de comportement des bassins, décrite par une loi unique ; l'individualité de chaque bassin s'affirme dans la partie terminale de la phase de récession, soulignant à nouveau le rôle des lithologies lors des faibles débits. L'imprécision des mesures ne permet de donner qu'une estimation des réserves, toujours limitées. Avec les débits horaires des deux stations de l'Euron, l'ajustement des courbes de montée de crues et de récession à des expressions analytiques se fait au moyen de paramètres de calage, paramètres qui caractérisent le comportement du cours d'eau en réponse à une pluie génératrice de crue ; cette méthode d'ajustement analytique permet de proposer un mode de calcul pour l'écoulement rapide de crue et pour l'écoulement de base ; l'interprétation des valeurs obtenues permet de comparer les dynamiques des deux sous- bassins de l'Euron et de souligner à nouveau les comportements spécifiques des marnes et des calcaires, ces derniers fonctionnant comme une capacité de stockage temporaire des précipitations.

REFERENCES BIBLIOGRAPHIQUES

Agence de Bassin Rhin Meuse - Spéléo Club de Metz, 1984. Inventaire des phénomènes karstiques du bassin de la Moselle entre Charmes et Epinal.

Agence de Bassin Rhin Meuse - Spéléo Club de Metz, 1985. Inventaire des phénomènes karstiques des formations du Muschelkalk Supérieur en Vosges et Meurthe et Moselle.

Agence de Bassin Rhin Meuse, 1998. Débits mensuels d'étiage et modules -Bassin de la Moselle amont.

Ambroise B., 1998. Genèse des débits dans les petits bassins versant ruraux en milieu tempéré. Processus et facteurs. Rev. Sci. Eau, 11 (4), 471-495.

Ambroise B., 1999-a. La dynamique du cycle de l'eau dans un bassin versant. Processus, facteurs, modèles. Editions H*G*A*, Bucarest.

Ambroise B., 1999-b). Modélisation systémique et dynamique. Rev. Sci. Eau, 12 (1), 123-135.

Baroz F. 1967. Contribution à l'étude de la dolomie de Beaumont en Lorraine. D.E.S. Sci. Nancy, 84 pages.

Bonnefont J. C., 1975. La Lorraine du Sud à l'époque du Riss et du Wurm. Mosella, 4, 59-83.

Bravard J.P., F. Petit 1997. Les cours d'eau; Dynamique du système fluvial. Edit. Armand Colin/Masson, Paris.

Busson C. 1980. Les grandes cuvettes évaporitiques en milieu détritique. Comment elles se creusent, comment elles se remplissent. Bull Centre Tech. S.N.P.A, 4-1 pp.557-588.

Carcaud N., 1992. Remplissage des fonds de vallées de la Moselle et de la Meurthe en Lorraine sédimentaire. Thèse, Univ. Nancy, 281 p.

Carcaud N., Weisrock A., Ochietti S., 1991. Creusements et alluvionnements holocènes de la Meurthe et de la Moselle. Physio-Géo, 22-23, 131-136

Carre J. F., 1973. Description d'un réseau souterrain dans le pays des Faucilles.

CEGUM - Agence de l'eau Rhin Meuse, 1997. Quantification spatiale des précipitations (secteur occidental).

CEGUM - Agence de l'eau Rhin Meuse, 1982. Campagnes de mesure des débits d'étiage, analyse et synthèse sur les cours d'eau de la Moselle, Meurthe, Durbion, Avière et Euron.

CEGUM - Agence de l'eau Rhin Meuse, 1991. Etude méthodologique des basses eaux. Elaboration et analyse des profils hydrographiques. Application au bassin de la Meurthe.

CEGUM- S.R.A.E.L, 1987. Synthèse des études concernant les eaux souterraines- Département de la Moselle et de la Meurthe et Moselle : Nappe des Grès du Trias Inférieur hors bassin houiller.

Corbonnois J., (1996). Les conditions de la circulation de l'eau en Lorraine. Mémoire d'habilitation. Univ. de Toulouse.

Cosandey C., 1985. Des crues sans ruissellement sur les versants. Le courrier du CNRS, Paris, suppl. au n° 57, p.67-69.

Cosandey C., Robinson M., 2000. Hydrologie continentale. Editeur Armand Colin, Paris.

Dague P., 1969. Etude géologique et hydrogéologique de la nappe des Grès du Trias Inférieur de l'est de la France, thèse de l'Université de Nancy, 222 pages.

Darcel Caroline, 2002 .Corrélations dans les réseaux de fractures : caractérisation et conséquences sur les propriétés hydrauliques. Thèse, Géosciences Rennes (UMR 6118), Univ. Rennes 1.

De Marsily G., 1994. Quelques réflexions sur l'utilisation des modèles en hydrologie. Rev. Sci. Eau, 7 (3), 219-234.

Derruau M., 1974. Précis de géomorphologie. Edit, Masson et Cie, 453 pages.

Dubreuil P.A., 1974. Initiation à l'analyse hydrologique. Masson, Paris (F), 216 p

Flageollet J. C., 1984. La terrasse wurmienne à l'aval de la Moraine de Noirgeux entre Remiremont et Epinal, Vosges. Signification dynamique et conditions paléo- climatiques.
Bull. Assoc. Fr. Et. Quat. 1,2,3 :93-98.

Freeze R.A., 1972. Role of subsurface flow generating surface runoff. - Upstream source area; Water Resour. Res., 8(5), 1272-1283.

Gamez P., 1992. Hydrologie et karstologie du bassin du Loison (Lorraine septentrionale). Thèse, Univ. Metz, CEGUM, 397 p.

Geissler-Cussey D., 1976. Etude des lithofaciès évaporitiques du Keuper inférieur salifère de la région de Nancy ; 4ème Réunion. Ann. Sci. de la Terre, Paris.

Geissler-Cussey D., 1986. Approches sédimentologique et géochimique des mécanismes générateurs des formations évaporitiques actuelles et fossiles. Mem. Sci. de la Terre n°48, 286 pages.

GEREEA - Agence de l'eau Rhin Meuse, 1996. Campagnes de mesure des débits d'étiages-campagnes complémentaires sur le Ru des Charbonniers, l'OnzaineL'Avière, l'Ill, le Colon, l'Arot, les Bouvades et le Longeau.

Hall F. R., 1968. Baseflow recessions- A review. Water Ressources Research, vol. 4, N° 45.

Harmand D. 1992. Histoire de la vallée de la Meuse Lorraine. Presses Universitaires de Nancy (Coll, " Etudes géographiques"), 146 p.Heft 33, Text 140 Seiten, 4 Tafeln, Hambourg.

Hibsch C., Fauvel P.J., Leroux J. 1998. Analyse des relations entre réseaux de fracturations et réseaux hydrographiques régionaux. Rapport A.N.D.R.A DRP 0 GSE 98- 002 / 1.

Hilly J., Haguenauer B., 1979. Guide géologique Lorraine Champagne.

Hilly J., Marchal Cl., Buffet A. (Cie des Salins du Midi et des Salins de l'Est) **,1998.** La série évaporitique de Lorraine Champagne. Analyses et implications génétiques des discontinuités sédimentaires. C .R. Acad. Sci. Paris 1998/326, pp 427-432

Hubert P., 1989. La séparation de l'hydrogramme : apport des méthodes isotopiques. Hydrogéologie, n°3, p.143-150.

Humbert J., Najjar G., 1992. Influence de la forêt sur le cycle de l'eau en domaine tempéré CEREG. – ULP, Strasbourg (F), 85 p.

Kao C., 2002. Fonctionnement hydraulique des nappes superficielles de fond de vallée en interaction avec le réseau hydrographique. Thèse E.N.G.R.E.F.

Lambert R., 1996. Géographie du cycle de l'eau. Presses Universitaires du Mirail, Toulouse, 439p

Lebaut S., 2000. Apports de l'analyse et de la modélisation hydrologiques de bassins versants dans la connaissance du fonctionnement d'un aquifère: les grès d'Ardenne- Luxembourg. Thèse, Univ. Metz, CEGUM, et Mosella, tome XXVI-N° 1-2, Août 2001.

Leroux J., 1975. Apports de la tectonique de surface à la connaissance du substratum anté-secondaire du Sud de la Lorraine.

Leroux J., 1980. La tectonique de l'auréole orientale du Bassin Parisien. Ses relations avec la sédimentation. Bull. Soc. Geol. France, tome XXII n°4, pp655-662.

Leroux J., 2000. Structuration du nord-est du Bassin Parisien. Bulletin d'information des Géologues du Bassin de Paris. Vol. 37, n°4, p. 13-34.

Leroux J., Harmand D. 2003. Origin of the hydrographic network in the Eastern Paris Basin and its border massifs; hypothesis, structural morphologic and hydrographics consequences. Géologie de la France, 2003 n° 1, 105-110.

Leroux J., Harmand D., Gamez P., 2003. The morphologic and structural évolution revealed by hydrographic network: a discordant Cretaceous cover ar the origin of the rivers courses and their surimposition in the Eastern Paris Basin (France). Soumis à Géodinamica acta.

Leroux. J, 2001. Reconstitution des paléo paysages par traitement des surfaces. Rapport A.N.D.R.A DRP 0 G2R 01- 001 /A.

Linsley R.K., et al, 1982. Hydrology for Engineers, 3 rd edition, McGraw- Hill, N.Y (USA), 508 p.

Lucas J., 1962. La transformation des minéraux argileux dans la sédimentation. Etude sur les argiles du Trias, Mem. Serv. Carte Geol. Als. Lor, 23, 202 pages.

Mandelbrot B., 1989. Les objets fractals. Flammarion, Paris (F), 268 p.

Marchal Cl., 1983. Le gîte salifère keupérien de Lorraine Champagne et les formations associées. Etude géométrique - implications génétiques. Mem. des Sci. de la Terre n° 44, 139 pages.

Marchal Cl., 1985 - a. Le sel, marqueur stratigraphique et reflet de l'évolution structurale du bassin. C. R. Acad. Sci Paris t. 303 série II n° 12.

Marchal Cl., 1985 -b. Les dissolutions anciennes et actuelles du gîte salifère keupérien de l'Est de la France. Bull. Soc. Géol. France, 1985, (8), n° 6, pp 815-822.

Mau D.P., Winter T.C., 1997. Estimating groud- water recharge from streamflow hydrographs for a small mountain watershed in a temperature humid climate, NewHampshire, USA. Ground Water, vol.35, N°2.

Maubeuge P.L., 1971. Observations nouvelles sur le Trias Supérieur (Marnes Irisées).Bull. Acad. et Soc. Lorr. Sci. , Nancy, tome X, n° 4, pp. 50-65

Meheust, Y., 2002. Ecoulements dans les fractures ouvertes. Thèse Lab. De Géol. De l'Ecole Normale Supérieure- Paris XI.

Mery M., 1975. Le réseau de DEBAIN sans VALLOIS (Vosges) ; travaux du Groupe Spéléo-préhistoire Vosgien.

Mery M., 1976. Recherches spéléo- dans le secteur du Durbion ; travaux du Groupe spéléo-préhistoire Vosgien. (Spéléo. L Mai 1976 n° 8).

Meybeck M., 1984. Variabilité géographique de la composition chimique naturelle des eaux courantes. Vehr. Internat.Verein .Limnol., IX. Running waters, p.1766-1774.

Nutbrown D.A., Downing R.A., 1976. Normal mode analysis of the structure of baseflow recession curves. Journal of Hydrology, vol.30.

Palain J., 1966. Contribution à l'étude sédimentaire des Grès à Roseaux en Lorraine. Sci. de la Terre, t. XI, n°3, pp 245-291.

Potter K.W., Rice J.M., 1987. Estimating baseflow volume and its uncertainty. Water Ressources Bulletin, vol.23, N°2.

Remenieras G., 1986. Hydrologie de l'ingénieur. 2ème édition, Eyrolles.

Ricour J., 1962. Contribution à la révision du Trias Français. Mem. Serv. Carte Geol. Fr. Paris ,471 pages.

Rochefort M., Tricart J., 1959. Rôle de l'écoulement sub-superficiel dans l'alimentation de certains cours d'eau. C.R. Acad. Sci., 248, 267-270.

Roland C., Marion J.M, 1986. Phénomènes karstiques et cônes de limons formés aux résurgences de la Reid ; Bull.de la Société de Géographie de Liège N° 22-23, 1986- 1987, pp149-159.

Schoeller H., 1962. Les Eaux souterraines- Hydrologie dynamique et Chimique. Masson ,Edit Paris.

Sloss L., 1969. Signifiance of evaporite rocks. Evaporites deposits from layered solutions. J. Sedim. of Petrol. 23.3 pp. 143-161.

Spéléo-Club De Metz, 1981 .Contribution à un inventaire des phénomènes karstiques de la région de Charmes- Epinal.

Taous Ali, 1994. Le système alluvial de la Moyenne terrasse de la Moselle en Lorraine méridionale (approche morpho-sédimentaire et pétrographique). Thèse Univ. Nancy II.

Tricart J., 1948. La partie orientale du Bassin de Paris. Etude morphologique. Thèse Paris (lettres) et SEDES. Ed. Paris, t.1 : La genèse du bassin, 1-210, t II : L'évolution morphologique au Quaternaire, 211-274.

Tricart J., 1965. Morphogenèse et pédogenèse, I, approche méthodologique : géomorphologie et pédologie, Science du sol, A, pp. 69-85.

Tricart J., 1994. Eco-géographie des espaces ruraux. Contribution méthodologique au programme international Géosphère-Biosphère. Edit Nathan, Paris 1994.

Vaskou P., 1981. Apports de la sédimentologie à la connaissance des dépôts alluviaux des terrasses de la Moselle entre Noirgeux et Toul. Thèse, Géol., Nancy, 145 p.

Vatan A. 1967. Manuel de sédimentologie. Edit. TECHNIP 397 p.

Weisrock A., 1967. Les terrasses alluviales de la Moselle à Charmes (Vosges). D.E.S., mémoire annexe, Nancy, 121p.

Weisrock A., 1990. Introduction à l'étude de la genèse des fonds de vallées en Lorraine. Rev. Géogr. de l'Est, XXX, 1, 3-18.

Wild C., 1984. Le bassin versant du Durbion, étude physique et hydrologique. Mem.de Licence de Géographie, Univ. de Metz.

Wild C., 1985. Contribution à l'étude des basses eaux et des étiages : le bassin versant du Madon. Mem. de Maitrise de Géographie, Univ. de Metz.

Würmser P., 1963. Problèmes posés par les grès à Roseaux du Trias Supérieur. Sci de la Terre Nancy, t. IX n° 2, pp. 197.-219

Würmser P., 1964. Geologie des Schilfsandsteins. Mitt. Geol. Staats. inst. Hambourg.

REFERENCES CARTOGRAPHIQUES

Carte topographique I.G.N au 1/25000 ; Mirecourt – 3417 O.

Carte topographique I.G.N au 1/25000 ; Bayon – 3416 E

Carte topographique I.G.N au 1/25000 ; Flavigny sur Moselle – 3416 O.

Carte topographique I.G.N au 1/25000 ; Thaon les Vosges – 3417 E

Carte topographique I.G.N au 1/25000 ; Dompaire – 3318 E.

Carte topographique I.G.N au 1/25000 ; Vittel – 3318 O.

Carte topographique I.G.N au 1/25000 ; Rambervillers – 3517 O.

Carte topographique I.G.N au 1/50000 ; Epinal – 3518 OT

Carte topographique I.G.N au 1/25000 ; Conflans sur Lanterne – 3420 O.

Carte géologique au 1/50000 ; Mirecourt, feuille 34-17 et notice explicative.

Carte géologique au 1/50000 ; Bayon, feuille 34-16 et notice explicative.

Carte géologique au 1/50000 ; Vittel, feuille 33-18 et notice explicative.

Carte géologique au 1/50000 ; Epinal, feuille 34-18 et notice explicative.

Carte géologique au 1/50000 ; Parroy, feuille 35-15 et notice explicative.

Carte géologique au 1/50000 ; Luxeuil les Bains, feuille 34-20 et notice explicative.

Carte géologique au 1/50000 ; Lunéville, feuille 35-16 et notice explicative.

Carte géologique au 1/50000 ; Rambervillers, feuille 35-17 et notice explicative.

Tables des Figures, Tableaux, Graphiques, Photos et Cartes

Figures

1ère et 2ème Parties

	Pages
Fig. 1 : Extension de la mer du Trias germanique au Keuper.	14
Fig. 2 : Schéma montrant les relations entre les environnements des dépôts et les lithologies lors d'une séquence évaporitique.	16
Fig. 3 : Extension du Bassin salifère keupérien.	18
Fig. 4 : Situation de la vallée de la Seille entre Dieuze et Marsal par rapport au gîte salifère.	21
Fig. 5 : Coupe SW – NE de l'anticlinorium de Zincourt Hardigny entre la côte de Virine et la Haye de Trielle.	44 - 63
Fig. 6 et 7 : Orientations des diaclases dans les calcaires du Muschelkalk et la dolomie de base de la Lettenkohle, dans la Dolomie de Beaumont.	46
Fig. 8 : Log stratigraphique des formations du Muschelkalk, de la Lettenkohle et du Keuper. Positions des bassins versants et localisation des manifestations karstiques.	51
Fig. 9 : Coupe géologique de la forêt de Charmes montrant l'inversion de relief suite à l'érosion du versant Est de la paléo Moselle.	67
Fig. 10 : Coupe géologique de la forêt des Ternes montrant l'allure du versant Est de la paléo Moselle, l'extension probable des terrasses et l'inversion de relief suite à l'érosion.	67
Fig. 11 : Coupe de direction N60 de la Maison Forestière de Frémiot à Ortoncourt, montrant l'extension des terrasses anciennes au delà de la vallée du Mori.	68
Fig. 12 : Coupe S.E – N.W passant par la dépression de la Deuille et le bois de Rehaincourt.	68
Fig. 13 : Incision du Mori dans les calcaires entre la Verrerie et Portieux (coupe Sud Nord).	70
Fig. 14 : Coupe géologique le long de la ligne de partage des eaux Moselle/Madon à proximité de Florémont.	72
Fig. 15 : Position des deux thalweg possibles du paléo Colon ; tracés de la fouille de la conduite d'éthylène.	73

Fig. 16 : Coupe de la tranchée d'éthylène à Florémont montrant les dépôts alluviaux du Colon ancien. 74

Fig. 17 : Pentes du profil en long du cours du Colon : Mise en évidence d'une zone de faible pente entre Florémont et le moulin de Savigny. 75

Fig.18 et 19 : Les directions des écoulements du Xouillon et du Colon amont. 78

Fig. 20 : Les directions des écoulements du Colon en aval de Florémont. 78

Fig. 21 et 22 : Les directions des écoulements du Loro et de l'Euron en amont de Saint-Boingt. 79

Fig. 23 : Les directions des écoulements de l'Euron dans son bassin keupérien en aval de Saint-Boingt. 80

Fig. 24: Les directions des écoulements de l'Avière sont héritées du cours de la paléo Moselle. 81

Fig. 25 : Les directions d'écoulement de la Gitte sont liées à la présence d'une faille annexe de la faille de Vittel. 81

3ème partie

Fig. 26 : Coupe du plateau du Muschelkalk entre les vallées de la Gitte et de l'Illon. Emplacement des sources et résurgences et allure des nappes. 159

Annexe2

Fig. 27 : Coupe géologique entre Meurcourt et Mailleroncourt. 3

Annexe 3

Fig. 28 : Relations géométriques entre les directions de fracturations (D_1 et D_2), le pendage (P) et la direction des écoulements souterrains (Φ). 1

Tableaux

1ère Partie

Pages

Tableau 1 : Domaines de précipitation des éléments dissous lors d'une séquence évaporitique. 15

Tableau 2 : Suites lithologiques observables lors d'une séquence évaporitique. 17

Tableau 3 : Lithostratigraphie du Trias Lorrain et environnements des dépôts sédimentaires. 19

Tableau 4 : Hauteurs de précipitations enregistrées aux stations météorologiques. 26

Tableau 5 : Les précipitations moyennes mensuelles et leur dispersion aux différentes stations météorologiques. 28

Tableau 6 : Moyennes annuelles de l'Etp et Etr aux stations de Nancy et Epinal (période 1987- 2003). 30

Tableau 7 : Valeurs mensuelles de l'Etr et lames d'eau disponibles à Nancy- Tomblaine. 31

Tableau 8 : Valeurs mensuelles de l'Etr et lames d'eau disponible à Epinal-Dogneville. 32

Tableau 9 : Tableau récapitulant les diverses caractéristiques de terrain de l'espace de recherche. 58

Tableau 10 : Le réseau hydrographique de l'espace d'étude et quelques cours d'eau voisins. 61

Tableau 11 : Les guides des directions des réseaux hydrographiques. 84

2ème partie

Tableau 12 : Participation des différentes lithologies du Keuper à la superficie des bassins versants. 94

Tableau 13 : Analyses de quelques eaux du Trias lorrain. Eaux des cours d'eau et eaux profondes. 104

Tableau 14 : Conductivité des eaux des nappes du Keuper Inférieur. 106

Tableau 15 : Conductivité des eaux du Keuper moyen. 107

Tableau 16 : Caractéristiques des eaux de résurgences du ruisseau de l'Ermitage. 109

Tableau 17 : conductivité des eaux du karst du Loro. 112

Tableau 18 : Minéralisation des eaux souterraines de la vallée de l'Avière. 114

Tableau 19 : Eaux souterraines de la vallée de la Gitte. 115

Tableau 20 : Processus de transfert, ressources en eaux et morphologies caractéristiques des lithologies affleurant sur l'espace d'étude. 121

Tableau 21 : Conception systémique du fonctionnement d'un bassin versant. 122

3ème partie

Tableau 22 : Valeurs des débits des cours d'eau pour 2 journées et valeur mini pour l'année 2003. 128

Tableau 23 : Modules des différents cours d'eau sur la période 1987 – 2003 et comparaison avec les données de l'Agence de l'eau (1971 – 1990). 131

Tableau 24 : Caractéristiques hydrologiques des cours d'eau : productivité des bassins versant et caractéristiques d'étiage (période 1971-1990). 134

Tableau 26 : Période 1987-2003. Rendements hydrologiques mensuels en hautes et basses eaux (mois sélectionnés). 137

Tableau 25 : Période 1987 – 2003. Valeurs moyennes des débits mensuels des cours d'eau pour les mois sélectionnés en hautes et basses eaux. 136

Tableau 27 : Rendements hydrologiques dans le Bassin de l'Euron. Ratio des rendements du bassin keupérien (entre Saint-Boingt et Froville) au rendement du bassin calcaire du Muschelkalk (amont St Boingt). 140

Tableau 28 : Paramètres annuels du bilan hydrologique des bassins versants. 144

Tableau 29 : Ecoulements bimensuels des cours d'eau (période 1987- 2003). 146

Tableau 30 : Coefficients d'écoulements bimensuels des divers cours d'eau (période 1987-2003). 147

Tableau 31 : Coefficients d'écoulements bimensuels des divers cours d'eau (période 1987-2003). 148

Tableau 32 : Coefficients d'écoulement moyens pendant les deux saisons hydrologiques (Période 1987-2003). 149

Tableau 33 : Caractéristiques des eaux de la Gitte. 157

Tableau 34 : Conductivité des eaux de la source de Behey à Gorhey. 159

Tableau 35 : Débits et minéralisation des eaux du Robert. 160

Tableau 36 : Caractéristiques des eaux du Colon. 162

Tableau 37: Débits et minéralisation des eaux de la Rulle et le Xouillon. 163

Tableau 38: Débits et minéralisation des eaux de l'Euron et du Loro. 165

Tableau 39: Débits et minéralisation des eaux de l'Avière. 167

Tableau 40: Débits et minéralisation des eaux du Ruisseau des Amis. 168

Tableau 41 : Débits et minéralisation des eaux du Durbion. 170

Tableau 42 : Débits et minéralisation des eaux du Val d'Arol. 170

Tableau 43 : Coefficient de récession des débits des cours d'eau : phase intermédiaire et tarissement. 178

Tableau 44: Coefficient de récession des débits des cours d'eau : phase de décrue. 179

Tableau 45: Estimation des réserves des nappes de quelques bassins versants. 183

Tableau 46 : Chronique des débits de l'Euron lors des crues de Mai 2000 et Mars 2002. 193

Tableau 47 : Décrue à Froville et Saint-Boingt du 20 au 31-03-2002. 195

Tableau 48 : Estimations du débit de base aux pics de crues obtenues par calage des courbes de montée de crues et de récession à Froville et Saint-Boingt pour l'événement du 18/03/2002. 198

Tableau 49: Répartition des écoulements de l'Euron entre écoulement de crue et écoulement de base. 199

Tableau 50 : Proportion de la pluie écoulée par l'ERC à Froville et Saint-Boingt pour les deux épisodes de crue. 200

Tableau 51 : Répartition de l'ERC entre les phases de montée de crues et de récession à Froville et Saint-Boingt. 200

Annexe 2

Tableau 52 : Fonctionnement hydrologique du Bloc de Mailleroncourt 5

Tableau 53 : Fonctionnement hydrologique des blocs de Genevray. 5

Annexe 3

Tableau 54 : calcul de la direction des écoulements souterrains en fonction des directions du pendage et des fracturations. 3

Photos

1ère Partie

Pages

Photo 1 : Filonnets de gypse dans les Marnes Inférieures sur une coupe à Florémont. 38

Photo 2 : Un exemple de niveaux de gypse massif : affleurements dans la carrière de Klang à Proximité de Thionville en Lorraine du Nord. 40

Photos 3 et 4 : Réseau de diaclases et débit en bancs dans les calcaires du Muschelkalk. 46

Photo 5 : Conduit karstique dans les calcaires du Muschelkalk à Dompaire. 52

Photo 6 : Fracturation des calcaires du Muschelkalk à l'origine d'une perte diffuse. 54

2ème Partie

Photos 7 et 8 : Effondrements dus au soutirage par les circulations hypodermiques. 89

Photo 9 : Revaux du Haut du Fort. 90

Photo 10 : Le Revaux du Haut du Fort entaille les Grés à Roseaux. 91

Photos 11 et 12 : Ensemble de dolines au sommet de la Dolomie de Beaumont. 93

Photo 13 : Cascade du Haut du Fort alimentée par la résurgence d'une circulation karstique. 94

Photo 14 : Ruissellement sur les Marnes de la Lettenkohle. 100

Photo 15 : Le karst sous les hautes terrasses alluviales de la Moselle. 101

Photo 16 : Source des Saumeurs : Cordons de tufs bordant les eaux qui précipitent les hydroxydes de fer. 106

Photo 17 : Perte localisée dans le lit du ruisseau de l'Ermitage où affleure la dolomie de base de la Lettenkohle. 109

Photo 18 : La résurgence de Torpuy, source du Loro. Le karst est en charge. 111

Photo 19 : La résurgence de Torpuy le 9/12/2003 ; le débit mesuré est de 3 litres/sec. 111

Photo 20 : Le cours du Loro en amont de la résurgence est envahi par le flot de crue. 112

Photo 21 : Bettegney – bassin de la Gitte. La cheminée d'équilibre du karst. 115

Photo 22 : Bassin de la Gitte ; résurgence du Rond Pré le 12/03/2005. 116

Photos 23 et 24 : Bassin du Durbion. Une des pertes du réseau de Bénafosse au contact Lettenkohle-Muschelkalk, alimentée par un écoulement intermittent non visible sur la photo 23. Photo 24, exutoire du réseau de la Cuisinière au Nord de Villoncourt (Oct. 2003). 116

Graphiques

1ère partie

Pages

Graphique 1 : La somme des écarts à la moyenne des précipitations annuelles aux trois stations de la vallée de la Moselle. 27

Graphique 2 et 3: Moyennes mensuelles des précipitations, Etp Pennmann et Etr aux stations de Nancy - Tomblaine et Epinal - Dogneville (Moyennes calculées pour la série 1990 -2003). 30

Graphiques 4 et 5 : Moyennes mensuelles de l'Etp et l'Etr aux stations de Nancy et Epinal. 33

3ème partie

Graphique 6 : Pôles hydro chimiques des eaux du Trias. 103

Graphique 7 : Débits moyens journaliers de l'Euron, cours d'eau non perturbé et du Colon perturbé. 129

Graphique 8 : Les variations des modules sur la période 1987- 2003 et corrélation avec les hauteurs des précipitations annuelles. 132

Graphique 9 : Relation entre les ratios des rendements hydrologiques des bassins de l'Euron et le rendement à Froville. 139

Graphique 10: Lames d'eau écoulées par l'Euron aux stations de Saint-Boingt et de Froville (années 1987 -2003). 145

Graphique 11 : Ecoulements bimensuels des cours d'eau (période 1987- 2003). 146

Graphiques 12, 13,14 : Euron à Froville, Colon à Xaronval et Ruisseau des Amis à Marainvillier. Relation entre pluies et écoulements pendant les mois de janvier- février et juillet - Août (période de 1990 à 2003). 149-150

Graphique 15 : Evolution cumulée de la réserve hydrologique des bassins versants sur la période 1987 – 2003. 151

Graphiques 16 et 17 : Chronique des pluies à Charmes et Laneuveville de 1987 à 2003. Ecarts des pluies annuelles à la moyenne et somme des écarts sur la période. 152

Graphique 18 : Bilans hydrologiques équilibrés des divers cours d'eau (période 1987-2003). 153

Graphique 19 : Evolution des débits et températures suivant le cours de la Gitte pour la journée du 8/06/2000). 158

Graphique n° 20 : Evolution des débits et conductivités le long du cours du Colon le 7/06/2000. 161

Graphiques n° 21 et 22 : Evolution des débits et conductivités le long du cours de L'Euron. 164

Graphique 23 : Débits et conductivités le long du cours de l'Avière depuis Uxegney. 167

Graphique 24 : Profil hydrologique du Durbion. (C. Wild 1984). 171

Graphiques 25 et 26 : Hydrogrammes de l'Euron à Froville et Saint-Boingt du 5 au 18/01/1995. 173

Graphique 27 : Exemple de courbe de récession du Ruisseau des Amis. 175

Graphiques 28 : Coefficient de récession des cours d'eau lors des phases de tarissement. 176

Graphique 29 : coefficients de récession de l'ensemble des cours d'eau en périodes de décrues. (Cas particuliers de la Gitte et de l'Euron amont). 177

Graphique 30 : Relation entre les coefficients de récessions et le Log des débits, tous cours d'eau confondus. 180

Graphique 31 : dispersion des mesures de débits des cours d'eau en septembre 1996. 182

Graphique 32 : Allure d'une courbe de montée de crue et représentation des variables utilisées. 184

Graphiques 33 et 33 : Pluies à Charmes pendant les périodes de crues de mars 2002 et Mai 2000. 186

Graphique 35 : Chronique des débits de l'Euron lors de la crue du 18 et 19-03-2002. 186

Graphiques 36 et 37 : Ajustement de montée de crue des 18 et 19/03/2002 à Froville et Saint-Boingt à l'expression analytique (1). 187

Graphique 38 : Chronique des débits de l'Euron lors de la crue du 30 et 31-05-2000. 188

Graphiques 39 et 40 : Ajustement de montée de crue du 30 et 31/05/2000 à Froville et Saint-Boingt à l'expression analytique (1). 189

Graphique 41 : la crue à Saint-Boingt précède la crue à Froville. 190

Graphiques 42 et 43 : Ajustement de montée de crue du 2 et 32/05/2000 à Froville et Saint-Boingt à l'expression analytique (1). 190-191

Graphique 44 : relations entre les valeurs de α coefficient de montée de crue et les débits de pointes 192

Graphiques 45 et 46 : Ajustement de la décrue du 20/03/2002 à Froville et Saint-Boingt à l'expression analytique (2). 196

Graphiques 47 et 48 : Ajustement de la décrue du 31/05/2000 à Froville et Saint-Boingt à l'expression analytique (2). 197

annexe3

Graphique 49 : Ecart angulaire entre les directions d'écoulements souterrains et la direction du pendage des couches en fonction de l'angle entre une direction de diaclase et la direction du pendage. 4

Cartes

Carte 1 : Carte géologique régionale.

Carte 2 : Localisation du domaine d'étude.

Carte 3 : Le réseau hydrographique.

Carte 4 : Géologie du domaine d'étude.

Carte 5 : Précipitations moyennes annuelles en mm – Période 1971 / 1990.

Carte 6 : Terrasses alluviales de la Moselle.

Carte 6 a : Les tracés actuels de la Moselle et la disposition des terrasses alluviales.

Carte 6 b : Evolution des tracés de la Paléo-Moselle.

Carte 7 : Carte de phénomènes karstiques du domaine d'étude.

Carte 8 : Le karst du Muschelkalk sous les formations alluviales de la Moselle.

Carte 9 : Le karst du Keuper entre Mirecourt et Charmes.

Carte 10 : Localisation des coupes géologiques.

Carte 11 : Evolution du paléo-versant oriental de la Moselle entre Charmes et Bayon.

Carte 12 : Les anciens tracés du Colon et les directions d'écoulement des eaux de la nappe du Keuper Inférieur.

Carte 13 : Les eaux souterraines de la vallée de l'Euron et du Loro.

Carte 14 : Les eaux souterraines de la vallée de l'Avière.

Carte 15 : Les eaux souterraines de la vallée de la Gitte.

Carte 16 : Localisation des sites et résultats des mesures de débit et conductivité : Gitte, Illon et Robert.

Carte 17 : Localisation des sites et résultats des mesures de débit et conductivité : Colon, Rulle et Xouillon.

Carte 18 : Localisation des sites et résultats des mesures de débit et conductivité : Euron et Loro.

Carte 19 : Localisation des sites et résultats des mesures de débit et conductivité : Avière.

Carte 20 : Localisation des sites et résultats des mesures de débit et conductivité : Ruisseau des Amis.

Carte 21 : Localisation des sites et résultats des mesures de débit et conductivité : Durbion.

Carte 22 : Localisation des sites et résultats des mesures de débit et conductivité : Val d'Arol.

Annexe 2

Carte 23 : Carte géologique du Keuper et du Rhétien de Mailleroncourt.

Annexe 1

Crues de Gircourt-lès-Vieville, Bouxurulless et Rugney le 28/07/ 1955

Cet exemple illustre la violence des crues dues aux écoulements en nappes qui s'installent en été sur les pentes des marnes du Keuper. La crue de 1955 a ravagé au même moment 3 villages, causant des dégâts considérables aux habitations et aux routes, heureusement sans faire de victimes.

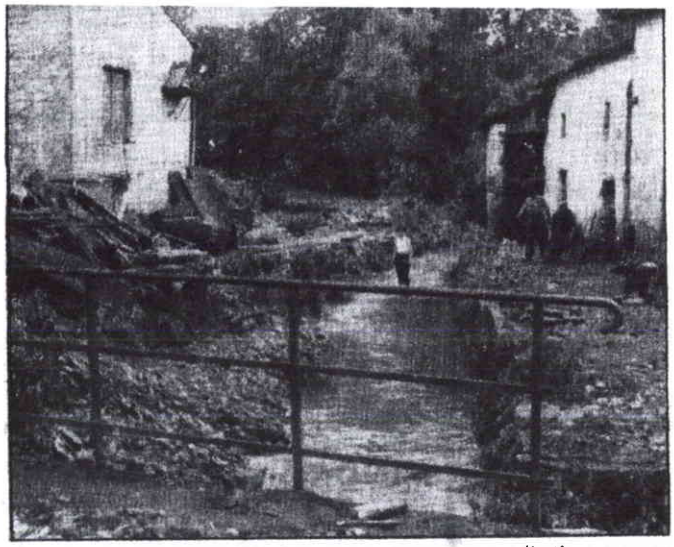
Après 2 semaines d'orages quotidiens les sols sont saturés. Le 28 juillet, vers 14 heures, un violent orage de pluie et de grêle éclate sur Bouxurulles, ravageant le village et les localités voisines de Gircourt-lès-Vieville et Rugney (carte jointe).

Gircourt-lès-Vieville

Le village de Gircourt est traversé par le ruisseau des Pierres, un affluent du Xouillon, dont le débit estival est insignifiant ; le ruisseau est alimenté par 3 sources situées à la base de la Dolomie, la source Nord proche du Haut de Chalmont étant la seule pérenne.

En moins d'une heure, les eaux du ruisseau des Pierres montent d'environ 4 mètres, alimentées par le ruissellement provenant du Haut de Chalmont, des Brouères et du Haut de Menel ; elles envahissent les maisons du bas du village, l'eau atteint 1.5 m d'eau dans les pièces de rez de chaussée. La maison de Monsieur Georges Drouot est la plus atteinte avec plus de 2 mètres d'eau dans les pièces ; rien n'a pu y être sauvé, (sauf le cochon retrouvé sur le grenier !!) ; un des murs de la maison a été emporté par les eaux. Quelques heures après, le ruisseau a regagné son lit, laissant une partie du village dévastée

Photo du Ruisseau des Pierres pendant la décrue



C'est ce paisible ruisseau qui, montant brusquement de près de 4 mètres, a tout dévasté sur son passage à Gircourt-lès-Viéville.

Les flots, traversant la ferme de M. Georges DROUOT, à Gircourt-lès-Viéville, où ils atteignirent une hauteur de près de deux mètres, ont emporté une partie du mur arrière pour se frayer passage.
(Lire notre information en « Région ».)

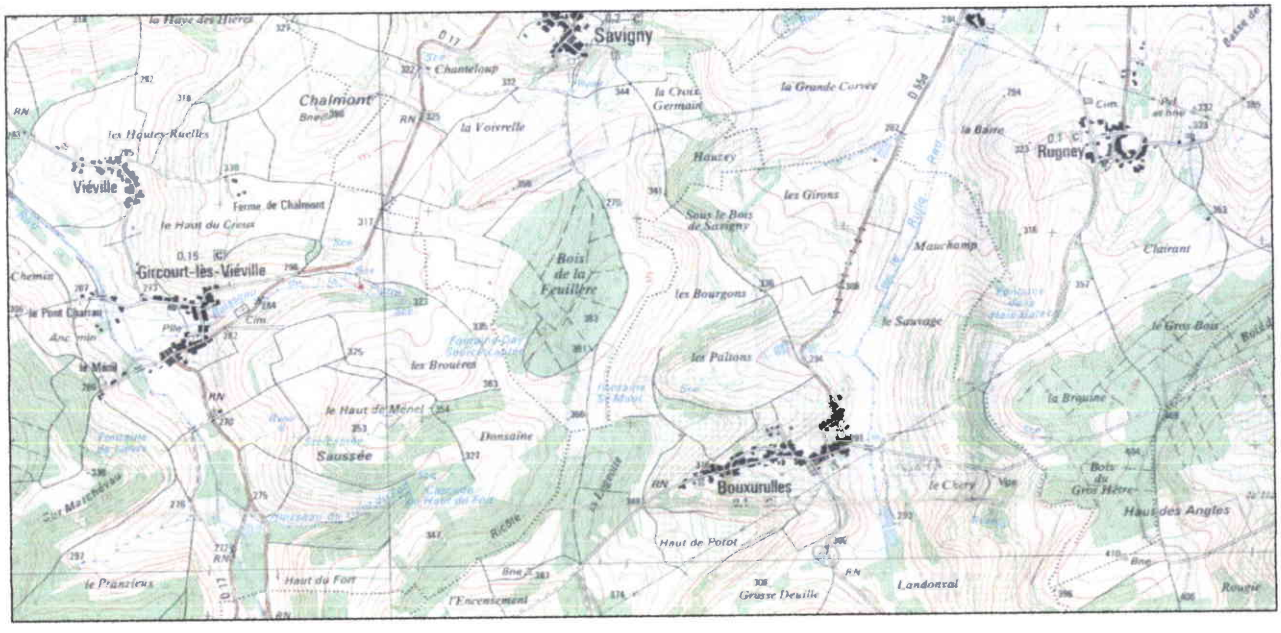
Bouxurulles

La Rulle qui passe en contrebas du village n'est pas à l'origine du sinistre ; ce sont les eaux de ruissellement qui proviennent des hauteurs dominantes qui envahissent en un flot boueux la rue principale du village orientée suivant la pente.

Le flot atteint rapidement 1 mètre de hauteur, occupe toute la largeur de la rue et envahit les maisons, écroulant quelques murs au passage. Quelques heures après, lorsque les eaux se furent retirées, il a fallu, pour rétablir la circulation des personnes dans le village, ouvrir une tranchée dans 50 centimètres de boue et de pierres abandonnées sur la rue. Un des bas-côtés de la rue est raviné sur plus d'un mètre de profondeur.

Vue de la rue principale de Bouxurulles empruntée par le flux de ruissellement (origine : l'Est Républicain du 30 juillet 1955)

A Bouxurulles, les employés des Ponts et Chaussées, aidée par les habitants du village, ont ouvert une tranchée dans l'amas de pierres déposé par le flot furieux.



Carte de la zone sinistrée par le ruissellement en nappes suite à l'orage du 28/07/1955

Rugney

Comme à Bouxurulles, le village est envahi de plusieurs côtés par le ruissellement provenant des hauteurs voisines. Les rues du village sont recouvertes de boue et de pierres et certains chemins ont été emportés.

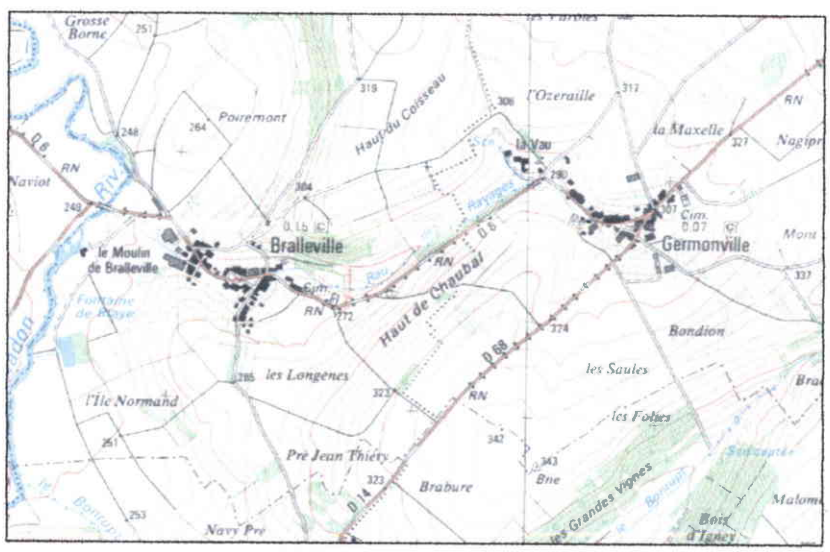
Le ruissellement en nappes est à l'origine du sinistre qui a frappé simultanément les trois villages. Dans le cas de Gircourt, la collecte du ruissellement a été réalisée en amont du village, concentrant le flux dans le lit étroit du ruisseau des Pierres. Dans les cas de Bouxurulles et de Rugney, la collecte est moins concentrée ; le volume des matériaux provenant de l'érosion des pentes est énorme et s'est déposé dans les rues des villages.

Toute la région est située dans le Keuper dont les Marnes Supérieures ont de très fortes pentes ; un peu de Rhétien est situé sur les interfluves (Bois de la Feuillère, la Logeotte, le Gros Bois, la Brouine).

Les crues de Bralleville

À 7 kilomètres au nord de Gircourt, le village de Bralleville est situé dans un thalweg dégagé par le ruisseau des Ravages dans les Marnes Supérieures ; ce ruisseau, au nom évocateur, a un débit estival insignifiant malgré un bassin versant d'une superficie de 660 hectares; ses sources sont situées à Germonville et à la ferme de La Vau, à la base du Rhétien et de l'Hettangien Sinémurien qui affleure sur les Hauts de Chaubal et de Coisseau.

Le ruisseau a causé de nombreux "ravages"au village malgré les aménagements successifs.



Les diverses inondations du village

6 Juillet 1953

Le ruisseau traverse le village à ciel ouvert. Une très grosse averse succède aux pluies incessantes des jours précédents ; le village est envahi subitement par les eaux dont la hauteur dépasse 1 mètre dans la rue principale.

25 Juin 1975

Suites aux crues d'été fréquentes, le ruisseau a été couvert dans la rue principale ; les eaux empruntent une conduite enterrée de 1.5 m de diamètre.

Vers 17 heures 30 un violent orage s'abat sur la région. La conduite ne suffit pas à évacuer les eaux. Vers 21 heures 30, l'eau envahit les maisons et atteint 1.3 mètre dans la rue principale ; la décrue est très rapide. Outre les dégâts aux habitations, le revêtement de la route est soulevé et arraché.

Juin 1978

Malgré la mise en place d'une conduite supplémentaire de 2 mètres de diamètre, la rue principale est à nouveau envahie par 30 centimètres d'eau.

A la suite de cette nouvelle inondation, un barrage de retenue en terre est installé en amont du village qui n'a plus subi de sinistre après ce nouvel aménagement.

Les informations les photos et documents relatifs à ces sinistres m'ont été communiqués très gentiment

- Pour les sinistres de Gircourt par Madame Suzanne Drouot dont la maison a été la plus endommagée du village et qui a perdu tous ses biens.
- Pour les sinistres de Bralleville, par Monsieur Jacquemin, qui fut instituteur et secrétaire de Mairie au village.

Je les remercie chaleureusement

Fonctionnement hydrologique de la région de Mailleroncourt

Les bassins versants du Colon, de la Rulle et du Xouillon forment un ensemble hydrographique homogène, dénommé ensemble du Colon, dans lequel on peut analyser les divers les processus de transfert des eaux et les couplages hydrologiques entre les différentes lithologies du Keuper. Les morphologies particulières - revaux, karst- associées à ces modes de transfert montrent que le poids de ces divers processus est modulé par des facteurs locaux, en particulier les superficies d'impluvium sans toutefois qu'on puisse remettre en cause leur pertinence.

L'ensemble du Colon a donc permis de dégager quelques principes généraux de fonctionnement des lithologies du Keuper de notre secteur d'étude. Dans quelle mesure peut-on généraliser ces modes de fonctionnement à d'autres ensembles hydrographiques keupériens ?

Pour répondre à cette question, nous avons réalisé une reconnaissance rapide des formations du Keuper au sud du massif des Vosges, dans la région de Mailleroncourt (x = 0894.238, y = 2310.500), Meurcourt (x = 0892.300, y = 2315.450), et Genevrey (x = 0899.175, y = 2310.300), à environ 10 kilomètres à l'est de Luxeuil-les-Bains.

Dans ce secteur éloigné de notre domaine d'étude, la succession lithologique est représentée par les calcaires du Muschelkalk, la totalité des niveaux du Keuper , le Rhétien , l'Hettangien –Sinémurien (carte 23). Les diverses lithologies du Keuper sont très semblables à celles observées dans l'ensemble du Colon.

Le secteur de Mailleroncourt se trouve sur la feuille IGN de Conflans sur Lanterne et sur la carte géologique de Luxeuil-les-Bains.

1. Particularités structurales de la région de Mailleroncourt

Par comparaison avec l'ensemble du Colon, ce secteur montre des traits spécifiques.

- La région est affectée par une intense fracturation.

Dans toute la région représentée sur la carte géologique de Luxeuil, les formations sont affectées par un réseau de failles suivant trois directions.

- La direction principale en N 70° découpe des blocs à la façon de touches de piano.

Chacun de ces blocs est affecté par des directions de fracturations secondaires ; c'est une direction de fracturation régionale qui affecte peu le bloc de Mailleroncourt.

- La direction N 155° associée à N70° correspond au rééquilibrage des blocs précédents. Les écoulements du réseau hydrographique principal (Breuchin, Lanterne) se font suivant ces deux directions

- Une direction N 0° à N 20°, résultant d'un poinçonnement de direction sud- nord affecte uniquement le bloc de Mailleroncourt- Genevrey. Le réseau hydrographique qui draine ce bloc s'écoule suivant cette direction.

Dans tout le secteur, le pendage général des couches est de direction sud- sud ouest.

-Les lithofaciès du Rhétien sont plus complets que dans l'ensemble du Colon

Quelques mètres de marnes noires séparent les grès rhétiens des Marnes Supérieures. Les couches gréseuses sont recouvertes par endroits (Bois de Narbot à Mailleroncourt) par 2 à 4 mètres de marnes rouges brunes, correspondant à la formation des Marnes de Levallois. Dans cette région, le Rhétien culmine entre 360 et 420 mètres et fait office de ligne de partage des eaux, séparant le bassin nord (Meurcourt, Vélorcey, Villers-lès-Luxeuil) de la zone sud où se trouvent les villages de Varogne, Mailleroncourt, Servigney, Genevrey.

2. Le réseau hydrographique

Un maigre réseau hydrographique **anaclinal**, pérenne ou intermittent, s'écoule vers le nord ; il prend naissance à la base des Marnes Inférieures creuse les calcaires du Muschelkalk (ex Ruisseau de Meurcourt, Ruisseau de Villers-lès-Luxeuil) puis se trouve en relation avec un probable réseau karstique assez discret.

En partie sud du bloc, le réseau hydrographique est plus abondant, de type **cataclinal,** cohérent avec le pendage ; le pendage des couches étant supérieur à la pente topographique, les sources des grès rhétiens alimentent latéralement les cours d'eaux qui naissent à la base de la Dolomie ou des Grès à Roseaux et drainent successivement toutes les formations jusqu'au Sinémurien et Lotharingien.

3. Position et fonctionnement des aquifères

Il existe deux niveaux de sources dans le bloc de Mailleroncourt – Genevrey, l'un à la base du Rhétien, l'autre à la base de la Dolomie et des Grès à Roseaux, ils indiquent la position des aquifères et donnent quelques indications sur le fonctionnement et le couplage hydrologique des différentes lithologies.

L'aquifère principal est situé dans le Rhétien gréseux.

Le Rhétien des Grands Bois de Genevrey est ceinturé à sa base par une ligne de sources située au contact des grès avec les Marnes Irisées Supérieures (ou bien avec les marnes noires de la base du Rhétien).

A l'aplomb de ces sources, une multitude de dolines se sont développées au contact des Marnes Supérieures et de la Dolomie de Beaumont, dans des marnes sableuses, rouge brique, (équivalent des Marnes de Chanville).

Le système karstique de la Dolomie alimente des résurgences situées à la base de cette formation, ainsi qu'une ligne de sources au contact des Grés à Roseaux avec les Marnes Inférieures.

On retrouve dans ce bloc de Genevrey une partie des caractéristiques de fonctionnement du bassin du Xouillon : un réseau karstique semblable dans la Dolomie, des niveaux de sources positionnés de façon analogue ; en revanche, les sources et résurgences de ce bloc sont intermittentes et n'alimentent aucun filet d'eau appréciable en période estivale.

Plusieurs raisons peuvent être invoquées pour expliquer l'épuisement des ressources du Keuper.

D'une part, les Marnes Supérieures ont un impluvium réduit. Les apports par infiltration vers la Dolomie sont donc limités et la privent d'une alimentation continue nécessaire au maintien des débits pérennes aux sources et résurgences.

D'autre part, le Rhétien fonctionnant comme un ensemble hydrologique autonome. Les sources à sa base évacuent très vite, par un réseau de surface intermittent, les réserves en eaux qui semblent limitées. Pas plus que les Marnes Supérieures, l'aquifère du Rhétien ne permet pas une alimentation continue du karst de la Dolomie.

Le bloc de Mailleroncourt a un fonctionnement un peu différent.

Comme dans le bloc de Genevrey, on retrouve un Rhétien développé, avec sa ligne de sources au contact des marnes noires de base puis un réseau de dolines au toit de la Dolomie, auquel s'ajoutent des pertes localisées dans le lit des quelques cours d'eau (Bois du Dessus au nord de Mailleroncourt).

Mais, dans ce bloc, les sources du Rhétien sont capables d'entretenir un réseau de surface pérenne qui s'enfonce dans les Marnes Supérieures, alimente encore en période estivale le réseau karstique, laissant le lit des ruisseaux à sec dès l'arrivée dans la Dolomie. Ces cours d'eau, un temps asséchés pendant la traversée de la Dolomie, retrouvent de l'eau à sa base.

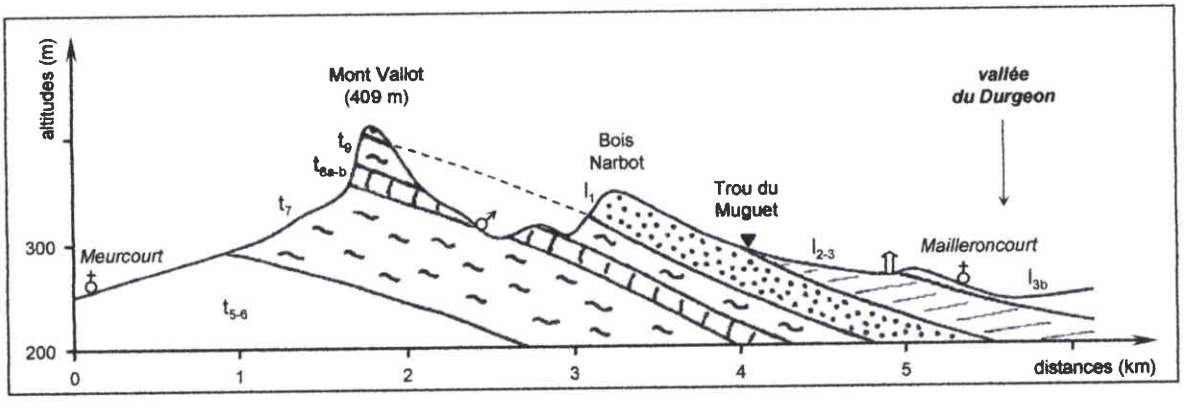


Fig. 27 : Coupe géologique entre Meurcourt et Mailleroncourt

Le pendage des couches vers le S.SW, supérieur à la pente topographique entraîne sur le versant sud le recouvrement du Rhétien par les autres formations liasiques, Sinémurien, Hettangien et Lotharingien (coupe xxx) ; il en résulte les conséquences hydrologiques suivantes :

- Quelques dolines apparaissent à l'interface Rhétien - Sinémurien (ex. Trou du Muguet à Mailleroncourt, l'autre au nord du village de Varogne).
- Les grès rhétiens accueillent une nappe captive, mise en pression lors des périodes de précipitations et qui déborde dans les parties basses de la topographie par des cheminées d'équilibre verticales débouchant dans l'Hettangien-Sinémurien (Fig xxx). Deux résurgences de ce type fonctionnent dans une zone inondable à l'ouest de Mailleroncourt : l'une est située en x = 0.893775, y =2310.725, l'autre est proche du Château. La même configuration se retrouve près de Varogne.

4. Conclusions

L'étude rapide du fonctionnement hydrologique du bloc de Mailleroncourt- Genevrey montre, par comparaison avec l'ensemble du Colon, des particularités de fonctionnement liées aux conditions locales :

- Le Rhétien est représenté par l'ensemble de ses lithofaciès ; son faciès gréseux forme ici un véritable aquifère alors qu'il n'était qu'anecdotique dans l'ensemble du Colon. Les lignes de sources à sa base alimentent un petit réseau de surface pérenne dans le bloc de Mailleroncourt et intermittent à Genevrey, créant une communication hydrologique directe entre Rhétien et Dolomie. Les marnes du Keuper Supérieur ne sont plus indispensables à l'alimentation du Karst et le fonctionnement du bloc de Genevrey indique que leurs apports sont insuffisants pour maintenir des réserves en saison sèche.

- l'ennoyage du Rhétien sous les formation liasiques est à l'origine de l'installation d'une nappe captive avec remontée des eaux a travers de L'Hettangien Sinémurien.

Cependant, on retrouve beaucoup d'analogies de fonctionnement avec l'ensemble du Colon.

- La présence d'un système karstique dans la Dolomie de Beaumont, avec de nombreuses dolines au toit de cette formation, résurgences et sources à la base de la Dolomie et dans les Grès à Roseaux.
  Les morphologies d'érosion sont moins spectaculaires que dans le bassin du Xouillon et sont plus volontiers localisées à la base des Marnes Supérieures. La présence d'un couvert forestier important limite la morphogenèse rétroactive due des circulations de surface.
- Le processus d'infiltration de l'eau dans les Marnes Supérieures ne peut être démontré pour deux raisons. D'une part, l'impluvium des Marnes Supérieures est peu important, ce qui limite les volumes transférés vers le karst. D'autre part, les eaux provenant du Rhétien représentent la majeure partie des apports au karst, masquant la participation des eaux infiltrées. Mais la présence de quelques sources à la base des Marnes Inférieures, sur le versant nord du bloc de Mailleroncourt, alimentant le petit réseau anaclinal du Muschelkalk suggère que le phénomène d'infiltration dans les marnes est bien présent.

Niveaux stratigraphiques	Mécanismes de transfert des précipitations. Couvert végétal	Localisation et importance des ressources en eaux	Morphologies induites par les transferts
Lotharingien et Hettangien Sinémurien	Infiltration et alimentation probable de la nappe captive du Rhétien. Prairies cultures	Fonds de vallées à **Mailleroncourt.** Ressources propres ?	Cheminées d'équilibre remontant les eaux de la nappe du Rhétien
Rhétien Grès + Marnes de Levallois	**Infiltration dans les grès** **Forêts**	Forme les interfluves **Nappe permanente.** Sources à la base	Aucune
Marnes Supérieures	Réseau pérenne en surface Infiltration dans les marnes ? **Forêts**	Pas de ressources permanentes visibles	Thalwegs incisés dans les marnes, Dolines et pertes à proximité de la Dolomie
Dolomie de Beaumont	***Alimentation par le réseau de surface provenant du Rhétien*** Infiltration dans les Marnes Supérieures incertaine ***Circulations rapides*** dans le réseau de fractures. **Forêts**	sources et résurgences permanentes (débits modestes) au mur de la formation et dans le lit du réseau de surface.	**Karst actif** alimenté par le réseau de surface. Pas de revaux mais un réseau de surface intermittent en continuité du réseau des Marnes Supérieures
Marnes du Keuper Inférieur et Lettenkohle	**Ruissellement** Infiltration probable dans les marnes Prairies	Versants nord du bloc de Mailleroncourt	Thalwegs incisés dans les marnes
Muschelkalk	Réseau de surface intermittent, pérenne en fond de vallées. Alimentation probable par le karst ? Prairies et cultures	Fonds de vallées vers Meurcourt -Vélorcey	Karst, pertes diffuses dans le lit d'un réseau intermittent

Tableau 52 : Fonctionnement hydrologique du Bloc de Mailleroncourt

Niveaux stratigraphiques	Mécanismes de transfert des précipitations. Couvert végétal	Localisation et importance des ressources en eaux	Morphologies induites par les transferts
Rhétien Grès + Marnes de Levallois	**Infiltration dans les grès** **Forêts**	Forme les interfluves **Nappe permanente.** Sources à la base	Aucune
Marnes Supérieures	Réseau intermittent en surface Infiltration dans les marnes ? **Forêts**	Impluvium réduit Pas de ressources permanentes visibles	Dolines et pertes à proximité de la Dolomie
Dolomie de Beaumont	***Alimentation intermittente par le réseau de surface des Marnes Supérieures*** ***Circulations rapides*** dans le réseau de fractures. **Forêts**	sources et résurgences intermittentes au mur de la formation et dans le lit du réseau de surface.	**Karst actif mais temporaire**

Tableaux 53 : Fonctionnement hydrologique des blocs de Genevray.

Prévision des directions d'écoulement des eaux dans un milieu fissuré.

Les travaux les plus récents concernant les transferts dans les milieux fissurés décrivent par priorité la cinétique des écoulements à partir d'une organisation fractale du système de fissures, C. Darcel (2002), et des géométries des surfaces fracturées,Y. Meheust (2002).

Nous proposons ici une méthode de calcul géométrique simplifiée permettant d'estimer les directions d'écoulement des eaux souterraines ; le calcul théorique requiert des hypothèses de fonctionnement contraignantes, excluant les écoulements forcés et nécessite la connaissance de données géométriques de la formation concernée.

La formation géologique, siège de circulations souterraines dans son réseau de fissures est caractérisée par son pendage local (direction P), défini par la direction de la plus grande pente des couches et par son angle avec un plan horizontal. On peut monter cependant que dans des formations sédimentaires monoclinales, seule la direction du pendage est à prendre en compte. Des angles de pendage inférieurs à 5 degrés sont sans influence sur les directions d'écoulement dans un système.

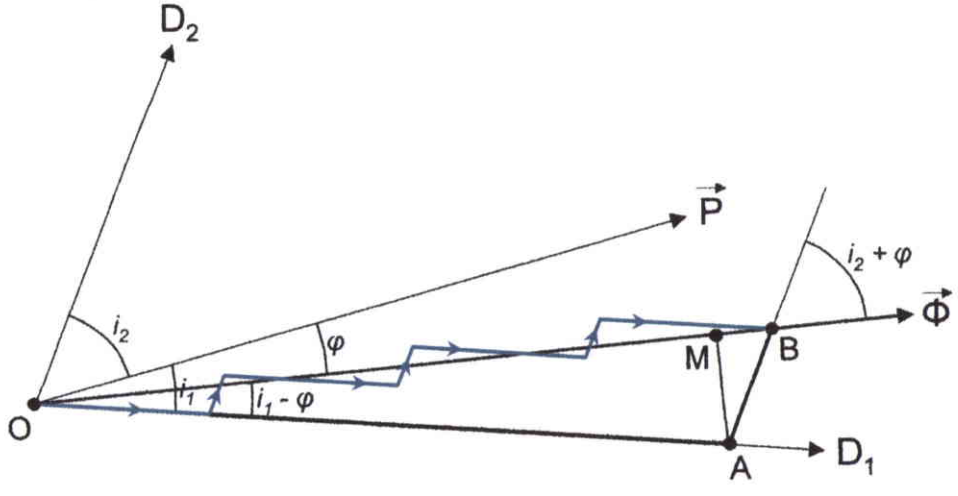


Figure 28: Relations géométriques entre les directions de fracturations (D_1 et D_2) du pendage (P) et de la direction des écoulements souterrains (Φ)

La formation sédimentaire est affectée par des plans de fractures que nous supposerons subverticaux, ce qui est le cas le plus fréquent. Ces deux directions de fracturations D_1 et D2 sont définies par les angles i_1 et i_2 que font les plans de fractures avec le plan vertical contenant la direction du pendage P. Mesurées dans le plan du pendage, qui fait un angle p avec le plan horizontal, les directions de fracturations font des angles I1 et I2 avec le vecteur pendage tels que

$$\cos^2 I = \cos^2 i \ / \cos^2 p + \cos^2 i \sin^2 p \text{ (p désigne l'angle de pendage).}$$

Pour des angles de pendage inférieurs à 5 degrés, les angles I et i sont très peu différents et pour des formations sédimentaires monoclinales, seules les mesures habituelles dans le plan horizontal des directions de pendage et de fracturations sont à prendre en compte.

Dans de telles formations, l'écoulement possède généralement une composante horizontale imposée par l'existence de plans peu perméables (calcaires compacts ou joints de stratifications argileux) conformes au pendage sur lesquels vont couler les eaux souterraines. La direction moyenne d'écoulement résulte de trajets successifs suivant D1 et D2 et fait un angle $\varphi \neq i_1$ et i_2 avec la direction du pendage.

On supposera également que la formation fissurée est le siége d'un écoulement libre gravitaire suivant les directions de fracturations. La mise en charge du système par saturation de l'une ou de plusieurs des fracturations rendrait possible un écoulement forcé suivant d'autres directions angulairement plus éloignées de la direction du pendage.

On suppose enfin que les probabilités d'écoulement suivant les directions de fracturations D1 et D2 ne dépendent que de leurs écarts angulaires avec la direction du pendage.
La fonction de probabilité présente les caractéristiques suivantes :

1) La probabilité pour que l'écoulement emprunte uniquement la direction D1 ($P(i_1) = 1$) suppose que D1 et P soient colinéaires ($i_1 = 0$)

2) Si D1 est orthogonale au vecteur pendage ($i_1 = \pi / 2$), la probabilité d'un écoulement suivant D1 est nulle ($P(i_1) = 0$)

La fonction de probabilité pour que l'écoulement se fasse suivant la direction d'angle $\hat{i}$ est une fonction paire. Elle peut être représentée par l'équation suivante:

$$P(i) = \sum a_{2n} \cos^{2n} i \,, \quad \text{avec } \sum a_{2n} = 1 \quad \text{lorsque } i = 0$$

Remarques

1) Puisque l'écoulement est gravitaire (écoulement libre), sa direction moyenne qui fait un angle φ avec la direction du pendage se situe à l'intérieur du dièdre bâti sur D1 et D2, contenant la direction du pendage.

2) Lorsque la direction du pendage est bissectrice de l'angle que forment D1 et D2 ($i_1 = i_2$), les probabilités d'écoulement suivant D1 et de D2 sont égales et l'écoulement est colinéaire au pendage ($\varphi = 0$)
S'agissant fréquemment de diaclases, D1 et D2 sont sensiblement orthogonales et

$$i_1 + i_2 = \delta, \quad \text{avec } \delta \# \pi/2$$

3) La direction moyenne de l'écoulement qui fait l'angle φ avec la direction du pendage, résulte d'emprunts successifs de tronçons suivant les directions D1 et D2. Ce trajet zigzagant est équivalent à un trajet théorique qui emprunterait d'abord la direction D1 sur une portion de trajet proportionnelle à sa probabilité d'usage, puis la direction D2 suivant probabilité d'usage

$OA = k\, P(i_1)$
$AB = k\, P(i_2)$
OB = est équivalent au trajet zigzag

$AM = OA \sin(i1-\varphi) = k.\ P(i_1).\ \sin(i_1-\varphi)$
$AM = AB \sin(i2+\varphi) = k.\ P(i_2)\ \sin(i_2+\varphi) == k.\ P(i_2).\ \sin(\delta+\varphi-i_1)$
$P(i_1)/P(i_2) = \sin(i2+\varphi)/\sin(i_1-\varphi)$

$P(i_1)/P(i_2) = \sin(\delta+\varphi-i_1/\sin(i1-\varphi)$

En posant $P(i_1)/P(i_2) = \mu$

On arrive ainsi à l'expression de la valeur de l'angle φ

$$tg\ \varphi = (\sin\delta - tg\ i_1\ (\mu+\cos\delta))/(\sin\delta\ tg\ i_1 + (\mu+\cos\delta))$$

Pour un réseau de diaclases orthogonales ce qui est le cas le plus général, ($\delta = \pi/2$) et l'expression prend la forme simplifiée :

$$tg\ \varphi = (1-\mu\ tgi_1)/(tg\ i_1+\mu)$$

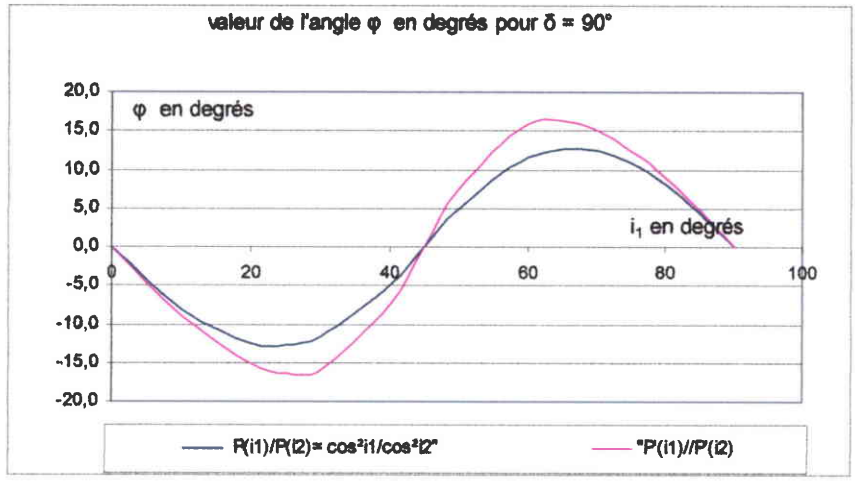
Le tableau de calcul donne les valeurs de l'angle φ pour les valeurs de i_1 et de δ pour deux fonctions de probabilités simples

$P(i) = \cos^2 i$, puis la fonction $P'(i) = 0.57\cos^2 i + 0.325\cos^4 i + 0.105\cos^6 i$

fonction de probabilité			$P(i_1)=\cos^2 i$	$P'(i_1)=0,57*\cos^2 i + 0,325\cos^4 i +,,,$
i_1 en degrés	i_2 en degrés	δ en degrés	φ en degrés	φ en degrés
0	90	90	0,0	0,0
10	80	90	-8,2	-9,0
20	70	90	-12,5	-15,1
25	65	90	-12,7	-16,4
30	60	90	-11,6	-15,9
40	50	90	-4,9	-7,5
45	45	90	0,0	0,0
50	40	90	4,9	7,5
60	30	90	11,6	15,9
70	20	90	12,5	15,1
80	10	90	8,2	9,0
90	0	90	0,0	0,0
0	80	80	1,7	
10	70	80	-3,4	
20	60	80	-5,1	
30	50	80	-3,6	
40	40	80	0,0	
45	35	80	2,0	
50	30	80	3,7	
60	20	80	5,1	
70	10	80	3,4	
80	0	80	1,7	

Tableau 54 : Calcul de la direction des écoulements souterrains en fonction des directions du pendage et des fracturations

Pour $\delta = \pi / 2$, les directions d'écoulement restent toujours assez proches et la direction du pendage (tableau 49 et graphique 48), l'angle φ ne pouvant dépasser la valeurs $\pi/8$ soit 22.5°. Cette valeur représente la limite de l'angle que font les directions d'écoulements souterrains avec la direction du pendage



Graphique 49 : Ecart angulaire entre les directions d'écoulements souterrains et la direction du pendage des couches en fonction de l'angle entre une direction de diaclases et la direction du pendage

Pour un réseau de diaclases non strictement orthogonales, l'angle φ est plus faible que précédemment, sa valeur maximum diminuant lorsque le réseau de diaclases fait un angle de plus en plus aigu.

.../