



HAL
open science

**DYNAMIQUES HYDROSÉDIMENTAIRES
ACTUELLES ET HOLOCÈNES DANS LES
SYSTÈMES FLUVIAUX DE MOYENNE MONTAGNE
(Limousin, hautes Cévennes, Maures) HABILITATION
A DIRIGER DES RECHERCHES**

Philippe Allée

► **To cite this version:**

Philippe Allée. DYNAMIQUES HYDROSÉDIMENTAIRES ACTUELLES ET HOLOCÈNES DANS LES SYSTÈMES FLUVIAUX DE MOYENNE MONTAGNE (Limousin, hautes Cévennes, Maures) HABILITATION A DIRIGER DES RECHERCHES. Géographie. Université de Limoges, 2003. tel-01126748

HAL Id: tel-01126748

<https://unilim.hal.science/tel-01126748v1>

Submitted on 6 Mar 2015

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.

DYNAMIQUES HYDROSÉDIMENTAIRES ACTUELLES ET HOLOCÈNES DANS LES SYSTÈMES FLUVIAUX DE MOYENNE MONTAGNE (Limousin, hautes Cévennes, Maures)

*Contribution à l'étude des discontinuités spatio-temporelles
dans le fonctionnement du système bassin versant*



HABILITATION A DIRIGER DES RECHERCHES

Volume 2 : Dossier scientifique

Philippe ALLÉE

Décembre 2003

Composition du jury :

Jean-Louis Ballais
Jean-Paul Bravard
Joëlle Burnouf
Alain Godard
René Neboit-Guilhot
Bernard Valadas

Professeur à l'Université de Provence
Professeur à l'Université Lyon II
Professeur à l'Université Paris I
Professeur émérite à l'Université Paris I
Professeur émérite à l'Université Clermont-Ferrand II
Professeur à l'Université de Limoges

Rapporteur
Rapporteur
Examineur
Examineur
Rapporteur
Examineur

Remerciements

Les recherches présentées dans ce mémoire sont le fruit de nombreuses années de travail, souvent mené en collaboration, dans le cadre de programmes pluridisciplinaires. Elles n'auraient pas pu être réalisées sans l'aide et le soutien de nombreuses personnes, coordinateurs de projets, collaborateurs, collègues et amis, ni sans celui de diverses institutions. Je voudrais, à travers ces quelques lignes, leur témoigner ma profonde gratitude.

Mes remerciements s'adressent d'abord à Alain Godard. En acceptant de diriger mes premiers pas dans la recherche depuis la maîtrise jusqu'à la thèse de 3^e cycle, il a joué un rôle fondamental dans ma formation scientifique et dans ma pratique de la géomorphologie. C'est à lui encore que je dois, à la fin des années 80, mon orientation vers l'étude des discontinuités spatio-temporelles dans le fonctionnement du système bassin versant.

Je tiens également à remercier René Neboit et Bernard Valadas, qui ont accepté, le premier pour Clermont-Ferrand, le second pour Limoges, d'assurer le tutorat scientifique et administratif de ce travail.

Le soutien est d'abord venu des institutions scientifiques auxquelles je suis rattaché.

L'Université de Limoges, et l'Equipe d'accueil 1086 « Territoires, Sociétés, Pouvoirs » dirigée successivement par Bernadette Barrière et Michel Cassan, m'ont encouragé matériellement et scientifiquement.

Deux unités CNRS, l'URA 141 Laboratoire de géographie physique de Meudon d'abord, puis le Laboratoire Géolab UMR 6042 de Clermont-Ferrand à partir de 1993, m'ont apporté une aide scientifique et financière précieuse. Leur directeurs, Alain Godard pour Meudon, Yannick Lageat puis Marie-Françoise André pour Clermont m'ont toujours témoigné leur confiance, leurs encouragements et leur soutien.

Les recherches ont été conduites dans trois régions différentes, au sein de programmes pluridisciplinaires.

En Limousin, les travaux de géoarchéologie n'auraient pas pu être entrepris sans la collaboration du Service Régional de l'Archéologie et de sa directrice Martine Fabioux, qui a donné un cadre institutionnel, scientifique et matériel à ce travail en soutenant l'organisation d'un Projet Collectif de Recherche et en favorisant mon intégration dans maints opérations d'archéologie préventive. Patrice Conte, Guy Lintz et Dominique Vuillat, ingénieurs au SRA, m'ont encouragé et aidé. Quant aux responsables des opérations d'archéologie préventive, personnels de l'AFAN puis de l'INRAP, ils m'ont toujours accueilli cordialement sur leurs chantiers. Je voudrais tout particulièrement remercier Jean-Michel Beausoleil, Christine Best, Jean-François Durieux, Anne Duplaix-Rata, Christophe Maniquet, Frédéric Milor, Jean-Paul Nibodeau, Assumpcio Toledo i Mur. En Limousin, deux collaborateurs ont joué un rôle majeur dans la mise en oeuvre du programme de recherche d'archéologie agraire. Dès mon arrivée à l'université de Limoges à la fin des années 80, Bernard Valadas m'a généreusement associé à ses problématiques de recherche et m'a fait découvrir tout l'attrait scientifique du Massif central. Merci pour son soutien indéfectible et pour son amitié. Marie-Françoise Diot, palynologue au Centre National de Préhistoire de Périgueux a apporté à ce travail un éclairage paléobotanique essentiel.

Sur le mont Lozère, les travaux ont été entrepris dans le cadre d'un GIS, et ont bénéficié d'un outil de recherche irremplaçable, les BVRE. Merci aux trois responsables qui se sont succédés à la tête de cette structure de recherche, François Lelong, Bernard Guillet et Claude Martin, de m'avoir chaleureusement accueilli, d'avoir mis à ma disposition matériel et banques de données, et de m'avoir associé à des programmes de recherche pluridisciplinaires financés par l'Union Européenne. Au quotidien, ma collaboration scientifique a été particulièrement enrichissante avec trois collègues et amis. Je dois à Jean-François Didon-Lescot, qui est tout à la fois l'âme et la cheville ouvrière des BVRE, toutes les données climatologiques et hydrologiques et quelques uns de leurs traitements statistiques. J'ai partagé, avec Claude Cosandey, d'inénarrables sorties et discussions « hydrologico-géomorphologiques » sur le terrain, sous la pluie souvent, ou au chaud et au sec au Merlet. Avec Bernard Guillet enfin, nous avons travaillé sur les signatures paléobotaniques dans les sols du Lozère.

Dans le massif des Maures, deux collègues ont joué un rôle déterminant dans la mise en œuvre de mes problématiques de recherche. Jacques Lavabre, du Cemagref d'Aix-en-Provence, responsable des BVRE du Réal Collobrier m'a permis d'intégrer le GIS et l'équipe pluridisciplinaire mise en place après l'incendie de forêt de 1990. Grâce à lui, j'ai pu bénéficier d'un financement de l'Union Européenne dans le cadre du programme DM2E. Claude Martin m'a accueilli avec générosité dans son fief des Maures. Nous avons partagé quelques stimulantes journées de terrain et séances de travail. Par amitié, je crois, il a su s'armer de patience pour attendre des publications qui tardaient tant à venir.

Durant toutes ces années, mon engagement croissant dans l'étude des paléoenvironnements m'a amené à me former aux méthodes et aux techniques de l'anthracologie. Que Jean-Jacques Fredon à Limoges et Dominique Marguerie à Rennes, qui m'ont tous les deux reçus dans leurs laboratoires respectifs et fait profiter de leur savoir-faire et de leur expérience, trouvent ici témoignage de ma reconnaissance.

Et puis il y a tous les amis. Tous ceux qui m'ont encouragé, soutenu et aidé au cours de toutes ces années. Impossible de tous les citer sans en oublier quelques uns.

Je voudrais tout particulièrement remercier ceux qui m'ont entouré, épaulé et aidé au cours de ces derniers mois, et sans qui ce travail n'aurait peut-être pas vu le jour, en tout cas pas sous cette forme et pas maintenant.

Merci à Jacques d'avoir joué le rôle du maître du temps...

Merci à Farid, pour son génie géomatique, pour son talent et son énergie pour déplacer les montagnes, pour sa générosité et son soutien indéfectible...

Merci à Muriel, pour ses talents de dessinatrice et de lectrice, pour sa patience, pour ses initiatives...

Merci à Angélique, Thomas et Jean-Phi pour leur aide matérielle et leur présence ces derniers jours...

Merci à tous ceux qui m'ont encouragé et soutenu par leurs paroles ou par leurs gestes. Je pense tout particulièrement à Anne-Marie, Antoine, Bernard, Gilles, Odette, Yann, Yves...

Merci à Virginie pour le téléphone rouge du dernier été...

Merci à Eric qui a suppléé à mon absence au département de géographie au cours des derniers mois...

Merci à Yves pour ses soirées culturelles à la Vialasse, à Catou et Philippe pour la chaleur du Merlet...

Et bien sûr merci à Marie, pour sa présence, son rayonnement et pour toute l'énergie qu'elle a su m'insuffler ces derniers mois pour me donner la force de rédiger ce travail...

TABLE DES MATIERES

REMERCIEMENTS	5
INTRODUCTION GÉNÉRALE	15
Le concept de système fluvial	15
Une approche multiscalair et multitemporelle	17
Une démarche pluridisciplinaire	18
Une recherche en géomorphologie des socles	20
Une logique temporelle	20

PREMIERE PARTIE

LE FONCTIONNEMENT ACTUEL DU SYSTEME BASSIN VERSANT EN MOYENNE MONTAGNE MEDITERRANEENNE

INTRODUCTION DE LA 1^{ERE} PARTIE	23
Entre recherche appliquée et recherche fondamentale	24
Le recours à l'outil BVRE (Bassin Versant Représentatif et Expérimental)	24

CHAPITRE I : MODES D'OCCUPATION DES SOLS ET FONCTIONNEMENT HYDROSEDIMENTAIRE DES SYSTEMES FLUVIAUX **25**

INTRODUCTION	27
1 UNE RELAXATION ALLUVIALE CONTROLEE PAR LES HERITAGES MORPHOSEDIMENTAIRES	29
1.1 Les BVRE du mont Lozère, homogénéité et disparité géographique	29
1.2 Le protocole de mesures	32
1.3 Résultats et discussion	33
1.3.1 Des rythmes hydrosédimentaires méditerranéens	33
1.3.2 Une vitesse d'érosion au ralenti	38
1.3.3 Un phénomène de relaxation contrôlé par les héritages morphosédimentaires	39
2 COUPES FORESTIERES ET BILAN EROSIF SUR LE MONT LOZERE	41
ARTICLE 1 : FOREST HARVESTING GEOMORPHIC EFFECTS IN A SUBMEDITERRANEAN GRANITIC MIDDLE MOUNTAIN MONT LOZÈRE, SOUTH OF THE MASSIF CENTRAL, FRANCE. FIRST RESULTS	43
Study area	43
Gully development	44
Sediment yield	45
Seasonality of processes on eroding gullies	48
ARTICLE 2 : CONSEQUENCES D'UNE COUPE FORESTIERE SUR LES CRUES ET SUR L'EROSION DES VERSANTS	51
1. Site expérimental et dispositif d'étude	51
1.1-Le bassin-versant de la Latte	51
1.2-Mesures hydrologiques	52
1.3-Protocole de mesure de l'érosion	53
2. Conséquences de la coupe sur les conditions de genèse des crues	53
2.1. Les processus de genèse des crues	53
2.1.1.Les crues cévenoles	54
2.1.2.Les « petites » crues	54
2.2. Les écoulements de crue après la coupe forestière	55
2.2.1-Les crues cévenoles	55
2.2.2-Les « petites » crues	57

3- Conséquences de la coupe forestière sur l'érosion des sols	59
3.1-Bilan global	59
3.2- Des sources de sédimentation très localisées	60
3.3- Une grande discontinuité dans le temps : rythme saisonnier et variations interannuelles	60
3.4- L'importance des mécanismes-relais à l'intérieur du bassin-versant	61
ARTICLE 3 : IMPACT DES COUPES FORESTIÈRES SUR LES PHÉNOMÈNES D'ÉROSION HYDRIQUE SUR LE VERSANT SUD DU MONT-LOZÈRE FRANCE)	63
1 - Introduction	64
2 - Le bassin versant de la Latte	64
2.1 - Présentation du bassin versant	64
2.2 - Les méthodes d'investigation	66
2.3 - La faiblesse de l'érosion diffuse	67
2.4 - L'érosion concentrée	68
2.4.1 La période immédiatement après la coupe : 1987-90	68
2.4.2 L'ensemble de la période d'observation : 1987-96	70
3 - Le Bois d'Altefage	71
3.1 - Le terrain d'étude	71
3.1.1 Les coupes forestières	71
3.1.2 Les sols	71
3.1.3 Les précipitations	72
3.2 - Étude du pavage	72
3.3 - Observations complémentaires	74
4 - Conclusion	75
3 INCENDIE DE FORET ET EROSION HYDRIQUE DANS LES MAURES	77
ARTICLE : L'EROSION MECANIQUE DES SOLS	79
1. Introduction	79
2. Les mesures de l'érosion mécanique sur parcelle expérimentale	79
2.1 Caractéristiques de la parcelle	79
2.2 Les pertes de terre	80
2.3 Analyses des matériaux exportés	81
2.4 Agressivité des pluies	83
3. Les phénomènes d'érosion à l'échelle du bassin versant	85
3.1 Les formes d'érosion et d'accumulation en 1990-91	86
3.2 Les travaux de l'ONF sur le bassin versant	87
3.3 Les pertes solides du bassin versant	87
3.4 Relations avec les conditions climatiques en 1990-91	91
3.5 Les pertes d'éléments nutritifs	92
4. Comparaison avec d'autres bassins versants du massif des Maures	92
5. Conclusion	94
CHAPITRE II : LE RAVINEMENT SUR LES HAUTES TERRES GRANITIQUES CEVENOLES : RYTHMES EROSIFS ET BUDGET SEDIMENTAIRE	97
INTRODUCTION	99
ARTICLE : RYTHMES SAISONNIER ET ANNUEL DU RAVINEMENT SUR LES HAUTES TERRES GRANITIQUES CEVENOLES. L'EXEMPLE DE LA RAVINE DE L'AUBARET (MONT LOZÈRE, FRANCE).	101
1. Site et méthodes	102
1.1. La ravine de l'Aubaret	102
1.2. Dispositif de mesure	103
2. Résultats	103
2.1. Trois types d'épisodes morphogéniques efficaces	103
2.1.1. Les épisodes morphogéniques liés aux averses orageuses estivales	103
2.1.2. Les épisodes morphogéniques liés au crues cévenoles d'intersaisons	103
2.1.3. Les épisodes morphogéniques liés aux violents abats d'eau du début d'automne	104
2.2. Le rythme de fonctionnement saisonnier	105

2.2.1. La production latérale de sédiments (fig. 2)	105
2.2.2. L'évacuation longitudinale des sédiments (fig.3)	106
2.3. Bilan annuel	107
3. Discussion et conclusion	107

CONCLUSION DE LA 1^{ÈRE} PARTIE **111**

Des systèmes fluviaux peu actifs	111
Remontée végétale et relaxation alluviale des systèmes fluviaux	112
Des ravinements qui évoluent au ralenti	112
Coupes et incendies de forêt : des conséquences morphogéniques différentes	113
Les coupes forestières : un impact érosif modéré, limité aux pistes et aux chemins de débardage	113
Les incendies de forêt : un fonctionnement hydrosédimentaire impulsionnel de courte durée	114
Un fonctionnement spasmodique	116
L'automne, temps fort du fonctionnement hydrosédimentaire	116
Une grande variabilité interannuelle	122
Aléa pluviométrique exceptionnel et effet seuil morphogénique	125
Le poids des discontinuités spatiotemporelles	128
Les incendies de forêt : une connectivité versants / talweg renforcée de façon éphémère	128
La ravine de l'Aubaret Vieil : des discontinuités spatiales multitemporelles	129
La coupe forestière sur la Latte : stockage sédimentaire et hystérésis	132
La relaxation des systèmes fluviaux : expression de discontinuités pluriséculaires à plurimillénaires	134

DEUXIEME PARTIE

LES DYNAMIQUES HYDROSEDIMENTAIRES HOLOCENES

INTRODUCTION DE LA 2^E PARTIE **139**

Objectifs	140
Méthodologie	140
Trois massifs de moyenne montagne disposés le long d'un gradient d'agressivité morphoclimatique	145

CHAPITRE III : LES DYNAMIQUES HYDROSÉDIMENTAIRES HOLOCÈNES EN LIMOUSIN **147**

INTRODUCTION	149
1 LES BANQUETTES AGRICOLES : DES ARCHIVES COLLUVIALES	151
1.1 La rareté des paléosols holocènes fossiles	152
1.1.1 La Maison des Nones de Mars	152
1.1.2 La Maumone	153
1.2 Des archives pédochimiques historiques	156
1.2.1 Les banquettes d'origine gallo-romaine	156
1.2.1.1 Le Martoulet	156
1.2.1.2 La Boisserie	159
1.2.2 Les banquettes d'origine médiévale	162
1.2.2.1 Vaujour	162
1.2.2.2 Le Bois des Brigands	164
1.2.3 Les autres études limousines	171
1.2.3.1 Le Vieux-Bourg	171
1.2.3.2 Le Mas du Puy	171
1.2.3.3 La Vallade	172
1.3 D'autres références chronologiques	172
1.3.1 Un exemple gallo-romain : le Bourg	172
1.3.2 Un éclairage original sur le haut Moyen Age	174
1.3.2.1 Chez Nicolas	174
1.3.2.2 Le Vallon des Anglais	175
1.3.2.3 La Barre	177
1.3.3 Trois exemples complémentaires	179
1.3.3.1 Le Mas	179
1.3.3.2 Combort	180
1.3.3.3 Le Châtelard	180

Conclusion chapitre 1	180
2 LES REMBLAIEMENTS ORGANOMINÉRAUX DE FONDS DE VALLONS (RANG 0 À 2)	181
2.1 Un long enregistrement sédimentaire sur les hautes terres limousines	183
2.1.1 Les vastes tourbières de l'Holocène ancien et moyen	183
2.1.1.1 Les tourbières étudiées par sondage, revue bibliographique	183
2.1.1.2 La Vedrenne	184
2.1.1.3 Arfeuille	185
2.1.2 Les remplissages organominéraux de l'Holocène récent	187
2.1.2.1 Ronteix	187
2.1.2.2 La Veyssière	188
2.1.2.3 Paillier	190
2.1.2.4 Le Bois des Brigands	191
2.2 Des remblaiements organominéraux d'âge subatlantique sur les bas plateaux	191
2.2.1 Quelques remplissages exclusivement organique	192
2.2.1.1 Rappel bibliographique	192
2.2.1.2 Le Martoulet	192
2.2.2 Les archives alluviales monophasées	195
2.2.2.1 Les Genêts	195
2.2.2.2 La Barre	200
2.2.2.3 La Boiserie	201
2.2.2.4 Chez Nicolas	204
2.2.2.5 Une documentation complémentaire assez riche	205
2.2.3 Les enregistrements détritiques polyphasés	209
2.2.3.1 Le Temple	209
2.2.3.2 Le Pont de Geasse	214
2.2.3.3 La Gane	216
2.2.3.4 Le Bourg	220
Conclusion du chapitre 2	223
3 L'INÉGALE AMPLEUR DES REMPLISSAGES ALLUVIAUX DE FONDS DE VALLÉES	224
3.1 Des remblaiements alluviaux peu épais sur granite	224
3.1.1 Le Cher	224
3.1.2 Le haut Taurion	225
3.1.3 La Benaize	226
3.2 Des remblaiements beaucoup plus volumineux sur roches métamorphiques et sur roches sédimentaires	227
3.2.1 La Briance et ses affluents	227
3.2.2 La vallée de la Planchetorte	229
Conclusion du chapitre 3	231
4 SYNTHÈSE ET DISCUSSION	232
4.1 Les banquettes agricoles, une archéologie du champ	232
4.1.1 La ténuité des indices agricoles avant l'Age du Fer	233
4.1.1.1 Les paléosols holocènes	233
4.1.1.2 La troncature des sols holocènes	234
4.1.2 Les banquettes, une image déformée de l'occupation des sols	235
4.1.2.1 Difficultés méthodologiques et facteurs déformants	235
4.1.2.2 L'expansion de l'ager au 2 ^e Age du Fer et au début de l'Antiquité	238
4.1.2.3 Une érosion agricole chronique durant le Moyen Age	239
4.1.2.4 Un paradoxe : la rareté des marqueurs géochronologiques pour les temps modernes	241
4.1.3 Les banquettes, enregistreurs des anciennes pratiques culturelles ?	241
4.1.3.1 L'usage des fumures, des résultats ambigus	242
4.1.3.2 Vitesse d'érosion et érodibilité des sols, une banque de données insuffisante	244
4.2 Archives et paléodynamiques alluviales	245
4.2.1 Un héritage alluvial préholocène omniprésent mais mal connu	246
4.2.1.1 Une nappe caillouteuse assez homogène	246
4.2.1.2 Un héritage attribué au Pléistocène	246
4.2.2 L'équilibre biostasique de l'Holocène ancien et moyen	247
4.2.2.1 Les tourbières topogènes	247
4.2.2.2 Des lits fluviaux à anastomoses d'une parfaite stabilité	248
4.2.3 La métamorphose fluviale de l'Holocène récent	250
4.2.3.1 Une grande variété de signatures sédimentaires	250
4.2.3.2 Quatre crises alluviales d'une inégale ampleur	253

4.3	Le fonctionnement des systèmes fluviaux à l'Holocène : effets d'échelle et variables de contrôle	259
4.3.1	Un cadre morphoclimatique peu discriminant	259
4.3.1.1	La distribution des tourbières topogènes, contrôle morphologique ou climatique?	259
4.3.1.2	Une érodabilité plus forte sur roches métamorphiques et sédimentaires	260
4.3.2	Le poids des discontinuités spatiotemporelles	260
4.3.2.1	Des transits sédimentaires réduits mais efficaces durant le premier Holocène	261
4.3.2.2	Le renforcement de la cascade sédimentaire au Subatlantique	262
4.3.3	Les paléodynamiques holocènes : le jeu combiné de l'anthropisation et des variations climatiques.	264
4.3.3.1	L'équilibre et la stabilité de l'Holocène ancien et moyen	264
4.3.3.2	Les crises anthropoclimatiques du Subatlantique	266
CONCLUSION DU CHAPITRE III		274
CHAPITRE IV : LES DYNAMIQUES HYDROSÉDIMENTAIRES HOLOCÈNES SUR LE MONT LOZÈRE		275
INTRODUCTION		277
1	TROIS FAMILLES DE SYSTÈMES FLUVIAUX	280
1.1	Les systèmes fluviaux du secteur des crêtes	282
1.2	Les systèmes fluviaux des « plateaux » lozériens	282
1.3	Les systèmes fluviaux des « vallées ».	283
1.4	La répartition des systèmes fluviaux : modèle dominant et variantes	284
2	COLLUVIONS ET CÔNES DE DÉJECTION DE LA ZONE DES CRÊTES	285
2.1	Le ravin de la Levade	286
2.2	La Taillade	287
2.3	La Font de Prat Marquès	288
2.4	Le ruisseau de Samouse	289
3	DES ARCHIVES PLUS VARIÉES DANS LES ALVÉOLES DES « PLATEAUX » LOZÉRIENS	291
3.1	Paléoravines et cônes de déjection sur les cloisons d'alvéoles	291
3.1.1	La Nasse du Point des Eaux	292
3.1.2	Le haut bassin de la Latte	293
3.1.3	La ravine de l'Aubaret Vieil	295
3.2	Les empâtements organo-minéraux discontinus des vallons élémentaires	296
3.2.1	Peyreguy	297
3.2.2	L'Ancise	299
3.2.3	La Vialasse Vieille	301
3.2.4	Les Bouzèdes (302
3.3	Les remblaiements alluviaux des planchers d'alvéoles de rang 1 : une diachronie verticale	303
3.3.1	Les Urfruits	303
3.3.2	L'Alignon	304
3.3.3	La Bourrassade	306
3.3.4	Les Cloutasses	308
3.3.5	Salarial	311
3.4	Les remplissages alluviaux des planchers d'alvéoles de rang 2 et 3 : une diachronie latérale	313
3.4.1	Mas Camargues	313
3.4.2	Le Cros	316
3.4.3	La Boulade	316
4	SYNTHÈSE ET DISCUSSION	318
4.1	Le fonctionnement des bassins versants	318
4.1.1	Les bassins versants : des milieux enregistreurs d'inégale qualité sous contrôle morphostructural	319
4.1.2	Des archives détritiques dont la valeur diagnostique varie le long du <i>continuum</i> fluvial	320
4.2	Trois ensembles sédimentaires	322
4.2.1	Un volumineux ensemble détritique pléistocène	322
4.2.2	La rareté des signatures sédimentaires à l'Holocène ancien et moyen	323
4.2.2.1	Des lits fluviaux à anastomoses	324
4.2.2.2	Les tourbières topogènes	324
4.2.2.3	Des apports détritiques ponctuels	325
4.2.3	Un détritisme récurrent au cours du Subatlantique	325
4.2.3.1	La crise du 1 ^{er} Age du Fer	325

4.2.3.2	La crise de l'Antiquité tardive et du début du haut Moyen Age	326
4.2.3.3	La crise médiévale	328
4.2.3.4	La crise du bas Moyen Age à la période contemporaine	331
4.3	Une histoire holocène caractérisée par un forçage anthropoclimatique tardif	334
4.3.1	Une stabilité morphodynamique imparfaite au cours du 1 ^{er} Holocène	334
4.3.1.1	Le modèle dominant : un équilibre biostasique qui résiste à une anthropisation discrète	334
4.3.1.2	Les manifestations érosives de l'Holocène ancien	338
4.3.2	Les crises alluviales de l'Holocène récent	339
4.3.2.1	Une érodabilité d'origine anthropique tardive et hétérogène	339
4.3.2.2	Expression sédimentaire et tempo des crises alluviales : la manifestation d'un signal hydroclimatique	342
4.3.2.3	Un forçage anthropoclimatique spécifique à chaque crise	346
	CONCLUSION DU CHAPITRE IV	347

CHAPITRE V : LES DYNAMIQUES HYDROSÉDIMENTAIRES HOLOCÈNES DANS LE MASSIF DES MAURES 349

	INTRODUCTION	351
1	UNE MÉMOIRE DÉTRITIQUE TRÈS COURTE SUR PHYLLADES	354
1.1	Un relief disséqué, peu propice aux enregistrements sédimentaires	354
1.2	Des complexes détritiques bipartis	354
1.2.1	Un héritage d'origine périglaciaire	354
1.2.2	Des apports détritiques récents	356
2	UN ENREGISTREMENT SÉDIMENTAIRE PLUS LONG ET PLUS SIGNIFICATIF SUR GNEISS	356
2.1	Des paléotopographies peu dégradées, plus favorables aux archives détritiques	357
2.2	Une sédimentation calme, à dynamique verticale dominante, dans les vallons d'amont	357
2.2.1	Des remplissages colluvio-alluviaux dans les vallons de rang 0	357
2.2.1.1	La coupe de la Ruine	357
2.2.1.2	La coupe du Treps nord	359
2.2.1.3	La coupe du Treps sud	361
2.2.2	Vers une dynamique fluviale plus marquée dans les vallons de rang 1	363
2.2.2.1	La coupe de la Bergerie	363
2.2.2.2	La coupe de la Citerne	365
2.3	Une sédimentation hétérogène à dynamique latérale dominante dans les sections aval	366
2.3.1	Le sous-bassin versant ouest du Rimbaud	366
2.3.1.1	La coupe A	366
2.3.1.2	La coupe B	368
2.3.2	Le sous-bassin versant est du Rimbaud	368
2.3.2.1	La coupe H	368
2.3.2.2	Les coupes D, D' et I	370
2.3.2.3	La coupe E	372
2.3.2.4	Les coupes G et F	373
2.3.3	Le bassin versant du Val Lambert	375
2.3.3.1	La coupe des sangliers	375
2.3.3.2	Le cône de déjection de la retenue	377
3	SYNTHÈSE ET DISCUSSION	379
3.1	Le fonctionnement des petits systèmes fluviaux : diversité spatiale et inégale représentativité des archives alluviales	379
3.1.1	Le contrôle morphostructural.	379
3.1.2	Le contrôle scalaire dans les bassins versants gneissiques	380
3.2	Trois ensembles sédimentaires	381
3.2.1	Un héritage pléistocène	381
3.2.2	Une formation alluviale grossière, associée aux anciennes bandes actives	382
3.2.3	Un alluvionnement fin récurrent au cours des quatre derniers millénaires	383
3.2.3.1	Les injections détritiques de la période protohistorique	384
3.2.3.2	Le calme morphogénique de la Tène et de l'Antiquité	385
3.2.3.3	Une forte activité hydrosédimentaire depuis le haut Moyen Age	385
3.3	Une histoire holocène marquée par un forçage anthropoclimatique précoce	387

3.3.1	L'atonie morphodynamique du premier Holocène	388
3.3.2	La rupture d'équilibre subboréale : forçage anthropique et effet retard	389
3.3.3	Les crises détritiques protohistoriques : un double forçage anthropique et climatique inégalement lisible	390
3.3.4	Du 2 ^e Age du Fer au haut Moyen Age : une accalmie hydrosédimentaire sous contrôle climatique,	391
3.3.5	A partir du haut Moyen Age, un détritisme de plus en plus sédimentogène	393
	CONCLUSION DU CHAPITRE V	395
	SYNTHESE ET CONCLUSION DE LA 2^E PARTIE	397
	Les petits systèmes fluviaux : de bons milieux enregistreurs des paléodynamiques hydrosédimentaires	397
	Le contrôle morphostructural	398
	Les emboîtements scalaires	398
	Un fonctionnement hétérochrone	400
	Variations régionales autour d'une histoire holocène commune	401
	L'Holocène ancien et moyen : une longue atonie morphodynamique qui résiste à une anthropisation discrète	401
	Les crises anthropoclimatiques finiholocènes	405
	Une rupture d'équilibre hétérochrone, expression d'un signal anthropique	406
	Des crises anthropoclimatiques qui résultent d'un système de causalité complexe	407
	CONCLUSION GÉNÉRALE	415
	Diachronie	416
	Synchronie et hétérochronie	417
	Hystéréchronie et panchronie	418
	BIBLIOGRAPHIE	419
	TABLE DES ILLUSTRATIONS	449

INTRODUCTION GÉNÉRALE

Dans le concept de système fluvial proposé par Schumm (1977), les parties amont des bassins hydrographiques sont considérées comme des zones de production sédimentaire par opposition aux zones de transfert (les grands corridors fluviaux) et aux zones de stockage (plaines littorales et embouchures). Si ce *continuum* fluvial (Amoros et Petts, 1993) se vérifie à l'échelle géologique, celle du temps long, cela n'est plus tout à fait le cas à l'échelle du temps moyen, pluricentennal à plurimillénaire, encore moins à celle du temps court, l'actuel. A ces échelles de temps, c'est le phénomène de cascade sédimentaire (Bravard et Petit, 1997), fait d'une multitude de relais spatiotemporels, qui prédomine.

Les zones de production sédimentaire n'échappent pas à ces ruptures et le fonctionnement des systèmes fluviaux s'y caractérise par la fréquence des discontinuités, à différentes échelles d'espace et de temps. Ce dossier scientifique présente les résultats d'une quinzaine d'années de recherches consacrées à l'étude du fonctionnement du système bassin versant en moyenne montagne cristalline. Dans ces travaux, le rôle joué par les emboîtements scalaires et les discontinuités spatiotemporelles contrôlant les flux hydrosédimentaires sont au cœur de la problématique.

Les questions posées par ces phénomènes de discontinuité ont été évoquées très tôt dans la géomorphologie française (Tricart, 1960, 1962 ; Brunet, 1967). Depuis, elles apparaissent en filigrane de nombreux travaux de recherche. Les communications présentées au colloque de Meudon intitulé « Des versants aux lits fluviaux » (1992), ou l'ouvrage « L'érosion entre nature et société » (Veyret éd., 1998) consacré aux processus, rythmes et bilans de l'érosion, en sont deux illustrations. Les travaux de la communauté scientifique française sur ce thème sont cependant restés en retrait par rapport aux travaux anglo-saxons (Walling et Webb, 1983 ; Bordas et Walling, 1988 ; Hadley, 1986 ; Walling et Webb, 1996 ; Bravard et Petit, 1997). C'est en effet dans la communauté scientifique anglo-saxonne que sont nés les outils conceptuels comme celui de système fluvial (Schumm, 1977), de budget sédimentaire (Dietrich et Dunne, 1978 ; Trimble, 1981 ; Meade, 1982 ; Phillips, 1991) ou de *Sediment Delivery Ratio* (Walling, 1983 ; Phillips, 1991). Certains de ces outils sont au cœur de ce travail fondé sur une approche systémique multiscalaire et multitemporelle.

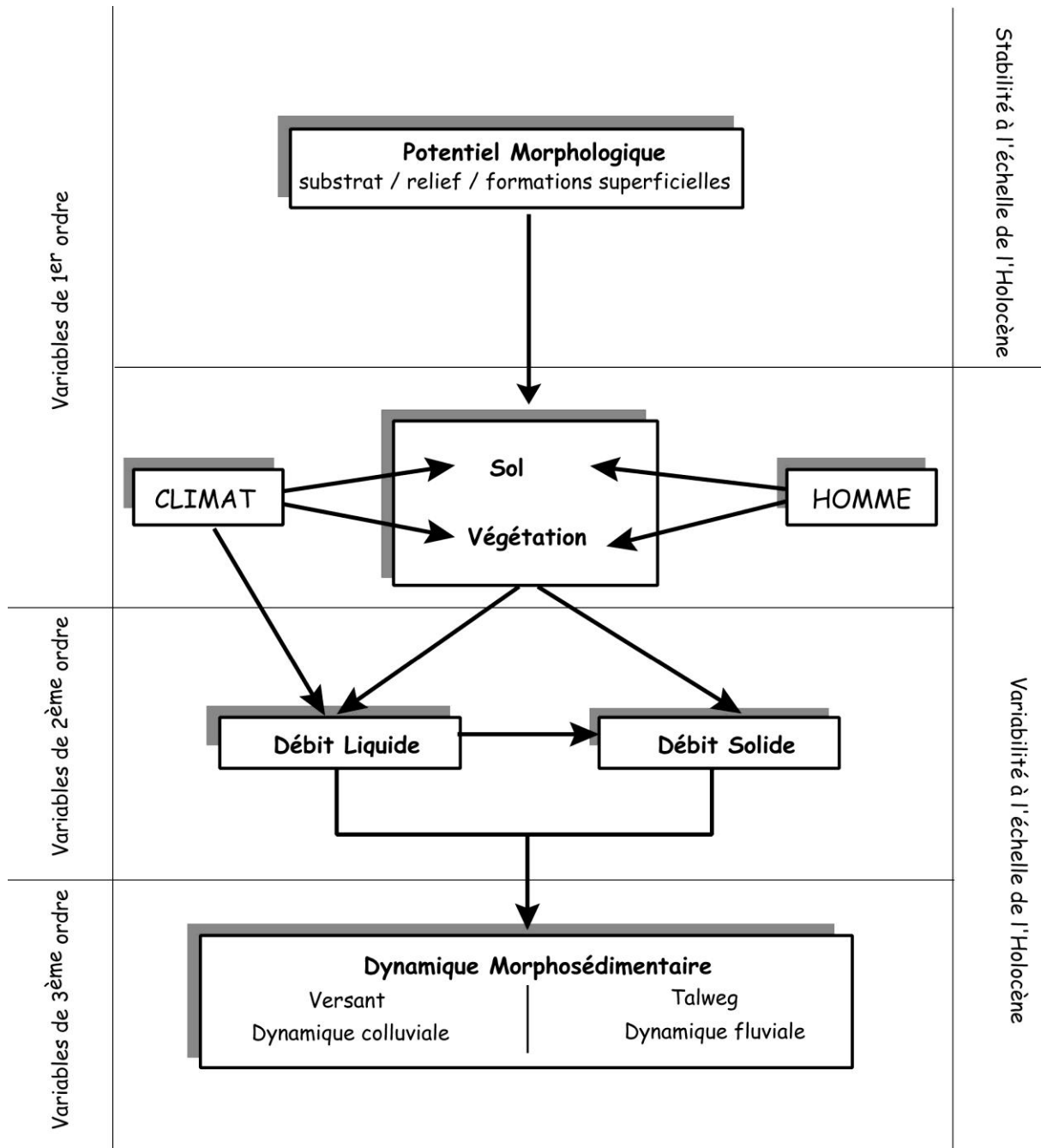
Le concept de système fluvial

En domaine continental (hors milieu karstique), le cycle de l'eau s'effectue au sein d'unités hydrographiques fonctionnelles, délimitées par des interfluves, les bassins versants. Ces objets physiques sont parcourus par des flux liquides et solides, selon une cinématique où interagissent de nombreux facteurs et processus. C'est la notion de système fluvial (Schumm, 1977).

Le fonctionnement hydrosédimentaire du système fluvial se fait dans les quatre dimensions (Amoros et Petts, 1993). La dimension verticale résulte de l'altitude. Par l'intermédiaire de l'énergie gravitaire, elle contrôle la circulation de l'eau et des sédiments, dans les compartiments souterrains ou en surface le long des pentes. Cette circulation s'effectue d'abord dans la dimension latérale, sur les versants où sont produits flux liquides et flux solides. Elle se poursuit dans la dimension longitudinale, par l'évacuation, dans les talwegs,

du débit liquide et de sa charge alluviale. Mais ces flux ne sont ni continus, ni réguliers. Ils sont interrompus par de multiples césures qui constituent la quatrième dimension du système fluvial. Celle-ci s'exprime à différentes échelles temporelles : sur un mode événementiel, au rythme saisonnier et pluriannuel, en fonction de fluctuations pluricentennaires ou plurimillénaires.

Figure 1-1 : Les variables de contrôle du système fluvial



Cette variabilité temporelle détermine un fonctionnement à processus-réponse. Les entrées liquides dans le système fluvial entraînent des réponses hydrologiques et morphosédimentaires. Ces réponses sont contrôlées par divers facteurs. Certains peuvent être considérés comme stables à l'échelle du temps moyen et du temps court. Ce sont des

facteurs internes : substrat, pente, formations superficielles ... D'autres en revanche sont instables, ce sont les facteurs externes : le climat, et l'Homme par son action sur la végétation, les sols ou par des aménagements directs. Ces variables exogènes s'exercent sur un pas de temps court : c'est l'instabilité événementielle du climat, ce sont les interventions ponctuelles de l'Homme sur le milieu. Elles interviennent également sur un pas de temps plus long, ce sont les fluctuations climatiques pluriséculaires ou les modifications agrosylvopastorales structurelles. Elles exercent alors un véritable forçage qui peut rompre l'équilibre morphodynamique du système. Elles se traduisent par de véritables crises hydrosédimentaires pouvant s'accompagner de métamorphoses fluviales.

Les processus-réponses affectent les sous systèmes des bassins versants par des phénomènes de domination amont-aval. Même si, en théorie, les différentes unités fonctionnelles agissent de façon interdépendante, l'asymétrie de contrôle l'emporte largement le long du *continuum* fluvial (Amoros et Petts, 1993). Ce fonctionnement en cascade de l'amont vers l'aval est caractérisé par de multiples ruptures spatiotemporelles. L'étude de ces discontinuités est l'objectif central de ce mémoire d'HDR.

Une approche multiscalaire et multitemporelle

Deux objectifs principaux ont guidé les travaux de recherche présentés dans ce dossier scientifique : identifier et expliquer les relais spatiotemporels qui caractérisent les flux hydrosédimentaires ; étudier et discuter le rôle des facteurs de contrôle en insistant sur les phénomènes de forçage. Ces discontinuités revêtent donc une double dimension spatiale et temporelle.

Spatialement, l'étude des connexions entre les différents sous systèmes emboîtés le long du gradient amont-aval a été privilégiée. Schématiquement, trois unités fonctionnelles ont été distinguées : les versants, zones de production sédimentaire ; les vallons élémentaires qui correspondent aux collecteurs amont ; et les axes fluviaux évacuateurs. Pourquoi et comment les changements de processus qui surviennent entre chacune de ces unités s'accompagnent-ils de connexions ou de déconnexions entre elles ?

L'étude de ces phénomènes a été tentée à deux échelles de temps : à l'échelle du temps court, actuel (rythme événementiel, saisonnier et pluriannuel), en essayant de les quantifier et d'établir des budgets sédimentaires ; à l'échelle du temps moyen, holocène, en tentant de les reconstituer grâce aux archives sédimentaires conservées dans les bassins versants.

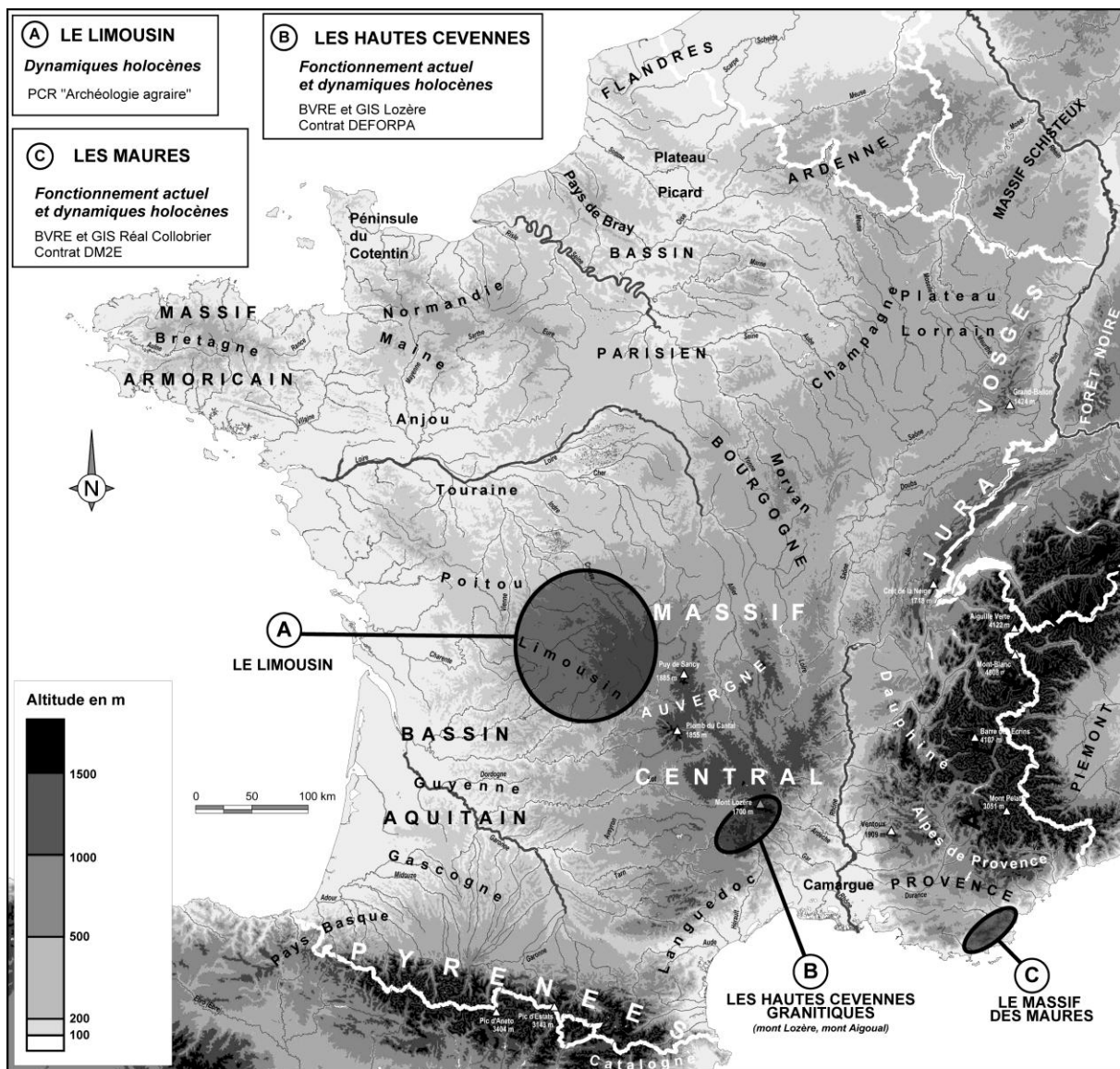
Cette dimension temporelle a également été au cœur des interrogations sur les facteurs de contrôle du fonctionnement des systèmes fluviaux. Comme beaucoup d'autres systèmes, ces derniers sont situés à l'interface entre la nature et les sociétés. Le climat et l'Homme y sont deux acteurs majeurs agissant de façon irrégulière, dans l'espace et dans le temps. Le rôle du climat a été étudié, dans ses disparités régionales, le long d'un gradient climatique allant de l'océanique au méditerranéen ; et dans sa variabilité temporelle, depuis l'irrégularité événementielle jusqu'aux fluctuations holocènes. Par son action sur la végétation et les sols, l'Homme joue un rôle déterminant sur le fonctionnement des systèmes fluviaux. L'impact des modes de gestion actuelle a été abordé (déprise agricole, exploitation sylvicole, incendie de forêt), mais on s'est également interrogé sur les phénomènes de forçage historique depuis le début de la néolithisation.

Une démarche pluridisciplinaire

Les travaux ont été réalisés dans le cadre d'une recherche pluridisciplinaire et collective, indispensable à la compréhension du fonctionnement systémique des bassins versants.

Le fonctionnement actuel a été abordé par une démarche instrumentale et expérimentale, réalisée dans deux ensembles de BVRE : l'un localisé sur le mont Lozère ; l'autre dans le massif des Maures. Après avoir été gérés par l'UMR 6531 du CNRS d'Orléans (dir. F. Lelong puis B. Guillet), les BVRE du mont Lozère sont aujourd'hui pilotés par l'UMR 6012 du CNRS de Nice (dir. Cl. Martin). Dans les Maures, les BVRE du Réal Collobrier sont gérés par le Cemagref d'Aix-en-Provence (dir. J. Lavabre). Ces BVRE ont été structurés en Groupement d'Intérêt Scientifique, réunissant de nombreux chercheurs autour d'une problématique commune : le fonctionnement du système fluvial.

Figure 1-2 : Localisation des terrains de recherche



Une recherche en géomorphologie des socles

Limousin, hautes Cévennes et Maures, ces trois ensembles régionaux appartiennent au domaine de moyenne montagne cristalline. Ce choix s'explique par la volonté de situer ces travaux dans la continuité des recherches menées par l'école française de géomorphologie des socles (Godard *et al.*, 1994). En domaine tempéré, ce courant de recherche, très actif durant ce dernier quart de siècle, a favorisé la réalisation de nombreuses thèses consacrées au temps long en géomorphologie structurale et en géomorphologie climatique (*cf.* Godard *et al.*, 1994). Les travaux menés sur le temps moyen, l'Holocène, ou le temps court, l'actuel, sont moins abondants (Soutadé, 1980 ; Valadas, 1984 ; Martin, 1986 ; Muxart *et al.*, 1990).

Les résultats présentés ici s'inscrivent dans cet axe de recherche. Ils ont été recueillis dans trois massifs représentatifs des moyennes montagnes de socle : le Limousin, le mont Lozère et les Maures. Ce choix permet d'offrir un gradient intéressant entre le climat océanique limousin, le climat méditerranéen à affinité montagnarde du mont Lozère et le climat méditerranéen des Maures. La figure 1-3 souligne, grâce à l'indice d'érosivité pluviale de Wischmeier, cette inégale agressivité climatique.

Une logique temporelle

Parce qu'elle fait appel à des méthodes très différentes (instrumentation en BVRE pour l'actuel, approche géoarchéologique des archives sédimentaires pour l'Holocène), la logique temporelle a prévalu dans l'organisation générale du plan.

La première partie du mémoire est consacrée au fonctionnement actuel du système bassin versant selon les modes de gestion du milieu, en privilégiant les emboîtements scalaires. Entreprises dans le cadre de structures BVRE, ces recherches n'ont été menées qu'au mont Lozère et dans les Maures, dans des contextes climatiques subméditerranéen et méditerranéen. Elle regroupe des articles publiés et des chapitres inédits.

La seconde partie s'intéresse aux paléodynamiques holocènes des systèmes fluviaux. Celles-ci ont été étudiées dans les trois massifs et sont présentées selon une logique régionale. Les résultats sont exposés et discutés dans trois chapitres inédits, avant d'être repris dans une courte synthèse générale.

PREMIERE PARTIE

***LE FONCTIONNEMENT ACTUEL
DU SYSTEME BASSIN VERSANT
EN MOYENNE MONTAGNE MEDITERRANEENNE***

INTRODUCTION DE LA 1^{ERE} PARTIE

Ces dernières années, les recherches entreprises en France sur les mécanismes d'érosion hydriques ont été menées à deux échelles privilégiées : celle du versant et celle des grandes artères fluviales. Sur les versants, les travaux sont conduits, pour la plupart, dans les régions de grande culture ou de vignoble. Leurs problématiques sont liées à la recrudescence de l'érosion des sols consécutive à la modernisation et à l'intensification des pratiques culturales. Beaucoup de chercheurs ont alors recours à une instrumentation de terrain qui prend souvent la forme de parcelles expérimentales. De nombreuses publications générales rendent compte de ces travaux (Auzet, 1987a et b, 1988 ; Wicherek, 1993 ; Roose, 1994 ; Le Bissonais *et al.*, 2002). Les problématiques qui guident les travaux consacrés aux grandes artères fluviales relèvent des questions de fonctionnement, mais aussi de gestion et d'aménagement des hydrosystèmes. Les recherches sont entreprises sous l'angle de la morphodynamique fluviale, selon une démarche qui privilégie le fonctionnement en système et l'analyse quantitative des formes et des processus (Bravard, 1986, Peiry, 1988 et 1997 ; Gautier, 1992 ; Piegay, 1995 ; Astrade, 1996 ; Gaillard, 1999 ; Mercier, 1999 ; Serrat, 2000).

Entre le versant et les grands corridors fluviaux, l'échelle intermédiaire, celle des petits bassins versants de rang inférieur, est moins pratiquée. Il s'agit pourtant d'un niveau scalaire fondamental qui correspond aux zones d'alimentation sédimentaire dans le concept de système fluvial proposé par Schumm (1977). Quelques exceptions se démarquent cependant de façon singulière. A titre d'exemple, on peut évoquer les travaux conduits dans les Alpes du Sud sur le fonctionnement des bassins versants marneux intensément ravinés (Cambon *et al.*, 1990 ; Mathys *et al.*, 1996 et 2003 ; Richard et Mathys, 1999) ou les recherches conduites dans le cadre du PIREN Seine sur des bassins versants briards de grande culture (Sogon, 1999 ; Sogon *et al.*, 1999 ; Bonte et Mouchel, 2002). Pourtant situés dans des anthroposystèmes très différents, ces programmes de recherche présentent un point commun fondamental, ils répondent à des enjeux environnementaux importants liés à une érosion hydrique très active.

Le fonctionnement des systèmes fluviaux de moyenne montagne cristalline présente lui aussi des enjeux environnementaux et sociétaux. Parmi eux figurent le rôle de la reforestation (spontanée ou par enrésinement) sur le fonctionnement hydrologique et hydrochimique, ou encore l'impact des pluies acides sur la qualité des eaux et des sols. Ces enjeux ont été perçus par la communauté scientifique française qui a aménagé, depuis la fin des années 1960, de nombreux BVRE dans ces montagnes cristallines. Ce sont les BVRE du Réal Collobrier dans les Maures, d'Aubure dans les Vosges, du mont Lozère dans les Cévennes ou de Solenzara en Corse (Houi et Verrel, 1994). Au regard des recherches conduites en géologie et en géochimie, les travaux concernant l'érosion hydrique sont restés en retrait (Martin, 1986 ; Loÿe-Pilot, 1987). Cette situation a évolué à la charnière des années 1980-1990 avec le développement, sur les BVRE du Lozère d'une part, du Réal Collobrier d'autre part, de programmes de recherche financés par l'Union Européenne dans le cadre des contrats DÉFORPA (Défense des Forêts contre les Pluies Acides) et DM2E (sur l'impact des incendies de forêt). Les travaux présentés ici ont été en grande partie réalisés dans ce contexte.

Entre recherche appliquée et recherche fondamentale

Deux objectifs principaux ont guidé la problématique scientifique. Le premier relève d'une démarche de géographie appliquée : étudier l'impact des modes de gestion des milieux de moyenne montagne sur le fonctionnement hydrosédimentaire des systèmes fluviaux. C'est à ce titre qu'une partie des recherches a pu bénéficier d'un financement européen dans le cadre des contrats DEFORPA et DM2E. Trois contextes morphodynamiques différents ont été étudiés : une dynamique de relaxation liée à la déprise agropastorale et à la remontée végétale ; les conséquences érosives des coupes forestières ; l'exacerbation des processus érosifs liée aux incendies de forêt.

Le second objectif relève davantage de la recherche fondamentale. Il vise, par une approche multiscalaire, à identifier et quantifier les phénomènes de discontinuité spatiotemporelle. Ont été ainsi abordés les relais spatiaux et les phénomènes de stockage/déstockage entre les différents sous systèmes du bassin versant ; de même que la variabilité temporelle en milieu méditerranéen, du pas de temps événementiel jusqu'au rythme saisonnier et pluriannuel.

Le recours à l'outil BVRE (Bassin Versant Représentatif et Expérimental)

Les recherches ont été conduites dans le cadre de deux BVRE, ceux du mont Lozère et ceux du Réal Collobrier. Regroupant des équipes pluridisciplinaires, ces bassins versants, instrumentés pour les recherches en hydrologie, sont de précieux outils méthodologiques et techniques pour mener des recherches sur les dynamiques hydrosédimentaires. On retrouve sur ces deux sites, la double logique commune à ces outils intégrateurs que sont les BVRE (Lageat *et al.*, 1996, Cosandey et Robinson, 2000). La première est une logique de représentativité qui permet de transposer, à l'échelle régionale, les résultats acquis sur un nombre limité de bassins versants. La seconde est une logique expérimentale car les BVRE permettent, à la faveur d'une démarche comparative, de quantifier et de discriminer le rôle des modes d'occupation du sol ou de gestion forestière. Selon les circonstances, cette démarche comparative peut privilégier l'unité de temps ou l'unité de lieu.

Selon un jeu d'emboîtement scalaire, plusieurs objets géomorphologiques ont été étudiés : le système versant, le système ravine, le système bassin versant de rang 1. Les discontinuités y ont été abordées dans leur double composante spatiale et temporelle. La quantification des flux solides, au moyen de pièges sédimentaires, a permis d'établir des budgets et de mettre en évidence des rythmes de fonctionnement.

Les résultats sont structurés en deux chapitres privilégiant l'échelle de travail retenue. Le premier chapitre s'intéresse au fonctionnement du système bassin versant de rang 1, selon le mode d'occupation et de gestion du sol : en contexte de phytostabilisation, lors des exploitations forestières, à la suite d'incendies de forêt. Le deuxième chapitre étudie le fonctionnement et les rythmes du ravinement sur substrat granitique.

**CHAPITRE I : MODES D'OCCUPATION DES SOLS ET FONCTIONNEMENT
HYDROSEDIMENTAIRE DES SYSTEMES FLUVIAUX**

INTRODUCTION

Devenues progressivement des arrières pays au regard des plaines littorales de plus en plus attractives, les moyennes montagnes méditerranéennes françaises ont connu, tout au long du XX^e siècle, un long phénomène d'exode rural et de déprise agricole. Cet abandon s'est accompagné d'une abondante remontée végétale qui présente aujourd'hui des formes variées : envahissement des terrains de parcours sous des séries progressives allant de la garrigue et du maquis près du littoral, aux landes montagnardes en altitude ; accrues forestiers spontanés ou reboisements volontaires menés dans le domaine de l'Etat ou par des particuliers. Quelque soit son faciès, cette remontée végétale favorise la phytostabilisation des versants et le ralentissement des dynamiques érosives. Mais ce phénomène n'est pas toujours linéaire. Ecobuages pastoraux, travaux sylvicoles ou incendies de forêts favorisent occasionnellement la réactivation des mécanismes érosifs.

Ce premier chapitre est consacré au fonctionnement des systèmes fluviaux de moyenne montagne dans ce contexte de remontée végétale, et à l'impact morphodynamique des modes de gestion forestière ou des phénomènes accidentels comme les incendies. Les dynamiques hydrosédimentaires sont abordées à l'échelle d'unités fonctionnelles de rang 1 ou 2, en privilégiant les emboîtements scalaires et l'étude des discontinuités spatiotemporelles au sein du système bassin versant.

Le premier sous chapitre est un court texte inédit. Il traite des phénomènes de relaxation alluviale sur les BVRE du mont Lozère. Les deux autres sous chapitres sont constitués d'une sélection d'articles. Le premier est consacré au bilan érosif des coupes forestières dans les hautes Cévennes, le second aux conséquences morphodynamiques de l'incendie de forêt survenu en 1990 dans le massif des Maures.

1 UNE RELAXATION ALLUVIALE CONTROLÉE PAR LES HERITAGES MORPHOSÉDIMENTAIRES

Comme d'autres montagnes méditerranéennes françaises, les hautes Cévennes ont connu, au cours des siècles derniers, une importante crise érosive (cf. chapitre IV). Celle-ci a donné lieu, à partir du milieu du XIX^e siècle, à de nombreuses opérations de reboisement dans le cadre des lois RTM. Depuis le début du XX^e siècle, le contexte morphodynamique a beaucoup changé. Touchés par une importante déprise agricole, les hauts massifs cévenols connaissent une remontée végétale rapide, qui favorise la cicatrisation des formes d'érosion et la stabilisation des versants. Les aires sédimentaires contributives ont pratiquement disparu sur les versants et les systèmes fluviaux sont entrés dans une phase de relaxation alluviale.

Ce 1^{er} chapitre est consacré à l'analyse des phénomènes de récupération sur les BVRE du mont Lozère. Grâce à un dispositif instrumental permettant de quantifier la charge solide, l'ampleur et le rythme des transports alluviaux ont pu être étudiés. Les résultats montrent que le phénomène de relaxation varie considérablement selon le contexte morphosédimentaire des hydrosystèmes.

1.1 Les BVRE du mont Lozère, homogénéité et disparité géographique

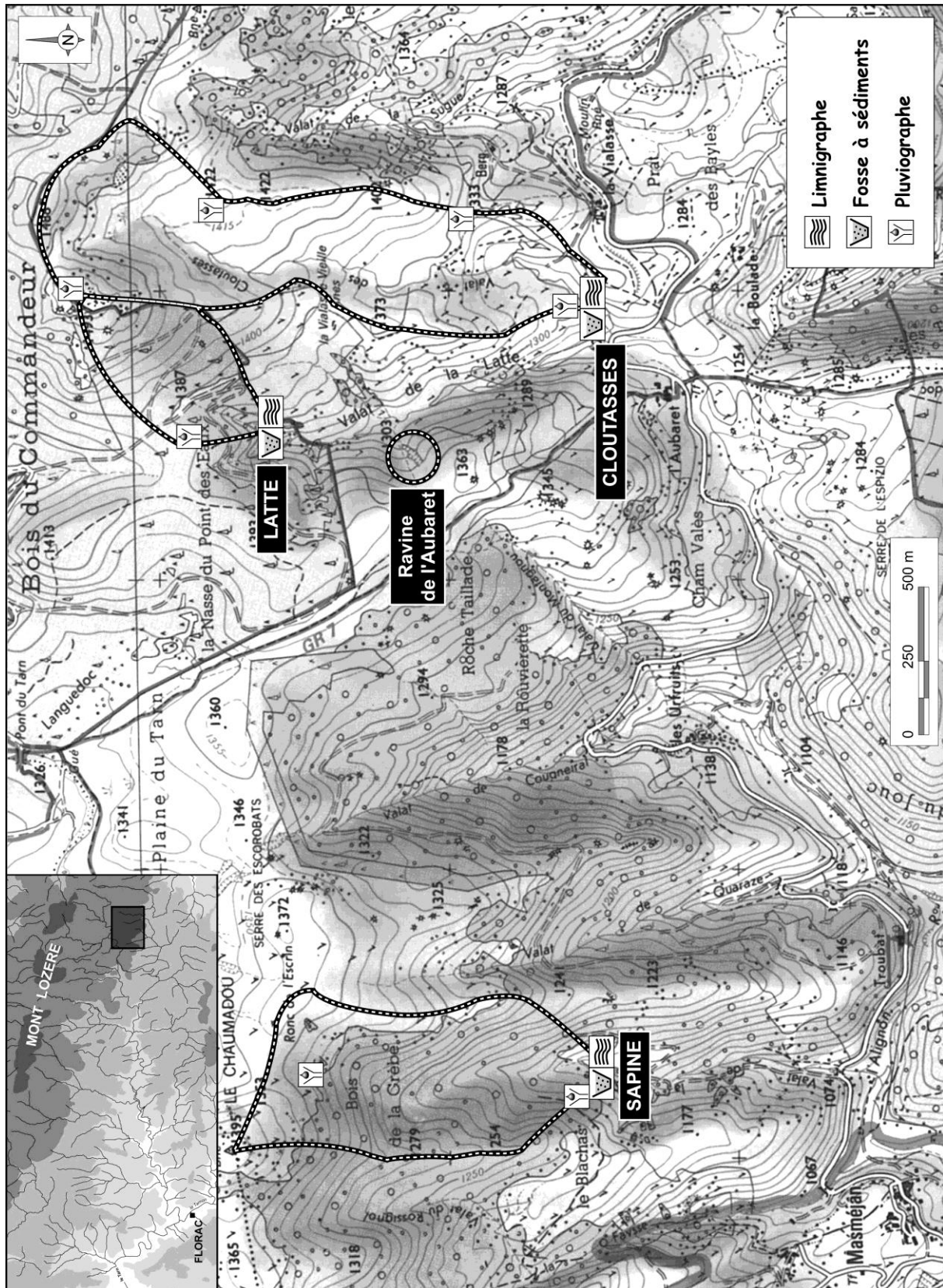
Sélectionnés dans le cadre d'une démarche comparative visant à étudier le rôle de l'enrésinement sur l'acidification des sols et de l'eau (Dupraz, 1984), les BVRE du mont Lozère présentent une couverture végétale diversifiée.

Le bassin de la Sapine est boisé par un ancien taillis de hêtres. L'âge des rejets de souche se répartit en deux classes modales (40-50 ans et 80 ans) qui traduisent les deux dernières périodes principales d'exploitation (Hanchi, 1994). Le bassin de la Latte a été reboisé en épicéas dans les années 1930 (Didon-Lescot, 1996). Cette pessière, victime d'une attaque parasitaire a été coupée entre 1987 et 1989, puis renouvelée. Le bassin des Cloutasses est le seul des trois qui ne soit pas boisé. Il porte une pelouse à nard pacagée l'été de façon extensive par un troupeau ovin transhumant. Mais ni le paturage, ni les écobuages de plus en plus épisodiques ne parviennent à enrayer son envahissement par la lande à genêts.

Figure 1-4 : les caractères physiographiques des BVRE du mont Lozère d'après Dupraz 1984

Bassin Versant	Végétation	Superficie	Altitude moyenne	Altitudes extrêmes	Pente moyenne du bassin	Pente moyenne du ruisseau	Longueur du cours	Densité de drainage km/km ²
La Sapine	Taillis de hêtres	54 ha	1270 m	1160 / 1395 m	18 %	15 %	750 m	1,39
La Latte	Pessière	19,5 ha	1421 m	1340 / 1495 m	20 %	17 %	210 m	0,95
Les Cloutasses	Pelouse à nard et lande à genêt	81 ha	1386 m	1290 / 1495 m	10 %	8 %	1825 m	2,43

Figure 1-5 : Localisation des BVRE du mont Lozère



Quelque soit la diversité de leur couverture végétale, les BVRE possèdent tous aujourd'hui des versants parfaitement phytostabilisés. Les dynamiques érosives y sont totalement annihilées. Elles ne sont réactivées que de façon sporadique, à l'occasion d'écobuages sur les Cloutasses ou lors de travaux forestiers sur la Latte. L'impact morphodynamique de la coupe de la pessière réalisée entre 1987 et 1989 est d'ailleurs étudié dans le chapitre suivant.

Comme dans la plupart des systèmes fluviaux montagnards, la morphologie des fonds de vallons est contrôlée par des faits structuraux (Billi, 1993). Les pentes longitudinales sont fortes et irrégulières, accidentées de multiples seuils rocheux, et les profils transversaux sont étroits. Au gré des affleurements du bedrock ou des poches alluviales, les lits fluviaux sont formés d'une succession de seuils et de mouilles, typiques des rivières de montagne (Amoros et Petts, 1993). S'ils présentent les mêmes caractères généraux, les bassins possèdent néanmoins des singularités morphosédimentaires qui jouent un grand rôle dans leur fonctionnement alluvial actuel. Les différences portent essentiellement sur la morphologie du fond de vallon et sur la nature et l'ampleur des stocks sédimentaires disponibles.

Localisé à proximité du couloir hydrographique majeur du Tarn et de la Goudèche, l'alvéole de Mas Méjean a été profondément démantelé par la reprise d'incision plioquaternaire. Installé sur une cloison de cet alvéole, le bassin versant de la Sapine est allongé et pentu. Le fond du vallon est étroit, accidenté, et laisse apparaître de multiples bancs rocheux. Des trois BVRE, c'est celui qui possède les plus faibles stocks sédimentaires. La nappe fluvionivale pléistocène est pratiquement absente, et les remblaiements historiques n'existent qu'à l'état de petits placages résiduels.

La morphologie des deux autres bassins diffère considérablement. Correspondant aux sources de l'Alignon, ils drainent le versant sud du Bois du Commandeur. Dans ce secteur resté à l'écart de la reprise d'incision plioquaternaire, les bassins hydrographiques ont conservé d'abondantes paléotopographies évassées.

Le bassin versant des Cloutasses, le plus vaste et le plus allongé, draine une cloison surbaissée dans sa partie amont, un plancher d'alvéole entouré de replats dans sa partie aval. Le fond de vallon est remblayé par un complexe sédimentaire biparti : un remblaiement alluvial sablo-graveleux historique, emboîté dans une nappe fluvionivale pléistocène. Le chenal actuel est incisé dans le remplissage historique qui évolue en basse terrasse. Son plancher, calé sur la nappe pléistocène, est pavé de blocs granitiques, et l'énergie des écoulements de crue se dissipe sous la forme d'actives érosions de berges. Des trois bassins versants, c'est celui qui possède le contexte hydrodynamique le plus énergique et les stocks sédimentaires les plus abondants.

Le bassin de la Latte est installé sur la partie sommitale d'une cloison d'alvéole. Si sa pente générale est assez forte, le dispositif morphologique est formé par une succession de replats structuraux qui constituent autant de sites de stockage sédimentaire. Cônes de déjection et remblaiements discontinus se succèdent tout le long de ces gradins, à peine entaillés par un chenal à écoulement temporaire de faible rayon hydraulique. Des trois bassins versants, c'est lui qui présente le plus faible potentiel hydrodynamique.

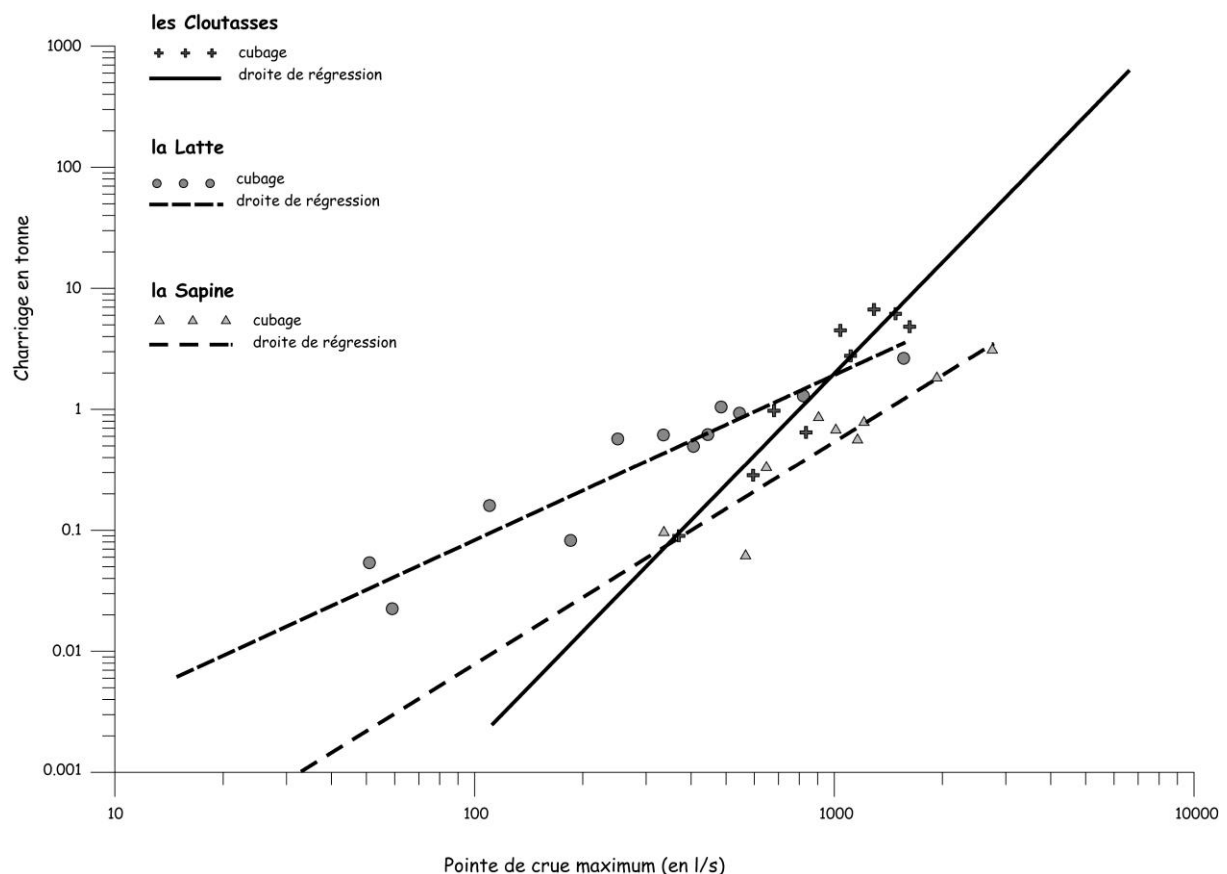
1.2 Le protocole de mesures

Chacun des BVRE est équipé, à l'exutoire, d'une station limnimétrique et d'une fosse sédimentaire. Les débits liquides sont mesurés en continu depuis 1981, date de création des BVRE.

Durant les deux premiers cycles hydrologiques du programme (1981-82 et 1982-83), les MES ont fait l'objet d'un suivi en continu (Dumazet, 1983). Compte tenu de la faiblesse des matières en suspension, le protocole n'a pas été poursuivi. En dépit de sa brièveté, on peut attribuer à cette série de mesures une assez bonne représentativité car elle coïncide avec des années hydrologiques abondantes, 1982 notamment.

L'effort métrologique a porté sur l'évaluation de la charge de fond qui représente plus de 95% des transports solides. Il s'agit d'une charge sablo-graveleuse, pouvant contenir entre 10 et 20% de galets et de blocs. La quantification des volumes charriés a été réalisée au moyen des fosses sédimentaires construites en aval des stations limnigraphiques (dès 1982 pour les Cloutasses et la Sapine, en 1987 pour la Latte). Chacune d'entre elles a fait l'objet d'un cubage et d'une vidange annuels. Pour l'ensemble de la série, les données ont donc d'abord été recueillies au pas de temps annuel. Cependant, fiable pour les petites et moyennes crues, les fosses ne le sont plus pour les débits les plus forts, qui s'accompagnent de phénomènes de chasse. L'information manquante a été reconstituée par calcul et extrapolation. Pour une série de crue de puissance différente, le cubage de la charge solide a été réalisé au pas de temps événementiel. Les informations recueillies ont permis de tracer une droite régression quantifiant, pour chacun des bassins versants, la relation débit liquide et débit solide.

Figure 1-6 : La relation débit liquide / débit solide dans les BVRE du mont Lozère



Par extrapolation, ces droites ont d'abord permis d'évaluer l'efficacité des crues les plus fortes, excédant la capacité de stockage des fosses. Si la démarche est satisfaisante pour les crues modales, elle s'avère moins pertinente pour l'épisode hydrologique exceptionnel du 22 septembre 1992. A la suite d'un événement pluvieux de très forte intensité (300 à 350 mm en 4 heures), les bassins versants ont connu la crue la plus puissante depuis le début des mesures. Les pics de crue ont été évalués à 1560 l/s sur la Latte, 2750 l/s sur la Sapine et 6570 l/s sur les Cloutasses. Ces débits instantanés sont nettement supérieurs aux crues modales les plus fortes enregistrées sur les bassins : 820 l/s sur la Latte en septembre 1993, 1930 l/s sur la Sapine en octobre 1994 et 2707 l/s sur les Cloutasses en 1982.

Dans la ravine de l'Aubaret Vieil, l'épisode hydrologique du 22 septembre 1992 s'est accompagné du franchissement d'un seuil d'efficacité morphogénique spectaculaire. Pour évaluer le volume charrié par ces crues dans les lits fluviaux des BVRE, l'extrapolation des droites de régression n'est pas pertinente. Elle ne peut évidemment pas rendre compte des possibles effets de seuils. C'est pourquoi dans la figure 1-11 la charge spécifique moyenne annuelle a été calculée sur la base du fonctionnement hydrologique modal, en excluant l'évènement de 1992. L'efficacité de cette dernière a néanmoins été discutée.

La démarche par extrapolation n'a pas seulement servi à estimer la charge des plus fortes crues modales. Elle a aussi permis la reconstitution du charriage pour toutes les crues efficaces de la chronique, rendant possible l'étude de la variabilité saisonnière des transports solides.

1.3 Résultats et discussion

Trois principaux enseignements se dégagent de cette étude. Ils concernent le rythme du fonctionnement hydrosédimentaire, la vitesse d'érosion et l'ampleur inégale des phénomènes de relaxation dans les systèmes fluviaux.

1.3.1 Des rythmes hydrosédimentaires méditerranéens

Deux phénomènes caractérisent les rythmes des flux alluviaux : l'immodération et l'irrégularité. La figure 1-7 montre une bonne adéquation entre les régimes pluviométrique et hydrologique des bassins versants. Leur régime fluvial, de type pluvionival, présente une distribution bimodale, l'automne constituant le mode principal, le printemps le mode secondaire. Ce profil bimodal s'atténue nettement lorsque l'on considère la répartition des crues record annuelles (figure 1-8). Une très nette prépondérance de l'automne, qui regroupe selon les bassins versants de 13 à 15 des 18 crues annuelles les plus fortes, se dégage alors. Celle-ci se renforce encore avec l'examen de l'efficacité alluviale. Elle témoigne désormais d'une très forte immodération, où l'automne joue un rôle déterminant. 80% des charriages sur les Cloutasses et la Latte, 60 % sur la Sapine s'effectuent entre le 20 septembre et le 20 novembre (figure 1-9). Ces deux mois d'automne constituent les temps forts du fonctionnement alluvial des bassins.

Les crues efficaces d'automne s'expliquent par l'occurrence, durant cette intersaison, de forts abatements d'eau liés au passage de dépressions méditerranéennes particulièrement pluviogènes (Trzpit, 1980 ; Vigneau, 1986). Renforcées par un phénomène d'ascendance orographique sur les Cévennes, ces perturbations atmosphériques s'accompagnent de cumuls pluviométriques atteignant fréquemment 100 à 400 mm en 24 ou 48 heures. Ces crues cévenoles ont été étudiées par Cosandey (1994, 1997). Les écoulements rapides de crues sont générés par un débordement généralisé des nappes perchées et par une forte expansion des aires contributives de fonds de vallons. Les pics de crues sont étroits mais morphogéniquement très efficaces.

Figure 1-7 : Les régimes pluviométriques et hydrologiques des BVRE Lozère

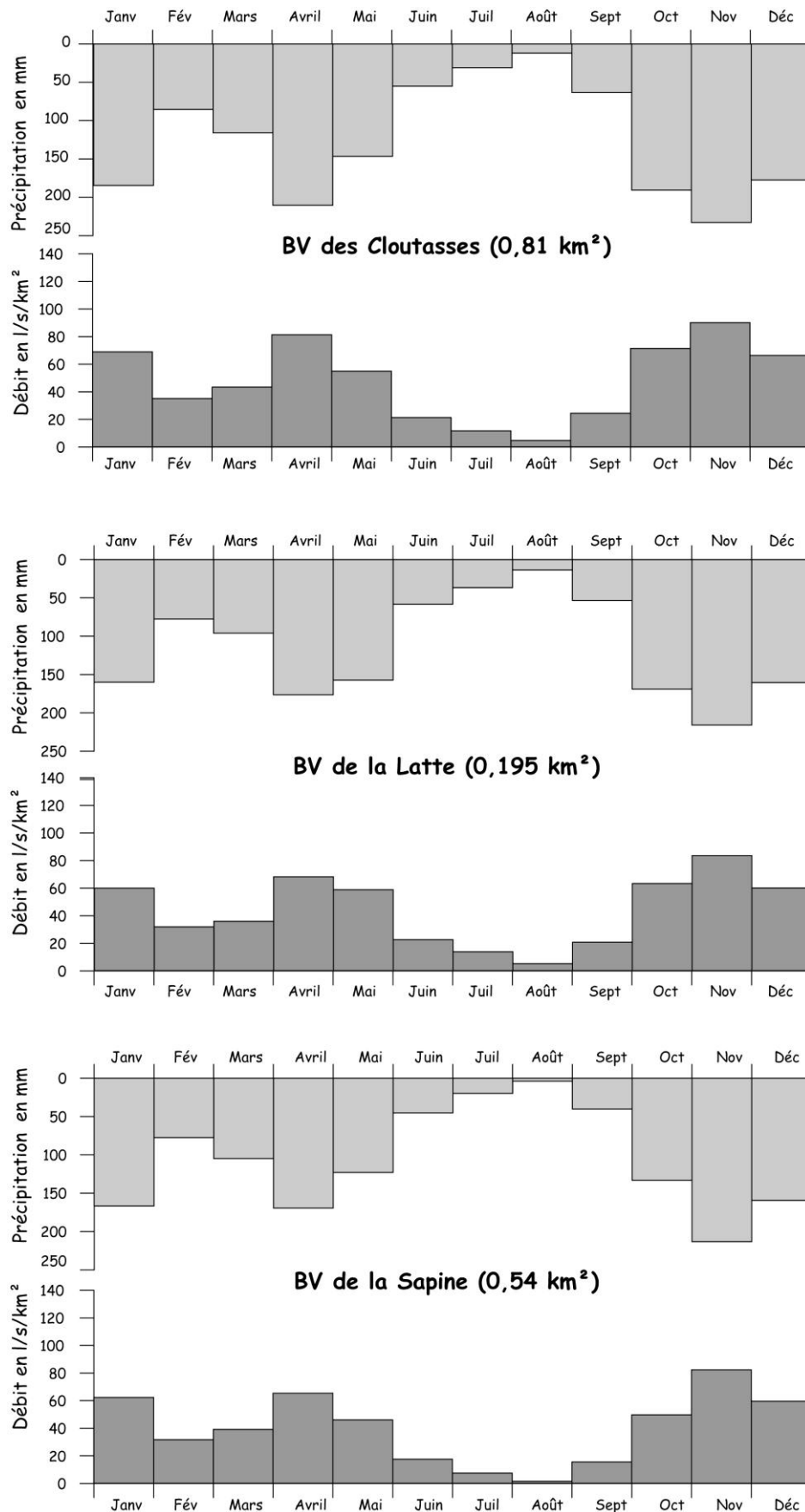


Figure 1-8 : la distribution saisonnière des crues annuelles record

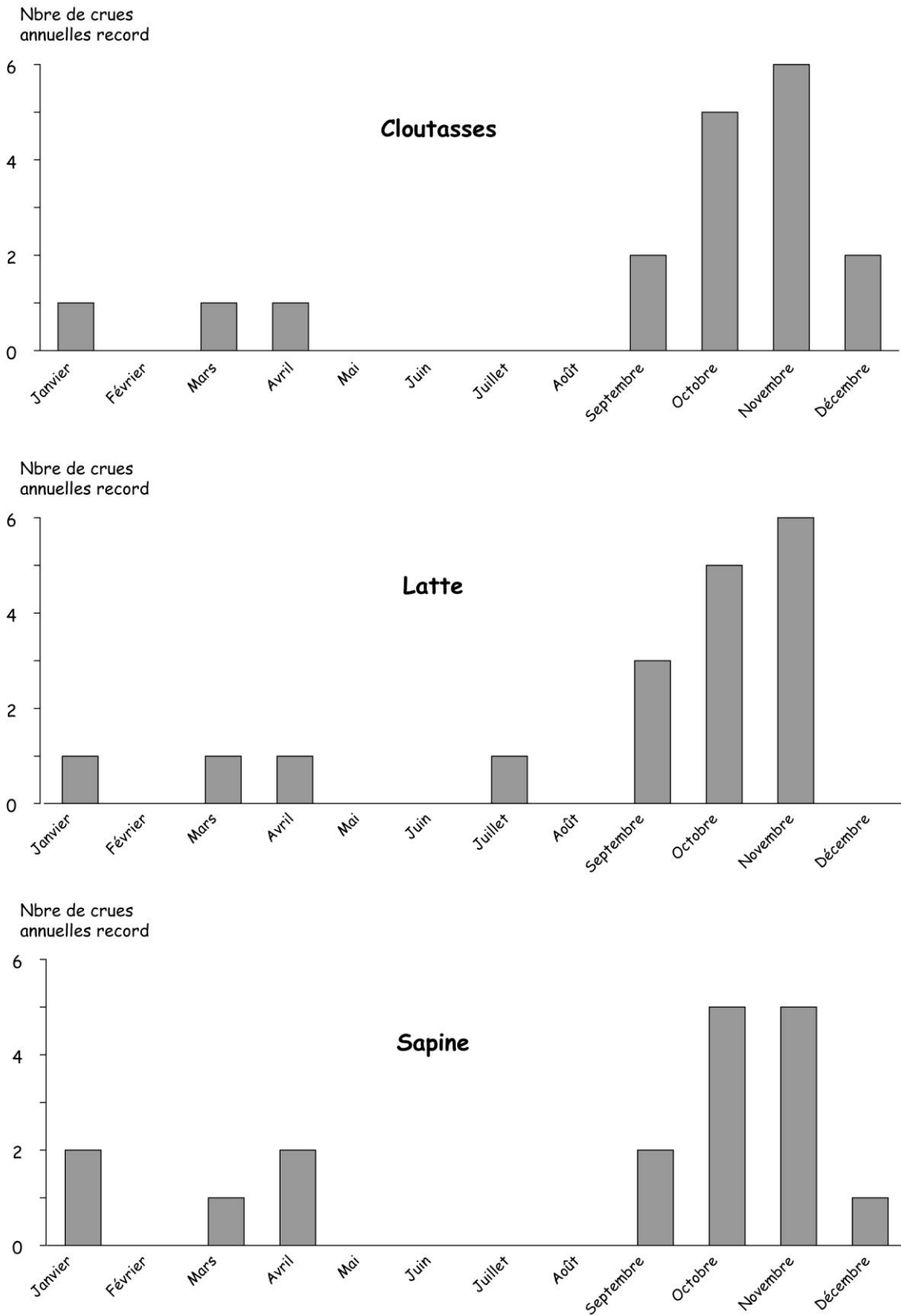


Figure 1-9 : L'immodération de la charge alluviale

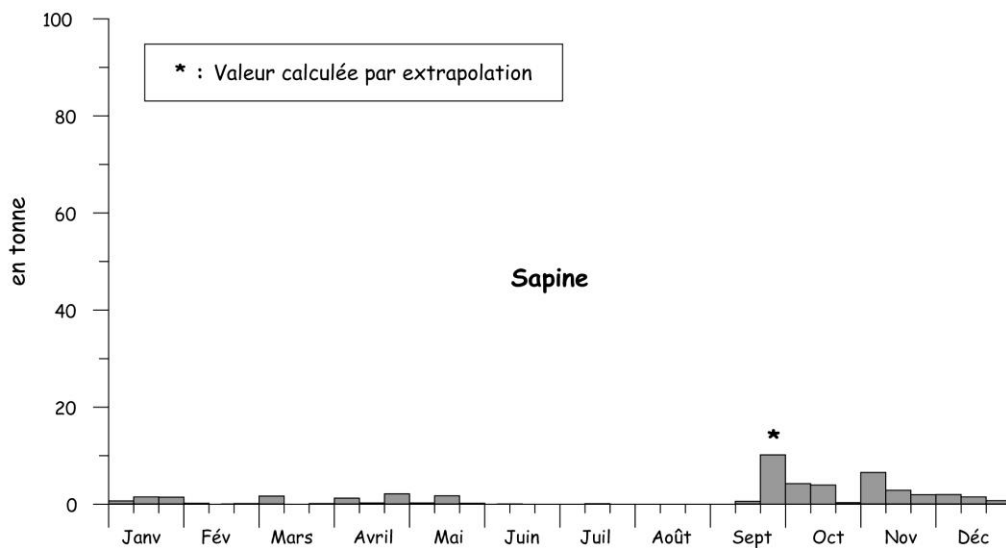
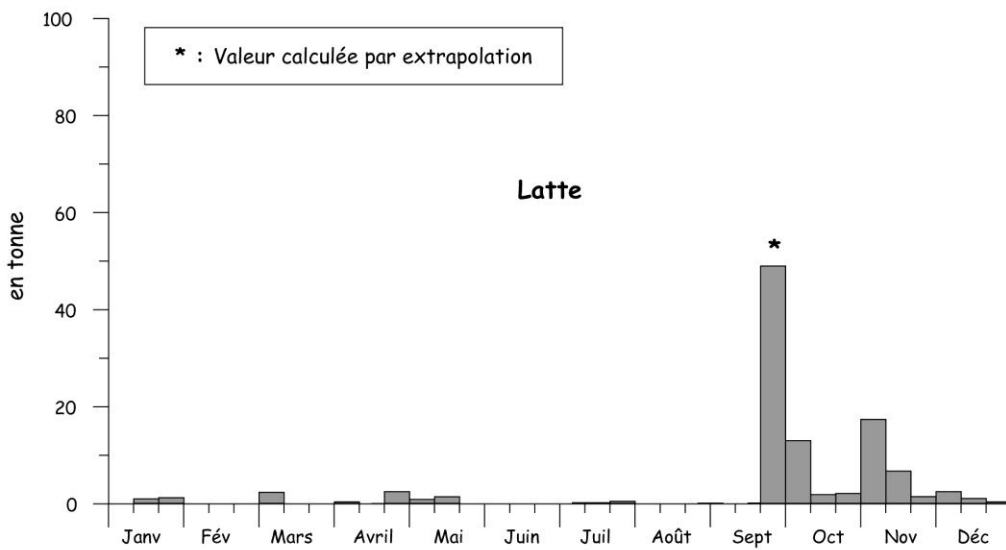
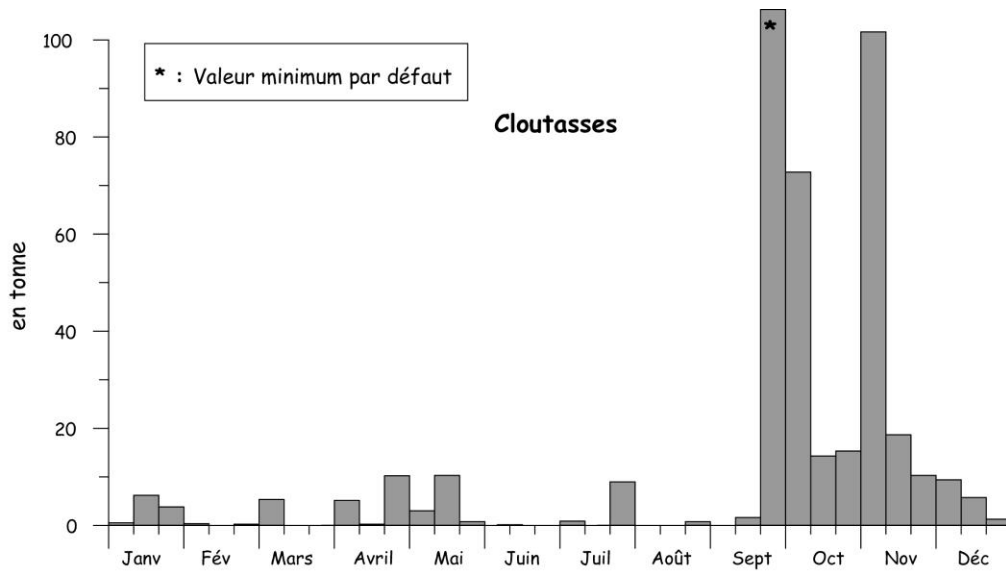
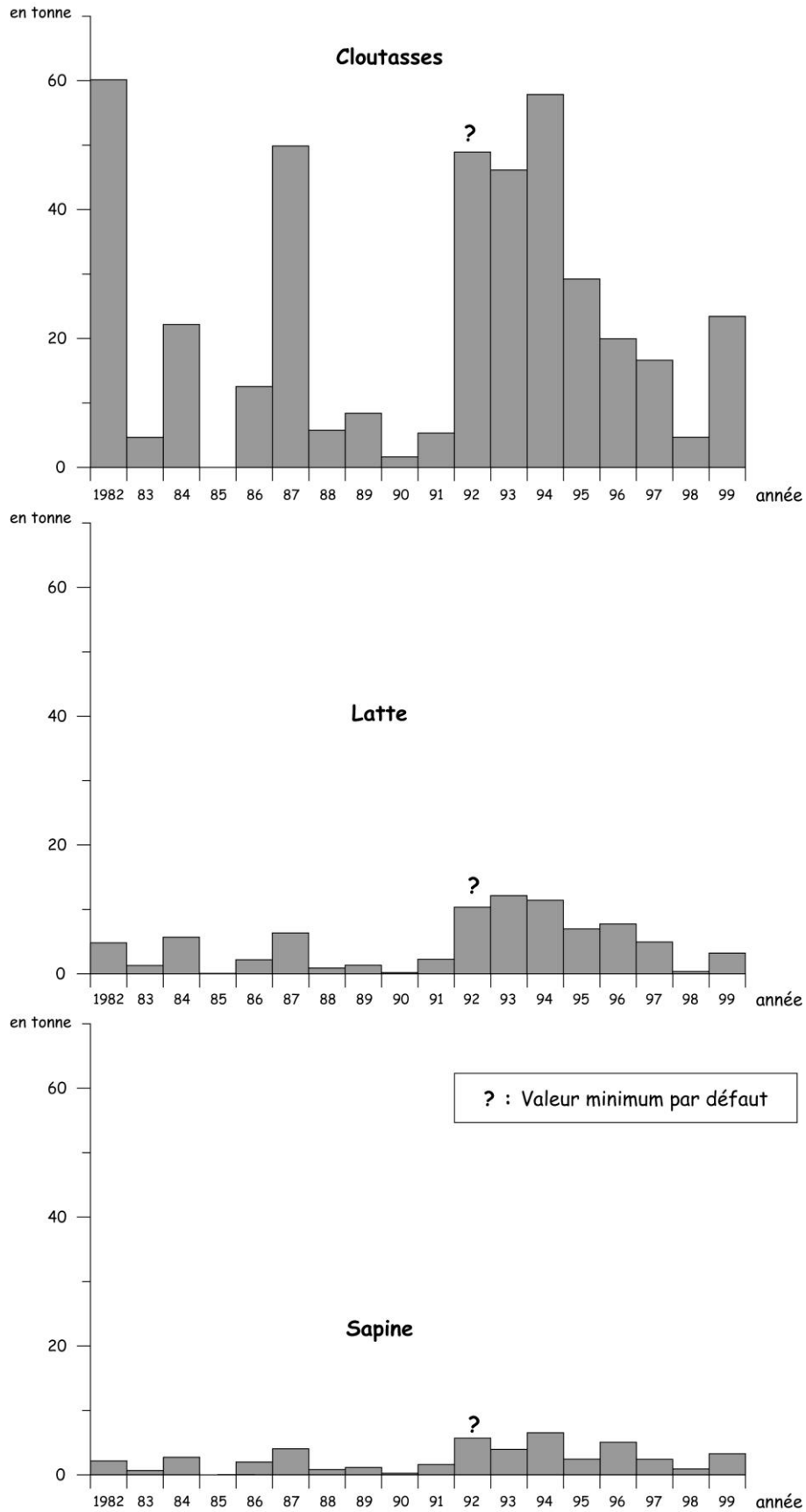


Figure 1-10 : l'irrégularité de la charge alluviale



Par leur distribution saisonnière, les crues cévenoles déterminent l'immodération des transports solides. Par leur irrégularité, elles en contrôlent également la variabilité interannuelle. La figure 1-10 illustre bien ce phénomène. Les coefficients de variation sont de 0,8 sur la Sapine, de 0,88 sur la Latte et de 0,96 sur les Cloutasses. Ces coefficients ont été calculés sans tenir compte de la crue du 22 septembre 1992. L'intégration de cet événement extrême exagère encore la tendance. Cependant, l'évaluation de sa capacité de transport est délicate. Sur la Sapine et la Latte, l'extrapolation par régression linéaire donne des valeurs plausibles (2,3 tonnes sur la Sapine et 5,9 tonnes sur la Latte) mais non vérifiables. Pour les Cloutasses, l'extrapolation aboutit à une valeur peu crédible de 617 tonnes, totalement incohérente avec le faible impact morphologique observé sur le lit fluvial. Pour ces événements exceptionnels, dont le rôle morphogénique est fondamental, la démarche instrumentale en BVRE montre ses limites.

1.3.2 Une vitesse d'érosion au ralenti

Les taux de dégradation spécifique mesurés sur les BVRE du mont Lozère sont extrêmement faibles. Ils sont semblables aux valeurs publiées par Martin (1986) dans le massif des Maures (figure 1-11). Ils témoignent de flux hydrosédimentaires actuels particulièrement ralentis au sein des systèmes fluviaux de moyenne montagne cristalline.

Figure 1-11 : La vitesse d'érosion à l'échelle du bassin versant

Bassin versant	Superficie en km ²	Charge en suspension t/an/km ²	Charge de fond t/an/km ²	Transport solide total t/an/km ²
Mont Lozère : Dumazet, 1983 (MES) / Allée, 2003 (charriage)				
La Sapine	0,54	0,1	2,2	2,3
La Latte	0,2	0,1	4,1	4,2
Les Cloutasses	0,81	1,3	20,7	22
Maures : Martin, 1986				
Réal d'or	0,2	0,2	0,5	0,7
Rimbaud	1,48	0,2	0,5	0,7
Maraval	5,41	2,8	0,8	3,6
Vernatelle	4,09	4,8	-	4,8

La comparaison de ces résultats avec les références disponibles dans la bibliographie doit être menée avec prudence. Dans les publications, la plupart des valeurs disponibles concernent des bassins versants de grande taille, souvent supérieure à 100 ou 1000 km², et les bilans sont presque toujours construits à partir de la seule charge en suspension. Néanmoins, il est admis que la charge spécifique diminue avec la taille des bassins versants (Walling, 1983). La dimension modeste des BVRE étudiés et la prise en compte de la charge de fond jouent donc dans le même sens, en minorant vraisemblablement les écarts réels entre les données recueillies sur le terrain et celles disponibles dans la bibliographie.

La production sédimentaire des systèmes fluviaux en moyenne montagne cristalline méditerranéenne apparaît indigente comparée à d'autres systèmes morphogéniques. Le taux de dégradation spécifique moyen est estimé, à l'échelle mondiale, entre 150 et 200 t/km²/an (Meybeck, 1979). Régionalement, de fortes disparités existent entre les différents

ensembles morphoclimatiques (Milliman et Meade, 1983 ; Milliman et Syvitski, 1992 ; Walling et Webb, 1996 ; Ludwig et Probst, 1998). Avec des valeurs de quelques tonnes par kilomètres carrés et par an, les moyennes montagnes cristallines possèdent les valeurs parmi les plus faibles du monde. Elles font bien sûr figures de naines par rapport aux montagnes d'Asie du sud-est où sont enregistrés des taux de dégradation spécifique records de 10 000 à 20 000 t/km²/an (Goudie, 1996). Mais elles possèdent également une production sédimentaire bien moindre que beaucoup de systèmes fluviaux de moyenne montagne méditerranéenne. Dans les Pyrénées orientales, Serrat (2000) a mesuré un taux de dégradation spécifique de 104 t/km²/an sur l'Agly. Dans le bassin voisin de la Têt, cette valeur s'élève à 430t/km²/an (Benech *in* Serrat, 2000). Pour les péninsules du sud de l'Europe (Italie, Balkans et Turquie), Poulos *et al.* ont publié, pour des bassins de quelques centaines de km² à quelques dizaines de milliers de km², des vitesses d'érosion comprises entre 150 et 4000 t/km²/an. Au Maghreb, Probst et Amiotte-Suchet (1992) proposent une valeur moyenne de 400t/km²/an.

Les fortes différences d'échelle existant entre les BVRE du mont Lozère et des Maures et les bassins hydrographiques cités dans la bibliographie incitent à une grande prudence dans la comparaison des résultats. Néanmoins, ces valeurs, acquises la plupart du temps sur des bassins en roches sédimentaires, soulignent à quel point la vitesse d'érosion actuelle est faible dans les systèmes fluviaux de moyenne montagne cristalline étudiés dans ce travail. Ce fonctionnement au ralenti s'explique bien sûr par la phytostabilisation actuelle des versants, mais aussi par le faible volume des stocks sédimentaires disponibles.

1.3.3 Un phénomène de relaxation contrôlé par les héritages morphosédimentaires

Les trois BVRE n'ont pas la même production alluviale. Les Cloutasses se distinguent nettement par un taux de dégradation spécifique 5 à 10 fois plus élevé que la Latte et la Sapine. Cette différence résulte d'une relation débit liquide / débit solide plus efficace, bien traduite par une droite de régression plus redressée (figure 1-11).

L'indigence de la charge en suspension (Dumazet, 1983) est un bon indicateur de l'origine de la charge sédimentaire. Sur les versants, les sols sont aujourd'hui bien protégés sous un couvert végétal fermé et les sources sédimentaires se limitent à quelques rares secteurs encore dénudés et aux chemins. L'alimentation de la charge solide est liée, pour l'essentiel, aux mécanismes érosifs à l'œuvre dans les lits fluviaux, sapements de berges et incisions verticales. La fourniture sédimentaire provient donc de la remise en mouvement des stocks alluviaux conservés dans les fond de vallons, les nappes grossières fluvionivales pléistocènes et, surtout, les remblaiements sablo-graveleux historiques.

Ces phénomènes de déstockage diffèrent considérablement d'un bassin à l'autre. C'est dans le bassin des Cloutasses qu'ils sont le plus actifs. Dans la partie aval du cours, le lit fluvial y entaille un important complexe morphosédimentaire. Le chenal possède un fort rayon hydraulique et les crues s'accompagnent d'importants phénomènes de sapement de berges. Elles entraînent l'injection, dans le lit fluvial, d'une abondante charge grossière. Le bassin de la Latte possède lui aussi d'abondants stocks alluviaux hérités, mais le contexte hydrodynamique est différent. Dans ce petit bassin installé en tête de réseau, les écoulements sont réduits et intermittents. Ils ne disposent pas d'une énergie suffisante pour inciser les remblaiements alluviaux bien végétalisés. La reprise d'érosion se limite à quelques sapements dans le cône de déjection situé à l'aval. En revanche, pentu et étroit, le talweg du bassin de la Sapine est pratiquement dépourvu de stocks alluviaux. Le chenal est fréquemment aménagé sur la roche en place et souffre d'un grave déficit d'alimentation détritique.

La relaxation alluviale ne présente pas les mêmes caractéristiques dans les BVRE du mont Lozère. Son ampleur dépend de l'énergie hydraulique potentielle et des stocks alluviaux disponibles. Quasiment achevée dans la Sapine où le potentiel hydrodynamique est important, elle est à peine amorcée dans le bassin de la Latte, faute d'une énergie suffisante. Elle est en revanche très active sur les Cloutasses, où elle s'exerce dans des stocks alluviaux abondants, grâce à un potentiel hydrodynamique efficace.

Transposé à l'échelle du temps long, celle du million d'années, le fonctionnement actuel des bassins versants apparaît assez paradoxal. Fortement démantelé par la reprise d'incision plioquaternaire, le bassin de la Sapine est celui qui connaît la vitesse d'érosion la plus rapide à l'échelle géologique. C'est pourtant celui qui offre actuellement le taux de dégradation spécifique le plus bas. Dans les bassins de la Latte et des Cloutasses, la conservation d'abondantes paléotopographies fluviales témoignent de la lenteur de l'évolution sur le long terme. Cependant, des trois bassins versants, les Cloutasses est celui qui connaît aujourd'hui le taux de dégradation spécifique le plus rapide.

Ces résultats soulignent les limites de la démarche actualiste (Lageat *et al.*, 1996). L'évolution des systèmes fluviaux se fait sur un rythme saccadé, à de nombreuses échelles temporelles. La vitesse d'érosion actuelle dépend de l'évolution morphodynamique à une échelle de temps séculaire et millénaire, elle n'est pas représentative de l'évolution des systèmes fluviaux à l'échelle géologique.

2 COUPES FORESTIERES ET BILAN EROSIF SUR LE MONT LOZERE

Ce chapitre se présente sous la forme de trois articles, publiés entre 1991 et 2002. Ils présentent les travaux menés sur l'impact morphodynamique de deux coupes forestières sur le mont Lozère : l'une dans le bassin de la Latte, l'autre dans le Bois de l'Altefage.

Le premier article insiste sur les mécanismes de formation et d'évolution des ravines sur les chemins forestiers de la Latte.

ALLEE (Ph.), VALADAS (B.), COSANDEY (Cl.), MUXART (T.), GODARD (A.), 1991. – Forest harvesting geomorphic effects in a submediterranean granitic middle mountain, first results, Mont-Lozère, France. *Z. Geomorph., Suppl.-Bd.*, 83, 1-8.

Le second étudie les conséquences hydrologiques de la coupe forestière de la Latte et présente le budget sédimentaire au cours des trois années suivant les travaux sylvicoles.

COSANDEY (Cl.), BERNARD-ALLEE (Ph.), 1992 – Conséquences d'une coupe forestière sur les crues et sur l'érosion des versants. *In* Carbonnel, Dancin, Hubert et Vancea (éd.), *Rencontres Hydrologiques Franco-Roumaines*, Unesco, Paris, 237-248.

Le troisième reprend le bilan érosif neuf ans après la coupe forestière de la Latte et les conséquences d'une coupe dans le Bois de l'Altefage.

MARTIN (C.), ALLEE (Ph.), DIDON-LESCOT (J.F.), COSANDEY (C.), 2002. – Impact des coupes forestières sur les phénomènes d'érosion hydrique sur le versant sud du Mont Lozère (France). *Colloque "Gestion de la biomasse, érosion et séquestration du carbone"*, Montpellier, septembre 2002, sous presse *in Bull Réseau Erosion*, 21, 12 p.

Z. Geomorph. N. F.	Suppl.-Bd. 83	1-8	Berlin - Stuttgart	August 1991
--------------------	---------------	-----	--------------------	-------------

Forest Harvesting Geomorphic Effects in a Submediterranean Granitic Middle Mountain Mont Lozère, South of the Massif Central, France

First Results

by

Ph. Allée, B. Valadas, Cl. Cosandey, T. Muxart and A. Godard, Meudon

with 6 figures and 1 table

Summary. The erosion and sedimentation effects of forest harvesting were studied in a small granitic watershed, located in a Submediterranean middle mountain (Mont Lozère, southern part of the French Massif Central). One year and a half after clearcutting, the first results were as follows :

- Several gullies had appeared on harvest tracks.
- They had built colluvial fans at the bottom of the slope or in head water stream channels, but the sediments had not moved out of the watershed.
- One year after clear cutting soil loss could be estimated about 6.6 t/ha.
- Gullies geomorphic evolution depended on cut and fill seasonal processes : cold season dominated by lateral frost action and filling up, warm season by longitudinal runoff erosion.

Three small granitic watersheds of Mont Lozère (0.2 to 0.8 km²), which are in vegetation contrast, have been equipped since 1981 to evaluate the role of the vegetal cover in the transfers of water and chemical elements (Dupraz, Lelong & Didon 1985 et Lelong & Wedraogo-Dumazet 1987). The three considered vegetations were a beech forest, a sixty year old spruce forest and an altitude grassland. The spruce forest suffering from Dendroctonus was clear cut in 1987. The forest harvesting effects on erosion and sedimentation had been studied. Here are the first results, one year and a half after clearcut.

Study area

The Latte river catchment consists of a headwater first-order basin (20 ha), located on the southern slope of Mont Lozère, in the southern part of the Massif Central (Fig. 1).

The geographic features of the Latte river catchment are :

- a granitic middle mountain, about 1200 to 1500 m high, where the slope gradient ranges from 5° to 15°).

0044-2798/91/0083-0001 \$2.-

© 1991 Gebrüder Borntraeger, D-1000 Berlin . D-7000 Stuttgart

Ph. Allée et al.

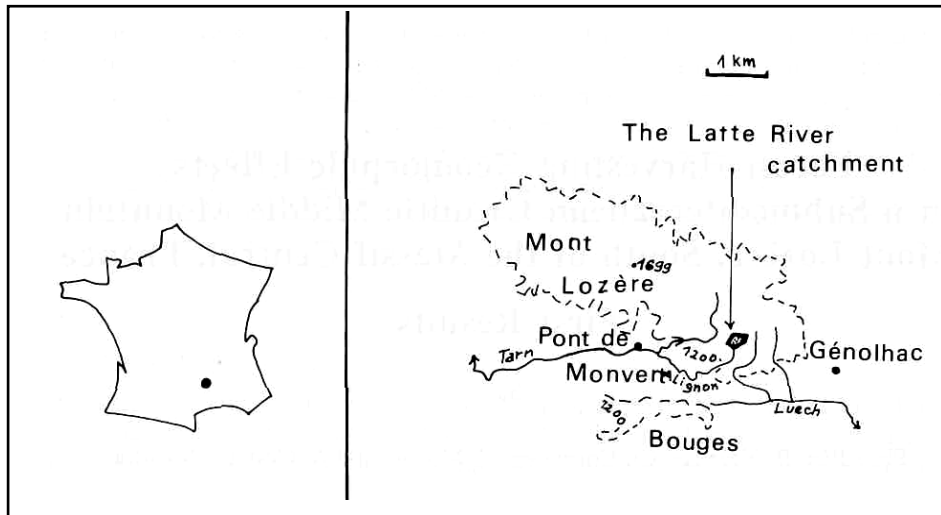


Fig. 1. The studied area : localization.

- a fragile Submediterranean environment with rather dry conditions in summer, heavy rainfalls in autumn, thick although irregular snow-cover and many freezing/thawing changes (about 125 per year, Valadas 1984) in winter.
- a long historical period of land use which has led to important land erosion : gullies and alluvial fans appeared at various levels on the grazed slopes. Reforestation, which took place from the end of the XIXth to the beginning of the XXth century, induced the stabilization of the environment ; today, under the trees, old gullies are perfectly stabilized by vegetation. The Latte river forest was cut in 1987 in order to check a tree disease (*Dendroctonus micans*).

Gully development

One year and a half after forest harvesting the following geomorphic effects could be observed :

- Many new gullies occurred in the cut over area (Fig. 2). They always appeared along harvest tracks created by pulling out trunks and by tractor tyres. Nevertheless, harvest tracks did not systematically produce a gully (only 4 out of 6). It is interesting to note that active gullies, created after the clearcut were always new ones. Paleogullies did not evolve again. However, new gullies were often in relationship with paleogullies network : paleogullies brought water to new gullies ; they were been used to collect an accumulation of alluvial new cones and the deepest active gully was cut in an old historical fan.
- Although, one year and a half after the clearcut, gully development was clearly visible in the landscape, the gullies, for the most part, remained small-sized (20 to 40 cm in depth) : they were dug into a deposit of silt, sand and stones, mixed and packed down in inherited periglacial conditions (Valadas 1987). One of them only became deeper and reached 1.3 m in depth, for it had been dug in an historical fan built with organic layers

Forest Harvesting Geomorphic Effects

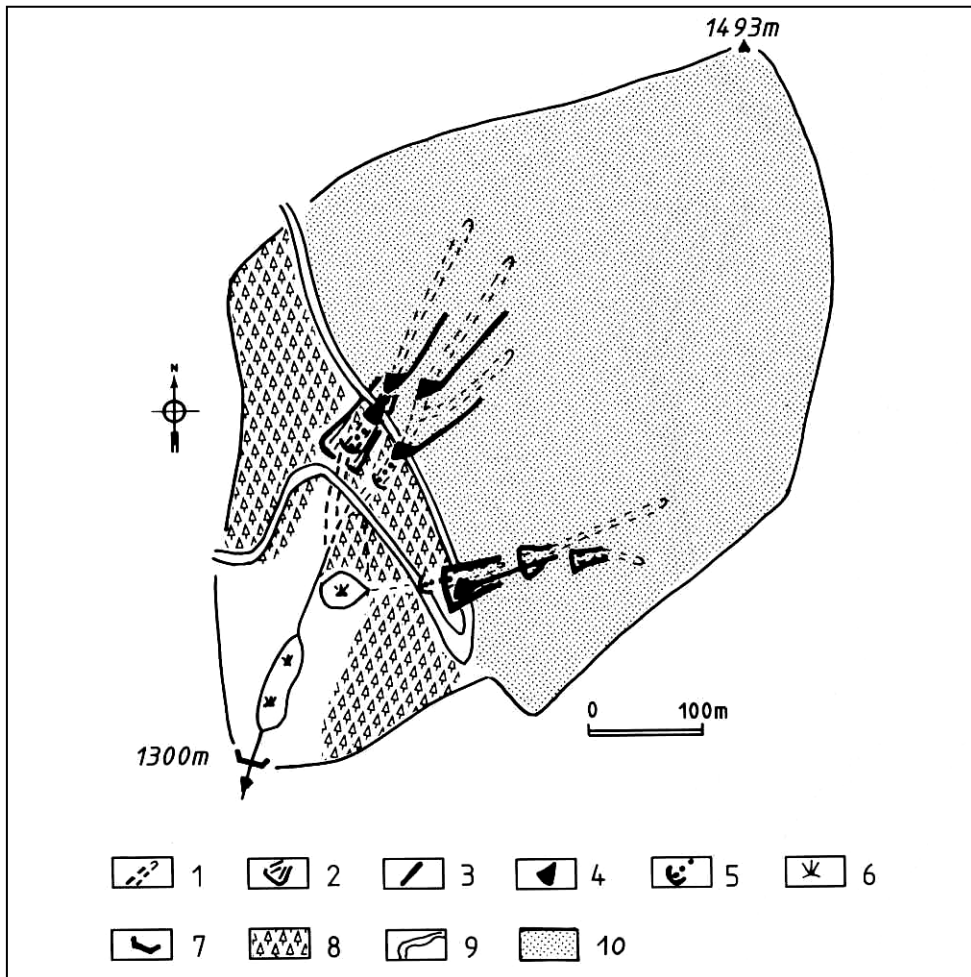


Fig. 2. The Latte River Catchment : morphological effects one year after timber-harvest operation.
 1 - paleogully, 2 - paleocone, 3 - new gully, 4 - new alluvial fan, 5 - scattered gravel and sand deposits,
 6 - peat bog, 7 - gage station, 8 - forested area, 9 - forest lane, 10 - cutover area.

alternating with sandy and silty layers, without any stone and without packing down (Fig. 3).

Sediment yield

According to ground observations and measurements, it appeared that :

- in spite of large removal of the soil on the slope there was no coarse material exportation out of the catchment. Actually, in the catchment, the bed load consisted of materials coming down the slope by steps : deposits were stored in a fan, then in another one downstream, until they were scattered along the thalweg. Fans were located either in natural hollows (such as old gullies) or in artificial traps created by forest planning (such as the forest lanes and the water channels under the lanes).

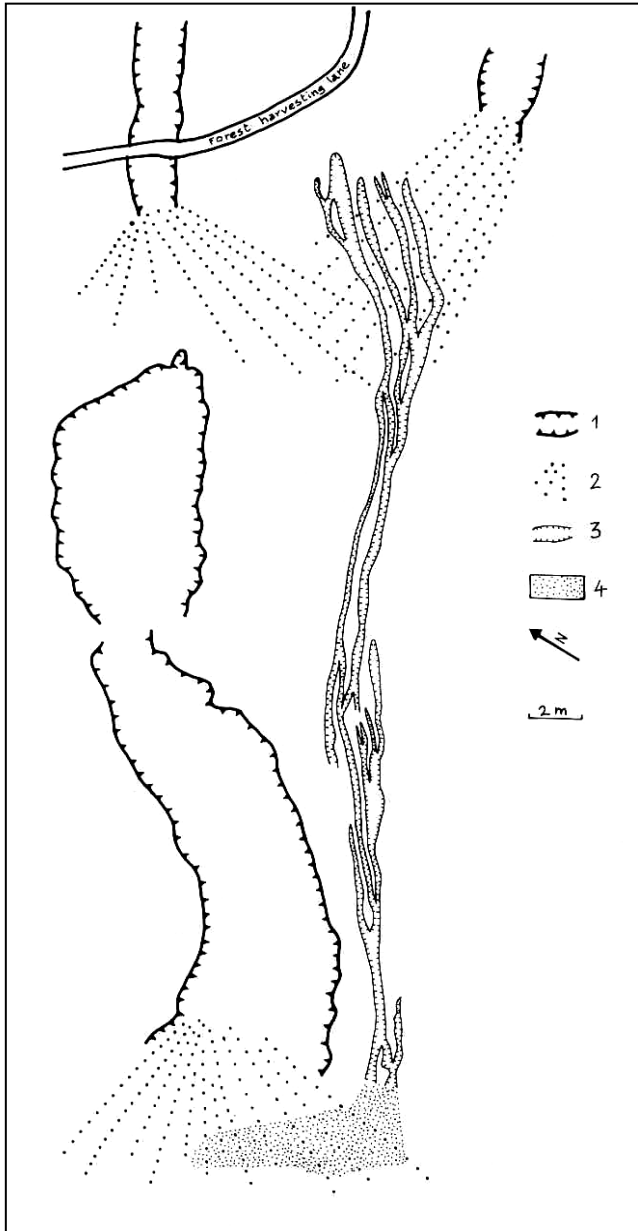
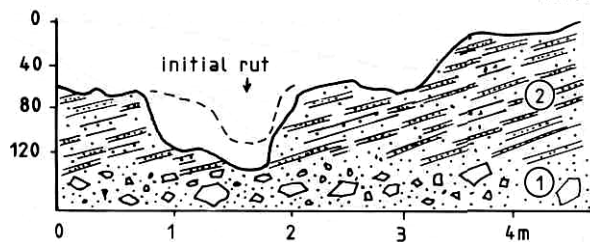


Fig. 3. The deepest new gully. Relationships between new and paleogullies.

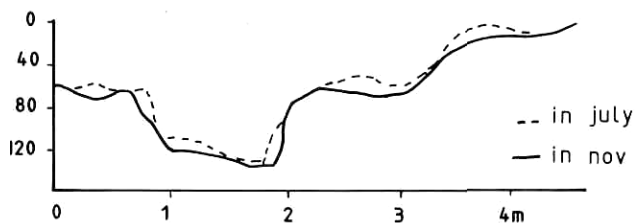
- 1. paleogully
- 2. paleocone
- 3. new gully
- 4. new cone

Forest Harvesting Geomorphic Effects

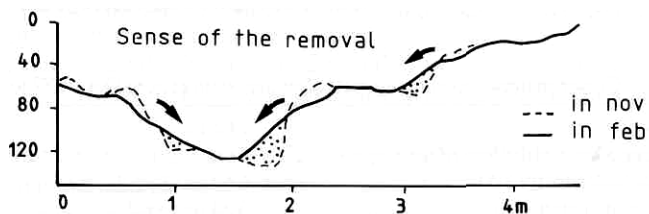
Cross Section
JULY 88
P: 250mm in
June-July



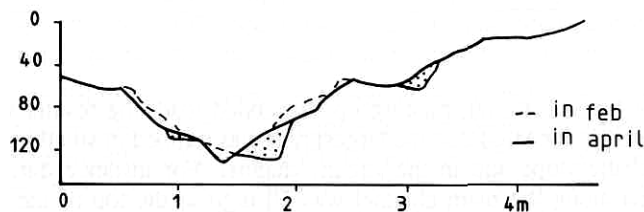
Cross section
NOV. 88
P: 370 mm in Oct.
From July to
Nov 88 :556 mm



Cross section
FEBRUARY 89 P:
90mm from Nov
to Feb.
with rain:29mm
snow : 61mm



Cross section
APRIL 89
P: from Feb to
April 70mm
included 40mm
in 2 days



Cross section
JULY 89 from April
to July 355 mm

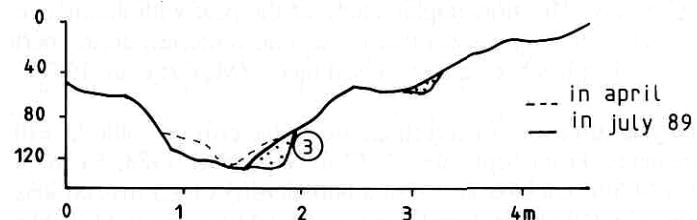


Fig. 4. The deepest new gully. Seasonality of processes on eroding gully : the evolution from July 88 to July 89. 1 - inherited periglacial deposit, 2 - historical fan deposit without stones, 3 - actual basal debris cone.

Ph. Allée et al..

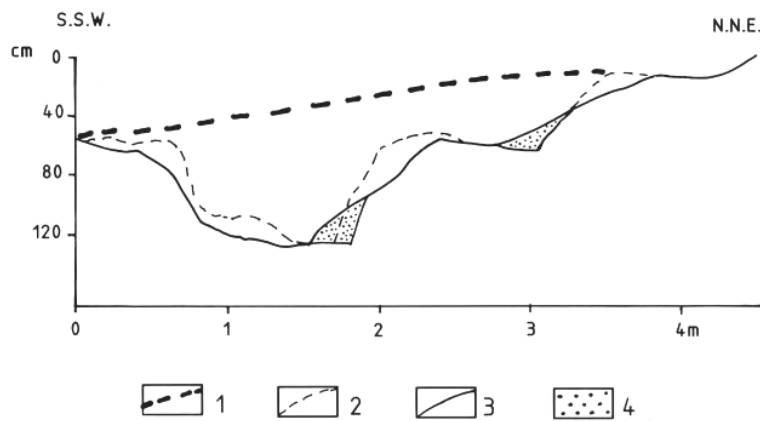


Fig. 5. The deepest new gully. Seasonality of processes on eroding gully-synthesis. 1 - initial topography, 2 - topography in July 88, 3 - actual cross-section (July 89), 4 - actual basal debris cone.

Table 1

Coarse material erosion one year after harvesting (from Oct. 1987 to Oct. 1988).	
Slope surface	14.5 ha
Volume accumulated at the foot of the slope	64m ³
Soil loss (for bulk density 1:5)	6.6 t/ha/yr
Annual rate of denudation	0.44 mm/yr

- for the finest material, making up suspended load, the results were not yet available. However, it appeared that the largest part was trapped in small peaty areas located at the foot of the slope and in the stream channel. For instance during a small flood, fine material along the main channel was 20 mg/l at the top of the peat bog and only 3.5 mg/l below. The stratigraphic study of the peat with alternative or mixed organic and mineral layers emphasized that for several centuries, during periods of heavy land use, the peat bog has been a trap for sediments (Muxart et al. 1987).

One year after forest harvesting, the global erosion could be estimated by alluvial fans measurements. From September 1987 to September 1988, 64 m³ had accumulated at the foot of a 14.5 ha cut over area. For a bulk density of 1.5 the soil loss was about 6.6 t/ha for one year, which meant a denudation rate of 0.44 mm/year (cf. Table 1).

Seasonality of processes on eroding gullies

The evolution of the deepest gully opened on the deforested site has been followed. Seven cross-sections have been measured at short intervals to observe seasonal geomorphic processes. One of them, located in the upper part of the gully has been taken as an example (Fig. 4).

In 1988, spring was especially rainy (610 mm from March to May). Soils were saturated. In May, during the deforesting a tractor got bogged and dug a deep rut (about 60-80

Forest Harvesting Geomorphic Effects

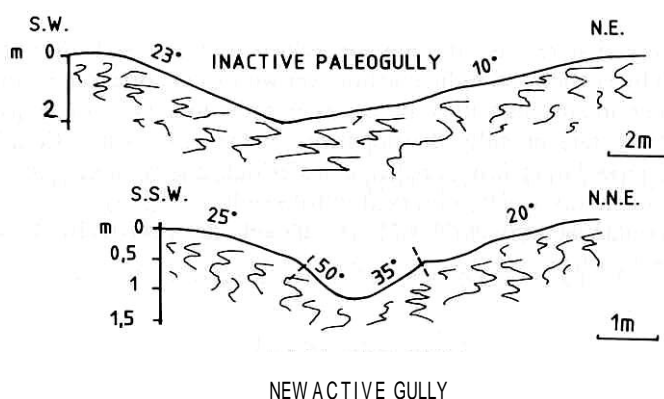


Fig. 6. Comparison between paleogully and new gully (cross-section).

cm in depth) into a loamy and sandy fan. Afterwards, the area was closed and subsequently the evolution was determined only by natural geomorphic processes.

In July, after several rainy periods (250 mm in 2 months) two points could be noticed :

- the rut was enlarged : the mixed material was taken away by rainwash and a slide took place on the left wall.
- the most important point was a digging about 25-45 cm deep at the top of a periglacial bouldery formation that stopped the excavation.
- In November, after summer rainstorms and autumn heavy rainfalls (550 mm from July to November included 370 mm in October), the right wall had been sapped and the gully appeared wider than before. But there was no more digging in the bed.

At the end of winter, in February, cold processes brought out a double result : widening and filling up. The period from December to February was a dry period : in 3 months, only 30 mm of rainfall and 60 mm obtained by snowfall. During this dry and cold period, the main geomorphic process was frost action. The walls of the gully changed under frost weathering : at the top, there was an erosion slope ; at the bottom, a scree slope. And the walls had become dissymmetric.

- the right wall, orientated to the SW is a warm slope with many freeze-thaw changes. The top has quickly sloped down and a thick basal debris cone had built up.
- the left wall, orientated to the NE, is a cold slope with a surface nearly continuously frozen for 3 months (with a few freeze thaw cycles). There, the recess was slow.

At the beginning of April, the recess of the two walls went on under frost weathering, but after a heavy rainfall (40 mm in 2 days), removing started again at the floor of the gully.

In June, removing by rainwash into the gully was over : the gully was as deep as the previous summer, but wider, and had dissymmetric sides.

From these results it can be pointed out that processes are clearly controlled by seasonal rhythms (Fig. 5).

- during the warm season, rainwash is the main process. The gully works longitudinally, except occasionally by lateral wall slides.
- during the cold season, rainwash is scarce, and the gully is filled up with lateral frost weathering material. The orientation generates dissymmetric profiles of the walls.

Ph. Allée et al.

Conclusion

Here are the very first results attesting the evidence of removal after forest harvesting operations, both by erosion and sedimentation, yet without exportation out of the catchment. Further researches and results will be necessary in order to answer some questions :

- what about the rate of gully developments in the next years? Could active gullies change and grow larger just as paleogullies? Could the seasonal process rhythms explain the frequent dissymmetry observed in paleogullies (Fig. 6)?
- What about colluvial deposits? Could the sediments be removed by stream floods out of the catchment soon?

Acknowledgments

Thanks for assistance with fieldwork for this project go to the O.N.F. (Mende), the P.N.C. (Parc National des Cévennes) and J. F. Didon. Financial support for the research was received from the C.N.R.S. and the E.E.C. (Commission des Communautés Européennes).

References

- Burt, T. P., M. A. Donohoe & A. R. Vann(1984): Changes in the sediment yield of a small upland catchment following a pre-forestation ditching. - *Catena* supplement 5: 63-74.
- Dietrich, W. E. & T. Dunne (1978): Sediment budget for a small catchment in mountainous terrain. - *Z. Geomorph. N. F., Supple.* 29: 191-206.
- Dupraz, C., F. Lelong & J. F. Didon (1985): Bilans comparés des transferts d'eau et d'éléments minéraux dans trois petits bassins versants à végétation contrastée du Mont Lozère. - *Science du sol* 4: 183-201.
- Harvey, A. M. (1987): Seasonality of processes on eroding gullies: a twelve-year record of erosion rates. - *Processus et mesure de l'érosion*, Ed. du CNRS, 439-454.
- Heede, B. H. (1985): Application of geomorphological concepts to evaluate timber harvest influences on a stream channel - a case study. - *Z. Geomorph. N. F., Suppl.* 55: 121-130.
- I.A.H.S. (1987): Erosion and sedimentation in the Pacific Rim. - *I.A.M.S. (Publ. n° 165. International symposium at Corwallis, Oregon, USA, 3-7 August 1987.*
- Lelong, F. & B. Wedraogo-Dumazet (1987): Influence de la végétation sur la mobilisation chimique des éléments dans les bassins - versants granitiques du Mont Lozère (France). - *Processus et mesure de l'érosion*, Ed. du C.N.R.S., 299-311.
- Miller, E. LO., R. S. Beasley & E. R. Lawson (1988): Forest harvest and site preparation effects on erosion and sedimentation in the Ouachita Mountains. - *J. Environ. Qual.* 17, 2: 219-225.
- Muxart, T., Cl. Cosandey, A. Billard & B. Valadas (1987): Dynamique des versants et occupation humaine dans les Cévennes (montagne du Lingas). - *Bull. Assoc. Géogr. Franc.* 1: 3-40.
- Neboit, R. (1983): L'homme et l'érosion. - *Fac. Lettres et sciences humaines Clermont-Ferrand*, fasc. 17, 183 p.
- Valadas, B. (1983): Les hautes terres du Massif Central français. Contribution à l'étude des morphodynamiques récentes sur versants cristallins et volcaniques. - *Thèse d'Etat, Paris I*, 927 p.
- (1987): Morphodynamiques récentes dans le Massif Central français: étude comparée des massifs granitiques du Limousin, de Margeride et du Mont Lozère. - *Z. Geomorph. N. F., Suppl.* 65: 85-99.

Address of the authors: Ph. Allée, B. Valadas, Cl. Cosandey, T. Muxart and A. Godard, Centre National de la Recherche Scientifique, Laboratoire de Géographie Physique, U.A. 0141, 1 Place Aristide Briand, F-92195 Meudon Cedex, France.

JOURNEES HYDROLOGIQUES FRANCO-ROUMAINES, PARIS, SEPT.1991

CONSEQUENCES D'UNE COUPE FORESTIERE SUR LES CRUES ET SUR L'EROSION DES VERSANTS

C. COSANDEY et Ph. ALLÉE

Laboratoire de Géographie physique « Pierre Birot »
CNRS, 1 pl., A. Briand, 92190, Meudon.

Dans les régions de montagnes, et notamment dans les Cévennes méridionales, les déboisements du 18^{ème} siècle avaient été considérés comme responsables d'un certain accroissement de la fréquence et de l'intensité des crues, ainsi que de l'augmentation de la charge solide des cours d'eau. C'est sur la base de ces affirmations qu'avaient été votées les lois R.T.M. (Restauration de Terrains de Montagne) dans la deuxième moitié du 19^{ème} siècle.

Les études actuelles ont montré que le rôle de protection de la forêt n'est pas aussi simple qu'on a pu le croire, notamment en comparaison d'autres types de végétation couvrant bien le sol.

La coupe à blanc d'une pessière occupant environ 80% de la surface d'un petit bassin-versant granitique, pour lequel on disposait de 5 années d'observations hydrologiques, permet d'étudier certaines des modifications apportées par la disparition de la forêt. Ainsi, les conditions de genèse du ruissellement et de l'écoulement rapide de crue, et leurs modifications à la suite des opérations de coupes sont tout d'abord étudiées ; l'érosion qui en découle est mesurée à différents niveaux d'échelle spatio-temporelle. Ces études permettent de préciser les rôles respectifs de la disparition de la forêt et des opérations de coupe, ainsi que les conditions d'extrapolation des résultats.

1. SITE EXPERIMENTAL ET DISPOSITIF D'ETUDE

1.1-Le bassin-versant de la Latte

Le bassin-versant de la Latte, d'une superficie d'environ 20 ha, fait partie de l'ensemble expérimental des bassins-versants du Mont Lozère (responsable:F.LELONG).Il est situé sur le versant Sud du Mont Lozère, entre 1300 et 1500 mètres, entièrement développé sur un granite inégalement altéré et couvert par un manteau irrégulier de formations géolifluées. Les sols sont minces, de texture sablo-argileuse très perméable ; les pentes sont modérées (5 à 15°) mais très irrégulières et interrompues par de nombreux replats.

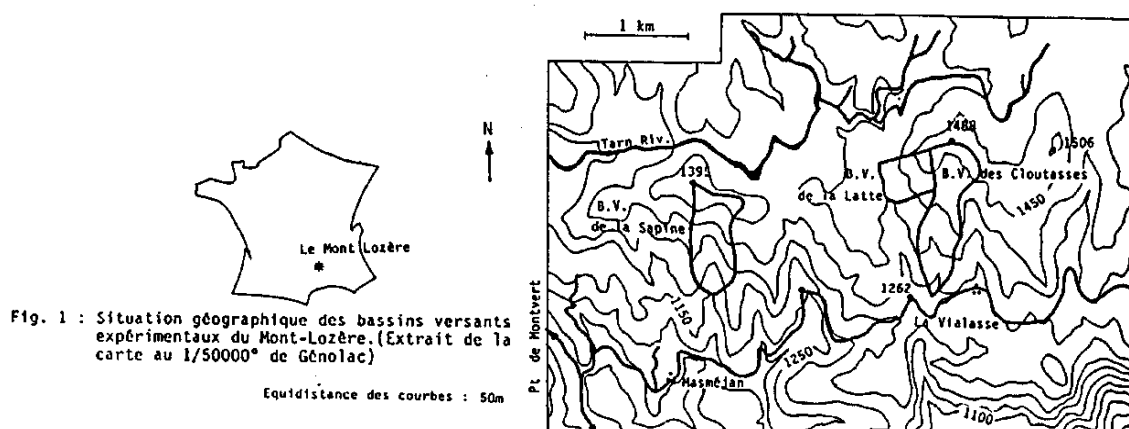


FIG.1 - Situation géographique des bassins versants expérimentaux du Mont-Lozère (Extrait de la carte au 1/50000° de Génolac). Equidistance des courbes : 50 m.

Dans ce milieu de moyenne montagne méditerranéenne, les conditions climatiques sont sévères : 6 ° de température moyenne, avec de nombreux cycles de gel-dégel (>100). La pluviosité annuelle élevée (1900 mm) se caractérise par des abats d'eau très importants en automne et au printemps (450 mm en 2 jours en Novembre 1982), et par des orages d'été extrêmement violents.

Le couvert végétal avant la coupe résulte d'un reboisement effectué par l'ONF vers les années 1933. La décision de coupe fait suite à une attaque des arbres par un parasite (dendroctone) qui avait provoqué le dépérissement et la mort de nombreux arbres. Les opérations de coupe, commencées à l'automne 1987, se sont étalées sur 3 ans avec le calendrier suivant :

- en 1987 : 20% de la surface est déboisée
- en 1988 : 60 %
- en 1989 : achèvement des travaux de coupe, mise en andains des branchages et plantation de jeunes plants qui, pour une part, ne reprennent pas en raison de conditions climatiques défavorables.

Les opérations de coupe ont été réalisées avec les techniques et le matériel habituellement utilisés dans la région. Les grumes ont été tirées jusqu'à la piste forestière par un tracteur, créant ainsi 5 pistes de débardage dont la surface a été fortement érodée et tassée, et qui ont ensuite évolué par ravinement. Une ravine particulièrement importante a été provoquée par le passage d'un engin dans une narse ; les ornières ont formé drain, et comme le sol était plutôt profond à cet endroit, l'évolution a été rapide dès le printemps 1988.

1.2-Mesures hydrologiques

La mesure des précipitations sur l'ensemble des bassins expérimentaux est assurée par quatre pluviographes complétés par des tubes totalisateurs.

La station de jaugeage de la Latte est équipée d'un seuil à parois minces, avec un déversoir triangulaire permettant une bonne connaissance des débits jusqu'à environ 150 l/s. Au delà de ce seuil, la mesure demeure plus approximative.

1.3-Protocole de mesure de l'érosion

Pendant trois ans, de l'été 1987 à l'été 1990, les débits solides ont été mesurés sur les versants et à l'exutoire du bassin-versant de la Latte.

Sur les versants, les mesures ont été les suivantes :

- suivi des profils en travers des ravines apparues après la coupe, permettant d'identifier les combinaisons saisonnières de processus.
- calcul du volume global de sédiments sorti des versants grâce au cubage de dépôts corrélatifs piégés en de nombreux points du bassin (essentiellement sous forme de cônes de déjections construits sur les replats et d'atterrissement dans les chenaux d'écoulement temporaires).

A l'exutoire, la construction d'une fosse à sédiments a permis de mesurer la totalité de la charge de fond. Pour la charge en suspension, en revanche, seule une estimation a pu être faite à partir de campagnes de prélèvements effectuées au cours de quelques épisodes hydrologiques significatifs.

Enfin, quelques prélèvements manuels de MES ont été réalisés lors des crues, en amont et en aval de la pseudotourbière située dans le chenal de la Latte ; ceci afin d'étudier son rôle de filtre vis-à-vis des fines.

2. CONSEQUENCES DE LA COUPE SUR LES CONDITIONS DE GENESE DES CRUES

2.1. Les processus de genèse des crues

Des études préalables à la coupe avaient permis de connaître les processus responsables de la formation de l'écoulement rapide de crue. Ainsi, l'étude de la relation d'ensemble pluie-débit avait montré qu'il existait deux familles de relations, l'une correspondant aux « petites crues », dont les volumes écoulés étaient toujours très faibles, et l'autre aux « grosses crues » de type « crues cévenoles » qui présentent au contraire des écoulements très importants (fig. 2) :

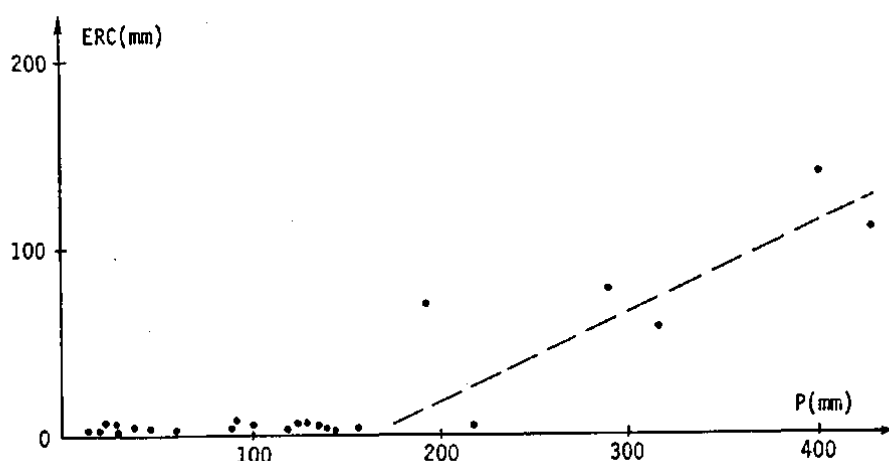


FIG.2 - Relation d'ensemble entre le volume d'écoulement rapide et la hauteur de précipitation.

Cette hypothèse était confortée par le fait qu'il existait un hiatus important entre les valeurs de pointe de crue des « petites » et des « grosses » crues.

2.2.1. Les crues cévenoles

Il existe de toute évidence un seuil à partir duquel les crues deviennent soudaines et abondantes. Ce seuil ne peut être simplement pluviométrique, puisque des hauteurs semblables de précipitation provoquent des écoulements extrêmement différents. Il a été démontré (COSANDEY et DIDON, 1989) qu'il correspond à une certaine valeur du stock hydrique (ensemble des réserves hydriques et hydrologiques) du bassin-versant, à partir duquel la saturation des sols s'installe rapidement sur de larges surfaces du bassin qui fonctionnent alors comme « aires contributives » (DUNNES, 1977). Suivant l'état hydrique préalable à la précipitation, ce seuil, estimé comme étant de l'ordre de 270 mm, est atteint plus ou moins rapidement.

La pertinence de ce seuil a été vérifiée : d'une part, aucune crue importante ne se produit lorsque ce seuil n'est pas atteint ; d'autre part, lorsque ce seuil est atteint, une montée de crue importante et rapide se produit dans tous les cas rencontrés, comme cela se vérifie sur la figure 3.

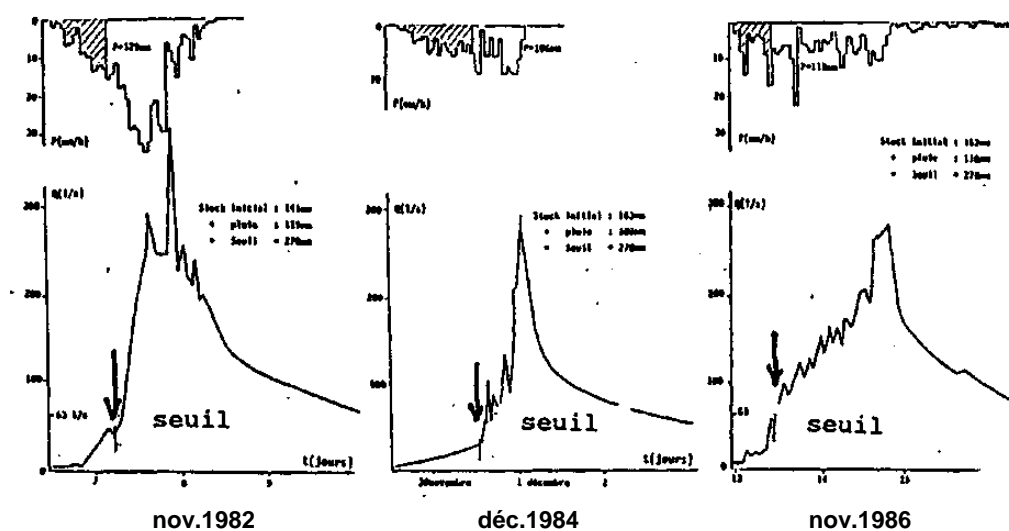


FIG.3 - Seuil calculé et début d'une crue cévenole (avant la coupe).

L'importance de la crue dépend ensuite de la continuation des pluies.

2.1.2. Les « petites » crues

Les petites crues sont celles qui se produisent lorsque le seuil n'est pas atteint. Le ruissellement sur les versants est faible ou inexistant et s'il existe, trop discontinu pour aboutir à l'exutoire et contribuer notablement à l'écoulement de crue.

L'étude de la relation pluie-débits montre que, d'une part les volumes d'écoulement rapide sont toujours très faibles, ne dépassant pas 3 mm pour la lame écoulée, et que d'autre part, il existe une assez bonne relation entre la hauteur de précipitation et la lame d'eau écoulée (fig.4).

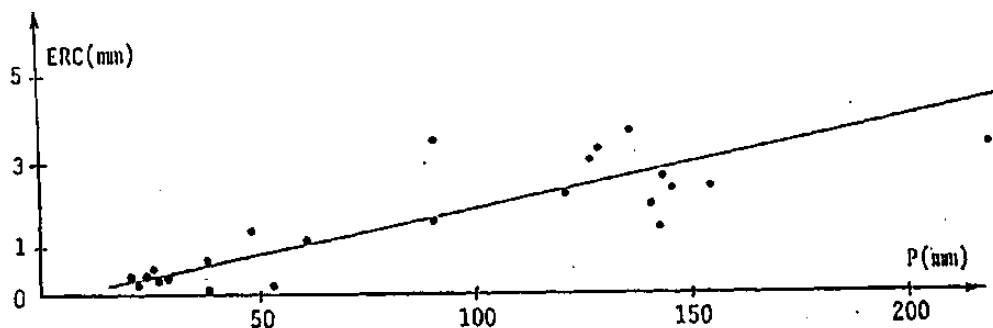


FIG.4 - Relation entre l'écoulement rapide (ERC) et la précipitation incidente (avant la coupe).

Les caractéristiques du lit du cours d'eau permettent de proposer une explication basée sur l'existence d'une pseudotourbière, qui occupe environ 3 % de la surface du bassin, et qui constitue la seule zone humide proche du cours d'eau. Lorsqu'il pleut, l'eau qui tombe sur cette surface ruisselle ou contribue par effet-piston à l'écoulement rapide. La situation topographique de cette pseudo-tourbière, en position encaissée, explique que la surface des aires contributives soit relativement stable d'un événement pluviométrique à l'autre.

Il ressort de cette étude des conditions de genèse des crues que les processus sont différents dans le cas de « petites crues » et dans celui des crues cévenoles. Dans le premier cas, l'écoulement trouve son origine exclusivement dans les précipitations tombées sur une surface quasi-saturée en permanence, très limitée dans l'espace. Le coefficient d'écoulement rapide (K_r) est assez constant, plafonnant à 3%. Dans le second cas, les écoulements importants ne commencent que lorsqu'un seuil est atteint, moment à partir duquel les conditions de circulation de l'eau sur les versants changent de façon fondamentale. La quantité de pluie nécessaire pour atteindre ce seuil (et ensuite le K_r) dépend de l'état hydrique préalable du bassin.

2.2. Les écoulements de crue après la coupe forestière

2.2.1-Les crues cévenoles

Les crues cévenoles demeurent des événements rares, et l'échantillonnage dont on dispose est faible : 3 avant la coupe, 2 en tout début de coupe, et une seule alors que la coupe est achevée (seules les crues d'automne peuvent être prises en compte, parce qu'il n'existe pas de données sur le manteau neigeux qui permettraient l'étude des crues de printemps).

Les montées de crue paraissent se produire dans les mêmes conditions avant, pendant et après la coupe, comme cela ressort de la figure 5.

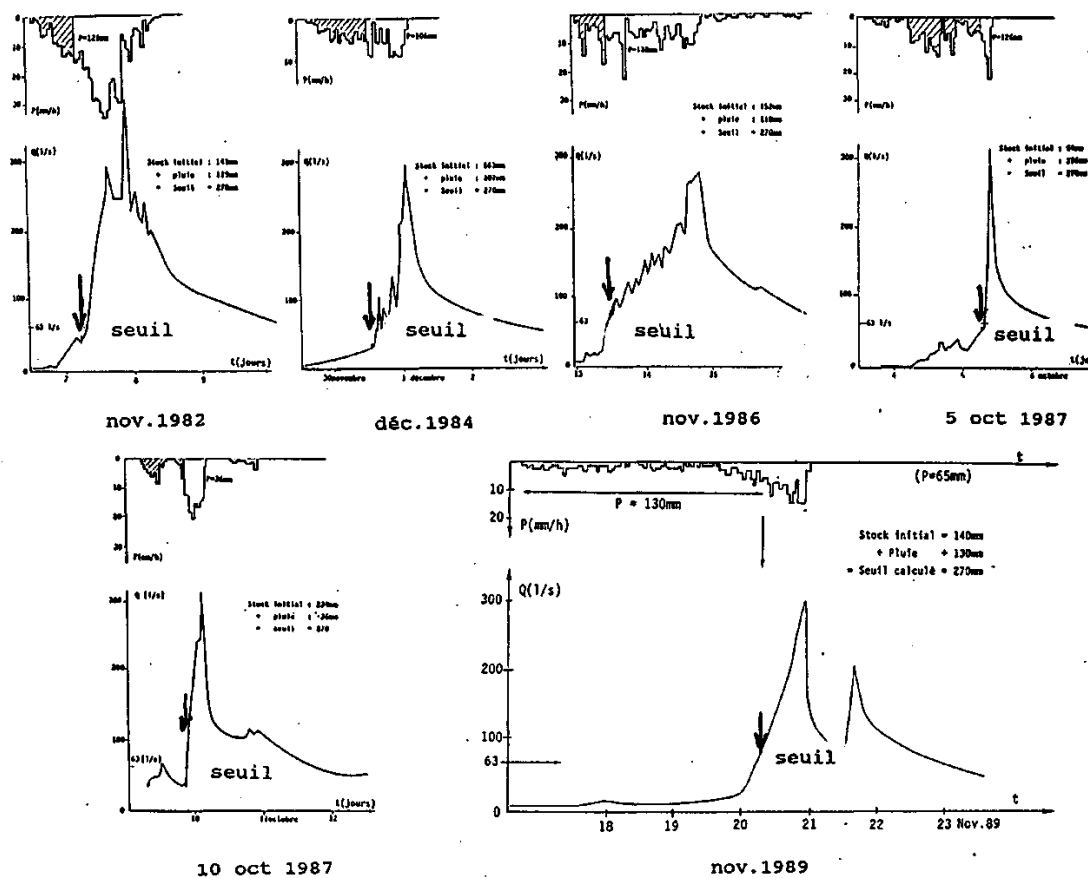


FIG.5 - Seuil calculé et début de crue cévenole. Avant, pendant et après la coupe.

Enfin, pas plus que précédemment, une montée de crue ne se produit lorsque le seuil n'est pas dépassé. Le bilan d'une période pluvieuse à la mi-octobre 1988 est à ce sujet significative : le 19 le seuil est théoriquement atteint, aux erreurs de mesure près ; pas plus qu'avant la coupe dans des conditions semblables (à la mi-octobre 1986, par exemple), il n'y a d'amorce de crue cévenole, alors que la bassin est coupé à 80% (fig.6):

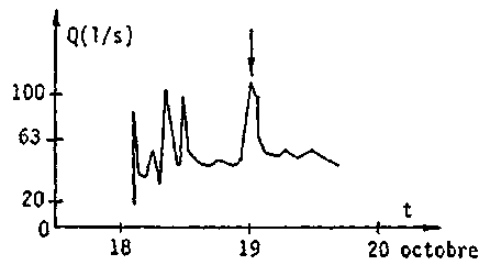
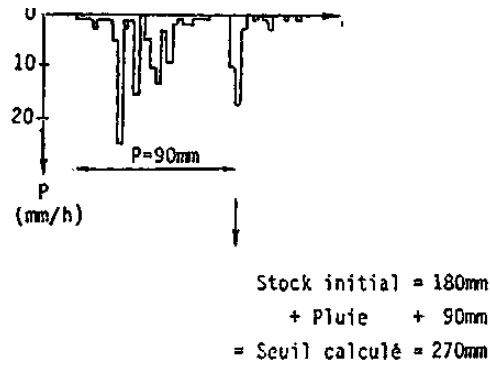


FIG. 6 – Pluies et écoulements du 18 au 20 octobre 1988.

2.2.2-Les « petites » crues

L'étude de la relation pluie-écoulement rapide, avant et après le début des opérations de coupe, permet les observations suivantes (fig.7):

- ■ Avant la coupe forestière
- + Après le début des travaux de coupe
- * Après la formation d'une ravine

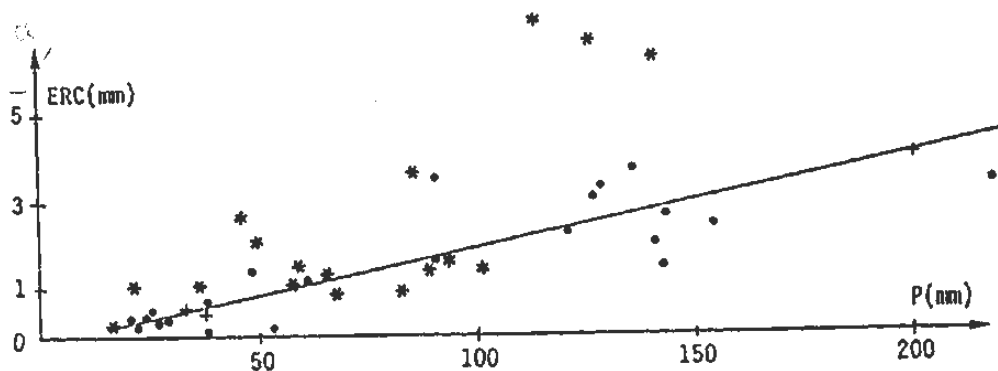


FIG.7 – Relation entre le volume d'écoulement rapide et la pluie, avant et après le début de la coupe.

- Certains des événements qui se produisent après le début des opérations de coupe se situent tout à fait dans la relation d'ensemble

- Cinq événements, en revanche, s'en écartent significativement.

Ils ont en commun de se produire, d'une part après l'initialisation des ravines durant l'hiver 1987-88, et d'autre part, comme le montre la fig.8, lorsque le débit de base est élevé.

- ■ Avant la coupe forestière
- ● Après le début des travaux de coupe
- + Avant la formation d'une ravine
- * Après la formation d'une ravine

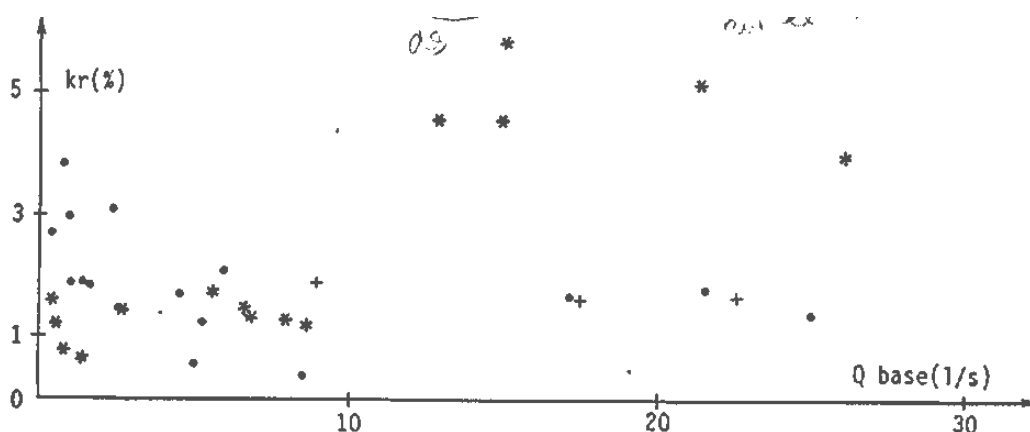


FIG.8- Relation entre l'écoulement rapide de crue et le débit de base initial, avant et après le début de la coupe.

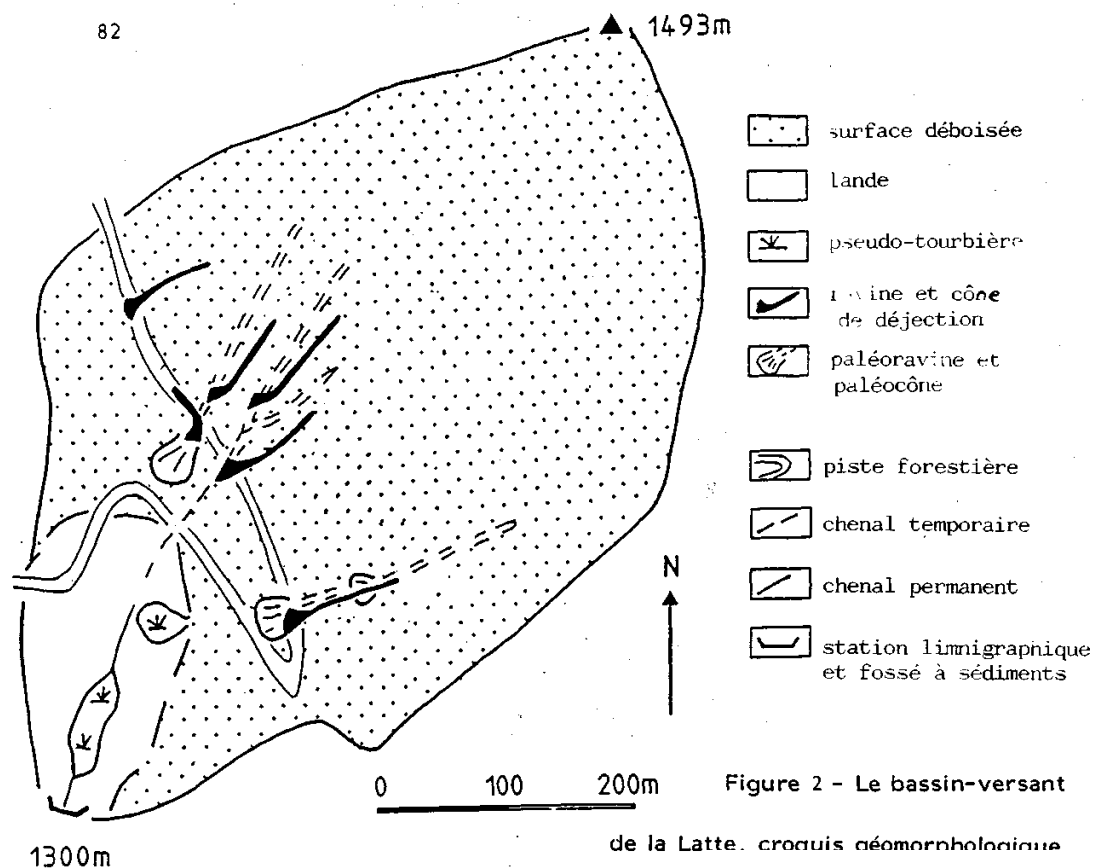
Les débits de base élevés témoignent de l'importance des nappes de versant. Celles-ci n'affleurent généralement pas (sauf très localement pour se réinfiltrer immédiatement en aval) en dehors des épisodes de crues cévenoles. Lorsqu'il pleut, elles se rechargent rapidement et, lorsqu'elles atteignent un certain niveau, elles sont drainées par les ravines résultant des opérations de coupe : le volume de l'écoulement rapide est augmenté d'autant. Mais si les nappes sont trop faibles, les pluies, sauf exceptionnellement abondantes, ne suffisent pas à provoquer l'écoulement dans les ravines ; l'écoulement rapide demeure, comme avant la coupe, limité à la pseudo-tourbière.

Il semble donc, en conclusion, que les conditions d'apparition des crues cévenoles ne soient guère affectées par la coupe de la forêt. En contrepartie, les petites crues peuvent l'être, par l'intermédiaire de ravines résultant des opérations de coupe forestière. De la densité de ces ravines dans la zone étudiée, de leur position par rapport au drain principal va dépendre l'importance des modifications de l'écoulement ; il paraît bien évident, dans ces conditions, que l'extrapolation des résultats, même à l'échelle simplement régionale, est très difficile, et ne peut se faire qu'à partir de la compréhension du fonctionnement du système étudié.

Ce sont davantage les opérations de coupe, avec les aléas de formation de ravines, que le changement de couvert végétal en lui-même qui sont à l'origine des modifications de l'écoulement observées après la disparition de la forêt.

3-CONSEQUENCES DE LA COUPE FORESTIERE SUR L'EROSION DES SOLS

S'il apparaît que la disparition de la forêt, et même les opérations de coupe n'ont que de faibles conséquences sur les conditions de formation des écoulements de crue, il n'en est plus de même en ce qui concerne l'érosion des sols.



Le bassin-versant de la Latte, croquis géomorphologique

3.1-Bilan global

Trois ans après la coupe, le volume total érodé sur l'ensemble des versants déboisés (17 ha) s'élève à 103 m³. En estimant la densité apparente à 1,5, cela correspond à un taux de dégradation spécifique de 3 t-ha⁻¹.an⁻¹, soit un taux d'ablation de 0,2 mm.an⁻¹. En fait cette érosion reste très discontinue dans l'espace et dans le temps et les résultats soulignent bien le rôle important joué par les effets d'échelle spatio-temporelle dans la quantification de l'érosion solide.

3.2- Des sources de sédimentation très localisées

Les anciennes ravines cicatrisées sous la forêt n'ont pas été réactivées à la suite de la coupe. De petits transects témoins ont également montré que le ruissellement diffus sur les versants n'avait pas eu beaucoup d'efficacité : la litière et les andains accumulés sur le sol lui assurant une bonne protection.

En fait, l'érosion s'est exercée au seul détriment des chemins de débardage, ainsi que sur la piste forestière, là où le sol avait été fortement décapé et compacté par le passage répété des engins. Plusieurs petites ravines se sont formées sur les chemins et sur la piste. Leur profondeur varie de 0,3 à 1,2 m en fonction de la pente, de l'épaisseur du stock meuble disponible et surtout de leur alimentation en eau de ruissellement. En effet, les ravines sont nées là où les chemins de débardage recoupent de petites nappes hydrologiques perchées et se transforment en drains artificiels pendant les crues.

Les chemins forestiers qui fournissent donc la quasi-totalité du matériel érodé n'occupent qu'une superficie de 0,9 ha, soit seulement 5% de la surface déboisée.

3.3- Une grande discontinuité dans le temps : rythme saisonnier et variations interannuelles

La vitesse de l'érosion est très discontinue dans le temps. Cette discontinuité est d'abord saisonnière et est liée au fonctionnement hydrologique des versants. Les ravines s'incisent principalement lors de crues importantes (crues cévenoles d'automne et de printemps entraînant une saturation complète des sols), à la suite du débordement des nappes hydrologiques perchées coupées par les pistes de débardage.

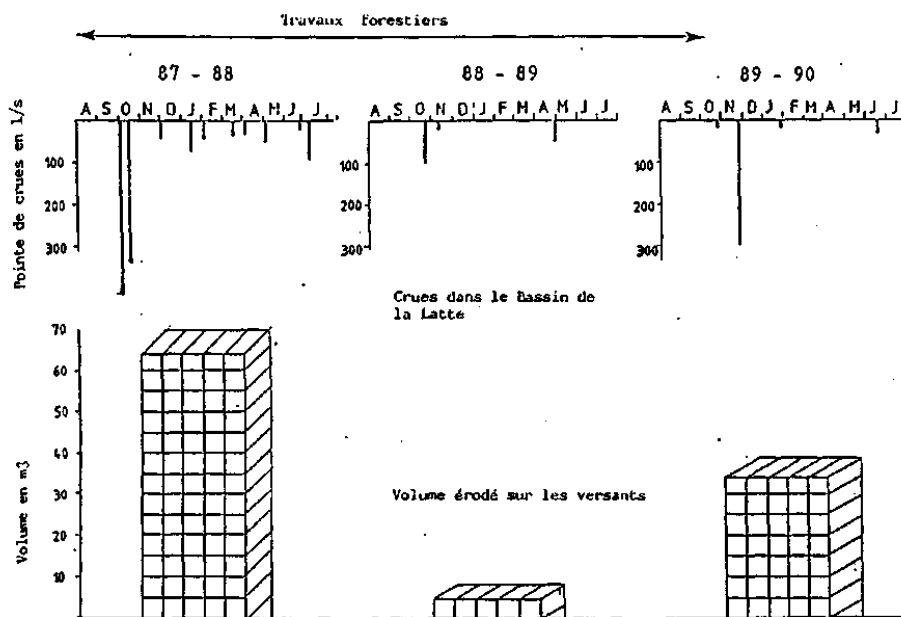


FIG. 9 Irrégularité interannuelle des pointes de crue et des débits solides

Pendant le cycle hydrologique 89-90, quatre épisodes érosifs ont été observés sur les versants, en relation avec différents événements météorologiques. L'abat d'eau automnal survenu à la fin novembre (290 mm en 3 jours) a provoqué à lui seul 95% de l'érosion mécanique de l'année sur les versants. Au cours de cet épisode, 32 m³ ont été érodés sur les chemins de débardage, suite au débordement des nappes perchées. Le débordement

des nappes temporaires et la canalisation des eaux de ruissellement sur les sentiers fortement perturbés par les engins sont, de très loin, le principal mécanisme d'érosion hydrique sur les versants déboisés.

En effet, une violente averse orageuse survenue en juin au cours du même cycle 89-90 n'a entraîné qu'une très faible érosion sur les versants : environ 1 m³ seulement. Cette averse s'est produite à une période où les nappes hydrologiques étaient presque vides et, en dépit de sa forte intensité - 90 mm en 3 h. -, elle n'a pas provoqué de ruissellement de surface efficace sur les sols très filtrants du B.V. de la Latte, (Lors d'expériences de simulation de pluie, des vitesses d'infiltration > à 50 mm/h ont pu être observées sur le Mont Lozère, BOUDJEMLINE and al. 1989).

Les crues cévenoles constituent bien les temps forts de la morphogenèse dans le bassin-versant. Mais l'irrégularité de ces abats d'eau d'automne et de printemps entraîne également une grande irrégularité de la vitesse d'érosion d'une année sur l'autre. Ainsi, pendant les 3 cycles étudiés, la vitesse d'érosion a varié de 1 à 16, selon l'absence ou l'occurrence d'1 ou 2 abats d'eau automnaux (fig. 9).

3.4- L'importance des mécanismes-relais à l'intérieur du bassin-versant

Dans le bassin-versant granitique de la Latte, la grande irrégularité des pentes interrompues par de nombreux replats, ainsi que la nature sablo-graveleuse des formations superficielles provoquent de nombreuses discontinuités dans les transferts sédimentaires. Trois ans après le début des travaux forestiers, la quasi-totalité du matériel érodé sur les pentes n'a pas été exporté hors du bassin-versant.

85% des sédiments érodés sont restés piégés sur d'anciens cônes de déjection construits au pied des versants ou dans les anciennes ravines lorsque les pistes de débardage les traversent.

15% seulement des sédiments ont atteint la partie supérieure du chenal temporaire de la Latte, mais ils y sont provisoirement piégés sous forme d'atterrissements : 10% sont bloqués en amont de la piste forestière qui fonctionne comme un barrage artificiel, 5% en aval, piégés derrière des embâcles formés par les andains des arbres coupés.

Cette répartition des dépôts : 85% sur des cônes de déjection, 15% dans le chenal temporaire de la Latte, a été à peu près la même chaque année.

Pendant ces années d'observation, la charge solide mesurée à la sortie du B.V. est restée très faible. La charge de fond piégée dans la fosse à sédiments n'a atteint qu'un total de 1,15 m³ pour les 3 années. Et ce matériel ne provient pas des versants déboisés, mais d'une reprise d'érosion par sapement de berge dans un stock alluvial d'origine anthropique, situé à 30 m en amont de la station. On observe là une discontinuité spatio-temporelle importante entre la crise érosive qui sévit actuellement sur les versants et la charge de fond exportée du B.V. au même moment, résultant de l'évacuation retardée d'un stock alluvial vieux de plusieurs siècles.

La charge en suspension mesurée à l'exutoire du B.V. pendant les crues est restée également très faible : inférieure à 30 mg.l⁻¹ pour la plus forte concentration observée. Deux raisons principales permettent d'expliquer cette faible teneur en suspensions : d'abord la nature sablo-graveleuse des sols granitiques du Mont Lozère, dont le pourcentage en limons varie de 10 à 20% ; ensuite et surtout, ces fines sont aussi restées piégées dans le B.V. Ce piégeage a eu lieu dans les cônes de déjection situés en bas de pente ainsi que dans les pseudo-tourbières construites dans le chenal permanent de la Latte. Plusieurs mesures ont montré que chaque pseudo-tourbière pouvait piéger jusqu'à 80 % des MES transportées (au cours d'une crue échantillonnée, la turbidité mesurée variait de 20 mg.l en amont de la tourbière à 3,5 mg.l en aval. Sur la base de quelques crues échantillonnées, le volume des fines exportées du B.V. a été estimé inférieur à 1 m³ pour les 3 ans, ce qui ne représente qu'1/100e du matériel effectivement érodé sur les versants.

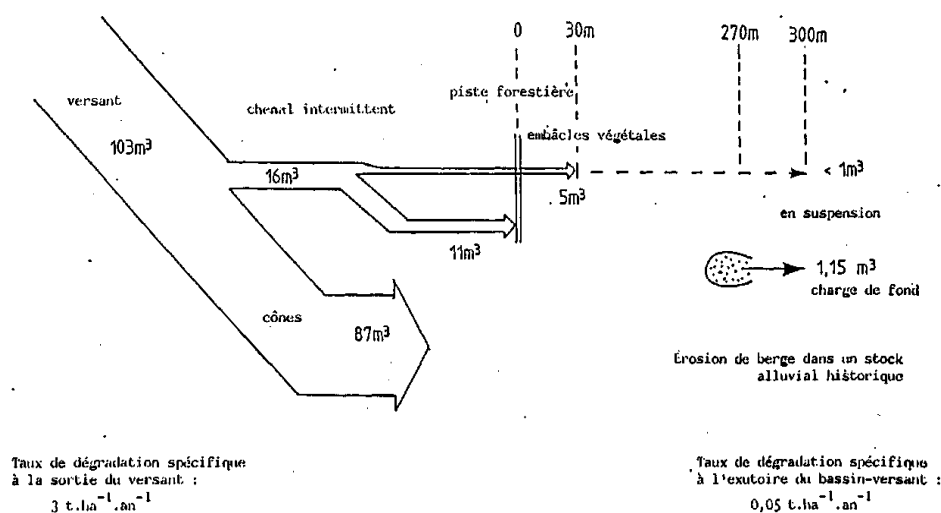


FIG. 10 – Bilan sédimentaire 1987-1990 : stockage et évacuation.

CONCLUSION

A l'échelle d'un bassin-versant de 20 ha, la coupe à blanc d'une forêt d'épicéas paraît n'avoir que des conséquences minimales à la fois sur les écoulements de crue et sur le bilan d'érosion.

Il n'en est plus de même à l'échelle des versants : les travaux de foresterie ont décapé et tassé les pistes de débardage et le chemin forestier, provoquant la formation de plusieurs ravines. Dès que les réserves hydrologiques sont suffisantes, ces ravines forment drain et augmentent l'écoulement rapide. Lors des crues de type « cévenol », elles concentrent le ruissellement. L'érosion est limitée dans l'espace à ces surfaces perturbées, et dans le temps à ces épisodes paroxysmiques.

En dehors de ce type d'événements, il n'existe pas plus qu'avant la coupe de ruissellement sur les versants, même lors des gros orages d'été.

Là où les engins forestiers n'ont pas perturbé le sol, les conditions de circulation de l'eau et des sédiments ne sont pas modifiées. Or ces surfaces occupent plus de 95% du bassin, ceci explique que les écoulements lors des crues « cévenoles », qui se produisent alors qu'une grande partie du bassin fonctionne comme « aire contributive », ne soit pas modifiés de façon sensible. Ce sont les opérations de coupe, et non la disparition de la forêt en elle-même, qui expliquent les modifications observées, minimales pour les écoulements de crue, plus importantes pour l'érosion des sols.

Enfin, il faut insister sur la disparité des résultats des bilans d'érosion selon l'échelle choisie. L'importance des dépôts intermédiaires est telle que seule une infime partie - moins de 1% - des matériaux arrachés aux versants parvient à l'exutoire.

Ces résultats montrent la complexité du rôle de protection de la forêt, et les difficultés qu'il peut y avoir à vouloir transposer des résultats d'études sans une compréhension profonde du fonctionnement du système étudié.

IMPACT DES COUPES FORESTIÈRES SUR LES PHÉNOMÈNES D'ÉROSION HYDRIQUE SUR LE VERSANT SUD DU MONT-LOZÈRE (FRANCE)

Claude MARTIN ⁽¹⁾, **Philippe ALLÉE** ⁽²⁾,
Jean-François DIDON-LESCOT ⁽¹⁾ et **Claude COSANDEY** ⁽³⁾

(1) : UMR 6012 "ESPACE" du CNRS, Université de Nice, Département de Géographie, 98 Boulevard Édouard Herriot, BP 3209, F 06204 Nice Cedex 3, France. Mél : martincl@infonie.fr

(2) : UMR 6042 du CNRS, Université de Limoges, Département de Géographie, 39E Rue Camille Guérin, F 87036 Limoges Cedex, France. Mél : philippe.allee@unilim.fr

(3) : Laboratoire de Géographie Physique, CNRS, 1 Place Aristide Briand, F 92195 Meudon Cedex, France. Mél : cosandey@cnsr-bellevue.fr

Résumé :

Le terrain d'étude est situé en terrain granitique, à des altitudes comprises entre 1000 et 1500 m. Il subit un climat de type méditerranéen montagnard.

La reforestation amorcée à la fin du XIX^{ème} siècle, a eu pour conséquence la diminution de l'érosion mécanique des sols. Dans ces conditions, les coupes forestières à blanc constituent des perturbations susceptibles de favoriser les reprises d'érosion. Toutefois la très forte perméabilité des sols constitue un frein à l'apparition du ruissellement diffus sur les versants.

Sur le bassin de la Latte (0,195 km² – pente moyenne des versants : 21 %), une coupe d'épicéas a été réalisée de 1987 à 1989. La litière et les débris végétaux laissés à la surface des sols, les andains et la couverture herbeuse qui s'est rapidement développée ont contribué à limiter les transports de terre. La relative modestie des précipitations en 1988-89 et 1989-90 a joué dans le même sens. Dans le secteur du Bois d'Altefage (pentes entre 0 et 30 %), un pavage préexistant, formé surtout de graviers, a fourni une protection complémentaire efficace après la coupe des épicéas en 1988-89. Comparé à la texture de la couche de terre sous-jacente, ce pavage correspond à des déficits de particules fines plus élevés sous forêt (39 à 98 t/ha) qu'en terrain défriché.

Les pertes de terre les plus fortes résultent de l'érosion des pistes et des chemins de débardage utilisés pour les coupes. De nouvelles ravines peuvent même apparaître. Dans le bassin de la Latte, ces formes d'érosion ont fourni les 252 tonnes de matériaux arrachés aux versants de 1987 à 1996. La majeure partie de ces matériaux ont été piégés à l'intérieur même du bassin versant, sous forme de cônes de déjection (192 tonnes) ou de dépôts dans les chenaux principaux (32,5 tonnes). Au cours de la période d'étude, les exportations de produits solides du bassin versant en provenance des zones déboisés ont atteint 27,5 tonnes seulement.

Mots clés : granites, sols perméables, coupes forestières, érosion hydrique, dégradation des pistes, Mont-Lozère.

Abstract :

The study area is located on the south slope of Mont-Lozère on granitic ground, at an altitude ranging between 1000 and 1500 m. The climate is Mediterranean, but it also presents mountain characteristics.

The reforestation effort that began around the end of the nineteenth century has resulted in less mechanical soil erosion. Given these conditions, clear cutting would probably cause erosion to resume. However the very strong permeability of soils constitutes a brake in the appearance of the diffuse runoff on slopes.

On the Latte catchment (0.195 km²; average slope gradient, 21%), the spruce was thinned from 1987 to 1989. The above-ground litter and plant debris, the windrows, and the grassy cover that rapidly developed all contributed to limit sediment transport. The relatively light precipitation for the years 1988-89 and 1989-90 also helped. In the sector of the Bois d'Altefage (slope gradient from 0 to 30%), a pre-existing pavement consisting mostly of gravel provided additional effective protection after the spruce was thinned in 1988-89. In comparison with the texture of the underlying layer of earth, the pavement corresponds to a greater loss of fines under forest cover (39-98 t/ha) than on cleared land.

The greatest sediment loss comes from the erosion of the skid roads that are used for thinning operations. New gullies can even form. On the Latte catchment, this type of erosion was responsible for the greatest part of the 252 metric tons of material stripped from the slopes from 1987 to 1996. Most of the material was trapped on the catchment itself in the form of alluvial fans (192 tons) or deposits in channels (32,5 tons). During the entire period of the study, 27.5 tons only were transported away from the deforested slopes.

Keywords: granites, permeable soil, forest thinning, water erosion, deterioration of skid roads, Mont-Lozère.

1 - INTRODUCTION

À la suite de défrichements qui ont pris une grande ampleur dès le Haut Moyen Âge et du développement d'une intense activité pastorale, les sols du Mont-Lozère ont subi une très forte érosion mécanique jusque vers la fin du XIX^{ème} siècle. La déprise rurale qui s'est amorcée à cette époque a permis la reconquête des versants par la végétation : le genêt occupe les secteurs encore épisodiquement écobués et pâturés, alors que la forêt a pris une grande extension, par progression naturelle du hêtre ou sous l'effet de plantations de résineux. Cette évolution a entraîné le blocage des phénomènes d'érosion mécanique. La plupart des anciennes ravines sont maintenant envahies par la végétation et ne sont plus actives sur le plan érosif (Ph. Allée, 1999).

Dans les conditions actuelles de fermeture du couvert végétal, les coupes forestières peuvent *a priori* sembler susceptibles de provoquer des reprises d'érosion. Nous présenterons à cet égard deux études réalisées sur des terrains granitiques du versant sud du Mont-Lozère, l'une sur le bassin versant de la Latte et l'autre dans le secteur du Bois d'Altefage (Fig. 1).

2 - LE BASSIN VERSANT DE LA LATTE

2.1 - Présentation du bassin versant

Le bassin versant de la Latte (0,195 km² en amont de la station limnigraphique) est inscrit dans le granite porphyroïde du Pont-de-Montvert (B. Alabouvette *et al.*, 1988), à des altitudes comprises entre 1340 et 1493 m. Les versants présentent des pentes de 9 à 27 % (valeur moyenne : 21 %). Le bassin apparaît dissymétrique, le versant occidental étant beaucoup plus développé que le versant oriental (Fig. 2). À l'aplomb de la station limnigraphique, le versant occidental est coupé par un large replat qui prolonge vers l'aval la topographie en berceau de la tête du vallon.

L'écoulement pérenne du ruisseau de la Latte débute à une cinquantaine de mètres en amont du limnigraphe, au niveau d'une zone sourceuse alimentée par le versant occidental. À cette zone sourceuse est associée une tourbière. En amont, d'anciennes ravines qui remontent très haut sur le versant occidental, participaient déjà, avant la coupe forestière, au fonctionnement hydrologique du bassin versant lors des précipitations les plus abondantes.

Le climat est de type méditerranéen montagnard. La température moyenne est de 6,9 °C à 1300 m d'altitude (station de La Vialasse). Sur la période septembre 1981 - août 2001, le pluviographe implanté sur le bassin versant a reçu des précipitations annuelles comprises entre 1 178 mm en 1988-89 et 3 497 mm en 1995-96. La valeur annuelle moyenne s'établit à 2 033 mm (écart-type : 560 mm).

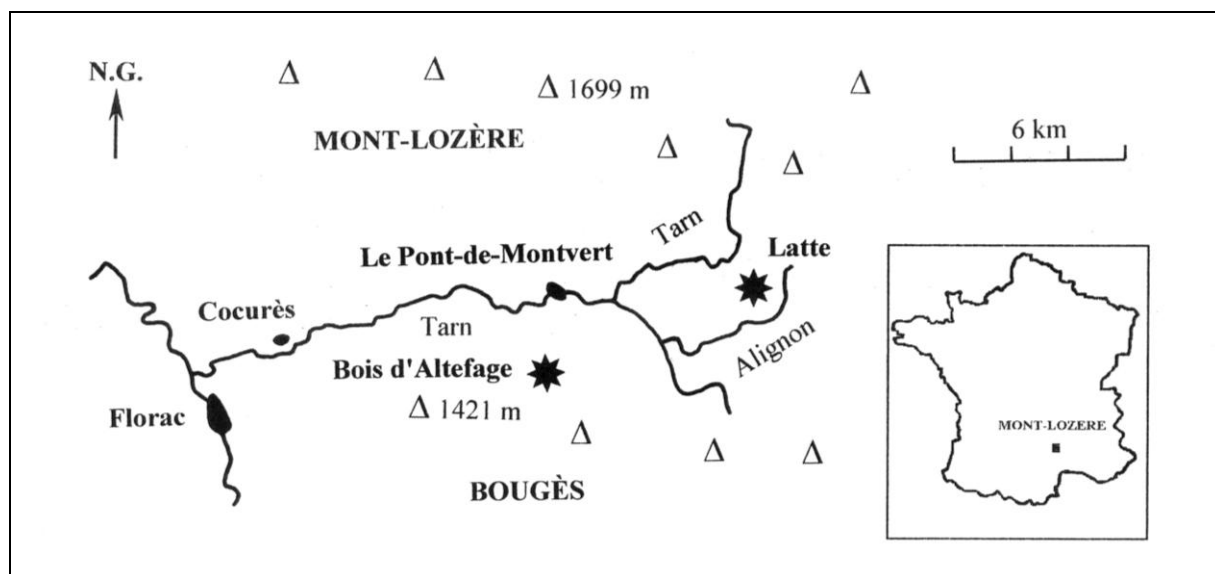


Figure 1 - Localisation des terrains d'étude.

Les sols et formations superficielles ont une épaisseur inférieure à 70 cm en moyenne. La teneur moyenne en graviers et en cailloux avoisine 25 % (C. Vannier, 1992). La texture est sableuse (USDA) : sables grossiers (2 à 0,5 mm) = 42,9 % ; sables moyens (0,5 à 0,2 mm) = 18,9 % ; sables fins (0,2 à 0,05 mm) = 14,6 % ; limons grossiers (50 à 20 µm) = 4,9 % ; limons fins (20 à 2 µm) = 12,5 % ; argile (< 2 µm) = 6,2 % (Ph. Mielliet et V. Schmitt, 1988). Les sols sont des rankers, des sols bruns acides et des sols bruns ocreux (D. Trévisan, 1982). La teneur moyenne en carbone organique est proche de 7 % dans les 20 cm supérieurs des profils. Avant la coupe, les sols étaient recouverts d'une litière d'aiguilles et d'une couche d'humus dont l'épaisseur totale avoisinait 5 cm.

Suite aux opérations d'enrésinement effectuées dans les années trente, le couvert végétal associait une pessière (0,17 km²) à une lande. Mais une attaque parasitaire des épicéas a conduit l'Office National des Forêts à pratiquer une coupe à blanc de la pessière à partir de l'été 1987 (superficie débardée en 1987 : 55 % du bassin versant ; en 1988 : 68 % ; en 1989 : 80 % – ces valeurs n'indiquent pas la situation au 1^{er} septembre, mais à l'arrêt des travaux immédiatement après les premières grosses pluies de l'année climatique). Les grumes ont été tirées par un tracteur jusqu'à une piste forestière préexistante, ce qui a provoqué la création de cinq chemins de débardage tracés le plus souvent selon la ligne de plus grande pente (Fig. 2). Le grumier qui a évacué les troncs par la piste forestière, y a créé de profondes ornières.

Les opérations de reboisement ont été réalisées à l'automne 1989. Pour les faciliter une piste a été ouverte dans la partie supérieure du versant occidental. Les souches ont été laissées dans le sol. Le terrain a subi un ratissage mécanique avec des engins à roues pour mettre les branchages en andains. Ceux-ci sont disposés parallèlement aux courbes de niveau, à une distance de 30 m les uns des autres. Sauf à son extrémité aval, le bassin a été reboisé. Différentes essences résineuses ont été utilisées : épicéa (*Picea abies*), pin à crochet (*Pinus montana*), sapin (*Abies alba*), mélèze (*Larix decidua*). La croissance des arbres est lente. Mais les sols ont été colonisés par des herbacées associées à des espèces

ligneuses (genêt, dont la part a été grandissante ; framboisier ; épilobe), qui assuraient un recouvrement quasi total des sols lors d'un relevé effectué en 1994.

2.2 - Les méthodes d'investigation

La quantification des transports solides s'est appuyée sur le cubage des matériaux accumulés, d'une part, dans une fosse à sédiments bâtie à l'exutoire du bassin versant, d'autre part, derrière un piège établi à l'aval d'une ravine (en amont d'une buse) et, enfin, sur toutes les zones d'accumulation, en particulier au débouché des ravines apparues à la suite des travaux forestiers (Ph. Allée, *in* C. Cosandey et Ph. Allée, 1992). Les dépôts ont été mesurés chaque été de 1987 à 1990, et même après tous les événements hydrologiques efficaces en 1989-90. La fosse sur le ruisseau de la Latte a été vidée jusqu'en 1996 et le piège sur la ravine, jusqu'en 1994.

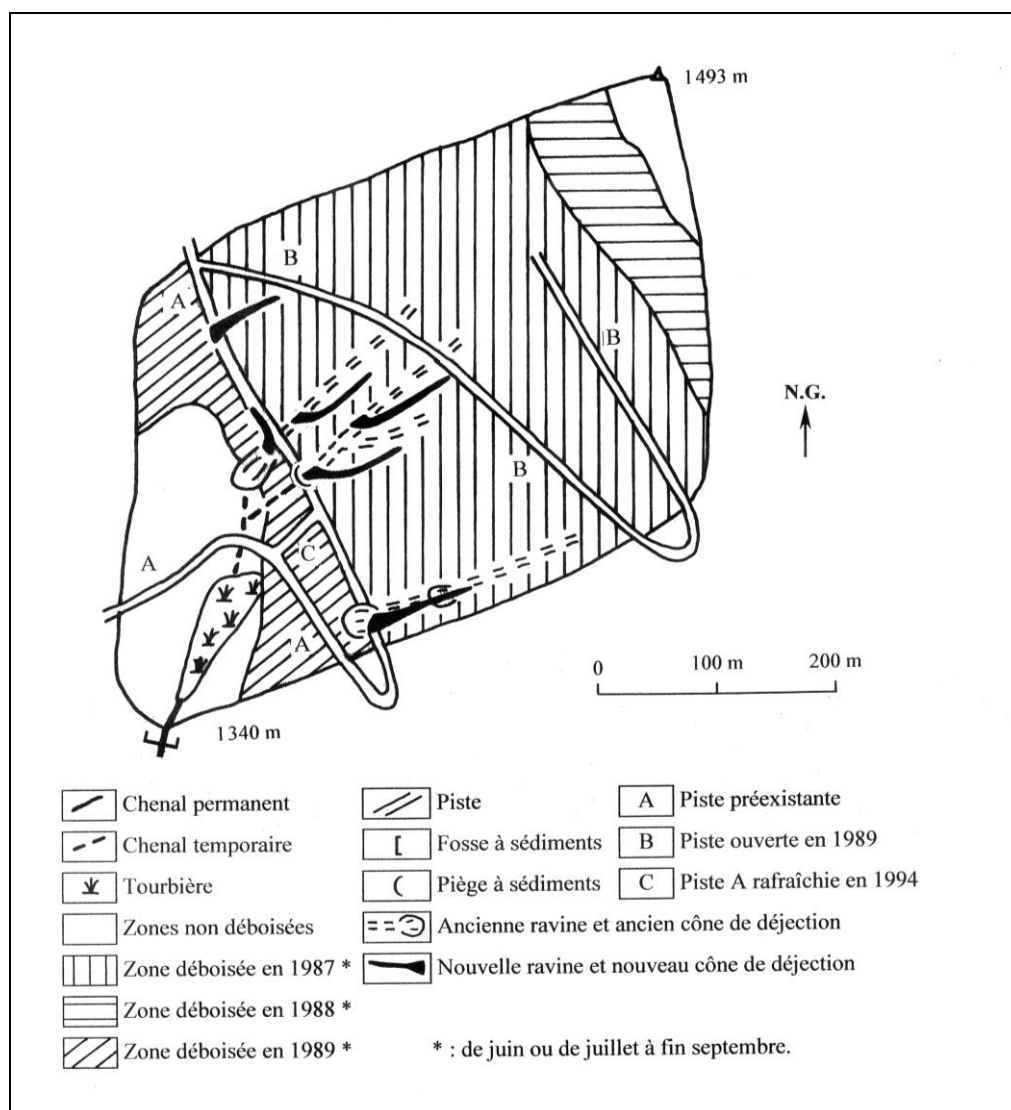


Figure 2 - Présentation du bassin versant de la Latte.

L'évolution des ravines a également été étudiée grâce au suivi de profils en travers. Cette approche a été particulièrement développée après 1990.

Sur les versants, de minces couches de peinture ont été passées sur le sol tout-venant, en bandes de plusieurs mètres de longueur, perpendiculairement à la pente,

afin de pouvoir plus facilement déceler l'intervention éventuelle d'un ruissellement diffus ou légèrement concentré.

Les transports en suspension ont fait l'objet de plusieurs campagnes de prélèvements de juillet 1988 à septembre 1993. La relation entre les concentrations et les débits (Concentration (mg/l) = 0,485 Qi(l/s) ; coefficient de corrélation : +0,85 ; nombre d'échantillons : 31) a servi à évaluer, de manière assez grossière, les exportations en suspension.

2.3 - La faiblesse de l'érosion diffuse

Aucune érosion diffuse n'a été mise en évidence : pas d'incisions visibles sur les sols, notamment sur les bandes passées à la peinture, pas de déchaussement des graviers et cailloux, aucune accumulation de matériaux derrière les andains.

Un premier élément d'explication est fourni par la forte perméabilité des sols. Des simulations de pluie réalisées, avant la coupe forestière, sur des sites situés sur le replat du versant occidental du bassin de la Latte, ont fourni, pour des sols déjà bien humectés et pour des intensités de la pluie de 100 à 156 mm/h, des vitesses de filtration minimales comprises entre 78 et 108 mm/h (D. Boudjemline, 1987). En 2002, des mesures à l'infiltromètre double anneau ont donné, en deux autres points du bassin versant, des vitesses de filtration K de 140 et 280 mm/h.

Les précipitations sont parfois très violentes, notamment en automne. Entre septembre 1987 et août 2001, les intensités maximales relevées sur le bassin de la Latte ont atteint 245 mm/h sur 6 minutes et 179 mm/h sur 30 minutes (septembre 1999). Les intensités sont restées relativement modérées sur la période 1987-90 (Fig. 3) : valeurs maximales de 86 mm/h sur 6 minutes (juin 1988) et de 53,5 mm/h sur 30 minutes (octobre 1987). Elles ont été beaucoup plus fortes sur la période 1990-96, au cours de laquelle elles ont atteint 219 mm/h sur 6 minutes (octobre 1995) et 131 mm/h sur 30 minutes (septembre 1993). Le ruissellement superficiel n'en est pas moins le plus souvent déclenché par l'engorgement des sols, lequel est favorisé par l'abondance des précipitations. À cet égard, les recherches en hydrologie ont montré que la coupe n'avait pas eu d'effet sur le déclenchement des fortes crues, et donc sur celui du ruissellement superficiel (C. Cosandey, 1993).

Par ailleurs, les nombreux débris végétaux laissés sur les sols (litières et rémanents), puis la reprise végétale, ont fourni une protection contre l'impact des gouttes de pluie. De plus, sur les pentes faibles en bas de versant, là où l'engorgement en eau est le plus fréquent, la formation d'une lame d'eau épaisse participe aussi à empêcher le détachement des particules par le splash. Or, dans ces secteurs, le ruissellement diffus généralisé n'a pas suffisamment d'énergie pour éroder des sols sableux dont la cohésion est forte à l'état humide.

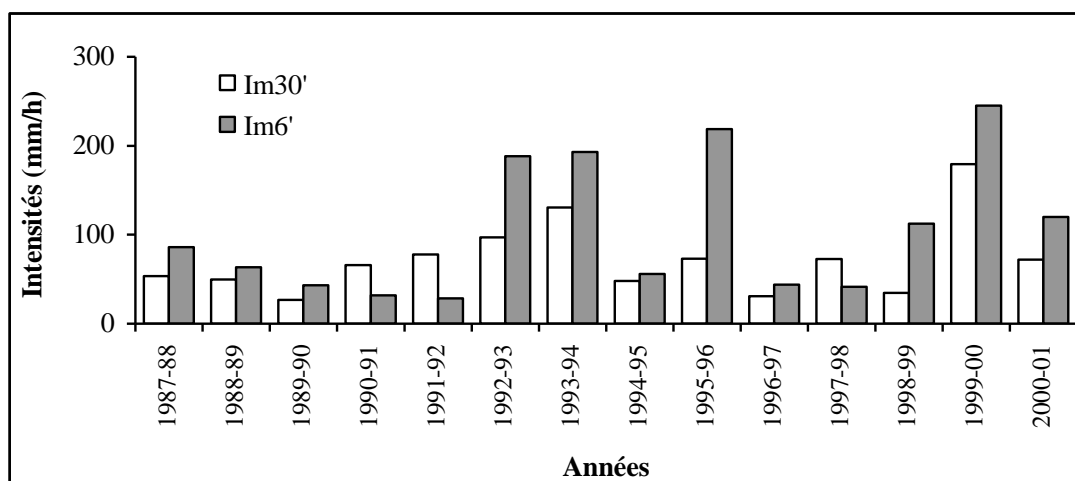


Figure 3 - Intensités maximales de la pluie sur le bassin versant de la Latte (Im30' : intensité maximale sur 30 minutes, en considérant 5 périodes consécutives de 6 minutes ; Im6' : intensité maximale sur 6 minutes, chaque heure étant divisée en 6 tranches de 6').

2.4 - L'érosion concentrée

Les phénomènes d'érosion sont liés au ruissellement concentré et se traduisent, en terme d'ablation, par la formation de ravines. Les bilans sédimentaires ont été établis sur les périodes 1987-90 et 1987-96.

2.4.1 La période immédiatement après la coupe : 1987-90

Pour la période 1987-90, les volumes des matériaux mobilisés ont été déterminés en sommant les dépôts quantifiés sur les cônes et dans les pièges à sédiments, avec les pertes en suspension à l'exutoire du bassin versant. Pour transformer les volumes en masses, une densité apparente de $1,5 \text{ g/cm}^3$ a été utilisée pour les sédiments comme pour les arènes arrachées aux ravines. Elle correspond à la valeur moyenne trouvée dans l'horizon C des sols (P. Durand, 1989).

À la fin de la période 1987-90, la quantité des matériaux déplacés sur l'ensemble des versants déboisés (15,5 ha) représentait approximativement 160 tonnes. En tenant compte de la progression de la coupe, le taux d'érosion spécifique annuel moyen peut être évalué à 3,9 tonnes par an et par hectare de versant déboisé.

Toutefois 24 tonnes seulement sont parvenues dans le thalweg principal, plus de 130 tonnes s'étant déposées sur des cônes de déjection. À l'exutoire du bassin versant, la fosse à sédiments n'a reçu aucun élément en provenance des versants déboisés. Les sorties en suspension sont estimées à 5 tonnes (plus forte concentration mesurée : 133 mg/l le 11 octobre 1988, pour un débit de 54 l/s).

Les éléments piégés par la fosse à sédiments (1,7 tonne pour les trois années) sont sans aucun rapport avec la coupe. Ils ont été fournis par le remaniement, sous l'effet de l'érosion régressive, d'un héritage alluvial historique situé 30 m en amont de la station.

Les quantités de matériaux mobilisés à la suite de la coupe représentent respectivement 9,0 tonnes par hectare de versant déboisé en 1987-88 ; 0,6 tonne en 1988-89 ; et 3,2 tonnes en 1989-90. L'ouverture en 1989 de la piste qui remonte sur le versant occidental du bassin versant ne s'est pas traduite de manière sensible en 1989-90.

Les taux de mobilisation apparaissent fortement liés aux précipitations. Si les précipitations ont été abondantes en 1987-88 (2715 mm), elles ont été au contraire

déficiences en 1988-89 et 1989-90 (Fig. 4). Cette déficience se traduit également au niveau des pluies journalières (Fig. 5). Le bassin versant a subi un épisode pluviométrique de type "cévenol" en automne 1987 (214 mm en 24 h le 5 octobre ; 321 mm en 72 h du 3 au 5 octobre). En 1989-90, 95 % de l'érosion s'est produite lors d'un seul épisode (226 mm en 48 h les 20 et 21 novembre). On peut également relier les phénomènes érosifs au fonctionnement hydrologique du bassin versant : les débits instantanés maximaux à l'exutoire du bassin ont atteint 335 l/s en 1987-88 (le 10 octobre, avec des précipitations journalières de 153 mm) et 241 l/s en 1989-90 (le 21 novembre 1989), contre seulement 96 l/s en 1988-89 (le 19 octobre, avec des précipitations de 138 mm en 2 jours).

Les anciennes ravines cicatrisées sous la forêt n'ont pas été réactivées à la suite de la coupe. L'érosion s'est exercée essentiellement au détriment des chemins de débardage et de la piste forestière : plusieurs ravines, profondes de 0,3 à 1,2 m, se sont formées en fonction de la pente, du stock meuble disponible, et de l'alimentation en eau. Les principales ravines se sont développées là où les chemins de débardage, en recoupant de petites nappes perchées, peuvent se transformer en drains pendant les pluies. Les chemins forestiers, qui fournissent la quasi-totalité du matériel érodé, n'occupent que 0,9 ha, soit 5 % seulement de la surface déboisée. Leur dégradation s'est limitée presque exclusivement à leur partie inférieure, ouverte dès la première année.

Sur chacune des trois années d'étude, environ 85 % des matériaux mobilisés sont restés piégés sur les versants sous la forme d'accumulations liées à une diminution brutale de la pente, au niveau des replats ou en bas de versant. Les particules fines elles-mêmes subissent un piégeage. Celui-ci s'effectue en partie au niveau de la tourbière développée dans le chenal permanent de la Latte. Ainsi, le 5 juillet 1988, pour une crue de faible importance (débit de pointe inférieur à 20 l/s), la concentration des suspensions est-elle passée de 20 mg/l en amont de la tourbière, à 3,5 mg/l en aval. Toutefois la diminution ne résulte pas seulement de l'épuration opérée par la tourbière, mais aussi de la dilution des écoulements par les eaux des sources.

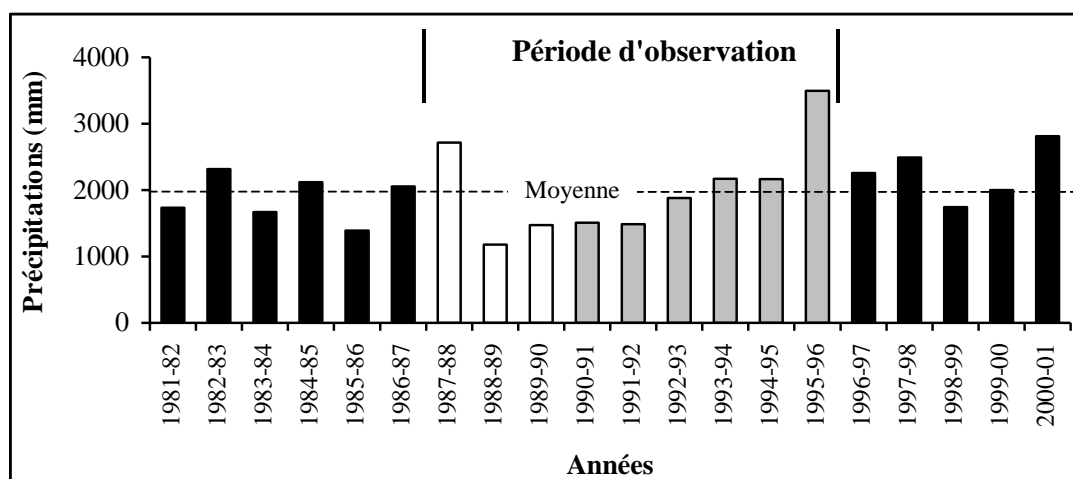


Figure 4 - Précipitations annuelles sur le bassin versant de la Latte.

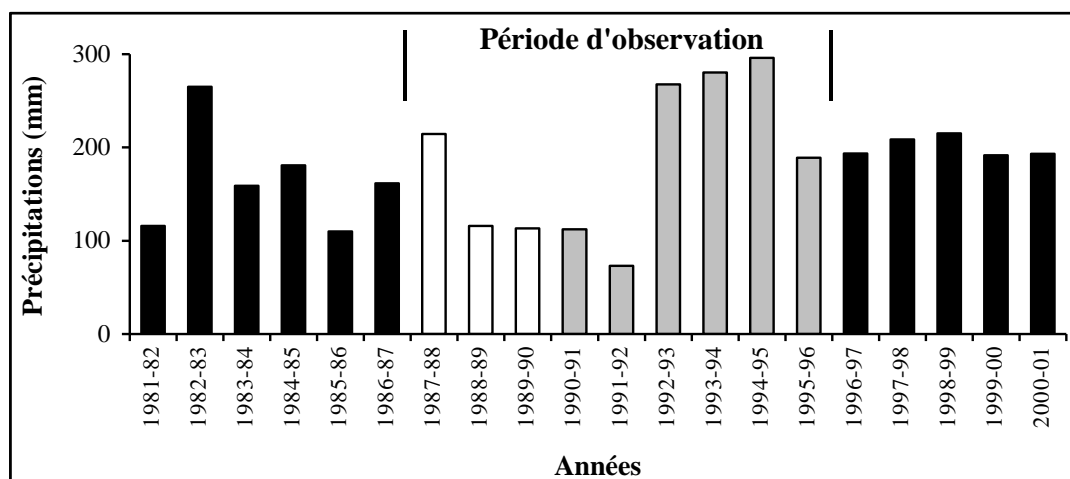


Figure 5 - Précipitations journalières maximales sur le bassin versant de la Latte.

2.4.2 L'ensemble de la période d'observation : 1987-96

Pour cette période, en raison des problèmes posés par le développement du couvert végétal sur les cônes, la quantification des phénomènes d'érosion sur les versants a reposé sur l'examen de l'évolution des ravines.

Le volume des ravines correspond à la mobilisation de 252 tonnes de matériaux : 192 tonnes sont restées piégées sur des cônes de déjection ; 27,5 tonnes ont atteint l'exutoire (une dizaine de tonnes se sont déposées dans la fosse à sédiments et une vingtaine ont été évacuées en suspension) ; et 32,5 tonnes sont restées dans le chenal. Les apports de matériaux dans la fosse se sont produits à la suite de travaux effectués en 1994 : rafraîchissement de la piste inférieure et surtout élargissement d'une piste de raccordement orientée selon la pente (Fig. 2). Par ailleurs, 14 tonnes ont été arrachées à la formation alluviale localisée entre la tourbière et l'exutoire.

Sur la période 1990-96, 94 tonnes de matériaux seulement ont été mobilisés sur les versants déboisés. La dégradation de la plupart des pistes devenant moins active et la revégétalisation progressant, notamment au niveau des ravines, les épisodes érosifs ont perdu en efficacité, et cela en dépit des précipitations abondantes relevées en 1992-93 et 1995-96 (Fig. 4).

Les matériaux accumulés depuis 1987 n'ont pas été remobilisés au cours de la période 1990-96. Pourtant des crues très violentes ont été observées, avec des débits spécifiques instantanés de $8,0 \text{ m}^3/\text{s}/\text{km}^2$ en septembre 1992 ; $2,3 \text{ m}^3/\text{s}/\text{km}^2$ en septembre 1993 ; $3,1 \text{ m}^3/\text{s}/\text{km}^2$ en septembre 1994 ; $2,8 \text{ m}^3/\text{s}/\text{km}^2$ en novembre 1994 ; et $2,6 \text{ m}^3/\text{s}/\text{km}^2$ en octobre 1996. De par leur position topographique, les cônes sont peu sensibles à l'érosion. Par ailleurs, les dépôts dans les drains intermittents sont en partie stabilisés par la remontée végétale.

Le 22 septembre 1993, pratiquement en pointe de crue (365 l/s), la concentration des suspensions était de 794 mg/l quelques dizaines de mètres en amont de la zone sourceuse associée à la tourbière, de 333 mg/l à l'entrée de la tourbière et de 196 mg/l en aval. Ces valeurs ne traduisent pas seulement l'efficacité de la tourbière comme filtre à particules, car il faut également tenir compte de l'abondance des eaux fournies par la zone sourceuse et de l'arrivée d'eaux peu chargées en provenance du replat situé au-dessus de cette zone.

3 - LE BOIS D'ALTEFAGE

3.1 - Le terrain d'étude

Le Bois d'Altefage se trouve au sud de Pont-de-Montvert, sur la retombée septentrionale de la Montagne du Bougès (1421 m d'altitude au Signal du Bougès). Dans ce secteur, plusieurs parcelles plantées d'épicéas ont subi, au cours des dernières années, une coupe forestière suivie d'un reboisement. Les observations ont porté sur des parcelles situées dans la zone d'affleurement du granite à biotite du Bougès.

3.1.1 Les coupes forestières

Sur pente forte, les coupes sont conduites avec précaution. La superficie touchée est à chaque fois très faible (inférieure à 2 hectares) et les sols ne sont pas raclés. Aucune trace d'érosion active n'est visible. Le sol reste couvert de débris végétaux qui le protègent. La couverture herbeuse a en outre un développement suffisant pour assurer rapidement un rôle modérateur efficace.

En bas de versant, sur pente plus faible, les coupes ont été effectuées à blanc. Après plusieurs années, les sols restent ici largement à nu. Ils sont surmontés d'un pavage constitué de graviers, qui pourrait être la conséquence d'une forte érosion hydrique. L'attention s'est concentrée sur une parcelle de 16 hectares située en contrebas de la route joignant le Pont-de-Montvert au col du Sapet. Cette parcelle a subi une coupe rase en 1989, puis a été reboisée au cours de l'hiver 1989-90. Les observations (C. Martin, *in* J. Lavabre *et al.*, 1999) ont été menées, au cours du printemps 1998, à proximité de l'intersection de routes au point côté 1079, sur un secteur représentatif de l'ensemble de la parcelle.

3.1.2 Les sols

Sous couvert végétal, les sols présentent au sommet une couche d'humus, de 3 à 5 cm d'épaisseur, envahie d'un lavis de racines et radicelles. Cette couche surmonte les horizons humifères développés au-dessus de l'arène granitique. L'échantillon analysé (Tab. I), prélevé dans l'horizon humifère supérieur, est extrêmement graveleux et possède une texture limono-sablo-argileuse (USDA). L'épaisseur du manteau d'altérites atteint généralement plusieurs mètres.

Une mesure à l'infiltromètre double anneau réalisée sur la parcelle ayant subi la coupe, donne une vitesse de filtration K supérieure à 390 mm/h.

Les travaux de défrichage ont été menés avec des moyens mécaniques lourds. Si certaines souches ont été laissées en place, beaucoup ont été arrachées et/ou déplacées. De nombreux débris végétaux (branches, souches) ont été mis en andains accumulés dans le fond des ravines préexistantes.

Les travaux de défrichage et de plantation, mais peut-être aussi la minéralisation active de la matière organique liée à la dénudation des sols, ont fait disparaître presque partout la couche d'humus.

Tableau I - Analyses physiques de l'horizon humifère supérieur d'un sol sous couvert végétal sur granite du Bougès (échantillon II.2).

> 2 mm	Tf	Analyse de la terre fine								
		Sg	Sm	Sf	Lg	Lf	A	C	H ₂ O-105	PF-550
52,2	47,8	21,6	13,3	16,8	9,7	17,4	21,2	3,69	3,2	12,05

Les résultats sont exprimés en % de l'échantillon tout-venant (> 2 mm, Tf), de la terre fine (C, H₂O-105, PF-550) ou de la terre fine débarrassée de la matière organique (Sg, Sm, Sf, Lg, Lf, A), après séchage à l'air. > 2 mm : cailloux et graviers (ici uniquement des graviers). Tf : terre fine (< 2 mm). Sg : sables grossiers (0,5-2 mm). Sm : sables moyens

(0,2-0,5 mm). Sf : sables fins (0,05-0,2 mm). Lg : limons grossiers (20-50 μ). Lf : limons fins (2-20 μ). A : argile (< 2 μ). C : carbone organique selon la méthode Anne. H₂O-105 : humidité à 105 °C. PF-550 : perte au feu à 550 °C. La terre fine a été analysée par le Laboratoire d'Analyses des Sols de l'INRA à Arras.

Le tableau II indique les résultats d'analyses portant, d'une part, sur la partie superficielle des profils (pavage et millimètres supérieurs de l'horizon humifère supérieur) et, d'autre part, sur une mince couche (1 à 2 cm) sous-jacente. Les échantillons de sols (S) analysés sont déjà très graveleux. Il ont une texture limono-argilo-sableux (USDA). La richesse en graviers s'accroît au niveau du pavage (P), tandis que la texture devient plus sableuse. La teneur en matière organique diminue vers le sommet du profil, entre le sol et le pavage.

Tableau II - Analyses des sols de la parcelle défrichée du Bois d'Altefage.

Éch.	> 2 mm	Tf	Analyse de la terre fine								
			Sg	Sm	Sf	Lg	Lf	A	C	H ₂ O-105	PF-550
41P	73,1	26,9	48,9	19,6	14,3	3,1	4,7	9,4	3,16	1,3	6,66
42S	40,7	59,3	31,8	16,1	16,3	7,4	13,5	14,9	4,90	2,2	11,96
91P	77,1	22,9	42,0	17,6	12,4	5,3	9,9	12,8	1,73	1,8	5,09
92S	50,1	49,9	30,9	15,3	14,1	9,1	13,9	16,7	3,16	2,3	8,75

P : couche de sol avec pavage. S : sol sous-jacent. Voir tableau I.

3.1.3 Les précipitations

Les données pluviométriques du Pont-de-Montvert (à 875 m d'altitude) ne sont certainement pas représentatives des hauteurs d'eau précipitées sur le Bois d'Altefage. Elles n'en permettent pas moins d'affirmer que la zone d'étude a souvent reçu des précipitations abondantes après la coupe à blanc de 1988-89. Les précipitations annuelles moyennes sur la période 1989-98 (1627 mm) ont été légèrement supérieures à celles sur la période 1982-2001 (1531 mm). Comme sur le bassin de la Latte, les précipitations annuelles se sont montrées déficitaires de 1989-90 à 1992-93 (1171 mm en moyenne – 982 mm en 1989-90) et elles ont ensuite été plus abondantes, en particulier en 1995-96 (2931 mm).

De septembre 1981 à août 2001, la station pluviométrique du Pont-de-Montvert a enregistré 25 pluies en 24 heures supérieures à 105 mm. Onze d'entre elles (soit 44 %) se placent entre septembre 1989 et août 1998 (donc sur 45 % des années pour lesquelles nous disposons de données pluviométriques). Sur la période 1989-98, la pluie maximale en 24 heures a été enregistrée le 4 novembre 1994 (226 mm). Elle occupe le deuxième rang sur la période 1982-01, derrière celle du 7 novembre 1982 (253 mm).

3.2 - Étude du pavage

La différence de composition granulométrique entre le "pavage" (P) et le sol sous-jacent (S) est susceptible de mettre en évidence une perte de terre fine (Tab. II). Cela suppose de déterminer la masse du pavage pour une superficie donnée. Nous avons utilisé à cet effet un cadre rectangulaire en métal de 26,0 et 26,5 cm de côtés. L'estimation des pertes est fournie par l'équation suivante :

$$\text{Pertes (t/ha)} = [(A \times B) - A] \times 0,145138$$

avec :

$$A = (\text{Masse totale prélevée en } P, \text{ en g}) \times (\text{Tmf, en g/100 g de tout-venant en } P) \div 100 ;$$

$$\text{et } B = (\text{Tmf/Gr en } S) \div (\text{Tmf/Gr en } P) ;$$

Tmf étant la teneur de la terre minérale fine dans l'échantillon tout-venant et Gr, celle en graviers.

Pour les 14 points de prélèvement étudiés, les valeurs des pertes sont comprises entre 19,1 et 77,0 t/ha (moyenne : 34,8 t/ha).

Tableau III - Étude du pavage sous forêt au Bois d'Altefage.

	Point I (pente faible)		Point II (pente faible)		Point III (pente : 11 %)		Point IV (pente : 18 %)		Point V (pente : 23 %)	
	I.1	I.2	II.1	II.2	III.1	III.2	IV.1	IV.2	V.1	V.2
> 2 cm	15,2	2,7	0	0	0	0	5,8	25,1	5,8	6,2
1-2 cm	5,8	5,5	11,9	1,6	0,66	0	9,6	3,7	19,6	9,1
0,5-1 cm	20,5	14,3	25,6	18,7	12,6	7,4	30,6	14,6	17,3	10,8
0,2-0,5 cm	31,1	33,2	30,3	31,8	28,4	18,9	35,6	31,0	20,3	19,3
Gr	57,4	53,0	67,8	52,2	41,6	26,3	75,8	49,4	57,2	39,2
Tmf	22,0	40,9	22,3	42,1	42,9	58,7	13,2	23,6	29,7	48,1
PF 550°C	5,4	3,3	9,9	5,8	15,5	15,0	5,2	1,9	7,3	6,5
Tmf / Gr	0,383	0,772	0,329	0,807	1,031	2,232	0,174	0,478	0,519	1,227
Masse pavage (g)	1602		827,2		1357,3		1320,4		811,1	
Pertes (t/ha)	52,0		38,9		98,4		44,2		47,7	

Les données des analyses sont exprimées en % du matériel séché à l'air. Gr : graviers (0,2-2 cm). Tmf : terre minérale fine (< 2 mm). PF 550°C : perte au feu à 550°C. (sur la terre fine).

Afin de comparer ces résultats avec la situation sous couvert végétal, nous avons prélevé des échantillons sous forêt, au-dessus de la route (Tab. III). Les prélèvements ont porté, d'une part, sur la partie superficielle de l'horizon humifère supérieur, immédiatement sous l'humus et, d'autre part, sur une mince couche de sol sous-jacente. Nous obtenons ici des pertes comprises entre 38,9 et 98,4 t/ha (moyenne : 56,2 t/ha).

Sous couvert végétal, le pavage existait, mais n'était pas visible, avant le défrichage. Son existence a été révélée par la disparition de la couche d'humus. Les pertes calculées sont plus fortes sous couvert végétal qu'en terrain défriché. On peut s'interroger sur la responsabilité de la collecte des échantillons dans cette différence. En effet, en terrain défriché, où le pavage est très évident, le prélèvement de l'échantillon *P* concerne une couche de terre moins épaisse qu'en terrain boisé, si bien qu'il n'est pas impossible que le prélèvement de l'échantillon *S* ait pu englober une partie du pavage potentiel. Mais il faut également tenir compte du fait que lors des travaux de déboisement et de plantation, le pavage a pu être enrichi, voire même recouvert, d'éléments de différentes tailles provenant des horizons sous-jacents.

Seules les plages de terrain où le sol a été bouleversé lors des travaux fournissent une indication sur les phénomènes d'érosion depuis le déboisement. C'est le cas pour le point de prélèvement 2 (pertes : 23,5 t/ha) où les matériaux analysés (*P* et *S* ; 4 cm d'épaisseur au total) reposent sur une couche de débris végétaux (1,5 cm). Mais les résultats obtenus sur des surfaces si réduites, où la saltation pluviale peut jouer à plein, ne sont en rien représentatives du fonctionnement général du secteur.

En définitive, les données recueillies ne témoignent pas d'une érosion hydrique efficace depuis la coupe de 1988-89. De fait, la partie superficielle des sols montre les effets cumulés de phases d'évolution successives. Celles-ci peuvent avoir fait intervenir l'entraînement des particules sous l'effet du ruissellement superficiel (érosion diffuse) et la saltation pluviale (splash), voire même – pour une part – le lessivage (mouvement *per descensum*). Mais nul doute que l'érosion liée au ruissellement diffus est toujours restée bien modeste sur des matériaux présentant une très forte vitesse de filtration par unité de pente.

La sélectivité de l'entraînement des différentes tailles de particules peut être mise en évidence à l'aide de l'indice suivant :

Is d'une fraction = [teneur de la fraction en S x (SgP/SgS)] / teneur de la fraction en P
avec SgP et SgS les teneurs en sables grossiers du pavage et du sol.

Plus l'entraînement de la fraction a été efficace, plus l'indice est élevé.

Les données obtenues pour les prélèvements 41P-42S et 91P-92S sont portées dans le tableau IV. Conformément à ce que nous pouvions attendre, l'argile et, plus encore, les limons ont subi un entraînement particulièrement efficace.

Tableau IV - Indices d'entraînement sélectif des particules (points de prélèvement 4 et 9).

Éch.	Sg	Sm	Sf	Lg	Lf	A
41P-42S	1,00	1,26	1,75	3,67	4,42	2,44
91P-92S	1,00	1,89	2,48	3,74	3,06	2,84

3.3 - Observations complémentaires

Le défrichement n'a pas entraîné de reprise d'érosion linéaire dans les ravines préexistantes et aucune nouvelle ravine ou rigole n'est apparue. La très forte perméabilité des sols et l'épaisseur du manteau d'altérites ne sont sans doute pas étrangères à cette absence de réponse au défrichement, car elles gênent l'apparition du ruissellement concentré.

Certes, une mince couche de graviers et de sables s'est récemment déposée à l'aval du système de ravines situé à proximité immédiate du point coté 1079. Mais ce matériel provient certainement en grande partie des versants de la ravine principale, localement très pentus.

Par ailleurs, les andains accumulés au fond des ravines n'ont pas retenu de matériaux derrière eux : aucune accumulation n'est visible.

Enfin, si des matériaux se sont déposés sur une zone d'atterrissement localisée le long du ruisseau que rejoignent les ravines, il est manifeste qu'ils ne proviennent pas de la zone défrichée. En effet, dans la partie amont du cours d'eau, sous couvert végétal, se produit actuellement une phase d'incision linéaire dans des secteurs où les thalwegs n'étaient pas individualisés jusqu'alors. Cette évolution est rendue perceptible par le maintien, au-dessus des ruisselets, de ponts naturels constitués d'un entrelacement de racines soutenant encore le sol. Faute d'une étude spécifique de ce phénomène, il est impossible de préciser si sa cause est naturelle ou si elle est liée à l'aménagement de la route de Pont-de-Montvert au col du Sapet.

4 - CONCLUSION

Les résultats des recherches menées sur les terrains granitiques déboisés du bassin de la Latte et du Bois d'Altefage sont convergents :

- D'une part, l'érosion en nappe est négligeable, le ruissellement diffus ayant beaucoup de mal à se développer sur des sols extrêmement perméables. Les débris végétaux laissés sur le sol à la Latte et le pavage préexistant au Bois de l'Altefage constituent en outre des protections efficaces, à la fois contre le splash et contre d'éventuels ruissellements localisés.
- D'autre part, en l'absence de ruissellement superficiel généralisé sur les versants en pente forte, la formation de nouvelles ravines ou rigoles ne peut se réaliser sans que des chemins de débardage nouvellement ouverts fournissent des exutoires à des nappes temporaires constituées pendant les pluies. Sur ces chemins, comme sur les pistes, le ruissellement, et par voie de conséquence l'érosion, sont favorisés par le tassage des matériaux sous le poids des engins.

Remarques : Le travail repose sur les observations concernant les phénomènes d'érosion mécanique effectuées par Ph. Allée sur le bassin de la Latte, sur les activités de recherches menées dans le cadre du BVRE du Mont-Lozère (suivis hydrologiques, relevés pédologiques...) et sur les investigations réalisées par C. Martin dans le secteur du Bois d'Altefage.

RÉFÉRENCES BIBLIOGRAPHIQUES :

- Alabouvette B. *et al.*, 1988. *Carte géologique au 1/50000 Génolhac*. Éditions du BRGM.
- Allée Ph., 1999. Rythmes saisonniers et annuels du ravinement sur les hautes terres granitiques cévenoles. L'exemple de la ravine de l'Aubaret (Mont-Lozère, France). *In : "Les bassins versants expérimentaux de Draix, laboratoire d'étude de l'érosion en montagne"*, Cemagref Editions, Coll. Actes de Colloque : 119-128.
- Boudjemline D., 1987. *Susceptibilité au ruissellement et aux transports solides de sols à texture contrastée*. Thèse 3^{ème} Cycle, Université d'Orléans, 264 p.
- Cosandey C., Allée Ph., 1992. Conséquences d'une coupe forestière sur les crues et sur l'érosion des versants. *Actes des Rencontres Hydrologiques Franco-Roumaines* (septembre 1991), Programme Hydrologique International, Édit. UNESCO : 237-248.
- Cosandey C., 1993. Conséquences hydrologiques d'une coupe forestière. Le cas du bassin de la Latte (Mont-Lozère, France). *In : L'eau, la terre et les hommes, hommage à René Frécaut*, Presses Universitaires de Nancy : 355-363.
- Durand P., 1989. *Biogéochimie comparée de trois écosystèmes (pelouse, hêtraie, pessière) de moyenne montagne granitique (Mont-Lozère, France)*. Thèse de l'Université d'Orléans, 186 p.
- Lavabre J., Martin C., Didon-Lescot J.F., 1999. *Appréciation de l'impact des coupes forestières sur l'hydrologie et l'érosion des sols. Cas de la forêt d'Altefage (commune de Pont-de-Montvert – 48)*. Rapport à la DDAF de la Lozère, Édit. Cemagref, Aix-en-Provence, 30 p + annexes.

Miellet Ph., Schmitt V., 1988. *Géographie physique de trois bassins versants du Mont-Lozère. Évolution morphologique, paysages et actions anthropiques*. Mémoire de Maîtrise, Université de Paris I, 162 p. + annexes et photographies.

Trévisan D., 1982. *Pédogenèse et typologie des sols de trois bassins versants du Mont-Lozère*. Mémoire de DEA, Université de Nancy, 84 p.

Vannier C., 1992. *Les modalités de la rétention du soufre dans les sols de deux bassins versants forestiers du Mont-Lozère. Effet de la végétation et de quelques propriétés physico-chimiques des sols*. Thèse de l'Université d'Orléans, 113 p. + annexes.

3 INCENDIE DE FORET ET EROSION HYDRIQUE DANS LES MAURES

L'article présenté ci-après est extrait d'un ouvrage de synthèse qui dresse le bilan des travaux pluridisciplinaires engagés sur le BVRE du Rimbaud (Réal Collobrier) à la suite de l'incendie de forêt de 1990.

MARTIN (C.), en collaboration avec ALLEE (Ph.), 2000 – L'érosion mécanique des sols. *In* MARTIN (C.), LAVABRE (J.) (Ed), *Conséquences d'un incendie de forêt dans le bassin versant du Rimbaud (massif des Maures, France)*. Etudes, gestion des milieux aquatiques, 16, Cemagref éditions, 170 p.

L'érosion mécanique des sols

C. MARTIN *

avec la collaboration de Ph. ALLÉE **

* UMR 5651 "ESPACE" du CNRS, Département de Géographie, Université de Nice - Sophia-Antipolis, 98 Boulevard Edouard Herriot, BP 3209, 06204 Nice Cedex 3.

** UMR 6042 (Clermont-Ferrand) et Université de Limoges, Département de Géographie, 39 Rue Camille Guérin, 87036 Limoges Cedex.

1. Introduction

Les recherches sur l'érosion mécanique des sols après incendie de forêt ont été menées à deux échelles spatiales complémentaires : celle de la parcelle expérimentale et celle du bassin versant. Les mesures conduites sur le bassin versant du Rimbaud ont été complétées par des observations sur d'autres bassins versants incendiés du massif des Maures.

2. Les mesures de l'érosion mécanique sur parcelle expérimentale

2.1 Caractéristiques de la parcelle

La parcelle de mesure de l'érosion des sols mise en place sur le bassin versant du Rimbaud, a la forme d'un parallélogramme. Elle est délimitée par une double rangée de tôles enfoncées d'une quinzaine de centimètres, dont la disposition empêche le passage des eaux. Le champ expérimental est exposé au nord. Il recoupe en biais la direction des structures planaires des gneiss, qui sont affectés d'un fort pendage vers le NO. La parcelle présente une superficie de 75,2 m² pour une longueur de 12 m. La pente avoisine 19 % (= 100 × tangente α ; avec $\alpha = 11^\circ$). La parcelle est reliée par une gouttière à une batterie de deux cuves réceptrices, d'une contenance de 1200 et 1000 litres, dont la première sert de partiteur au 1/9. Le dispositif est complété par un pluviographe.

Après chaque épisode pluvieux, nous avons mesuré le volume d'eau ruisselé dans les cuves, récupéré les sédiments déposés au fond, et prélevé des échantillons d'eau pour connaître la composition chimique des eaux et leur teneur en suspensions (voir *infra* pour la méthode de dosage des suspensions). Sur l'ensemble de la période étudiée, les particules en suspension au moment des prélèvements représentent moins de 2 % des transports solides totaux. Un mélange de tous les prélèvements effectués a fait l'objet d'une analyse granulométrique. En revanche, leurs caractères chimiques ont été assimilés à ceux des dépôts dans la cuve aval.

Le couvert végétal (bruyères arborescentes, arbousiers, jeunes pins maritimes) a subi un feu intense qui n'a rien laissé subsister. La revégétalisation de la parcelle, essentiellement à base de pins, s'est révélée beaucoup plus lente que sur l'ensemble du bassin versant (taux de recouvrement par la reprise d'un arbousier et la pousse de jeunes pins : < 2 % en août 91 ; < 5 % en août 1992 – sans développement herbeux). Elle n'a pris un réel développement qu'au début de la troisième année après le feu (taux de recouvrement par les arbustes : > 20 % en août 1993 ; > 50 % en août 1994 – avec en outre quelques plages de graminées dans la partie aval de la parcelle).

Le sol de la parcelle appartient à la classe des rankers. Son épaisseur moyenne est d'une vingtaine de centimètres. Le tableau 36 indique la composition granulométrique de l'horizon A₁₂ (4 échantillons ont été analysés entre 1990 et 1993, chacun mélangeant trois prélèvements effectués entre 5 et 15 cm de profondeur). La perméabilité du sol est très forte : K1 de Hénin > 3 cm/h (Martin C., 1986). Différents indices – Is de Hénin S. et Monnier G. (1956), K de

Wischmeier W.H. et Smith D.D. (1960), K de Dumas J. (1965) – rendent compte de la faible érodibilité des sols (Martin C., 1986).

Cx	Gr	Tf	Analyses de la terre fine							
			SG	SM	SF	LG	LF	A	MO	Eau
15,6	30,4	54,0	22,5	20,6	29,1	5,5	11,3	11,1	5,0	1,8

Les données sont exprimées en % du poids du matériel séché à l'air. Cx : cailloux (> 2 cm). Gr : graviers (0,2 à 2 cm). Tf : terre fine (< 2 mm). SG : sables grossiers (0,5 - 2 mm). SM : sables moyens (0,2 - 0,5 mm). SF : sables fins (0,05 - 0,2 mm). LG : limons grossiers (20 - 50 µm). LF : limons fins (2 - 20 µm). Argile : < 2 µm. MO : matière organique (carbone Anne x 1,72). Eau 105 : eau à 105°C.

Tableau 36 : Caractères physiques des sols de la parcelle expérimentale incendiée.

2.2 Les pertes de terre

Les pertes solides mensuelles et annuelles sont portées dans le tableau 37. Les taux d'érosion annuels atteignent 883 t/km² en 1990-91, 1634 t/km² en 1991-92, 835 t/km² en 1992-93. L'accentuation de l'érosion par la mise à nu du sol (Swanson F.J., 1981 ; Wells W.G., 1981 ; Inbar M. *et al.*, 1997, *etc.*) apparaît d'autant plus considérable que les exportations solides sont pratiquement nulles sous couvert végétal (Martin C., 1975). Par suite de l'accélération de la revégétalisation, les pertes sont tombées à 31 t/km² en 1993-94. Ce résultat est conforme aux observations de Dieckmann H. *et al.* (1992) en Sardaigne, qui indiquent qu'un taux de couverture de 30 % diminue de 90 % les exportations solides sur des pentes inférieures à 58 %.

1990-91	Sep.	Oct.	Nov.	Déc.	Jan.	Fév.	Mar	Avril	Mai	Juin	Juil.	Août	Anné
P (mm)	39	186	114	121	10	27	152	74	53	37	7	5	824
i.M (mm/h)	6	8	7	7	1,5	1,9	6	3,1	3,4	3,9	14	3,4	
i.Q3	20	19	12	20	1,5	3,7	12	4,6	6	20	22	4,3	
i.6' (mm/h)	44	77	60	42	4,5	22	65	12	12	55	28	5	
R (mm)	0,1	27	20	12	0	0,2	6	1,0	3,4	3,9	0	0	74
E (kg)	0	41,8	5,3	7,7	0	0	8,3	0	0,4	2,9	0	0	66,4
1991-92	Sep.	Oct.	Nov.	Déc.	Jan.	Fév.	Mar	Avril	Mai	Juin	Juil.	Août	Anné
P (mm)	118	154	70	1,3	71	43	58	40	39	126	19	26	766
i.M (mm/h)	10	9	7	1,4	3,6	1,8	1,9	5,5	4,7	9	7,5	81	
i.Q3	25	26	11	2,2	5	3,7	3,8	9	8	31	25	102	
i.6' (mm/h)	57	97	39	2,9	11	9	11	24	34	74	34	102	
R (mm)	22	41	9	0	0,04	0	2,6	7	6	39	7	12	145
E (kg)	22,3	63,4	3,6	0	0	0	0,3	1,2	2,3	19,7	1,1	9,0	122,9
1992-93	Sep.	Oct.	Nov.	Déc.	Jan.	Fév.	Mar	Avril	Mai	Juin	Juil.	Août	Anné
P (mm)	104	>17	<13	47	4,5	51	59	242	72	15	0,8	17	921
i.M (mm/h)	70												
i.Q3	85												
i.6' (mm/h)	144												
R (mm)	83	> 46	< 23	3,5	0	0,1	0,3	50	14	2,4	0	0,8	223
E (kg)	56,7	>4,7	<0,8	0	0	0	0	0,4	0,2	0	0	0	62,8
1993-94	Sep.	Oct.	Nov.	Déc.	Jan.	Fév.	Mar	Avril	Mai	Juin	Juil.	Août	Anné
P (mm)	128	237	63	47	174	149	21	42	69	64	2	15	1011
R (mm)	30	19	1,3	0,1	9	1,8	0,2	0	6	20	0	2,9	91
E (kg)	1,1						1,2						2,3

P : précipitations. i.M : médiane des intensités momentanées de la pluie. i.Q3 : troisième quartile des intensités momentanées de la pluie. i.6' : intensité maximale de la pluie en 6 minutes. R : ruissellement. E : érosion.

Tableau 37 : Pertes solides de la parcelle expérimentale incendiée.

Les exportations de matériaux sont concentrées sur quelques mois : octobre 1990, octobre 1991 et septembre 1992 fournissent 63,6 % des pertes totales de la parcelle entre septembre 1990 et août 1994. Même au cours de chaque année, les valeurs mensuelles ne sont liées de façon étroite ni avec l'abondance des précipitations, ni avec celle du ruissellement.

2.3 Analyses des matériaux exportés

Les caractères physico-chimiques des sédiments récupérés dans les cuves ont fait l'objet d'analyses permettant d'établir les valeurs moyennes annuelles (Tab. 38 et 39). La terre fine est séparée à sec à l'aide d'une passoire à trous ronds de 2 mm. Les débris organiques > 2 mm sont extraits par lavage.

La granulométrie des sables est effectuée à sec après destruction de la matière organique à l'eau oxygénée et séparation des éléments < 50 µm par voie humide. Les fractions fines sont déterminées par sédigraphie. Des dosages témoins du carbone total par pyrolyse ont donné des résultats très voisins de ceux du carbone organique par la méthode Anne.

Sur la période 1990-1993, les matériaux minéraux représentent 87 % des transports solides. Le taux de matière organique est de 11 %. Le reste correspond à l'eau d'imbibition.

	1990-91		1991-92		1992-93		1990-93	
	1 (11)	2	1 (13)	2	1 (5)	2	1	2
MO > 2 mm	4,4	3,6	1,9	1,7	2,3	3,2	2,7	2,6
Min. > 2 mm	12,8	16,6	22,2	23,7	22,4	18,8	19,8	20,6
SG	15,1	17,5	15,2	17,3	12,5	12,8	14,5	16,2
SM	11,4	11,4	11,2	10,7	9,8	11,7	10,9	11,1
SF	16,6	14,7	14,9	16,0	19,0	19,5	16,4	16,5
LG	5,3	5,3	5,7	4,2	4,8	4,6	5,4	4,6
LF	14,8	13,2	12,3	11,0	11,5	11,7	12,8	11,8
A	10,3	7,6	8,7	7,3	9,5	9,7	9,3	8,0
MO < 2 mm	9,0	10,2	7,8	8,0	8,4	8,1	8,3	8,6

Les données sont exprimées en % du poids du matériel séché à l'air. 1 : moyennes des analyses des sédiments récupérés dans les cuves et des éléments restés en suspension, avec pondération par les quantités de matériaux correspondantes (entre parenthèses : nombre de prélèvements dans la cuve amont). 2 : valeurs obtenues en partant d'un échantillon représentatif des dépôts annuels dans la cuve amont. MO : matière organique. Min. : matériaux minéraux. SG : sables grossiers (0,5 - 2 mm). SM : sables moyens (0,2 - 0,5 mm). SF : sables fins (0,05 - 0,2 mm). LG : limons grossiers (20 - 50 µm). LF : limons fins (2 - 20 µm). A : argile (< 2 µm). * : valeurs estimées.

Tableau 38 : Caractères physiques des pertes solides de la parcelle expérimentale incendiée.

	1990-91		1991-92		1992-93		1990-93	
	1 (11)	2	1 (13)	2	1 (5)	2	1	2
pH (eau)	6,79	6,66	5,41	5,39	5,07	5,03	5,64	5,59
Comp. Ads. :								
Ca ²⁺	31,34	29,57	15,19	14,08	9,96	9,67	18,49	17,39
Mg ²⁺	3,62	3,63	1,82	1,66	1,25	1,24	2,19	2,12
K ⁺	1,37	1,33	0,68	0,65	0,57	0,57	0,85	0,82
Na ⁺	0,24	0,22	0,21	0,13	0,12	0,12	0,20	0,15
S	36,57	34,75	17,90	16,52	11,90	11,60	21,73	20,41
CEC	31,38	30,10	24,44	22,87	22,12	21,56	25,84	24,60
C %	8,22	9,72	7,56	7,79	6,93	6,86	7,59	8,11
N %	0,51	0,49	0,32	0,35	0,30	0,29	0,37	0,375
Eau 105 °C		3,27	2,70	2,70	2,73	2,57		2,83
PF %		16,37	13,98	14,34	14,74	14,09		14,85

Les données sont exprimées pour du matériel séché à l'air. 1 : moyennes des analyses des sédiments récupérés dans les cuves, avec pondération par les quantités de matériaux correspondantes (les éléments restés en suspension ont été comptabilisés avec les sédiments de la cuve aval – entre parenthèses : nombre de prélèvements dans la cuve amont). 2 : valeurs obtenues en partant d'un échantillon représentatif des dépôts annuels dans la cuve amont. Comp. Ads. : complexe adsorbant. S : somme des cations basiques échangeables. CEC : capacité d'échange cationique (Metson). C : carbone organique (Anne). N : azote total (Kjeldhal). PF : perte au feu entre 105 et 1 100 °C.

Tableau 39 : Caractères chimiques de la terre fine (< 2 mm) des pertes solides de la parcelle expérimentale incendiée.

Les éléments minéraux supérieurs à 2 mm sont beaucoup moins abondants dans les sédiments que dans les sols (23 % des matériaux sans la matière organique dans les sédiments, contre 47 % dans les sols). Le refus à 2 mm est essentiellement constitué de petits graviers. La présence de cailloux est exceptionnelle. Les éléments supérieurs à 2 mm ont cependant été beaucoup plus abondants qu'ils ne l'avaient été sur une parcelle défrichée manuellement exploitée dans le même secteur de septembre 1976 à août 1980 (Martin C., 1986, 1989). La teneur en éléments grossiers n'avait pas alors atteint 0,5 %.

La comparaison des compositions granulométriques de la terre fine des sols et des sédiments met en évidence des phénomènes d'entraînement sélectif (Tab. 40). Les limons sont particulièrement sensibles à l'érosion. Les argiles le sont un peu moins. Il ne faut pas incriminer les effets du feu, puisque les observations réalisées antérieurement sur parcelle défrichée manuellement avaient conduit à la même conclusion. Les sables grossiers sont plus facilement entraînés que les sables fins et moyens. Cela rejoint également les résultats antérieurs.

	SG	SM	SF	LG	LF	A
Sols	22,5	20,6	29,1	5,5	11,3	11,1
Pertes	20,9	15,7	23,7	7,8	18,5	13,4
PS / S	0,93	0,76	0,81	1,42	1,64	1,21

Les teneurs sont exprimées en % du poids du matériel séché à l'air. PS : pertes solides. S : sols. SG : sables grossiers (0,5 - 2 mm). SM : sables moyens (0,2 - 0,5 mm). SF : sables fins (0,05 - 0,2 mm). LG : limons grossiers (20 - 50 µm). LF : limons fins (2 - 20 µm). A : argile (< 2 µm).

Tableau 40 : Composition granulométrique de la terre fine (< 2 mm) des sols et des pertes solides de la parcelle expérimentale incendiée (1990-1993).

Sur le plan chimique, les caractères des sédiments sont influencés par les conséquences de l'incendie. Les pH élevés et les très fortes teneurs en cations échangeables au cours de la première année après le feu en témoignent. Certes, l'érosion touche d'abord la partie superficielle des sols enrichie par les cycles biogéochimiques (horizon A₁₁), mais de telles valeurs n'avaient pas été obtenues lors de l'exploitation de la parcelle en terrain défriché (Martin C., 1986). Au cours des années suivantes, du fait de l'entraînement sélectif de la matière organique et des particules fines, les sédiments continuent à être beaucoup plus riches en carbone organique et en éléments nutritifs que l'horizon A₁₂ des sols (Tab. 41). La terre fine des sédiments présente cependant des taux de carbone inférieurs aux valeurs trouvées antérieurement sur parcelle défrichée (> 9 %).

	pH	Complexe adsorbant (méq/100 g)						C %	N %
		Ca ²⁺	Mg ²⁺	K ⁺	Na ⁺	S	CEC		
Sep.	5,13	3,07	0,67	0,33	0,11	4,18	12,60	2,98	0,12
Sep.	5,47	3,78	0,84	0,29	0,07	4,98	10,96	2,61	0,09
Sep.	5,34	4,18	0,86	0,25	0,08	5,37	11,62	2,97	0,11
Sep.	5,54	3,24	0,71	0,34	0,08	4,37	11,34	2,68	0,12

Sep. : septembre. S : somme des cations basiques échangeables. CEC : capacité d'échange cationique (Metson). C : carbone organique (Anne). N : azote total (Kjeldhal).

Tableau 41 : Caractères chimiques de la terre fine des sols (horizon A₁₂) de la parcelle expérimentale incendiée.

2.4 Agressivité des pluies

Les recherches menées sur une parcelle du même type, mais défrichée manuellement, qui avait été exploitée à quelques mètres de distance dans les années 1976-1980, avait permis de mettre au point un indice empirique d'agressivité pluviométrique mensuel, mieux adapté dans le massif des Maures que l'indice R de Wischmeier (Wischmeier W.H., 1959 ; Martin C., 1986, 1990) :

$$IAPm = A \times F / 100$$

avec :

$$A = (P - 0,3 \text{ ETP}) \times \log (0,95 \text{ i.M} + 0,05 \text{ i.Q3})$$

où ETP (mm) est l'évapotranspiration potentielle selon la formule de Turc ; P les précipitations mensuelles (mm) ; i.M (mm/h), la médiane des intensités momentanées de la pluie (en tenant compte du volume des précipitations) ; i.Q3 (mm/h) le troisième quartile des intensités momentanées de la pluie ; le terme A est représentatif de l'abondance de l'écoulement lorsque les roches altérées ne sont pas saturées en eau ; sa valeur est limitée à la hauteur d'eau précipitée mensuelle (mm) ;

et :

$$F = [(0,89 \times \log (0,7 \text{ i.M} + 0,2 \text{ i.Q3} + 0,1 \text{ i.5'}) + 1,214] \times (0,9 \text{ i.Q3} + 0,1 \text{ i.5'})$$

où i.5' (mm/h) est l'intensité maximale sur 5 minutes consécutives ; le terme F est représentatif de la violence de l'action érosive développée par les gouttes de pluie.

Jusqu'en 1989, le *Cemagref* utilisait des pluviographes à enregistrement sur papier (une heure = 1 cm). Ils ont été remplacés par des appareils à stockage informatique des données. Celles-ci sont enregistrées au pas de temps d'une minute. Le dépouillement est donc beaucoup plus précis qu'auparavant. Afin d'obtenir des valeurs comparables aux anciennes séries, nous avons modifié le calcul de l'indice IAPm de la manière suivante à partir de la mise en place des appareils informatisés : détermination de i.M et i.Q3 en traitant les données au pas de temps de 6

minutes, et remplacement de i.5' par i.6' établie en utilisant les données au pas de temps de 3 minutes.

Pour le calcul de l'ETP Turc, nous utilisons les données recueillies à proximité du terrain d'étude : les températures à la station de Lambert et la durée d'insolation à Collobrières. Les données manquantes sont reconstituées grâce à des régressions avec d'autres stations voisines. Les intensités caractéristiques sur la parcelle sont estimées à partir des mesures au pluviographe *Cemagref* du bassin du Rimbaud :

$$i \text{ parcelle} = i. \text{ Rimbaud} \times (P \text{ parcelle} / P \text{ Rimbaud}).$$

Les données disponibles sur la période des mesures de l'érosion après incendie sont regroupées dans le tableau 42 (Béguin É., 1993). À partir d'octobre 1992, la revégétalisation plus poussée de la parcelle enlève de l'intérêt à l'indice IAPm.

	Sep.	Oct.	Nov.	Déc.	Jan.	Fév.	Mars	Avril	Mai	Juin	Juil.	Août
1990-91	2	92	34	51	0,01	0,6	41	2,4	1,4	0	0	0
1991-92	60	109	16	0	3,8	0,6	0,9	2,2	0,7	78	0	0
1992-93	277											

Tableau 42 : Indice IAPm à la parcelle expérimentale incendiée (septembre 1990 - septembre 1992).

Les valeurs obtenues en octobre 1990 (109), octobre 1991 (92) et septembre 1992 (277) sont parmi les plus fortes enregistrées dans le bassin versant du Rimbaud depuis la mise en service du pluviographe *Cemagref* en 1966. De février 1966 à août 1989, l'indice d'agressivité pluviométrique mensuel à cet appareil n'a dépassé 100 qu'à 12 reprises, et 200 que 4 fois. Septembre 1992 (IAPm = 268 au pluviographe du Rimbaud) arrive en troisième position, derrière septembre 1968 (633) et octobre 1973 (272). Ce sont les mois de septembre et octobre qui présentent le plus grand nombre de valeurs très élevées.

De septembre 1990 à août 1992, les pertes de terre mensuelles sont liées à l'indice IAPm par une relation assez forte (Fig. 45). En dépit des effets de la revégétalisation, le coefficient de corrélation linéaire s'établit à + 0,910. L'équation de la droite de régression (Érosion t/km² = 5,57 IAPm - 10) est assez proche de celle que nous avons trouvée sur la parcelle défrichée manuellement entre octobre 1976 et juillet 1980 (Érosion t/km² = 5,48 IAPm - 35 ; r : + 0,946) (Martin C., 1990).

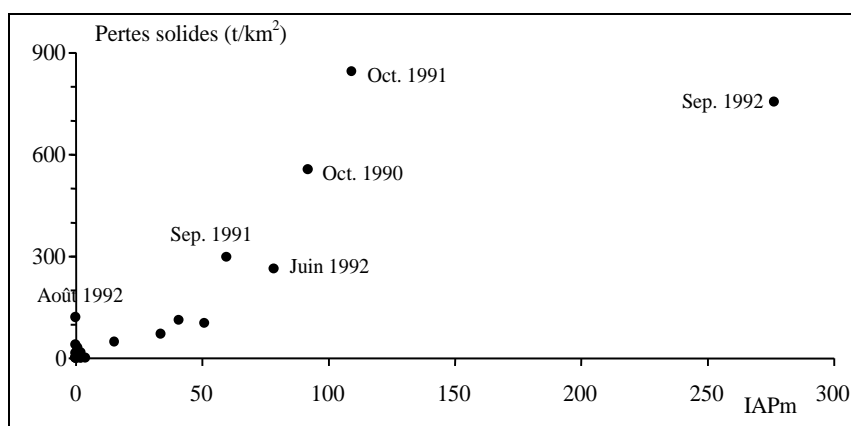


Figure 45 : Relation entre les pertes solides mensuelles et IAPm à la parcelle expérimentale incendiée (septembre 1990 - septembre 1992).

Pour les faibles valeurs de IAPm, l'érosion apparaît souvent relativement forte. De ce fait, la relation entre les deux variables prend une forme curvi-linéaire qu'elle n'avait pas aussi nettement sur la période 1976-1980. Plusieurs mois ont même connu des pertes sensibles, alors que la modestie des précipitations leur donnait un IAPm nul : juin 1991 (2,9 kg), juillet 1992 (1,1 kg) et surtout août 1992 (9,0 kg). Au cours de ces mois d'été, les précipitations ont engendré un ruissellement que le paramètre A de l'indice n'a pas traduit. Faut-il voir en cela une conséquence de l'incendie, lequel a provoqué une diminution de la porosité de la partie superficielle du sol (Giovannini G. *et al.*, 1988 ; Soler M. *et al.*, 1994), voire la formation d'un niveau hydrophobe (De Bano L.F., 1970) ? En fait, il semble qu'il faille surtout invoquer l'intensité des pluies (le troisième quartile des intensités momentanées s'est élevé à 19,7 mm/h en juin 1991 ; 25,4 mm/h en juillet 1992 ; 101,7 mm/h en août 1992). Les mois d'été peu pluvieux de la période 1976-1980 n'avaient pas enregistré de telles intensités. Dans sa configuration actuelle, l'indice IAPm n'est donc pas bien adapté à ces situations. Pour le rendre plus performant, il suffirait d'ajouter au paramètre A, un paramètre A' traduisant les ruissellements liés aux averses les plus intenses, celles d'intensité supérieure à l'indice K1 de Hénin par exemple.

Septembre 1992 s'écarte nettement de l'alignement des autres points : l'érosion est relativement faible par rapport à l'indice IAPm. Certes, la végétation a continué de se développer et le pavage de la parcelle s'est accentué. Les pertes de terre mesurées en juin 1992 (Fig. 45) pourraient d'ailleurs avoir été influencées par ces évolutions. Mais il faut aussi prendre en compte la violence des précipitations (i.M : 70 mm/h), lesquelles se sont abattues en grande partie au cours de l'épisode du 27 septembre (77 mm, avec une intensité en 30' supérieure à 72 mm/h et une intensité en 10' proche de 130 mm/h). En effet, lorsque les précipitations sont très violentes, la lame d'eau à la surface du sol peut devenir suffisamment épaisse pour protéger celui-ci de l'impact des gouttes de pluie (Martin C., 1975, 1986, 1990). Le coefficient de ruissellement relevé lors de l'épisode du 27 septembre (95 %) oblige cependant à envisager la possibilité de problèmes d'ordre technique :

- soit une surestimation du ruissellement, lié à un mauvais fonctionnement du partiteur entre les cuves réceptrices (colmatage de certaines ouvertures ?) ;
- soit une sous-estimation des précipitations, fréquente avec les pluviographes lorsque les pluies sont très violentes (le débordement du seau n'a pas permis de vérifier la mesure).

Dans le premier cas, l'incident aurait eu pour effet une erreur par excès sur la quantification des apports de sédiments, et dans le second cas, l'indice IAPm serait sous-évalué. La position de septembre 1992 sur la figure 45 met donc bien en évidence un fonctionnement particulier de la parcelle sous des précipitations abondantes et très intenses.

Dans la configuration actuelle de l'indice, et dans l'attente de modifications éventuelles qui permettraient de le concilier avec les comportements mis en évidence en août et en septembre 1992, les pertes de terre mensuelles de la parcelle sur la période septembre 1990 - juillet 1992, sont liées aux valeurs d'IAPm par une équation polynomiale d'ordre 2 :

$$\text{Érosion (t/km}^2\text{)} = 11,43 - 1,429 \text{ IAPm} + 0,079 \text{ IAPm}^2$$

3. Les phénomènes d'érosion à l'échelle du bassin versant

Sur le terrain d'étude, les crues sont responsables de la totalité des exportations solides. Sur ce plan, l'incendie a nettement modifié le fonctionnement du bassin versant (voir chapitres III et IV). Les débits en pointe de crue ont dépassé 5,5 m³/s à trois reprises ; et le débit maximal a avoisiné 8 m³/s, le 9 décembre 1990. Les montées de crue demandaient souvent moins de cinq minutes et les décrues étaient elles-mêmes rapides. En 1991-92, les précipitations n'ont déclenché aucun épisode spectaculaire. En revanche, plusieurs crues très violentes se sont encore produites en 1992-93 (7,7 m³/s en septembre ; 3,5 m³/s en octobre ; 4,3 m³/s en novembre).

Les recherches sur l'érosion ont été conduites selon deux approches :

- D'une part, nous avons observé les formes d'érosion et d'accumulation sur les versants ainsi que les dépôts dans les thalwegs (Béguin É., 1992 ; Béguin É., 1993 ; Martin C. *et al.*, 1992).
- D'autre part, nous avons mesuré les transports solides à l'exutoire du bassin versant.

3.1 Les formes d'érosion et d'accumulation en 1990-91

Les observations se placent à la fin d'une année assez pluvieuse (955 mm sur le bassin, contre 1163 mm en moyenne sur 23 ans), avec une forte concentration des précipitations d'octobre à décembre (502 mm). Les intensités de la pluie n'ont pas été exceptionnelles. Cependant les valeurs maximales ont atteint 79 mm/h en 5', 35 mm/h en 30' et 29 mm/h en une heure.

Sur les versants, l'érosion s'est surtout exercée par saltation (splash) et ruissellement diffus. Elle a provoqué le déchaussement partiel des graviers et cailloux, et l'organisation d'un début de pavage.

Le ruissellement superficiel n'a engendré aucun ravinement important. Certes, les traces d'érosion et les dépôts indiquent que les axes de drainage élémentaires préexistants ont fonctionné en ravines. Mais le ruissellement concentré se faisant presque partout sur roche, l'érosion linéaire est restée bloquée. À l'extrémité supérieure des vallons, se trouvent des dépressions souvent encombrées de stocks colluviaux. Les écoulements y étaient intermittents et faibles sous couvert végétal. Après le feu, elles ont subi quelques petites incisions, sans sapement des berges.

Sur les sols peu épais, très caillouteux et à texture sableuse du bassin versant du Rimbaud, l'érosion n'a produit que des microformes : des amorces de rigoles de quelques mm à quelques cm de profondeur pour une largeur de quelques cm. Ces griffures superficielles sont localisées sur des versants à pente moyenne ou forte (> 16 %). La nature du couvert végétal avant l'incendie ne semble pas influencer l'intensité du phénomène. Toutefois la présence d'un tapis d'aiguilles de pin tombées après l'incendie peut jouer localement un rôle protecteur, en entravant la concentration du ruissellement.

De nombreuses petites incisions ont pour origine les points de déversement des eaux drainées par une piste forestière, parallèle aux courbes de niveau, située à mi-pente des versants. Certaines zones rocheuses jouent un rôle similaire. Enfin, les trous laissés dans le sol par la combustion des souches, en provoquant le soutirage d'écoulements subsuperficiels lors des pluies abondantes, déterminent aussi des amorces de ruissellement superficiel concentré.

Les rigoles sont souvent discontinues. Elles sont associées à de petits dépôts, épais de quelques mm à quelques cm, qui se distinguent des sols par leur couleur foncée due à la présence de cendres et de charbon de bois. Leur formation résulte d'une diminution locale de la compétence des écoulements superficiels, en relation avec les conditions microtopographiques (petit replat) ou la présence d'un barrage constitué d'un caillou ou de débris végétaux.

Dans la partie moyenne du bassin versant, les ruisseaux coulent sur roche et les thalwegs ont une pente longitudinale forte (> 12 %). Entaille des lits et accumulation de sédiments sont ici impossibles. Il s'agit d'une zone de transfert.

Dans la partie aval du réseau hydrographique, les thalwegs sont beaucoup moins pentus (< 4 %). Les ruisseaux ont un lit bien marqué, large de 2 à 4 m, et profond de 2 m environ. Les thalwegs présentent un début d'organisation (lit mineur et épaulement de lit majeur). Les écoulements se font généralement sur un pavage constitué d'éléments caillouteux (5 à 20 cm de longueur) disposés en tuiles. Les premières crues après l'incendie ont provoqué une très légère déstabilisation du pavage et le dépôt de matériaux sablo-graveleux dans les zones les plus planes. Il ne s'est produit aucun sapement des berges.

Dès l'été 1991, la reprise végétale assurait localement une protection efficace contre l'érosion, le plus souvent grâce à la constitution d'un couvert de graminées (taux de couverture par les arbustes : 15 % – voir chapitre III). L'intensité de la revégétalisation était cependant très hétérogène. Elle était maximale dans les secteurs où la végétation était peu développée avant l'incendie (ce qui a déterminé une moindre intensité du feu – en particulier dans les endroits où les sols sont peu épais) et/ou les phénomènes d'érosion postérieurs ont été les moins efficaces (versants à pente faible, zones où l'abondance des chicots de gneiss gêne le ruissellement superficiel).

3.2 Les travaux de l'ONF sur le bassin versant

À la fin du mois de septembre 1991, l'ONF a procédé, dans la partie aval du bassin versant, au traitement d'une dizaine d'hectares de terrain incendié. Un bulldozer a raboté les versants, pour ne plus laisser que le sol à nu. Les arbres morts, des blocs rocheux, mais aussi de la terre ont été déversés dans le lit des ruisseaux.

Ces travaux ont créé des conditions extrêmement favorables à l'érosion, du fait de la diminution de la perméabilité des sols par tassage, de la destruction de leur structure en surface, et de l'élimination de tous les éléments pouvant faire obstacle au ruissellement. L'activité érosive, favorisée par des pentes assez fortes (souvent supérieures à 18 %), a rapidement provoqué la formation de nombreuses rigoles sur les versants traités (2 à 4 par unité de largeur de 5 m). À la mi-novembre, ces incisions atteignaient jusqu'à 20 cm de profondeur, alors que celles observées sur le reste du bassin versant n'excédaient pas 6 cm. Les observations permettent d'estimer à plus de 50 m³/ha les pertes de matériaux sous l'effet du ruissellement concentré, entre septembre et novembre 1991. Sur les pentes les plus fortes (36 %), l'ablation a dépassé 300 m³/ha.

À la mi-novembre, l'ONF a procédé à un sous-solage (selon les courbes de niveau) dans les zones préalablement parcourues par le bulldozer. Au cours des mois suivants, les arbres morts et la végétation en cours de régénération ont été détruits (sauf les chênes lièges) sur plus de la moitié des surfaces incendiées, soit à la tronçonneuse, soit en utilisant des engins mécaniques. Les conditions de l'érosion ont donc une nouvelle fois changé. Toutefois la grande sécheresse qui a suivi ces travaux, n'a pas permis qu'ils aient des conséquences sur le plan de l'érosion. Le taux de recouvrement par les arbustes avoisinait 35 % en août 1992 et 45-50 % en août 1993.

3.3 Les pertes solides du bassin versant

Les transports solides à l'exutoire du bassin versant ont été mesurés grâce à un préleveur automatique d'échantillons fonctionnant à un pas de temps de 30' pendant les crues. La prise d'eau se trouvait sur le bord du déversoir triangulaire de la station limnigraphique, à 30 cm au-dessus de la pointe du V. Une cascade située juste en amont du limnigraphe assure une bonne homogénéisation des eaux. À ces prélèvements automatiques, nous avons ajouté des prélèvements manuels lors des passages sur le terrain.

Les échantillons d'eau ont été traités :

- soit par décantation dans le flacon, vidange presque totale et séchage à 40 °C,
- soit, pour les échantillons les moins chargés, par filtration sur membrane.

Avant pesée, les culots de flacon comme les membranes étaient passés au dessiccateur.

Le seuil du limnigraphe, susceptible de constituer un petit piège à sédiments (< 10 m³), a été vidé immédiatement après l'incendie. Nous en avons retiré 7,5 m³ environ de galets et de blocs associés à des graviers et des sables grossiers. Ce dépôt représentait l'essentiel de l'érosion de matériaux minéraux depuis la mise en place du limnigraphe en 1966. En effet, les observations sur la période 1976-1980, ont permis de constater l'extrême modestie des exportations en suspension de ce bassin versant sous couvert végétal (Martin C. *et al.*, 1993). Les éléments

emportés consistaient alors essentiellement en débris organiques, dont l'origine était vraisemblablement la proximité immédiate des thalwegs.

Le seuil a encore été curé au début de l'année 1991-92. C'est une crue qui a assuré sa vidange en septembre 1992.

Les fluctuations rapides du ruisseau du Rimbaud après l'incendie, ainsi que les problèmes de fonctionnement du préleveur dus à la présence de gros charbons de bois, ont parfois altéré la qualité du suivi. Certaines concentrations en pointe de crue ont été extrapolées. La concentration maximale mesurée a été de 29,9 g/l le 9 décembre 1990, pour un débit de 5,15 m³/s. La relation entre la concentration et le débit (corrélation bi ou semi-logarithmique) a été étudiée pour chaque phase de récession et pour chaque montée de crue. Les équations établies ont permis de calculer les transports solides en considérant tous les points de l'hydrogramme utilisés pour déterminer l'écoulement.

Le tableau 43 regroupe les valeurs mensuelles et annuelles des transports solides au niveau du déversoir de la station limnigraphique.

Les exportations mesurées indiquent des taux d'érosion spécifique annuels de 569 t/km² en 1990-91, 66 t/km² en 1991-92, et 76 t/km² en 1992-93. Les dépôts dans le seuil correspondent à une érosion supplémentaire d'une dizaine de t/km² en 1990-91 et 1991-92. En 1992-93, la diminution du stock de sédiments dans le seuil entre le début et la fin de l'année, oblige à minorer le taux d'érosion de 3 t/km² environ.

Par rapport au fonctionnement avant incendie, la destruction du couvert végétal a bien sûr provoqué une augmentation considérable des pertes solides immédiatement après le feu (Ramade F., 1987 ; Vega J.A. et Diaz-Ferros F., 1987 ; Brown A.G., 1990).

La relation entre les exportations solides du bassin versant et celles de la parcelle expérimentale est extrêmement lâche (Fig. 46). Cela résulte en partie de la différence de longueur des surfaces soumises à l'érosion. En effet, la parcelle est très sensible aux fortes intensités, même (voire surtout) lorsque les averses sont brèves ; alors que le bassin versant subit une érosion d'autant plus forte que les épisodes pluvieux durent suffisamment longtemps pour que les écoulements de surface se concentrent sur les versants et rejoignent les thalwegs. Les conséquences du changement d'échelle sont particulièrement sensibles en octobre 1990 (érosion de 556 t/km² sur la parcelle et de 120 t/km² sur le bassin versant – pour une succession de très nombreuses petites averses) et en décembre 1990 (érosion de 102 t/km² sur la parcelle et de 368 t/km² sur le bassin versant – avec près de 80 mm de pluie en une très grosse averse le 9 décembre). Il faut en outre tenir compte de l'hétérogénéité de la revégétalisation : en 1991-92 et 1992-93, en dépit des travaux de l'ONF, la parcelle expérimentale était beaucoup moins bien protégée par le couvert végétal que le reste du bassin versant. De ce fait, l'effet d'échelle a joué de façon encore plus spectaculaire, et les différences entre les taux d'érosion sur bassin et sur parcelle sont devenues considérables.

La relation	Sep.	Oct.	Nov.	Déc.	Jan.	Fév.	Mar	Avril	Mai	Juin	Juil.	Août	Anné
P (mm)	41	231	133	138	14	33	156	96	63,5	38	7	6	955
L (mm)	0	83	88	137	27	25	138	68	66	9	0,6	0,1	642
PS (t)	0	175	79	537	0	0	30	2,5	6,1	1,5	0	0	831
1991-92	Sep.	Oct.	Nov.	Déc.	Jan.	Fév.	Mar	Avril	Mai	Juin	Juil.	Août	Anné
P (mm)	122	130	60	2	80	48	61	44	41	140	21	36	785
L (mm)	5	86	58	10	36	23	26	58	5	31	10	0,8	349
PS (t)	12	65	14	0	0	0	0	1	0	4	0	0	97
1992-93	Sep.	Oct.	Nov.	Déc.	Jan.	Fév.	Mar	Avril	Mai	Juin	Juil.	Août	Anné
P (mm)	102	221	118	50	6	59	66	264	80	14	8	16	1004
L (mm)	13	129	138	18	13	7	79	190	68	4	0,9	0,1	658
PS (t)	67	4	39	0	0	0	0,4	0,1	0	0	0	0	111

P : précipitations sur le bassin (calculées par le Cemagref à partir des données de tous les postes gérés sur le BVRE du Réal Collobrier, en utilisant la fonction SPLINE 2D – Lavabre J., 1988). L : lame d'eau écoulee. t : tonnes.

Tableau 43 : Pertes solides (PS) du bassin versant du Rimbaud.

La comparaison des dépôts relevés dans les thalwegs en août 1992 et en août 1993 (Béguin É., 1993) met en évidence l'élimination des stocks constitués après l'incendie. Une part importante (plusieurs dizaines de tonnes) des exportations solides réalisées par le bassin versant en 1992-93 provenait de cette évolution. En août 1993, très peu de sédiments restaient dans les thalwegs. Seules subsistaient les accumulations créées par l'ONF. Leur évacuation est rendue pratiquement impossible par leur volume, qui oblige les ruisseaux à emprunter d'autres voies, et par le fait qu'elles sont armées par de nombreux troncs.

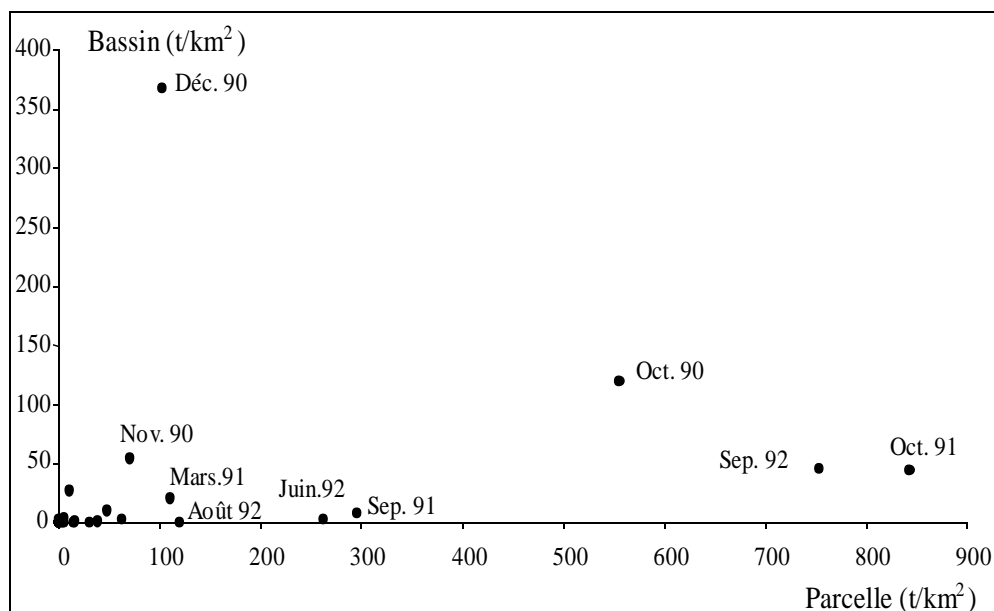


Figure 46 : Relation entre les pertes solides mensuelles du bassin versant du Rimbaud et de la parcelle expérimentale incendiée (septembre 1990 - septembre 1992).

Les crues d'octobre et de novembre 1990, bien qu'elles aient présenté à deux reprises des débits supérieurs à $5,5 \text{ m}^3/\text{s}$ (le 3 octobre et le 25 novembre), ont transporté essentiellement des matériaux peu grossiers (Tab. 44). Le seuil de la station limnigraphique n'était pas rempli à plus de 50 % à la fin de novembre. La crue du 9 décembre 1990 ($7,8 \text{ m}^3/\text{s}$) s'est traduite par une

activité érosive intense et par des transports nettement plus graveleux et même finement caillouteux. Si au cours des mois précédents, l'essentiel de l'écoulement en pointe de crue a certainement été fourni par le ruissellement diffus se produisant sur les versants à la proximité immédiate des thalwegs, la pluie du 9 décembre a provoqué l'apparition de ruissellement concentré, notamment dans la partie amont des drains élémentaires encombrée de matériaux colluviaux.

Ni les dépôts dans le thalweg ni les échantillons mélangeant les sédiments récupérés dans les eaux prélevées par le préleveur automatique ne permettent de se faire une idée très précise de la granulométrie des matériaux exportés. Les résultats obtenus indiquent cependant une exportation sélective des limons, de l'argile et du carbone organique par rapport à la terre fine d'un échantillon représentatif (mélangeant 17 prélèvements) des sols du bassin versant (Tab. 45).

	Dép. fin Nov. 1990	Prél. aut. Sep.-Nov.	Dép. gros. Déc. 1990	Prél. aut. Déc. 1990	Prél. aut. Mars-Mai	Prél. aut. 1991-92
> 2 mm	0,2	0,2	23,5	12,9	1,4	0,0
Terre fine						
SG	2,7	2,0	61,6	21,5	8,6	2,2
SM	32,0	4,8	26,9	22,6	21,2	4,3
SF	52,6	18,2	8,5	23,4	23,3	10,6
LG	3,1	10,0	0,9	6,4	8,8	8,4
LF	5,4	40,0	1,3	15,3	23,9	39,7
A	4,2	25,0	0,8	10,2	14,2	34,8
C (< 2	1,8	16,6	0,5	7,8	11,8	10,0

Les données sont exprimées en % du poids du matériel séché à l'air. Dép. fin : dépôt fin. Dép. gros. : dépôt grossier. Prél. aut. : préleveur automatique d'échantillons. > 2 mm : matériaux minéraux > 2 mm. SG : sables grossiers (0,5 - 2 mm). SM : sables moyens (0,2 - 0,5 mm). SF : sables fins (0,05 - 0,2 mm). LG : limons grossiers (20 - 50 µm). LF : limons fins (2 - 20 µm). A : argile (< 2 µm). C : carbone organique (Anne).

Tableau 44 : Caractères physiques des matériaux solides exportés du bassin versant du Rimbaud.

SG	SM	SF	LG	LF	A	C
20,6	20,1	28,4	5,5	13,4	12,0	3,0

Les teneurs sont exprimées en % du poids du matériel séché à l'air. SG : sables grossiers (0,5 - 2 mm). SM : sables moyens (0,2 - 0,5 mm). SF : sables fins (0,05 - 0,2 mm). LG : limons grossiers (20 - 50 µm). LF : limons fins (2 - 20 µm). A : argile (< 2 µm). C : carbone organique (Anne).

Tableau 45 : Caractères physiques moyens de la terre fine des sols (horizon A₁₂) du bassin versant du Rimbaud.

Si l'on compare les dépôts prélevés dans le seuil en décembre 1990 et les sédiments récupérés au cours du même mois dans les eaux du ruisseau en crue, on constate que le rapport Refus à 2 mm / Sables grossiers est moins élevé dans le dépôt (1,67 ; contre 2,62). Pourtant la taille des trous de la crépine et la position du préleveur deux mètres au-dessus du point de prélèvement empêchaient l'aspiration de beaucoup de graviers et des cailloux. Le piégeage des sables grossiers dans le seuil de la station ayant été forcément moins efficace que celui des éléments > 2 mm, il faut voir dans la composition granulométrique des sédiments récupérés par le préleveur, la conséquence de la position de la prise d'eau 30 cm au-dessus de la base du déversoir triangulaire : les eaux aspirées présentaient une charge particulièrement forte en éléments

graveleux. De ce fait, l'erreur possible sur la quantification des exportations de produits solides liée à la position de la prise d'eau, est certainement assez faible.

3.4 Relations avec les conditions climatiques en 1990-91

À l'échelle du bassin versant, les exportations solides mensuelles ne montrent pas de relations étroites avec les lames d'eau écoulées et les précipitations. L'indice IAPm, mis au point sur parcelle, ne donne pas non plus de bons résultats. Il a cependant été possible de l'adapter, en abandonnant l'intensité maximale en 6' et en introduisant un terme C représentatif de la concentration des précipitations dans le temps :

$$IAPmBV = A \times F' \times C / 10$$

où : $A = (P - 0,3 \text{ ETP}) \times \log (0,95 \text{ i.M} + 0,05 \text{ i.Q3})$
 $F' = [(0,89 \times \log (0,7 \text{ i.M} + 0,3 \text{ i.Q3})) + 1,214] \times \text{i.Q3}$
 et $C = (P \text{ max en } n \text{ jours} / P \text{ mensuelles})^2$
 avec les Précipitations maximales (P max) en n jours déterminées de la manière suivante : les précipitations sont considérées par périodes de 2 jours successifs, sans faire de chevauchements ; pour chaque tranche mensuelle de 100 mm, on ajoute les pluies de 2 jours successifs ; pour les valeurs au-delà des tranches pleines, on ajoute les pluies de 2 nouveaux jours successifs, au *pro rata* du dépassement.

Les exportations mensuelles mesurées en 1990-91 sont liées à l'indice IAPmBV par une relation très étroite de type polynomial (Fig. 47).

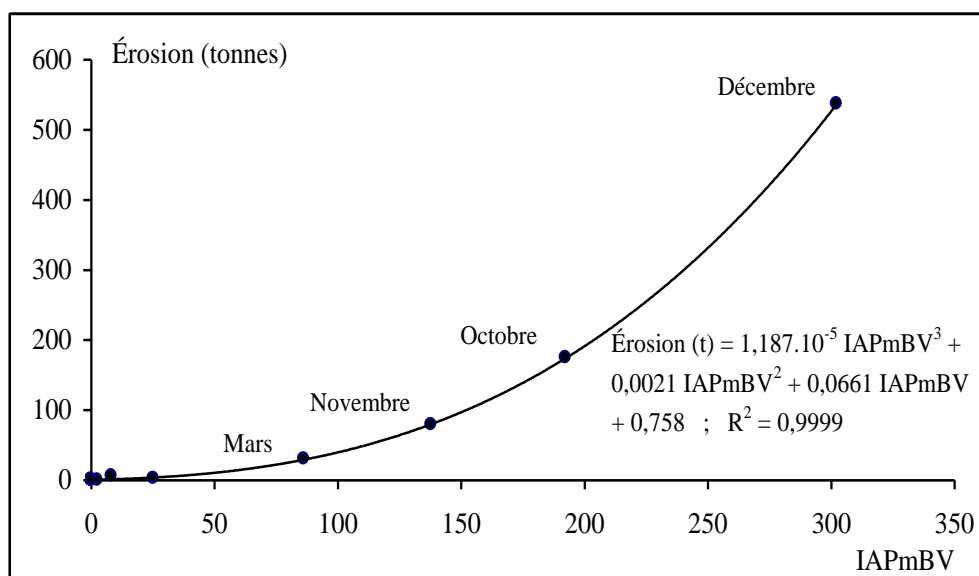


Figure 47 : Érosion mensuelle et indice IAPmBV dans le bassin versant du Rimbaud en 1990-91.

Modifiée afin que la courbe passe par l'origine, et en exprimant les pertes en tonnes par km² de surface réellement incendiée, cette relation fournit un indice d'agressivité pluviométrique mensuel susceptible d'être bien adapté à des bassins versants dénudés aux sols peu épais et à texture grossière :

$$IPM \text{ (pour des t/km}^2\text{)} = 0,980.10^{-5} IAPmBV^3 + 0,00163 IAPmBV^2 + 0,0545 IAPmBV$$

3.5 Les pertes d'éléments nutritifs

Nous ne disposons pas d'analyses chimiques des matériaux transportés par le Rimbaud. Il est cependant possible d'estimer les pertes de cations basiques échangeables et d'azote total à partir des mesures des transports solides à l'exutoire du bassin versant des analyses des sédiments de la parcelle expérimentale. En 1990-91, les exportations de ces éléments à l'échelle du bassin versant auraient atteint approximativement 3,0 t/km² pour le calcium, 0,21 t/km² pour le magnésium, 0,26 t/km² pour le potassium, 0,03 t/km² pour le sodium et 2,4 t/km² pour l'azote. Ce que l'on sait de la granulométrie des transports solides (Tab. 44) garantit une bonne fiabilité à ces valeurs. À titre de comparaison, la même année, les exportations en solution ont représenté : 5,3 t/km² de calcium ; 1,7 t/km² de magnésium ; 0,9 t/km² de potassium ; 5,6 t/km² de sodium ; et 0,7 t/km² d'azote (voir chapitre VI).

En 1991-92, du fait de la modestie de l'érosion hydrique, les pertes de cations échangeables et d'azote total liées aux transports solides ont beaucoup diminué.

4. Comparaison avec d'autres bassins versants du massif des Maures

Les retenues de la partie du massif incendiée en août 1990 ont fonctionné en pièges à sédiments. Trois d'entre elles ont permis la quantification des dépôts, celles du Gageai 1, du Gageai 2 et de la Saute (Fig. 48). Elles sont situées dans un secteur du massif sensiblement moins arrosé que le bassin versant du Rimbaud.

Les trois bassins versants sont constitués de phyllades. Ils ont une superficie de 0,94 km² pour le Gageai 1 ; 0,18 km² pour le Gageai 2 ; et 0,24 km² pour la Saute. Les versants présentent généralement une inclinaison supérieure à 35 %. Dans les bassins du Gageai 2 et de la Saute, les sols sont essentiellement des rankers peu épais et très caillouteux. Des formations de solifluxion légèrement rubéfiées, caillouteuses et à texture fine, apparaissent au bas des versants dans la partie inférieure de ces bassins. L'horizon supérieur présente alors les mêmes caractères que les rankers. Les formations de solifluxion sont mieux représentées dans le bassin versant du Gageai 1. Le couvert végétal était un maquis complanté de chênes lièges et de pins. Il a subi une destruction presque totale lors de l'incendie.

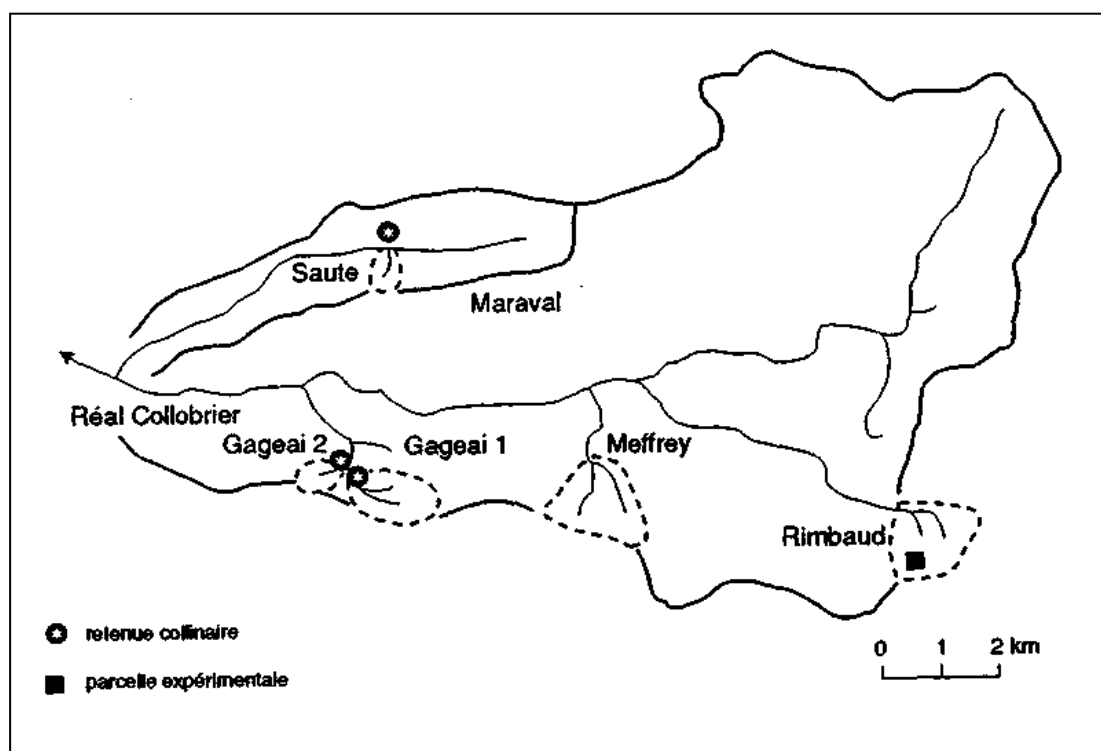


Figure 48 : Localisation des bassins versants du Gageai 1, du Gageai 2 et de la Saute.

Pour le cubage des dépôts, nous avons distingué, d'une part, le cœur des retenues, où se sont accumulés des matériaux fins, et, d'autre part, les parties amont, où se sont déposés des matériaux grossiers (Bernard-Allée Ph. *et al.*, 1992).

Dans le cœur des retenues, faute de connaître la topographie initiale, nous avons déterminé le volume des dépôts par des sondages à la tarière. Le maillage de base est de 8 m² (4 m dans le sens de la longueur x 2 m dans le sens de la largeur). Mais il est souvent complété par des sondages intermédiaires. La comparaison des résultats obtenus avec ceux calculés pour un maillage plus lâche indique que le protocole adopté fournit une bonne précision. Par exemple, pour le Gageai 1 (superficie de la retenue : 1460 m²), nous trouvons : 838 m³ pour 205 sondages (maillage adopté), 841 m³ pour 104 sondages (maillage de 16 m²) et 859 m³ pour 55 sondages (maillage de 32 m²).

Des carottes sédimentaires ont été prélevées au moyen d'un carottier GIK. Elles ont servi à déterminer la densité apparente des dépôts, leur teneur en matière organique (perte au feu à 500 °C) et leur composition granulométrique. Treize échantillons ont été traités pour les retenues du Gageai 1 et du Gageai 2 ; huit seulement pour celle de la Saute. La relative homogénéité des matériaux permet une assez bonne connaissance des caractères moyens. Les résultats sont améliorés par le découpage de la retenue en zones représentatives de différentes conditions de sédimentation.

Pour les cônes grossiers, l'ouverture de tranchées à la pelle mécanique a permis d'estimer le volume, la densité apparente et la granulométrie des dépôts. L'opération n'a pas été menée pour la Saute, dont le cône grossier mélange les apports de deux incendies qui ont touché des parties différentes du bassin versant du Maraval en 1986 et 1990. Quatre tranchées et quatre fosses ont été creusées dans le cône du Gageai 1 (81 m de long, pour une largeur de 5,5 à 8,5 m), sept tranchées dans celui du Gageai 2 (46 m de long pour une largeur de 3 à 12 m). Treize échantillons ont été analysés pour le Gageai 1, et dix pour le Gageai 2. Les tranchées n'ont été creusées qu'en septembre 1992, mais les dépôts ne montraient pas d'accroissement visible depuis l'année précédente. La sédimentation grossière en queue des retenues représente environ 55 % de la masse totale des sédiments au Gageai 1 et 35 % au Gageai 2. Son volume, sa masse et ses caractères physiques sont moins bien connus que ceux des dépôts fins.

Les matériaux accumulés en 1990-91 correspondent à des taux d'érosion élevés : 1204 t/km² pour le Gageai 1 ; 1967 t/km² pour le Gageai 2 ; et plus de 1063 t/km² pour la Saute (sur ce site, seuls les dépôts fins dans le cœur de la retenue ont pu être quantifiés – les données correspondantes sont de 548 t/km² pour le Gageai 1 et de 1261 t/km² pour le Gageai 2).

Ces résultats témoignent de la très forte accélération de l'érosion à la suite de l'incendie. Dans le massif des Maures, les pertes de terre annuelles moyennes mesurées sur des bassins versants boisés sont inférieures à 6 t/km² (Martin C., 1986). L'essentiel des transports en suspension provient, dans ce cas, de l'érosion des pistes recoupant les formations de solifluxion.

La retenue du Gageai 2 fournit les informations les plus fiables sur l'érosion. Elle est en effet aussi étendue (1450 m²) et sensiblement plus profonde que celle du Gageai 1, dont le bassin d'alimentation est beaucoup plus grand. La texture plus fine des sédiments qu'elle a piégés (Tab. 46) confirme cette analyse. Les indices d'entraînement sélectif (les) des limons et de l'argile, tirés de la comparaison des rankers et des sédiments, sont supérieurs à ceux calculés pour la parcelle expérimentale (limons : 1,67 ; argile : 1,37).

Toutefois la granulométrie des sédiments des retenues du Gageai se rapproche beaucoup plus de celle des horizons superficiels des sols sur phyllades du massif des Maures que des horizons profonds (B)-C des dépôts de pente hérités du Quaternaire. Elle évoque donc un décapage superficiel des sols plutôt qu'une incision linéaire dans les formations les plus épaisses. L'observation des formes d'érosion sur les versants apporte des arguments dans ce sens : l'érosion linéaire et le sapement des berges apparaissent faibles, même au niveau des drains élémentaires du bassin versant du Gageai 1.

	Échantillon tout-venant			Granulométrie de la terre fine		
	> 2 mm	< 2 mm	MO	Sables	Limons	Argile
Séd. Gageai	28,8	64,7	6,5	49,2	36,2	14,6
Séd. Gageai	23,9	67,1	9,0	42,0	41,1	16,8
Sols (A ₁₂)	37,5	60,5	2,0	63,1	24,6	12,3
Sols (B)C	40,5	59,3	0,2	52,5	24,6	22,9

Séd. : sédiments. MO : matière organique. Sables : 2-0,5 mm. Limons : 50-2 µm. Argile : < 2 µm. A₁₂ : valeurs moyennes pour 24 échantillons (prélèvements à 5-15 cm de profondeur). (B)-C : valeurs moyennes pour 7 échantillons. Les teneurs sont exprimées en % du poids du matériel séché à l'air.

Tableau 46 : Caractères physiques des sédiments des bassins du Gageai et des sols sur phyllades.

En 1991-92, la sédimentation fine a été estimée à partir de l'épaisseur des dépôts sur des bâches disposées dans les retenues. Les taux d'érosion correspondants sont inférieurs à 30 t/km². Les dépôts ne sont plus gris, mais beiges. Ces évolutions se sont accompagnées d'une diminution de l'activité hydrologique. Sur le Meffrey (Fig. 48) – dans un bassin versant voisin mieux arrosé – une seule crue supérieure à 1,0 m³/s a été enregistrée en 1991-92, contre 5 en 1990-91. Le total pluviométrique a certes été moins élevé en 1991-92 (731 mm, contre 945 mm), mais les pluies journalières maxima sont restées du même ordre de grandeur, entre 40 et 60 mm. Plus qu'à une cause pluviométrique, c'est à la rapide colonisation végétale observée sur les versants (taux de recouvrement par les arbres et les arbustes supérieur à 30 % dès l'automne 1991) qu'il faut relier l'essentiel de la diminution des débits liquides et solides.

5. Conclusion

L'incendie du bassin versant du Rimbaud a provoqué une accentuation considérable de l'érosion hydrique. Alors qu'elle était très faible sous couvert végétal, elle a atteint plusieurs centaines de tonnes/km² en 1990-91 : 579 t/km² sur le bassin versant et 883 t/km² sur la parcelle expérimentale.

En 1991-92, les travaux réalisés par l'ONF n'ont pas empêché une forte diminution de l'érosion du bassin versant (76 t/km²), en raison d'une relative sécheresse et de la reprise végétale. Sur la parcelle expérimentale, encore peu revégétalisée, les fortes intensités des pluies de septembre, octobre et juin ont permis des exportations annuelles de 1 634 t/km². La différence d'échelle joue ici un rôle considérable : l'érosion d'une parcelle de 12 m de long est beaucoup plus directement influencée par l'intensité des averses que celle d'un bassin versant où la durée des précipitations est un facteur important de l'organisation des écoulements sur les versants et de leur arrivée jusqu'aux thalwegs.

En 1992-93, la différence s'est maintenue entre la parcelle (835 t/km²) et le bassin versant (73 t/km²). Et pourtant les valeurs mesurées à l'exutoire du bassin intègrent la purge des matériaux abandonnés dans les drains au cours de la première année après l'incendie.

Avec le développement d'un couvert végétal plus dense et la protection apportée par une amorce de pavage, les pertes solides de la parcelle sont tombées à 31 t/km² en 1993-94.

L'érosion subie par le bassin versant en décembre 1990 (368 t/km²), pour des précipitations assez modestes (138 mm) et des intensités de la pluie sans caractère exceptionnel (i.M : 8 mm/h ; i.Q3 : 23 mm/h ; i.6' : 48 mm/h), laisse imaginer les conséquences catastrophiques qu'engendreraient, après un incendie, des précipitations d'automne aussi abondantes que celles d'octobre 1976 (565 mm), octobre 1979 (495 mm) et octobre 1987 (413 mm), ou aussi violentes

que celles du 13 septembre 1968 (88 mm/h pendant 75 minutes – débit en pointe de crue du ruisseau du Rimbaud : 13,8 m³/s).

Les données recueillies sur des bassins versants sur phyllades, pourtant moins arrosés, illustrent l'influence de l'inclinaison des versants : pertes proches de 2000 t/km² sur le Gageai 2 en 1990-91. Plus encore que sur le bassin du Rimbaud, le développement du couvert végétal, associé à une pluviométrie déficiente, s'est traduit par une diminution considérable de l'érosion hydrique dès 1991-92.

Ainsi, dès la deuxième année, la recolonisation végétale a favorisé presque partout un retour rapide vers la stabilité. Dans le massif des Maures, les problèmes de conservation des sols occasionnés par les incendies de forêt se posent donc largement en terme de fréquence des feux. Mais il faut aussi tenir compte de la possible conjonction avec des événements pluviométriques exceptionnels. Des pluies aussi abondantes que celles d'octobre 1976 (565 mm sur le bassin du Rimbaud), qui avaient amené presque tous les aquifères à saturation, ou aussi violentes que celles du 13 septembre 1968 (88 mm/h pendant 75 minutes), qui ont engendré un débit de l'ordre de 15 m³/s sur le ruisseau du Rimbaud, pourraient déclencher, sur des bassins versants incendiés, des phénomènes érosifs dont il est pour l'instant impossible de concevoir l'ampleur.

Remerciements

Les analyses des sédiments ont été réalisées par M. Levant et J. Quillard (Centre de Géomorphologie, Caen), pour les échantillons du Rimbaud, et par C. Kuzucuoglu (Laboratoire de Géographie Physique, Meudon), pour ceux du Gageai. Les dosages du carbone total par pyrolyse ont été effectués par l'intermédiaire de Michel Icole (CEREGE, Aix-en-Provence).

Bibliographie

Béguin É., 1992, *Érosion mécanique après l'incendie de forêt du massif des Maures de 1990 : exemple du bassin versant du Rimbaud*. Mém. Maîtrise, Univ. Aix-Marseille II, 50 p.

Béguin É., 1993, *Érosion mécanique après l'incendie du massif des Maures. Le bassin versant du Rimbaud*. Mém. DEA, Univ. Aix-Marseille I, 40 p.

Bernard-Allée Ph., Martin C. et Béguin É., 1992, Présentation des recherches sur l'érosion mécanique des sols après incendie de forêt dans le massif des Maures. *Ét. Géogr. Phys.*, vol. XXI, p. 35-43.

Brown A.G., 1990, Soil erosion and fire in areas of Mediterranean type vegetation : Results from chaparral in Southern California, USA, and matorral in Andalucía, Southern Spain. *In : Vegetation and erosion : processes and environments*, Édité. John Wiley, Chichester, p. 269-288.

De Bano L.F., Mann L.D. et Hamilton D.A., 1970, Transmigration of hydrophobic substances into soil by burning organic litter. *Soil Sci. Hydrol. Bull.*, vol. 2, p. 14-19.

Dieckmann H., Motzer H., Harres P. et Seuffert O., 1992, Vegetation and erosion. Investigations on erosion plots in southern Sardinia. *Geoko-plus*, vol. 3, p. 139-149.

Dumas J., 1965, Relation entre l'érodibilité des sols et leurs caractéristiques analytiques. *Cah. ORSTOM, sér. Pédol.*, vol. III, n° 4, p. 307-333.

Giovannini G., Lucchesi S. et Giachetti M., 1988, Effect of heating on some physical and chemical parameters related to soil aggregation and erodibility. *Soil Sci.*, n° 136, p. 255-262.

Hénin S. et Monnier G., 1956, Évaluation de la stabilité de la structure du sol. *VI^{ème} Congrès Ass. Sci. Sol*, Paris, vol. B, p. 49-52.

Inbar M., Wittenberg L. et Tamir M., 1997, Soil erosion and forestry management after management after wildfire in a Mediterranean woodland, Mt. Carmel, Israel. *Int. J. Wildland Fire*, vol. 74, n° 4, p. 285-294.

Lavabre J., 1988, *Les programmes Splines isovr et interg.* Édit. Cemagref, Aix-en-Provence, 8 p. + annexes.

Martin C., 1975, L'érosion des sols sur roches métamorphiques en milieu méditerranéen provençal : les enseignements d'une station expérimentale. *Rev. Géomorph. dyn.*, t. XXIV, p. 49-63.

Martin C., 1986, *Contribution à l'étude de la dynamique des versants en roches métamorphiques ; l'exemple du massif des Maures.* Thèse de Doctorat d'État, Univ. Paris I, 935 p.

Martin C., 1989, Dégradation d'un sol défriché à la station de Lambert (massif des Maures, Var, France). *Rev. Géomorph. dyn.*, t. XXXVIII, p. 17-29.

Martin C., 1990, Relations entre les pertes de terre mensuelles et les conditions climatiques sur une parcelle expérimentale défrichée du massif des Maures (Var, France). *IAHS Publ.*, n° 194, Actes de la conférence internationale sur les ressources en eau en régions montagneuses (Lausanne, 1990), p. 253-258.

Martin C., Bernard-Allée Ph., Béguin É., Levant M. et Quillard J., 1993, Conséquences de l'incendie de forêt de l'été 1990 sur l'érosion mécanique des sols dans le massif des Maures. *Bull. Assoc. Géogr. Franç.*, n° 5, p. 438-447.

Ramade F., 1987, *Les catastrophes écologiques.* Édit. McGraw Hill, Paris, 318 p.

Soler M., Sala M. et Gallart F., 1994, Post fire evolution of runoff and erosion during an eighteen month period. In: *Soil erosion as a consequence of forest fires* (Conference ESSC, Barcelone-Valence, 1991), Sala M. et Rubio J.L. édit., Geoforma Ediciones, p. 149-161.

Swanson F.J., 1981, Fires and geomorphic processes. *Actes du colloque "Fire regimes and ecosystems"* (Honolulu), Gen. Tech. Rep. WO-26 USDA, Washington, p. 401-420.

Vega J.A. et Diaz-Fieros F., 1987, Wildfire effects on soil erosion. *Ecologia Mediterranea*, t. XIII, n° 4, p. 119-125.

Wells W.G., 1981, Some effects of brushfires on erosion processes in coastal Southern California. *IAHS Publ.*, n° 132, p. 305-342.

Wischmeier W.H., 1959, A rainfall erosion index for a universal soil-loss equation. *Soil. Sci. Soc. America Journ.*, vol. 23, n° 8, p. 246-249.

Wischmeier W.H. et Smith D.D., 1969, An universal soil-loss estimating equation to guide conservation farm planning. *7th Intern. Congr. Soil Sci.*, vol. I, p. 418-425.

**CHAPITRE II : LE RAVINEMENT SUR LES HAUTES TERRES
GRANITIQUES CEVENOLES : RYTHMES EROSIFS ET BUDGET
SEDIMENTAIRE**

INTRODUCTION

Au cours des vingt dernières années, les chercheurs français ont multiplié les dispositifs expérimentaux de mesure sur les grands ravinements qui incisent les Terres noires des Alpes du Sud : par le Cemagref à Draix, dans le bassin de la Bléone (Mathys *et al*, 1996 et 2003), dans le bassin du Buëch par le BRGM et l'ORSTOM (Bufalo, 1989 ; Olivry et Hoorelbeck, 1990 ; Descroix, 1985 et 1994), dans les Baronnies (Descroix, 1985). Les formes de ravinement développées dans les moyennes montagnes cristallines n'ont pas connu le même engouement. Pourtant, bien qu'elles soient beaucoup moins spectaculaires que les badlands incisés sur les affleurements marneux, ce sont des formes communes dans les paysages de moyenne montagne méditerranéenne. Au cours du dernier quart de siècle, ces ravinements ont été abondamment décrits dans la littérature scientifique française (Coque-delhuile, 1978 ; Calvet 1982 et 1996 ; Allée, 1984 et 1988 ; Lagasque, 1984 ; Valadas, 1984 et 1987 ; Simon-Coinçon, 1987 ; Muxart *et al*, 1990 ; Curt 1991). Ils n'ont en revanche guère suscité d'approche instrumentale et quantitative.

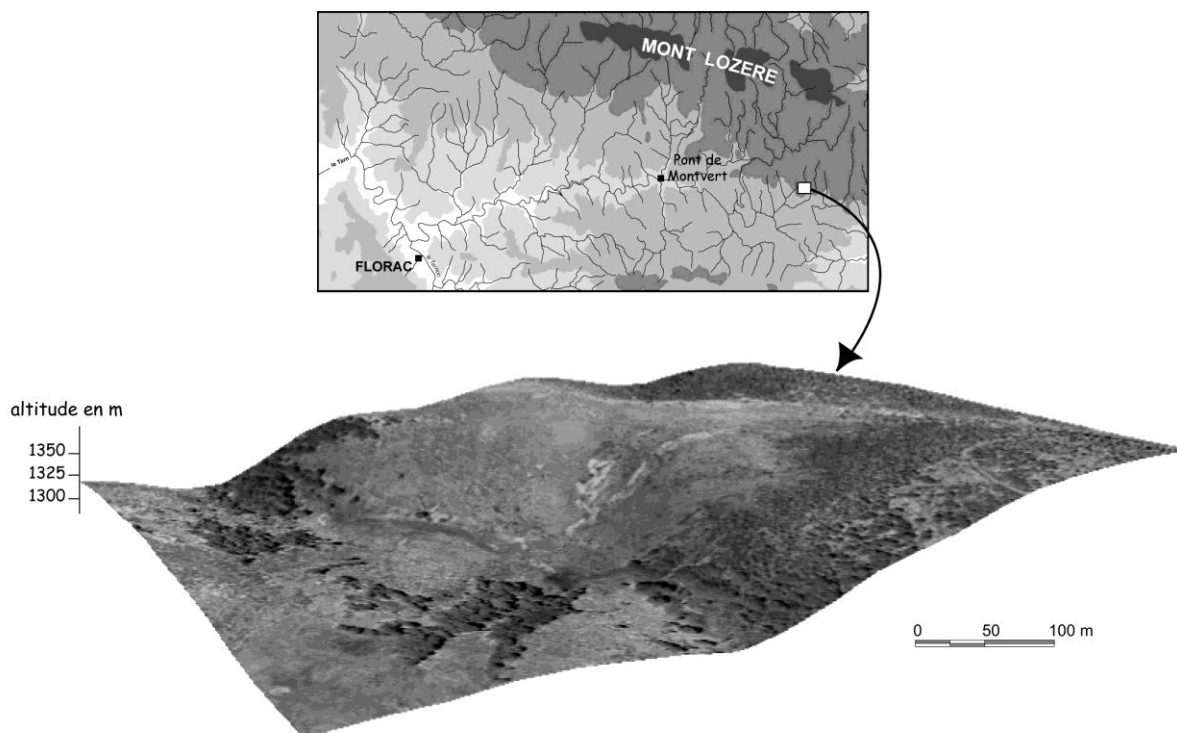
Etudier les dynamiques de ravinement présente pourtant un intérêt scientifique essentiel. Ces formes d'incision linéaire sont, au sein du système bassin versant, des zones de production sédimentaire privilégiées. Ainsi, des recherches conduites en Algérie, dans le bassin hydrographiques de l'oued Mina (Gomer, 1995) ont montré que, sur substrat marneux, l'érosion linéaire pouvait représenter jusqu'à 85% de la fourniture sédimentaire de certains bassins versants inférieurs à 1 km², le reste provenant de l'érosion aréolaire sur les champs labourés et les jachères. En dépit d'une cicatrisation rapide liée à la déprise pastorale (Muxart *et al*, 1987 et 1990), les ravinements restent aujourd'hui, sur les versants du mont Lozère comme sur ceux des autres massifs granitiques cévenols (Lingas, Aigoual), les principales sources sédimentaires actives. Ils sont donc représentatifs des dynamiques actuelles de production hydrosédimentaire au sein des systèmes fluviaux. D'autant que ces micro-bassins versants constituent des objets géographiques propices à l'instrumentation, et se prêtent donc bien à une démarche quantitative.

En France, le principal travail de recherche consacré aux dynamiques de ravinement sur substrat granitique a été réalisé dans le massif du Lingas, au cours de la première moitié des années 1980 (Muxart *et al*, 1987 et 1990). A l'aide d'un dispositif instrumental permettant le relevé de profils topographiques et grâce à des campagnes de mesures de l'érosion sous pluie simulée, ces auteurs ont analysé, trois ans durant, les processus d'érosion, leur efficacité et leur saisonnalité dans les ravines du vallon de l'Airette.

Les travaux entrepris au mont Lozère sur la ravine de l'Aubaret Vieil s'inscrivent dans le prolongement de ces recherches. Deux objectifs principaux ont guidé la démarche scientifique :

- identifier et quantifier les processus d'érosion, en insistant sur les rythmes de fonctionnement à différents pas de temps (évènementiel, saisonnier, pluriannuel) ;
- établir un budget sédimentaire afin de déterminer les mécanismes de relais spatiotemporels qui, par un jeu incessant de stockage – déstockage, commandent la vitesse d'érosion et l'évolution de la forme

Figure 1-12 : la ravine de l'Aubaret Vieil



Le protocole expérimental a été suivi durant dix ans, de 1990 à 1999. La base documentaire réunie est variée. Elle se compose d'abord de données climatologiques, recueillies grâce à une centrale automatisée CR2M : relevés pluviographiques et de la température au sol. Elle est surtout constituée de données sédimentaires. La production latérale a été quantifiée au moyen de pièges à sédiments et par le relevé morphométrique des rigoles incisées lors des épisodes pluvieux de forte intensité. Au total, 91 campagnes de relevés ont été réalisées, permettant la collecte et l'analyse de 650 échantillons prélevés dans les pièges latéraux. L'évacuation longitudinale de la charge solide a été mesurée, quant à elle, au moyen d'une fosse sédimentaire construite à l'exutoire de la ravine.

L'article reproduit ci-après présente le budget sédimentaire de la ravine durant les sept premières années d'étude, de 1990 à 1996. Beaucoup de résultats sont encore inédits et donneront lieu, dans les années à venir, à d'autres publications. Certains d'entre eux sont d'ores et déjà présentés dans la conclusion de la première partie.

Cet article est extrait des actes du séminaire consacré aux bassins versants expérimentaux de Draix qui s'est tenu à Digne en octobre 1997.

ALLEE (Ph.), 1999. – Rythmes saisonnier et annuel du ravinement sur les hautes terres granitiques cévenoles. L'exemple de la ravine de l'Aubaret (Mont Lozère, France). In Cemagref éditions, *Les bassins versants expérimentaux de Draix, laboratoire d'étude de l'érosion en montagne*. Antony, 119–128.

Rythmes saisonnier et annuel du ravinement sur les hautes terres granitiques cévenoles. L'exemple de la ravine de l'Aubaret (Mont Lozère, France).

Seasonal and annual rates of gully erosion in granitic Cévennes The Aubaret gully study (Mont Lozère, France).

Philippe ALLEE

Université de Limoges et CNRS-UPRESA 6042 de Clermont-Ferrand
39 rue C. Guérin, 87036 Limoges cedex

Abstract

Sediment yield have been measured on gully cut in granitic sand, between 1990 and 1996. There was a marked seasonality in the sediment production efficiency. Hortonian runoff and lateral erosion dominated in summer and autumn, exfiltration flow and sediment output by flood occurred above all in autumn. Sediment production in winter and spring remained slight. So in any timescale examined (rainfall event, season or year), storage and removal processes brought a high control on sediment budget of gullying. Including only usual events, the annual erosion rate is low : 17 t/ha/year. But geomorphic impact of extreme events took an important part in gully erosion. During the seven-year record, 83.5 % of the total sediment discharge occurred with only one rainfall on Sept 22nd 1992 (300 mm for 4 hours), which turned average erosion rate into 103 t/ha/year.

Résumé

Les débits solides de la ravine granitique de l'Aubaret ont été mesurés de 1990 à 1996. A toutes les échelles de temps considérées (l'épisode individuel, la saison ou l'année), les discontinuités spatio-temporelles donnent aux phénomènes de stockage-déstockage une place prépondérante dans le budget sédimentaire. En année modale, la vitesse d'érosion est lente : 17 t/ha/an. Mais les épisodes pluvieux exceptionnels semblent jouer un rôle majeur dans le bilan érosif de la ravine. L'averse du 22 sept 1992 (300 mm en 4 heures) représente à elle seule 83.5 % de la totalité des flux solides longitudinaux pendant sept ans, et sa prise en compte porte la vitesse d'érosion moyenne à 103 t/ha/an.

Introduction

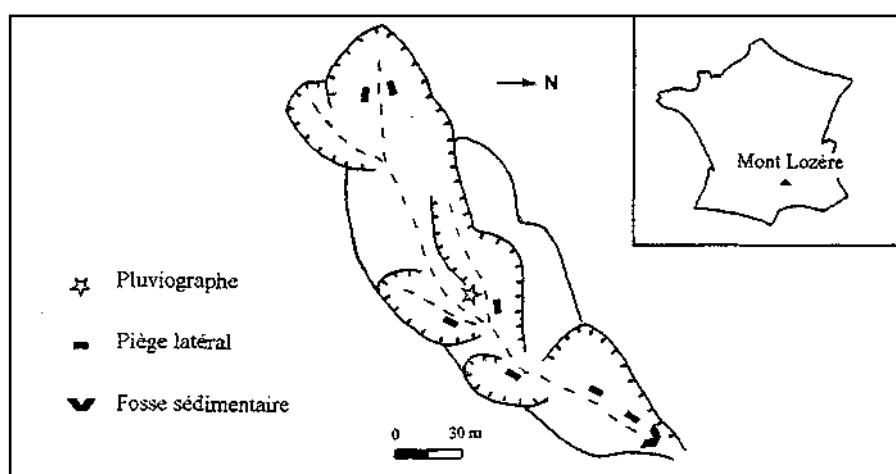
En dépit d'une forte cicatrisation du milieu depuis le siècle dernier (liée à une remontée végétale spontanée ainsi qu'au reboisement volontaire de périmètres RTM), les hautes terres cévenoles demeurent, localement, le théâtre de phénomènes de ravinements actifs (Muxart et *al.*, 1987). C'est le cas de la ravine de l'Aubaret, située dans le haut bassin du Tarn, sur le flanc sud du Mont Lozère. Réalisée depuis 1990 dans le cadre du GIS-BVRE Lozère, l'instrumentation de la ravine a permis d'en quantifier les débits solides et d'étudier les rythmes de fonctionnement saisonnier et annuel. Les discontinuités spatio-temporelles qui contrôlent les flux détritiques donnent aux phénomènes de stockage-déstockage une place prépondérante dans le bilan sédimentaire.

1. Site et méthodes

1.1. La ravine de l'Aubaret

Localisée à 1330 m d'altitude, la ravine de l'Aubaret est représentative des formes de ravinement rencontrées dans les massifs granitiques des hautes Cévennes (Valadas, 1984). D'une superficie de 0.27 ha, elle est inscrite dans un petit bassin versant élémentaire de 2.5 ha, sur un affluent de la haute Alignon. Il s'agit d'une forme linéaire simple : le bief, faiblement ramifié, est encadré par des flancs polylobés (fig.1). La ravine entaille des arènes granitiques sablo-graveleuses ponctuellement remaniées par gélomobilisation durant la dernière période froide du Quaternaire.

Figure 1 : Localisation et dispositif expérimental



Le versant méridional du Mont Lozère possède un climat méditerranéen d'altitude caractérisé par une très forte érosivité pluviale (Didon-Lescot, 1996). Sur le massif de l'Aigoual, distant d'une trentaine de km, Pihan a calculé un indice annuel d'érosivité des pluies R de Wischmeier de 475 pour la période 1961-1979 (Pihan, 1988). Sur le site de l'Aubaret, entre 1991 et 1996, l'indice R de Wischmeier a varié de 349 (1991) à 1720 (1994), pour une pluviométrie moyenne annuelle de 2275 mm.

1.2. Dispositif de mesure

Les informations pluviométriques sont obtenues à l'aide d'un pluviographe installé sur le site. Il s'agit d'un appareil muni d'une centrale d'acquisition automatique des données de type CR2M. En revanche, la ravine n'est pas équipée de station limnimétrique, et il n'existe donc pas de données concernant les débits liquides. Trois sources d'informations permettent cependant de reconstituer le fonctionnement hydrologique de la ravine :

- les observations réalisées *in situ*, lors de différents épisodes pluvieux ;
- l'extrapolation des données recueillies à la station limnimétrique du bassin versant de la Latte, localisé quelques centaines de mètres en amont (Cosandey, 1993 et 1994);
- les renseignements indirects apportés par la mesure des débits solides.

Les transports solides dans la ravine sont évalués grâce à l'emploi combiné de plusieurs méthodes. Pour déterminer la production latérale de sédiments, l'utilisation de petits pièges permettant d'évaluer le transport généré par le creep et le ruissellement diffus est couplé avec la mesure exhaustive des rigoles incisées lors des épisodes pluvieux de forte intensité. Les transferts longitudinaux sont mesurés au moyen d'une fosse sédimentaire, construite quelques mètres en amont de l'exutoire. Seuls les débits solides provoqués par la crue du 22 septembre 1992, trop volumineux, n'ont pu être mesurés de cette manière. Ils ont été quantifiés grâce au relevé systématique de toutes les cicatrices d'incision observées dans le bief.

2. Résultats

Le budget sédimentaire de la ravine de l'Aubaret est étudié ici à trois échelles de temps : celle des épisodes individuels les plus efficaces, au rythme saisonnier et au rythme pluri-annuel.

2.1. Trois types d'épisodes morphogéniques efficaces

Si les processus érosifs fonctionnent avec une grande fréquence tout au long de l'année (cryoptation superficielle, rejaillissement pluvial et ruissellement diffus...), il ne se produit en moyenne que deux à cinq événements efficaces par an. Selon les mécanismes morphogéniques et le bilan sédimentaire observés, on peut les regrouper en trois catégories principales (tabl. 1).

2.1.1. Les épisodes morphogéniques liés aux averses orageuses estivales

Souvent associés à des cellules thermo-convectives, les orages d'été s'accompagnent d'averses brèves mais parfois intenses. Si les volumes précipités restent faibles en général (quelques dizaines de mm), les intensités momentanées peuvent atteindre des valeurs élevées, conférant à ces pluies une forte efficacité morphogénique latérale. Le ruissellement de battance sur les flancs dénudés et pentus de la ravine entraîne l'incision de nombreuses rigoles, et donne lieu à d'importants transferts latéraux de sédiments. Cependant, durant ces épisodes orageux, les transferts longitudinaux restent insignifiants. Les volumes ruisselés sont peu volumineux et s'infiltrent en partie dans le bief de la ravine. La capacité d'évacuation longitudinale est très faible, et le stockage l'emporte largement sur le déstockage, dans un rapport de 100 à 1.

2.1.2. Les épisodes morphogéniques liés au crues cévenoles d'intersaisons

Ce type d'épisode survient essentiellement durant les intersaisons (2^e partie de l'automne, printemps), plus rarement en hiver. Il résulte des fortes précipitations provoquées par le passage de dépressions méditerranéennes très creusées, souvent associées à la présence d'une goutte froide en altitude. Ces situations météorologiques entraînent des abats d'eau

abondants sur la bordure cévenole (200 à 400 mm en 24 ou 48 h), mais les intensités momentanées restent banales. Sur les flancs de la ravine, l'activité érosive est peu efficace. Elle se limite au rejaillissement pluvial et au ruissellement diffus, et les transports sont réduits. En revanche, le débordement de la nappe de versant par exfiltration génère d'abondants écoulements dans le bief et provoque d'importants transferts solides longitudinaux. Ces épisodes se traduisent par un déstockage sédimentaire dans l'axe de la ravine, dans des proportions de 10 à 1 par rapport aux flux latéraux.

Tableau 1 : Précipitations et production sédimentaire de quelques épisodes types

Date épisode	Pluie totale en mm	Intensité maxi. en mm/h			Transport solide en tonnes		Bilan sédimentaire en tonnes
		en 60'	en 30'	en 6'	Latéral	Longitudina l	
Eté							
20-06-90	93	25	37	65	2.8	0.01	+ 2.8
10-08-94	58	23.5	39	115	4.8	0.03	+ 4.75
Intersaison et hiver							
06/08-03-91	333	13.5		20	0.05	0.6	- 0.55
15/17-12-95 et 10/15-01-96	206 et 283	16		22	0.1	1.5	- 1.4
10/13-11-96	360	32		42	0.3	6.4	- 6.1
Début d'automne							
22-09-92	309	97.5	115	165	21	165	- 144
22-09-93	281	75	101	130	6.9	6.8	+ 0.1
23-09-94	311	30	43	75	2	4.5	- 2.5

2.1.3. Les épisodes morphogéniques liés aux violents abats d'eau du début d'automne

Ces événements sont de loin les plus efficaces. Ils sont provoqués par les abats d'eau qui surviennent, certaines années, au début de l'automne (entre le 20 septembre et le 20 octobre pour la chronique étudiée). Ils résultent de conditions météorologiques particulièrement pluvieuses : les premières dépressions, qui ont balayé la Méditerranée encore surchauffée, sont très chargées en humidité et sont caractérisées par une forte instabilité ; tandis que la mise en place précoce, en altitude, d'une situation de type hivernal avec formation de goutte froide renforce l'ascendance (Trzpit, 1980). Lorsque ces deux conditions atmosphériques sont réunies, de fortes intensités momentanées se conjuguent avec des totaux pluviométriques spectaculaires.

Sur le plan morphogénique, ces épisodes pluvieux se distinguent par une efficacité érosive latérale et longitudinale synchrone. Les deux mécanismes décrits précédemment se combinent : incision de rigoles sur les flancs de la ravine, sous l'action d'un ruissellement de battance ; transports solides volumineux dans le bief, liés à une crue d'origine mixte, générée par ruissellement et par débordement de la nappe de versant.

Trois événements de ce type, particulièrement efficaces, se sont produits trois années de suite, en 1992, 1993 et 1994. Les 22 septembre 1993 et 23 septembre 1994, les débits solides ont été importants dans la ravine, mais ils sont restés néanmoins dans un ordre de grandeur habituel. Les flux latéraux et longitudinaux se sont à peu près équilibrés, avec toutefois un léger avantage au déstockage. En revanche, l'abat d'eau survenu le 22 septembre 1992, exceptionnel par son volume et son intensité (300 mm en 4 heures), a

provoqué le franchissement d'un seuil morphodynamique spectaculaire. La production latérale de sédiments a été multipliée par trois par rapport au 2^e épisode le plus efficace de la série (le 22 septembre 1993), et représente 24,5 % de l'érosion latérale totale entre 1990 et 1996. Mais le seuil le plus frappant concerne les flux détritiques longitudinaux. Ils ont été vingt-quatre fois plus volumineux que durant l'épisode placé en seconde position dans la chronique. Les transports longitudinaux du 22 septembre 1992 représentent 83.5 % du débit solide total de la ravine entre 1990 et 1996. Il s'est donc produit un déstockage majeur du bief, avec remobilisation d'un stock alluvial plus ancien. Ainsi, selon que l'on prenne en compte le seul fonctionnement morphogénique modal, ou que l'on intègre l'événement de forte magnitude du 22 septembre 1992, le rythme saisonnier et le bilan pluri-annuel du ravinement varient considérablement.

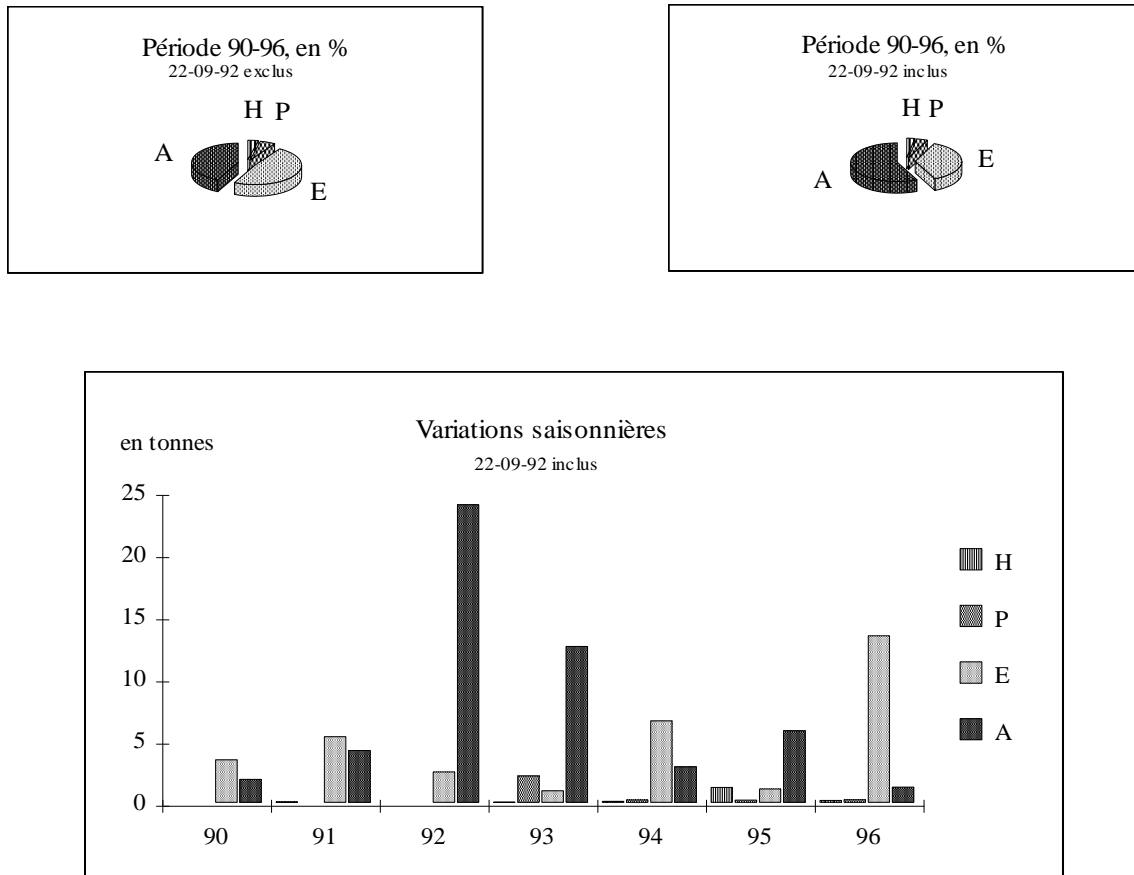
2.2. Le rythme de fonctionnement saisonnier

2.2.1. La production latérale de sédiments (fig. 2)

Sur l'ensemble de la période étudiée (1990-1996), l'été et l'automne représentent plus de 90 % de la fourniture latérale de sédiments. En période de fonctionnement modal, c'est l'été qui l'emporte avec 47 % du transport contre 43 % pour l'automne. En intégrant l'événement du 22 septembre 1992, l'automne devient la saison la plus efficace, avec 58 % contre 35 % en été. L'hiver et le printemps n'occasionnent en revanche que très peu de transports latéraux.

En terme de fréquence, l'été est également la saison la plus efficace, et arrive en tête cinq années sur sept (quatre années sur sept en incluant l'orage de septembre 1992).

Figure 2 : Production latérale de sédiments

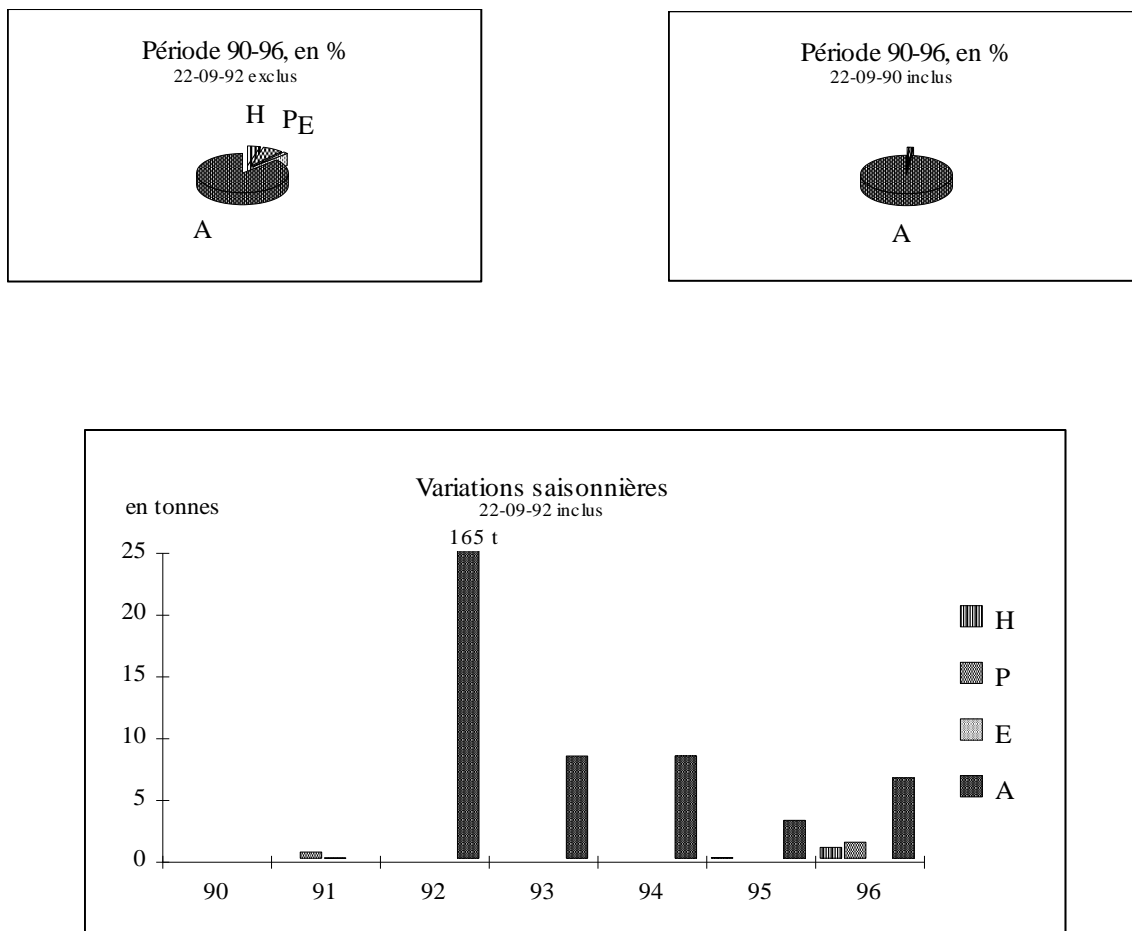


2.2.2. L'évacuation longitudinale des sédiments (fig.3)

Elle se produit essentiellement en automne, cette saison représentant 86.5 % des transports longitudinaux ordinaires. Le printemps et l'hiver arrivent loin derrière avec respectivement 7.5 % et 4.5 %, tandis que l'évacuation reste insignifiante en été (1.5 %). Si l'on intègre l'épisode pluvieux de septembre 1992, le poids de l'automne devient écrasant, avec près de 98 % des transports solides dans le bief de la ravine. Même prépondérance de l'automne en terme de fréquence, car cette saison s'avère chaque année être la plus active. On n'observe qu'une exception, en 1991, qui ne s'explique pas par un hiver et un printemps exceptionnellement érosifs, mais simplement par une absence de crue d'automne.

Au rythme saisonnier comme au pas de temps événementiel, le fonctionnement détritique de la ravine de l'Aubaret se caractérise donc par de fortes discontinuités spatio-temporelles entre les dynamiques latérales et longitudinales. Le bilan sédimentaire est dominé par un mécanisme à l'alternat de stockage (en été) et de déstockage (en automne).

Figure 3 : Evacuation longitudinale des sédiments

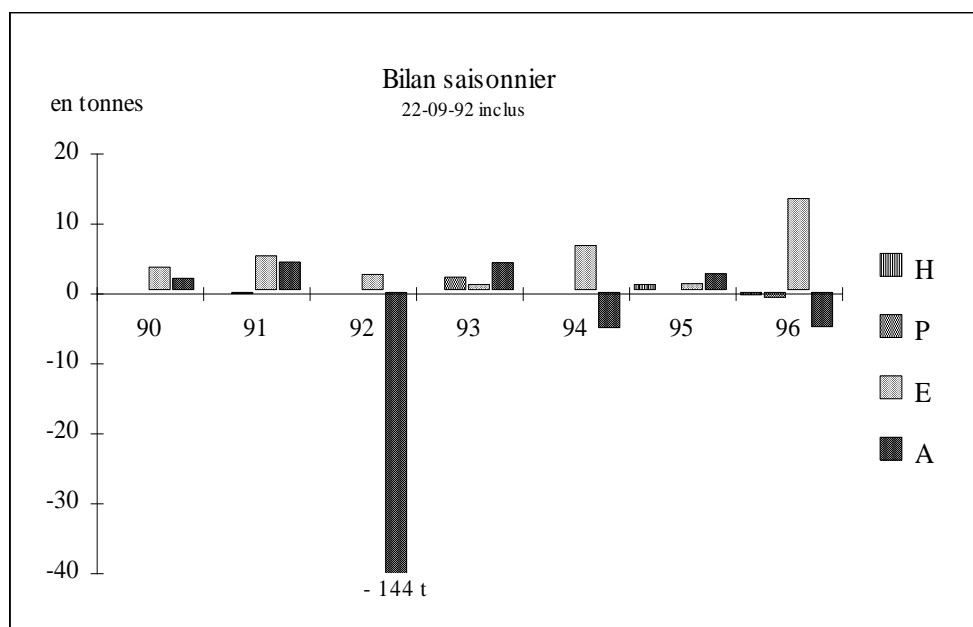


2.3. Bilan annuel

Le budget sédimentaire de la ravine de l'Aubaret ne s'équilibre pas sur un cycle annuel, mais évolue sur un rythme pluri-annuel et semble contrôlé par les épisodes pluvieux exceptionnels (fig.4). En sept années de mesure, le bilan annuel ne s'est équilibré qu'une fois, en 1994. Les autres années, en fonctionnement modal, c'est le stockage qui l'a emporté. En fait, ce phénomène s'observe au pas de temps saisonnier comme au pas de temps annuel : à vingt-deux reprises sur vingt-huit, le bilan saisonnier a été favorable au stockage.

Pour l'ensemble de la période étudiée, exception faite de l'événement du 22 septembre 1992, le taux d'évacuation sédimentaire (le ratio évacuation longitudinale / production latérale) est de 0.46. Plus de la moitié des apports détritiques latéraux sont donc restés piégés dans le bief de la ravine. En revanche, si l'on intègre dans la chronique érosive l'épisode du 22 septembre 1992, le taux d'évacuation sédimentaire pour la même période s'élève alors à 2.1, traduisant un déstockage important et une forte reprise d'incision dans un héritage alluvial plus ancien.

Figure 4 : Bilan sédimentaire saisonnier, production latérale - évacuation longitudinale



3. Discussion et conclusion

Les discontinuités spatio-temporelles qui contrôlent les flux détritiques donnent aux phénomènes de stockage-déstockage une place prépondérante dans le bilan sédimentaire de la ravine de l'Aubaret. Ce mécanisme à l'alternat avait déjà été mis en évidence sur les ravines granitiques de l'Airette, dans le massif cévenol du Lingas (Muxart et al. 1990). A l'Aubaret, la production latérale de sédiments est liée aux pluies de forte intensité à caractère orageux qui se produisent surtout en été et en automne. L'évacuation longitudinale est provoquée par des crues liées au débordement de la nappe de versant par exfiltration, et s'exerce essentiellement en automne.

A la différence de ce que Bufalo a constaté sur les ravines marneuses élémentaires du BVRE de St Génis (1989), le budget de la ravine granitique de l'Aubaret ne s'équilibre pas sur un cycle annuel. Une dynamique de stockage, et donc de comblement, caractérise les années modales. Ce bilan s'inverse lorsque l'on intègre l'épisode pluvieux du 22 septembre

1992, et la ravine apparaît alors animée par une dynamique d'incision. Cet exemple illustre le rôle morphogénique majeur joué par les abats d'eau exceptionnels dans le fonctionnement des ravinements granitiques en Cévennes, ainsi que sur la perception que l'on a de leur dynamique.

La vitesse d'érosion calculée pour l'ensemble de la période 1990-1996 diffère selon le fonctionnement morphodynamique retenu. Si l'on ne considère que la production latérale de sédiments, le taux de dégradation spécifique varie de 37 t/ha/an en année modale (soit un taux d'ablation de 2.5 mm/an), à 50 t/ha/an (3.4 mm/an) en intégrant l'épisode de septembre 1992. En revanche, si l'on retient comme indicateur de l'érosion ravinante l'évacuation longitudinale des sédiments, la vitesse varie de 17 t/ha/an en année modale (1.2 mm de taux d'ablation), à 103 t/ha/an (7.1 mm/an) avec l'abat d'eau de septembre 1992. La valeur de 17 t/ha/an, qui exprime la vitesse de l'érosion ravinante en année modale, est sans doute la plus pertinente et la plus représentative pour entreprendre une comparaison avec des valeurs acquises sur d'autres sites.

Sur la ravine de la Combe, dans le massif granitique du Lingas, Muxart et *al.* (1990) ont calculé la vitesse moyenne d'érosion sur vingt ans (1963-1983), à partir des sédiments atterris en amont de petits barrages RTM. Ces auteurs aboutissent à un taux de dégradation spécifique de 23 t/ha/an, valeur analogue à celle obtenue à l'Aubaret. En revanche, sur les marnes noires des Alpes du Sud, les valeurs d'érosion proposées par différents auteurs s'échelonnent de 100 à 300 t/ha/an (Combes, 1981 ; Bufalo, 1989 ; Olivry et Hoorelbeck, 1990 ; Descroix, 1994 ; Mathys et *al.*, 1996). Les vitesses d'érosion mesurées sur les ravines granitiques cévenoles apparaissent ainsi plus lente d'un ordre de grandeur par rapport à celles qui sont obtenues sur les marnes noires sud-alpines. Compte tenu d'une érosivité pluviale beaucoup plus forte dans les Cévennes que dans les Alpes du Sud (Pihan, 1988), cette différence fondamentale met en évidence, ici, la primauté écrasante du contrôle lithologique sur le contrôle climatique.

Remerciements

Cette recherche n'aurait pu être réalisée sans le soutien et les infrastructures de terrain du GIS-BVRE Lozère, ni sans le concours financier du CNRS-UPRESA 6042. Ce travail doit beaucoup aux nombreuses discussions scientifiques échangées avec Cl. Cosandey. J.-F. Didon-Lescot a assuré le relevé et le traitement des données pluviométriques. Enfin, nombreux sont ceux qui m'ont apporté leur aide matérielle sur le terrain, lors des campagnes de mesures.

Bibliographie

- Bufalo (M.), 1989 - *L'érosion des Terres Noires dans la région du Buëch*, Thèse de doctorat de l'Université d'Aix-Marseille III, 230 p.
- Combes (F.), 1981 - Le barrage de Seignon, un exemple de sédimentation, *La gestion régionale des sédiments*, Séminaire de Propiano (Corse), Doc BRGM, pp. 101-104.
- Cosandey (Cl.), 1993 - Conséquences hydrologiques d'une coupe forestière, le cas du bassin de la Latte (Mont Lozère, France), *L'eau, la terre et les hommes*, M. Griselin éd., P.U.N., pp.355-363.
- Cosandey (Cl.), 1994 - Formation des crues « cévenoles » dans des bassins élémentaires du Mont Lozère, *Rev. Sc. de l'Eau*, 7, pp. 377-393.
- Descroix (L.), 1994 - *L'érosion actuelle dans la partie occidentale des Alpes du Sud*, Thèse de Doctorat de l'Université Lumière-Lyon II, 353 p.

Mathys (N.), Brochot (S.), Meunier (M.), 1996 - L'érosion des Terres Noires dans les Alpes du Sud : contribution à l'estimation des valeurs annuelles moyennes (bassins versants expérimentaux de Draix, Alpes-de-haute-Provence, France), *R.G.A.*, 2, pp. 17-27.

Muxart (T.), Cosandey (C.), Billard (A.), Valadas (B.), 1987 - Dynamique des versants et occupation humaine dans les Cévennes (Lingas), *Bull. Assoc. Géogr. fr.*, pp. 3-40.

Muxart (T.), Cosandey (C.), Billard (A.), 1990 - *L'érosion sur les hautes terres du Lingas*, Paris, CNRS Mémoires et Documents, 146 p.

Olivry (J.-C.), Hoorelbeck (J.), 1990 - Erodabilité des Terres Noires de la vallée du Buëch (France, Alpes du Sud), *Cahier ORSTOM Série Pédologie*, vol. XXV, n°1-2, pp. 95-110.

Pihan (J.), 1988 - *L'érosivité des pluies en France*, Rennes, AURAU, 201 p.

Trzpit (J.-P.), 1980 - La Méditerranée, un creuset d'humidité, *Méditerranée*, 4, pp. 13-28.

Valadas (B.), 1984 - *Les hautes terres du Massif Central français : contribution à l'étude des morphodynamiques récentes sur versants cristallins et volcaniques*, Thèse de doctorat d'état de Université de Paris I, 927 p.

CONCLUSION DE LA 1^{ERE} PARTIE

La première partie de ce mémoire a présenté différents travaux de recherche consacrés, depuis la fin des années 1980, au fonctionnement hydrosédimentaire des systèmes fluviaux en moyenne montagne méditerranéenne. Ces travaux ont été conduits dans des contextes morphodynamiques variés, représentatifs de l'évolution des massifs de socle méditerranéens : dans des systèmes fluviaux en phase de relaxation alluviale, suite à la phytostabilisation de leurs versants ; sur des formes de ravinement reliques encore en activité ; lors de phases de recrudescence érosive, occasionnées par des travaux sylvicoles ou des incendies de forêt.

La démarche retenue est instrumentale, privilégiant la quantification des flux hydrosédimentaires. Réalisées dans le cadre de structures BVRE qui assurent une remarquable longévité aux équipements de terrain, ces recherches permettent de disposer aujourd'hui de longues chroniques de données : près de vingt ans pour la mesure de la charge alluviale dans les BVRE du mont Lozère, dix ans pour le budget de la ravine de l'Aubaret Vieil, neuf ans pour le suivi de la coupe forestière de la Latte, quatre ans pour le bilan érosif après incendie dans les Maures. Grâce à une approche multiscalaire combinant mesures sur parcelles et sur versants, équipement d'une ravine et quantification de la charge alluviale dans les talwegs, l'étude des discontinuités spatio-temporelles qui contrôlent le fonctionnement du système bassin versant a été placée au cœur de la problématique.

Certains résultats ont fait l'objet de publications. Les plus significatives ont été reproduites dans cette partie (*cf. supra*). Une part importante des données recueillies, notamment celles qui concernent la ravine de l'Aubaret Vieil, reste à exploiter. Le domaine le plus prometteur concerne l'analyse des relations pluie/débit solide, et devrait permettre de proposer un modèle mathématique du fonctionnement hydrosédimentaire de la ravine.

En l'état actuel des recherches et du dépouillement des données recueillies sur le terrain, quelques faits majeurs peuvent être dégagés, concernant le fonctionnement actuel des systèmes fluviaux des moyennes montagnes méditerranéennes de socle. Les principaux enseignements concernent le volume des flux hydrosédimentaires, leurs rythmes, et les discontinuités spatio-temporelles qui, à différents pas de temps, interrompent ou rétablissent le *continuum* fluvial entre les différents sous systèmes du bassin versant.

Des systèmes fluviaux peu actifs

Contrairement à l'image communément proposée pour la montagne méditerranéenne, souvent associée dans les manuels de géographie aux paysages de badlands et aux lits fluviaux en tresse, les massifs de moyenne montagne cristalline se caractérisent par des vitesses d'érosion lentes.

Remontée végétale et relaxation alluviale des systèmes fluviaux

Les faibles flux solides enregistrés aujourd'hui dans les hydrosystèmes s'expliquent d'abord par la remontée végétale consécutive à la déprise agropastorale du XX^e siècle. Qu'elle soit spontanée sous forme de matorral, de lande ou de forêt friche, ou qu'elle soit volontaire dans le cadre de reboisements réalisés par les services RTM, par l'OnF ou par des propriétaires privés, cette évolution a la même conséquence : elle aboutit à une phytostabilisation très performante des versants.

La faiblesse de la charge en suspension actuelle en témoigne (Dumazet, 1983 ; Martin, 1986), et les surfaces contributives en MES se limitent, pour l'essentiel, aux chemins forestiers. La charge de fond, quant à elle, est alimentée par des phénomènes de déstockages alluviaux, liés à une dynamique de relaxation du système fluvial. La médiocrité des taux de dégradation spécifique (figure 1-11) s'explique alors par des facteurs variés qui peuvent se combiner selon les contextes morphosédimentaires : de faibles stocks alluviaux résultants de purges antérieures efficaces (bassins versants des Maures, bassin de la Sapine) ; des conditions hydrodynamiques peu énergiques, liées notamment à la faiblesse des rayons hydrauliques (bassins de la Sapine et de la Latte) ; des berges bien phytostabilisées (bassins versants des Maures et de la Latte).

La production sédimentaire des systèmes fluviaux du mont Lozère et des Maures apparaît très faible comparée à d'autres moyennes montagnes méditerranéennes. Bien que les échelles de travail soient différentes, le contraste avec les valeurs disponibles dans la bibliographie est saisissant. Dans les Pyrénées orientales, Serrat (2000) a mesuré un taux de dégradation spécifique de 104 t/km²/an sur l'Agly. Dans le bassin voisin de la Têt, cette valeur s'élève à 430t/km²/an (Benech *in* Serrat, 2000). Pour les péninsules du sud de l'Europe (Italie, Balkans et Turquie), Poulos *et al.* ont publié, pour des bassins de quelques centaines de km² à quelques dizaines de milliers de km², des vitesses d'érosion comprises entre 150 et 4000 t/km²/an. Au Maghreb, Probst et Amiotte-Suchet (1992) proposent une valeur moyenne de 400t/km²/an.

En dépit du changement d'échelle incitant à la prudence, ces valeurs, acquises la plupart du temps sur des bassins en roches sédimentaires, soulignent à quel point la vitesse d'érosion actuelle est faible dans les systèmes fluviaux de moyenne montagne cristalline étudiés dans ce travail. En ne permettant plus à l'agressivité climatique de s'exprimer, la phytostabilisation joue un rôle déterminant dans cette atonie érosive. Pourtant, la médiocre fragilité de ces massifs n'est pas seulement conjoncturelle, elle est aussi structurelle. L'étude des dynamiques de ravinement en témoigne.

Des ravinelements qui évoluent au ralenti

Absentes dans le massif des Maures, en raison de la minceur des manteaux d'altérites, les formes de ravinement se sont abondamment développées dans les hautes Cévennes cristallines au cours des siècles derniers. Sur le massif de l'Aigoual–Lingas, comme sur le mont Lozère, leur incision a bénéficié de l'ampleur des manteaux arénacés, qu'il s'agisse d'arènes *in situ* ou de formations d'origine périglaciaire héritées du Pléistocène. Depuis un demi siècle, l'allègement de la charge pastorale ovine a favorisé la végétalisation et la cicatrisation de la plupart de ces formes de ravinement. Certaines d'entre elles, inscrites dans des zones de plus forte fragilité morphosédimentaire, restent néanmoins fonctionnelles.

C'est le cas de la ravine de l'Aubaret Vieil, sur le mont Lozère, dont le budget sédimentaire a été quantifié. La vitesse de l'érosion a été mesurée pendant dix ans, de 1990 à 1999. Si l'on retient comme indicateur de l'érosion ravinante l'évacuation longitudinale des sédiments, la vitesse mesurée varie de 18 t/ha/an en année modale, à 79 t/ha/an en intégrant l'épisode

morphogénique exceptionnel de septembre 1992. Dans le massif du Lingas, Muxart *et al.* (1987 et 1990) ont calculé une vitesse analogue sur la ravine de la Combe, pour une période de vingt ans : 23 t/ha/an.

Les vitesses de ravinement mesurées sur substrat granitique apparaissent très faibles au regard de celles qui ont été observées dans d'autres montagnes méditerranéennes, sur des ravinements marneux. Dans les Alpes du Sud, dans les badlands développées sur les Terres noires callovo-oxfordiennes, les valeurs proposées par les auteurs s'échelonnent de 100 à 300 t/ha/an (Combes, 1981 ; Descroix, 1985 et 1994 ; Bufalo, 1989 ; Olivry et Hoorelbeck, 1990 ; Mathys *et al.*, 1996, 2003). En Italie du Sud, pour des ravinements entaillés dans des marnes du Calabrien, Cavazza (1962) a publié des taux de dégradation de 235 t/ha/an. Au Maroc, Heusch (1969) a mesuré sur des ravines développées dans des marnes miocènes du pré-Rif une production sédimentaire de 200 t/ha/an.

En dépit de la forte érosivité pluviale des massifs cévenols, la vitesse d'évolution du ravinement sur substrat granitique apparaît donc, en année modale, beaucoup plus lente que sur marnes. L'écart est considérable, dans un rapport de 1 à 10. Selon toute vraisemblance, cet écart s'explique d'abord par une meilleure infiltrabilité et une moindre battance des arènes granitiques par rapport au substrat marneux. Mais il est sans doute également imputable à un contrôle pétrographique qui, en interdisant tout affouillement dans la roche en place, limite l'ampleur des formes de ravinement et les confine au strict manteau arénacé. Les flancs des ravines granitiques sont en général beaucoup moins longues et surtout moins pentues que ceux des entailles marneuses.

Coupes et incendies de forêt : des conséquences morphogéniques différentes

La phytostabilisation des systèmes fluviaux de moyenne montagne n'est pas immuable. Elle peut épisodiquement être remise en cause par les modes de gestion du milieu (écobuage, travaux sylvicoles) ou de façon accidentelle, par des incendies de forêt. L'impact morphodynamique de ces phénomènes a été étudié et quantifié.

Les coupes forestières : un impact érosif modéré, limité aux pistes et aux chemins de débardage

L'étude menée de 1987 à 1996 sur le bassin versant de la Latte montre que les conséquences érosives des coupes forestières restent modérées (figure 1-27). Durant les trois premières années qui ont suivi les travaux sylvicoles, l'érosion des sols sur les versants a atteint la valeur moyenne de 3,5 t/ha/an. Cette valeur s'est abaissée à 1,8 t/ha/an sur l'ensemble de la période d'observation 1987-1996, en raison d'une cicatrisation progressive des secteurs dégradés. Ces taux de dégradation sont faibles en comparaison de ceux qui sont mesurés en région méditerranéenne française, en secteur cultivé. Ainsi, dans le vignoble des Maures, Viguier (1995) a obtenu, sur parcelle expérimentale, des valeurs de perte en sol variant de 28 à 54 t/ha/an, selon les années. A titre de comparaison, on peut rappeler que le seuil de tolérance de perte en sol, fixé par le SCS américain dans les zones de culture, est de 11 t/ha/an (Neboit, 1991).

Les faibles taux d'érosion enregistrés sur les versants de la Latte s'expliquent par la nature des travaux sylvicoles. Ceux-ci n'occasionnent pas de modification importante de l'état de surface du sol, et le comportement hydrologique des versants est inchangé. Litières et rémanents, auxquels s'ajoute rapidement une explosion végétale qui profite de la lumière et de la chaleur, garantissent au sol infiltrabilité et stabilité. L'érosion reste limitée aux pistes forestières et aux chemins de débardage qui n'excèdent pas 5% de la surface totale. Durant les abats d'eau cévenols, ces derniers canalisent les eaux exfiltrées des nappes perchées et

sont dégradés par des phénomènes d'incision linéaire. Une fois apparues, ces formes de ravinement peuvent s'auto-entretenir plusieurs années durant et prolonger l'impact de la coupe pendant une décennie. Ce mode de fonctionnement hydrosédimentaire, où la dégradation des chemins joue un rôle prépondérant dans le bilan érosif, est souvent décrit dans la littérature anglo-saxonne et semble un mécanisme banal lors des coupes forestières (Megehan *et al.*, 1986 ; Leeks et Roberts, 1987 ; Leeks, 1990 ; Heede et King, 1990 ; Robichaud *et al.*, 1993).

Ces dégâts, dont l'ampleur reste modérée, pourraient être encore minorés par des pratiques sylvicoles conservatoires. Parmi ces mesures, on peut suggérer de ne pas tracer les chemins de débardage dans le sens de la plus grande pente et de ne pas traverser les pseudo-tourbières qui correspondent souvent à des points d'affleurement des nappes perchées. On peut également recommander d'éviter de travailler pendant les épisodes de forte pluviosité, car les sols saturés favorisent l'embourbement des engins et la création d'ornières qui, en chenalisant des eaux ruisselées, évoluent préférentiellement en ravines.

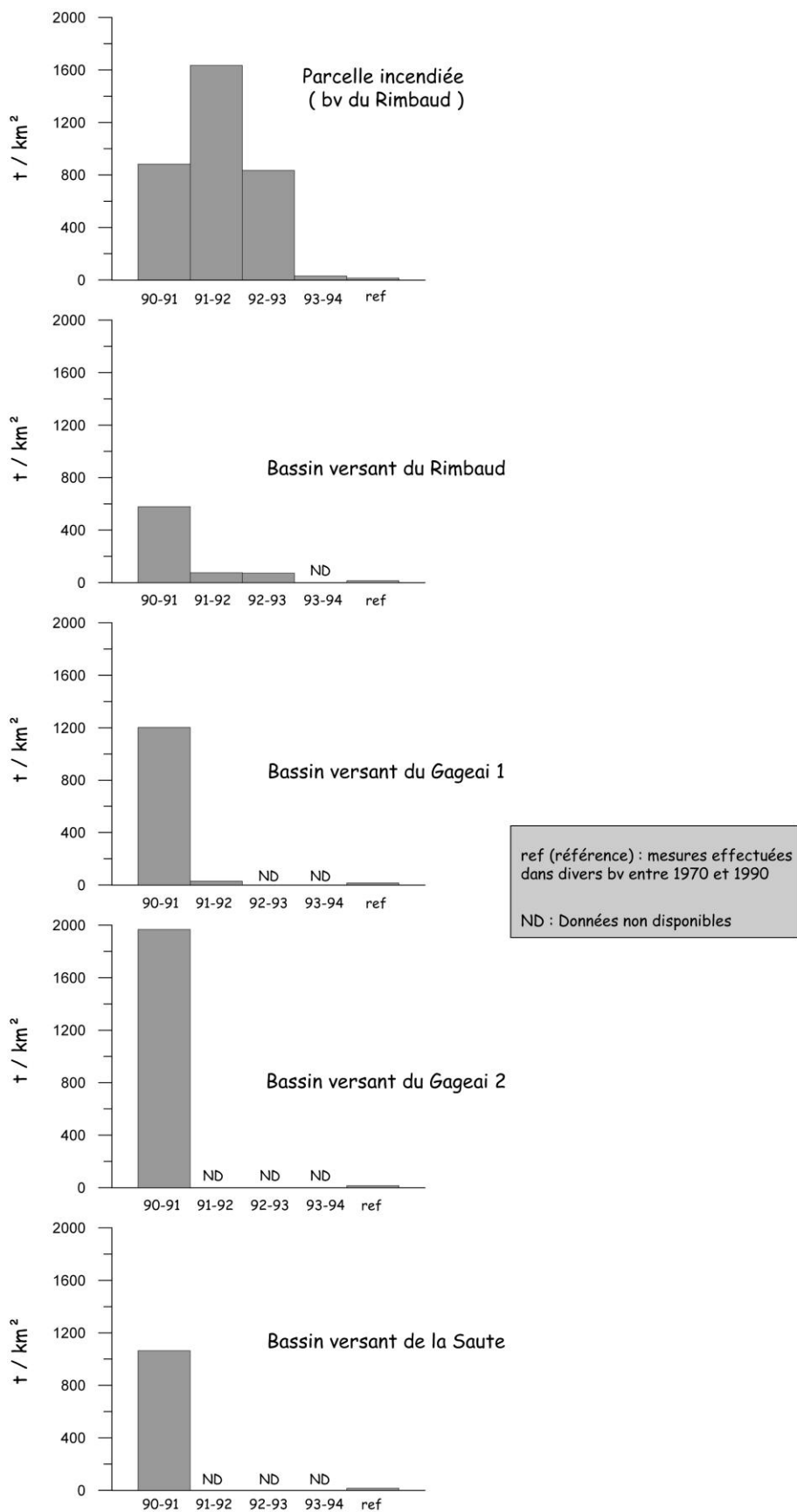
La vitesse d'érosion mesurée sur la Latte est d'autant plus faible qu'elle doit être rapportée à des cycles sylvicoles de longue durée. En raison d'une attaque parasitaire, la pessière a été coupée dès l'âge de 50 ans, alors que le cycle habituel, pour ces forêts de protection lozériennes, est de l'ordre de 100 à 150 ans. Réalisées avec des périodes de retour très espacées, et caractérisées par un impact morphodynamique ponctuel et modéré, les coupes forestières en moyenne montagne ne constituent pas une réelle menace érosive pour le capital pédologique. Il n'en est pas de même des incendies de forêts.

Les incendies de forêt : un fonctionnement hydrosédimentaire impulsif de courte durée

L'incendie de forêt qui a dévasté le massif des Maures en 1990, a entraîné une importante déstabilisation des systèmes fluviaux. Durant l'année qui a suivi le sinistre, les taux d'érosion se sont élevés, selon les bassins versants et les échelles de travail retenues, entre 600 t/km²/an et plus de 2000 t/km²/an. Ces valeurs ne sont pas beaucoup plus fortes que celles observées sur la Latte l'année qui a suivi la coupe (640 t/km²/an). Elles correspondent néanmoins à une augmentation spectaculaire des flux solides au regard du fonctionnement modal sous maquis (figure 1-13). Cet accroissement, dans un rapport de 1 à 1000, s'explique par une modification radicale du fonctionnement hydrologique des bassins versants (Martin et Lavabre, 2000). La destruction du couvert végétal et la forte dégradation de la litière rendent les sols battants et sensibles au ruissellement hortonien lors des pluies de forte intensité. Les volumes ruisselés favorisent une érosion aréolaire efficace sur les versants et génèrent dans les talwegs des crues éclair à forte charge solide.

Sur le bassin versant de la Latte, les phénomènes d'érosion consécutifs à la coupe forestière sont restés strictement liés aux artéfacts : le ravinement des pistes forestières a été favorisé par la formation d'ornières dans les nappes perchées subaffleurantes et par le colmatage des buses. L'impact spatial est ponctuel mais durable : il se fait encore sentir plusieurs années après la fin des travaux. Le modèle de fonctionnement est différent après incendie. Dans les systèmes fluviaux des Maures, celui-ci a entraîné un décapage aréolaire généralisé des sols. Les conséquences pour le capital pédologique ne sont évidemment pas les mêmes. Si la destruction du couvert végétal par le feu provoque une augmentation importante et généralisée de l'érodabilité des versants, celle-ci reste en revanche de courte durée. Très rapidement, la recolonisation végétale par les graminées et les rejets de souche joue un rôle protecteur efficace. Les effets de ce reverdissement se font sentir dès la deuxième année à l'échelle du bassin versant, un peu plus tard, au terme de la troisième année seulement, à l'échelle de la parcelle (figure 1-13 et 1-24).

Figure 1-13 : La dégradation spécifique annuelle après l'incendie de forêt



Une réponse sédimentaire rapide et forte, mais limitée dans le temps, semble être un comportement courant des systèmes fluviaux dévastés par les incendies de forêts. Il a été observé par maints auteurs, dans des milieux méditerranéens comparables au massif des Maures (Knighton, 1977 ; Swanson, 1981 ; Wells, 1981 ; Vega et Diaz-Fieros, 1987 ; Sevink, 1988 ; Sanroque *et al.*, 1989 ; Brown, 1990 ; May, 1990 ; Soler et Sala, 1990 ; Sala et Rubio éd., 1994 ; Inbar *et al.*, 1997). La conservation des sols face au risque incendie se pose donc en deux termes principaux. Elle dépend de la fréquence de ces catastrophes écologiques et, surtout, de l'occurrence dans les mois qui suivent l'incendie, d'épisodes pluvieux de forte intensité. Cette question se pose avec d'autant plus d'acuité que les milieux méditerranéens connaissent un régime pluviométrique immodéré et irrégulier qui joue un grand rôle dans le fonctionnement spasmodique des systèmes fluviaux.

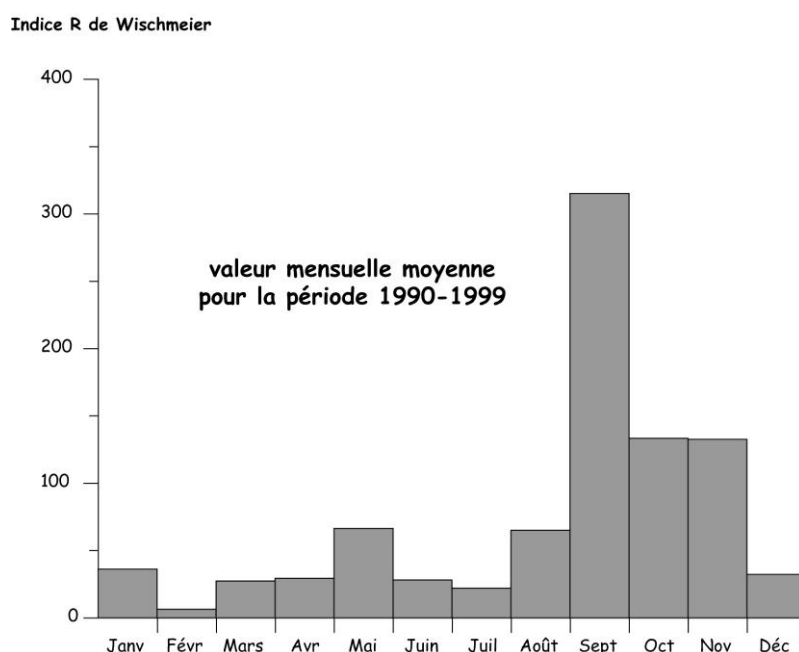
Un fonctionnement spasmodique

Caractérisées par des régimes pluviométriques immodérés et irréguliers, les moyennes montagnes méditerranéennes connaissent des rythmes de production hydrosédimentaire très discontinus. Le fonctionnement spasmodique s'y exprime à trois échelles temporelles : au pas de temps saisonnier, sur un rythme interannuel et lors d'épisodes exceptionnels à forte efficacité morphogénique. Cependant ces discontinuités temporelles s'expriment inégalement selon les unités morphologiques, versant ou talweg.

L'automne, temps fort du fonctionnement hydrosédimentaire

A toutes les échelles considérées, l'automne constitue la saison morphodynamique la plus efficace. Cette forte saisonnalité s'explique par le régime pluviométrique méditerranéen et le déclenchement, au cours de l'automne, d'abats d'eau à fort pouvoir sédimentogène. Cette agressivité climatique automnale est bien traduite par l'immodération saisonnière de l'indice d'érosivité pluviale de Wischmeier (figure 1-14). Au mont Lozère, avec un indice R moyen de 580 sur la décennie 90/99, l'automne totalise 65% de l'érosivité pluviale annuelle.

Figure 1-14 : L'indice mensuel d'érosivité pluviale de Wischmeier sur le mont Lozère



Cette immodération s'explique par des situations météorologiques particulièrement pluvieuses, survenant entre la fin de l'été et le début de l'hiver et combinant les caractères atmosphériques de ces deux saisons (Trzpit, 1980 ; Vigneau, 1986 ; Godard et Tabeaud, 1993). Dès la fin de l'été, des situations de type hivernal peuvent se mettre en place sur l'ouest de l'Europe : des descentes d'anticyclones mobiles polaires accompagnés par la formation, sur le bassin méditerranéen, de gouttes froides d'altitude. A la même époque, les premières dépressions méditerranéennes bénéficient encore d'une ambiance climatique héritée de la saison chaude : une atmosphère au fort pouvoir évaporant qui se charge d'une grande quantité d'humidité au dessus d'une Méditerranée surchauffée. C'est la conjugaison de ces deux phénomènes, des perturbations riches en vapeur d'eau et des gouttes froides d'altitude favorisant le mécanisme de détente, qui explique le caractère particulièrement pluvieux des dépressions méditerranéennes automnales. Les volumes précipités atteignent couramment 100 à 400 mm en 24 ou 48 heures, générant des écoulements rapides de crues abondants (Davy, 1990). Les moyennes montagnes, où les ascendances orographiques renforcent les discontinuités frontales, sont particulièrement exposées à ces abats d'eau. Ceux-ci sont responsables des fameuses crues cévenoles, gardonnades et vidourlades, et des aiguats catalans.

Les épisodes pluvieux d'automne constituent les temps forts du fonctionnement hydrosédimentaire des bassins versants de moyenne montagne méditerranéenne. Néanmoins, cette immodération des flux détritiques est inégalement marquée selon les sous systèmes morphologiques.

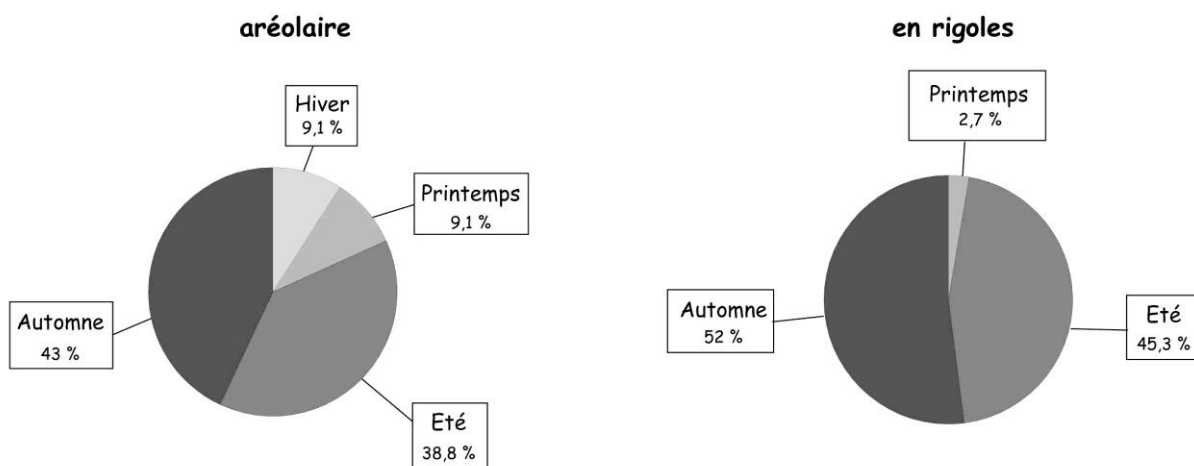
Façonnés par des processus d'érosion élémentaires qui demandent peu d'énergie, les versants ont un fonctionnement moins immodéré que les axes fluviaux (figure 1-15). Ce phénomène a été observé dans les Maures où, durant les deux ans qui suivent l'incendie, l'automne ne représente que 70% de l'efficacité érosive annuelle sur la parcelle expérimentale, contre 95% dans le talweg (en ajoutant pour la première année l'évènement de forte intensité du 9 décembre qui représente à lui seul 65% du transport solide annuel dans le bassin versant). En revanche pour la troisième année, caractérisée par une forte revégétalisation, l'automne joue un rôle prépondérant dans les deux sous systèmes, puisqu'il y représente 99% des transports solides.

Cette meilleure pondération de l'érosion aréolaire a été bien démontrée sur les flancs de la ravine de l'Aubaret Vieil (figure 1-16). L'automne n'y constitue que 40% de l'efficacité annuelle, à égalité avec l'été, tandis que les saisons intermédiaires représentent chacune 10%. Trois mécanismes érosifs principaux se combinent dans l'année, garants d'une certaine pondération : l'érosion hydrique (rejaillissement pluvial et ruissellement diffus) est le mécanisme le plus ubiquiste, tandis que la cryoptation superficielle ne s'exerce qu'en saison froide, et que l'érosion mécanique sèche est produite par le piétinement ovin en été. L'immodération se renforce néanmoins avec l'érosion linéaire en rigole (figure 1-17). Deux mois, août et septembre, représentent à eux seuls 83% de l'activité annuelle mais, cette fois, l'automne (52%) n'est guère plus efficace que l'été (45%). L'intensité pluviale momentanée est un élément déterminant pour le déclenchement de ce mécanisme d'érosion. Le seuil observé est d'environ 50 mm/h en 6 minutes pour les pentes de 35 à 37 ; il s'élève à 75 mm/h sur les pentes de 25-28°, pour atteindre 100 mm/h sur les pentes de 20°. Les averses orageuses de fin d'été, brèves mais violentes, sont à cet égard d'une remarquable efficacité morphogénique.

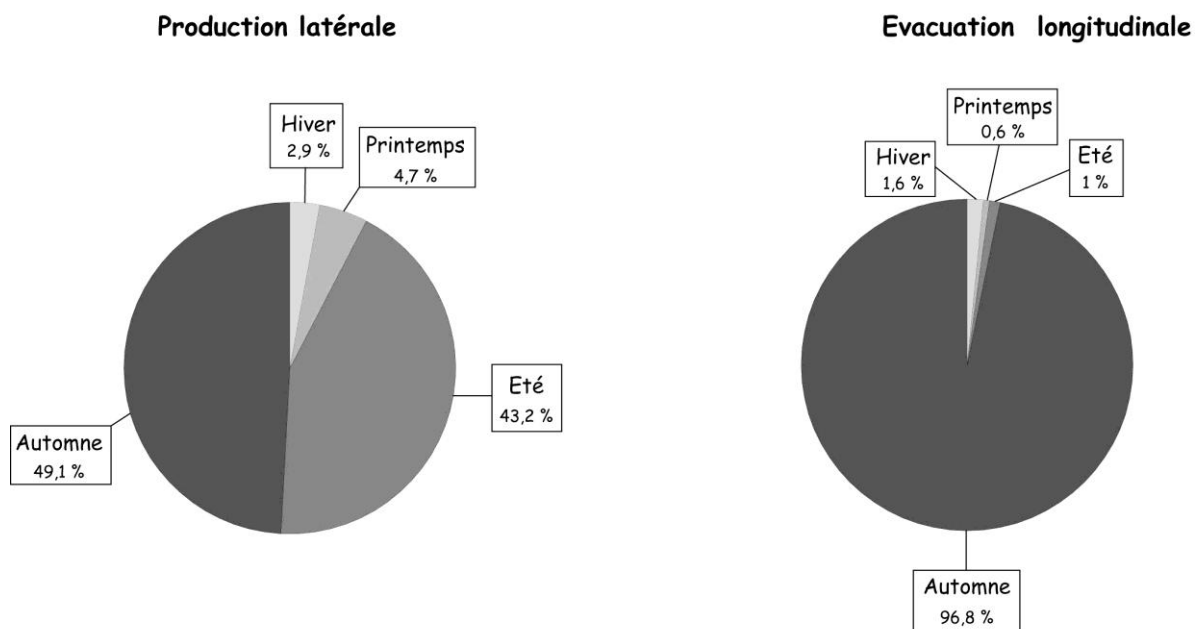
C'est dans les talwegs, où l'ampleur des flux solides dépend de l'abondance des écoulements rapides de crue, que le rôle prépondérant de l'automne est le plus affirmé. Ce phénomène s'observe bien dans les drains élémentaires de rang 0 comme la ravine de l'Aubaret Vieil. En fonctionnement modal, l'automne occasionne 86% du charriage annuel, l'essentiel (85,6%) ayant lieu en deux mois seulement, du 20 septembre au 20 novembre (figure 1-18). L'hiver, placé en 2^e position, ne pèse que 7% du total annuel.

Figure 1-16 : L'efficacité saisonnière totale sur la ravine de l'Aubaret Vieil

Détails de l'érosion latérale



Bilan sédimentaire total



bilan total sur la période 1990 - 1999

Figure 1-17 : La distribution saisonnière de l'érosion en rigoles sur la ravine de l'Aubaret

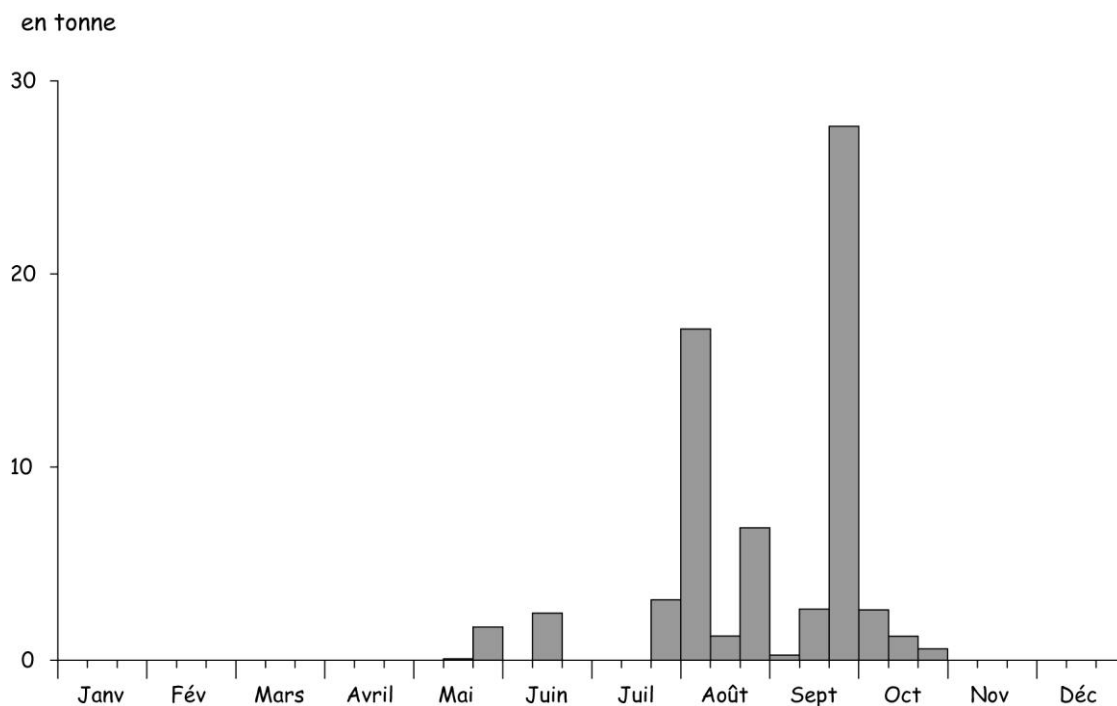
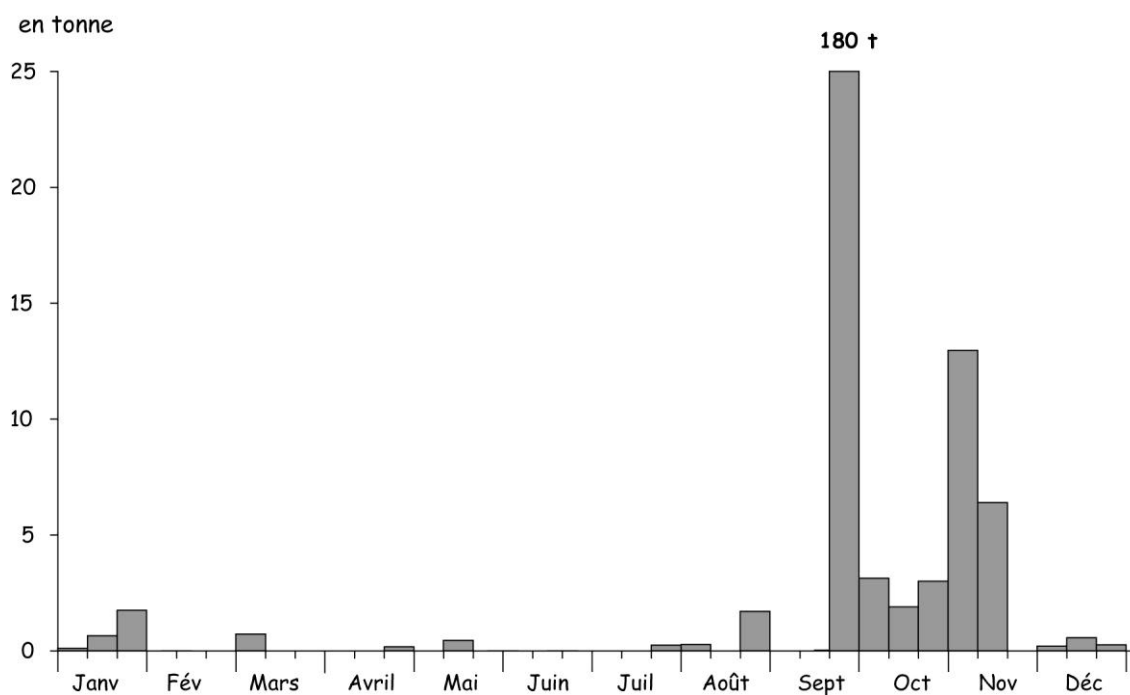
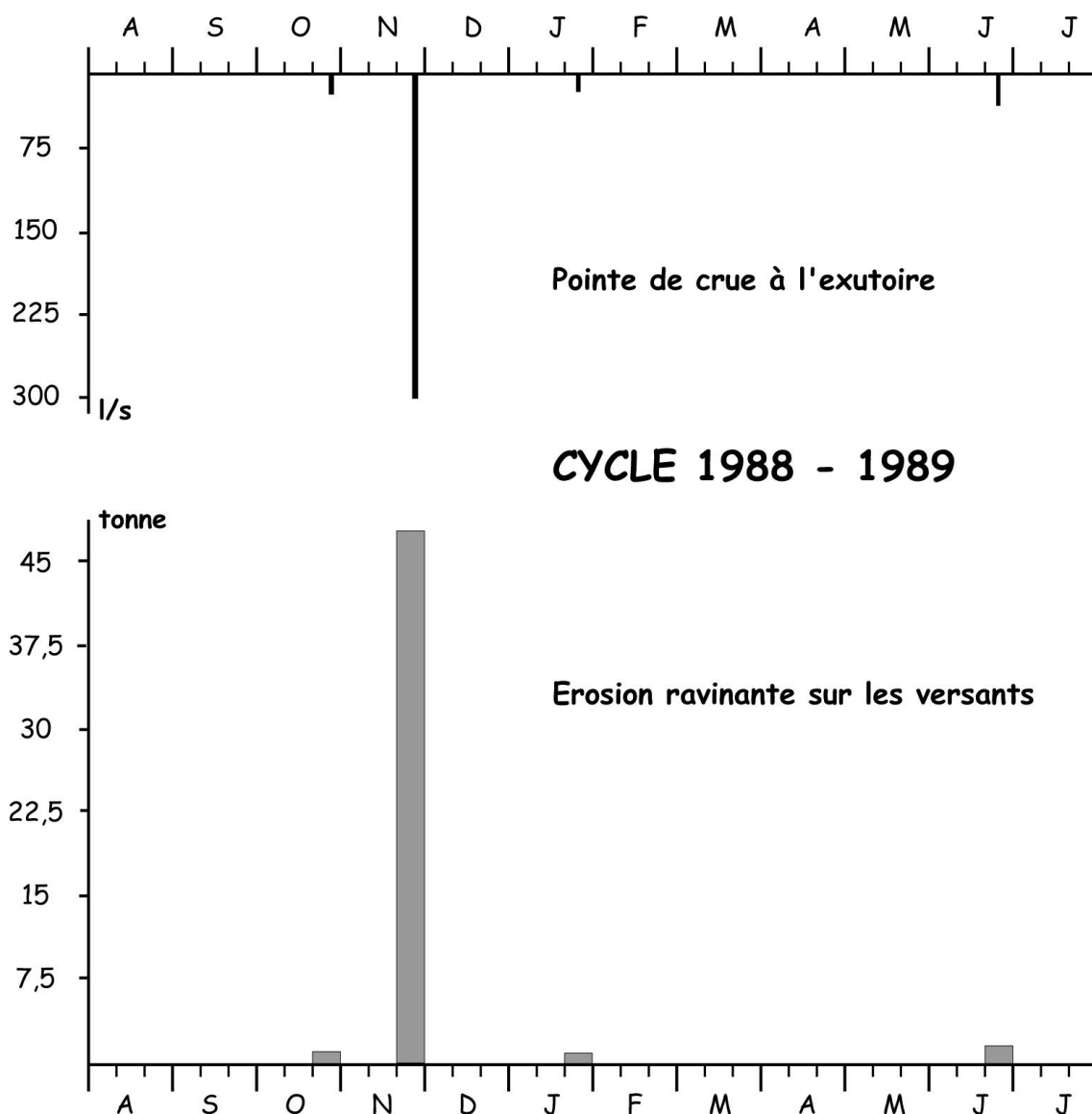


Figure 1-18 : La distribution saisonnière du charriage longitudinal sur la ravine de l'Aubaret



Cette immodération se vérifie également dans les vallons de rang 1 du mont Lozère (80% de la charge solide annuelle sur la Latte et la Cloutasse) et devient écrasant dans les Maures (95 à 98% sur le Rimbaud). Alimenté par l'exfiltration des nappes perchées durant les épisodes pluvieux, le ravinement des chemins de débardage après la coupe forestière de la Latte n'a pas échappé à ce calendrier érosif. Sur le cycle 89/90, la crue survenue le 21 novembre est responsable de 95% du bilan érosif annuel.

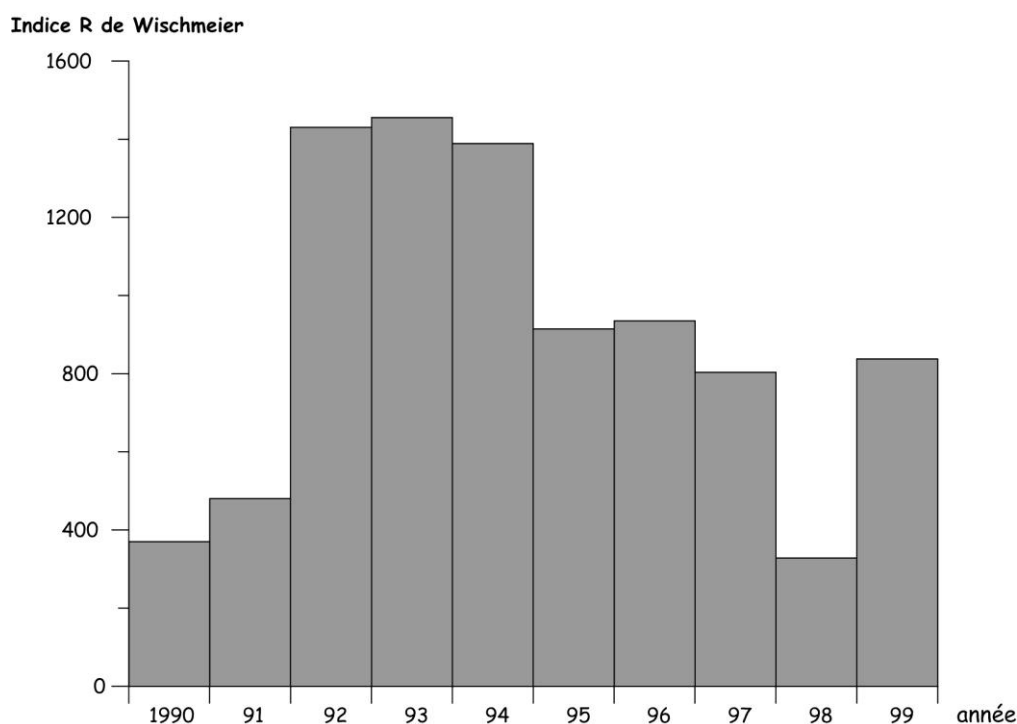
Figure 1-19 : L'immodération de l'érosion ravinante sur les versants de la Latte



Une grande variabilité interannuelle

Immodéré, le régime pluviométrique méditerranéen est aussi irrégulier. Sur le mont Lozère, au cours de la décennie 90/99, l'indice R annuel de Wischmeier a varié de 370 à 1456. Cette amplitude s'explique par le caractère aléatoire, d'une année sur l'autre, des grands abats d'eau automnaux. On retrouve, comme pour l'immodération, un gradient d'irrégularité croissant des versants aux talwegs.

Figure 1-20 : L'indice annuel d'érosivité pluviale sur le mont Lozère



Celui-ci apparaît bien sur la ravine de l'Aubaret Vieil (figure 1-21 et 1-22). Avec un coefficient de variation de 31%, la production sédimentaire aréolaire est la plus régulière. Elle résulte d'un grand nombre d'épisodes érosifs, répartis toute l'année, générés par des processus variés qui garantissent une certaine régularité. L'amplitude reste modérée, elle s'étend de 2 t en 1998 à 5,6 t en 1993. Elle s'accroît considérablement pour l'efficacité du ruissellement concentré en rigoles : de 0,26 t en 1998 à 10,4 t en 1996 (en excluant l'événement du 22 septembre 1992), soit un coefficient de variation de 63%. Vingt quatre épisodes d'érosion en rigoles se sont déclenchés en dix ans, selon un rythme de deux à quatre par an. Mais le 5^e quintile, qui regroupe les cinq épisodes les plus actifs (22 septembre 1992 exclu) représente 63% de la production sédimentaire décennale. L'amplitude interannuelle est encore plus marquée pour le charriage longitudinal dans le bief de la ravine : de 0,05 t en 1990 et 1998 à 11,3 t en 1994 (toujours en excluant le 22 septembre 1992). Cinquante sept crues accompagnées de phénomènes de charriage ont été comptabilisées en dix ans, mais leur fréquence est très inégale : trois par an en 1990, 1998 et 1999, douze durant l'année record de 1996. Leur efficacité est tout aussi irrégulière : le 10^e décile, qui réunit les six pics de crue les plus efficaces, totalise 69% de la charge solide décennale.

Figure 1-21 : L'irrégularité de la production sédimentaire annuelle sur la ravine de l'Aubaret

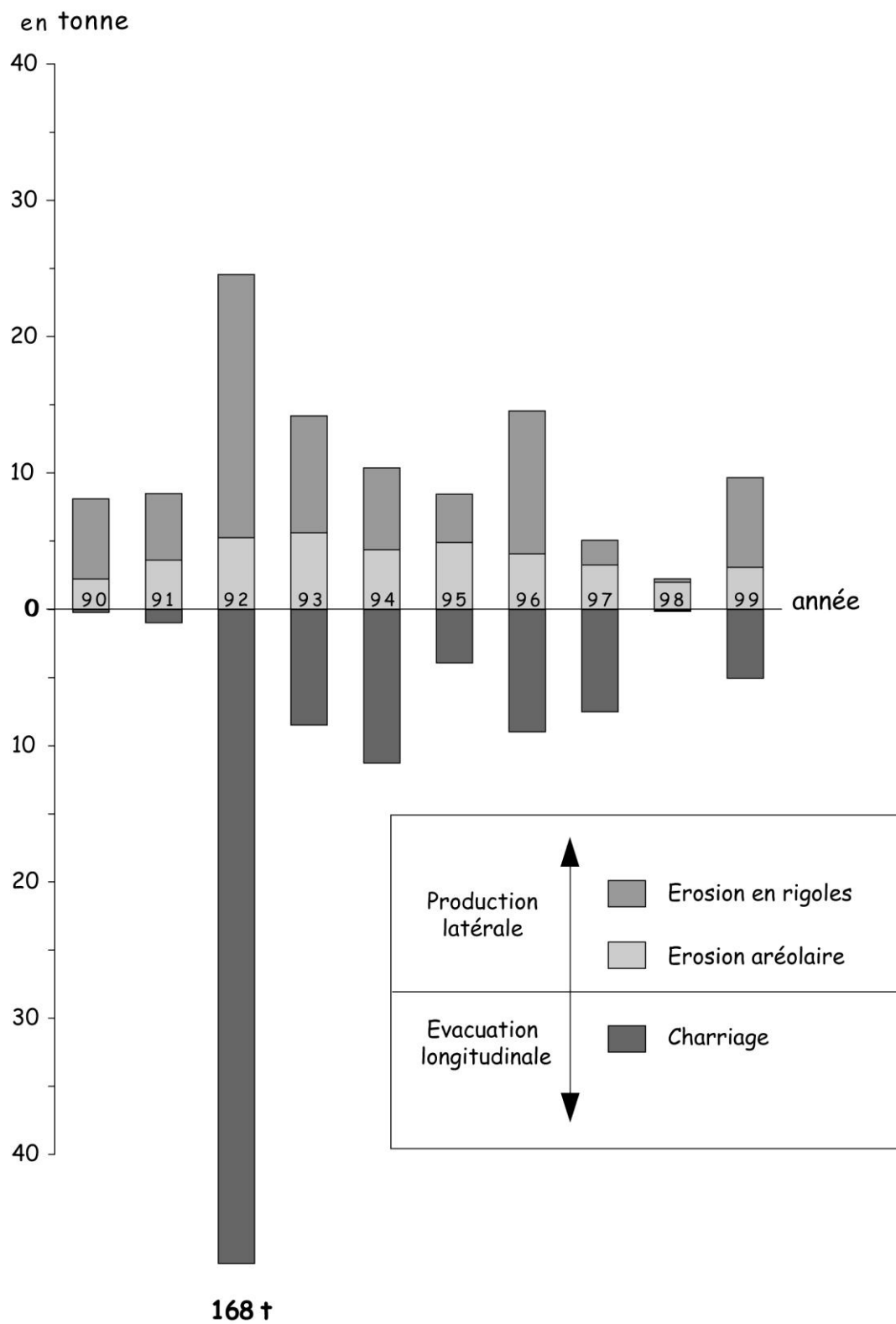
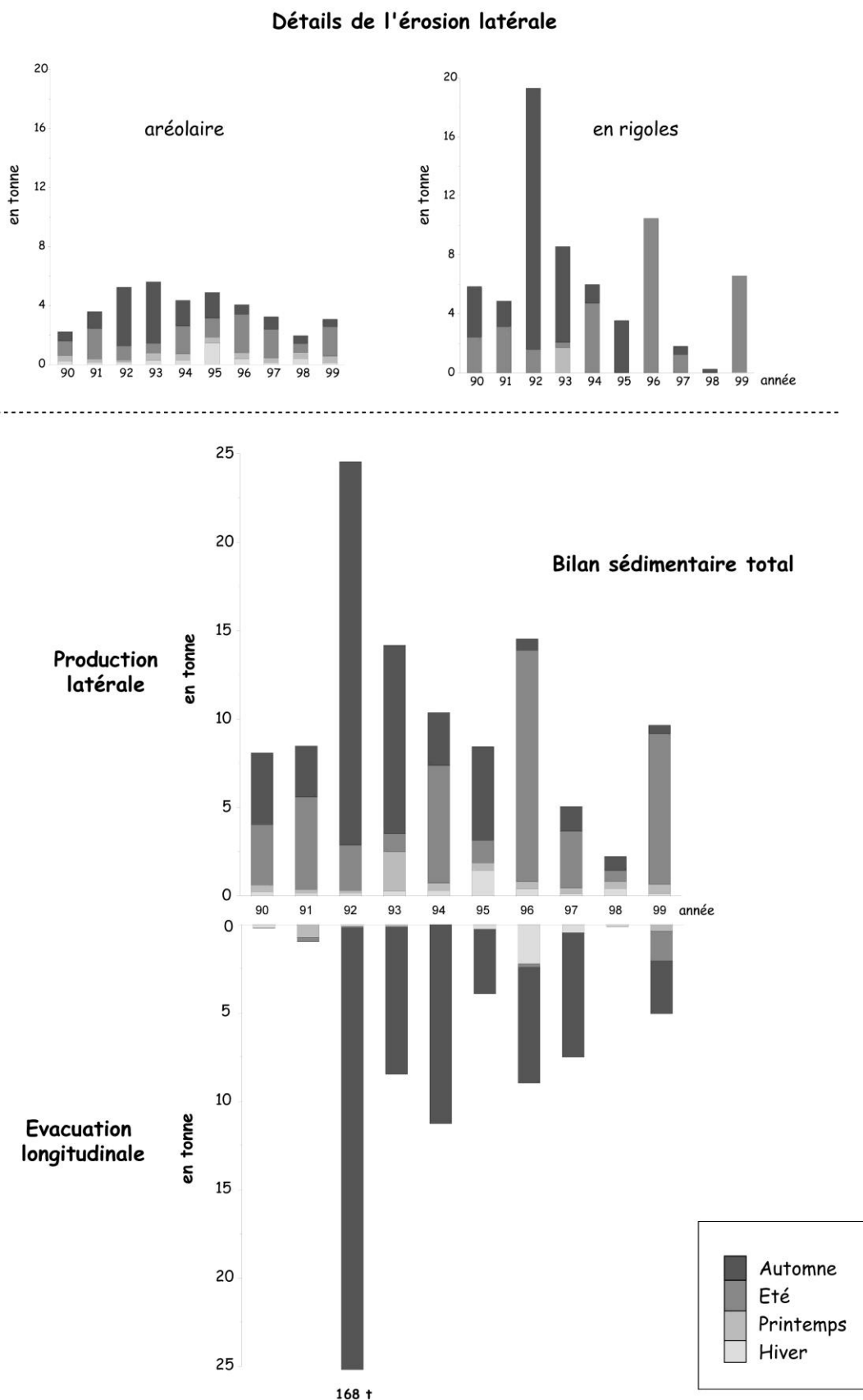


Figure 1-22 : L'efficacité saisonnière sur la ravine de l'Aubaret Vieil , immodération et irrégularité



Prépondérante à l'échelle d'une ravine, l'irrégularité interannuelle se manifeste également à l'échelle d'un bassin versant. Les trois bilans érosifs annuels établis sur la Latte après la coupe de la pessièrè ont mis en évidence des contrastes importants, dans un rapport de 1 à 13 selon la pluviosité d'un cycle à l'autre (figure 1-27).

Mais c'est dans les sections fluviales aval que la variabilité interannuelle est la plus spectaculaire. Au mont Lozère, la mobilisation de la charge de fond dans les lits fluviaux des vallons de rang 1, qui demande une force de cisaillement élevée, ne devient vraiment efficace que lors des plus fortes crues. En fonctionnement modal toujours, c'est-à-dire en excluant la crue du 22 septembre 1992, les six crues les plus efficaces ont occasionné, en 18 ans, 50 % de la charge alluviale des bassins versants.

La variabilité hydrosédimentaire des petits systèmes fluviaux de moyenne montagne méditerranéenne est un fait essentiel. Sa prégnance s'exagère encore lorsque l'on prend en compte les épisodes érosifs de faible période de retour au potentiel morphogène exceptionnel.

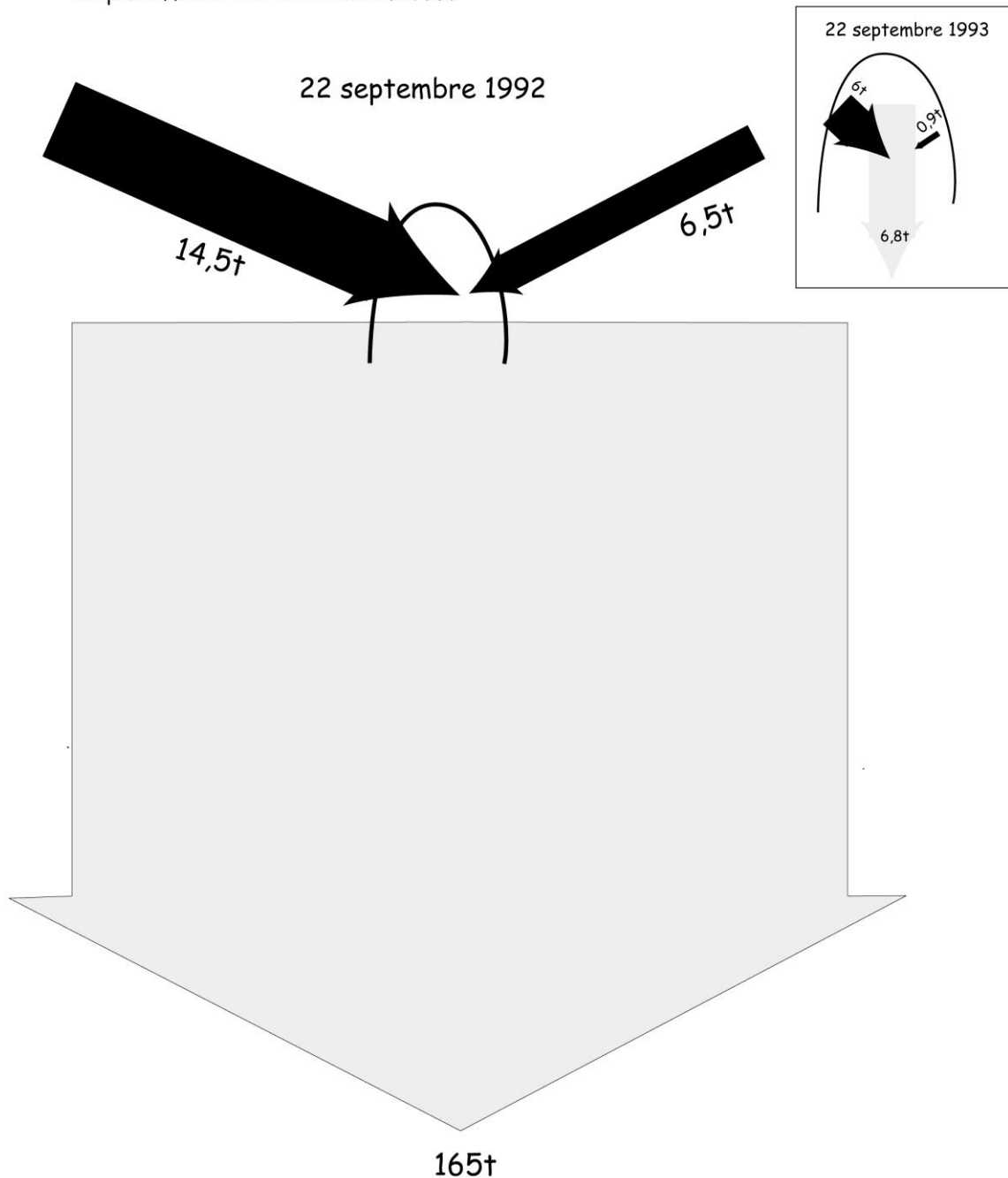
Aléa pluviométrique exceptionnel et effet seuil morphogénique

Les abats d'eau d'automne prennent parfois, en milieu méditerranéen, un caractère exceptionnel. Cette singularité est liée à des cumuls pluviométriques, particulièrement importants au cours de brèves périodes. Près de 2000 mm entre le 16 et 20 octobre 1940 dans les Pyrénées orientales, dont 1000 mm pour la seule journée du 17 (Bécat et Soutadé, 1993) ; 400 à 450 mm en 6 heures 30 le 3 octobre 1988 à Nîmes (Davy, 1989) ; 300 mm en 6 heures sur le mont Ventoux le 22 septembre 1992 (Arnaud-Fasseta et al, 1993) ; 620 mm en 48 heures les 12 et 13 novembre 1999 sur les Corbières, dont 230 mm en 4 heures (Arnaud-Fasseta *et al*, 2001). Ces épisodes pluvieux particulièrement abondants ont générés des crues catastrophiques dont les effets morphogéniques ont été abondamment étudiés par les géomorphologues. A titre d'exemple, on peut citer Soutadé (1980, 1993), Bécat et Soutadé (1993), Calvet (1993) pour l'aiguat de 1940 dans les Pyrénées orientales ; Davy (1989 et 1990) et Fabre (1989) pour l'épisode de Nîmes de 1988 ; Arnaud-Fasseta *et al.* (1993), Flageollet *et al.* (1993), Coste *et al.* (1993), pour l'épisode pluvieux de 1992 ; ou encore Calvet (2001) et Arnaud-Fasseta *et al.* (2002) pour les crues dans l'Aude de 1999. Ces travaux soulignent l'impact morphogénique de ces crues exceptionnelles, mais les observations restent le plus souvent descriptives, tant il est vrai que la quantification de tels phénomènes géomorphologiques est difficile. Pourtant le rôle joué par ces épisodes morphogéniques dans la vitesse d'érosion est un point essentiel qui mérite d'être discuté (Tricart, 1960 ; Calvet, 1993 et 1996 ; Calvet et Lemartinel, 2002).

Sur le mont Lozère, l'action sédimentogène de l'épisode pluvio-orageux du 22 septembre 1992 a pu être quantifié sur la ravine de l'Aubaret Vieil, et mise en perspective avec le fonctionnement modal mesuré entre 1990 et 1999. Cet épisode pluvieux se singularise par son intensité totale et momentanée. Entre 300 et 350 mm sont tombés en 4 heures sur le flanc sud du mont Lozère, avec des intensités sur 6 minutes qui ont excédé à plusieurs reprises 150 mm/h. La réponse hydrologique des BVRE du mont Lozère a été étudiée par Cosandey (1993). Dans les bassins de la Latte, de la Sapine et des Cloutasses, les pointes de crue ont atteint respectivement 1560 l/s, 2750 l/s et 6570 l/s, alors que les deuxièmes plus forts débits enregistrés entre 1982 et 2002 n'excèdent pas 820 l/s sur la Latte en septembre 1993, 1930 l/s sur la Sapine en octobre 1994 et 2710 l/s sur les Cloutasses en 1982.

Figure 1-23 : L'efficacité érosive de l'épisode pluvio-orageux du 22 septembre 1992, un effet de seuil spectaculaire

Représentation, à l'échelle, des deux épisodes morphogéniques les plus efficaces de la décennie 90/99.



Fonctionnement sédimentaire latéral et longitudinal simultané.
Effet de seuil beaucoup plus marqué pour le charriage longitudinal.
=> Purge longitudinale et déstockage très efficaces.

Dans la ravine de l'Aubaret Vieil, l'impact morphogénique a été particulièrement intense, entraînant un véritable remodelage d'une partie de la forme. Cependant, l'ampleur de l'effet de seuil observé diffère selon les unités fonctionnelles (figure 1-23). Sur les flancs de la ravine, l'érosion aréolaire et en rigoles a produit près de 18 tonnes de sédiments, soit 3 fois plus que le deuxième épisode le plus efficace de la chronique (en août 1996). Cet événement représente 18% de la production latérale totale en 10 ans. Cependant, c'est dans le bief que l'effet de seuil est le plus spectaculaire : 168 tonnes ont été exportées par charriage hors de la ravine, 24 fois plus que le deuxième épisode le plus efficace de la série. En l'espace d'une à deux heures, 78% de la charge longitudinale décennale a été évacuée.

En Algérie, dans un bassin versant marneux fortement raviné inférieur à 1 km², Gomer (1995) a pu quantifier l'efficacité hydrosédimentaire d'un événement pluvieux extrême. En octobre 1991, une averse de 25 mm, caractérisée par une intensité maximum de 38,8 mm/h en 30 mn, a généré à elle seule 70% de la charge solide évacuée en trois ans dans le bassin versant. Bien que la période de mesure soit beaucoup plus brève, on retrouve des proportions semblables à celles observées au mont Lozère.

En passant de la production hydrosédimentaire latérale, liée à des processus de ruissellement élémentaires, à la circulation longitudinale, où le charriage est contrôlé par des mécanismes hydrodynamiques de plus forte énergie, on assiste, sur la ravine de l'Aubaret Vieil, au franchissement d'un seuil morphogénique spectaculaire. Pourtant, cet effet de seuil s'inverse au niveau scalaire supérieur, dans les vallons de rang 1.

Contrairement au bief de la ravine, incisé dans un vallon de rang 1, l'impact morphologique de la crue du 22 septembre 1992 est resté insignifiant dans les lits fluviaux des vallons de rang 1. Les retouches ont été modérées, à peine plus importantes que lors des crues à débit de plein bord ordinaires. Sans doute cette différence s'explique-t-elle par un profil en long moins pentu (8% sur les Cloutasses contre 23% pour la ravine), par une dissipation importante de l'énergie dans des lits majeurs phytostabilisés, et par des planchers alluviaux calés sur les nappes fluvioglaciales ou fluvionivales pléistocènes, que leur richesse en blocs rend peu affouillables. Dans les BVRE, la charge solide de la crue du 22 septembre 1992 n'a pas pu être mesurée, les fosses sédimentaires s'avérant largement sous dimensionnées. Sur les bassins de la Sapine et de la Latte, le calcul de la charge par extrapolation de la droite de régression débit liquide-débit solide donne des valeurs plausibles, au regard des impacts morphologiques observés sur les lits fluviaux. Les charriages calculés sont respectivement de 2,3 tonnes et de 5,9 tonnes, soit seulement deux à trois fois supérieurs au débit solide des plus fortes crues enregistrées durant 18 ans. Dans le bassin de la Cloutasse, cette extrapolation donne une valeur exagérée de 640 tonnes, totalement incompatible avec la réalité observée sur le terrain. Dans les faits, l'augmentation de la charge solide ne suit pas une progression linéaire avec le débit liquide, elle s'infléchit par effet de seuil inverse, en raison d'un gain d'efficacité décroissant.

De façon spectaculaire dans le bief de la ravine, beaucoup plus modérée dans les lits fluviaux de rang 1, la crue du 22 septembre 1992 a occasionné des déstockages sédimentaires. Ces purges alluviales participent à l'exercice des discontinuités spatiotemporelles qui, à différentes échelles de temps, interrompent le *continuum* fluvial amont-aval.

Le poids des discontinuités spatiotemporelles

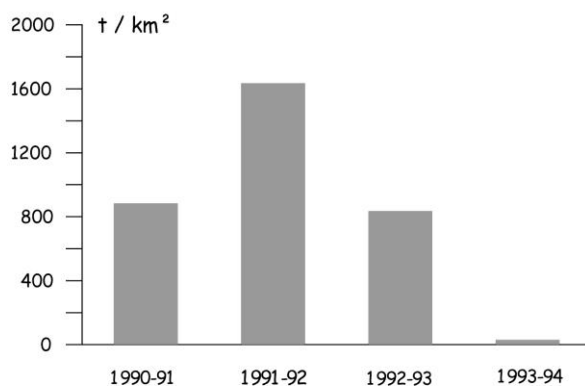
Immodération et irrégularité de la production sédimentaire, processus morphodynamiques en relais, substitution de charge sont autant de phénomènes qui favorisent la multiplication des mécanismes de discontinuités spatiotemporelles au sein du système bassin versant. Les différents protocoles instrumentaux et l'élaboration de budgets sédimentaires ont permis d'appréhender et de quantifier cette cascade sédimentaire dans sa multitemporalité et à différentes échelles spatiales.

Les incendies de forêt : une connectivité versants / talweg renforcée de façon éphémère

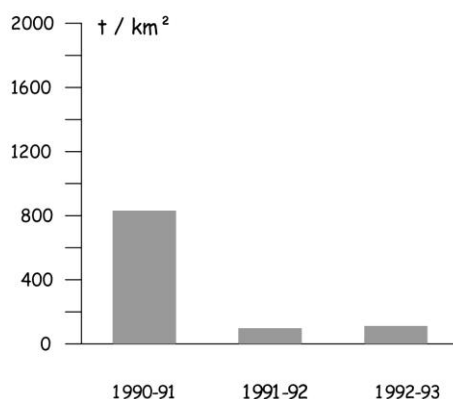
Dans le massif des Maures, le dispositif instrumental emboîté dans le bassin versant du Rimbaud n'autorise qu'un raisonnement selon le principe de la « boîte noire ». La parcelle expérimentale, installée sur le versant apporte une estimation des entrées solides dans le bassin versant tandis que la station de mesure à l'exutoire fournit une information sur les sorties alluviales. On ne dispose donc d'aucun renseignement sur les mécanismes de circulation interne, aires sédimentaires contributives et phénomènes de substitution de charge. Il n'est donc pas possible de calculer le *Sediment Delivery Ratio* du bassin versant, encore moins d'en établir le budget sédimentaire. Néanmoins, quelques informations méritent d'être soulignées.

Figure 1-24 : Les discontinuités spatiales versant / talweg dans le bassin du Rimbaud

Perte en terre dans la parcelle expérimentale



Taux de dégradation spécifique du bassin versant



Le rapport charge alluviale à l'exutoire/perte en sol sur les versants, élevé dans l'année suivant l'incendie (0,66), s'abaisse de façon considérable les deux années suivantes (0,05 et 0,09). Ces chiffres suggèrent une forte connectivité entre versants et talweg durant la 1^{ère} année après l'incendie. Mais celle-ci ne dure pas. Dès la deuxième année, les discontinuités spatiales entre les deux principaux sous systèmes du bassin s'affirment à nouveau (figure 1-24). Sur les versants, la remontée végétale, retardée par des conditions édaphiques contraignantes, reste insuffisante pour annihiler les processus d'érosion élémentaires. En revanche, dans les talwegs où les sols et les réserves hydriques sont plus importants, la revégétalisation est plus rapide et exerce vraisemblablement une action de sur les flux sédimentaires en provenance des versants.

Ces discontinuités s'exercent aussi de façon inégale dans le temps. En octobre 1990, une série de petites averses occasionne une importante perte en terre sur la parcelle (556 t/km²) mais est insuffisante pour générer des crues efficaces dans les talwegs (120 t/km²). Le fonctionnement s'inverse en décembre. Une forte crue, survenue le 9 de ce mois, entraîne une importante évacuation sédimentaire dans les lits fluviaux (368 t/km²), tandis que les transits sur les versants restent médiocres (102 t/km²).

L'hétérochronie qui caractérise le fonctionnement des deux unités versant-talweg à l'échelle de bassin versant de rang 1 ou 2 s'observe également à plus grande échelle, celle de la ravine de l'Aubaret Vieil sur le mont Lozère.

La ravine de l'Aubaret Vieil : des discontinuités spatiales multitemporelles

Sur les BVRE du mont Lozère, plusieurs protocoles de mesure ont permis de renseigner la « boîte noire » en localisant les aires sédimentaires contributives et en quantifiant les flux. Deux échelles spatiales ont été retenues : un bassin de rang 0 inscrit sur un versant (l'Aubaret Vieil) et un bassin versant de rang 1 (la Latte).

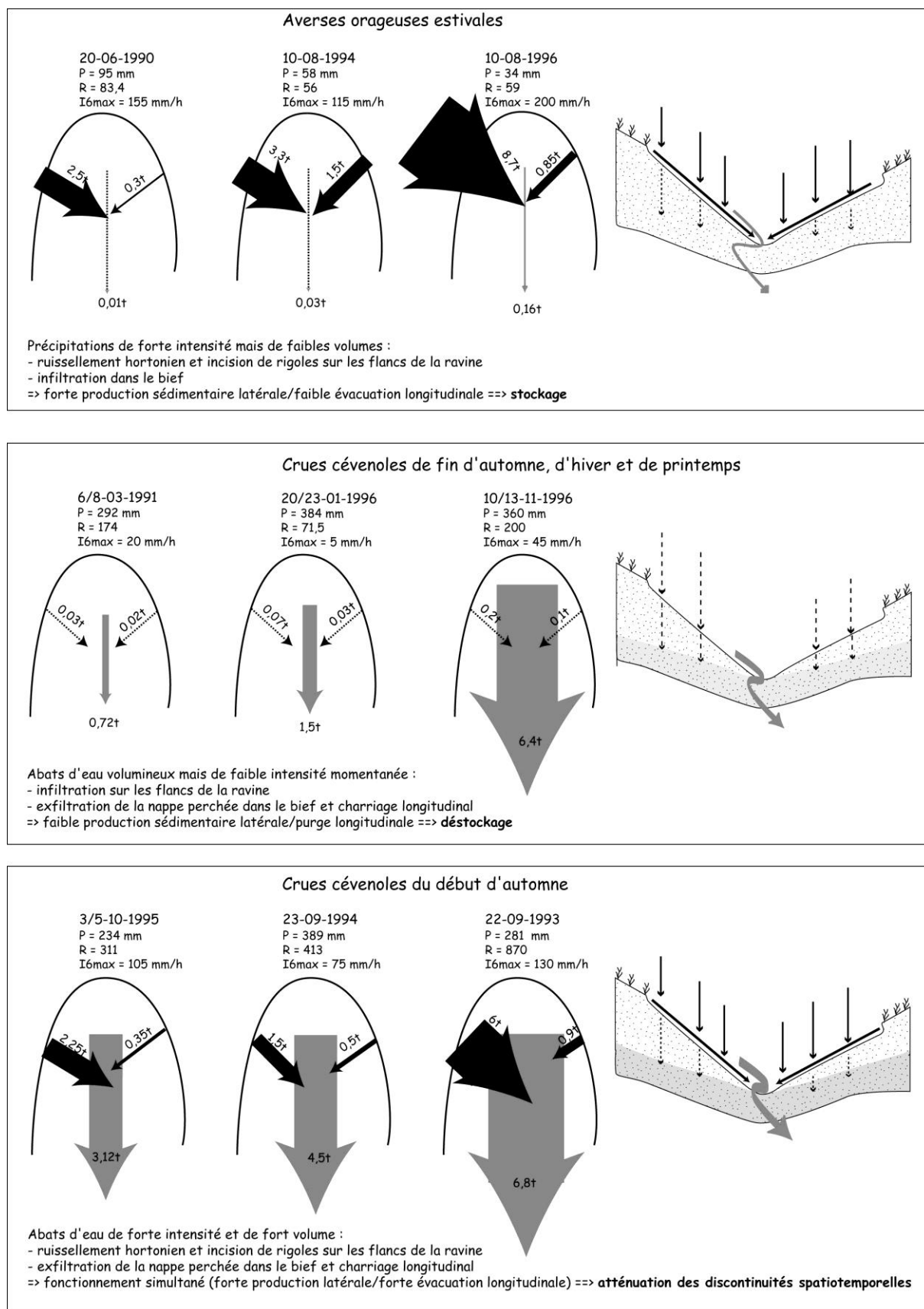
Dans un petit système bassin versant de type ravine, le dispositif garantit, en principe, une forte connexion morphologique entre versants et talweg. Pourtant l'élaboration du budget sédimentaire de la ravine durant 10 ans a mis en évidence que cette continuité morphologique ne s'accompagne pas nécessairement d'une connectivité fonctionnelle. Au contraire, à tous les pas de temps considérés, depuis l'événement individuel jusqu'au rythme pluriannuel, les transits sédimentaires sont interrompus par des relais spatiotemporels qui s'exercent de façon multiforme.

Trois types d'épisodes sédimentogènes efficaces ont été observés. Leur saisonnalité comme leur budget sédimentaire diffèrent considérablement (figure 1-25).

Les averses orageuses estivales sont brèves mais souvent intenses. Elles génèrent, sur les flancs de la ravine, un ruissellement hortonien qui s'accompagne d'une érosion efficace. La production sédimentaire latérale est importante mais les transferts longitudinaux restent insignifiants faute d'écoulement abondant dans le bief. Le stockage l'emporte alors largement sur l'évacuation, dans un rapport de 1 à 100.

A la fin de l'automne, en hiver et au printemps, les pluies cévenoles atteignent parfois de forts cumuls pluviométriques, mais leur intensité momentanée reste faible. L'infiltrabilité des arènes n'est pas dépassée et l'action morphogénique est indigente. En revanche, le débordement de la nappe aquifère de versant, qui s'exfiltre dans le bief, entraîne une crue à forte capacité de charriage. Evacuation longitudinale et déstockage alluvial marquent le bilan, dans un rapport de 1 à 10 vis-à-vis de la fourniture latérale.

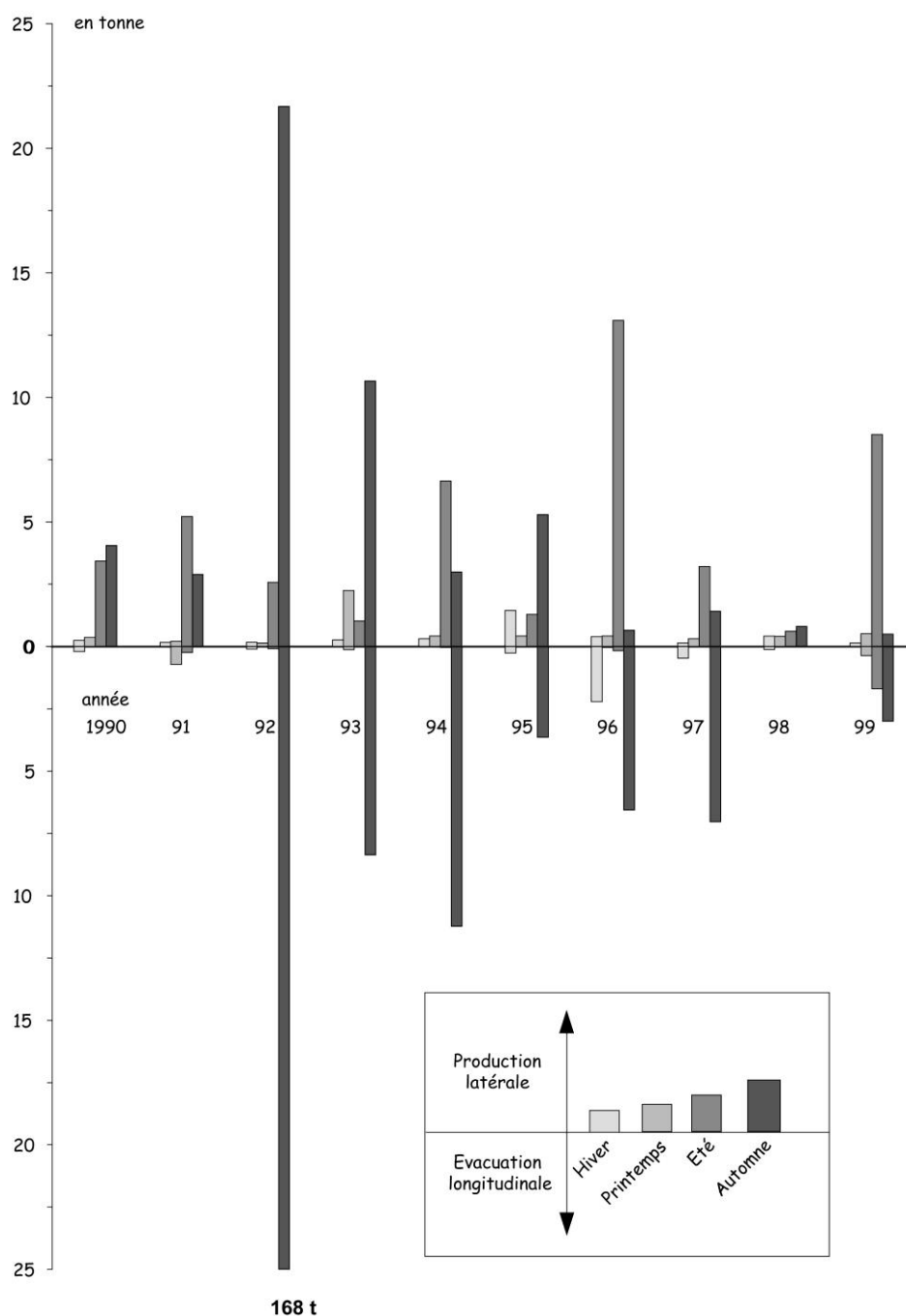
Figure 1-25 : Des discontinuités spatiotemporelles variées selon les épisodes morphogéniques efficaces



La continuité fonctionnelle versant-talweg n'est assurée qu'à l'occasion des crues cévenoles du début d'automne. Combinant de forts totaux pluviométriques et des intensités momentanées efficaces, ces épisodes génèrent, de façon synchrone, érosion en rigoles et charriage longitudinal. Sans disparaître totalement, les discontinuités spatiotemporelles qui affectent le cheminement sédimentaire amont-aval s'atténuent considérablement.

La distribution de ces épisodes sédimentogènes dans l'année imprime une forte saisonnalité au jeu des stockages-déstockages (figure 1-26). Le stockage peut se produire en toute saison, mais c'est en été et en automne qu'il est le plus important. Le déstockage ne se produit avec efficacité qu'en automne, à deux exceptions près : l'hiver 1996 et l'été 1999.

Figure 1-26 : Le budget sédimentaire saisonnier de la ravine de l'Aubaret



Ces mécanismes saisonniers alternés de stockage-déstockage ont été observés dans le vallon de l'Airette par Muxart et al. (1987 et 1990), mais ils n'ont pas été quantifiés. Ils semblent fréquents dans le fonctionnement des ravinements car ils sont décrits par de nombreux auteurs dans des milieux morphoclimatiques variés. Dans le nord ouest de l'Angleterre, dans les Howgills Fells, Harvey (1974 et 1987) a mis en évidence de telles discontinuités fonctionnelles dans des ravinements incisés dans des moraines. La production sédimentaire latérale se produit de façon efficace une douzaine de fois par an (l'été représente 1/4 de l'efficacité annuelle, la saison froide les 3/4) tandis que la purge longitudinale dépend d'épisodes hivernaux de plus forte intensité qui ne se produisent qu'une fois tous les deux ans en moyenne. A Draix, dans les Terres noires ravinées, Bufalo (1989) évalue le stockage saisonnier, dans les biefs, à environ 15% de la charge alluviale. Mais le bilan s'équilibre chaque année grâce à une purge automnale efficace.

Sur la ravine de l'Aubaret, le bilan est loin de se compenser. Il ne s'équilibre ni sur un cycle annuel (excepté en 1994), ni sur un cycle pluriannuel. En fonctionnement modal, (en excluant l'épisode pluvieux du 22 septembre 1992), le bilan sédimentaire de la ravine est largement favorable au stockage, avec un *ratio* longitudinal/latéral de 0,63. Sur la ravine de l'Aubaret, le jeu prépondérant des discontinuités spatiotemporelles entre versants et talweg s'explique sans doute par deux facteurs essentiels : par la texture grossière des arènes, dont les sables et les graviers représentent plus de 90% de la production sédimentaire et favorisent les ruptures de charge ; par le fonctionnement hydrologique très contrasté des différents sous systèmes en fonction des caractéristiques des épisodes pluvieux.

Quant au bilan interannuel favorable au stockage, il traduit une plus grande fréquence et une plus grande efficacité globale des épisodes pluvieux de forte intensité à action morphogène latérale, par rapport aux abats d'eau volumineux responsables des purges longitudinales. Si ces épisodes de transit longitudinal sont, dans l'ensemble, moins actifs que les phases de production latérale, ils acquièrent de façon occasionnelle une efficacité exceptionnelle capable de modifier totalement le bilan sédimentaire de la ravine. C'est ce qui s'est produit lors de l'averse du 22 septembre 1992, qui représente, à elle seule, 77% du transit longitudinal décennal. Ainsi, en intégrant cette crue dans le bilan décennal, celui-ci s'inverse totalement et bascule en faveur du déstockage dans un rapport longitudinal/latéral de 2,17.

Ce modèle de fonctionnement a été décrit par d'autres auteurs, grâce à des budgets sédimentaires établis dans de petits bassins versants (Trimble, 1983 ; Madej, 1984 ; Knox, 1989). Trimble (1995) considère qu'il est caractéristique des systèmes fluviaux de haute énergie, en domaine montagnard et en milieux arides. Les épisodes morphogéniques de faible intensité et de forte fréquence se traduisent par des phénomènes de stockage et entraînent le remblaiement des talwegs, tandis que les épisodes de forte intensité, à longue période de retour (20 à 100 ans) sont responsables de purges et de déstockages brefs mais efficaces. Les discontinuités spatiotemporelles versant-talweg s'exercent alors sur des pas de temps pluridécennaux, ce qui rend indispensable le maintien de protocoles de mesures sur de longues périodes. Ces discontinuités ont été également observées sur le bassin de la Latte avec la mise en évidence d'un phénomène d'hystérésis généré par la coupe forestière.

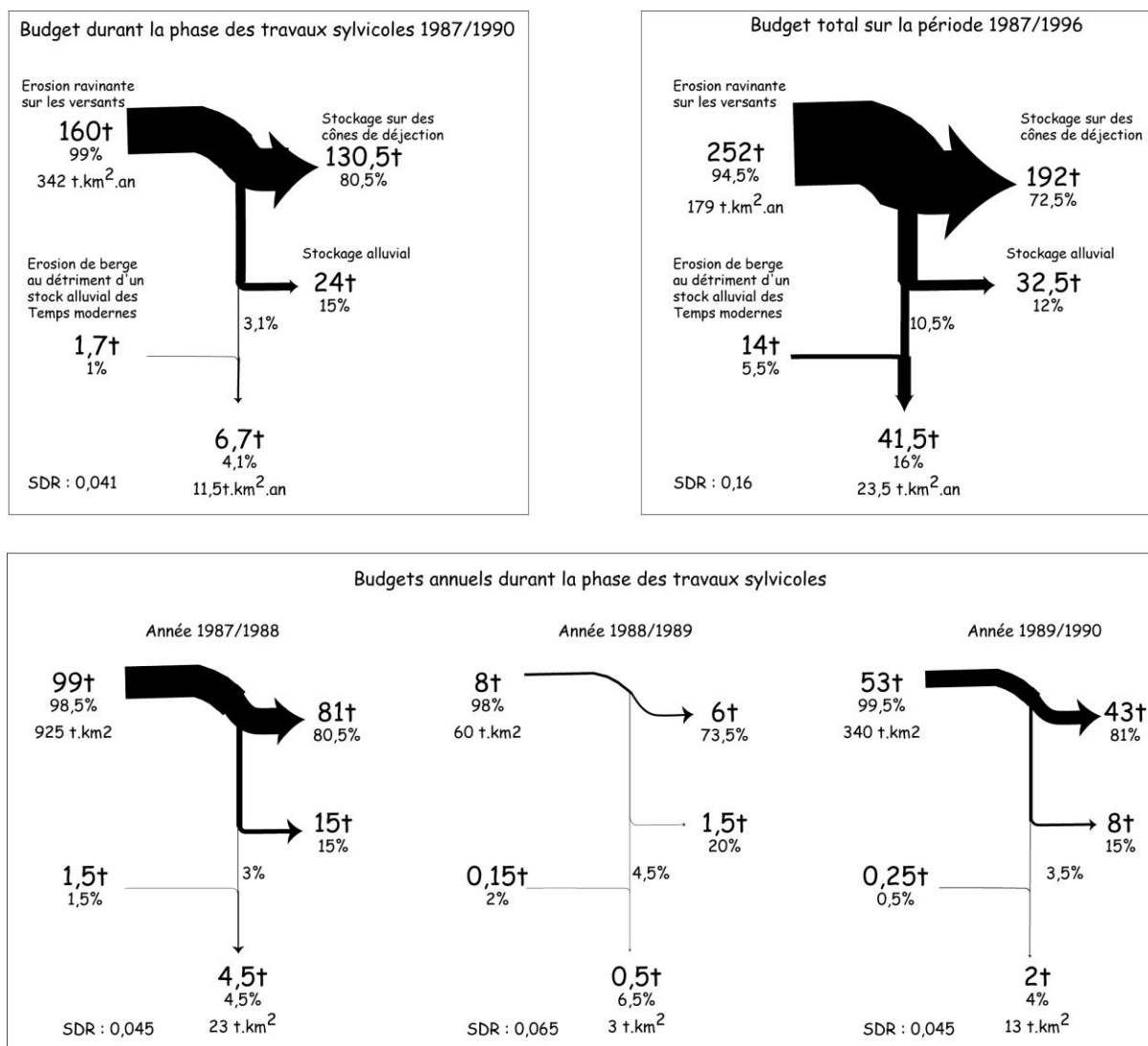
La coupe forestière sur la Latte : stockage sédimentaire et hystérésis

La taille modeste du bassin versant de la Latte (19,5 ha) et les aires contributives sédimentaires très localisées ont permis d'élaborer un véritable bilan quantifié du fonctionnement hydrosédimentaire après la coupe forestière.

Contrairement à la ravine de l'Aubaret, fourniture sédimentaire et circulation longitudinale dans le talweg ont joué de façon synchrone lors des grands abats d'eau cévenols d'automne. Dans les deux cas, les mécanismes hydrologiques ont été les mêmes : des

écoulements rapides de crue générés par un débordement généralisé des nappes aquifères. Trois principaux enseignements se dégagent de ce bilan.

Figure 1-27 : Les budgets sédimentaires du bassin versant de la Latte après la coupe forestière



Le fonctionnement hydrosédimentaire du bassin versant de la Latte se caractérise par un très mauvais *Sediment Delivery Ratio* : 0,04 pour la période 1987/90, phénomène qui se reproduit chaque année dans les mêmes proportions. L'essentiel de la charge sédimentaire produite dans le bassin versant est restée piégée en bas de pente, sur des cônes de déjection et dans les sections amont du lit fluvial. Des discontinuités spatiales d'une telle ampleur ont été observées dans l'Idaho, dans des conditions morphologiques et érosives similaires (Megahan *et al*, 1986). Dans des petits systèmes fluviaux granitiques de 1km² environ, la construction de routes forestières a multiplié par 5 l'érosion sur les versants, mais 7% seulement de la production sédimentaire a été évacué du bassin, l'essentiel restant stocké en bas de pente et dans les lits fluviaux.

Qu'il s'agisse du bassin de la Latte ou de ceux de l'Idaho, des *Sediment Delivery Ratio* aussi peu performants sont étonnants pour des bassins versants d'aussi petite taille. Ces faibles valeurs ne s'observent en général que dans des grands bassins hydrographiques, dont la taille excède 100 ou 1000 km² (Trimble, 1981 ; Walling, 1988 ; Phillips, 1991). Elles s'expliquent vraisemblablement par un contrôle morphostructural propre aux massifs granitiques : des paléotopographies bien conservées, garantes de systèmes de pentes peu déclives ; de nombreuses ruptures de pente structurales ; une production sédimentaire grossière propice aux ruptures de charge (la fraction sablo-graveleuse représente plus de 80% de la masse texturale des arènes sur le mont Lozère, la charge de fond atteint 70% des transports dans les bassins étudiés dans l'Idaho).

Sur l'ensemble de la période étudiée, 1987/1996, le *Sediment Delivery Ratio* s'améliore sensiblement dans le bassin de la Latte : Il s'élève alors à 16%. Cette évolution est symptomatique d'un phénomène d'hystérésis, fréquemment observé dans les bassins concernés par les travaux forestiers (Burt *et al.*, 1984 ; Leeks et Roberts, 1987, Leeks, 1990). Plusieurs années après la fin des travaux, les chemins forestiers ont continué à se dégrader, entraînant progressivement le colmatage des buses d'évacuation des eaux de ruissellement. En 1994, soit 5 ans après la fin des opérations sylvicoles, une nouvelle ravine est apparue dans la partie aval du bassin, à proximité du chenal principal. Une part importante de la production détritique de cette ravine a alors été directement injectée dans ce chenal. Ce phénomène d'hystérésis résulte d'un mécanisme de rémanence à court terme. Il s'est produit quelques années seulement après la fin des travaux sylvicoles.

Un second effet retard, s'exerçant à une toute autre échelle temporelle, joue un rôle majeur dans le budget sédimentaire de la Latte. Il s'agit du sapement de berge actif dans la partie aval du chenal. Cette reprise d'érosion est responsable de l'essentiel de la charge de fond évacuée au cours de la période d'observation. Elle n'a pourtant aucun lien de causalité avec la coupe forestière, mais résulte d'un phénomène de déstockage dans un remblaiement alluvial hérité des Temps modernes (*cf* 2^e partie). Ici la discontinuité spatiotemporelle joue sur une période de trois siècles. Ce sont des ruptures similaires qui expliquent aujourd'hui l'essentiel de la charge solide des petits systèmes fluviaux du mont Lozère.

La relaxation des systèmes fluviaux : expression de discontinuités pluriséculaires à plurimillénaires

La remontée végétale qui résulte de la déprise agropastorale actuelle s'accompagne, sur le mont Lozère, d'une relaxation alluviale des systèmes fluviaux. Dans les BVRE, la prépondérance de la charge de fond sur les MES témoigne bien des mécanismes de déstockage à l'œuvre dans les bassins. Ceux-ci s'exercent au détriment de deux ensembles sédimentaires principaux : les remblaiements sablo-graveleux finiholocènes et les nappes grossières fluvioglaciales ou fluvionivales pléistocènes (*cf* 2^e partie).

Les trois bassins versants étudiés offrent des situations morphodynamiques différentes. A peine amorcée sur la Latte, la récupération est en voie d'achèvement sur la Sapine tandis qu'elle s'exerce avec efficacité sur les Cloutasses. Cependant, quelque soit le cas de figure, la réactivation du *continuum* fluvial se fait après des discontinuités spatiotemporelles pluriséculaires à plurimillénaires. Ce modèle de fonctionnement alluvial, commandé par la nature et l'ampleur des déstockages sédimentaires rappelle le concept de dynamique paraglaciale proposé par Church *et al.* (1972, 1989) pour les systèmes fluviaux de Colombie Britannique.

Des flux hydrosédimentaires limités, interrompus par d'incessantes discontinuités spatiales qui s'expriment selon une multitemporalité, tel est le fonctionnement caractéristique des systèmes fluviaux de moyenne montagne cristalline. Cette cascade sédimentaire, qui contrôle le *continuum* fluvial, génère d'importants phénomènes de stockage sédimentaire. A l'échelle du temps moyen, pluriséculaire à plurimillénaire, ces dépôts constituent de précieuses archives naturelles conservant la mémoire morphodynamique des bassins versants. L'étude géoarchéologique de ces enregistrements sédimentaires permet de reconstituer l'histoire holocène des systèmes fluviaux.

DEUXIEME PARTIE

***LES DYNAMIQUES HYDROSEDIMENTAIRES
HOLOCENES***

INTRODUCTION DE LA 2^E PARTIE

Depuis une vingtaine d'années se sont multipliés, en France, les travaux de recherche consacrés aux dynamiques tardiglaciaires et holocènes des systèmes fluviaux. Deux colloques réunis sur ce thème à dix ans d'intervalle témoignent de ce foisonnement scientifique :

- 1991, Table Ronde de Meudon sur les « Rythmes d'évolution des formes fluviales d'accumulation et de creusement en milieux tempérés » (Bravard, 1992 ; Neboit-Guilhot, 1992)
- 2001, Séminaire de Motz sur les « Variations paléohydrologiques en France depuis 15000 ans » (Bravard et Magny, 2002).

Ce courant de recherche développé sur le territoire français n'est pas isolé, il s'inscrit au sein d'un vaste mouvement européen. Né dans les années 1970 sur les rives de la Méditerranée (Vita-Finzi, 1969), il concerne actuellement l'ensemble de l'Europe (Gregory, 1983 ; Gregory *et al.*, 1987 ; Starkel *et al.*, 1991 ; Bell et Boardman, 1992 ; Bravard *et al.*, 1992 ; Gregory *et al.*, 1995 ; Brown, 1997 ; Macklin, 1999 ; Igl *et al.*, 2000). La plupart des travaux sont menés selon une démarche que l'on associe aujourd'hui à l'archéologie environnementale ou à la géoarchéologie (Guilaine, 1991 ; Bravard et Presteau, 1997 ; Berger *et al.*, 2000 ; Burnouf *et al.*, 2001). Ces néologismes, empruntés aux auteurs anglo-saxons (Waters, 1992 ; Walsh, 1998) désignent les recherches consacrées aux interactions entre les sociétés humaines et les paléoenvironnements terrestres. La géoarchéologie fait donc autant appel aux sciences de l'Homme et de la Société qu'aux sciences de la Terre et de la Nature, dans le cadre d'une démarche scientifique pluridisciplinaire.

Les systèmes fluviaux se situent à l'interface entre l'Homme et la Nature (Amoros et Petts, 1993). Leur dynamique est contrôlée par les flux liquides et solides qui les parcourent. Ce sont des systèmes morphologiques à processus-réponse qui réagissent au jeu de variables de forçage externe : les sociétés agropastorales et leur action sur la végétation, les fluctuations climatiques. Ainsi les évolutions et les métamorphoses fluviales holocènes sont considérées comme des réponses morphosédimentaires à l'anthropisation des milieux et aux variations hydroclimatiques. Décrypter ce jeu combiné de l'Homme et du climat est d'ailleurs l'un des enjeux de la reconstitution des paléodynamiques fluviales holocènes (Neboit, 1979, 1991 ; Neboit-Guilhot 1990 ; Bravard, 1996 ; Burnouf *et al.*, 2001 ; Bravard et Magny, 2002).

L'examen de la carte publiée dans les actes du colloque de Motz (Bravard et Magny, 2002) souligne de façon spectaculaire l'inégale avancée des recherches entreprises sur les paléodynamiques fluviales holocènes en France. Depuis une vingtaine d'années, l'essentiel des connaissances a été acquis dans les Alpes (Jorda, 1980, 1983 ; Gautier, 1992 ; Rosique, 1996 ; Jorda et Provansal, 1996 ; Ballandras, 1997 ; Miramont, 1998 ; Jorda *et al.*, 2002), dans le bassin rhodanien (Bravard, 1986 ; Salvador, 1991 ; Berger, 1996 ; Bravard, 1997, Arnaud-Fassetta, 1998 ; Bravard *et al.* 2002), en Provence (Provansal, 1992 ; Leveau et Provansal, 1993 ; Ballais *et al.* 1993 ; Jorda et Provansal, 1996 ; Bruneton, 1999) et dans le Bassin de Paris (Carcaud, 1992 ; Antoine, 1997 ; Pastre *et al.*, 1997 ; Gaillard, 1999 ; Carcaud, 2002 ; Pastre *et al.*, 2002). L'intérêt suscité par ces ensembles régionaux tient d'abord à leurs particularités géomorphologiques : une très forte activité morphodynamique pour les Alpes et la Provence, l'existence de grandes vallées alluviales possédant de longs enregistrements sédimentaires pour le bassin du Rhône et le Bassin de Paris. Il s'explique

aussi bien sûr par l'histoire universitaire et les centres d'intérêt des grandes unités de recherche. De nombreuses régions françaises sont restées quelque peu en marge de ce courant de recherches. Les massifs anciens de moyenne montagne en font partie.

C'est pour tenter de répondre à cette lacune que les recherches présentées ici ont été entreprises au début des années 1990 (Bernard-Allée *et al.*, 1991 ; Bernard-Allée et Valadas, 1992 ; Bernard-Allée *et al.*, 1995 ; Allée *et al.*, 1997), dans trois massifs de moyenne montagne cristalline : le Limousin, le mont Lozère et les Maures. Depuis, dans le cadre du PEVS Loire, d'autres travaux ont également été engagés dans le Massif central : dans le haut bassin de l'Allier (Ballut, 2000) et dans le haut bassin de la Loire (Cubizolle et Georges, 2001 ; Cubizolle *et al.*, 2001 ; Cubizolle et Georges, 2002).

Objectifs

Deux questions essentielles ont guidé ce travail :

- existe-t-il un modèle d'évolution des systèmes fluviaux à l'Holocène qui soit propre aux moyennes montagnes cristallines ?
- si oui, comment s'exprime le gradient d'agressivité climatique océanité / méditerranéité sur ce modèle paléodynamique ?

Autrement dit, est-ce la logique morphostructurale qui l'emporte, la logique bioclimatique ou la réalité résulte-t-elle d'une interférence complexe entre ces deux facteurs de contrôle ? La réponse à ces questions passe par une étude approfondie des trois massifs choisis, mettant en perspective leur personnalité et leurs traits communs. Pour chacun d'eux, plusieurs objectifs ont été visés :

- reconstituer et périodiser les dynamiques hydrosédimentaires au cours de l'Holocène ;
- analyser le paléofonctionnement du système bassin versant dans ces zones de production sédimentaire que sont les moyennes montagnes ;
- identifier les facteurs de ces paléodynamiques et discuter notamment les signaux qui relèvent du contrôle intrinsèque (le cadre morphoclimatique) et de variables externes (mise en place et évolution des systèmes agropastoraux, variabilité climatique).

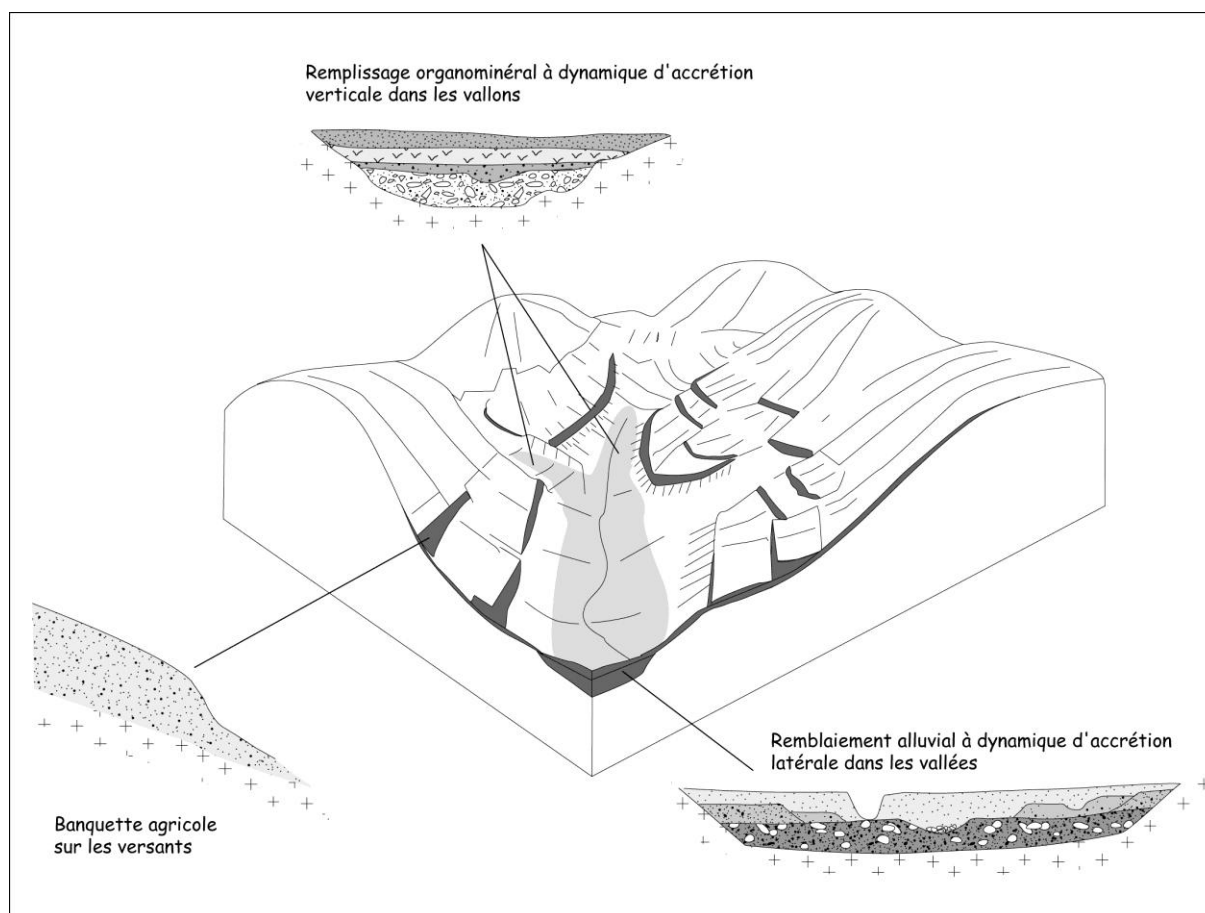
Méthodologie

Les recherches ont été menées à grande échelle, celle des petits systèmes fluviaux amont soit, selon le concept de Schumm, au cœur même des zones de production sédimentaire. Cette orientation résulte d'un choix méthodologique délibéré. Ces dernières années, la plupart des travaux consacrés aux paléodynamiques hydrosédimentaires ont été menés dans les grandes vallées alluviales offrant de longs enregistrements intégrateurs (Salvador, 1991 ; Carcaud, 1992 ; Bravard, 1997, Arnaud-Fassetta, 1998 ; Antoine, 1997 ; Pastre *et al.*, 1997 ; Gaillard, 1999 ; Carcaud, 2002 ;). Parallèlement, d'autres recherches étaient conduites à plus grande échelle, privilégiant la mosaïque morphologique ou le gradient amont-aval des systèmes fluviaux (Berger, 1996 ; Bruneton, 1999). Le travail présenté dans ce mémoire s'inscrit dans cette seconde approche méthodologique.

La grande échelle, celle des bassins amont, est souvent délaissée par les chercheurs à cause des inconvénients et des dangers qu'elle présente. Les archives sédimentaires y sont

ponctuelles ; l'anisotropie du milieu les rend peu représentatives spatialement ; enfin les enregistrements sont discontinus dans le temps en raison de lacunes ou de destructions postérieures. Ces écueils méthodologiques existent et, dans ce travail, la qualité des milieux enregistreurs et la valeur diagnostique de leurs archives sont beaucoup discutées. Mais ces petits bassins versants amont offrent aussi de nombreux avantages pour les reconstitutions paléodynamiques, liés à la multiplicité et à la variété de leurs archives sédimentaires. Dans les massifs cristallins où les paléotopographies sont fréquentes, les *Sediment Delivery Ratio* restent peu performants. Les discontinuités spatiotemporelles qui affectent les flux solides favorisent la formation d'abondantes archives naturelles : banquettes agricoles et tabliers colluviaux sur les versants, empâtements dans les vallons de rang 0 et cônes de déjection à leurs débouchés, remblaiements alluviaux dans les fonds de vallons et de vallées.

Figure 2-1 : Typologie des complexes morphosédimentaires dans les trois principales unités fonctionnelles du système fluvial



Dans les secteurs amont, de fortes connexions persistent entre versants et talwegs et il s'avère beaucoup plus facile de retrouver les liens génétiques entre les zones de source sédimentaire et les zones de stockage. Cette particularité offre un grand avantage pour l'étude des relations Homme-milieu. C'est un précieux indicateur du forçage anthropique, appréhendé de façon concrète et précise. On peut ainsi descendre à des échelles agropastorales très fines, celles des finages et même celle des terroirs.

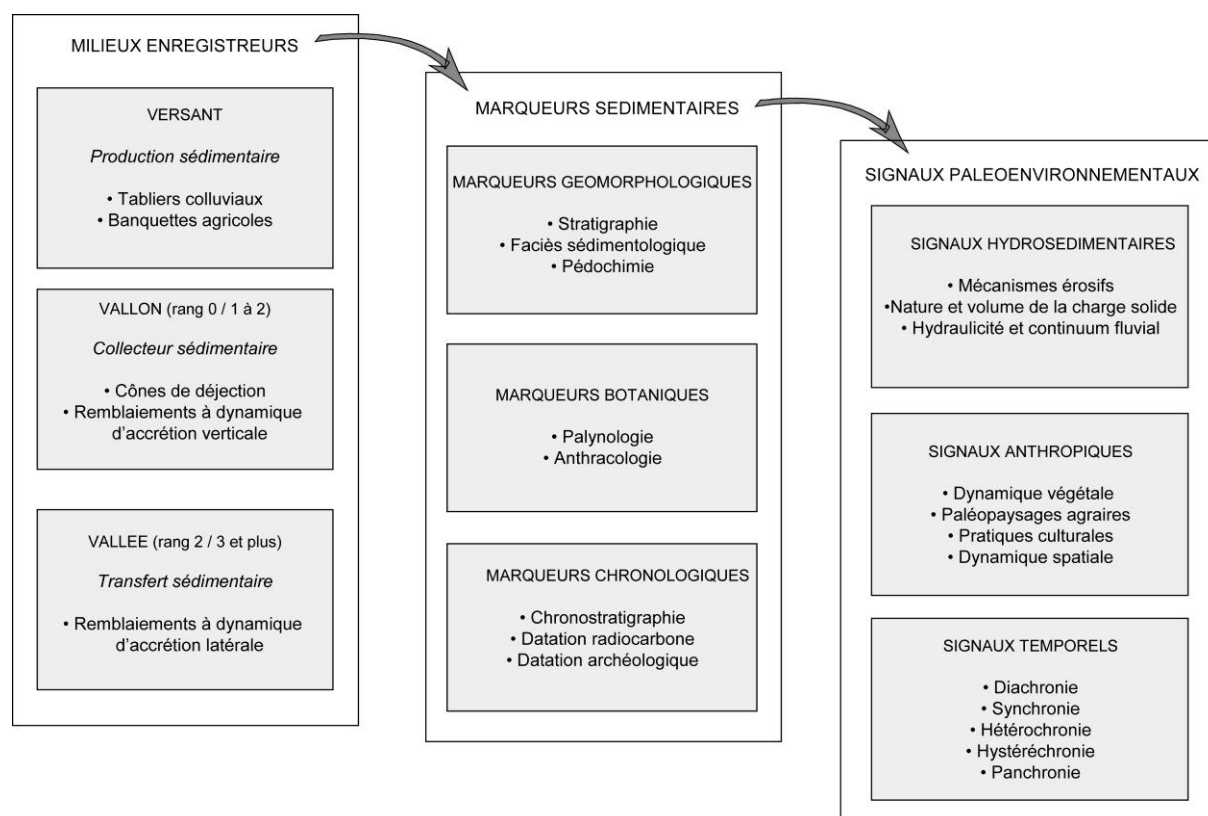
L'approche à grande échelle permet également de travailler sur la cinématique à l'intérieur du système bassin versant et sur la reconstitution de son paléofonctionnement. Le

continuum fluvial a été abordé de façon systémique, en distinguant les différentes unités fonctionnelles hiérarchisées de l'amont vers l'aval. En reprenant la méthode d'ordination de Strahler (1952), ont été distingués les versants, zones de source sédimentaire ; les collecteurs de rang 0 (sans écoulement permanent) et de rang 1 ou 2 ; et les corridors fluviaux, axes d'évacuation de rang 2, 3 ou plus. La circulation irrégulière de la charge solide le long du gradient amont-aval est un excellent marqueur du fonctionnement hydrologique. Reconstituer les fluctuations de l'hydraulicité dans les systèmes fluviaux est un moyen d'appréhender la variabilité du forçage hydroclimatique.

Ainsi, à condition bien sûr de multiplier les sites d'étude avant de se risquer à toute interprétation générale (Bravard, 1997), les bassins versants amont constituent des outils méthodologiques pertinents et efficaces pour la reconstitution des paléodynamiques hydrosédimentaires. Ils apportent une contribution particulièrement intéressante au débat qui anime, depuis de nombreuses années, la communauté des archéologues et des paléoenvironnementalistes : comment démêler les interférences entre forçage anthropique et forçage climatique dans la dynamique des systèmes fluviaux à l'Holocène ?

Renseigner les paramètres naturels et anthropiques de l'évolution des systèmes fluviaux nécessite une démarche pluridisciplinaire, combinant des indicateurs paléoenvironnementaux variés. Trois grands types de marqueurs sédimentaires ont été exploités dans ce travail : des marqueurs géomorphologiques, des marqueurs botaniques et des marqueurs chronologiques.

Figure 2-2 : Des archives sédimentaires aux dynamiques holocènes



Les marqueurs géomorphologiques sont les formes et les formations corrélatives des dynamiques hydrosédimentaires : formes d'érosion, colluvions, banquettes agricoles, cônes de déjection, remblaiements alluviaux... Ces archives permettent d'identifier les mécanismes érosifs et leur contexte hydrodynamique, de déterminer également le rythme et l'ampleur des flux solides (Bravard *et al.*, 1999). Cette reconstitution paléodynamique se fait grâce à

l'analyse stratigraphique, sédimentologique et pédochimique des complexes sédimentaires. Dans le cadre de ce travail, près d'une centaine de complexes morphosédimentaires inédits ont été étudiés au cours des dernières années. Répartis dans soixante cinq bassins versants différents, ils constituent un *corpus* documentaire représentatif des paléodynamiques holocènes dans les trois massifs étudiés.

Deux types de marqueurs botaniques, fossilisés au sein des archives sédimentaires, ont été exploités dans ce travail : le pollen et les macrorestes ligneux (bois ou charbon de bois). Ces deux biomarqueurs sont de précieux indicateurs des évolutions holocènes du couvert végétal et de son anthropisation consécutive au développement des systèmes agropastoraux (Reille, 1990 ; Jalut, 1991 ; Vernet, 1991 ; Vergne *in* Manneville *et al.*, 1996 ; Vernet, 1997).

En palynologie, ce travail s'appuie sur l'abondante documentation bibliographique disponible (dans le Massif central tout au moins), ainsi que sur des analyses inédites réalisées par M.-F. Diot dans le cadre du PCR « Archéologie agraire en Limousin ». Dans ce PCR, les tourbières fluviogènes ont été étudiées de façon privilégiée. Grâce à leur hypertrophie, ces remblaiements organominéraux de fonds de vallons offrent une résolution très fine pour les périodes historiques souvent mal documentées dans les diagrammes usuels.

Contrairement au pollen, bois et charbons de bois se conservent bien, au sein des formations alluviales et colluviales. Leur fréquence est un atout précieux dans ces milieux enregistreurs où la palynologie est inefficace. Ce potentiel paléobotanique a été exploité par de nombreuses analyses dendrologiques et anthracologiques (analyses réalisées par Ph. Allée, A. Dupleix-Rata, J.-J. Fredon et Archeolab).

La maîtrise de la chronologie est un souci constant dans toute tentative de reconstitution paléodynamique. Deux principaux types de chronomètres sédimentaires ont été utilisés dans ce travail : la chronostratigraphie et le radiocarbone.

La première méthode relève de la chronologie relative. Son objectif est la lecture du temps géomorphologique enregistré dans les archives sédimentaires. Il s'agit, par une analyse stratigraphique fine fondée sur le séquençage des corps sédimentaires, de passer du temps fossilisé au temps dynamique (Macaire, 1990). Constitué par les séquences individuelles de crues, le temps fossilisé correspond aux épisodes de dépôts successifs, dont la durée n'excède pas quelques heures ou quelques jours. Le temps dynamique est représenté par des séries de séquences, contemporaines de périodes de fonctionnement pluridécennales à plurimillénaires. Cette évaluation du temps dynamique est indispensable si l'on veut distinguer, dans l'activité détritique, les épisodes érosifs brefs et isolés, peu significatifs, et les véritables crises morphodynamiques, représentatives de déséquilibres durables des systèmes fluviaux. Seules les secondes sont des réponses sédimentaires aux phénomènes de forçages anthropiques et climatiques à l'échelle de l'Holocène.

Les datations par le radiocarbone (Evin *et al.*, 1998) ont permis de proposer une chronologie absolue des différentes phases morphodynamiques identifiées. Plus de cent cinquante datations ^{14}C ont été réalisées, afin de caler chronologiquement les complexes morphosédimentaires. En dépit d'une répartition inégale selon les périodes, elles offrent donc un cadre chronologique relativement bien documenté. Le recours à la méthode du radiocarbone a été facilité par l'abondance des macrorestes ligneux au sein des archives : tourbe, bois et charbon de bois. *A contrario*, peu de corps sédimentaires ont pu être datés grâce à des faits archéologiques. Dans les complexes étudiés, les structures archéologiques en place sont rares, et le mobilier que l'on découvre parfois est fragmentaire et « baladeur ». Remaniés au sein des dépôts, les tessons n'offrent guère, chronologiquement, qu'un *terminus post quem*.

Figure 2-3 : Chronologie de l'Holocène

	Age Before Present	Chronozonation palynologique	Age calendaire	Phases culturelles
Holocène récent	2700	Subatlantique	1800	période contemporaine
			1500	Temps modernes
			1300	bas Moyen Age
			1000	Moyen Age central
			500	haut Moyen Age
			50 av. J.-C.	période gallo-romaine
			400 av. J.-C.	2 ^e Age du Fer
			800 av. J.-C.	1 ^{er} Age du Fer
			1200 av. J.-C.	Bronze final
			1500 av. J.-C.	Bronze ancien
Holocène moyen	4700	Subboréal	1800 av. J.-C.	Néolithique final / Chalcolithique
			3500 av. J.-C.	Néolithique moyen / Chasséen
			6000	Néolithique ancien / Cardial
Holocène ancien	8000	Boréal	6900 av. J.-C.	Mésolithique
			8000 av. J.-C.	Mésolithique
			9000	Mésolithique
			9000 av. J.-C.	Paléolithique
	10000	Tardiglaciaire	9000 av. J.-C.	Paléolithique
				Paléolithique

Trois massifs de moyenne montagne disposés le long d'un gradient d'agressivité morphoclimatique

Les paléodynamiques holocènes sont étudiées dans trois massifs choisis pour leur unité, mais aussi pour le gradient morphoclimatique qu'ils présentent.

Fragments de socle rajeunis par la tectonique tertiaire, leur pétrographie est homogène et constituée, dans les secteurs retenus, par trois grandes familles de roche cristalline : schistes et gneiss (Limousin et Maures), granites (Limousin et Lozère). Culminants entre 800 m pour les Maures, 1000 m pour le Limousin et 1700 m pour le Lozère, ces trois massifs appartiennent à la catégorie des moyennes montagnes. Leurs altitudes favorisent une pluviométrie abondante, caractérisée par un fort gradient orographique : de 800 à 1150 mm dans les Maures, de 700 à 1700 mm en Limousin, de 750 à 2250 sur le mont Lozère. Enfin, ces massifs ont connu, dans le passé, des systèmes agropastoraux typiques des moyennes montagnes tempérées, juxtaposant des *ager* limités par les contraintes climatiques et topographiques et de vastes *saltus* parcourus par les troupeaux (landes continentales dans le Massif central, maquis dans les Maures). Ces facteurs d'unité donnent du crédit aux comparaisons paléodynamiques. Ils permettent également de distinguer un facteur discriminant essentiel : le gradient d'agressivité morphoclimatique existant entre les plateaux océaniques du Limousin et les deux massifs méridionaux aux caractères méditerranéens plus ou moins prononcés.

Certaines différences relèvent de causes endogènes : un rajeunissement plus marqué dans les Cévennes et la proximité du niveau de base dans les Maures. Mais le gradient essentiel est climatique. Il oppose le climat océanique du Limousin aux précipitations peu intenses et bien réparties dans l'année ; le climat méditerranéen à tonalité montagnarde des hautes Cévennes, dont la forte érosivité pluviale s'explique en grande partie par la violence des abats d'eau d'automne (les gardonnades) ; et le climat méditerranéen provençal où les contraintes édaphiques, liées à la sécheresse estivale, se combinent à l'érosivité pluviale automnale. Ainsi peut-on opposer un milieu de faible énergie, le Limousin, à des milieux de plus forte énergie, le mont Lozère et le massif des Maures.

Cette logique régionale a prévalu pour la présentation des résultats. Structuré en trois chapitres, le plan adopté privilégie la personnalité géomorphologique et paléoenvironnementale de chaque massif avant de conclure par une synthèse interrégionale.

**CHAPITRE III : LES DYNAMIQUES HYDROSÉDIMENTAIRES HOLOCÈNES
EN LIMOUSIN**

INTRODUCTION

L'intérêt porté aux paléoenvironnements holocènes n'est pas un fait nouveau en Limousin. Les premiers travaux datent des années 40 et sont dus à l'initiative de deux hommes : G. Lemée, botaniste et palynologue, et M. Vazeilles, le célèbre forestier limousin. Grâce à cette collaboration et en combinant analyses polliniques et trouvailles archéologiques, Lemée donne dès 1949 et 1952 un aperçu de l'environnement végétal de la Montagne limousine à l'Age du Bronze et à l'époque gallo-romaine. L'utilisation de ces premiers résultats est hélas rendue difficile aujourd'hui par le manque de relevés précis et par l'absence de datations absolues.

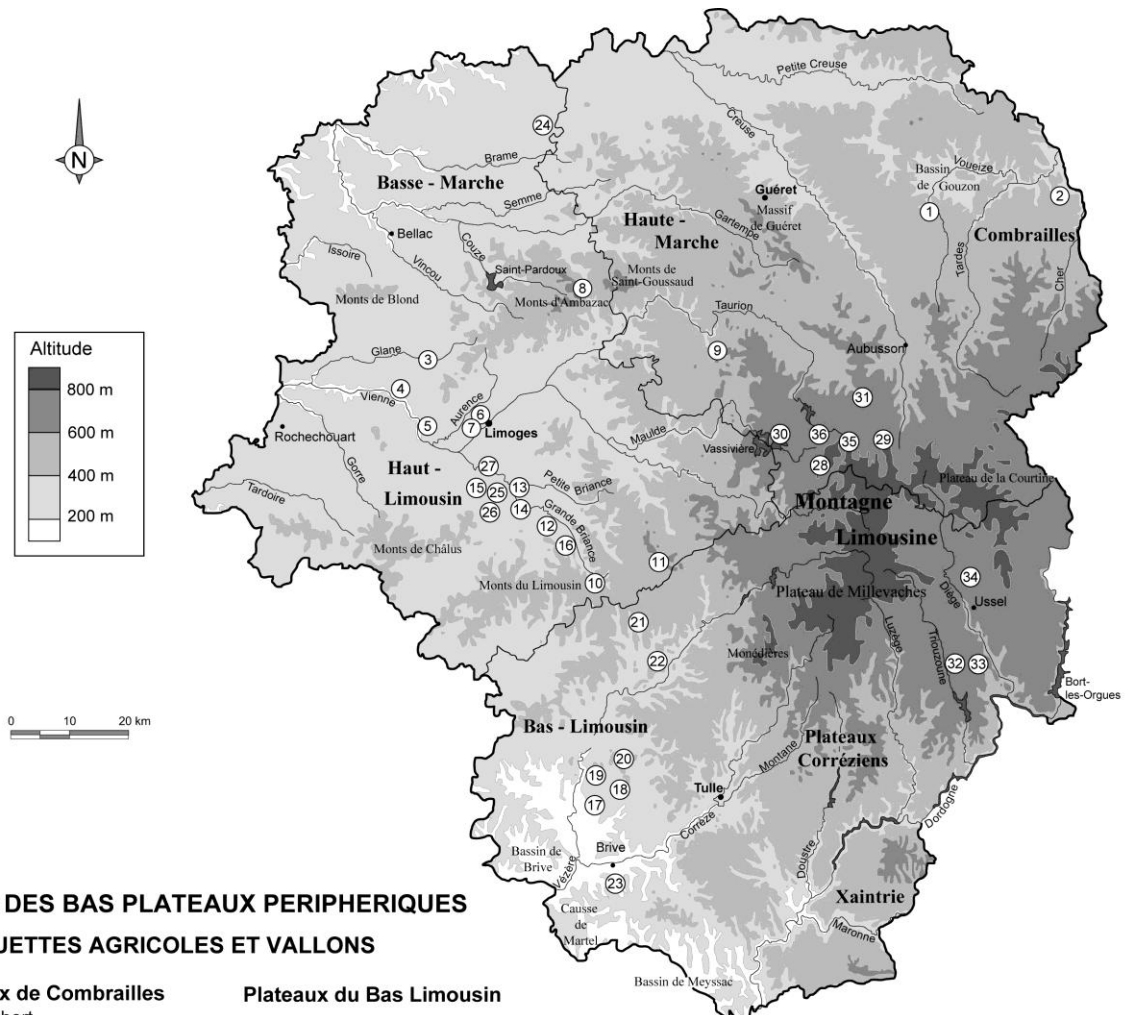
Après ces travaux pionniers, il faut attendre les années 70 pour que cette démarche soit reprise et approfondie, grâce à la formation, en 1976, d'un groupe de recherche « Archéologie des paysages ruraux », créé à l'initiative de J.-M. Desbordes et de B. Valadas. Dans le cadre de sa thèse de doctorat d'Etat consacrée aux hautes terres du Massif central, Valadas s'est intéressé aux paléoenvironnements holocènes limousins (1984). En collaboration avec Denèfle (1980), il a repris l'étude des tourbières limousines et analysé l'impact de l'anthropisation sur les paysages végétaux et les dynamiques turfigènes. Il a également travaillé sur les banquettes d'origine agricole et démontré l'intérêt de ces archives colluviales dans le domaine de l'archéologie agraire et des dynamiques érosives (1979, 1984).

Par la suite, au cours des années 80 et 90, quelques recherches ponctuelles, souvent réalisées à l'occasion de chantiers de fouilles archéologiques ont été entreprises sur les paléodynamiques sédimentaires (Freytet *et al.*, 1989 ; Dussot et Manville, 1990). Mais l'essentiel des publications est alors orienté vers l'étude des marqueurs paléobotaniques, palynologie et anthracologie (Diot, 1985, 2001 et 2002 ; Fredon, 1984 et 1995 ; Guenet, 1992 et 1993 ; Valadas et Marambat, 1999 ; Miras, thèse en cours).

Les travaux consacrés aux dynamiques hydrosédimentaires holocènes, présentés dans ce mémoire d'HDR, ont été réalisés au cours des années 90. Ils sont le fruit d'un programme de recherche pluridisciplinaire plus vaste portant sur l'archéologie agraire, qui a associé géographes de l'Université de Limoges, et archéologues du Service Régional de l'Archéologie du Limousin, de l'association ARCHEA, de l'AFAN (devenue aujourd'hui l'INRAP) et du CNP de Périgueux. Ce programme, reconduit annuellement dans un premier temps, a été, entre 1994 et 1996, reconnu par le Ministère de la Culture sous la forme d'un Projet Collectif de Recherche intitulé « Archéologie agraire en Limousin ». Une partie de ces travaux a donné lieu à diverses publications (Etienne, 1992 ; Bernard-Allée et Valadas, 1992 et 1993 ; Ballet, 1995 ; Denis, 1996 ; Allée *et al.*, 1996 ; Allée *et al.*, 1997), mais la synthèse sur les paléodynamiques hydrosédimentaires présentée ici est inédite.

Grâce au partenariat avec le SRA du Limousin et à l'accueil bienveillant des archéologues de l'AFAN, l'accès aux archives naturelles de terrain s'est fait dans d'excellentes conditions d'observation, notamment sur les chantiers d'archéologie préventive ouverts sur les grands axes routiers (A20, RN141 et RN145). Deux types d'archives naturelles, particulièrement bien développées et conservées en Limousin, ont été exploitées dans le cadre de cette recherche : les banquettes colluviales d'origine agricole et les remblaiements alluviaux de fonds de vallons et de vallées. Ces différents enregistrements sédimentaires apportent des informations complémentaires sur les dynamiques hydrosédimentaires holocènes.

Figure 2-4 : Localisation des sites limousins



**SITES DES BAS PLATEAUX PERIPHERIQUES
BANQUETTES AGRICOLES ET VALLONS**

Plateaux de Combrailles

- ① Comborn
- ② Cher

**Plateaux du Haut Limousin
au nord de la Vienne**

- ③ La Boisserie
- ④ La Barre
- ⑤ Le Mas du Puy
- ⑥ L'Ancien Hôpital Général
- ⑦ Les Nonnes de Mars
- ⑧ Le Châtelard
- ⑨ La Vallade

le bassin versant de la Briance

- ⑩ Le Martoulet
- ⑪ La Malassagne
- ⑫ Les Genêts
- ⑬ Chez Nicolas
- ⑭ Le Pont de Geasse
- ⑮ Brageas
- ⑯ Le Temple

Plateaux du Bas Limousin

le bassin versant de la Vézère

- ⑰ La Maumone
- ⑱ Vaujour
- ⑲ Le Bourg
- ⑳ La Gane
- ㉑ Le Mas
- ㉒ Le Vieux Bourg

le bassin versant de la Corrèze

- ㉓ Le Vallon des Anglais
- La Jargasse

VALLEES ALLUVIALES

le bassin versant de la Gartempe

- ㉔ La Villeaubrun (la Benaize)

le bassin versant Briance - Ligoure

- ㉕ L'Ecura
- ㉖ Le Pertuis
- ㉗ La Grange

SITES DES HAUTES TERRES

BANQUETTES AGRICOLES ET VALLONS

Montagne limousine

- ㉘ Paillier
- ㉙ Ronteix
- ㉚ Arfeuille
- ㉛ La Vedrenne

Hauts plateaux corrèziens

- ㉜ Le Puy de Sabat
- ㉝ Le Bois des Brigands
- ㉞ La Veyssièrre

VALLEES ALLUVIALES

le bassin versant du Taurion

- ㉟ Les Geolles
- ㊱ Le Moulin de la Canque

Les banquettes agricoles permettent d'entreprendre une véritable archéologie à l'échelle du champ. Croisées avec les données palynologiques, elles renseignent la mise en place des systèmes agropastoraux et leurs conséquences érosives à l'échelle du sous système versant. Les remblaiements de fonds de vallons et de vallées sont la mémoire alluviale des systèmes fluviaux. Ils permettent, en premier lieu, de reconstituer l'évolution des hydrosystèmes mais, grâce à une abondance sédimentation organique, ils constituent aussi de précieuses archives paléobotaniques.

Les trois premières parties de ce chapitre présentent les archives sédimentaires en suivant le *continuum* amont-aval qui unit les sous systèmes fluviaux : banquettes agricoles sur les versants, remblaiements organominéraux dans les vallons, remplissages alluviaux dans les vallées. La quatrième partie reprend, de façon synthétique, l'ensemble de la documentation réunie et analyse le fonctionnement du système bassin versant à l'Holocène, en insistant sur le rôle des différentes variables de contrôle et de forçage.

1 LES BANQUETTES AGRICOLES : DES ARCHIVES COLLUVIALES

La transformation modérée des structures agraires dans les campagnes limousines depuis la Seconde Guerre Mondiale est un atout pour l'archéologie agraire. En effet, relativement épargné par les remembrements radicaux réalisés dans les régions de grande culture, le Limousin reste une région assez riche en vestiges fossiles permettant d'étudier parcellaires et pratiques culturelles anciennes. C'est le cas notamment des banquettes agricoles, véritables archives colluviales conservées sur les versants.

Les banquettes agricoles, encore nommées rideaux ou termes, sont des accumulations colluviales situées à l'aval des anciennes parcelles de cultures. Elles se matérialisent dans le paysage par des talus de 1 à 2 m de hauteur, qui accidentent les versants en grandes marches d'escalier. Ces talus sont la conséquence indirecte de la mise en culture des sols. Ce sont des formes spontanées, qui résultent de l'accumulation progressive, en bas des champs labourés, des matériaux entraînés par les processus d'érosion diffuse. Cette accumulation s'accompagne parfois de la fossilisation d'artéfacts jouant le rôle de chronomètres sédimentaires : chronostratigraphie permise par la présence de tessons, chronologie absolue grâce à l'analyse radiocarbone de charbons de bois. Les banquettes agricoles sont des enregistrements des dynamiques colluviales et des pratiques culturelles historiques.

Si les premières études géoarchéologiques des banquettes limousines remontent au début des années 80 (Valadas, 1984), il faut attendre en fait les années 90 pour voir se multiplier ces travaux (Etienne, 1992 ; Bernard-Allée et Valadas, 1992 ; Ballet, 1995 ; Denis, 1996 ; Allée *et al.*, 1996). Au total seize sites à banquettes ont été étudiés à ce jour. Ils sont répartis sur l'ensemble du territoire limousin (même si les plateaux périphériques sont davantage représentés), sur des substrats géologiques variés : granite, gneiss, micaschistes et grès.

L'ensemble du *corpus* documentaire est présenté dans ce chapitre. Certaines banquettes ont fait l'objet d'études pédochimiques approfondies. D'autres en revanche n'ont donné lieu qu'à un diagnostic stratigraphique et chronologique.

1.1 La rareté des paléosols holocènes fossiles

Rares sont les sites où l'on peut observer des paléosols holocènes fossilisés intacts sous les colluvions agricoles historiques. Deux sites seulement présentent ce dispositif. A la Maison des Nones de Mars, le paléosol a été scellé sous un monument routier, le *cardo maximus* d'*Augustoritum*. A la Maumone, il est en position d'angle mort, enfoui sous un colluvionnement de bas de pente.

1.1.1 La Maison des Nones de Mars (Limoges, Haute-Vienne, 260 m)

A Limoges, dans le quartier de la ville antique, la fouille de la Maison des Nones de Mars (Lousteaud, 1992) a permis de mettre à jour une section du *cardo maximus*, fossilisé au sein d'un épais complexe colluvial. Le monument routier a été utilisé depuis la période augustéenne jusqu'au milieu du IV^e siècle, et a fait l'objet d'une dizaine de recharges successives sur une épaisseur d'environ 1,5 m. Sa présence constitue un bon repère chronologique au sein des dépôts colluviaux. Elle permet de distinguer deux unités sédimentaires d'âge très différent : un remblaiement terrigène postérieur à l'abandon de la ville romaine ; et un paléosol préaugustéen, scellé par la voirie antique.

Stratigraphie et pédochimie

Le colluvium supérieur

Le monument routier antique est fossilisé par un corps sédimentaire très homogène, épais de 2,8 m. Sa texture est sablo-limoneuse, avec une teneur en argile qui avoisine 10 %. Sa couleur noire s'explique par une très forte concentration en matière organique, variant de plus de 16 % vers le sommet, à un peu moins de 5 % à la base. Ce dépôt s'apparente à un horizon Ap hypertrophié, progressivement aggradé par colluvionnement et homogénéisé par les labours. Les analyses chimiques révèlent un pH neutre, des concentrations très élevées en phosphates (de 1000 à 5000 mg/kg) et en calcium (de 4000 à 8000 mg/kg), assez faibles en revanche en magnésium et en potassium. Pour les phosphates, c'est dans la partie sommitale que l'enrichissement est le plus important ; pour le calcium, c'est dans la moitié inférieure. Il n'a pas été possible, faute de charbon de bois fossile, de dater cet épais colluvionnement par le radiocarbone. Seule une datation relative est possible : l'accumulation s'est formée entre la fin de l'Antiquité (la présence du *cardo maximus* fournissant un terminus post quem) et le XVII^e siècle, époque de la construction, sur ce site, de l'ancien Hôpital général de Limoges. La fourchette chronologique est donc très large.

Le paléosol

La construction du *cardo maximus*, lors de la fondation d'*Augustoritum* vers 10 av. J.-C., a permis la fossilisation d'un paléosol préaugustéen. Il s'agit d'un sol brun lessivé aux horizons bien différenciés, mais possédant les caractères d'un ancien sol cultivé.

- L'horizon A mesure une vingtaine de centimètres d'épaisseur. Sa structure très homogène, de type Ap, témoigne d'un remaniement par les labours. Sa teneur en matière organique est de 5 à 6 %, valeur à peu près identique à celle qui a été mesurée dans la partie inférieure du *colluvium* post gallo-romain. Deux poches de charbons de bois ont été découvertes au sein de l'horizon Ap. Leur datation par le radiocarbone atteste d'un travail agricole durant le 2^e Age du Fer : 2145 ± 105 BP (Arc 575) et 2430 ± 180 BP (Arc 577).
- Par sa teinte ocre, son «ventre» argileux, calcique et magnésique, l'horizon sous-jacent s'apparente à un B textural enrichi par illuviation. Son épaisseur est d'environ 0,25 m.
- A la base, l'horizon C est constitué par une formation arénacée (80 % de sable).

Le paléosol celtique porte la trace d'un net enrichissement phosphaté, même si les concentrations restent faibles en comparaison de celles qui ont été observées dans le *colluvium* supérieur (200 mg/kg dans l'Ap celtique ; 1000 à 5000 mg/kg dans les colluvions médiévales). Des traces modérées d'enrichissement s'observent également pour le calcium et le magnésium.

Synthèse et discussion

La construction du *cardo maximus* a entraîné, lors de la fondation d'*Augustoritum*, la fossilisation d'un paléosol préaugustéen. Cultivé durant le 2^e Age du Fer, ce paléosol possède un horizon Ap légèrement enrichi en phosphates et en bases qui suggère l'emploi modéré de fumures. En effet, le scellage du paléosol par un galetage compacté et rechargé à de multiples reprises a créé un milieu clos qui rend improbable le risque de pollution postceltique, bien que cette éventualité ne puisse pas être toutefois totalement écartée. En l'absence de toute information sur la localisation des habitats gaulois, l'interprétation de ces résultats comme indicateurs agronomiques reste délicate. S'ils évoquent en effet un usage modéré des fumures, nous ignorons si ce champ appartenait à la première auréole de cultures, mise en valeur intensivement, ou s'il se localisait à une plus grande distance des habitats, dans un secteur cultivé de façon plus extensive. Cependant, en dépit de ces imprécisions, la présence, sous le *cardo maximus* d'*Augustoritum*, d'un paléosol celtique cultivé incite à penser que la ville antique n'a pas été fondée dans un lieu désert, mais au sein d'un espace déjà rural.

Après l'abandon de la ville antique, le *cardo maximus* a été fossilisé à son tour par un épais colluvionnement d'origine agricole. Son âge n'est connu que de façon très imprécise, puisqu'il s'accumule au cours d'une période qui peut s'étendre du haut Moyen Age au XVII^e siècle. Ce dépôt colluvial possède des teneurs exceptionnellement élevées en matière organique, en phosphates et en calcium, qui témoignent d'une mise en culture intensive, caractérisée par un usage abondant des amendements organiques. Les plans cadastraux datés du bas Moyen Age et des Temps modernes attestent de la présence, en ces lieux, de jardins périurbains. Cette activité de jardinage s'accorde bien avec les dépôts corrélatifs très enrichis identifiés sur le site de la Maison des Nones de Mars.

1.1.2 La Maumone (Sadroc, Corrèze, 400 m, figures 2-5 et 2-6)

Le site de la Maumone correspond à la partie supérieure d'une tête de vallon de rang 0. Localisé au-dessus de la ligne de source, il s'agit d'un vallon sec, mais son microtoponyme «la rivierotte» évoque l'existence d'écoulements temporaires. Dans le cadre de l'opération archéologique de l'autoroute A20 (section Vigeois-Donzenac / Corrèze), diverses structures ont été mises à jour et étudiées : trois trous de poteaux, deux fosses et un fossé rectiligne repéré sur 58 m de longueur (Best, 1995 ; Allée et Duplax-Rata, 1996). Les tranchées ouvertes pour l'analyse des structures archéologiques ont permis d'étudier le complexe colluvial qui empâte le fond de vallon. Au-dessus du substrat gneissique altéré, deux unités sédimentaires se superposent : une accumulation colluviale au sommet et un paléosol enterré à la base.

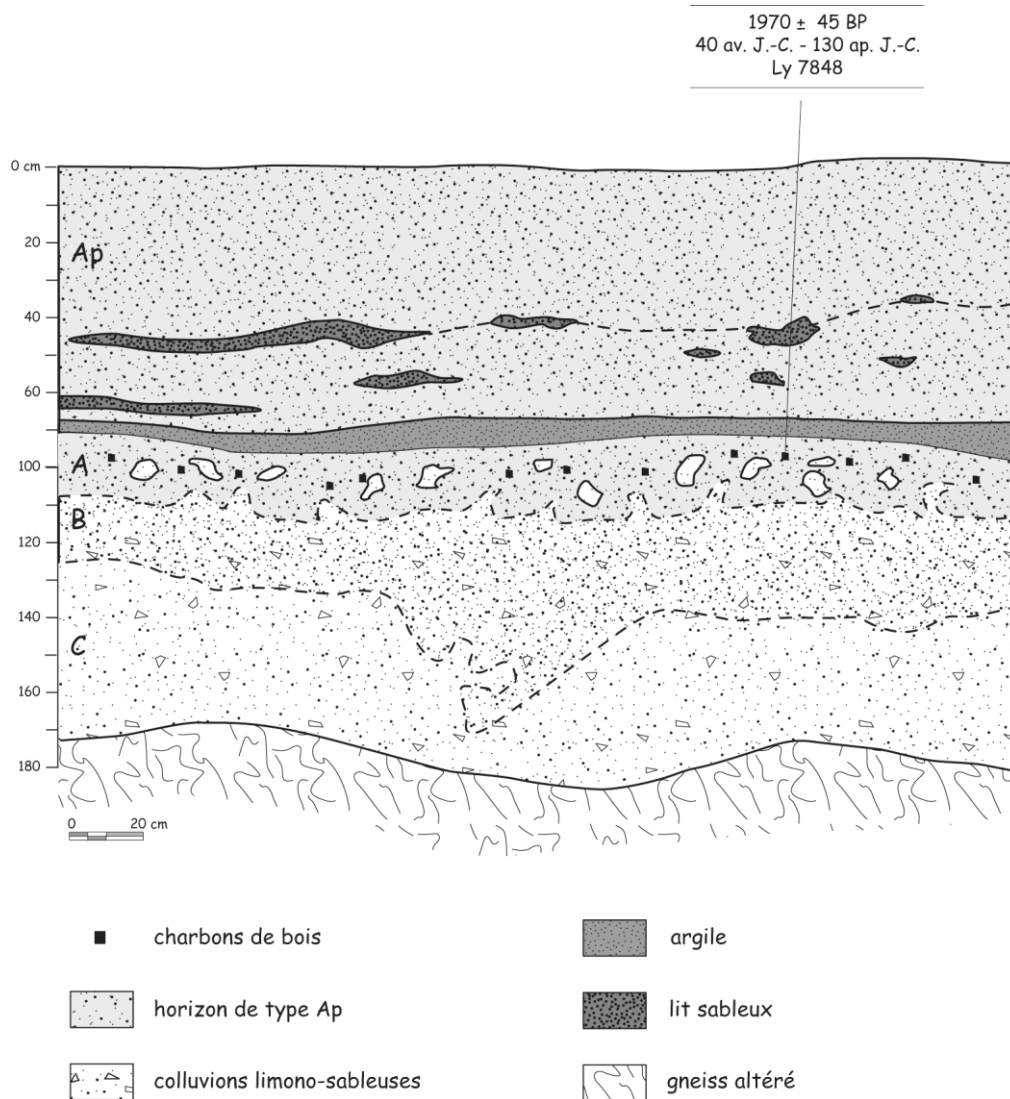
Stratigraphie et pédochimie

Le colluvium supérieur

D'une épaisseur totale de 0,7 à 0,8 m, le colluvium supérieur est composé de deux séries sédimentaires superposées. La série sommitale est un véritable horizon Ap brun homogénéisé, de texture limono-sableuse. Son épaisseur atteint une quarantaine de centimètres. La série inférieure, d'une trentaine de cm en moyenne, est plus hétérogène. Des lits sableux, d'épaisseur

pluricentimétrique, s'intercalent au sein de l'Ap limono-sableux. Des épisodes de ruissellement concentré ont donc, à plusieurs reprises, entrecoupés la dynamique colluviale. Celle-ci a d'ailleurs été précédée par un épisode d'écoulement concentré plus important, matérialisé par l'existence d'un lit argileux de 0,1 m d'épaisseur, riche en micas et marqué par des traces d'oxydo-réduction. Cette couche argileuse fossilise l'horizon A du paléosol sous-jacent. Si le corps colluvial possède bien, dans l'ensemble, les caractères physiques d'un Ap, les analyses pédologiques montrent qu'il a été fort peu amendé. Seule la partie sommitale de l'Ap a été enrichie en cations basiques par l'usage moderne des engrais. Les teneurs y sont très fortes pour le calcium (jusqu'à 600 mg/kg), moyennes pour le magnésium et le potassium (75 mg/kg). En revanche, les concentrations en phosphates sont insignifiantes, n'excédant pas 7 mg/kg. La teneur en matière organique varie, quant à elle, de 3,5 % à 0,15 m de la surface, à 1,5 % à 0,55 m, valeurs moyennes pour un Ap.

Figure 2-5 : La Maumone, coupe stratigraphique



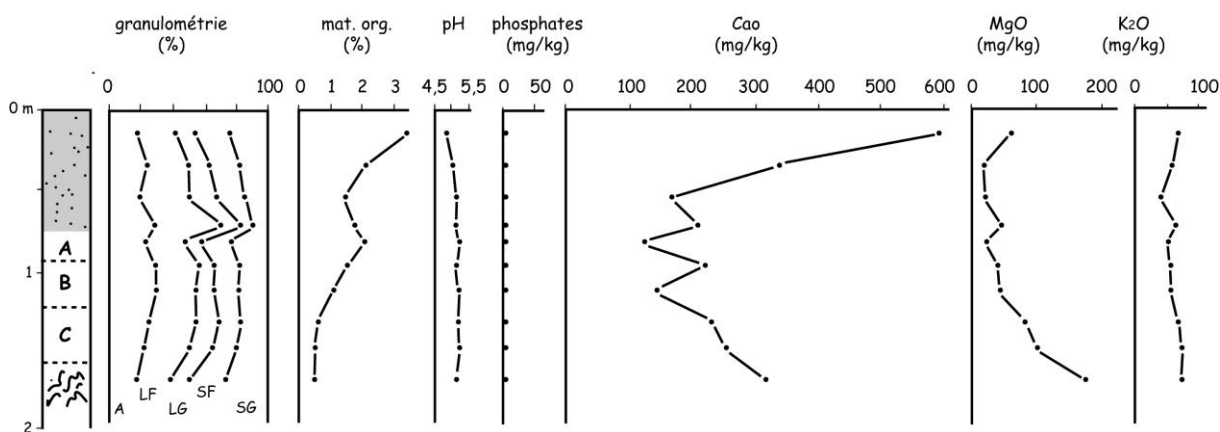
Le paléosol

Les trois niveaux qui se distinguent au sein du paléosol évoquent d'anciens horizons A, B et C.

- L'horizon sommital est le moins épais des trois : 0,1 à 0,15 m. Il s'agit d'un niveau brun, riche en matière organique, caractéristique d'un horizon A ou plus exactement d'un horizon Ap. En effet, deux éléments plaident en faveur d'un ancien travail agricole de cet horizon : sa grande richesse en charbons de bois, témoignage probable d'un brûlis ; et l'incorporation en son sein de nombreuses poches ocre issues du B sous-jacent, qui suggère un brassage mécanique. Toutefois, la très bonne conservation des charbons, qu'il s'agisse de leur nombre ou de leur taille, au sein d'un ancien horizon superficiel pourtant peu épais, évoque une fossilisation protectrice rapide et donc une première mise en culture assez courte. Celle-ci est datée par le radiocarbone de 1970 ± 45 BP, soit en âge calendaire 40 av. J.-C. à 130 ap. J.-C. (Ly 7848). La détermination des charbons de bois a mis en évidence la présence d'essences variées : *Alnus* 63 %, *Pomoïdeae* 14 %, *Prunoïdeae* 8 %, *Corylus* 10,5 %, *Fagus* 3,5 % et *Salix* 1 %. L'abondance de l'aulne n'est pas surprenante pour un site de fond de vallon et traduit bien la présence de sols humides. Le fossé rectiligne repéré lors de la fouille avait vraisemblablement une fonction d'assainissement. Quant au fort taux d'essences de lumière, il révèle que le brûlis n'a pas été réalisé au détriment d'un couvert forestier dense, mais dans un milieu déjà largement ouvert. Cet ancien horizon Ap ne porte aucune trace d'enrichissement agronomique. La teneur en phosphates y est nulle, les concentrations en cations y sont les plus faibles du profil.
- L'épaisseur de l'horizon B varie de 0,2 à 0,4 m. De couleur ocre, il est modérément enrichi en matière organique et recèle quelques petits charbons de bois. Sa texture, limono-sableuse, contient jusqu'à 30 % d'argile. Il s'agit d'un ventre argileux lié au mécanisme d'illuviation, phénomène typique d'un horizon Bt. Le contact avec l'horizon C sous-jacent est irrégulier, il dessine des sinuosités interprétées comme la pénétration de racines.
- A la base, l'horizon C est le plus épais, avec 0,4 m de hauteur. Il s'agit d'une formation sablo-limoneuse faiblement caillouteuse, de couleur beige, très pauvre en matière organique (0,5 %) et dépourvue de charbon de bois. Elle suggère un héritage d'origine périglaciaire, ayant servi de roche mère au paléosol.
- Le substrat gneissique, visible sous l'horizon C, porte également, dans sa partie sommitale, des marques de pédogenèse (teneur en matière organique atteignant près de 0,5 %). Il s'avère particulièrement riche en calcium et en magnésium.

Le fossé évoqué dans l'introduction a été creusé dans l'unité sédimentaire inférieure, c'est à dire dans le paléosol. Sa profondeur est de 0,7 m, pour une largeur à la base de 0,4 m.

Figure 2-6 : La Maumone, analyses pédochimiques



Synthèse et discussion

La coupe de la Maumone a permis l'observation d'un paléosol holocène, enterré sous un colluvionnement d'origine agricole. Ce paléosol a été cultivé car l'ancien horizon A possède les caractères d'un Ap. Sa mise en culture, qui date du début de l'époque gallo-romaine, semble avoir été relativement brève car elle n'a pas eu le temps de détruire la structure du sol holocène. Cette brièveté s'explique vraisemblablement par une fossilisation rapide sous des apports sédimentaires. Dans un premier temps, pendant la période gallo-romaine, dynamiques alluviale et colluviale ont alterné dans l'axe du vallon, puis la dynamique colluviale l'a emporté.

Ni l'horizon A de l'ancien sol holocène, ni l'épais horizon Ap du corps sédimentaire supérieur ne portent de trace d'enrichissement cultural (excepté pour l'horizon sommital le plus récent). La faiblesse des teneurs en phosphates observées sur l'ensemble du complexe pédologique de la Maumone incite à penser qu'il s'agit historiquement d'un champ froid, ayant peu bénéficié de fumures.

Conclusion du chapitre 1.1.2

Des dispositifs morphologiques particuliers ont permis, sur les sites de la Maison des Nones de Mars et de la Maumone, la fossilisation de paléosols holocènes non érodés. Il s'agit dans les deux cas de sols bruns faiblement lessivés, portant des traces de mise en culture. Celle-ci est datée du 2^e Age du Fer aux Nones de Mars, du début de l'Antiquité à la Maumone. La conservation des sols holocènes est rare. En général les banquettes recouvrent des sols tronqués, partiellement ou totalement.

1.2 Des archives pédochimiques historiques

Le PCR d'« Archéologie agraire en Limousin » a permis, sur plusieurs chantiers, d'entreprendre une étude approfondie des systèmes de banquettes. Aux relevés stratigraphiques et aux calages chronologiques sont venus s'ajouter des analyses granulométriques, chimiques, et parfois même micromorphologiques. Ces analyses ont porté sur deux générations de banquettes : l'une gallo-romaine, l'autre antique.

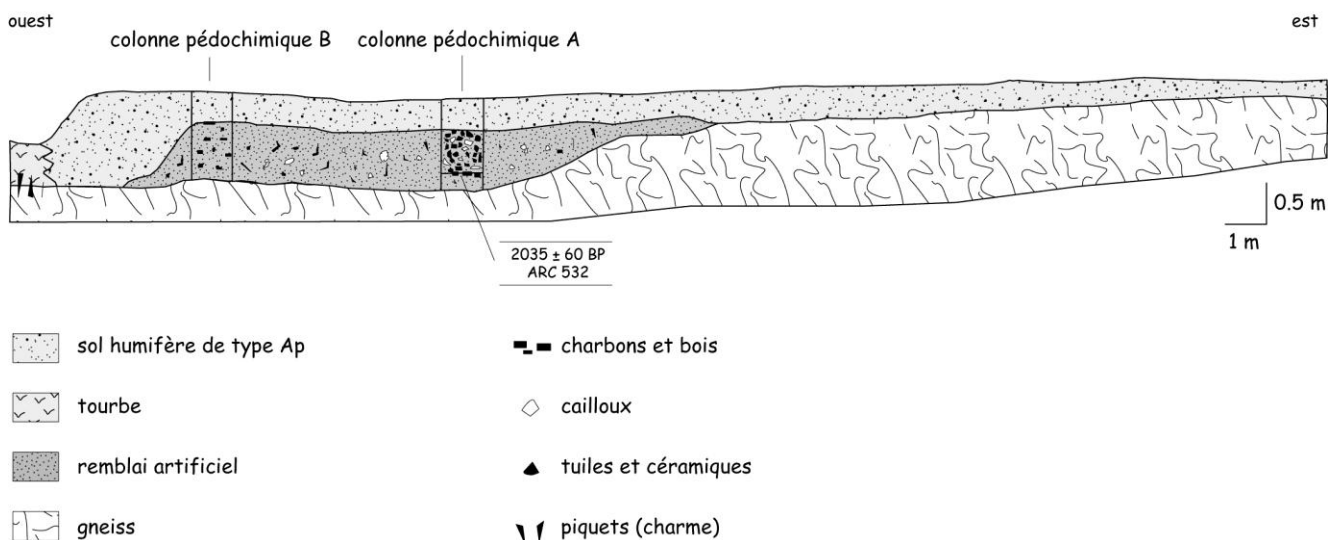
1.2.1 Les banquettes d'origine gallo-romaine

Au Martoulet et à la Boiserie, sur deux vastes replats de bas de versant ayant accueilli des villae gallo-romaines, les opérations géoarchéologiques ont mis en évidence des banquettes agricoles contemporaines des structures d'habitat antique.

1.2.1.1 Le Martoulet (St-Germain-les-Belles, Haute-Vienne, 450 m, figures 2-7 et 2-8)

Sur un replat dominant un petit vallon de rang 0, sans écoulement permanent, plusieurs indices archéologiques suggèrent la proximité d'une *villa* gallo-romaine (Perrier, 1993). Au contact entre les deux terroirs, une banquette agricole s'est formée sur plusieurs dizaines de mètres de longueur. Dans le cadre du P.C.R. « Archéologie agraire en Limousin », le site du Martoulet a fait l'objet de deux opérations géoarchéologiques (Bernard-Allée et Valadas, 1993 ; Allée *et al.*, 1996). La première, consacrée à l'étude de la banquette agricole, est décrite ci-dessous. La seconde opération, qui a consisté en l'analyse palynologique des sédiments tourbeux du fond de vallon, est décrite dans le chapitre 2.2.

Figure 2-7 : Le Martoulet, coupe stratigraphique longitudinale



Stratigraphie

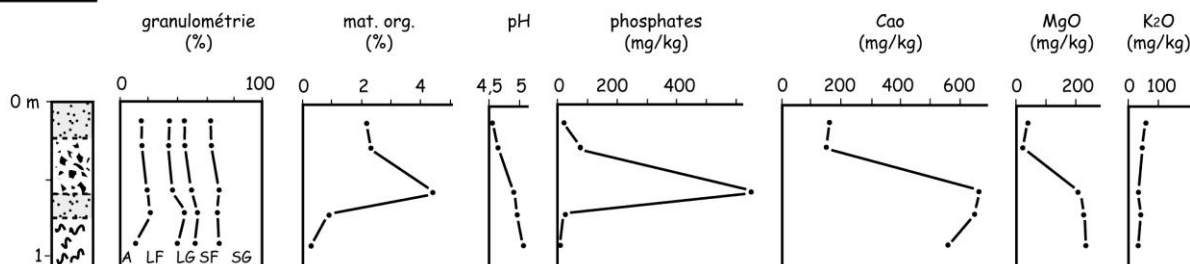
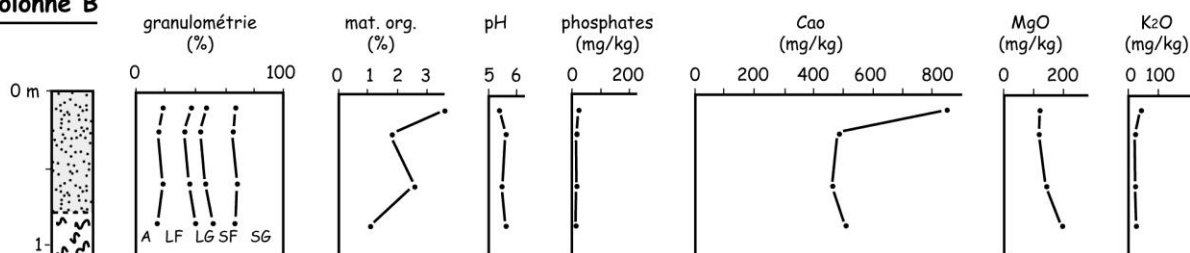
Trois coupes ont été ouvertes perpendiculairement à l'axe de la banquette. La coupe principale montre que la banquette est formée de deux corps sédimentaires très différents.

- Au contact immédiat du replat rocheux, la partie inférieure de la banquette est constituée d'un remblai artificiel. La largeur du remblai atteint 11 m, sa hauteur varie de 0,4 à 0,5 m. Il est constitué de briques, de tessons, de tegulae et de bois carbonisés, mélangés à une matrice sablo-limoneuse. Deux céramiques prélevées au sein du remblai permettent de préciser l'époque où il a été construit. Il s'agit d'un fond tourné de vase, attestant une fabrication antérieure à la fin du II^e siècle ; et d'un décor en frise d'ove avec un bandeau ovalisé et l'amorce d'un compartiment sous la frise, en provenance des ateliers de Lezoux et daté du courant II^e siècle (comm. orale Desbordes). Ce terre-plein a donc vraisemblablement été réalisé au cours ou postérieurement au II^e siècle, à partir des débris d'un bâtiment gallo-romain ruiné et d'apport de terre. Sous le terre-plein, des bois carbonisés ont été prélevés, au contact avec l'horizon naturel du vallon. Il s'agit d'un assemblage de *Quercus* (85 %) et de *Fagus* (15 %). Leur âge radiocarbone est de 2035 ± 60 BP, soit 345 av. J.-C. - 75 ap. J.-C. (ARC 532). Les pics de probabilité, tous situés dans la première moitié du I^{er} siècle av. J.-C., plaident pour un âge laténien.
- Postérieurement à sa construction, le terre-plein a été fossilisé et prolongé, naturellement cette fois, par une véritable banquette créée par l'érosion des sols. Mais l'extension supplémentaire du replat ne dépasse pas 3 mètres de largeur.

Pédochimie

Les analyses chimiques du terre-plein et de la banquette qui le fossilise révèlent un grand contraste pédologique. Plusieurs colonnes pédochimiques ont été réalisées. Les deux plus significatives ont été représentées dans la figure ci-dessous.

Figure 2-8 : Le Martoulet, analyses pédochimiques

Colonne A**Colonne B**

- La colonne A a été prélevée au droit du terre-plein. Le remblai gallo-romain apparaît très riche en matière organique (4 %) et en phosphates (600 mg/kg), alors que ces taux s'abaissent respectivement à 2 % et à 15 à 80 mg/kg dans l'horizon Ap qui le fossilise et lui est donc postérieur.
- La colonne B, réalisée en aval du remblai dans la banquette *stricto sensu* qui le prolonge, présente des taux similaires à l'horizon Ap de la colonne A : 2 % de matière organique et moins de 20 mg/kg de phosphates. Seule la partie supérieure de la colonne, correspondant au sol moderne, présente un accroissement en matière organique (3 %) et en calcium.

Synthèse et discussion

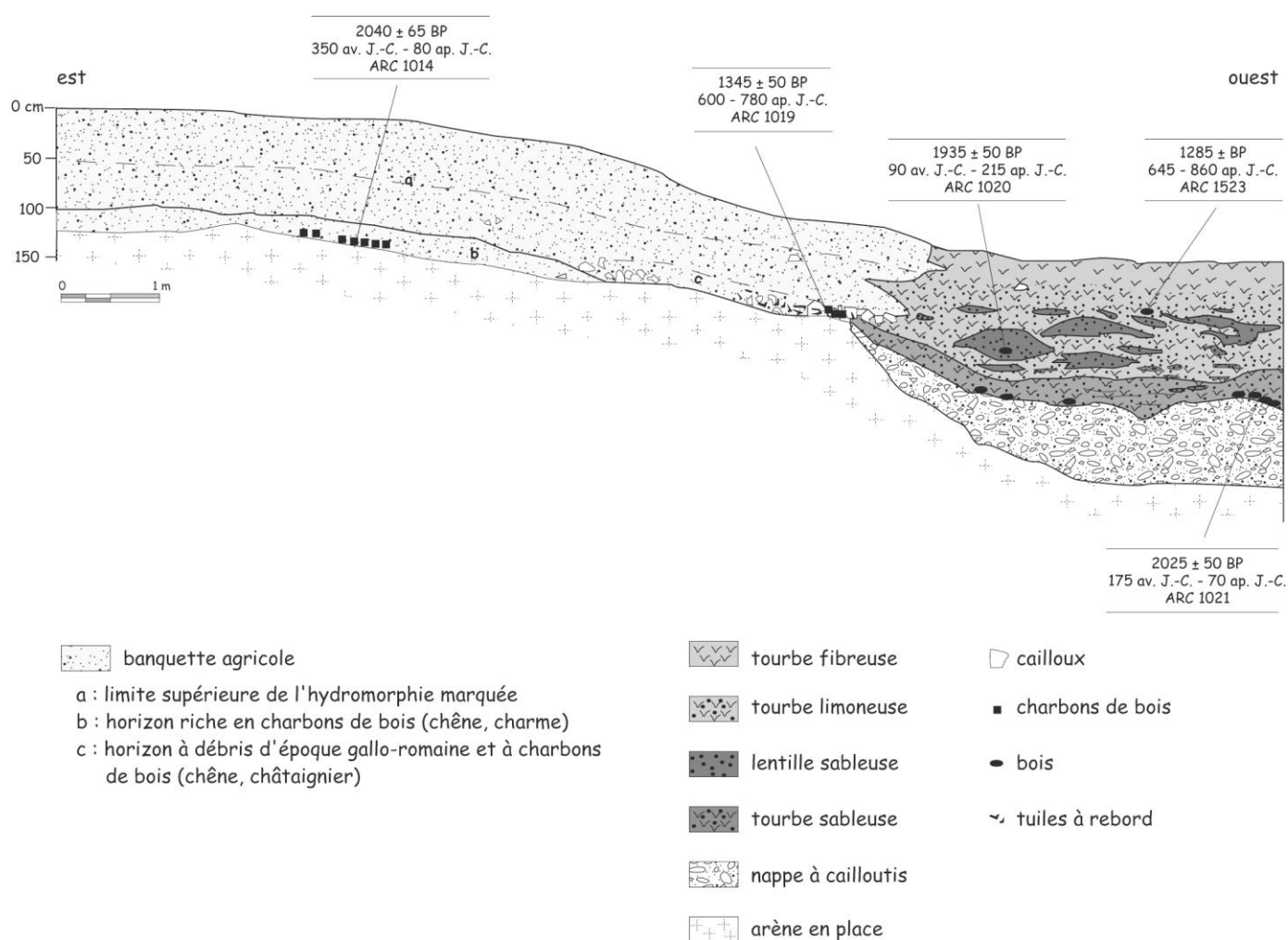
L'originalité du site du Martoulet tient à la découverte, au cœur de la banquette agricole, d'un véritable remblai artificiel construit par apport de terre et de débris prélevés sur un bâtiment d'époque gallo-romaine. Ce terre-plein a vraisemblablement permis de prolonger l'espace cultivable en gagnant sur le vallon hydromorphe. Le décalage qui existe entre l'âge des tessons incorporés au remblai (datés du II^e siècle et d'une période antérieure non précisée) et celui des charbons fossilisés à sa base (2035 ± 65 BP) peut s'expliquer de façon diverse : soit les charbons, situés sous le remblai, appartiennent à un niveau d'occupation antérieur, d'époque celtique ; soit ils sont contemporains du terre-plein et peuvent alors provenir des déblais d'un bâtiment plus ancien. Mais en tout état de cause, si l'édification du terre-plein est bien d'époque gallo-romaine, le site a vraisemblablement été occupé dès la Tène finale.

Les teneurs en phosphates mesurées dans le terre-plein sont élevées, et suggèrent une pratique importante et régulière de la fumure. Tous ces éléments évoquent, à l'époque gallo-romaine, un usage agricole intensif de ce replat. Il ne faut pas oublier que la distance présumée de l'habitat est alors d'une centaine de mètres au plus, et l'on peut envisager des activités de jardinage.

1.2.1.2 La Boisserie (Peyrilhac, Haute-Vienne, 330 m, figures 2-9 et 2-10)

Le replat de la Boisserie présente un riche *continuum* dans l'occupation humaine : station de taille néolithique, structures s'apparentant à une *villa* gallo-romaine (Perrier, 1993) et présence médiévale attestée par la découverte de pains de cire enfouis dans la tourbe et datés 1030 - 1280 ap. J.-C. - ARC 382 - (Barrière et al., 1989). Vers le N.E., les parcelles situées autour du replat sont accidentées de grandes banquettes d'érosion agricole qui dominent un petit vallon tourbeux de rang 0. Si ces deux types d'archives géoarchéologiques ont été étudiées simultanément dans le cadre du P.C.R. d'«Archéologie agraire en Limousin», seuls les travaux entrepris sur les banquettes sont exposés ici, l'étude du vallon tourbeux étant décrite dans le chapitre 2.2.

Figure 2-9 : La Boisserie, coupe stratigraphique transversale



Stratigraphie

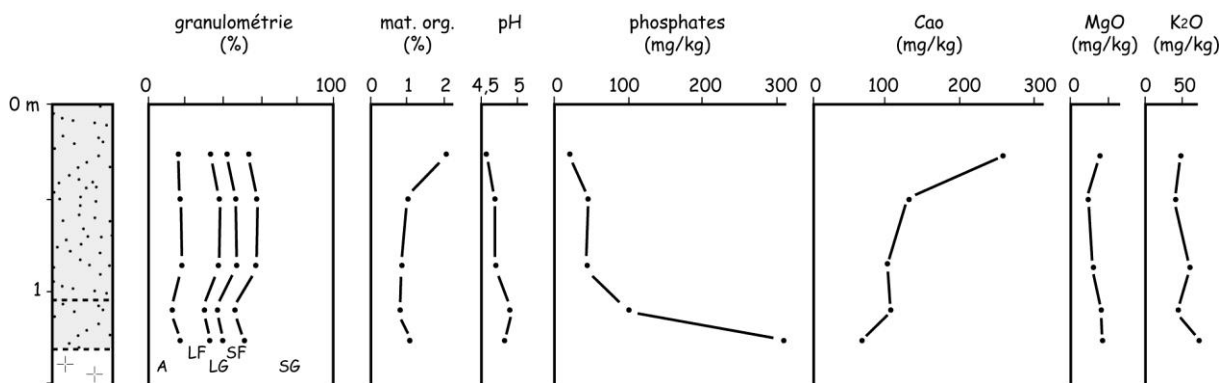
Une tranchée de 16 m de longueur et de 2 m de profondeur a été ouverte à la pelle mécanique sur la rive droite du vallon. Elle recoupe une banquette majeure accumulée en bas de versant, ainsi que son contact stratigraphique avec le remplissage organominéral de fond de vallon.

La banquette agricole

L'épaisseur de la banquette varie de 1,2 m à 1,4 m. Elle est constituée d'un horizon Ap hypertrophié, assez homogène sur le plan structural et textural. Toutefois, l'examen macroscopique sur le terrain, complété par l'analyse de trois colonnes pédochimiques, permet de distinguer quatre unités sédimentaires différentes.

- Au sommet, le sol arable actuel est épais d'environ 0,3 m. Il se signale par une teneur en matière organique trois fois plus élevée que le reste de la banquette, ainsi que par de forts enrichissements en bases, liés vraisemblablement à l'usage moderne d'engrais. Les bioturbations y sont abondantes.
- Le cœur de la banquette est formé par un horizon de 0,8 m d'épaisseur. A l'exception de quelques variations granulométriques mineures, il apparaît très homogène sur le plan textural, organique et chimique (diminution progressive de la teneur en calcium du sommet vers la base ; faibles concentrations en magnésium, potassium, ainsi qu'en phosphates ; pH et matière organique faibles et constants. La césure principale dans cet horizon est d'ordre hydromorphique, car la partie inférieure est affectée d'un pseudogley qui témoigne d'une battance de nappe.
- La base de la banquette est formée par un horizon de 0,2 m environ. La découverte, au sein de cet horizon, de charbons de bois (fragments de branches de *Quercus* et d'*Ulmus*) a permis de dater la phase initiale d'accumulation : 2040 ± 65 BP, soit après calibration 350 av. J.-C. - 80 ap. J.-C. (ARC 1014). La genèse de la banquette a donc débuté à une période charnière qui s'étend du 2e Age du Fer au début de l'époque gallo-romaine. Pédologiquement, l'horizon basal se distingue assez nettement du niveau sus-jacent : léger accroissement du pH, de la matière organique et des fines, remontée des cations basiques et forte concentration (six fois supérieure au reste de la banquette) de phosphates.
- Le substrat est formé par le granite altéré dont le sommet, légèrement enrichi en fines, en matière organique, en bases et en phosphates, semble correspondre à la racine de l'horizon B de l'ancien sol holocène. Le contact entre l'horizon charbonneux et la roche altérée est brutal et témoigne d'une discontinuité mécanique.

Figure 2-10 : La Boisserie, analyses pédochimiques



Le contact stratigraphique banquette / vallon

Au contact avec le vallon, sur trois mètres de longueur, la base de la banquette agricole est formée par un épandage d'artefacts divers. De 0,2 à 0,3 m d'épaisseur, ce niveau contient des débris variés : tegulae, tessons, pierres, bois carbonisés, au sein d'une matrice limono-sableuse. Au contact direct avec le vallon, il ne subsiste plus que des blocs de granite jointifs et des charbons de bois. Cette accumulation de pierres fossilise l'unité tourbeuse inférieure sur 1,3 m de longueur.

La présence de morceaux de tuiles à rebord et de tessons atteste de l'origine gallo-romaine des matériaux épandus. En revanche, les charbons mélangés aux artefacts sont beaucoup plus récents : 1345 ± 50 BP, soit 600 - 780 ap. J.-C. (ARC 1019). En dépit d'une apparente contradiction, le résultat de la datation isotopique paraît fiable car il est confirmé par la stratigraphie. En effet, ce niveau à artefacts recouvre en discordance le remblaiement organominéral du vallon, sur le même plan topographique qu'un niveau tourbeux datée à 1285 ± 45 BP (cf. infra). D'autre part, l'assemblage anthracologique (mélange de *Quercus* et de *Castanea*) s'accorde mieux avec un âge médiéval que gallo-romain. Il semble donc bien que l'on soit en présence de deux lots d'artefacts d'âge différent, et que ce soit au début du haut Moyen Age seulement que l'on ait épandu ces débris prélevés sur des ruines gallo-romaines proches. D'autres artefacts, attribués à la fin de l'Antiquité ou au début du haut Moyen Age ont également été découverts dans le vallon. Il s'agit de pièces de *Quercus*, datés 1570 ± 50 BP, dont la disposition évoque un gué rudimentaire (cf. infra).

Synthèse et discussion

Sur le site de la Boiserie, la première mise en valeur agricole des sols est antérieure aux archives sédimentaires attribuées à la fin du 2^e Age du Fer ou à l'époque gallo-romaine. De cette phase initiale, il ne subsiste qu'une trace fugace : la troncature de l'ancien sol holocène au niveau de la racine de son horizon B. Fossilisée sous la banquette agricole, cette troncature témoigne d'une phase d'érosion antérieure à l'accumulation colluviale. L'époque et la durée de cette première mise en culture restent inconnues. Est-elle synchronique de l'occupation néolithique attestée sur le replat ou est-elle plus tardive ? On ne dispose d'aucun élément de réponse.

A cette première phase d'érosion non datée succède, à partir de 2040 BP, un phénomène de colluvionnement agricole qui entraîne la formation d'une banquette. La datation ¹⁴C place le début de cette accumulation à la fin de l'Age du Fer ou au début de l'Antiquité gallo-romaine. En l'absence de mobilier, il est impossible de trancher mais la date calibrée et les pics de probabilité sont nettement décalés sur la période celtique. Il ne faut donc pas exclure l'hypothèse que l'on puisse être en présence des vestiges d'une occupation agricole gauloise, antérieure à l'installation de la *villa* gallo-romaine signalée sur le replat. La genèse de la banquette d'accumulation agricole montre que les labours se font alors dans le cadre d'un parcellaire fixe, au moins pour la limite aval. La forte teneur en phosphates évoque la présence d'un champ chaud, enrichi par les fumures. Cette parcelle n'est située qu'à 250 m de l'habitat gallo-romain.

La découverte, à l'articulation aval de la banquette, d'artefacts datés 360 - 600 ap. J.-C. et 600 - 780 ap. J.-C. témoigne du maintien d'une activité agricole à la fin de l'Antiquité et au début du haut Moyen Age. Si les pièces de bois retrouvées dans l'axe du vallon peuvent facilement s'interpréter comme les restes d'un gué, il est plus difficile en revanche d'expliquer la fonction des déblais, prélevés sur les ruines gallo-romaines et étalés entre le VII^e et le VIII^e siècle à l'aval de la banquette. Parmi les hypothèses envisageables, deux semblent plus plausibles.

- Le contact entre la banquette et le vallon servant de cheminement (encore aujourd'hui), peut-être s'agit-il de simples recharges d'ornières mérovingiennes. Pourtant, nous n'avons pas observé de véritables formes en creux.
- La seconde hypothèse est la construction volontaire d'un remblai, réalisé dans le but d'étendre le replat cultivable au détriment du terroir hydromorphe de vallon, à l'instar du terre-plein découvert sur le site du Martoulet. Mais alors qu'au Martoulet le remblai mesure 10 m de largeur et 0,6 m de hauteur, ici il reste discontinu, peu épais, et s'apparente assez mal à ce schéma.

Si la présence de cet horizon fossilisé témoigne du maintien, pendant la période mérovingienne, de l'activité agricole sur la cellule héritée de l'époque gallo-romaine, il révèle

également que les banquettes sont parfois des formes polygéniques, dont la migration vers l'aval s'étale sur plusieurs siècles. La section aval peut être beaucoup plus jeune que la partie amont (environ sept siècles d'écart ici), sans que cela soit décelable en stratigraphie.

Conclusion du chapitre 1.2.1

Situées à quelques centaines de mètres de *villae* gallo-romaines, les banquettes agricoles du Martoulet et de la Boiserie apportent deux enseignements principaux. La forte teneur en phosphates des horizons d'époque antique évoque la présence de champs chauds, enrichis par les fumures. Ces anciens champs gallo-romains et leurs abords portent la trace de divers aménagements agraires : terre-plein, remblaiement et gué. D'âge gallo-romain au Martoulet, ils sont mérovingiens à la Boiserie et témoignent de la poursuite des activités agricoles sur le site, postérieurement à l'Antiquité.

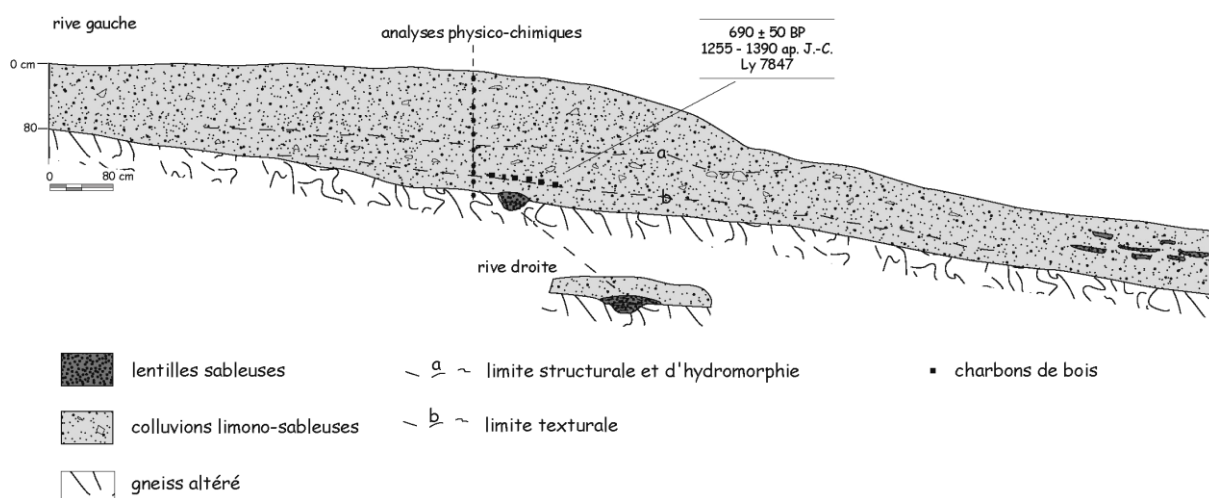
1.2.2 Les banquettes d'origine médiévale

Si les sites de Vaujour et du Bois des Brigands sont tous deux caractérisés par la présence de banquettes médiévales, leur contexte géoarchéologique diffère nettement. A Vaujour, la banquette étudiée dans le cadre d'une opération d'archéologie préventive reste isolée, sans que l'on puisse la relier à un habitat d'époque. Au Bois des Brigands, en revanche, le groupe de banquettes associé à un village médiéval déserté a livré de nombreuses informations d'archéologie agraire.

1.2.2.1 Vaujour (Sadroc, Corrèze, 400 m, figures 2-11 et 2-12)

Le site de Vaujour a été étudié dans le cadre d'une opération d'archéologie préventive sur l'autoroute A20, section Vigeois - Donzenac (Allée et Duplaix-Rata, 1996). Dans une tête de vallon élémentaire de rang 0, une tranchée de 16 m de longueur a été ouverte dans une banquette agricole. Cette banquette majeure, localisée en bas de versant au contact avec le terroir hydromorphe de fond de vallon, a fait l'objet d'une étude stratigraphique et pédologique.

Figure 2-11 : Vaujour, coupe stratigraphique longitudinale

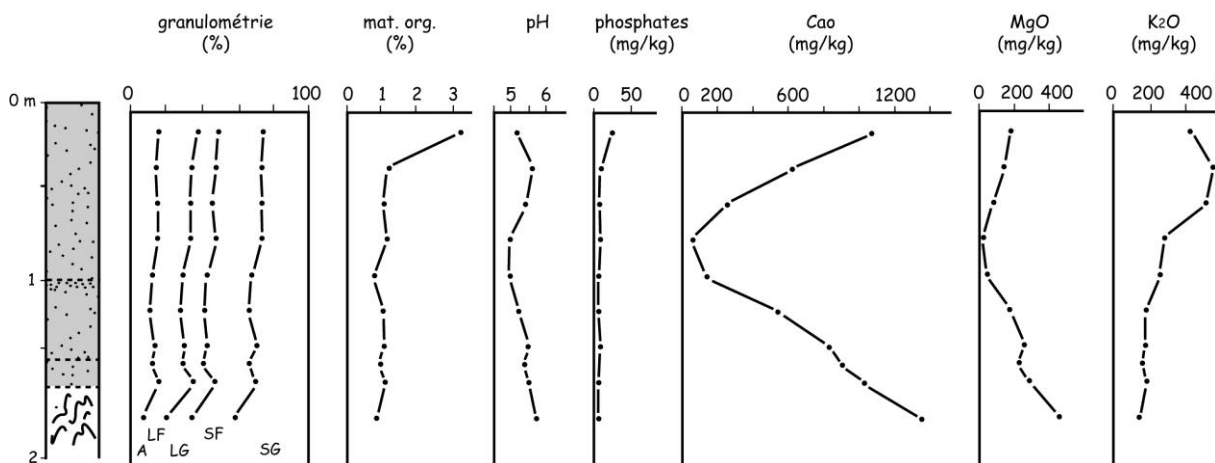


Stratigraphie

La *partie amont* de la coupe correspond à la banquette au sens strict. Nettement colluvial, le profil présente des variations structurales et texturales de faciès.

- Avec 0,6 à 1 m d'épaisseur, l'horizon sommital est le plus épais. Il s'agit d'un Ap brun sablo-limoneux, faiblement caillouteux. A la différence des deux niveaux inférieurs, il n'est pas affecté d'un pseudogley car il se situe au-dessus de la limite de battance de la nappe. C'est l'horizon le plus riche sur le plan pédologique, vraisemblablement en raison des pratiques agricoles modernes. Pour la matière organique et les phosphates, l'enrichissement s'observe sur les 30 premiers centimètres seulement ; pour les cations, il se marque de façon décroissante sur la totalité de l'horizon.
- L'horizon médian mesure de 0,4 à 0,5 m d'épaisseur. D'une texture sablo-limoneuse équivalente à l'horizon supérieur, il s'en distingue par une plus grande richesse en cailloux. Il est également séparé de l'horizon supérieur par une discontinuité structurale formée de litages sableux frustes et d'un alignement de cailloux. La conservation de ces structures litées évoque une période d'interruption des labours sur la banquette, tandis que son exhaussement se poursuivait.
- A la base, l'horizon inférieur, de 0,2 à 0,3 m d'épaisseur, se distingue par une plus grande plasticité (liée à une teneur en fines un peu plus élevée) et par l'absence de cailloux. Cet horizon se suit sur une dizaine de mètres de longueur. Le contact avec l'horizon médian est marqué par une discontinuité texturale, soulignée par la présence de charbons de bois diffus formant même, localement, un véritable lit. La détermination anthracologique a révélé 95 % de *Salix*, essence de lumière et de sol humide, et 5 % de *Quercus*. L'âge radiocarbone des charbons est de 690 ± 50 BP, soit 1255 - 1390 ap. J.-C. (Ly 7847). Les horizons médian et basal possèdent des teneurs en matière organique (1 %) et en phosphates (quasi-nulles) constantes. En revanche, les concentrations en calcium et en magnésium augmentent progressivement en profondeur, jusqu'à la roche en place qui s'avère être la plus riche en bases.
- La base de la stratigraphie est formée par le substrat gneissique arénisé. La tranchée a mis à jour un petit fossé creusé dans la roche altérée. Sa forme est trapézoïdale : 0,25 m de largeur à la base, 0,35 à 0,5 m au sommet, pour une profondeur de 0,15 à 0,2 m. Il est fossilisé par des sables lavés et lités qui témoignent d'une circulation d'eau courante. Sa présence sur les deux coupes opposées de la tranchée permet de constater que son tracé est à peu près parallèle au talus de la banquette ; il longe l'axe du vallon en suivant une pente longitudinale faible, de 1,35 % environ. Tous ces faits évoquent une ancienne levade, c'est à dire un petit canal aménagé traditionnellement en Limousin afin d'irriguer les prés.

Figure 2-12 : Vaujour, analyses pédochimiques



Dans sa *partie aval*, la coupe montre un faciès qui évoque déjà le remplissage du fond de vallon. La sédimentation est fine, exempte de cailloux et de graviers, mais présente dans le niveau supérieur un litage sableux fruste qui indique l'intervention des eaux courantes. L'ensemble est affecté d'un pseudogley.

Synthèse et discussion

A Vaujour, la section aval de la banquette agricole n'a commencé à s'exhausser qu'au Moyen Age central. La prépondérance du saule au sein du lot de charbons confirme le fait que l'accumulation colluviale s'est traduite par un gain d'espace cultivable, au détriment d'un terroir humide. La banquette a recouvert une levade médiévale ou peut-être plus ancienne, car elle n'était déjà plus fonctionnelle lors de son enfouissement.

A l'exception du sol actuel, modifié par les activités agricoles modernes, aucun autre horizon de la banquette n'a révélé de concentration en phosphates. A l'instar du site de la Maumone, décrit dans le chapitre précédent et distant seulement de quelques centaines de mètres, la banquette de Vaujour semble liée à un contexte agricole de type champ froid, peu fumé.

1.2.2.2 Le Bois des Brigands (Valiergues, Corrèze, 645 m, figures 2-13 et 2-14)

Identifié dès les années cinquante (Vazeilles, 1956 et 1958), le village médiéval déserté du Bois des Brigands a, dans les années quatre-vingts, fait l'objet de fouilles archéologiques exhaustives (Conte, 1987 et 1988 ; Conte et Desgranges, 1987). Ces dernières ont concerné deux des trois éléments archéologiques reconnus : le site central et les Cabanes de Liéras. Les divers éléments chronologiques recueillis (datations radiocarbone, dendrochronologie et mobilier céramique) témoignent de deux phases d'occupation médiévales. La première se situe autour de l'An Mil. Elle est attestée par la découverte de silos datés par le ^{14}C de 915 ± 40 BP, soit en âge calibré 1020 - 1210 ap. J.-C. La seconde période d'occupation du site débute vers la fin du XIII^e siècle, suivie d'une occupation assez brève, durant le XIV^e siècle et peut-être le début du XV^e siècle.

Riche dans le domaine de l'archéologie classique (structures nombreuses, mobilier céramique et métallique abondant et varié) le Bois des Brigands l'est aussi en matière d'archéologie agraire, car le village déserté est entouré de nombreuses banquettes agricoles et de plusieurs vallons tourbeux.

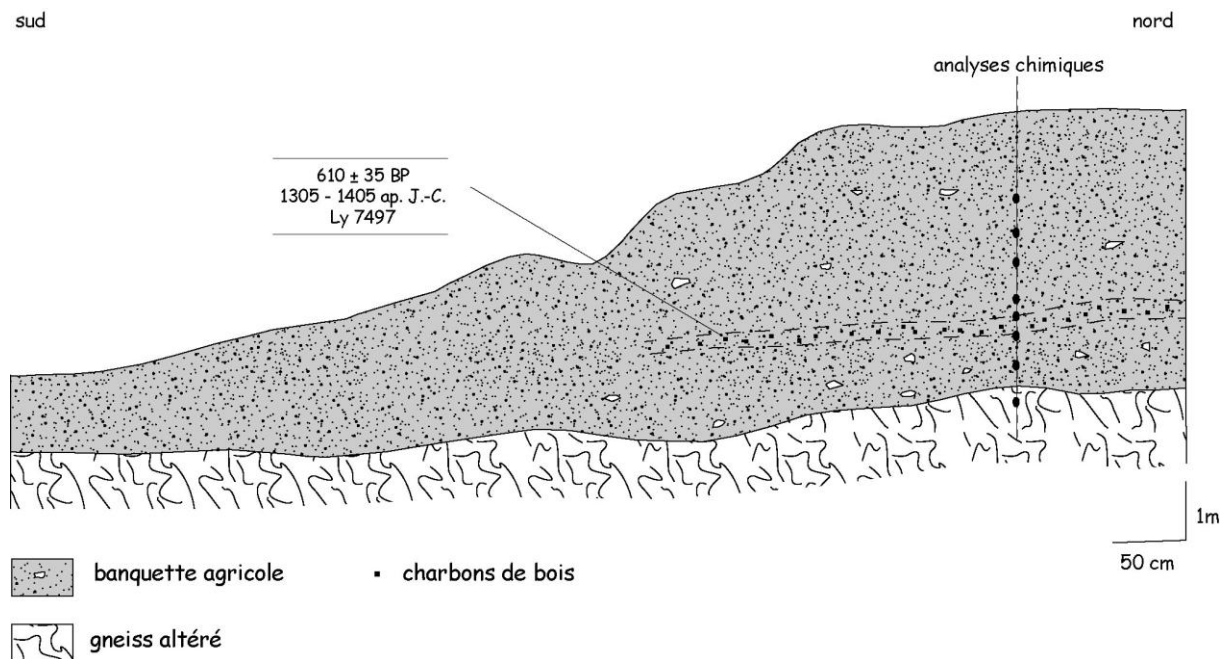
Dans le cadre du P.C.R. d'archéologie agraire, trois banquettes d'accumulation agricole ont été ouvertes, entre le site central du Bois des Brigands et les Cabanes de Liéras. Deux d'entre elles sont des banquettes majeures situées au contact de terroirs différents : le bas de versant cultivable et le fond de vallon humide. L'hydromorphie observée à la base de ces banquettes a favorisé la conservation de nombreux macrorestes datables par le radiocarbone. Elles ont donc fait l'objet d'une étude détaillée. En revanche, la troisième banquette, ouverte à mi-versant, n'a révélé aucun macroreste. Son étude n'a pas été poursuivie.

Stratigraphie et micromorphologie

Outre des analyses granulométriques et chimiques, fréquemment entreprises sur les autres sites, les banquettes du Bois des Brigands a fait l'objet d'une étude micromorphologique, réalisée par A. Gebhardt, de l'UMR 153 du CNRS (Gebhardt, 1995).

La première banquette étudiée se situe au contact d'une ancienne parcelle cultivée, et d'un terroir hydromorphe. Sa dénivellation varie de 1,2 à 1,6 m. Deux tranchées distantes d'une vingtaine de mètres y ont été ouvertes.

Figure 2-13 A : Le Bois des Brigands, banquette I coupe A

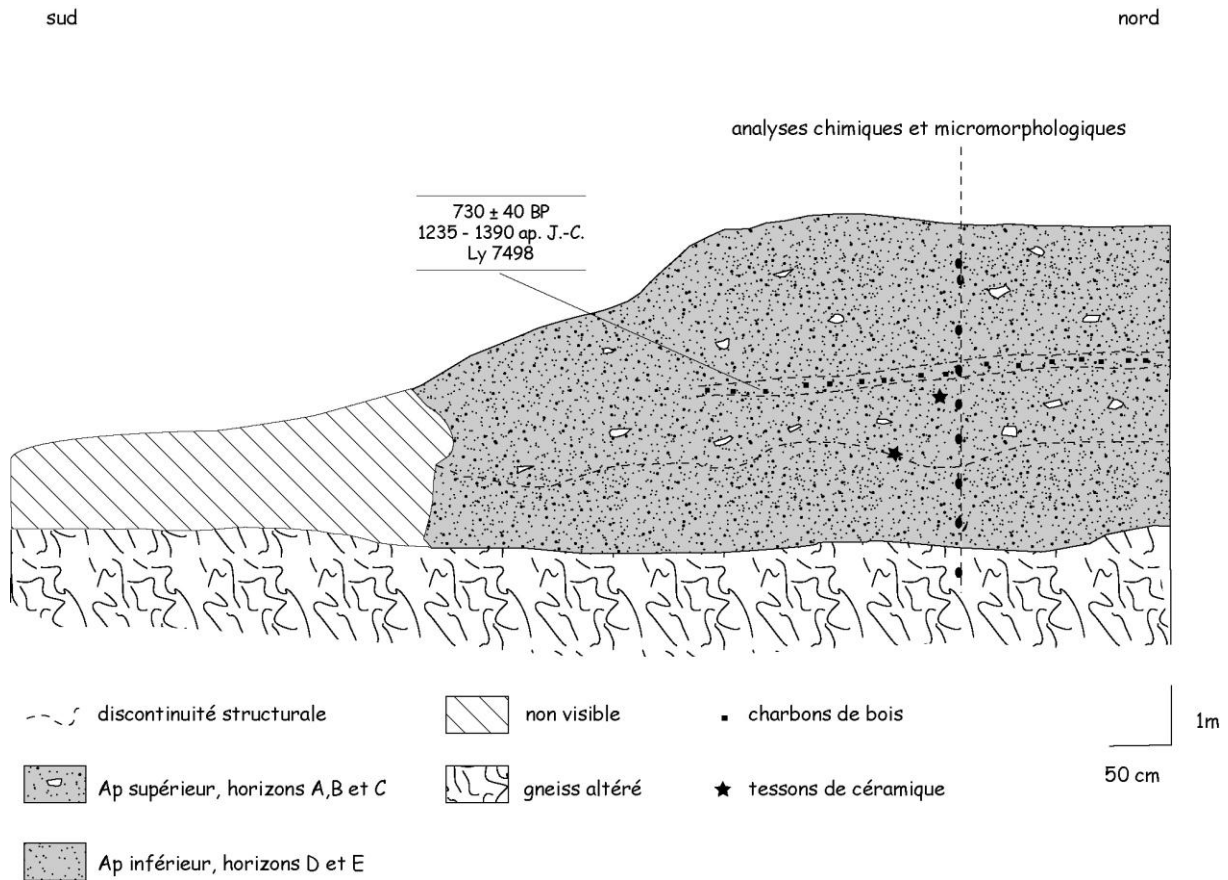


Banquette I / Coupe A

L'épaisseur totale de l'accumulation agricole atteint 1,6 à 1,7 m. Elle se compose de trois niveaux distincts.

- Le sommet de la banquette est formé d'un horizon de labour de type Ap, clair et bien structuré, de 1,2 m d'épaisseur. Il peut être subdivisé en deux sous-unités (1a et 1b), car les 25 cm supérieurs apparaissent très fortement bioturbés. A sa base, entre 1,1 et 1,2 m de profondeur, cet horizon Ap contient de nombreux charbons de bois. L'assemblage anthracologique est formé de *Quercus* (56 %), de *Betula* (36 %), de *Fagus* (2,5 %), de *Pomoïdeae* (2,5 %), de *Cytisus* (2 %) et de *Prunoïdeae* (1 %). Ce niveau charbonneux évoque les vestiges d'un essartage réalisé au détriment d'une jeune forêt-friche, riche en essences de lumière. La datation ^{14}C des charbons a donné le résultat suivant : 610 ± 35 BP, soit 1305 - 1405 ap. J.-C. (Ly 7497), ce qui est en conformité avec la deuxième phase d'occupation du site archéologique
- Un second horizon Ap de 0,4 m de hauteur, clair et peu structuré, repose directement sur l'arène en place.
- Le soubassement est formé par l'arène altérée *in situ*.

Figure 2-13 B : Le Bois des Brigands, banquette I coupe B



Banquette I / Coupe B

Elle révèle, à l'instar de la coupe A, un lit riche en charbons de bois intercalé entre deux horizons de culture hypertrophiés. Mais l'ensemble de la séquence sédimentaire y est sensiblement différente. Au-dessus de l'arène en place, la description stratigraphique et les analyses micromorphologiques permettent de distinguer trois principaux corps sédimentaires au sein de la banquette.

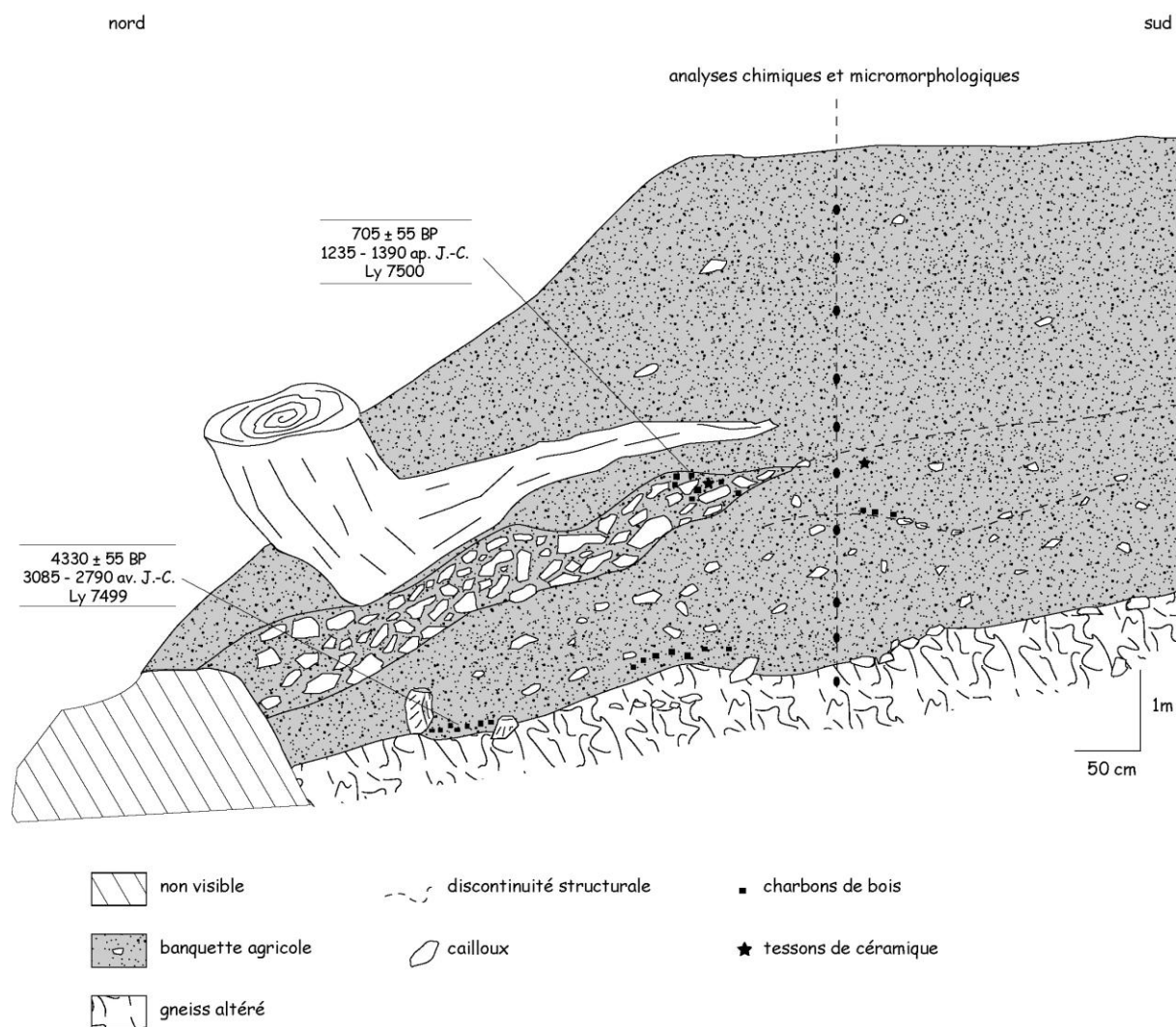
- L'horizon Ap supérieur peut être divisé en deux sous-unités 1a et 1b, en fonction du degré de bioturbation. Cet ensemble colluvial, de 0,6 m de hauteur, présente de nombreux revêtements argileux poussiéreux grossiers qui évoquent une mise à nu de la parcelle par des labours de surface. La présence de terriers de lombrics témoigne d'un sol plutôt neutre et riche en matière organique. Comme sur la coupe A, la base de cet horizon Ap supérieur contient un lit de charbons de bois, dont l'âge calibré est comparable : 730 ± 40 BP, soit 1235 - 1390 ap. J.-C. (Ly 7498). L'assemblage anthracologique présente également de fortes similitudes : 69 % pour *Quercus*, 24 % pour *Betula* et 7 % pour *Cytisus*.
- Sous la discontinuité structurale soulignée par le lit charbonneux, les horizons 2a et 2b, épais de 0,7 m, attestent d'une phase de colluvionnement plus ancienne. Cette unité colluviale est caractérisée par la présence de fragments roulés (à rapprocher de l'horizon minéral 4), plus clairs, plus biréfringents et allochtones en 2a, et par une fraction plus grossière en 2b. L'érosion a donc atteint le substrat en amont du site, au moment du dépôt de 2a.

- L'horizon inférieur, d'une vingtaine de centimètres d'épaisseur, résulte d'un épisode de colluvionnement initial, attesté par des fragments roulés de sédiments organoferreux, reliques d'horizons organiques colluvionnés depuis l'amont. Cependant, la présence dans ce niveau de quelques revêtements argileux limpides jaunes témoigne également d'une phase de stabilisation postérieure, avec reprise du couvert forestier.
- On retrouve à la base la roche en place altérée. L'analyse micromorphologique permet de diagnostiquer la racine d'un ancien horizon Bt, caractérisé par des revêtements argileux limpides. Il s'agit de la base d'un sol de type brun lessivé. Ce dernier a été tronqué par l'érosion, qui a détruit les horizons organominéraux et organiques originels.

Banquette II / Coupe C

La deuxième banquette étudiée mesure 2,5 m de hauteur. Elle se situe également au contact d'une ancienne parcelle cultivée et d'une parcelle hydromorphe occupée par une petite tourbière. La coupe C révèle une accumulation d'origine agricole dont la stratigraphie est particulièrement intéressante. Trois unités lithostratigraphiques s'y distinguent.

Figure 2-13 C : Le Bois des Brigands, banquette II coupe C



- La partie supérieure de la coupe est constituée d'une épaisse accumulation colluviale de type Ap, homogène, de 1,2 à 1,4 m de hauteur. A sa base, elle repose sur une protobanquette qu'elle fossilise. La discontinuité entre les deux corps sédimentaires est macroscopiquement très nette (texture, structure et couleur différente). Le talus de la paléobanquette est recouvert par un tablier de cailloux et de blocs hétérométriques, mélangés à de la terre fine. Il ne s'agit pas d'une construction au sens strict car la structure n'est pas organisée. L'inclinaison des cailloux montre qu'ils ont été déversés en vrac depuis le sommet de la banquette. La présence de terre fine entre les éléments grossiers évoque cependant une accumulation progressive, peut-être dans le cadre d'opérations répétées d'épierrement du champ en amont. Le sommet de ce tablier caillouteux a livré un tesson et de nombreux charbons de bois. Leur datation est la suivante : 705 ± 55 BP, soit 1235 - 1390 ap. J.-C. (Ly 7500). Ils sont donc contemporains des charbons fossilisés dans les coupes A et B, et coïncident avec la seconde période d'occupation du site médiéval. La détermination des charbons révèle un couvert végétal identique à celui décrit dans la banquette I, de type jeune forêt-friche : *Quercus* 63 % ; *Betula* 31 % ; *Pomoïdeae* 2,5 % ; *Fagus* 2 % ; *Cytisus* 1 % et *Corylus* 0,5 %.
- La partie inférieure de la coupe est caractérisée par un Ap de 0,8 m de hauteur. Il témoigne d'un premier épisode de colluvionnement, ayant donc donné naissance à une protobanquette. Une discontinuité structurale ténue s'observe au sein de cet Ap inférieur, soulignée par un lit de cailloux et de charbons de bois. Cependant, les horizons 2a et 2b situés de part et d'autre sont assez semblables, très remaniés et riches en microfragments organiques plus ou moins humifiés, voire carbonisés. L'absence de traits micromorphologiques liés à la mise en culture du sol (revêtements argileux, lombrics) fait pencher pour une mise en place rapide du niveau 2. Des charbons de bois ont été découverts dans les 10 cm inférieurs de l'horizon 2b. L'assemblage anthracologique évoque une hêtraie déjà dégradée par l'homme, car les essences héliophiles sont abondamment représentées : *Fagus* 58,5 % ; *Betula* 19,5 % ; *Quercus* 15,5 % ; *Corylus* 4,5 % ; *Prunoïdeae* 1,5 % et *Cytisus* 0,5 %. L'analyse ^{14}C des charbons a donné le résultat suivant : 970 ± 40 BP, soit 1010 - 1165 ap. J.-C. (Ly 8089). La genèse de la protobanquette est donc contemporaine de la 1ère phase d'occupation médiévale du site, peu après l'An Mil.
- La base de la banquette repose sur la roche arénisée. Sur les quinze premiers centimètres, celle-ci présente des traces de remaniement et contient des microfragments organiques apparemment carbonisés. Comme sur la coupe précédente, ce niveau correspond à la racine de l'horizon B d'un ancien sol brun holocène, tronqué par l'érosion. Dans la partie aval de la banquette, un bois de chêne carbonisé repose directement sur la racine de l'ancien sol. Le fait que ce bois carbonisé ne soit pas désagrégé en morceaux épars permet de penser qu'il se situe en position primaire. Son âge ^{14}C est de 4330 ± 55 BP, soit après calibration 3085 - 2790 av. J.-C. (Ly 7499). Il atteste donc d'une première phase d'érosion des sols dès le Néolithique moyen.

Analyses granulométriques et chimiques

Les trois coupes présentent une allure générale commune, mais leurs profils ne sont toutefois pas exempts de nuances.

Banquette I / Coupes A et B

Trois faits majeurs se dégagent des diagrammes.

- Un contraste net oppose la roche en place et les horizons d'accumulation. Les horizons 1 et 2 ont en effet une granulométrie plus fine, ils sont plus riches en matière organique et en phosphates que la roche en place. En revanche, ils apparaissent plus pauvres en bases et plus acides que l'arène.
- Au-dessus du niveau charbonneux, on observe la présence d'un horizon enrichi en matière organique, en phosphates, en calcium et en magnésium. Cet enrichissement est inégal mais il atteint, sur la coupe A, près de 1500 % pour le calcium.

- Sur la coupe B, l'horizon 3 qui correspond à un niveau remanié plus ancien se situe granulométriquement et chimiquement en position intermédiaire par rapport aux horizons d'accumulation et à la roche en place.

Figure 2-14 A : Le Bois des Brigands, coupe A, analyses pédochimiques

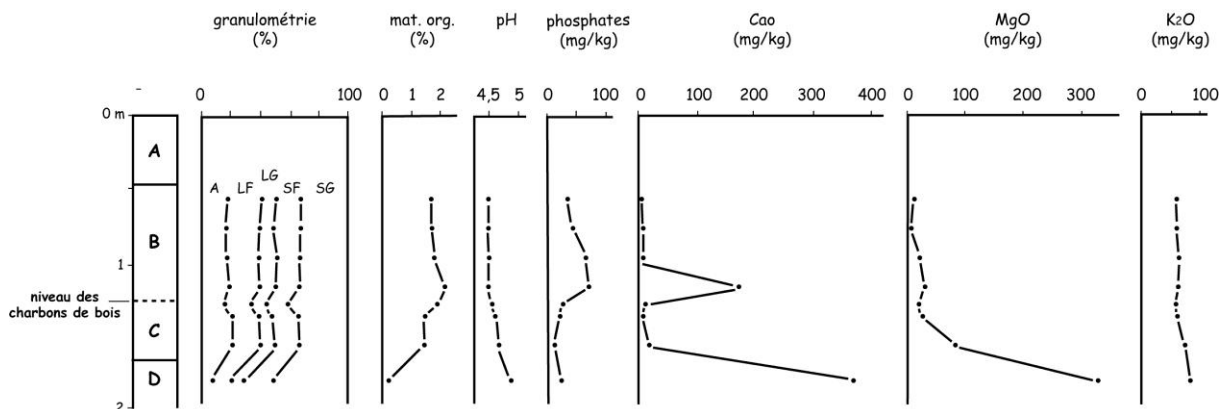
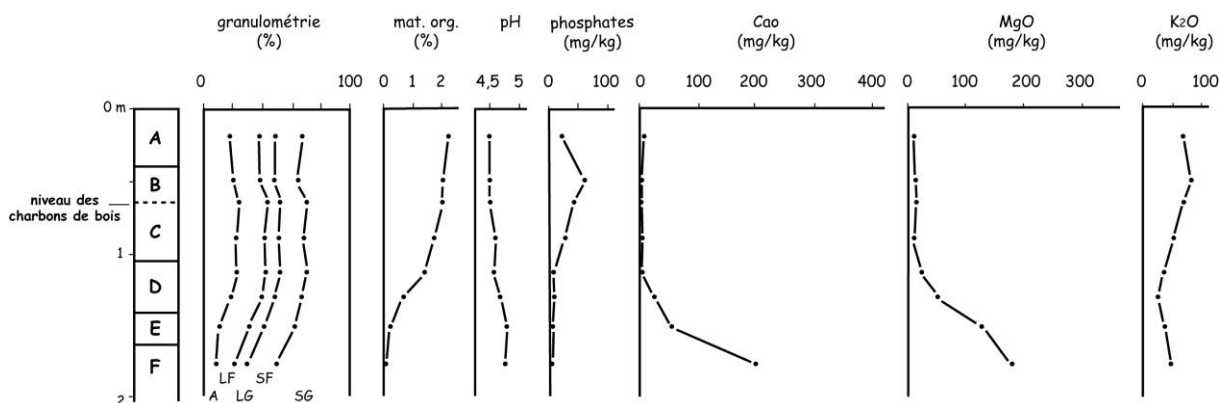


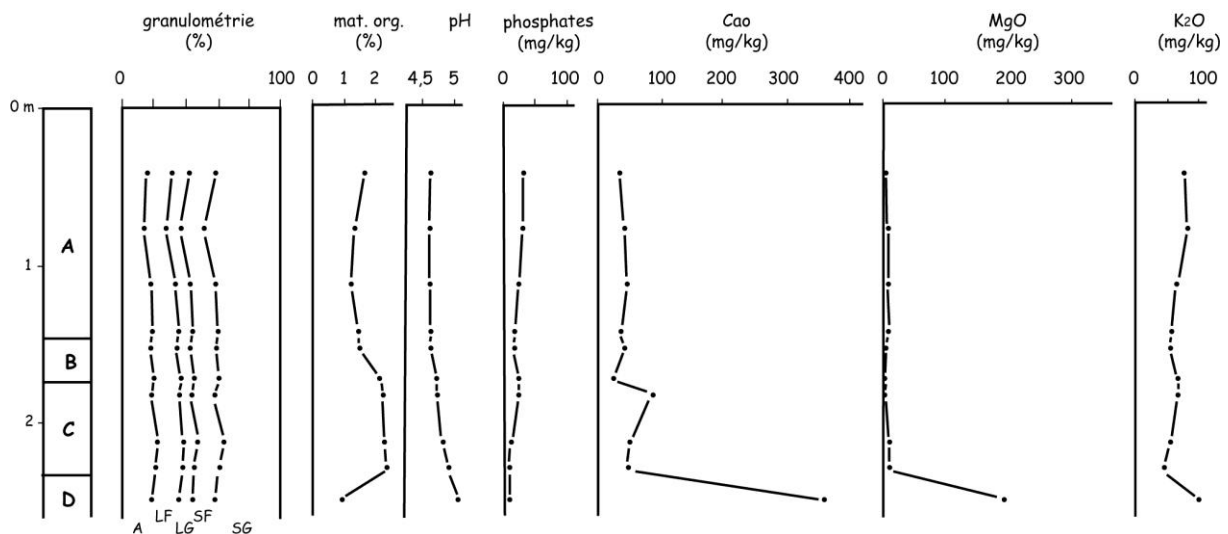
Figure 2-14 B : Le Bois des Brigands, coupe B, analyses pédochimiques



Banquette II / Coupe C

- On retrouve, sur la coupe C, une opposition entre la roche en place et les horizons d'accumulation semblable à celle observée sur les coupes A et B. Peu visible pour la granulométrie, cette opposition est nette chimiquement : l'arène en place est plus riche en bases et moins acide que les horizons labourés, mais elle est plus pauvre en matière organique et en phosphates.
- En revanche, les horizons d'accumulation 1 et 2 possèdent chimiquement l'homogénéité la plus forte des trois coupes. Seul l'horizon 2b, situé à la base, présente un enrichissement notable en matière organique et en calcium.

Figure 2-14 C : Le Bois des Brigands, coupe C, analyses pédochimiques



Synthèse et discussion

Les banquettes étudiées autour du site archéologique du Bois des Brigands ont permis de retrouver les restes de trois phases distinctes d'occupation agricole.

La plus ancienne phase reconnue correspond au Néolithique final. Elle a entraîné la destruction par érosion du sol brun holocène originel, dont il ne subsiste plus, dès l'époque néolithique, que la racine. On ne peut hélas attribuer aucune signification paléobotanique à la nature des charbons fossilisés (du chêne), car les fragments déterminés proviennent vraisemblablement d'une seule branche.

La seconde phase d'occupation agricole identifiée coïncide avec le premier état du site médiéval, peu après l'An Mil. L'érosion des sols cultivés entraîne alors la genèse d'une première génération de banquettes. Les essartages sont réalisés au détriment d'une hêtraie, mais il ne s'agit déjà plus d'une hêtraie primaire. L'abondance des essences héliophiles (chêne, bouleau, noisetier, prunoidées et genêt) traduit un couvert végétal ouvert, produit de défrichements antérieurs non datés.

Enfin, une troisième période d'occupation agraire est attestée à partir du XIII^e ou XIV^e siècle, contemporaine donc du deuxième état du site médiéval. Ce nouvel épisode cultural entraîne la fossilisation des protobanquettes. Il est inauguré par l'essartage d'une jeune forêt-friche, riche en essences héliophiles, probablement développée à la suite d'un abandon temporaire du site. Les charbons de bois exhumés du four à pain du village, lors de la fouille archéologique, évoquent le même paysage végétal : une forêt-friche de type chênaie - bétulaie (Petit, 1998). Les horizons pédologiques datés du XIII^e ou XIV^e siècle portent la trace d'un enrichissement modéré en phosphates, qui suggère la pratique de fumures sur les banquettes situées dans l'environnement immédiat du village (distant de moins de 50 m). Les limites aval des parcelles cultivées au XIII^e ou XIV^e siècle ont été calées sur les talus hérités de la période précédente.

Alors que le village médiéval du Bois des Brigands semble abandonné dès le début du XV^e siècle, la mise en culture de l'ancien finage se prolonge vraisemblablement plus tardivement, à en juger par l'épaisseur des colluvions postérieures au bas Moyen Age.

Conclusion du chapitre 1.2.2

Isolée de tout contexte archéologique, la banquette de Vaujour reste difficile à interpréter. Beaucoup plus significatives sont les banquettes du Bois des Brigands. Elles ont enregistré assez fidèlement les avatars de la mise en valeur du finage médiéval. Elles ont mémorisé les différentes périodes d'occupation du village, et nous renseignent également sur les épisodes d'enrichissement ainsi que sur l'usage modéré des fumures.

1.2.3 Les autres études limousines

D'autres auteurs ont également réalisé, en Limousin, des études pédochimiques sur les banquettes agricoles. Ces travaux de recherche sont au nombre de trois. Leurs principaux acquis sont rappelés ci-dessous.

1.2.3.1 Le Vieux-Bourg (Eyburie, Corrèze, 380 m)

Au Vieux-Bourg, sur le versant nord de la vallée de la Vézère, de grandes banquettes agricoles dont la dénivellation peut atteindre 2,5 m ont été étudiées par Etienne (1992). L'une d'elle a pu être datée, à la base, de 2250 ± 330 BP, soit après calibration 1210 av. J.-C. - 525 ap. J.-C. (ARC 650). La datation radiométrique, réalisée sur une faible quantité de charbons de bois, possède un très large intervalle de confiance et demeure donc très imprécise. Elle situe l'apparition de la banquette à l'Age du Fer ou à l'époque gallo-romaine. Comme sur la plupart des sites limousins, les colluvions d'origine agricole reposent directement sur l'arène *in situ*. Ce dispositif stratigraphique atteste l'existence d'un épisode de mise en valeur antérieur qui, préalablement à la dynamique colluviale historique, a érodé le sol brun holocène.

La banquette est formée d'un horizon Ap assez homogène, qu'il s'agisse de la texture, de la structure ou de la chimie. Les enrichissements chimiques demeurent limités par rapport à la roche en place. La présence toutefois, dans le niveau inférieur d'époque celtique ou gallo-romaine, de teneurs en matière organique, en phosphates et en cations basiques plus élevées que dans le reste du profil (dans des proportions variant de 50 à 200 %) est interprétée par l'auteur comme la trace de probables amendements agricoles. Mais avec des valeurs qui n'excèdent pas 30 mg/kg pour les phosphates, ces marques présumées d'anciennes fumures restent ténues.

1.2.3.2 Le Mas du Puy (Verneuil, Haute-Vienne, 300 m, figure 2- 31)

La banquette agricole du Mas du Puy, étudiée par Denis (1996) est datée avec plus de précision que celle du Vieux Bourg. Une datation radiométrique, réalisée sur charbons de bois, place la phase initiale de l'accumulation vers 2145 ± 55 BP, soit en âge calendaire 350 - 35 av. J.-C. (Ly 461 OxA). Sur ce site, l'apparition de la banquette agricole peut donc être attribuée avec certitude au 2^e Age du Fer. L'accumulation colluviale historique repose sur la racine du sol holocène, préalablement tronqué par l'érosion

Cependant, dans cet exemple, aucune trace d'amendement fossile n'est perceptible sur le profil pédologique. Seul un enrichissement modéré en calcium et en magnésium, peu significatif, apparaît à mi-hauteur. L'absence de phosphate sur l'ensemble du profil suggère un contexte de champ froid, n'ayant historiquement guère fait l'objet de fumures. Cette parcelle est, il faut le noter, localisée à 500 m environ des plus proches sites d'habitat connus (datant du Moyen Age).

1.2.3.3 La Vallade

La banquette étudiée à la Vallade par Valadas (1984) est plus récente que les deux précédentes. Ici la base de l'accumulation est datée de la première partie du haut Moyen Age, grâce à une analyse radiocarbone réalisée sur des charbons de bois : 1320 ± 85 BP, soit 555 - 745 ap. J.-C. (Ny 646). Ici, comme au Vieux-Bourg et au Mas du Puy, les colluvions agricoles reposent sur une formation gélifluée d'origine périglaciaire dont le sol holocène semble avoir été tronqué.

La banquette, qui mesure 1,5 m d'épaisseur, est formée d'un Ap très homogène. Les concentrations en matière organique et en cations restent faibles et constantes sur tout le profil et, bien que les phosphates n'aient pas été dosés, aucune trace d'amendement ne semble décelable, excepté dans les 30 cm les plus superficiels, qui correspondent au sol actuel.

Conclusion du chapitre 1.2.3

Les analyses stratigraphiques et pédochimiques réalisées sur les banquettes agricoles confirment la valeur archéologique de ces formes d'accumulation colluviale. Sur le terrain, leur stratigraphie est simple, elle s'apparente à un Ap limono-sableux hypertrophié. Souvent homogène sur l'ensemble du profil, cet Ap est parfois marqué de discontinuités structurales ou texturales. Ces discontinuités, mineures le plus souvent, peuvent quelquefois dessiner de véritables protobanquettes, témoins d'un état antérieur. Les analyses chimiques et micromorphologiques viennent modérer cette impression d'homogénéité. Elles révèlent l'existence d'horizons variés, indicateurs d'aléas érosifs et culturels. Les inégales concentrations en phosphates suggèrent notamment une fumure des champs plus importante à la Tène et durant l'Antiquité que pendant le Moyen Age.

1.3 D'autres références chronologiques

Les banquettes agricoles étudiées en Limousin depuis une dizaine d'années n'ont pas toutes fait l'objet d'études pédochimiques exhaustives. Sur certaines d'entre elles, seules des analyses lithostratigraphiques et paléobotaniques ont été réalisées, calées par la datation radiométrique de niveaux à charbons de bois. En dépit d'une démarche scientifique plus extensive, ces études de cas apportent des informations complémentaires intéressantes sur l'érosion historique des sols cultivés.

1.3.1 Un exemple gallo-romain : le Bourg (St-Pardoux-l'Ortigier, Corrèze, 360 m, figures 2-15 et 2-39)

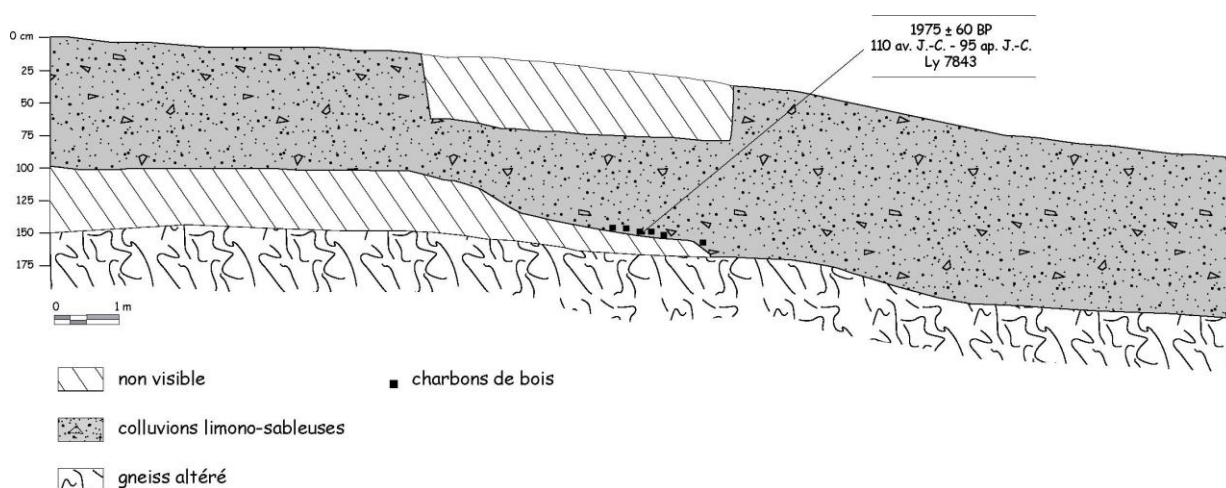
Le vallon du Bourg correspond à un cours d'eau de rang 2. Dans le cadre de l'opération d'archéologie préventive de l'autoroute A20 (section Puy de Grâce - Donzenac / Corrèze), plusieurs faits archéologiques ont été découverts sur la rive droite du vallon (Best, 1995 ; Allée et Duplaix-Rata, 1996). Il s'agit d'une aire de combustion, de trous de poteaux et de fossés, associés à des charbons de bois et à des fragments de torchis qui évoquent la proximité d'une structure d'habitat. Le matériel céramique découvert dans les colluvions qui fossilisent les structures a été attribué pour partie à la Tène finale/période gallo-romaine, et pour l'autre partie à l'époque médiévale.

La rive gauche du vallon est bordée par une banquette agricole d'environ 1.5 m de dénivelé. Il s'agit d'une banquette majeure, édifiée au contact entre le terroir cultivable de bas de versant et le terroir hydromorphe de fond de vallon¹. Deux coupes ont été ouvertes dans la banquette afin d'en faire une étude stratigraphique.

Stratigraphie

Coupe amont

Figure 2-15: Le Bourg, coupe stratigraphique transversale amont



La coupe amont a mis à jour un horizon Ap limono-sableux épais de 1.5 m, affecté d'un pseudogley de plus en plus marqué du sommet vers la base. Toute la moitié inférieure de l'accumulation contient des charbons de bois diffus. Plus intéressant est le lit de charbons conservé à la base, à 0,2 m du substrat gneissique. L'analyse anthracologique révèle des essences associées à un terroir sec, dans un milieu déjà ouvert : *Quercus* 59 %, *Corylus* 9,5 % et *Fagus* 4 %. Seul *Alnus* (27,5 %) évoque la proximité du terroir hydromorphe. Les charbons ont été datés de 1975 ± 60 BP, soit en âge calibré 110 av. J.-C. - 95 ap. J.-C. (Ly 7843).

Coupe aval (cf. figure 2-39)

On retrouve sur la coupe aval un Ap limono-sableux hypertrophié, de 1.8 m de hauteur à l'endroit le plus épais. De la base vers le sommet, on passe d'un gley à différents degrés de pseudogley, puis à un horizon brun oxydé selon un gradient d'hydromorphie décroissant. Cette seconde coupe livre des informations complémentaires par rapport à la première.

- Dans la partie amont, un lambeau de formation limoneuse ocre, riche en cailloux, est conservé entre l'Ap et la roche en place. Ce dépôt peut-être interprété comme une racine de sol holocène dont l'horizon A et une partie du B ont été tronqués.
- L'érosion de l'ancien sol holocène est confirmée par le dispositif stratigraphique dans la partie médiane de la coupe. L'horizon Ap y repose directement sur la roche altérée, ce qui suppose une phase d'érosion préalable à l'accumulation de la banquette.

¹ Le remplissage organo-minéral du vallon est décrit dans le chapitre 2.2

Synthèse et discussion

C'est au cours du I^{er} siècle av. J.-C. ou du I^{er} siècle ap. J.-C. que la banquette du Bourg a commencé à s'accumuler, soit à l'époque charnière Tène finale / début de l'Antiquité gallo-romaine. Cette archive agraire est donc contemporaine des structures archéologiques découvertes sur l'autre rive du vallon, quelques dizaines de mètres plus loin. L'implantation agricole antique ne correspond néanmoins pas à la première phase d'occupation du sol sur le site. Deux éléments en témoignent : c'est au détriment d'une végétation secondaire déjà largement ouverte qu'a été réalisé l'essartage au début de notre ère ; et la troncature du sol holocène observée sous la banquette témoigne d'un épisode érosif antérieur.

1.3.2 Un éclairage original sur le haut Moyen Age

Sur les sites de Chez Nicolas, du vallon des Anglais et de la Barre, la découverte d'aménagements agraires mérovingiens utilisant du mobilier et des matériaux gallo-romains en réemploi apporte un éclairage original sur l'occupation des sols au haut Moyen Age.

1.3.2.1 Chez Nicolas (Vicq-sur-Breuilh, Haute-Vienne, 350 m, figure 2-16)

Dans le cadre du chantier de l'autoroute A 20 (section Limoges / Magnac-Bourg), deux fouilles de sauvetage ont été menées à proximité du lieu-dit «Chez Nicolas» (Roger, 1994). Le premier site concernait une structure artisanale légère liée à l'exploitation et à la réduction du minerai de fer. Le mobilier associé se composait de scories (environ 45 kg), de fragments de tuiles à rebord et de nombreux tessons de céramique datant de la fin de la période gallo-romaine (postérieur au III^e siècle). Le second site fouillé a révélé des trous de poteaux et des fosses, dépourvus de tout élément de chronologie.

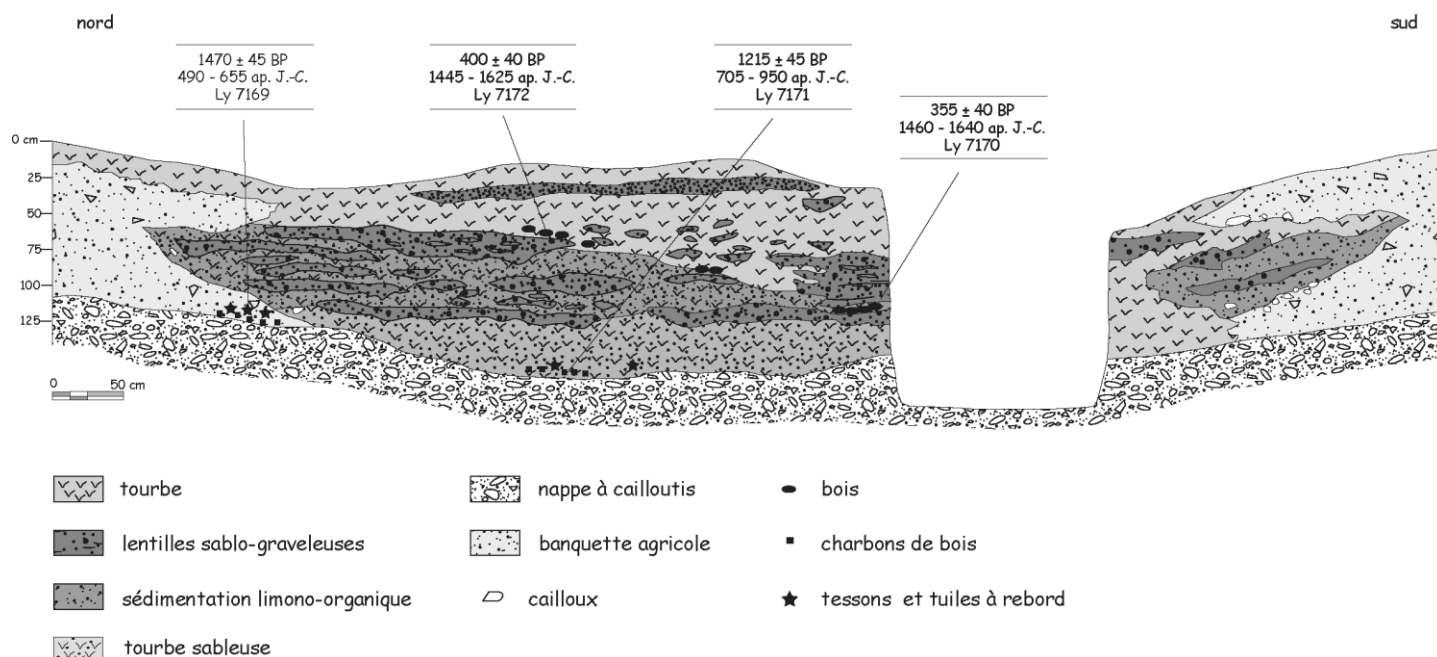
Ces deux sites archéologiques sont localisés en bas de versant, de part et d'autre d'un vallon tourbeux. La purge du vallon, lors des travaux autoroutiers, a permis d'en étudier le remplissage organominéral, ainsi que son contact stratigraphique avec les colluvions de versants. Seul ce dernier est étudié ici. La coupe transversale présentée dans le chapitre 2.2. est localisée une cinquantaine de mètres en aval du site gallo-romain.

Stratigraphie

Les contacts stratigraphiques latéraux entre le vallon et les versants correspondent à la section aval de deux banquettes agricoles. Ils présentent le même dispositif.

- A la base, les colluvions de versants, de type Ap cultural à faciès hydromorphe, recouvrent directement la nappe à cailloutis qui occupe le fond de vallon. Sur la rive gauche, ce contact fossilise des fragments de briques et de *tegulae*, ainsi que des charbons de bois. Leur datation par le ¹⁴C est de 1470 ± 45 BP, soit 490 - 655 ap. J.-C. (Ly 7169), ce qui correspond à la période mérovingienne. Le spectre anthracologique est constitué par *Quercus* (79 %) et par *Cytisus* (21 %).
- Les colluvions sont ensuite fossilisées par les apports alluviaux. Ce schéma témoigne d'une dynamique longitudinale qui, localement, l'emporte alors sur la dynamique latérale.
- Dans le tiers supérieur de la coupe, la dynamique s'inverse et les colluvions fossilisent à leur tour les alluvions. Cet épisode est contemporain de la phase terminale d'organogenèse dans le vallon, qui coïncide bien avec un retour au calme alluvial.

Figure 2-16 : Chez Nicolas, coupe stratigraphique transversale



Synthèse et discussion

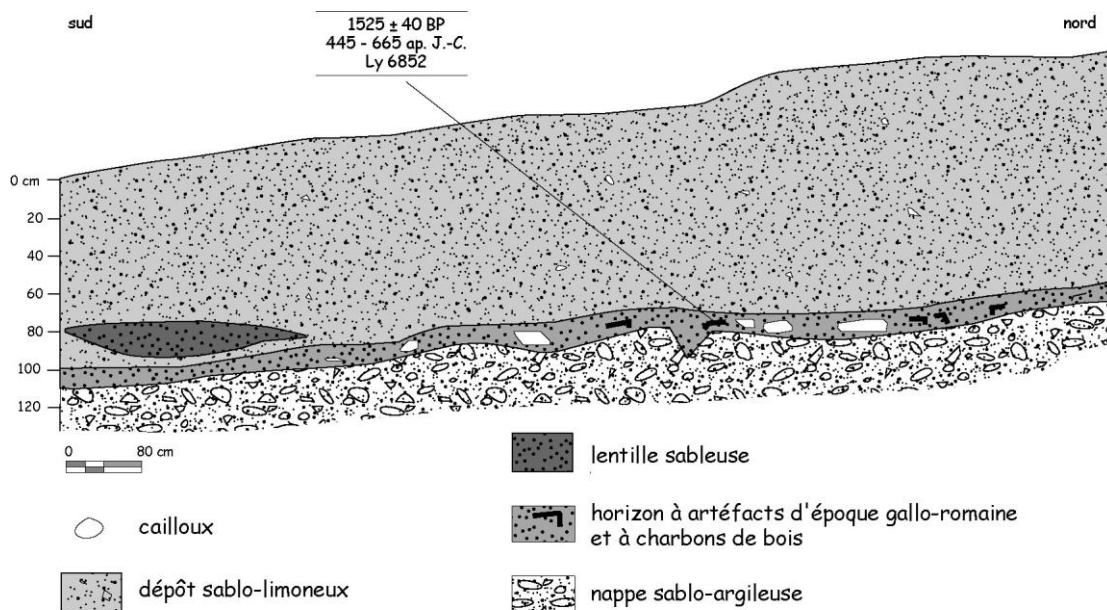
Chez Nicolas, seule la partie aval de la banquette agricole a été datée. Son âge, mérovingien, ne préjuge donc pas d'une absence d'activité agricole plus ancienne, qui pourrait être contemporaine de l'occupation gallo-romaine attestée sur le versant. Avec la Boiserie (*cf. supra*) et le Vallon des Anglais (*cf. infra*), Chez Nicolas est l'un des trois sites limousins à livrer, à la base d'une sédimentation colluviale, des débris de tradition gallo-romaine remaniés avec des charbons de bois datant du haut Moyen Age. Ce fait évoque le maintien, durant une partie du haut Moyen Age au moins, d'une activité agraire à proximité d'anciens bâtiments gallo-romains dont les remblais d'écroulement servent de source de matériaux. L'assemblage anthracologique d'âge mérovingien est formé de deux essences héliophiles, le chêne et le genêt, qui évoquent un milieu ouvert, peut-être une friche.

1.3.2.2 Le Vallon des Anglais (Brive, Corrèze, 130 m, figure 2-17)

Située dans le bassin sédimentaire de Brive, la vallée de la Planchetorte est un haut lieu de l'archéologie limousine : de nombreuses grottes y ont été occupées au Paléolithique moyen et supérieur (Tillet, 1994). Il faut encore signaler, pour la période historique, la présence probable d'une *villa* gallo-romaine sur le plateau de Ressaulier (Lintz, 1992), ainsi que l'abri troglodytique médiéval de la grotte des Anglais (fichier Dracar). La construction d'un terrain de golf dans la partie aval de la vallée de la Planchetorte a donc été précédée d'un diagnostic archéologique. Cette opération a permis de mettre à jour deux nouveaux sites d'époque historique (Brenet, 1992). Sur le replat de la Jargasse, sur la rive gauche de la Planchetorte, un bâtiment gallo-romain en forme de U a été découvert, auquel est associé du mobilier céramique de la fin II^e siècle / début III^e siècle. En contrebas de l'habitat troglodytique de la Grotte des Anglais, le diagnostic a également mis à jour un bâtiment rectangulaire associé à du mobilier médiéval, parfois médiéval précoce.

Le vallon des Anglais, dans lequel sont localisées les structures médiévales, est un axe hydrographique de rang 0, sans écoulement permanent. A l'aval du vallon, à sa confluence avec la vallée de la Planchetorte, un cône de déjection s'est accumulé. Le caractère discontinu des écoulements n'a apparemment pas gêné sa mise en culture, car sa topographie est accidentée par des banquettes d'accumulation agricoles.

Figure 2-17 : Le Vallon des Anglais, coupe stratigraphique



Stratigraphie

L'ouverture, dans le cône, de fossés d'assainissement préalables aux travaux de terrassement du golf, a permis d'en étudier la stratigraphie. Trois unités sédimentaires ont été observées.

- La base est formée par un dépôt argilo-sableux gleyifié contenant quelques nodules de quartz. Ce niveau est stérile en artefact.
- La seconde unité sédimentaire est peu épaisse, 0,1 à 0,2 m seulement. Ce niveau est gris foncé, mais il porte aussi des traces de rubéfaction. Il contient de nombreux artefacts, des blocs de grès de forme rectangulaire, des macrorestes végétaux et de gros fragments de charbons de bois, conservés essentiellement sous les tessons et sous les pierres. Le mobilier est constitué de tegulae, de tessons de poteries communes d'époque gallo-romaine et d'un fragment de meule de la même époque (Lintz, comm. orale). En revanche, la datation radiométrique des charbons de bois a donné comme résultat 1525 ± 40 BP, soit 445 - 625 ap. J.-C. (Ly 6852), ce qui correspond au début du haut Moyen Age. Le niveau à artefacts fossilise une petite entaille triangulaire qui évoque une paléorigole d'assainissement.
- Le cône de déjection proprement dit est formé d'une accumulation sablo-limoneuse de 1,5 m d'épaisseur, dont la moitié inférieure est affectée par des phénomènes d'oxydoréduction. Son faciès est nettement colluvial et évoque bien un horizon Ap dont la structure originelle a été homogénéisée par les labours. Seule une lentille alluviale sableuse, conservée à la base, témoigne du balayage occasionnel du cône par les débits de crue du vallon.

Synthèse et discussion

Le principal apport scientifique de la coupe du vallon des Anglais réside dans la présence, à la base de la sédimentation détritique, d'un niveau riche en artéfacts. Cet horizon présente les mêmes caractéristiques archéologiques, sédimentologiques et stratigraphiques que celles qui ont été observées à la Boisserie et Chez Nicolas. L'absence d'épandage des charbons et leur fossilisation préférentielle sous des blocs qui dépassent la compétence de ce petit ruisseau évoquent davantage un épandage anthropogène qu'une sédimentation naturelle. Comme à la Boisserie et Chez Nicolas, la datation isotopique des charbons place cet aménagement au haut Moyen Age et témoigne donc d'un maintien des activités agraires sur le site pendant la période mérovingienne. La structure d'habitat médiévale découverte à l'amont du vallon n'est hélas pas suffisamment bien calée chronologiquement pour pouvoir être reliée à cette découverte. En revanche, il est probable que les débris gallo-romains ont été prélevés sur les structures de la Jargasse ou du Ressaulier, sites antiques les plus proches connus dans l'environnement du vallon.

Autre enseignement de cette coupe : la fossilisation de l'horizon à artéfacts et la bonne conservation des charbons de bois suggère une période de forte activité alluviale du cône au début du haut Moyen Age, dont la lentille sableuse reste un témoin.

1.3.2.3 La Barre (Veyrac, Haute-Vienne, 290 m, figure 2-18)

L'opération de sauvetage urgent réalisée lors de la construction de la déviation du village de la Barre, sur la RN 141, a mis à jour, dans la parcelle dite du Pré de la Cane, plusieurs structures archéologiques fortement arasées (Beausoleil, 1994). Localisés sur le vaste versant d'adret qui domine la Vienne, ces vestiges d'occupation sont distants de quelques dizaines de mètres, de part et d'autre d'un vallon élémentaire de rang 0, à écoulement intermittent. Sur la rive droite du vallon, cinq fosses dépotoirs riches en matériel céramique de la fin du 1^{er} Age du Fer (2^e moitié du VI^e s – début du V^e s. av. J.-C.) ont été découvertes. Sur la rive gauche, la fouille a permis d'exhumer les vestiges d'un établissement rural gallo-romain de la 1^{ère} moitié du I^{er} s. ap. J.-C. Le décapage extensif a révélé l'existence d'une ferme indigène en matériaux périssables, à laquelle étaient associées des constructions diverses (greniers surélevés et granges). L'ensemble était ceint par un enclos fossoyé.

Une tranchée d'une quarantaine de mètres de longueur a été ouverte dans l'axe longitudinal du vallon, révélant l'existence d'un complexe sédimentaire varié. Strictement colluvial dans la partie amont du vallon, le remplissage historique devient alluvio-colluvial et tourbeux vers l'aval, en contrebas d'une rupture de pente formant ligne de source. L'analyse ci-dessous ne concerne que le complexe colluvial amont. Le remblaiement organominéral aval, qui a donné lieu à une analyse palynologique, est étudié dans le chapitre 2.2.

Le complexe colluvial

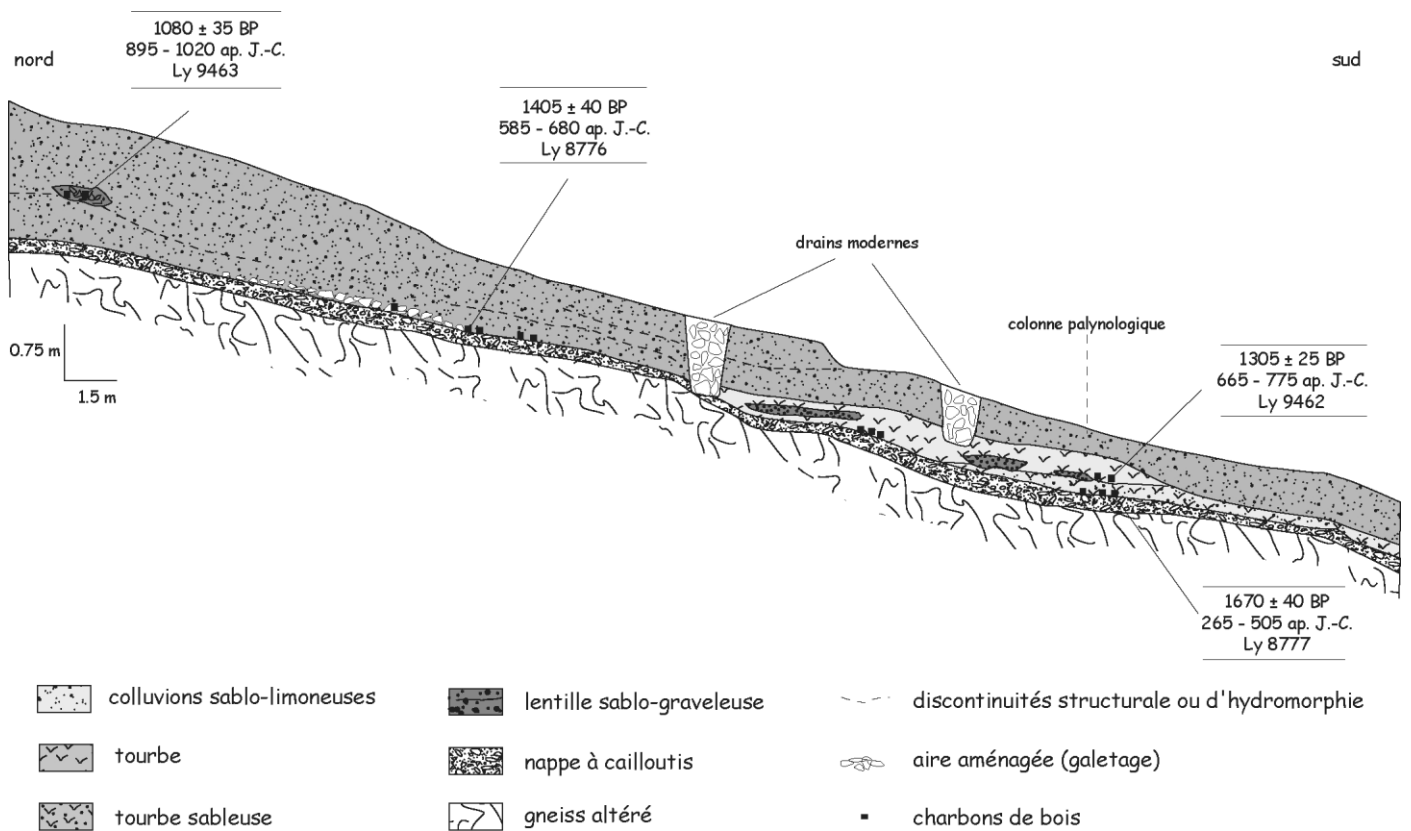
Sa surface topographique, accidentée par un talus de 1 m de dénivelé, dessine une banquette d'accumulation agricole.

- Bien qu'elle s'apparente à un Ap hypertrophié, la nappe colluviale, de texture limono-sableuse, présente dans le détail de multiples variations granulométriques, structurales ou d'oxydoréduction. Vers 0,75 m de profondeur, une lentille caillouteuse riche en tuiles et en charbons de bois (du *Fagus* pour plus de 80 %, *Alnus* constituant le reste de l'assemblage) a d'ailleurs été fossilisée le long d'une discontinuité structurale. Elle marque une étape dans l'aggradation de la banquette, qu'il est possible de dater grâce à la présence des charbons de bois : 1080 ± 35 BP soit en âge calendaire 895 – 1020 ap. J.-C. (Ly 9463), De nombreux tessons protohistoriques et gallo-

romains, issus des structures archéologiques voisines, sont également disséminés dans l'ensemble du profil, dans sa partie inférieure notamment.

- Les colluvions, dont la puissance peut atteindre 1,5 m, reposent sur une nappe sablo-graveleuse compacte et abiotique, identifiée comme un héritage périglaciaire. Si son épaisseur reste modeste (inférieure à 0,25 m), elle est en revanche très étendue et tapisse l'ensemble du vallon, d'amont en aval.
- Dessous, la roche en place, formée de paragneiss à faciès micaschisteux, est très altérée, parfois même argilifiée.

Figure 2-18 : La Barre, coupe stratigraphique longitudinale



Une structure archéologique originale a été exhumée, au contact entre la nappe graveleuse et les colluvions agricoles. Il s'agit d'une aire galetée de 7 m de long sur 2 m de large environ, formée par un assemblage rudimentaire de petits blocs et de cailloux de granite et de quartz. Les cailloux, le plus souvent jointifs, forment une couche d'une quinzaine de centimètres d'épaisseur. Le démontage d'une petite partie du galetage a permis de découvrir, incorporé à l'appareillage, des tessons et des tuiles à rebord de tradition gallo-romaine, ainsi qu'une grande quantité de charbons de bois. L'assemblage anthracologique est dominé par *Quercus* à 60 %, puis *Fagus* 25 %, *Alnus* 9 % et *Corylus* 6 %. Si la présence du mobilier incite, en premier lieu, à faire du galetage un aménagement contemporain de la ferme indigène du I^{er} siècle, la datation radiocarbone des charbons infirme cette hypothèse. Leur âge, 1405 ± 40 BP soit 585 – 680 ap. J.-C. (Ly 8776), montre que le galetage n'a été réalisé qu'à l'époque mérovingienne, en partie grâce au réemploi du mobilier prélevé sur des ruines gallo-romaines voisines. Quant à la fonction de cet aménagement, l'hypothèse la plus économique est qu'il pourrait s'agir d'un gué destiné à viabiliser le franchissement du vallon. Son âge mérovingien est par ailleurs en parfaite cohérence avec celui des archives alluviales conservées dans la partie aval du vallon.

Synthèse et discussion

Des occupations humaines de la fin du 1^{er} Age du Fer et du 1^{er} siècle de notre ère, pourtant distantes de quelques dizaines de mètres seulement, il ne reste aucune archive sédimentaire dans le vallon, sinon sous forme de tessons baladeurs ou de réemploi. Ce réemploi est matérialisé par la réalisation, à l'époque mérovingienne, d'un aménagement s'apparentant à un gué. Cette structure, édifiée directement sur la nappe à cailloutis héritée du pléistocène, sert de terminus *post quem* à l'ensemble du complexe colluvial. L'accumulation, postérieure à la période mérovingienne, est corrélative à l'érosion des sols labourés sur les versants environnants, comme en témoignent son faciès d'Ap et la présence de tessons baladeurs originaires des structures archéologiques fortement arasées situées alentours. L'aggradation de la banquette est attestée au Moyen Age central.

Conclusion du chapitre 1.3.2

Comme à la Boisserie, les chantiers géoarchéologiques ouverts sur les sites de Chez Nicolas, du vallon des Anglais et de la Barre ont permis de mettre à jour des aménagements agraires mérovingiens, utilisant des artefacts gallo-romains en réemploi. Leur nature est diverse : remblais, terre plein ou gués. Tous ces aménagements sont localisés à proximité de structures d'habitats antiques. Ils témoignent d'une continuité entre les cadres agraires gallo-romains et mérovingiens que la méconnaissance des sites d'habitats du haut Moyen Age ne pouvait laisser supposer.

1.3.3 Trois exemples complémentaires

On dispose, dans la bibliographie, de trois autres études entreprises sur des banquettes agricoles limousines. Dans ces publications, l'apparition des banquettes s'échelonne de la période gallo-romaine au Moyen Age central. Les banquettes du Mas et de Combort sont des indices supplémentaires d'activités agraires non négligeables sur les grands replats limousins.

1.3.3.1 Le Mas (Lamongerie, Corrèze, 420 m)

Sur le replat du Mas, une banquette de culture de 2 m d'épaisseur a été étudiée par Etienne (1992), quelques dizaines de mètres en aval de structures gallo-romaines. Deux phases distinctes d'occupation agricole ont été identifiées par l'auteur.

La première semble contemporaine des structures antiques (elle n'est datée qu'en chronologie relative). Elle a donné naissance à une protobanquette de 0,6 m de hauteur, riche en *tegulae*.

La présence, à 1,4 m de profondeur, d'un horizon humifère riche en charbons de bois, évoque un abandon temporaire du site, suivi d'un nouvel essartage. La datation isotopique des charbons place le début de cette seconde période d'occupation du sol vers 1255 ± 175 BP (ARC 651), soit le haut Moyen Age. La fourchette chronologique de la date calibrée reste hélas très imprécise : 430 - 1155 ap. J.-C. Les colluvions médiévales ont progressivement fossilisé la protobanquette gallo-romaine, selon un dispositif semblable à celui décrit à la Boisserie et au Bois des Brigands. (*cf. supra*).

En dépit du hiatus observé dans l'occupation du sol et dans l'habitat (rupture qui se traduit par la perte du patronyme gallo-romain : le Mas, dérivé de manse, étant d'origine médiévale), la limite aval du champ médiéval est venue se recaler sur celle du parcellaire antique, soulignée alors par un talus de 0,6 m de hauteur. Le schéma observé au Mas est donc identique à celui qui a été décrit au Bois de Brigands. En donnant naissance à des banquettes, l'érosion des sols impose, à travers les siècles, une permanence des limites aval de parcelles, en dépit de périodes d'abandon du milieu.

1.3.3.2 Combort (Peyrat-la-Nonière, Creuse, 500 m)

Comme celui du Mas, le replat de Combort porte les traces d'une structure antique assimilée à une *villa* (Dussot, 1989). Ballet (1994) a étudié quelques-unes des banquettes de culture qui accidentent le replat, en contrebas de la structure gallo-romaine. L'une d'elle a pu être datée, grâce à la présence, à sa base, d'une lentille charbonneuse (composée de fragments de hêtre et de noisetier). Son âge est voisin de celui obtenu au Mas : 1240 ± 65 BP, soit 670 - 940 ap. J.-C. (Ly 6151). La genèse de cette banquette témoigne d'une mise en valeur agricole du replat de Combort durant le haut Moyen Age. S'il y a eu abandon du site après l'Antiquité, celui-ci a été, comme au Mas, de courte durée.

1.3.3.3 Le Châtelard

Au Châtelard, dans les monts d'Ambazac, la banquette étudiée par Valadas (1984) est plus tardive, car sa base est datée de 1120.ap. J.-C. / Ny 479 (aucune information n'est donnée par l'auteur sur l'intervalle de confiance de la datation radiocarbone). Cette banquette, localisée à mi-pente sur un versant de 18°, a donc commencé à s'accumuler au Moyen Age central.

CONCLUSION CHAPITRE 1

Une quinzaine de chantiers archéologiques ont été ouverts en Limousin ces dernières années sur des banquettes agricoles. Les résultats confirment la grande valeur de ces formes d'accumulation colluviale comme milieu enregistreur des anciennes pratiques agraires. Même s'il s'agit d'archives sédimentaires assez jeunes qui n'apparaissent qu'à l'époque celtique, elles permettent néanmoins de renseigner trois millénaires d'histoire agraire. Elles sont notamment des marqueurs des périodes de fixation du parcellaire, des phases de dilatation ou de repli agricole, des façons culturelles et elles ont fossilisé de nombreux aménagements agraires. On ne peut que s'alarmer de la disparition progressive de ces véritables archives agraires naturelles. Depuis une vingtaine d'années, elles sont en effet de plus en plus fréquemment victimes des restructurations parcellaires ou des opérations de sous-solage qui précèdent la plantation de parcelles en épicéa ou en Douglas. Avec leur arasement, c'est la mémoire de trois millénaires d'activités agraires qui disparaît.

Même s'il n'est localement ni continu, ni régulier (la présence de discontinuités structurales voire de ranker humifère en témoigne), l'exhaussement des banquettes agricoles tout au long de la période historique traduit une activité érosive chronique sur les versants cultivés du Limousin. En cela, ces archives colluviales diffèrent des remplissages organominéraux de fonds de vallons, dont le faciès séquencé, où alternent séries détritiques et accumulations tourbeuses, atteste d'un fonctionnement des hydrosystèmes beaucoup plus saccadé.

2 LES REMBLAIEMENTS ORGANOMINÉRAUX DE FONDS DE VALLONS (RANG 0 A 2)

Tourbières, mouillères, ribières ou sagnes, autant de termes vernaculaires utilisés en Limousin pour désigner les fonds de vallons hydromorphes. Derrière cette variété lexicale se cache une réalité géomorphologique : l'ubiquité des remblaiements organominéraux dans les fonds de vallons de rang inférieur, depuis l'ordre 0 à écoulement intermittent, jusqu'à l'ordre 2 au moins. Ces remplissages sédimentaires constituent de précieuses archives naturelles : enregistrement des paléodynamiques alluviales et du fonctionnement des paléohydrosytèmes ; documentation sur l'évolution du couvert végétal à l'Holocène et la mise en place progressive des systèmes agropastoraux.

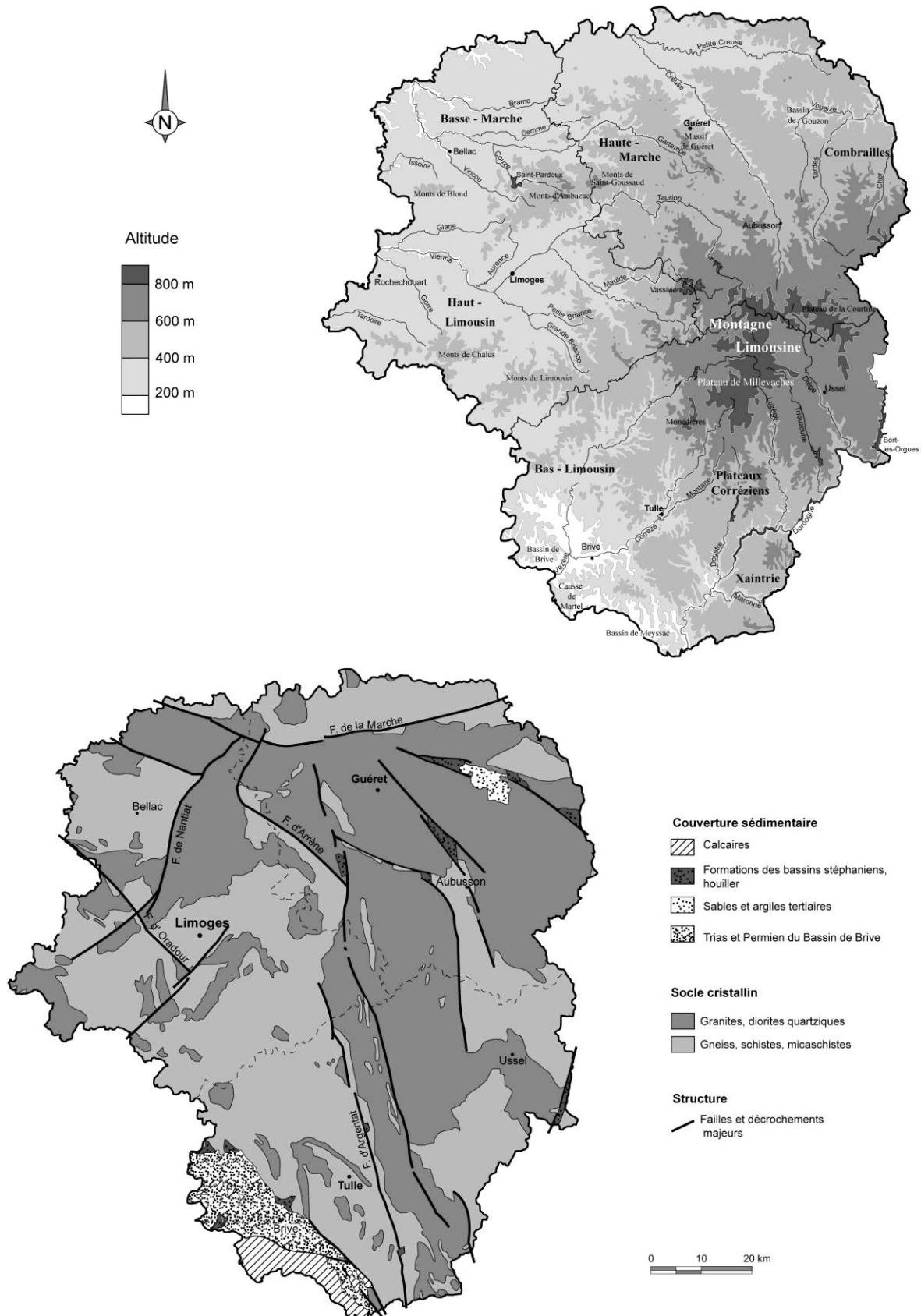
Depuis les années 40, nombreux ont été les sondages et les analyses polliniques réalisés sur les tourbières limousines à des fins paléobotaniques (Dubois et Dubois, 1944 ; Lemée, 1943, 1949, 1952, 1953 et 1980 ; Denèfle *et al.*, 1980 ; Guenet, 1993 ; Diot *in* Allée *et al.*, 1996 ; Marambat *in* Valadas et Marambat, 1999). En revanche, jusqu'à ces dernières années, les études entreprises sur les paléodynamiques fluviales sont restées rares : sur le vallon de la Vedrenne (Freytet *et al.*, 1989) et sur le vallon des Bains (Dussot et Manville, 1990). Le *corpus* documentaire étudié dans le cadre du PCR « Archéologie agraire en Limousin » (Allée *et al.*, 1996) regroupe une vingtaine d'exemples de remblaiements organominéraux de fonds de vallons. La reconstitution des paléodynamiques hydrosédimentaires, essentielle ici dans la problématique, est accompagnée de nombreuses analyses anthracologiques et palynologiques éclairant les évolutions paléobotaniques.

Deux grands ensembles morphologiques structurent le territoire limousin, de part et d'autre des isohypses 400-500 m : de hautes terres occupent toute la partie orientale de la région et dominant une série de bas plateaux situés à la périphérie occidentale (Bernard-Allée, 1994 ; André *et al.*, 1994). Cette opposition morphologique se retrouve dans la répartition régionale des différentes générations de remblaiements de fonds de vallons.

La moitié orientale du Limousin constitue un ensemble de hautes terres regroupant, entre 500 et 900 m d'altitude : la Montagne limousine, les plateaux de la haute Marche et des Combrailles, et les plateaux corréziens. Vers l'ouest cet ensemble orographique se prolonge par les monts de la Marche et du Limousin. Ces hautes terres, aménagées pour l'essentiel sur substrat magmatique (granodiorites, granites à deux micas et leucogranites) sont structurées par un relief d'alvéoles, fréquemment organisé en chapelet le long des hautes vallées. Les planchers de ces alvéoles, larges et plans, sont bien conservés et offrent des conditions d'hydromorphie particulièrement favorables à la formation de tourbières. Elles s'y sont développées parfois depuis le début de l'Holocène.

A la périphérie occidentale du Limousin, une série de plateaux, structurés en trois grands bassins hydrographiques (Gartempe, Vienne et Vézère), s'incline progressivement vers l'ouest entre 400 et 200 m d'altitude. Ces plateaux recourent de vastes séries métamorphiques (orthogneiss, paragneiss et métagrauwackes), où s'intercalent de petites unités granitiques (Floc'h et Bril, 1994). En contrebas de vastes échines surbaissées, les versants, aménagés en gradins, sont accidentés par des vallons évasés et perchés au-dessus de vallées encaissées. A l'exception des principaux corridors fluviaux, nulle présence ici de planchers alluviaux plans et larges semblables aux fonds d'alvéoles de la Montagne limousine. Sur ces plateaux vallonnés où les fonds de vallons plus étroits et plus pentus sont moins hydromorphes, la paludification est tardive, elle ne s'amorce qu'à la fin de l'Holocène.

Figure 2-19 : Orographie et géologie du Limousin



Les vallons des hautes terres limousines, qui possèdent la plus longue mémoire paléo-environnementale sont présentés dans un premier chapitre. Les vallons des plateaux périphériques, où les archives organominérales ne remontent pas au delà du Subatlantique, sont exposés ensuite.

2.1 Un long enregistrement sédimentaire sur les hautes terres limousines

Deux types de remblaiements de vallons coexistent sur les hautes terres limousines. La première famille est constituée de véritables tourbières topogènes dont la formation remonte, pour certaines, à la fin du Tardiglaciaire (Guenet, 1993 ; Valadas et Marambat, 1999). Elles se rencontrent sur les vastes planchers d'alvéoles plans, les plus hydromorphes. Elles sont la mémoire holocène de ces espaces. Le deuxième groupe, plus ubiquiste, occupe des vallons divers et ne semble pas dépendant de la morphologie des talwegs. Il s'agit de remblaiements récents, d'âge subatlantique, qui associent accumulations tourbeuses et séries alluviales détritiques.

2.1.1 Les vastes tourbières de l'Holocène ancien et moyen

L'existence de tourbières anciennes sur la Montagne limousine est connue depuis plus d'un demi-siècle grâce aux travaux des palynologues. Ces travaux ont donné lieu à de nombreuses publications, qui constituent aujourd'hui un important *corpus* documentaire sur la périodisation des dynamiques turfigènes et sur l'histoire de la végétation. Une rapide synthèse chronologique est présentée ci-dessous.

Cependant, dans ces articles, la stratigraphie des remplissages organiques n'est connue que par le truchement de sondages palynologiques. Les carottes de tourbe prélevées et étudiées par les auteurs ne donnent qu'une image très imparfaite de la diversité des complexes sédimentaires et ne permettent pas d'entreprendre l'étude des paléodynamiques alluviales. Dans le cadre des travaux d'archéologie agraire menés en Limousin depuis la fin des années 80, deux tourbières appartenant à cette ancienne génération ont été étudiées au moyen de longues coupes transversales (la Vedrenne et Arfeuille). Les dispositifs stratigraphiques mis à jour révèlent que ces tourbières topogènes ont parfois été le siège de véritables dynamiques alluviales.

2.1.1.1 Les tourbières étudiées par sondage, revue bibliographique

Parce qu'elles constituent de magnifiques archives paléobotaniques, les tourbières limousines ont suscité très tôt l'intérêt des palynologues. Les premiers travaux remontent aux années 40 et 50 (Dubois et Dubois, 1944 ; Lemée, 1943, 1949, 1952 et 1953). Dès cette époque, les auteurs démontrent l'ancienneté de certaines tourbières grâce à l'identification de spectres polliniques arboréens caractéristiques de l'Holocène ancien et moyen (tourbières des Lattes et de Malsagne, vers 800 m d'altitude).

Depuis la fin des années 70, les analyses palynologiques se sont multipliées, étayées désormais par des datations radiocarbone qui permettent de caler les biozones en chronologie absolue. Ces études ont confirmé l'ancienneté d'un certain nombre de tourbières présentes sur les hautes terres limousines. En 1971, Billard *et al.* proposent, au vu des analyses polliniques, de dater la tourbière de Lailloux, située à 560 m d'altitude dans la vallée de la Couze, de la fin de l'Atlantique. En 1980, Denèfle *et al.* présentent, dans un article de synthèse sur l'évolution holocène de la végétation limousine, les résultats de travaux entrepris sur cinq tourbières des hautes terres. Située dans la Montagne limousine à 880 m d'altitude, aux sources de la Vézère, la tourbière du Longeyroux est la plus ancienne.

Les deux analyses ^{14}C datent la base de l'Atlantique, mais les auteurs proposent de la vieillir en considérant que les premiers spectres polliniques évoquent plutôt le Boréal. Trois autres tourbières présentent des palynozones qui permettent aux auteurs de dater leur apparition de la fin de l'Atlantique : ce sont les tourbières d'Orluc et du Puy de Bonne localisées à plus de 800 m d'altitude sur le plateau de Millevaches, et la tourbière d'Augères située à 430 m en haute Marche. Pour cette dernière, la chronozone pollinique proposée est en contradiction avec le résultat d'une analyse ^{14}C réalisée à sa base, qui la rattache au Subboréal. Dans la tourbière d'Orluc, une date subboréale a également été obtenue à mi-profondeur. Enfin, la tourbière des Duges est attribuée, d'après l'analyse pollinique, à la fin du Subboréal. Ce résultat est en désaccord avec celui proposé par Lemée qui, dans un article paru la même année (1980), vieillit la tourbière des Duges (appelée par lui tourbière de Sauvagnac) à la fin de l'Atlantique. Dans la même publication, Lemée présente deux autres diagrammes polliniques. Au Chartel, à 340 m dans les monts de Blond, la base de la tourbière remonterait, d'après l'auteur, à la transition Atlantique-Subboréal. Aux Combes, à 600 m dans les monts d'Ambazac, la tourbière serait subboréale. C'est à Guenet (1993) que l'on doit les diagrammes polliniques les plus complets du *corpus* limousin. Ils attestent qu'à Peyrelevade (780 m) et à Prugnolas (655 m), dans la Montagne limousine, la dynamique turfigène démarre au Dryas récent. A Peyrelevade, une datation dont le résultat est contesté par l'auteur, attribue même la base de la séquence à l'Allerød. Dans le cadre du PCR d'« Archéologie agraire en Limousin », un carottage réalisé dans la tourbière du Puy de Sabat, localisée à 665 m sur les plateaux corréziens, a permis de dater sa base à l'Atlantique (Allée *et al.*, 1996). Enfin, la tourbière de Combe l'Epine, à 695 m sur le plateau de Millevaches, s'est avérée également très ancienne (Marambat et Valadas, 1999). Sa formation remonte au Boréal d'après une datation ^{14}C , au Préboréal d'après la chronozone établie par les auteurs.

Dans tous ces travaux, à chaque fois qu'est précisé le soubassement de la tourbière, il s'agit d'une formation sablo-graveleuse que l'on peut assimiler à la nappe à cailloutis identifiée sur les sites décrits dans les prochains chapitres. Ces nombreux exemples témoignent d'une forte dynamique turfigène, durant l'Holocène, dans les vallons des hautes terres limousines. Il s'agit dans tous les cas de tourbières topogènes strictement inféodées à la morphologie. Toutes les tourbières évoquées dans la bibliographie sont développées dans des alvéoles granitiques, sur des planchers alluviaux larges et particulièrement hydromorphes. Leur genèse semble liée aux mauvaises conditions naturelles de drainage, qui entraîne la présence d'une nappe subaffleurante permanente.

Riches d'enseignements sur le plan paléobotanique, ces travaux sont décevants en ce qui concerne les dynamiques hydrosédimentaires. Les remplissages organiques ne sont connus que par sondage, et les stratigraphies proposées par les auteurs sont simples : elles se réduisent le plus souvent à une simple colonne tourbeuse, accidentée occasionnellement de passées minérales. Pourtant la réalité est parfois plus complexe. Lorsque l'on peut observer la stratigraphie des corps tourbeux au moyen de coupes transversales, certains révèlent la présence de séries alluviales. C'est le cas dans les vallons de la Vedrenne et d'Arfeuille.

2.1.1.2 La Vedrenne (La Chapelle St Martial, Creuse, 520 m)

Le replat d'alvéole de la Vedrenne a été le siège d'un vaste domaine gallo-romain, révélé par la présence d'une riche villa gallo-romaine fouillée à la fin des années 80 (Freytet *et al.*, 1989). A l'occasion de cette fouille archéologique, les auteurs ont également entrepris, dans le cadre d'une approche paléoenvironnementale, l'étude sédimentaire de la tourbière qui occupe le vallon en contrebas du replat. Des tranchées ouvertes lors de travaux d'assainissement agricole ont permis aux auteurs de profiter d'excellentes conditions d'observation.

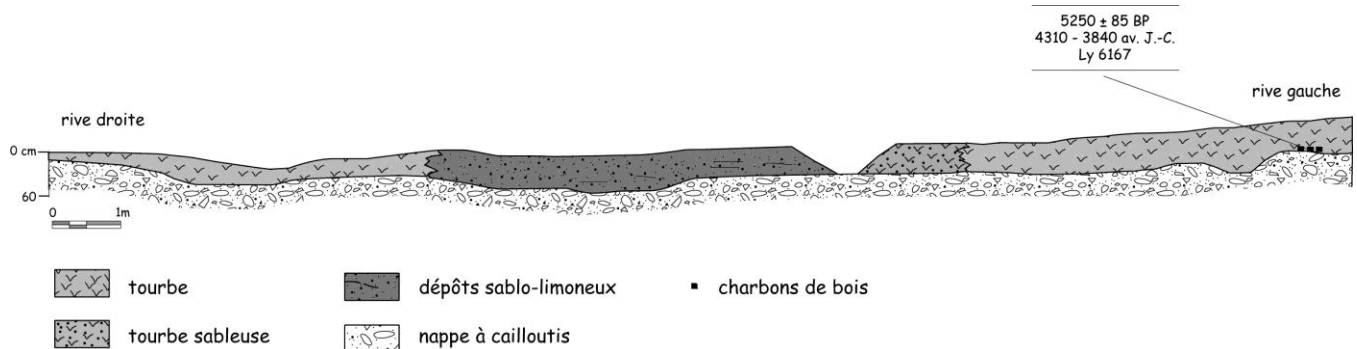
Sur ce large plancher d'alvéole, la sédimentation tourbeuse commence dès le Préboréal (Valadas, inédit), comme le prouve une datation par le radiocarbone effectuée sur un échantillon de tourbe : $10\,030 \pm 315$ BP (ORS 3848). Ces premières accumulations tourbeuses fossilisent une paléotopographie fluviale formée d'un chenal à bras multiples et sinueux, incisés dans une nappe alluviale caillouteuse.

Trois autres datations ^{14}C , échelonnées entre 4035 ± 185 BP et 2380 ± 80 BP, attestent que la dynamique turfigène est active durant le Subboréal et au du début du Subatlantique. En position latérale, la sédimentation demeure organique sur l'ensemble des coupes. Dans l'axe du vallon en revanche, elle cède la place, en sommet de stratigraphie, à une dynamique organominérale. Les multiples lentilles sableuses et limoneuses qui s'intercalent dans la tourbe n'ont pas pu être datées par les auteurs, mais elles témoignent d'une forte activité hydrosédimentaire au cours de l'Holocène récent.

2.1.1.3 Arfeuille (Royère-de-Vassivière, Creuse, 690 m, figure 2-20)

C'est à l'occasion des travaux entrepris lors de la création de bassins de lagunage à la station d'épuration de Royère-de-Vassivière que le site d'Arfeuille a pu être étudié. Ce large vallon de rang 2 est occupé par une tourbière à molinie. Une tranchée de 40 m de longueur, ouverte transversalement à l'axe du talweg, a révélé une abondante sédimentation détritique au sein de la tourbe.

Figure 2-20 : Arfeuille, coupe stratigraphique transversale



Stratigraphie

Deux unités lithostratigraphiques ont été distinguées.

- Le soubassement est formé par une nappe à cailloutis sablo-graveleuse gleyifiée, dont l'épaisseur n'est pas connue. Son faciès évoque un dépôt en ambiance périglaciaire, et en fait un héritage présumé de la dernière période froide. La nappe à cailloutis est incisée par un système de paléochenaux. Les deux plus importants sont localisés dans l'axe de talweg du vallon. Le paléochenal principal mesure 4 à 5 m de largeur, pour une profondeur maximale de 0,4 m. Il est bordé, en rive droite, par un second chenal un peu moins large (2 à 3 m), dont la profondeur varie de 0,2 à 0,3 m. Un troisième paléochenal est visible en rive gauche, à une douzaine de mètres des précédents. Il est moins large qu'eux, 1,5 m seulement, mais plus proportionnellement profond, de 0,4 à 0,5 m. Sa largeur réduite et surtout sa position perchée d'environ 0,7 m au-dessus du talweg originel évoquent un ancien bras alluvial secondaire. Les trois paléochenaux présentent une nette dissymétrie de berges qui révèle une forte sinuosité longitudinale.

- La nappe à cailloutis est fossilisée sous un remblaiement organominéral dont l'épaisseur n'excède pas 0,6 à 0,7 m, sauf au droit des paléochenaux. Ce remblaiement présente un très net changement latéral de faciès. Au cœur du talweg, la sédimentation est détritique, formée de sables et de limons parfois finement lités. Vers la rive gauche du vallon, là où la pente du versant remonte lentement, le faciès devient d'abord plus limoneux, puis organique. Ainsi, sur plus de vingt mètres de largeur au moins, toute la partie gauche du vallon est-elle remblayée sous la tourbe. Des charbons de bois ont été prélevés dans ce secteur, à la base de la tourbe. L'assemblage anthracologique est constitué de *Quercus*, de *Prunus avium* et d'*Alnus*. Leur datation par le ^{14}C indique un âge atlantique : 5250 ± 85 BP, soit 4310 - 3840 av. J.-C. (Ly 6167). La sédimentation détritique observée dans l'axe du talweg n'a livré, en revanche, aucun macroreste ligneux permettant un dosage radiocarbone. Cependant, la découverte de briques au sein du dépôt permet de l'attribuer, au moins pour partie, à la période historique.

Synthèse et discussion

Au début de l'Holocène, le ruisseau d'Arfeuille coule sur une nappe à cailloutis présumée d'origine périglaciaire. Son lit est formé par un chenal sinueux, avec des bras secondaires qui évoquent des anastomoses. Comme beaucoup de vallons larges et peu pentus de la Montagne limousine, ce vallon devient le siège, à partir de l'Atlantique au moins, d'une lente sédimentation tourbeuse. Aujourd'hui, celle-ci ne s'observe qu'en position latérale, tandis que l'axe du talweg est remblayé par des dépôts détritiques. Ce changement latéral de faciès coïncide-t-il avec le dispositif original, hérité de l'Atlantique ou s'agit-il d'une situation secondaire, consécutive à une reprise d'érosion dans l'axe du talweg? La présence de briques au sein des dépôts détritiques plaide en faveur de cette seconde hypothèse.

Conclusion du chapitre 2.1.1

Au cours de l'Holocène ancien et moyen, de nombreux planchers d'alvéoles de la Montagne limousine sont le théâtre d'une dynamique turfigène. Dans certains vallons, la paludification s'amorce dès le Préboréal et le Boréal ; dans d'autres, il faut attendre l'Atlantique récent ou le Subboréal. Si l'âge de ces tourbières est assez bien connu grâce aux travaux des palynologues, il n'en est pas de même des dispositifs stratigraphiques. Alors que les sondages palynologiques donnent l'image d'une sédimentation organique homogène, les quelques observations exhaustives réalisées sur coupe à la faveur de travaux d'assainissement témoignent d'une réalité stratigraphique parfois plus hétérogène. La présence de séries détritiques intercalées ou emboîtées avec les accumulations organiques révèle que ces vieilles tourbières ont été, à l'Holocène récent au moins, l'objet de véritables dynamiques alluviales. En cela, elles ne sont peut-être pas si différentes des tourbières fluviogènes qui se forment au Subatlantique dans tant de vallons limousins.

Les travaux d'assainissement agricole étant rares dans les grandes tourbières de la Montagne limousine, les occasions d'entreprendre des études stratigraphiques exhaustives sont peu fréquentes. C'est pourtant par la poursuite de cette démarche que l'on peut espérer, peut-être, trouver à l'avenir les archives alluviales qui font tant défaut pour l'Holocène ancien et moyen. Les dynamiques hydrosédimentaires de l'Holocène récent sont en revanche bien documentées, grâce à l'abondance des signatures alluviales subatlantiques observées dans les fonds de vallons.

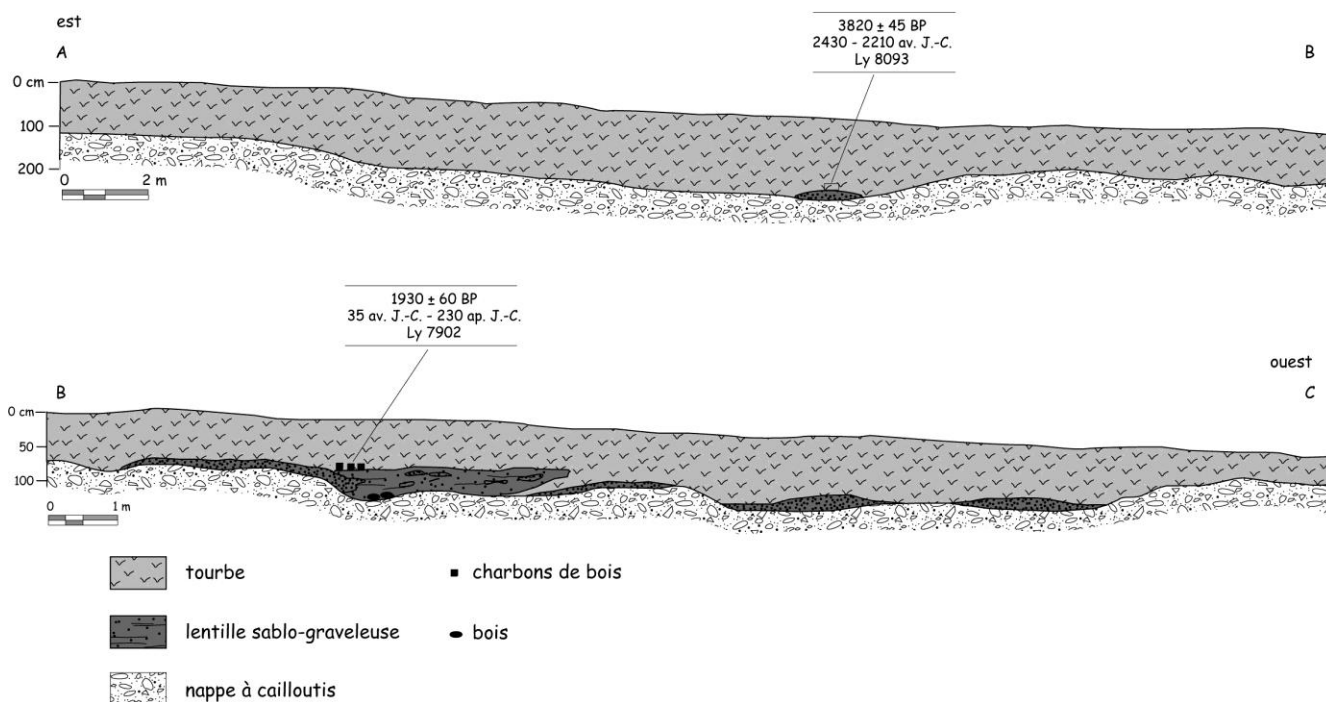
2.1.2 Les remplissages organominéraux de l'Holocène récent

A la différence des tourbières de l'Holocène ancien et moyen, ces remplissages organominéraux sont indifférents au dispositif morphologique. Ils empâtent de multiples vallons élémentaires, même lorsque ceux-ci, étroits et pentus, ne présentent pas de conditions particulièrement hydromorphes. Les recherches géoarchéologiques entreprises sur quatre d'entre eux révèlent qu'il s'agit de tourbières fluviogènes, où se combinent accumulations organiques et séries alluviales.

2.1.2.1 Ronteix (Gioux, Creuse, 725 m, figure 2-21)

A 725 m d'altitude, au nord du plateau de Millevaches, le vallon de Ronteix draine la cloison d'un alvéole granitique. Dans sa partie aval, cet axe hydrographique de rang 1 possède un plancher alluvial de 60 à 80 m de largeur. A l'occasion de travaux d'assainissement préalables à une plantation de résineux, de nombreuses tranchées ont été ouvertes dans le vallon, ainsi que sur les bas de versants adjacents. Ces tranchées ont permis d'étudier le remblaiement organominéral du fond de vallon dans de très bonnes conditions.

Figure 2-21 : Le Ronteix, coupe stratigraphique transversale



Stratigraphie

Une coupe transversale de 50 m de longueur, représentative du dispositif général, a été relevée et étudiée. Trois corps sédimentaires s'y distinguent.

- Le substrat granitique n'est pas visible. La base de la coupe est constituée par une nappe limono-sablo-graveleuse assez compacte, riche en cailloux de quartz. Ce corps sédimentaire recouvre tout le plancher du vallon, sans présenter de véritable changement de faciès. Celui-ci évoque un héritage périglaciaire de la dernière période froide du Quaternaire. Cette nappe inférieure est

entaillée par trois paléochenaux juxtaposés, aux formes similaires. Il s'agit de chenaux larges de 6 à 10 m, dont la profondeur varie de 0,5 à 0,7 m. Deux d'entre eux ont des berges nettement dissymétriques, indice d'un tracé sinueux. Les trois paléochenaux sont étagés : le chenal ouest occupe l'ancien axe de talweg du vallon ; le plancher du chenal central est situé à + 0,25 m de dénivelé ; et celui du chenal oriental, localisé au pied du versant gauche, est à + 0,55 m.

- Les trois paléochenaux contiennent, en quantité variable, des corps sableux inégalement lités. Dans les bras est et ouest, il s'agit de bancs sableux peu épais, qui peuvent être assimilés à d'anciennes charges de fond en transit. Le dispositif diffère nettement dans le chenal central. Ce dernier est totalement remblayé par des apports sableux qui atteignent 0,7 m d'épaisseur, et recouvrent même l'ancien lit majeur en rive gauche. C'est dans ce corps sableux que les litages sont les plus nets. Plusieurs accumulations de bois et de charbons de bois sont fossilisées avec les sables. La lentille de charbons de bois reposant au sommet du remblaiement sableux a fait l'objet d'une analyse anthracologique et d'une datation ^{14}C . L'assemblage anthracologique contient 74 % de *Betula*, 19 % de *Salix* et 7 % d'*Alnus*, soit une végétation typique de sols pauvres et hydromorphes. Son âge est de 1930 ± 60 BP, soit 35 av. J.-C. - 230 ap. J.-C. (Ly 7902), c'est à dire la première moitié de la période gallo-romaine.
- Le troisième corps sédimentaire est formé par une accumulation organique qui recouvre l'ensemble du plancher alluvial ainsi que le bas des versants. C'est l'unité stratigraphique la plus importante en extension comme en épaisseur (1 m d'épaisseur en moyenne, 1,5 m dans les paléochenaux). Au droit du chenal central, la sédimentation tourbeuse est postérieure aux apports détritiques du I^{er} ou II^e siècle de notre ère. Mais elle s'est amorcée plus tôt dans d'autres secteurs du vallon. A la base du paléochenal ouest, au contact avec la lentille sableuse qui en recouvre le plancher, un échantillon de tourbe a été prélevé et daté : 3820 ± 45 BP, soit 2430 - 2110 av. J.-C. (Ly 8093). Dans ce chenal occidental, le plus élevé, le début de la turfigénèse remonte donc à la deuxième partie du Subboréal. Elle traduit une évolution de type bras mort avec fossilisation de l'ancienne charge de fond.

Actuellement, le dépôt tourbeux est entaillé par un chenal rectiligne, artificiellement aménagé par l'homme.

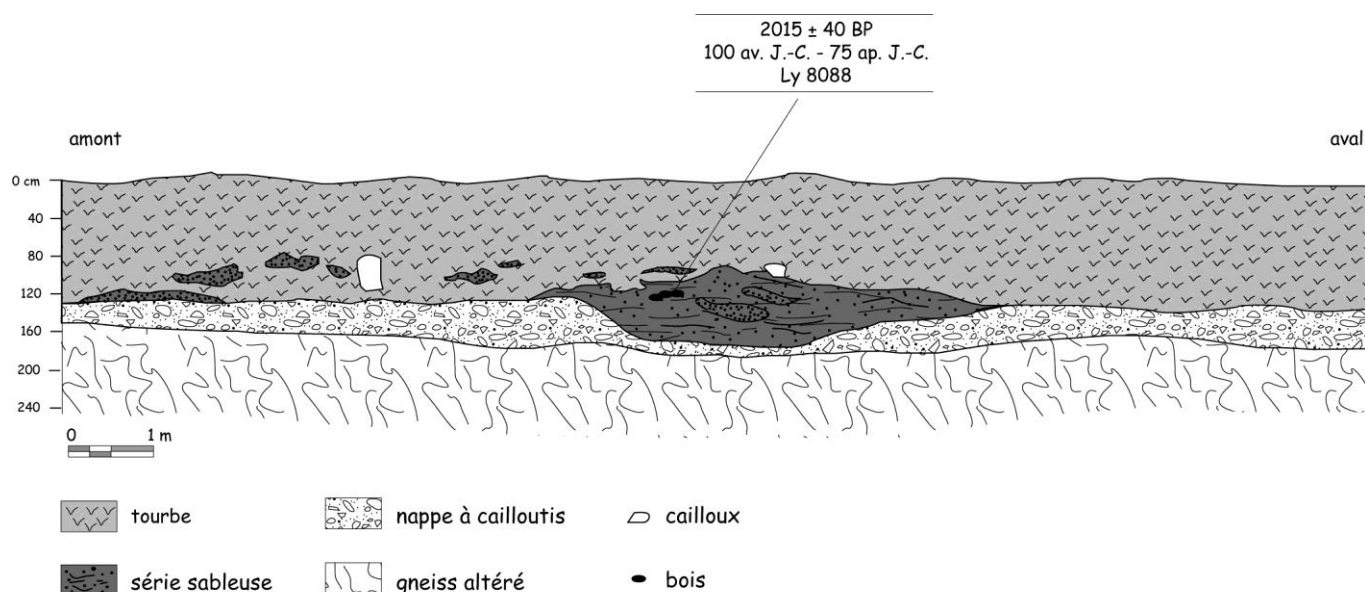
Synthèse et discussion

Durant la première partie de l'Holocène, le plancher du vallon de Ronteix reste aménagé sur la nappe à cailloutis héritée de la dernière période froide du Pléistocène. Le ruisseau y coule dans un lit incisé sinueux, formé d'un chenal principal et de plusieurs bras secondaires. Ces chenaux demeurent fonctionnels durant la majeure partie de l'Holocène, au moins jusqu'au milieu du Subboréal. Leur fossilisation, à la fin de l'Holocène, s'est échelonnée dans le temps. Le chenal ouest a cessé d'être actif dès la fin du Subboréal, et il a évolué en bras mort, progressivement comblé par la tourbe. Le chenal central a fonctionné jusqu'au début de notre ère et doit sa fossilisation à d'importantes injections détritiques qui l'ont totalement remblayé. L'âge de la fossilisation du troisième chenal n'est en revanche pas connu. Durant la période historique, le vallon de Ronteix devient le siège d'une abondante sédimentation tourbeuse qui rompt complètement avec le fonctionnement hydrologique de la première partie de l'Holocène. Cette phase turfigène est toutefois interrompue au début de notre ère par une brève crise détritique.

2.1.2.2 La Veyssière (Lignareix, Corrèze, 700 m, figure 2-22)

De rang hydrologique 1, ce vallon est situé sur la bordure méridionale du plateau de la Courtine, à 700 m d'altitude. Des travaux d'assainissement agricole ont permis d'étudier le remplissage organominéral du fond de vallon, large d'une cinquantaine de mètres.

Figure 2-22 : La Veyssière, coupe stratigraphique longitudinale



Stratigraphie

La tranchée d'assainissement a été ouverte sur plusieurs dizaines de mètres de longueur, dans l'axe longitudinal du vallon. Une étude stratigraphique détaillée a été réalisée sur une section de 12 m de longueur, particulièrement significative sur le plan sédimentaire. Quatre unités lithostratigraphiques s'y observent.

- Le substrat rocheux est formé par un gneiss fortement altéré et gleyifié.
- Il est recouvert par une nappe grossière dont l'épaisseur varie de 0,25 à 0,5 m. Son absence de structure et sa texture sablo-graveleuse riche en cailloux évoquent une mise en place sous climat périglaciaire, pendant la dernière période froide. Cette nappe est entaillée par un paléochenal aux berges nettement dissymétriques. Sa largeur est d'environ 3 m et sa profondeur atteint 0,45 m. Son plancher est presque au niveau de la roche en place. Sur la coupe située en vis-à-vis, le chenal est décalé de près de 2 m, ce qui traduit une forte sinuosité.
- Le paléochenal est totalement remblayé par une série de séquences sableuses bien lavées, intercalées de passées limono-organiques. Au sommet, un des lits a livré des macrorestes ligneux. Leur analyse dendrologique a mis en évidence 42 fragments d'*Alnus* et 1 fragment de *Salix*. Il s'agit donc de bois provenant de la ripisylve. Leur datation ^{14}C a permis de caler chronologiquement la fin de l'épisode de forte activité alluviale : 2015 ± 40 BP, soit 100 av. J.-C. - 75 ap. J.-C. (Ly 8088).
- Nappe à cailloutis et série sableuse sont fossilisées sous une accumulation organique variant de 0,8 à 1,1 m d'épaisseur. Le passage de la phase détritique à la sédimentation organique semble graduel, comme en témoigne l'imbrication stratigraphique entre ces deux corps sédimentaires, ainsi que la présence de lits sableux à la base de la tourbe.

Synthèse et discussion

Durant l'Holocène, le lit mineur du ruisseau de la Veysière est incisé et décrit des sinuosités dans une nappe caillouteuse, vraisemblablement héritée de la dernière période froide du Quaternaire. Un seul chenal est visible en coupe, mais la disposition longitudinale de cette dernière n'est pas propice à l'observation de bras latéraux. Ce mode de fonctionnement est brutalement interrompu par une crise détritique qui entraîne la fossilisation du paléochenal sous de volumineux apports sableux. Comme sur le site de Ronteix, cette crise alluviale s'est produite au début de notre ère, au cours du 1^{er} siècle av. J.-C. ou du 1^{er} siècle ap. J.-C. A la suite de cette crise, le vallon connaît, durant la période historique, une forte sédimentation organique, favorisée vraisemblablement par l'augmentation de l'hydromorphie consécutive au remblaiement du chenal.

2.1.2.3 Paillier (Gentioux-Pigerolles, Corrèze, 800 m)

Des travaux d'assainissement préalables à la création d'un étang ont permis d'étudier le remplissage sédimentaire du petit vallon situé en contrebas du village de Paillier. Ce dernier a abrité, au Moyen Age, une commanderie de l'ordre des Templiers. Des prospections réalisées dans le cadre de la carte archéologique ont permis également de découvrir des indices de site gallo-romain dans les environs immédiats du village, grâce au ramassage de surface de tessons et de tuiles à rebord (J.-F. Durieux, communication orale).

Stratigraphie

Le centre du vallon est remblayé par une accumulation exclusivement organique qui atteint près de 2 m d'épaisseur. Elle repose sur une nappe grossière, riche en cailloux.

Sur la rive droite du vallon, en revanche, juste en contrebas du village, une des coupes a révélé une stratigraphie plus complexe, où alternent niveaux tourbeux et passées minérales. L'accumulation mesure alors 1 m d'épaisseur environ. Les apports minéraux présentent un dispositif stratigraphique varié. Ils peuvent être diffus au sein de la tourbe, mais sont plus généralement disposés en courtes lentilles ou en lits fins allongés. De nombreuses passées charbonneuses ont été observées. L'une d'elle, disposée à la base de l'accumulation organominérale, était mélangée avec des bois et avec des tessons d'époque gallo-romaine et des tuiles à rebord. La détermination des macrorestes révèle une forte dominante de hêtre, associée à un cortège d'essences héliophiles. Le spectre anthracologique est constitué de *Fagus* (87 %), de *Corylus* (8 %), de *Fraxinus* et de *Quercus* (2,5 % chacun). L'assemblage dendrologique montre une plus forte représentation des essences de lumière : *Fagus* (50 %), *Prunoïdeae* (28 %), *Betula* (15 %) et *Corylus* (7 %). Les bois et charbons de bois ont été datés par le radiocarbone : 425 ± 40 BP, 1430 -1620 ap. J.-C. pour la date calibrée (Ly 8090), soit un âge beaucoup plus récent que les tessons auxquels ils sont associés.

Synthèse et discussion

En dépit des indices d'une occupation antique sur le site de Paillier, les archives colluvio-organiques étudiées dans le fond du vallon sont postérieures au Moyen Age. Elles ont remanié des artefacts d'époque gallo-romaine, disposés au sein des sédiments en position secondaire. Cette sédimentation témoigne d'une forte activité érosive dans le bassin versant au début des Temps modernes, puisque les apports colluviaux ont atteint, à cette époque, le bas des versants et le fond de vallon.

Dans la mesure où seules les essences ligneuses sont conservées, les analyses dendrologiques et anthracologiques ne fournissent qu'une image très incomplète du paysage végétal. Néanmoins, malgré une bonne représentation des essences de lumière, la prédominance du hêtre dans les lots étudiés à Paillier évoque, au début des temps modernes, un couvert forestier encore assez important localement.

2.1.2.4 Le Bois des Brigands (Valiergues, Corrèze, 645 m)

Le vallon du Bois des Brigands, localisé sur les hauts plateaux corrèziens, a révélé un schéma chronostratigraphique assez proche de celui qui a été observé à Paillier. A 250 m environ en aval du site géoarchéologique présenté précédemment (*cf. supra*), un sondage palynologique a été effectué dans le remblaiement organique du vallon (Allée *et al.*, 1996). L'accumulation tourbeuse mesure 1,15 m d'épaisseur et repose sur une nappe sablo-graveleuse. La colonne tourbeuse est interrompue par plusieurs passées sableuses d'origine alluviale. Le lit sableux le plus proche de la base de l'accumulation organique (à 1 m de profondeur) contenait des fragments de bois qui ont été datés par le ¹⁴C. Leur âge est de 515 ± 50 BP, 1320 -1475 ap. J.-C. (Ly 7323) après calibration, soit le XIV^e ou le XV^e siècle.

Selon un schéma assez proche de celui décrit à Paillier, c'est donc à la fin du bas Moyen Age ou au début des Temps modernes que la tourbe semble commencer à s'accumuler dans le fond de vallon du Bois des Brigands. Cette dynamique est de peu postérieure à la deuxième phase d'occupation médiévale du site agricole. Elle s'accompagne d'injections alluviales qui traduisent également une activité érosive sur les versants.

Conclusion du chapitre 2.1.2

Dans les quatre vallons étudiés ci-dessus, aux planchers assez étroits et pentus, la turfigenèse est un phénomène tardif, qui ne se déclenche qu'à l'Holocène récent, à la fin du Subboréal et surtout au Subatlantique. Cette sédimentation tourbeuse s'accompagne de phases d'alluvionnement ou de colluvionnement qui semblent d'ailleurs le plus souvent inaugurer le remblaiement organique généralisé du fond des vallons. A Ronteix et à la Veyssièrre, les injections détritiques datent du début de la période gallo-romaine (entre le I^{er} siècle av. J.-C. et le II^e siècle ap. J.-C.). A Paillier et au Bois des Brigands, la crise détritique identifiée est beaucoup plus tardive et date du début des Temps modernes. Par leur morphologie, comme par les caractéristiques chronostratigraphiques des complexes organominéraux qui les remblaient, ces vallons localisés sur la Montagne limousine s'apparentent à ceux rencontrés sur les plateaux périphériques.

2.2 Des remblaiements organominéraux d'âge subatlantique sur les bas plateaux

A ce jour, aucune vieille tourbière, remontant à l'Holocène ancien ou moyen, n'a encore été décrite sur les bas plateaux périphériques du Limousin. Toutes celles qui ont été étudiées sont récentes, contemporaines du Subatlantique. Certaines d'entre elles paraissent formées d'une sédimentation exclusivement organique. Mais, pour l'essentiel, ce sont des tourbières fluviogènes associant dépôts alluviaux et accumulations organiques. Selon le nombre de corps détritiques intercalés dans la tourbe, on peut distinguer des complexes alluviaux monophasés ou polyphasés.

2.2.1 Quelques remplissages exclusivement organique

Dans certains vallons, les fonds tourbeux semblent résultés d'une simple sédimentation organique. Trois tourbières de ce genre ont été décrites, à l'occasion de sondages palynologiques.

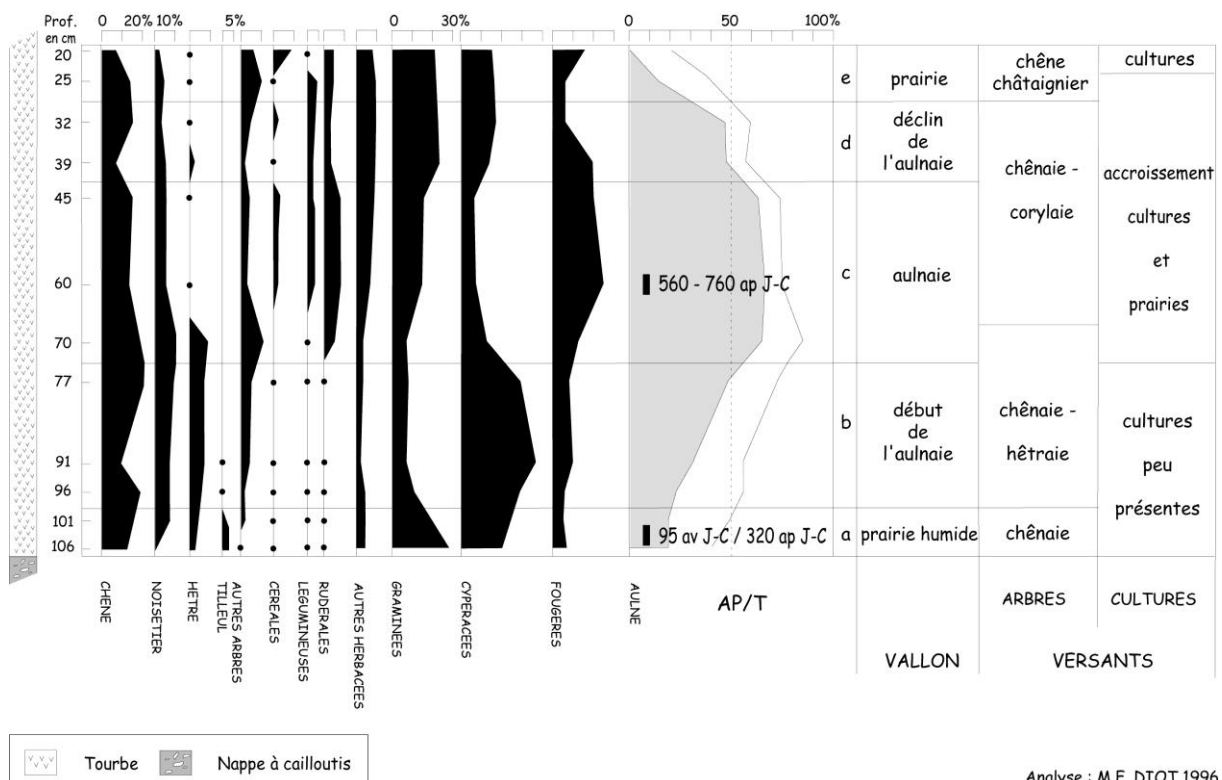
2.2.1.1 Rappel bibliographique

Étudiées par Denèfle *et al.* (1980), les tourbières de Pioffrey (monts de Blond) et de Saint Jean-Lespinas (monts d'Ambazac), sont toutes les deux d'âge médiéval. Leur origine anthropique ne fait guère de doute : la première s'est développée derrière la chaussée qui dessert le village de Pioffrey, la seconde correspond à une queue d'étang. La perturbation du bilan hydrique, responsable de l'accumulation tourbeuse, semble directement liée à des aménagements humains.

2.2.1.2 Le Martoulet (St-Germain-les-Belles, Haute-Vienne, 450 m, figures 2-23 et 2-24)

De rang 0, le vallon du Martoulet borde un vaste replat agricole où ont été trouvés de nombreux indices d'une *villa* gallo-romaine (Perrier, 1993). Resserré en aval par un remblai de terre qui évoque une ancienne chaussée, il est aujourd'hui remblayé par une accumulation organique d'environ un mètre d'épaisseur, reconnue par sondage. C'est au contact de ce vallon qu'un terre plein a été édifié durant l'Antiquité (*cf. supra*, chapitre 1.2.1.1). C'est également à l'époque gallo-romaine que s'amorce la sédimentation tourbeuse dans le vallon : 1910 ± 75 BP (ARC 1138). Tous ces faits plaident pour une origine anthropique de la tourbière. La séquence tourbeuse a fait l'objet d'une analyse pollinique étayée par deux datations par le radiocarbone (Diot *in Allée et al.*, 1996 et 1997).

Figure 2-23 : Le Martoulet, diagramme palynologique simplifié



Analyse : M.F. DIOT 1996

Analyse pollinique

L'analyse pollinique a été réalisée par M.-F. Diot, sur une colonne tourbeuse de 1,1 m d'épaisseur. Les prélèvements ont été effectués sur coupe pour les 80 cm supérieurs, au moyen d'une sonde GIK pour la base. Il s'agit d'une tourbe franche, excepté dans les 10 cm de base où elle devient argileuse. La séquence tourbeuse est calée chronologiquement par deux datations ^{14}C , réalisées sur des échantillons tourbeux prélevés entre 100 et 106 cm pour la première, 55 et 60 cm pour la seconde.

Cinq biozones successives ont été distinguées (d'après M.-F. Diot, in Allée et al., 1996 et 1997).

Zone pollinique a

Cette biozone est datée par le radiocarbone 1910 ± 75 BP, soit après calibration 95 av. J.-C. – 320 ap. J.-C. (ARC 1138). Elle coïncide donc avec la Tène finale et/ou avec le début de la période gallo-romaine. Le paysage végétal apparaît déjà très ouvert et assez nettement anthropisé, avec un taux de pollen d'arbres (*Alnus* exclus) inférieur à 30 %. *Quercus* domine largement, devant *Fagus*, *Corylus* et *Tilia*. Le fort pourcentage de *Poaceae* et la grande variété de rudérales (*Artemisia*, *Rumex*, *Centaurea jacea*, *Rubiaceae*, *Boraginaceae*, *Chénopodiaceae*, *Scrophulariaceae*) évoquent l'importance des prairies. Si les cultures sont quant à elles peu représentées, elles apparaissent en revanche déjà très diversifiées (*Cerealia* dont *Secale*, *Fagopyrum*, *Leguminosae*...). *Castanea* est également déjà présent. Dans le fond de vallon, la présence d'une prairie marécageuse est attestée par le faible taux d'*Alnus* (moins de 20 %) et l'abondance des *Cyperaceae*.

Zone pollinique b

Cette zone coïncide avec l'installation progressive d'une aulnaie sur le plancher alluvial. L'évolution des autres taxons est peu sensible, hormis la progression de *Betula*, la disparition de *Tilia* et le recul des Graminées.

Zone pollinique c

Elle se caractérise par l'extension maximale de l'aulnaie dans le vallon (66 % de la pluie pollinique à 60 cm). Sur les versants, en revanche, la forêt marque un net recul qui s'accompagne d'une augmentation des taux de spores de fougères de type monolètes lisses, caractérisant les clairières de déboisement. La végétation forestière évolue également : la chênaie-hêtraie cède la place à une chênaie plus ouverte où *Corylus* reste bien représenté. Diagramme pollinique et diagramme anthropique mettent bien en évidence une pression croissante de l'homme sur le paysage agraire, avec le développement concomitant des céréales, des Légumineuses, des plantains et d'autres rudérales. Cette forte expansion de l'ager date de l'époque mérovingienne, entre le VIe et le VIIIe siècle (1385 ± 40 BP, soit 560-760 ap. J.-C. - ARC 1592 -).

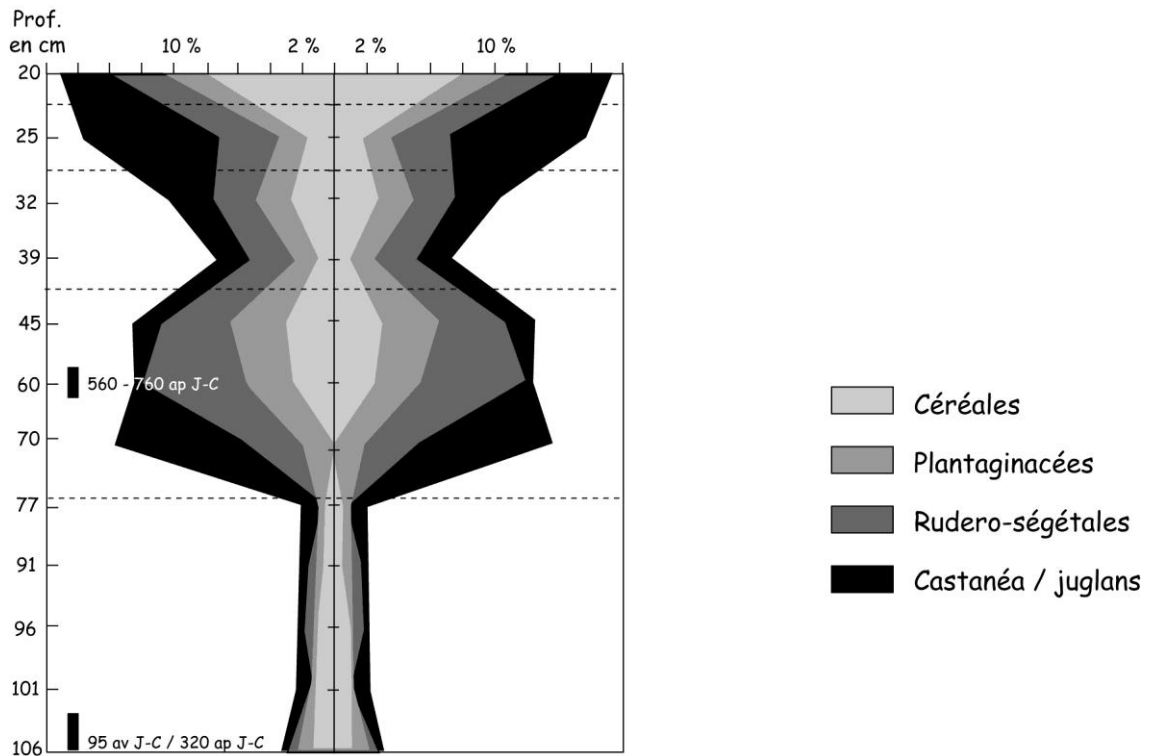
Zone pollinique d

L'aulnaie commence à régresser dans le vallon, au profit de pâtures humides à *Cyperaceae* et à *Poaceae*. Peu de changements notables en revanche pour les autres taxons, sinon un recul des fougères et une avancée de quelques arbres, marqueurs de l'anthropisation (*Juglans* et *Castanea*). La présence de pollens de plantes immergées indique des plans d'eau libre.

Zone pollinique e

Le stade final de la tourbière correspond à une prairie humide où les aulnes sont rares. La présence de plantes aquatiques (*Typhaceae* et *Potamogeton*) évoque également la présence de plans d'eau libres, mares ou étangs. Sur les versants fortement déboisés, les céréales et le châtaignier connaissent un très fort développement, ainsi que quelques rudérales comme *Plantago* et *Rumex*.

Figure 2-24 : Le Martoulet, diagramme d'anthropisation



Synthèse et discussion

A l'instar des autres sites, le diagramme palynologique révèle, pour la période gallo-romaine, une mise en culture des versants diversifiée mais d'intensité modérée. En revanche, le Martoulet est, à ce jour, le seul site où, dès cette époque, le vallon est occupé par une prairie humide et non par une forêt riveraine. L'aulnaie s'installe en fait plus tard, au début du haut Moyen Age, au moment où, paradoxalement, les prairies d'élevage et les cultures se développent massivement sur les versants.

Conclusion du chapitre 2.2.1

Quelques remplissages strictement organiques ont été décrits dans les fonds de vallons des plateaux périphériques. Tous sont d'âge subatlantique et semblent anthropogènes. Cependant, les corps tourbeux n'ont été prospectés qu'en sondage, et le dispositif stratigraphique complet n'est pas connu. A ce jour, toutes les coupes stratigraphiques relevées sur des tranchées ouvertes dans les tourbières des bas plateaux ont révélé qu'il s'agissait en fait de remplissages organominéraux, véritables enregistrements des récentes paléodynamiques alluviales.

2.2.2 Les archives alluviales monophasées

Ces complexes sédimentaires ont été observés dans les vallons élémentaires, de rang 0 et 1. Le dispositif stratigraphique est simple : une série alluviale unique, fossilisée au sein d'un remblaiement organique. Quatre sites sont présentés en détail, chacun d'entre eux illustrant l'une des quatre phases sédimentogènes identifiées en Limousin au cours du Subatlantique. Les autres sites étudiés sont présentés de façon plus succincte, en insistant sur les informations complémentaires qu'ils apportent au dossier.

2.2.2.1 Les Genêts (Vicq-sur-Breuilh, Haute-Vienne, 380 m figures 2-25 à 2-28)

Le site des Genêts est localisé dans un petit vallon de rang 1, dont le talweg est remblayé par une formation organominérale d'environ 1 m d'épaisseur. Le diagnostic archéologique réalisé lors de la construction de l'autoroute A20, section Pierre-Butrière/Magnac-Bourg (Durieux, 1994) a permis d'y découvrir des structures archéologiques rudimentaires associées à des tessons du 1^{er} Age du Fer. La fouille de sauvetage a permis de mener conjointement l'analyse des structures archéologiques et l'étude des archives paléoenvironnementales du fond de vallon. Seule cette dernière est présentée ici en détail.

Figure 2-25 : Les Genêts, coupes stratigraphiques longitudinales

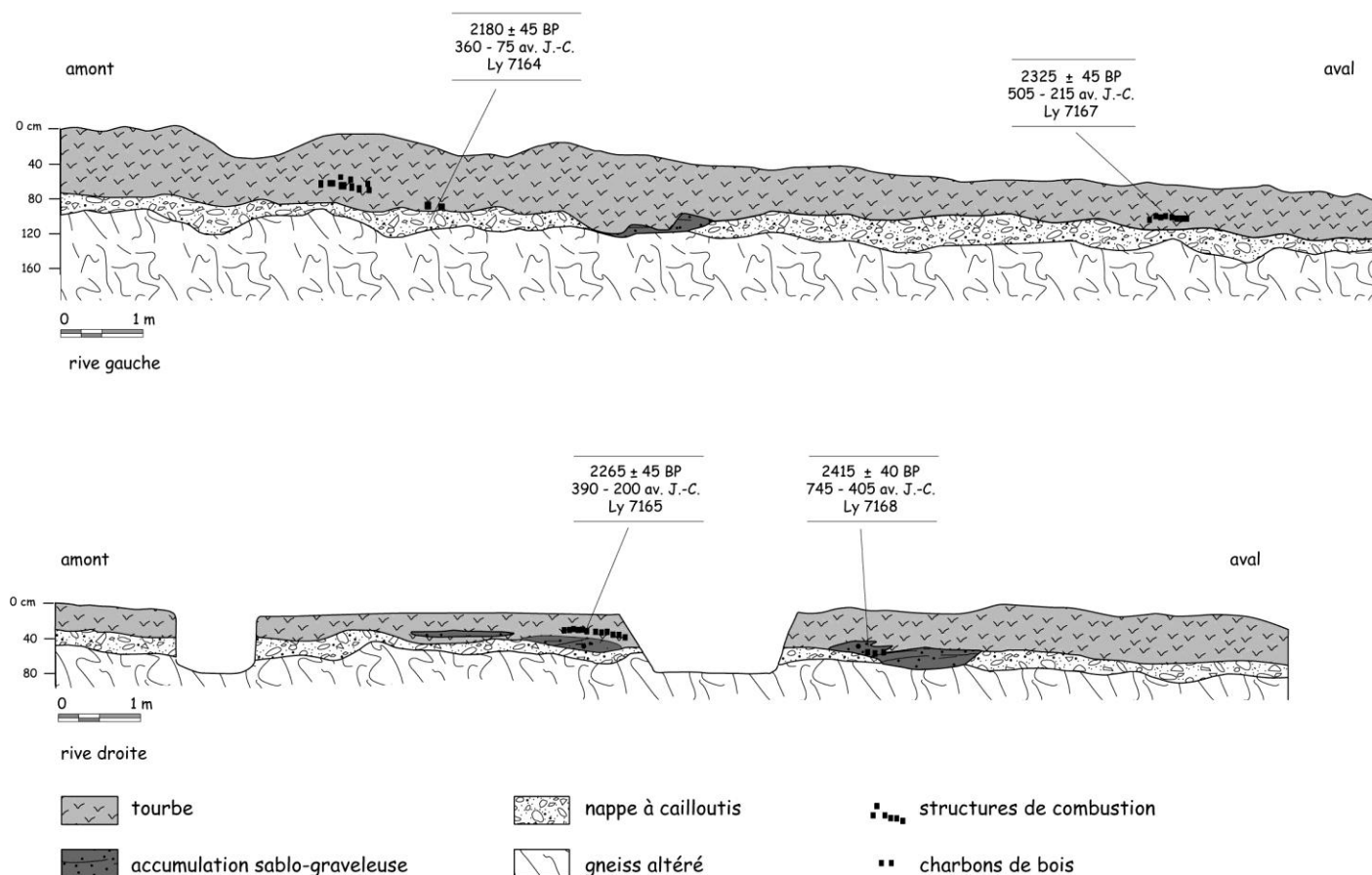
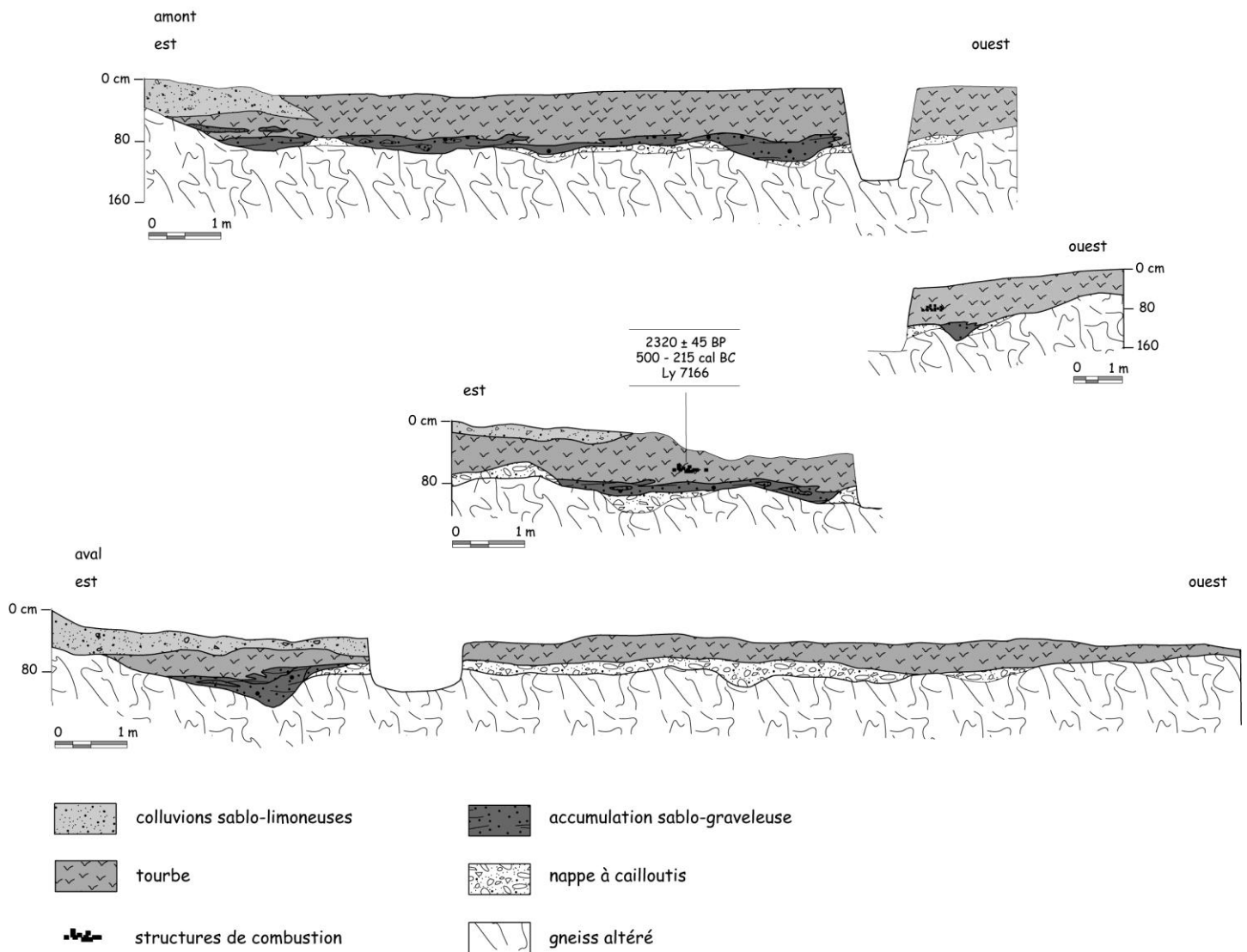


Figure 2-26 : Les Genêts, coupes stratigraphiques transversales



Le complexe sédimentaire

L'ouverture d'une tranchée longitudinale et de quatre tranchées transversales a permis d'observer en détail la stratigraphie et la géométrie du remplissage sédimentaire du vallon (fig. 28 et 29). Cinq unités sédimentaires ont été identifiées.

- A la base, le plancher rocheux est constitué d'un gneiss profondément altéré et argilifié, de couleur bleu-vert. Sa gleyification témoigne d'une hydromorphie permanente.
- La roche en place est recouverte de façon presque continue par une nappe à cailloutis de quartz et de gneiss, déposés en vrac et légèrement compactés. Son épaisseur est modeste, elle varie de 0,1 m à 0,5 m au maximum dans certains paléochenaux. Cette formation alluviale s'apparente aux héritages périglaciaires observés dans la majorité des vallons limousins.

- La troisième unité correspond à une série sablo-graveleuse litée ou lenticulaire, intégrant des passées limoneuses et organiques. Contrairement à la nappe à cailloutis, ces dépôts n'occupent pas tout le plancher du talweg, sauf dans la partie amont où le vallon est étroit. Ils restent principalement associés à un système de chenaux qu'ils remblaient et fossilisent. Dans l'un de ces chenaux, la découverte de charbons de bois (53,5 % de *Fagus*, 42,5 % d'*Alnus*, 2 % de *Quercus* et 2 % de *Corylus*) a permis d'obtenir une datation radiocarbone. Son résultat donne un âge de 2415 ± 40 BP, soit 745 - 405 av. J.-C. (Ly 7168).
- Ce corps sédimentaire est constitué par une accumulation organique dont l'épaisseur varie de 0,5 à 0,9 m. Très riche en macrorestes végétaux, cette sédimentation contient aussi des passées minérales limoneuses, parfois même sableuses en bordure de versant. A la base, les premières accumulations organiques sont entrecroisées avec les derniers lits des séries sablo-graveleuses, témoignant d'un passage progressif entre les deux types de sédimentation. Une datation au ^{14}C a été obtenue sur des charbons de bois (65,5 % d'*Alnus* et 34,5 % de *Fagus*) situés à la base de la tourbe. Son résultat est de 2180 ± 45 BP, soit 360 - 75 av. J.-C. (Ly 7164).

C'est dans ce remplissage organique que les structures archéologiques ont été découvertes. Au nombre de cinq, elles sont constituées d'un galetage de quartz et de gneiss, de forme subcirculaire, variant de 1 m à 1,4 m de diamètre. L'imbrication systématique de charbons de bois, sur une quinzaine de centimètres d'épaisseur, ainsi que la fréquence des quartzs éclatés évoquent des structures de combustion (Durieux, 1994). La détermination des charbons révèle la place prépondérante tenue par *Alnus*. Cette essence représente, en masse, entre 92 % et 97 % des bois brûlés sur les structures 22, 23, 24 et 25. Seuls les deux échantillons prélevés sur la structure 21 voient ce pourcentage s'abaisser à 59 % et 79,5 %. Les autres essences représentées sur les structures sont *Fagus* et *Quercus*.

De nombreux tessons caractéristiques du 1^{er} Age du Fer ont été trouvés, associés aux structures ou à proximité immédiate. Ils appartiennent à plusieurs poteries différentes, dont certaines ont pu être reconstituées en partie : un vase en céramique grossière à fort dégraissant et décor en cordon concentrique digité, une jatte en céramique assez fine et lissée, à lèvre simple et base plate, etc. ...

Les structures archéologiques et le mobilier associé se trouvent toujours dans la même position stratigraphique : entre 0,1 et 0,2 m au-dessus de la base du remplissage organique. Trois structures ont été datées grâce à l'analyse radiocarbone des charbons de bois. Les résultats révèlent que ces structures sont synchrones : 2325 ± 45 BP, soit 505 - 215 av. J.-C. (Ly 7167) ; 2320 ± 45 BP, soit 500 - 215 av. J.-C. (Ly 7166) ; et 2265 ± 45 BP, soit 390 - 200 av. J.-C. (Ly 7165).

- Latéralement au contact du versant droit, les dépôts organiques ont été fossilisés par des apports colluviaux.

Analyse palynologique

La séquence palynologique étudiée par M.-F. Diot a été prélevée en coupe, dans la partie aval de la tranchée longitudinale. A cet endroit, la tourbe mesure 0,6 m d'épaisseur. Au droit de la colonne étudiée, une structure de combustion a été fossilisée à 0,2 m de la base de la tourbe. C'est sur les charbons associés à cette structure que la datation ^{14}C a été réalisée.

Trois zones principales peuvent être distinguées sur le diagramme pollinique (d'après M.-F. Diot, in Allée et al., 1996 et 1997).

Figure 2-27 : Les Genêts, diagramme palynologique simplifié

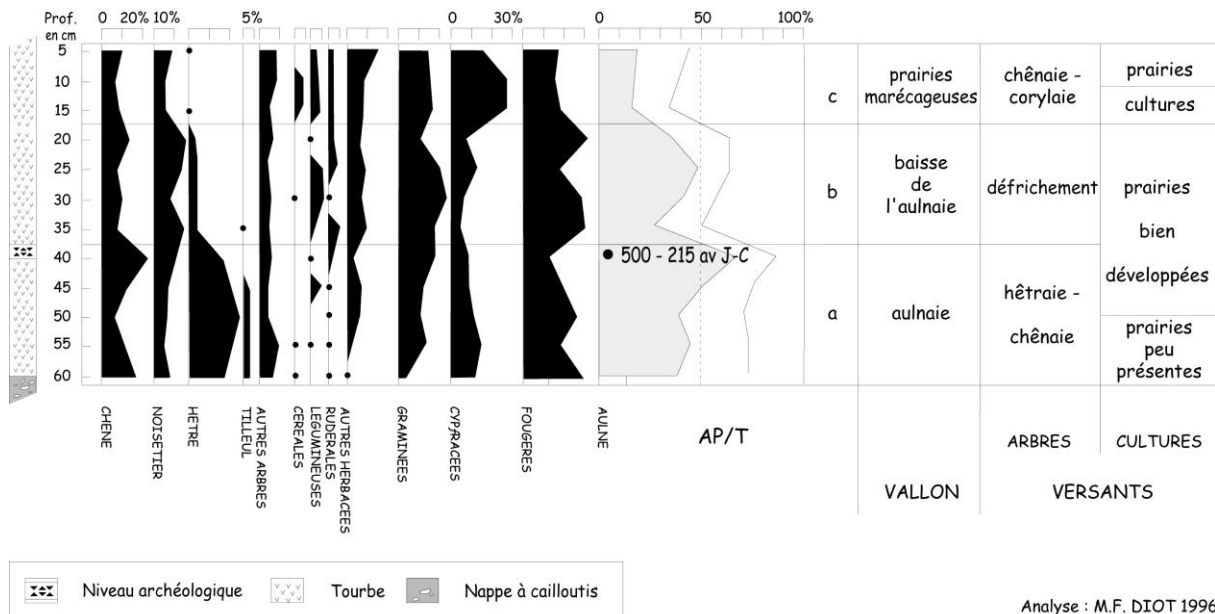
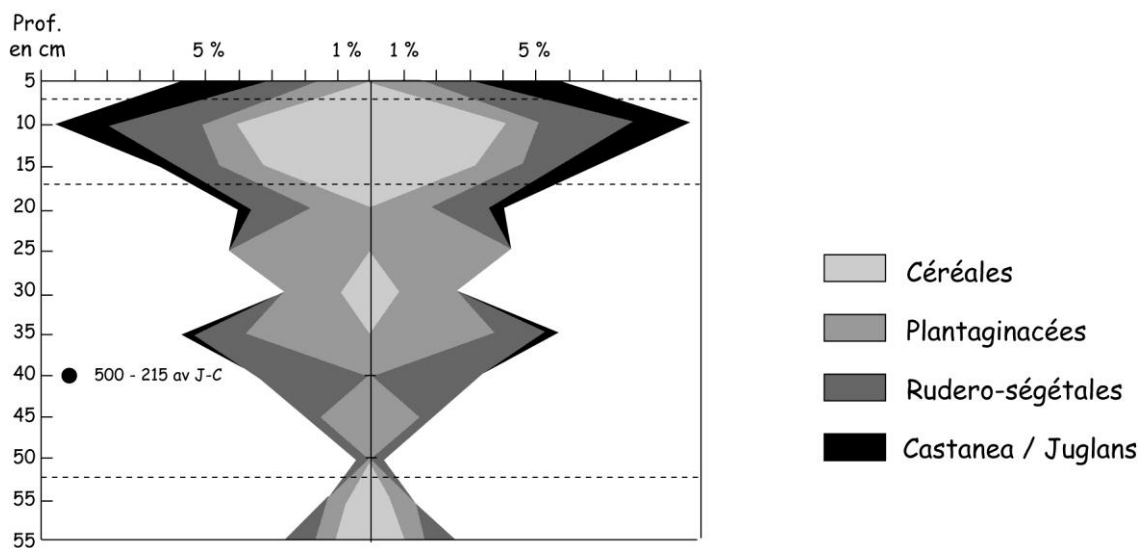


Figure 2-28 : Les Genêts, diagramme d'anthropisation



Zone pollinique a

La base de la séquence pollinique est caractérisée par un très fort taux d'*Alnus*. Ce taxon, qui représente déjà 37 % du spectre pollinique à 60 cm, atteint 65 % à 40 cm. Cette courbe croissante témoigne de la présence d'une aulnaie en expansion dans le fond de vallon. L'image pollinique en provenance des versants (*Alnus* exclus) fait état d'un équilibre entre essences arborées et non arborées. C'est une hêtraie-chênaie encore diversifiée (avec *Tilia*, *Ulmus* et *Carpinus*) qui domine, mais les essences héliophiles telles *Pinus sylvestris*, *Betula* et surtout *Corylus* atteignent chacune déjà entre 2 et 4% de la pluie pollinique. Si les fougères et les *Poaceae* sont bien représentées, les cultures sont encore peu développées, céréales et plantes rudérales étant en faibles taux. L'existence

de quelques grains de pollen de *Castanea* dès les premiers niveaux de l'Age du Fer pourrait suggérer que cet arbre appartient à la flore indigène.

Zone pollinique b

Le passage de la zone a à la zone b coïncide avec la structure de combustion et peut donc être calé chronologiquement entre 500 et 200 avant J.-C., soit la fin du 1^{er} Age du Fer ou la première moitié de la Tène (la nature du matériel céramique présent plaide plutôt pour la fin du 1^{er} Age du Fer). Ce passage est marqué par un net recul de l'aulnaie (le pourcentage d'*Alnus* régresse de 65 % à 26 %), qui s'accorde bien avec les charbons identifiés sur les structures. L'aulnaie a été en partie déboisée, sans doute pour alimenter les foyers en bois de combustion. Mais elle se reconstitue ensuite partiellement et le pollen d'aulne remonte à 47 % du total. Simultanément, on assiste, sur les versants, à la réduction des espaces forestiers. Ce recul se fait principalement au détriment de *Fagus* (moins de 4 % en zone b), tandis que *Quercus* se maintient et que les essences de lumière se développent (*Corylus* et *Betula*). Si les céréales restent très peu représentées, les Poaceae progressent, accompagnées de plantes rudérales : *Plantaginaceae*, *Leguminosae* et *Centaureae*.

Zone pollinique c

La zone pollinique sommitale témoigne d'une anthropisation croissante du couvert végétal. Le paysage est désormais très ouvert, y compris dans le fond du vallon où la régression d'*Alnus* (taux désormais inférieurs à 20 %), synchrone de la poussée des *Cyperaceae* (26 % à 15 et 10 cm), évoque la mise en place d'une pâture humide. Sur les versants, les grains de pollen d'arbres sont moins nombreux mais plus diversifiés. *Castanea* se développe (1,6 % à 10 cm) ainsi que Juglans et *Fraxinus*. *Ulmus* et *Carpinus* se trouvent toujours en faible pourcentage, tandis que *Pinus sylvestris* est favorisé. Pour cette zone, l'anthropisation est manifeste. Graminées et plantes rudérales sont cette fois accompagnées par de nombreux grains de pollen de céréales (taux de 4 % à 10 cm) qui attestent de cultures à proximité du site.

Trois échantillons complémentaires, prélevés autour d'une autre structure de combustion se replacent bien dans la séquence précédente à la limite des zones polliniques a et b, et témoignent de la décroissance du pollen d'*Alnus* et de *Fagus*. Ils présentent également des indices de cultures, même faibles, antérieurs à l'installation du galetage.

Synthèse et discussion

Pendant l'Holocène, le ruisseau des Genêts dessine de nombreux méandres courts (attestés par la dissymétrie des chenaux), sans doute aussi des anastomoses, et sinue d'un versant à l'autre. Tous ces chenaux, entaillés dans la nappe à cailloutis héritée du Pléistocène, semblent rester actifs jusqu'à l'Holocène récent car aucun bras mort n'a été observé.

Le début du remblaiement organique est précédé par de forts apports sableux, qui témoignent d'un profond bouleversement hydrosédimentaire. Les apports détritiques dépassent la capacité d'évacuation des chenaux holocènes, et finissent par les combler totalement. Cette crise érosive, datée du 1^{er} Age du Fer, est donc contemporaine de la phase détritique observée au Temple (cf. chap. 2.2 .3.1.). La fossilisation des chenaux par ces volumineux apports détritiques a dû entraîner, après le retour au calme hydrologique, une remontée de la nappe phréatique et une forte hydromorphie dans le fond du vallon. Ce bouleversement des conditions hydrologiques dans le vallon est sans doute à l'origine de la sédimentation tourbeuse et du développement de l'aulnaie. A cette époque, les versants présentent déjà un milieu semi-ouvert. La hêtraie-chênaie, encore diversifiée, ne représente plus que 50 % de l'image pollinique (aulne exclus). Mais les cultures sont encore peu présentes.

Lorsque les hommes construisent les structures de combustion, le remblaiement organique est déjà en cours de formation. Le chenal holocène est fossilisé et le vallon doit alors connaître des conditions d'hydromorphie permanente. Celles-ci sont confirmées par l'abondance des aulnes, révélée par l'antracologie et la palynologie. C'est probablement la nature vaseuse du fond de vallon et sa saturation permanente qui oblige les hommes à construire une semelle de combustion galetée. Si la fonction des structures reste inconnue, la détermination des charbons révèle que les hommes y ont brûlé à près de 95 % le bois trouvé sur place, c'est à dire de l'aulne. Ils ne semblent donc pas avoir procédé à une sélection d'essences, choisies pour des qualités combustives ou par signification rituelle. Simultanément au recul de l'aulnaie dans le fond de vallon, on assiste, sur les versants, à la réduction des espaces forestiers (notamment du hêtre), et au développement des cultures et des prairies. Mais les grains de pollen de céréales restent rares.

C'est seulement au cours de la dernière phase de sédimentation organique, non datée, que les céréales se développent de façon manifeste à proximité du site, tandis que dans le vallon, l'aulnaie est éliminée au profit de pâtures humides.

2.2.2.2 La Barre (Veyrac, Haute-Vienne, 290 m)

Ce vallon de rang 0, qui accidente le versant droit de la vallée de la Vienne, est remblayé par un complexe sédimentaire de plus de 1,5 m d'épaisseur. Dans la partie amont, la nature du remplissage est strictement colluviale. Une banquette d'accumulation agricole est venue fossiliser un aménagement agraire, un gué sans doute, d'époque mérovingienne (cf. chapitre 1.3.2.3). Dans la section aval, sous une rupture de pente formant ligne de source, le remblaiement se diversifie, associant des corps sédimentaires d'origine variée. Il a fait l'objet d'une étude stratigraphique et, pour sa partie tourbeuse, d'une analyse pollinique.

Le complexe sédimentaire

Quatre unités lithostratigraphiques ont été identifiées.

- La base est formée par la roche en place, des paragneiss, fortement altérés et parfois même argillifiés.
- L'arène est recouverte par une nappe à cailloutis peu épaisse (0,25 m au maximum). Son abondance en cailloux quartzeux et son faciès l'apparentent à un héritage pléistocène.
- Dans la section aval du vallon, la formation caillouteuse est fossilisée par un corps tourbeux d'une quinzaine de mètres de longueur, dont l'apex coïncide avec la rupture de pente convexe du versant. Avec son profil lenticulaire, son épaissement de l'amont vers l'aval et sa terminaison sous forme de lobe convexe, cette accumulation organique possède tous les signes d'une paléotourbière soligène. Deux unités sédimentaires la composent.

La moitié inférieure, constituée d'une tourbe riche en limons et en sables diffus, renferme plusieurs lentilles sablo-graveleuses qui attestent d'une dynamique alluviale dans le vallon. La découverte de charbons de bois a permis de dater l'une de ces lentilles : 1670 ± 40 BP, soit 265 - 505 ap. J.-C. (Ly 8777).

Exclusivement organique, la moitié supérieure de la tourbière marque un arrêt des apports détritiques en provenance des versants. La base de cette deuxième unité tourbeuse a été datée par le ¹⁴C : 1305 ± 25 BP, soit 665 - 775 ap. J.-C. (Ly 9462).

- Le complexe sédimentaire s'achève avec la mise en place d'une épaisse formation colluviale qui fossilise la tourbière. Ce corps sablo-limoneux, assez homogène malgré l'existence de

discontinuités structurales, porte des traces nettes d'hydromorphie. L'aménagement de drains non datés atteste d'ailleurs d'une volonté de lutter contre les mauvaises conditions de drainage du site.

Synthèse et discussion

Trois dynamiques sédimentaires contrastées se sont succédées dans le vallon de la Barre depuis la fin de l'Antiquité. La première est une dynamique alluviale. Elle survient vers la fin de l'Antiquité et/ou le début de l'époque mérovingienne et occasionne de petites injections détritiques qui attestent d'une crise érosive modérée sur les versants. Cette évolution s'accorde bien avec le début de la sédimentation colluviale enregistrée à la même époque (le début du haut Moyen Age) dans la partie amont du vallon (*cf.* chapitre 1.3.2.3). La croissance d'une tourbière soligène, durant la première moitié du Moyen Age au moins, dénote un retour au calme hydrologique et une période d'atonie érosive. *In fine*, on assiste dans le vallon à une très forte recrudescence du transit sédimentaire, sous la forme cette fois d'une active dynamique colluviale qui fossilise la tourbière soligène. Ce troisième épisode sédimentaire n'est pas daté précisément, mais sa position stratigraphique sommitale incite à l'attribuer aux Temps modernes. Il témoigne d'une importante érosion des sols sur le versant.

2.2.2.3 La Boisserie (Peyrilhac, Haute-Vienne, 330 m, figure 2-29 et 2-30)

Outre l'analyse d'une banquette agricole majeure (*cf.* chap.1.2.1.2.), les études géoarchéologiques entreprises sur le site de la Boisserie ont également concerné les archives organominérales accumulées dans un petit vallon de rang 0. Ce vallon étroit (15 m de largeur), dépourvu d'écoulement permanent, est aménagé sur les granites à deux micas du plateau du haut Limousin.

Le complexe alluvial

La coupe ouverte dans la banquette agricole a été prolongée dans le vallon sur 5 m, soit un tiers de sa largeur. Elle a été complétée dans l'axe du talweg par des sondages à la tarière. Epais d'1,5 m dans la partie droite du vallon, là où la coupe a été ouverte, le remplissage organominéral atteint 2 m dans l'axe du talweg. Les dépôts fossilisent une paléotopographie aménagée dans des sables argileux riches en graviers et blocs de quartz et de granite, vraisemblablement hérités de la dernière période froide. Le remplissage présente, sur toute la hauteur du profil, une accumulation tourbeuse riche en débris ligneux variés (bois, charbons de bois, noisettes, faînes, noyaux de cerises...). Pourtant trois unités d'épaisseur équivalente se distinguent nettement, caractérisées par leur inégale richesse en apports minéraux.

- A la base, les niveaux minéraux s'intercalent dans la tourbe sous forme de lits fins et allongés, traduisant des conditions de dépôts qui demeurent assez calmes et régulières. Le dosage du radiocarbone sur des bois prélevés à la base de la tourbe date le début du remblaiement à 2025 ± 50 BP, soit 175 av. J.-C. - 70 ap. J.-C. (ARC 1021).
- Dans l'unité médiane, la sédimentation minérale se présente sous forme de grosses lentilles sableuses, suggérant un contexte hydrodynamique beaucoup plus énergique. D'autres bois, prélevés à la base de cette unité, ont donné la datation suivante : 1935 ± 50 BP, soit 90 av. J.-C. - 215 ap. J.-C. (ARC 1020). Le début du remplissage semble donc se mettre en place très rapidement : 0,5 m d'épaisseur pour 100 ans en âge ^{14}C brut.
- L'unité supérieure devient presque exclusivement tourbeuse. Elle rend compte d'une interruption des apports minéraux depuis les versants avoisinants et d'un retour au calme hydrologique dans le vallon. Deux datations ^{14}C permettent de caler chronologiquement le début de cette phase tourbeuse. La première est la plus fiable car elle a été obtenue sur de la tourbe prélevée en

stratigraphie, à 0,7 m de la surface, à la base donc de l'unité supérieure : 1285 ± 40 BP, soit 645 - 860 ap. J.-C. (ARC 1523). La seconde est moins facile à exploiter car la position stratigraphique du prélèvement n'est pas connue avec exactitude. En effet, lors des travaux d'aménagement d'un vivier, le propriétaire du terrain a extrait des pièces de bois dans l'axe du vallon, à quelques mètres latéralement de la coupe étudiée (Pabois, communication orale). Il s'agit de six pièces de bois mal équarries, d'environ 1 m de longueur (cinq de *Quercus* et une d'*Alnus*). Elles étaient juxtaposées les unes aux autres, à l'horizontale, entre 1 m et 1,2 m de profondeur, évoquant un gué rudimentaire. C'est sur l'un de ces bois (entre le cerne 30 et le cerne 70) que la datation radiocarbone a été réalisée. Le résultat est le suivant : 1570 ± 50 BP, soit 360 - 600 ap. J.-C. (ARC 789). Si nous ignorons la position stratigraphique exacte de ces bois, les informations orales de l'inventeur et les sondages complémentaires réalisés à la tarière permettent toutefois de penser qu'ils se situaient approximativement à la base de l'unité tourbeuse supérieure.

L'analyse pollinique des sédiments tourbeux

Les prélèvements palynologiques, réalisés sur coupe à l'endroit où l'accumulation organique est la plus développée, ont permis d'analyser 15 échantillons, de 20 à 160 cm de profondeur (analyse palynologique réalisée par M.-F. Diot). Les vingt derniers centimètres n'ont pas été prélevés car ils représentent le sol actuel remanié. Cette séquence tourbeuse est calée chronologiquement par trois datations ^{14}C . A la base, des bois situés latéralement à 0,5 m de l'échantillon 160 cm ont été datés 2025 ± 50 BP, soit 170 av. J.-C. - 70 ap. J.-C. (ARC 1021). Ils correspondent donc à la charnière 2e Age du Fer / période gallo-romaine. A la hauteur du niveau 100 cm, un bois contenu dans une lentille sableuse a été daté de l'époque gallo-romaine : 1935 ± 50 BP, soit après calibration 90 av. J.-C. - 215 ap. J.-C. (ARC 1020). Enfin, le prélèvement tourbeux de 70 cm a également fait l'objet d'un dosage ^{14}C . L'âge obtenu est le suivant : 1285 ± 40 BP, soit 645 - 860 ap. J.-C. (ARC 1523). La sédimentation organique est donc très rapide à la base, là où elle est entrecoupée de lentilles sableuses ; elle se ralentit ensuite, au-dessus de 75 cm, lorsque disparaissent les apports minéraux.

Figure 2-29: La Boiserie, diagramme palynologique simplifié

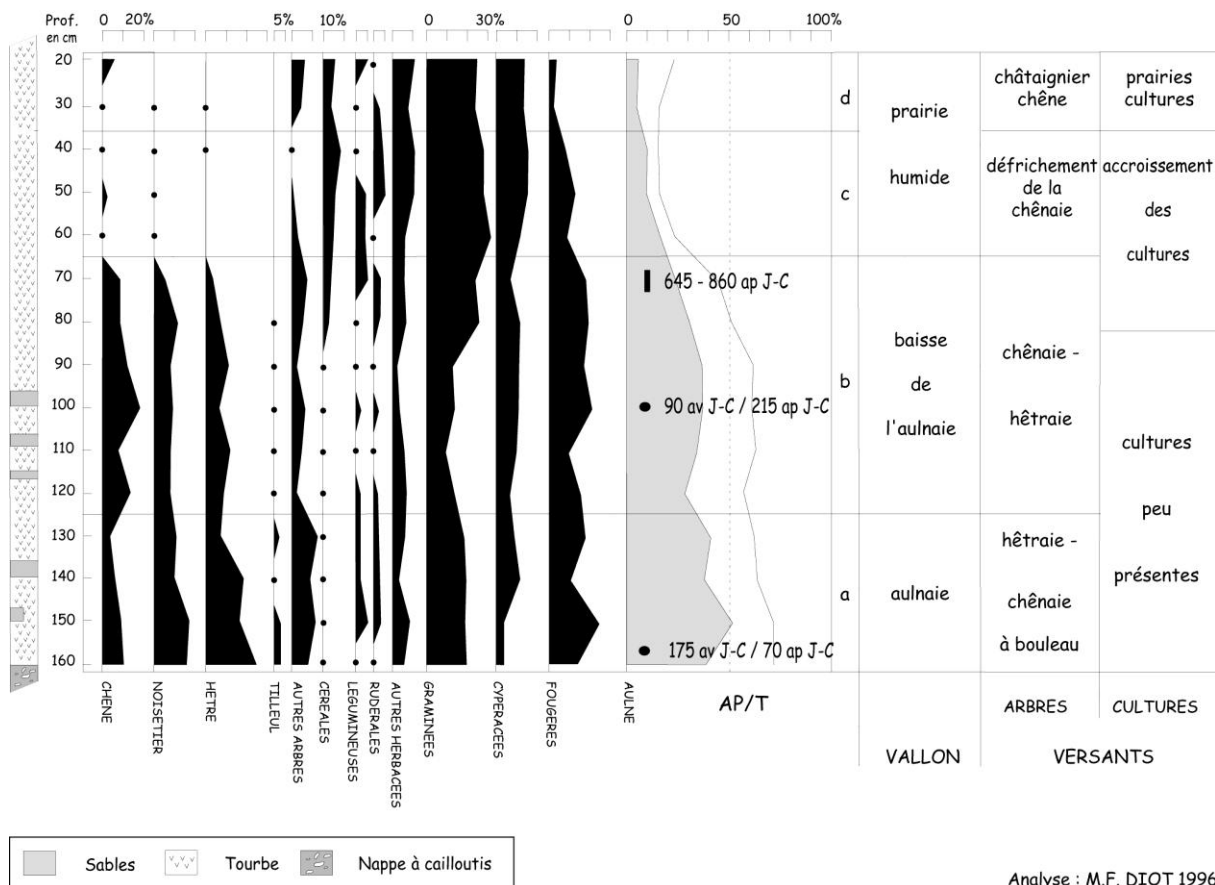
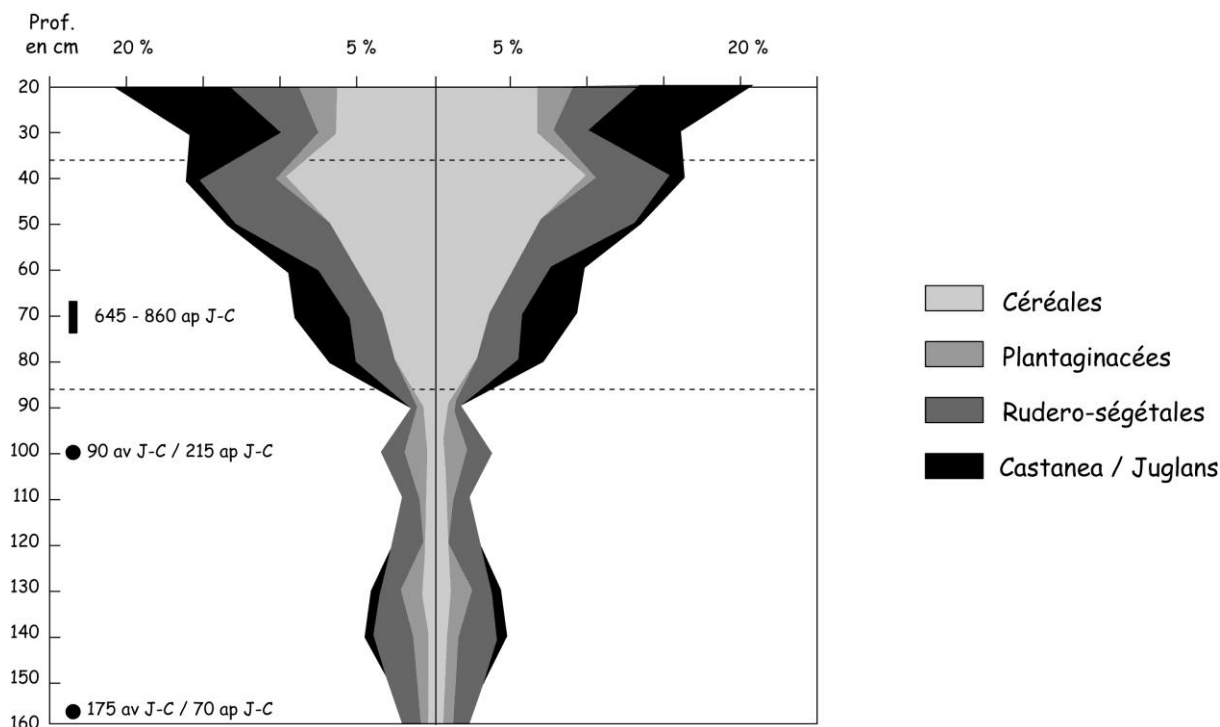


Figure 2-30 : La Boisserie, diagramme d'antropisation



Le diagramme pollinique permet de distinguer quatre zones principales (d'après M.-F. Diot, in Allée et al., 1996 et 1997).

Zone pollinique a

A la base de la séquence, *Alnus* représente plus 50 % de la pluie pollinique, traduisant la présence d'une dense aulnaie. Celle-ci commence cependant rapidement à reculer (dès 140 cm), au profit des *Cyperaceae*. Sur les versants, la hêtraie-chênaie est bien représentée, associant *Tilia*, *Ulmus* et *Carpinus*. Cependant, la présence de *Corylus*, de *Betula* et de nombreux arbustes (*Evonymus*, *Sambucus*, *Ilex aquifolium*, *Frangula*) témoigne de l'existence de clairières et de nombreuses lisières. Les légumineuses et les plantes rudérales sont présentes en faibles taux, tandis que les céréales ne sont signalées que par un indice de présence. Quelques grains de *Castanea* ont également été identifiés.

Zone pollinique b

Elle se caractérise par un recul progressif de l'aulnaie, remplacée dans le vallon par des prairies humides, comme en témoignent les taux élevés de *Cyperaceae*. Les grains de pollen de *Renonculaceae* et *Typhaceae* indiquent une humidité plus forte de 100 à 80 cm. Si le pourcentage total de pollen d'arbres en provenance des versants (*Alnus* exclus) est sensiblement constant, des évolutions floristiques se produisent néanmoins, favorisant *Quercus* au détriment de *Fagus*. Les taux croissants de spores de fougères sont peut-être également à mettre en relation avec des déboisements. A 100 cm, une lentille sableuse a livré un bois d'âge gallo-romain (90 av. J.-C. - 215 ap. J.-C.). A cette époque, le paysage est encore assez fermé. Les arbres représentent 36 % de la pluie pollinique (*Alnus* exclus), tandis que *Cerealia*, les Légumineuses et les plantes rudérales demeurent peu abondantes. Ce n'est plus le cas à la fin de cette zone pollinique, datée du VIIe - IXe siècle grâce à une analyse ^{14}C réalisée sur un échantillon tourbeux à 70 cm. Les cultures de tout type, y compris les céréales y sont désormais bien représentées, beaucoup plus que durant l'époque gallo-

romaine. En fait, leur accroissement est un peu antérieur au VIIe - IXe siècle, puisqu'il se produit à partir de l'échantillon 80 cm.

Zone pollinique c

Elle montre une évolution assez marquée de la végétation. Les aulnes ne représentent plus désormais qu'un faible pourcentage de la pluie pollinique, inférieur à 10 %, tandis que s'observe un accroissement des taux de *Cyperaceae*, de *Poaceae* et d'*Asteraceae* qui évoque le développement des prairies humides. Les versants sont également très largement déboisés, la somme du pollen d'arbres (*Alnus* exclus) n'excédant plus 5 %. Seul *Quercus* reste un peu présent, mais *Fagus*, *Corylus* et *Tilia* ont pratiquement disparu. Parallèlement, on observe une forte expansion des cultures, des céréales notamment, mais également des *Leguminosae*, des *Boraginaceae* ou de *Rumex*.

Zone pollinique d

A la fin de la séquence tourbeuse, la végétation arborée sur les versants s'apparente à celle de la zone précédente, augmentée de *Castanea*. Le diagramme anthropique montre que le taux de céréales est en légère baisse, mais les cultures et plantes rudérales sont plus diversifiées avec la présence de *Vicia faba*, des *Brassicaceae*, des *Papaveraceae* et des *Plantaginaceae*. Dans le fond du vallon, *Alnus* est très faiblement présent et les prairies humides dominent. La présence des *Nymphaeaceae* et de *Potamogeton*, plantes vivant immergées, évoque l'existence de nappes d'eau libre, probablement des étangs.

Synthèse et discussion

C'est à la fin du 2^e Age du Fer ou au début de la période gallo-romaine que s'amorce le remblaiement du vallon : à la Boisserie, banquette agricole et accumulation alluviale ont donc le même âge (cf. chap. 1.2.1.2). L'apparition simultanée de ces formes traduit une nette accélération de la dynamique hydrosédimentaire dans le bassin versant (avec, à cette époque, une continuité fonctionnelle entre les versants et le talweg).

Accroissement de l'emprise agricole et crise hydrologique peuvent être évoqués pour expliquer cette rupture. Cependant, si ces deux facteurs se combinent vraisemblablement, l'analyse des enregistrements stratigraphiques et palynologiques semble donner la prépondérance au contrôle climatique. Cette crise érosive, qui survient au début de l'Antiquité, ne coïncide pas avec une forte anthropisation du couvert végétal. En effet, si le couvert végétal s'ouvre progressivement durant la période gallo-romaine, la chânaie-hêtraie reste bien représentée et la culture des céréales semble peu développée. C'est à partir du haut Moyen Age que l'on assiste en fait à un recul drastique des espèces forestières. Dans le fond du vallon, la forte régression de l'aulnaie évoque la mise en place de pâtures tandis que, sur les versants, on assiste à une nette expansion des cultures, des céréales notamment. Or, à partir du haut Moyen Age, alors que l'emprise agricole ne cesse de s'accroître localement, la sédimentation organique l'emporte dans le vallon. Sur le site de la Boisserie, il ne semble donc pas y avoir de relation directe entre l'intensité de l'anthropisation et la nature de la sédimentation alluviale.

2.2.2.4 Chez Nicolas (Vicq-sur-Breuilh, Haute-Vienne, 350 m)

Le contexte archéologique de ce site autoroutier a été exposé dans le chapitre 1.3.2.1 : présence sur le versant droit d'une structure artisanale gallo-romaine et d'une banquette agricole mérovingienne. Seul le complexe alluvial est étudié ici. D'une épaisseur de 2 m environ, il remblait un vallon élémentaire de rang 0.

Le complexe organominéral

La purge du vallon nécessaire à la viabilisation du terrain a permis d'observer, à la limite aval de l'emprise autoroutière, une coupe transversale du remplissage sédimentaire. Deux formations alluviales très différentes s'y superposent.

- Le soubassement est formé par une nappe à cailloutis riche en quartz, assimilable à un héritage de la dernière période froide. Sa base n'est pas visible. C'est dans cette nappe qu'est aménagé le paléotalweg, d'une largeur de 3 m environ.
- Le complexe organominéral qui fossilise le cailloutis est composé de trois corps sédimentaires d'épaisseur sensiblement égale.

L'unité inférieure est une tourbe compacte, d'environ 0,5 m d'épaisseur, riche en éléments minéraux diffus (limons et sables). Des charbons de *Quercus* et des fragments de *teglulae* sont fossilisés à la base. L'âge des charbons est de 1245 ± 45 BP, soit après calibration 705 - 950 ap. J.-C. (Ly 7171).

L'unité médiane est formée par une série détritique litée atteignant 0,8 m d'épaisseur. De nombreuses passées sablo-graveleuses s'intercalent dans une matrice limono-organique. Plus d'une dizaine de séquences élémentaires de crues sont identifiables. En position latérale, les niveaux sableux se présentent sous forme de bancs ou de lits. Au centre, ils évoquent un paléochenal remblayé. Des macrorestes ligneux, bois, glands, noisettes et des charbons de bois sont fossilisés à différents niveaux entre les séquences sableuses. Deux analyses ^{14}C ont été réalisées. La première, au sommet de la série détritique, indique 400 ± 40 BP, soit 1445 - 1625 ap. J.-C. (Ly 7172). La seconde, à la base du paléochenal remblayé, donne un âge de 355 ± 40 BP, soit 1460 - 1640 ap. J.-C. (Ly 7170). Après calibration, ces deux datations sont comprises dans la même fourchette chronologique : mi XV^e siècle - mi XVII^e siècle. A cette époque, la dynamique longitudinale est beaucoup plus active que la dynamique colluviale car les alluvions fossilisent les deux banquettes agricoles qui bordent le fond de vallon.

L'unité sommitale, de 0,5 à 0,8 m d'épaisseur, est composée d'une tourbe très organique, à l'exception d'un lit sableux dont la couleur ocre évoque plutôt un apport colluvial. D'ailleurs le recouvrement de la tourbe par les deux banquettes agricoles traduit une dynamique colluviale qui l'emporte à nouveau sur l'accrétion verticale.

Synthèse et discussion

C'est au haut Moyen Age, à partir du VIII^e ou IX^e siècle, que s'amorce la sédimentation tourbeuse dans cette partie du vallon. Soit peu de temps après l'apparition, sur le versant gauche, de la banquette agricole attribuée à la période mérovingienne. Cette accumulation organique, qui va se prolonger jusqu'à la fin du Moyen Age, indique une période de calme hydrologique. Celle-ci n'empêche pas toutefois une érosion modérée des sols de s'exercer sur les versants, comme en témoigne la présence diffuse de limons et de sables au sein de la tourbe. La dynamique hydrosédimentaire dans le bassin versant change radicalement au début des temps modernes. Celui-ci est alors victime d'une forte crise érosive qui entraîne de fréquents apports alluviaux dans le fond du vallon. Cette crise déritique survient entre le milieu du XV^e siècle et le milieu du XVII^e siècle, pendant une période assez brève semble-t-il.

2.2.2.5 Une documentation complémentaire assez riche

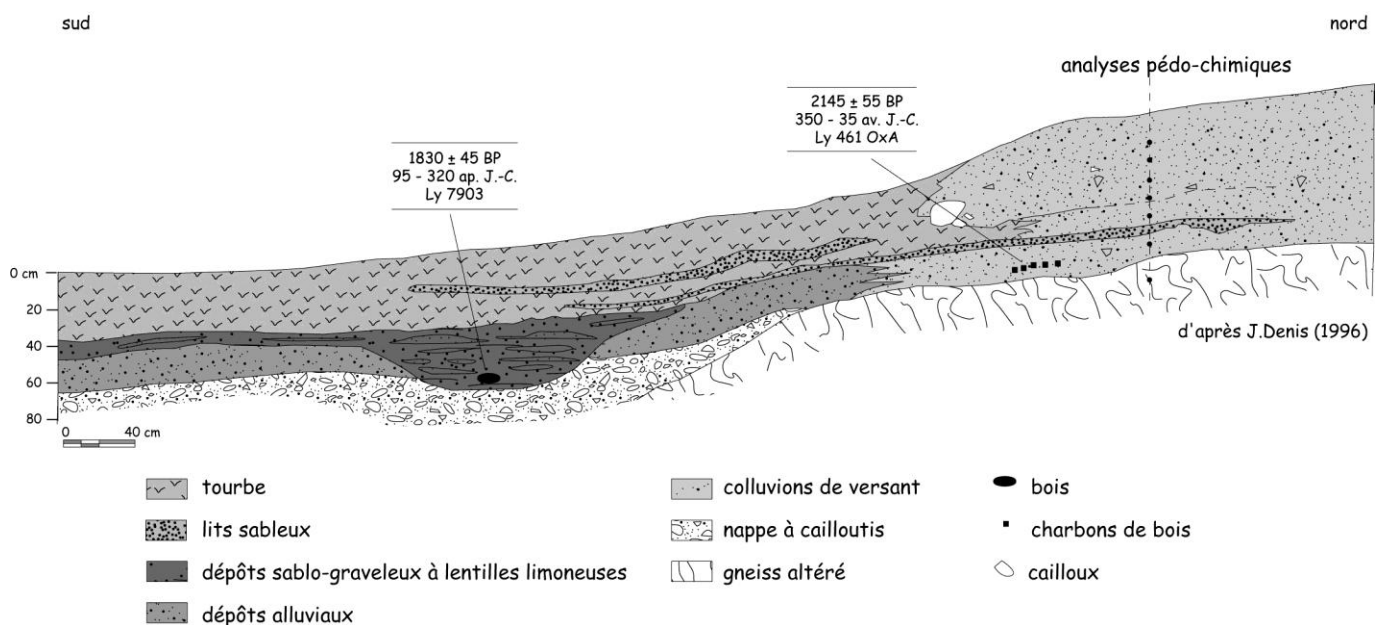
D'autres sites, étudiés dans le cadre du PCR « Archéologie agraire en Limousin », ont permis d'observer des complexes sédimentaires simples, n'ayant enregistré qu'une seule crise alluviale. Ils apportent un éclairage complémentaire sur la chronostratigraphie des

remblaiements de fond de vallons de rang élémentaire (rang 0 et 1) et sur les paléodynamiques alluviales. Sur les quatre sites présentés ci-dessous, la crise alluviale du début de notre ère est particulièrement bien documentée puisqu'elle est enregistrée à trois reprises.

Le Mas du Puy (Verneuil, Haute-Vienne, 300 m, figure 2-31 et 2-32)

Au Mas du Puy, sur la rive droite d'un vallon de rang 1, Denis (1996) a étudié un ensemble sédimentaire constitué d'un binôme banquette agricole / remblaiement alluvial. Une tranchée transversale, ouverte sur près de 15 m de longueur, a permis à l'auteur d'analyser ces deux archives sédimentaires et leur contact stratigraphique. La banquette agricole a fait l'objet d'une étude pédochimique présentée dans le chapitre 1.2.3.2. Le remplissage organominéral du vallon, décrit ici, est constitué par 4 corps sédimentaires principaux.

Figure 2-31 : Le Mas du Puy, coupe stratigraphique transversale

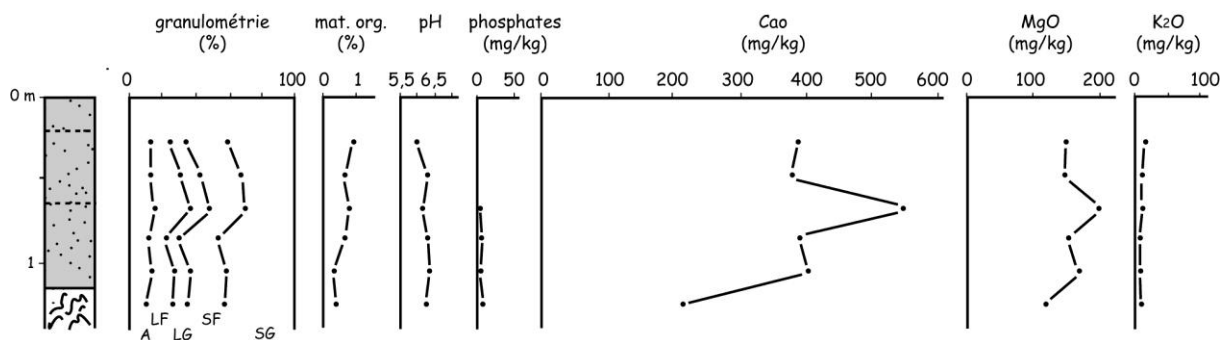


Le complexe sédimentaire

- La roche en place, des gneiss altérés et gleyifiés, est masquée par une formation à cailloutis abiotique et astructurée qui évoque un héritage pléistocène. Son épaisseur atteint 0,4 m en rive droite, mais n'est pas connue sur le reste de la coupe.
- Le remplissage organominéral commence par une unité limono-sableuse située dans l'exact prolongement stratigraphique de l'horizon basal de la banquette. Même épaisseur, même granulométrie, même absence de structure, même richesse en petits charbons de bois diffus, seuls des traces d'hydromorphie plus marquées dans la partie aval distinguent vraiment ces deux unités sédimentaires. Il est donc tentant d'en faire une seule nappe colluviale ayant également empâté le fond du vallon. Dans ce cas de figure, sa mise en place remonterait au 2^e Age du Fer : 2145 ± 55 BP, soit 350 - 35 av. J.-C. (Ly 461 OxA), selon la datation de charbons de bois prélevés à la base de la banquette. Cette nappe colluviale est entaillée par un chenal symétrique d'environ 1,5 m de large pour 0,5 m de profondeur. Le fond plat du chenal est calé sur le sommet, légèrement encaissé, de la nappe caillouteuse. Il n'occupe pas l'axe du vallon, mais est installé au pied de la banquette, légèrement perché par rapport au talweg.

- La troisième unité lithostratigraphique est une série alluviale qui remblait le paléochenal et recouvre, en rive gauche, la nappe colluviale sous-jacente. Cette série détritique est formée de sables et de graviers bien lavés, au sein desquels s'intercalent plusieurs niveaux limoneux très allongés. Cinq séquences principales lit grossier / lit fin peuvent être dénombrées, rythmant autant d'épisodes majeurs de crue. La découverte, au sein de la première séquence litée, de bois de chêne flottés a permis de dater la base de la série alluviale vers 1830 ± 45 BP, soit 95 - 320 ap. J.-C. (Ly 7903).
- Le remplissage du vallon s'achève avec un corps tourbeux de 0,4 à 0,5 m d'épaisseur, à la base duquel s'intercalent quelques passées sableuses. Au contact du versant, ce corps sédimentaire s'entrecroise stratigraphiquement avec la banquette agricole. A la base, dans les 20 premiers centimètres, la tourbe, perturbée par des lits sableux, recouvre les colluvions. La partie supérieure montre à l'inverse une fossilisation de la tourbe sous les apports latéraux.

Figure 2-32 : Le Mas du Puy, analyses pédochimiques



Synthèse et discussion

Au Mas du Puy comme sur le site de la Boiserie, banquette agricole de bas de versant et remblaiement de fond de vallon apparaissent simultanément, au 2^e Age du Fer vraisemblablement. Ces accumulations sédimentaires trahissent une active érosion des sols sur les versants, mais celle-ci semble ne générer alors qu'une dynamique colluviale. Le fonctionnement du bassin versant change au début de l'Antiquité, avec l'arrivée, dans le lit mineur du ruisseau, de volumineux apports détritiques qui entraînent son colmatage. Cette crise alluviale survient entre le I^{er} et le III^e siècle de notre ère. Sur le site étudié, la dynamique alluviale l'emporte sur les apports latéraux, et la protobanquette est partiellement recouverte par les sédiments fluviaux. Par la suite, les flux alluviaux redeviennent indigents et la sédimentation tourbeuse l'emporte dans le vallon, fossilisant l'ancien lit majeur. Cependant, au bas du versant, la banquette continue à s'exhausser en empiétant sur le fond du vallon, indice d'une dynamique colluviale qui demeure active.

La Malassagne (Surdoux, Haute-Vienne, 550 m)

Ce vallon de rang 1, empâté par un complexe organominéral d'environ 1 m d'épaisseur a été étudié par Reynet (1995). Au-dessus d'une formation caillouteuse abiotique, l'auteur a identifié deux corps sédimentaires contrastés. Le remblaiement est inauguré par une série alluviale à bancs sablo-graveleux, symptomatique d'un épisode de forte activité détritique. Des fragments carbonisés de *Corylus*, prélevés à la base du remblaiement, ont permis d'en

déterminer l'âge : 1985 ± 70 BP, soit en âge calibré 175 av. J.-C. - 205 ap. J.-C. (ARC 1015). Le reste de la sédimentation, qui représente plus des 2/3 du dépôt est de nature organique. Même si la tourbe est ponctuellement entrecoupée par quelques lentilles minérales, son accumulation atteste d'une longue période d'atonie hydrosédimentaire dans le vallon.

C'est donc entre la fin de la Tène et les deux premiers siècles de notre ère que sévit la crise détritique enregistrée à la Malassagne. Compte tenu de l'imprécision générée par l'intervalle de confiance des datations radiométriques, cette crise alluviale et celle observée au Mas du Puy peuvent être considérée comme à peu près contemporaine. C'est le cas également sur le site de l'Ancien Hôpital de Limoges.

L'Ancien Hôpital de Limoges (Limoges, Haute-Vienne, 260 m)

Situé au cœur de la ville actuelle de Limoges et de la ville antique d'*Augustoritum*, ce vallon de rang 0 a été étudié lors de l'opération d'archéologie préventive qui a précédé la construction de la Bibliothèque Francophone Multimédia, sur l'emplacement de l'Ancien Hôpital Général (Nibodeau, 1995).

Plusieurs coupes ouvertes dans la partie amont du vallon ont révélé que le lit mineur du ruisseau, aménagé sur une nappe alluviale caillouteuse, est victime, au début de la période gallo-romaine, d'un remblaiement total (Allée *et al.*, 1996). A l'origine de cette fossilisation, d'épaisses séquences sablo-graveleuses accumulées sur plus d'1,5 m d'épaisseur. La richesse du contexte archéologique a permis d'en obtenir un calage chronologique assez précis (Nibodeau, 1995). Des tessons directeurs d'époque augustéenne, présents au sein des séquences détritiques, constituent la limite chronologique inférieure. Quant au terminus *ante quem*, il est fourni par des éléments de voirie datant du I^{er} siècle qui, sous forme d'épandages de tuf ocre, fossilisent la série alluviale. C'est donc entre la 2^e moitié du I^{er} siècle avant J.-C. et le I^{er} siècle après J.-C. qu'une importante crise alluviale affecte le vallon de l'Ancien Hôpital.

Cette nouvelle illustration de la crise hydrosédimentaire qui survient en Limousin au début de l'ère chrétienne doit toutefois être interprétée avec nuance. Le vallon de l'Ancien Hôpital est alors situé dans un environnement urbain ou périurbain, particulièrement favorable à de fortes érosions locales, et il n'est pas sûr que cette signature alluviale possède la même représentativité régionale que celles observées en milieu rural.

Brageas (St-Jean-Ligoure, Haute-Vienne, 320 m)

Le complexe sédimentaire de Brageas, étudié par Reynet (1995), n'appartient pas au même ensemble chronologique que les précédents. Ce cône de déjection, accumulé dans la partie aval d'un vallon de rang 0, s'est mis en place pendant les Temps modernes. Son âge a été déterminé par la datation isotopique de bois de chênes piégés dans la partie inférieure du dépôt : 390 ± 50 BP, soit 1430 – 1635 ap. J.-C. (ARC 1023). La forte épaisseur du cône (2,5 m), son faciès colluvio-alluvial et la multiplicité des séquences détritiques témoignent, au sein de ce bassin versant très pentu, d'une érosion des sols intense et récursive entre le XV^e et le XVII^e siècle.

Conclusion du chapitre 2.2.2

Beaucoup de vallons élémentaires (rang 0 et 1) sont remblayés par des complexes organominéraux monophasés. Chacun d'entre eux, du moins dans la section fluviale étudiée, n'a mémorisé qu'une seule phase sédimentogène. Ces archives détritiques simples n'offrent donc qu'un enregistrement très fragmentaire de l'histoire alluviale du Limousin au cours des trois derniers millénaires. Sans doute faut-il y voir le poids des facteurs locaux, ainsi que le rôle des discontinuités longitudinales dans les têtes de bassins. Cependant, si chaque signature n'offre individuellement qu'une vision très partielle, l'ensemble du corpus prend du sens et permet une reconstitution diachronique régionale. Quatre crises alluviales, qui s'accompagnent souvent de véritables métamorphoses fluviales, se succèdent au cours du Subatlantique : au 1^{er} Age du Fer, au début de l'Antiquité, à l'Antiquité tardive et au début du haut Moyen Age, aux Temps modernes enfin. Heureusement, les vallons limousins ne possèdent pas tous une mémoire déritique aussi fragmentaire. Certains d'entre eux, remblayés par des dépôts alluviaux polyphasés, constituent des enregistrements sédimentaires plus complets.

2.2.3 Les enregistrements détritiques polyphasés

Des remblaiements détritiques polyphasés, où plusieurs séries alluviales s'intercalent au sein de la tourbe, ont été observés à quatre reprises. Presque tous se rencontrent dans des vallons de rang 2, sans doute plus intégrateurs spatialement. Ces vallons ont un point commun, ils possèdent tous la signature de la dernière crise alluviale, celle des Temps modernes. Son enregistrement est même parfois assez détaillé, et peut être composé de plusieurs séries détritiques.

2.2.3.1 Le Temple (Vicq-sur-Breuilh, Haute-Vienne, 385 m, figures 2-33 à 2-35)

Le vallon du Temple est un axe alluvial de rang 2, affluent du Blanzou dans le bassin versant de la Briançonne. Ce site a été étudié à l'occasion des travaux autoroutiers de l'A20. La traversée du vallon par la voie autoroutière a nécessité, pour des problèmes de viabilité, une purge du remplissage sédimentaire meuble. Ce chantier n'a pas donné lieu à une opération d'archéologie préventive mais l'ouverture d'un long fossé d'assainissement, préalablement à la purge, a permis d'observer le remblaiement organominéral dans d'assez bonnes conditions. Celui-ci présente une stratigraphie complexe, dont l'épaisseur varie localement entre 1 m et 2,5 m. Les niveaux tourbeux, bien développés, ont fait l'objet d'une analyse palynologique. De nombreux artefacts et du mobilier datés de l'Age du Fer ont été découverts en stratigraphie, attestant d'une fréquentation du vallon à l'époque gauloise. Si on ne connaît pas de structure d'habitat protohistorique à proximité immédiate du site, d'anciennes fouilles ont révélé la présence de *tumuli* et d'aurières (mines de quartz aurifère) celtiques dans un rayon de quelques kilomètres (Perrier, 1993).

Le remplissage organominéral

Plus de 30 m de coupes ont été observés le long du fossé d'assainissement ouvert dans l'axe du vallon. Cinq unités lithostratigraphiques ont été identifiées. Elles sont calées chronologiquement par huit datations ¹⁴C.

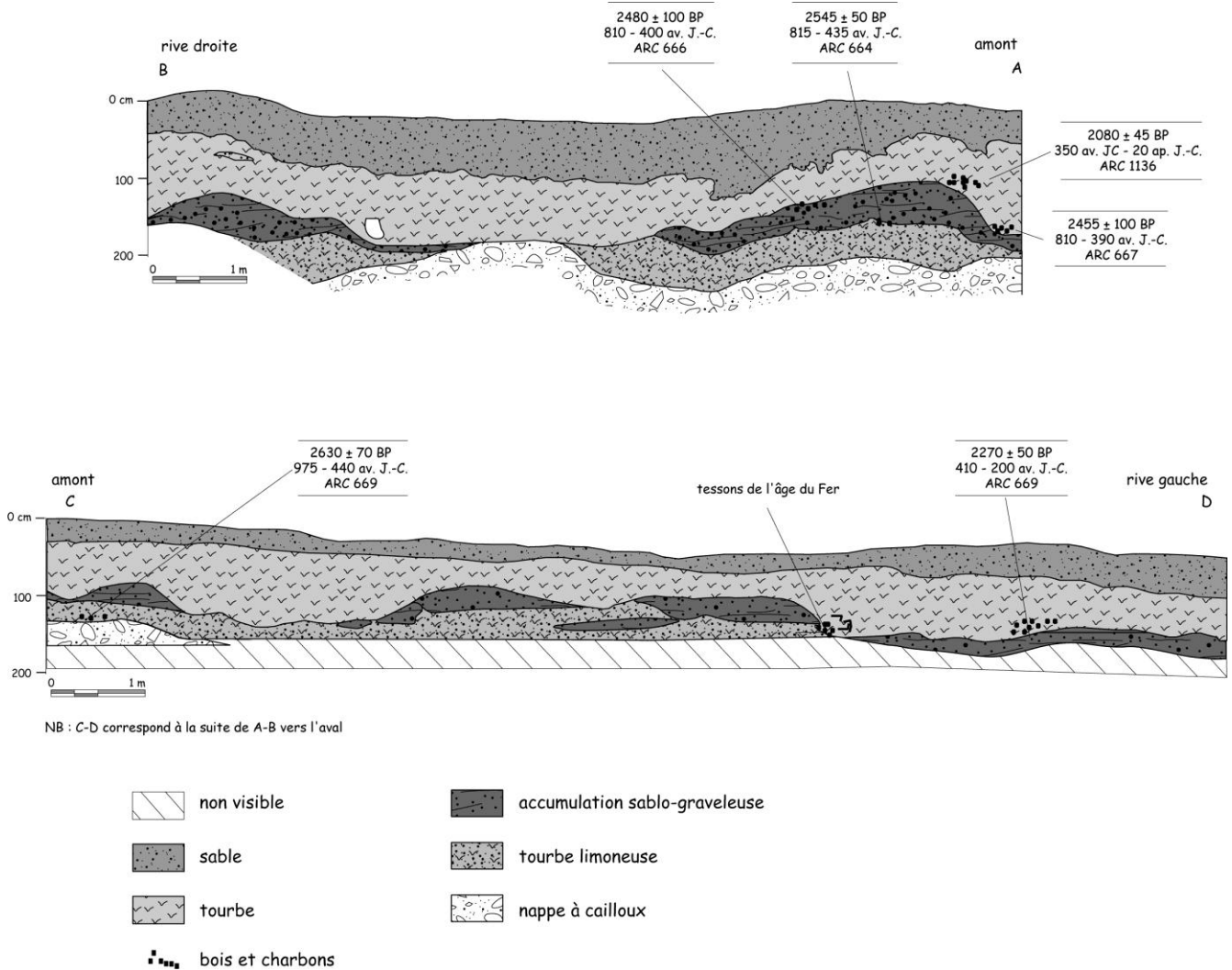
- La tranchée d'assainissement n'a pas atteint la roche en place. Son plancher coïncide avec le premier niveau compact rencontré sous le remblaiement meuble, c'est à dire avec la nappe grossière observée communément dans tous les fonds de vallons limousins. Au Temple, cette nappe présente les caractères habituels. De texture sablo-graveleuse, elle est très riche en

cailloux anguleux et en galets très faiblement émousés. Sur le plan pétrographique, les quartzs dominant, associés aux gneiss. Parfois bien lavé, le matériel sablo-graveleux est le plus souvent mélangé avec une matrice argileuse, sans qu'aucune structure litée ne soit vraiment visible. En revanche les traces d'oxydoréduction, de type pseudogley sont communes. L'épaisseur totale de la nappe caillouteuse n'est pas connue (les sondages à la tarière y sont impossibles) mais certains secteurs sur la coupe montrent qu'elle excède un mètre. A l'instar des autres vallons, l'absence de macroreste organique interdit toute datation absolue de cette unité lithostratigraphique. Seuls les indices fournis par son faciès permettent de l'attribuer à la fin du Pléistocène. Parmi les nombreuses irrégularités topographiques qui accidentent le toit de la nappe caillouteuse, certaines dessinent des paléochenaux très évasés et dissymétriques. Le paléochenal visible sur la coupe A – B mesure ainsi près de 4 m de large pour une profondeur maximale de 0.6 m. Nappe à galets et paléochenaux sont fossilisés sous un épais complexe organominéral.

- La sédimentation organominérale débute avec une série organo-limoneuse qui fossilise les points bas de la nappe caillouteuse, notamment les paléochenaux visibles sur les coupes. D'une épaisseur maximale de 0,6 m, elle associe niveaux tourbeux et passées argilo-limoneuses. Deux analyses ^{14}C ont permis de dater ce corps sédimentaire. La première datation, réalisée sur des bois d'*Alnus* fossilisés à la base a donné un âge de 2630 ± 70 BP, soit 975 - 440 Av. J.-C. (ARC 659). Une seconde analyse, effectuée sur le dernier niveau tourbeux, permet d'en dater le sommet : 2545 ± 50 BP, soit 815 – 435 av. J.-C. (ARC 664).
- Entre 2545 ± 50 BP (ARC 664) et 2480 ± 100 BP (ARC 666), à la fin du 1^{er} Age du Fer, la sédimentation organo-limoneuse est entrecoupée par d'abondantes injections détritiques. Se mettent alors en place de volumineuses lentilles sablo-graveleuses, riches en cailloux de quartz et de gneiss. Les plus importantes forment des bancs de près de 5 m de long, sur plus de 0,5 m d'épaisseur. Ces bancs sont séparés par de larges chenaux (de 4 à 6 m) dont la profondeur avoisine 1 m.
- Dès la fin de ce bref épisode détritique, la sédimentation tourbeuse reprend dans le vallon comme l'atteste la datation de bois d'aulne accumulés sous la tourbe, au fond de l'un des chenaux : 2455 ± 100 BP, soit 810 – 390 av. J.-C. (ARC 667). L'abondance des macrorestes d'*Alnus*, conservés au sein du corps tourbeux, montre que le vallon est alors colonisé par une forêt alluviale (fait confirmé par l'analyse pollinique). L'aulnaie est toutefois fréquentée par les hommes, comme en témoigne la découverte de nombreux faits archéologiques : l'existence, sur les lentilles graveleuses, d'un horizon de circulation jalonné de fines lames de silex blond ; la découverte, dans un bras mort, de tessons de poteries non tournées à décor géométrique plastique typique de l'Age du Fer et l'existence d'une structure de combustion associant un amas charbons de bois et un tas de bois taillés non carbonisés. Ces charbons et ces bois, constitués exclusivement d'aulne, ont été datés de 2270 ± 50 BP, soit 410 - 200 Av. J.-C. (ARC 669), c'est à dire du début du 2^e Age du Fer. D'abord limitée aux chenaux, qu'elle comble assez rapidement – 0,6 m entre 2455 BP (ARC 677) et 2080 BP (ARC 1136) – l'accumulation tourbeuse fossilise ensuite l'ensemble du plancher alluvial. Sa croissance est alors beaucoup plus lente, de 0,5 à 0,8 m en une quinzaine de siècles. Deux datations radiocarbones ont en effet été réalisées sur des échantillons de tourbe prélevés au sommet de l'accumulation. La première date est médiévale : 1170 ± 70 BP, soit 670 - 1000 ap. J.-C. (ARC 810). La seconde date est moderne : 320 ± 50 BP, soit 1445 - 1655 ap. J.-C. (ARC 812). Ces dates prouvent que la sédimentation organique s'est prolongée sur près de deux millénaires, du début du 2^e Age du Fer à la fin du Moyen Age. Leur décalage chronologique s'explique vraisemblablement par un décapage ponctuel de la tourbe postérieur à sa formation. Les nombreux petits paléochenaux qui incisent le sommet de l'accumulation organique confortent cette hypothèse.
- Le complexe sédimentaire du Temple s'achève par une seconde série détritique dont le faciès diffère nettement avec celle mise en place au 1^{er} Age du Fer. Il s'agit d'un corps sableux continu mais d'épaisseur très inégale (de 0,2 à 1 m). Sa structure est également assez hétérogène. Dans les petits paléochenaux, la sédimentation est assez grossière et de structure lenticulaire. Ailleurs, des séries de séquences litées, formées d'une succession de lits sableux lavés et de passées limoneuses, marquant autant d'épisodes de crues différents (on a pu en dénombrer jusqu'à une quinzaine), alternent avec des niveaux sablo-limoneux non structurés. Ce deuxième faciès, pour lequel il est impossible d'individualiser les apports de crue successifs, est le plus fréquent. Il

évoque un processus de décantation dans un lit majeur. La date de 320 ± 50 BP (ARC 812), obtenue au sommet de la tourbe, fournit un terminus *post quem* et permet d'attribuer à la série détritique un âge moderne.

Figure 2-33 : Le Temple, coupes stratigraphiques



Analyse palynologique (fig.2-34 et 2-35)

La séquence tourbeuse étudiée a été prélevée sur une coupe stratigraphique, dans la partie amont de la tranchée longitudinale. Elle correspond aux deux niveaux tourbeux séparés par les lentilles détritiques. Quatre datations ^{14}C , dont trois réalisées sur la stratigraphie, permettent de la caler chronologiquement. Les analyses palynologiques ont été effectués par Archéolabs (D. Iskandar, 1991 et L. Marambat, 1993-94) et interprétées par M.-F. Diot.

Cinq zones polliniques ont été distinguées (d'après M.-F. Diot, in Allée et al., 1996 et 1997).

Figure 2-34 : Le Temple, diagramme palynologique simplifié

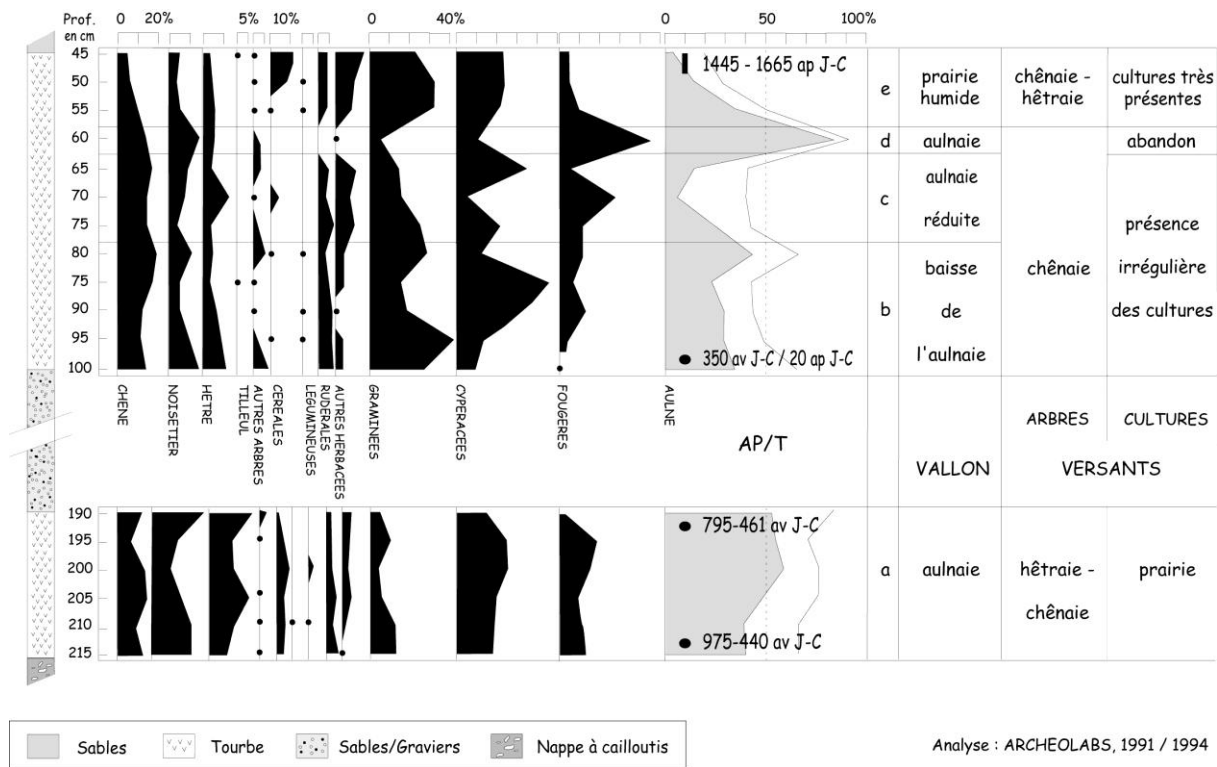
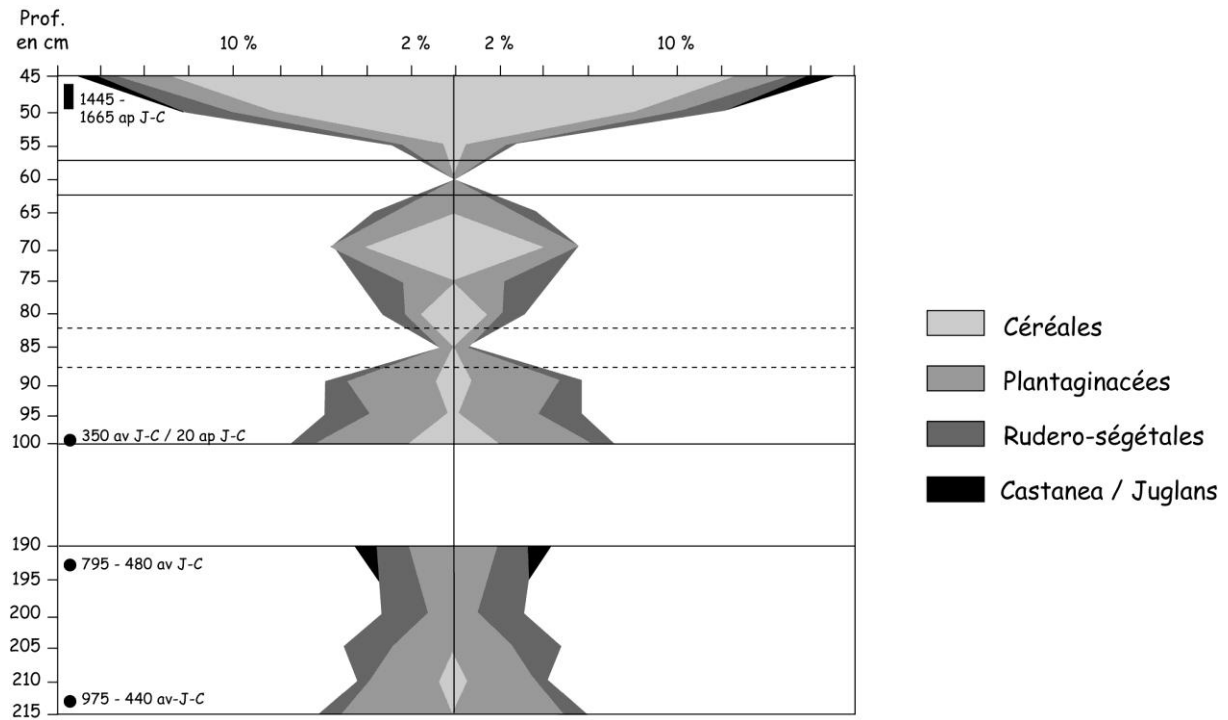


Figure 2-35 : Le Temple, diagramme d'anthropisation



Zone pollinique a

Elle concerne l'ensemble du niveau limono-tourbeux inférieur, daté du 1^{er} Age du Fer (entre le Xe et le Ve siècle avant J.-C.). Le pollen d'aulne domine (40 à 60 %) et évoque la présence d'une dense aulnaie dans le fond du vallon. Sur les versants, la forêt est une hêtraie-chênaie assez diversifiée, avec la présence de *Fraxinus*, de *Tilia* et d'*Ulmus*. Mais elle est en voie de défrichement car *Pinus*, *Betula* et *Corylus*, essences héliophiles, ainsi que les spores de fougères, indicatrices de clairières sont bien développées. Si les céréales n'apparaissent que dans un seul échantillon (210 cm), les *Poaceae* et les plantes rudérales, dont les *Plantaginaceae* (*Plantago lanceolata*), sont déjà bien représentées.

Zone pollinique b

La base de cette zone pollinique est datée par le ¹⁴C entre 350 av. J.-C. et 20 ap. J.-C., soit le 2^e Age du Fer. Le hiatus chronologique observé dans la séquence pollinique s'explique par l'absence de prélèvement dans l'axe des paléochenaux. Or durant le début du 2^e Age du Fer, c'est dans ces anciens bras que s'effectue la sédimentation organique. Par rapport aux spectres polliniques du 1^{er} Age du Fer, cette biozone se caractérise par un recul de l'ensemble des arbres, y compris de la forêt alluviale d'aulne. Sur les versants, *Fagus* est le plus affecté par ces déboisements. Les taxons indicateurs de cultures sont présents, mais en taux variables : très faibles pour les *Leguminoseae* et les céréales, plus importants pour les herbacées rudérales. Cette zone s'achève, à 80 cm, par une nette recrudescence d'*Alnus* et des autres taxons d'arbres qui évoque un épisode de déprise.

Zone pollinique c

Le nouveau recul de l'aulnaie, drastique cette fois et sans doute lié au déboisement du vallon, permet de mieux observer la végétation environnante. Le couvert forestier reste encore assez important (*Quercus*, *Fagus* et *Corylus* représentent plus du tiers des pollens, *Alnus* exclus) mais l'activité agricole s'est accrue comme en témoigne l'augmentation des céréales, des *Plantaginaceae* et des *Cichorieae*...

Zone pollinique d

Ce niveau a été isolé car il se caractérise par un changement radical de l'image pollinique, visible sur l'échantillon 60 cm. *Alnus* y atteint un taux record de 91 %, les fougères (*Alnus* exclus) s'élèvent à 45 %, tandis que les *Cyperaceae*, les *Poaceae* et les différentes herbacées reculent considérablement. On note l'absence totale de *Cerealia*, de *Leguminoseae* et des plantes rudérales. Un phénomène assez similaire, mais beaucoup moins accentué, s'était déjà produit au niveau 80 cm. Cette fois-ci, il semble témoigner d'un abandon bref mais marqué du secteur et d'une remontée spectaculaire de la végétation arborée : l'aulnaie reconquiert très rapidement le fond de vallon tandis que *Corylus* s'étend sur les versants.

Zone pollinique e

On observe, pour les trois derniers échantillons, des spectres polliniques assez différents du reste de la colonne. Le milieu apparaît beaucoup plus ouvert. Sur les versants, tous les arbres reculent tandis que, dans le vallon, *Alnus* a pratiquement disparu (avec un taux désormais inférieur à 5 %). Toutes les plantes herbacées de prairies gagnent du terrain : *Poaceae*, *Cyperaceae*, *Cichorieae*, *Carduaceae*, *Ombellifères*... Les céréales se développent énormément, atteignant 7 % puis 18 % au sommet (pollen d'*Alnus* exclus). Si *Castanea* n'est pas signalé par son pollen, *Juglans* en revanche l'est. Une datation ¹⁴C réalisée sur de la tourbe prélevée au sommet de la zone e a donné le résultat suivant : 320 ± 50 BP, soit 1445 - 1655 ap. J.-C. (ARC 812).

Synthèse et discussion

Dans le vallon du Temple, la sédimentation organo-minérale démarre au début du Subatlantique. Elle fossilise alors le plancher alluvial sablo-caillouteux vraisemblablement hérité de la dernière période froide.

La moitié inférieure du remblaiement est contemporaine du 1^{er} Age du Fer. Le vallon, alors occupé par une dense aulnaie, est le siège d'une sédimentation organo-minérale rapide, qui témoigne d'une érosion diffuse des sols sur les versants. La hêtraie-chênaie qui couvre les versants est alors déjà ouverte par des clairières de cultures, mais les marqueurs agricoles restent encore fugaces dans les spectres polliniques.

Sans qu'il ne se produise de changement notable dans l'environnement végétal du bassin versant, le vallon devient le théâtre, vers 2500 BP, d'une brève mais spectaculaire crise alluviale. D'abondantes injections détritiques provoquent la métamorphose du lit fluvial dont les bras, vraisemblablement multiples, sinuent entre de volumineux bancs sablo-graveleux. La forte représentation des galets quartzeux, véritables marqueurs pétrographiques, montre que ces sédiments proviennent, pour partie, du remaniement du stock alluvial hérité présent dans le fond du vallon.

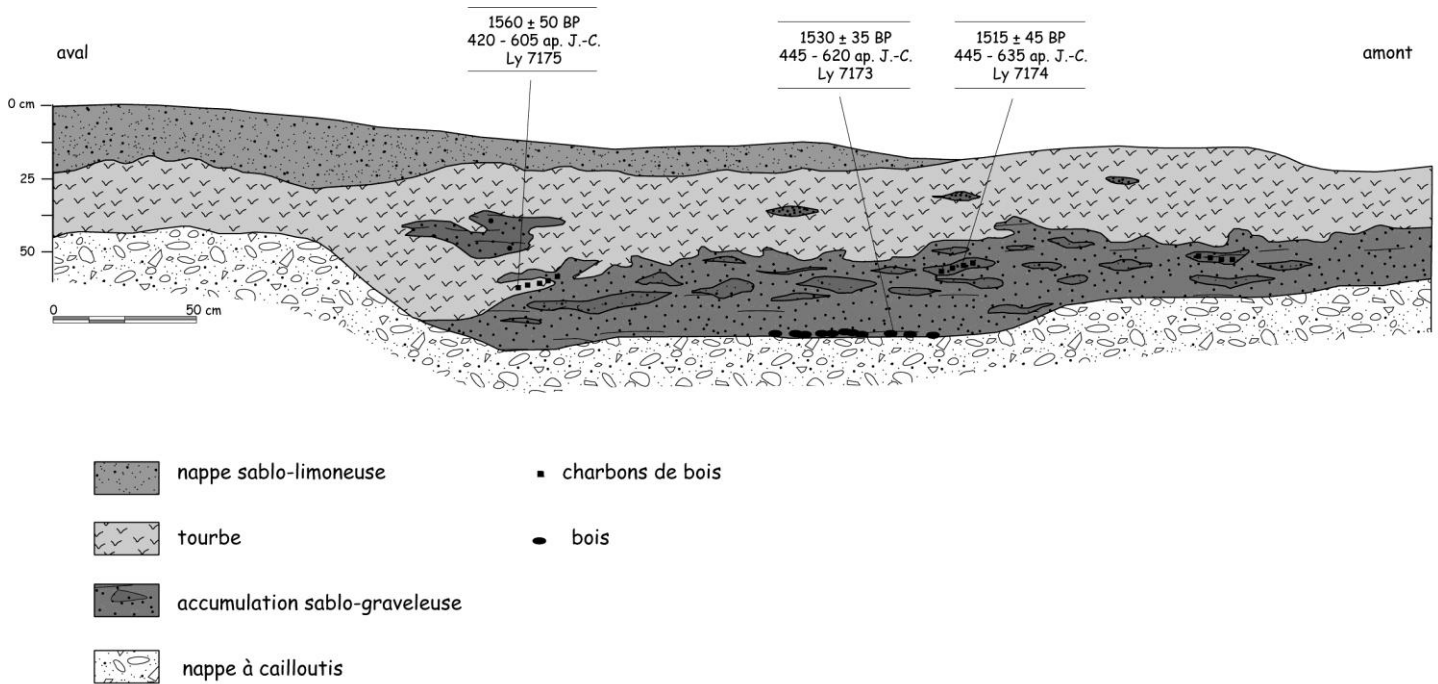
Dès le début du 2^e Age du Fer, le vallon retrouve un calme hydrologique attesté par la reprise d'une sédimentation tourbeuse. Celle-ci comble d'abord les chenaux, qui évoluent en bras morts, puis fossilise l'ensemble du plancher alluvial. Cette dynamique organogène dure près de deux millénaires, en dépit d'une anthropisation irrégulière mais croissante de la végétation dans le bassin versant. Déboisements et développement des cultures s'intensifient sur les versants, tandis que la forêt alluviale de type aulnaie qui occupe le fond de vallon depuis l'Age du Fer recule au profit de pâtures humides. Mais cette intensification des pratiques agropastorales dans le bassin versant ne s'accompagne pas d'apports détritiques notables dans le système fluvial.

Aux Temps modernes, une seconde crise alluviale majeure interrompt la sédimentation tourbeuse dans le vallon. Précédée vraisemblablement par un ou plusieurs épisodes d'incision de faible ampleur, cette nouvelle crise déritique fossilise la tourbe sous une série sablo-limoneuse continue et parfois épaisse d'un mètre. Le début de cette crise, qui clôt la séquence pollinique, coïncide avec une forte emprise agricole dans le bassin versant, sous forme de cultures notamment.

2.2.3.2 Le Pont de Geasse (Vicq-sur-Breuilh, Haute-Vienne, 350 m, figure 2-36)

Dans le cadre des travaux de l'autoroute A 20 « l'Occitane », section Pierre-Buffière/Magnac-Bourg, une campagne de prospection a été menée dans le secteur du Pont de Geasse (Durieux, 1994), suivie par une fouille de sauvetage (Roger, 1994). Ces deux opérations d'archéologie préventive ont permis de découvrir des indices d'occupation protohistorique et antique à proximité immédiate du vallon tourbeux du ruisseau du Champarnaud, affluent de rang 1 du Blanzou. Des trous de poteaux et une fosse contenant des tessons de céramique non tournés, de facture protohistorique, ont été découverts sur le replat de bas de versant de rive gauche. Des fragments d'amphores italiques, des tessons s'apparentant à la Tène finale et des morceaux de briques et de tuiles à rebord ont également été extraits des deux banquettes majeures ouvertes au contact replat/vallon. Cependant aucune de ces banquettes n'a livré de charbons de bois permettant de réaliser des datations isotopiques. L'étude géoarchéologique s'est donc limitée à l'analyse du remplissage organominéral du vallon, pour laquelle la richesse en macrorestes organiques a permis d'obtenir plusieurs calages chronologiques.

Figure 2-36 : Le Pont de Geasse, coupe stratigraphique



Le complexe organominéral

Un fossé d'assainissement aménagé dans le vallon lors du chantier autoroutier a permis d'observer le remplissage sédimentaire sur plusieurs dizaines de mètres de longueur, dans l'axe longitudinal du talweg. Quatre unités lithostratigraphiques s'y superposent.

- La base du remplissage est constituée par une nappe sablo-limoneuse riche en cailloux quartziques et gneissiques. Elle est affectée par un pseudogley. Le soubassement rocheux n'est pas visible car le plancher du drain a été réglé sur ce niveau alluvial compact dont l'épaisseur excède 1 m. Son faciès permet de l'assimiler à un héritage de la dernière période froide. Un paléochenal, entaillé dans la nappe à cailloutis, a été recoupé par le drain. Très évasé, dissymétrique et disposé perpendiculairement à l'axe du talweg, il évoque un ancien lit fluvial sinueux. Il est remblayé par un corps sédimentaire organominéral.
- Le corps sédimentaire qui remblaye le paléochenal sur 0,3 à 0,4 m de hauteur s'apparente bien à un dépôt alluvial de lit mineur, même s'il en déborde largement vers le sud. Il s'agit d'une série détritique à multiples séquences de crues, litées ou lenticulaires, faisant alterner niveaux sableux et passées limoneuses ou organiques. Durant cette phase d'alluvionnement, un petit chenal de 0,5 m de large pour une profondeur de 0,25 m est resté fonctionnel au contact de l'ancienne berge gauche. Les niveaux organiques sont particulièrement riches en macrorestes (bois, charbons de bois, faînes, glands, noisettes et noyaux de merises), avec des assemblages anthracologiques et dendrologiques constitués par *Quercus* (20 à 60 %), *Alnus* (35 à 51 %) et *Fagus* (8 à 11%). Les trois datations ¹⁴C réalisées à la base et au sommet de la série détritique se situent dans une fourchette chronologique très resserrée : 1530 ± 35 BP, soit 445 - 620 ap. J.-C. (Ly 7173) ; 1515 ± 45 BP, soit 445 - 635 ap. J.-C. (Ly 7174) ; et 1560 ± 50 BP, soit 420 - 605 ap. J.-C. (Ly 7175). Elles témoignent d'une crise alluviale relativement brève (quelques décennies ?), qui survient entre le début du V^e siècle et le début du VII^e siècle, soit à la fin de l'Antiquité tardive et/ou au début de l'époque mérovingienne.

- Série sableuse et nappe à cailloutis sont fossilisées par une accumulation de tourbe épaisse de 0,3 à 0,6 m. Avec la nappe grossière de base, c'est la formation la plus continue dans le vallon. Souvent polluée par du limon, accidentée même de quelques lentilles sableuses, elle atteste d'un retour au calme hydrologique qui n'empêche pas pour autant la poursuite d'un faible transit sédimentaire. Sur une coupe perpendiculaire, une datation isotopique a été réalisée sur de la tourbe prélevée à la base d'un bras mort. Son résultat est de 915 ± 50 BP, soit 1030 - 1230 ap. J.-C. (Ly 7176).
- Au sommet de la stratigraphie, une seconde série détritique fossilise localement la tourbe. La texture sablo-limoneuse, l'absence de structure, le dispositif et la continuité topographiques évoquent un dépôt de débordement au sein d'un lit majeur, dans un contexte hydrologique de forte charge solide. Son âge n'est pas connu avec précision mais il est postérieur au XII^e siècle.

Synthèse et discussion

Le complexe organominéral qui remblaie le vallon du Champarnaud, au site du Pont de Geasse, est plus jeune que ne pouvaient le laisser supposer les indices archéologiques découverts aux alentours. Il n'existe pas, du moins dans le secteur étudié, d'archives sédimentaires contemporaines des occupations protohistoriques et gallo-romaines reconnues à proximité sur les versants. Jusqu'au haut Moyen Age, le plancher alluvial reste aménagé sur la nappe à cailloutis présumée fini-pléistocène. Le ruisseau de Champarnaud y coule alors dans un chenal très évasé et sinueux. Pendant les quinze derniers siècles, le fond de vallon devient en revanche le lieu d'une active sédimentation alternativement détritique et tourbeuse.

Deux crises hydrologiques sédimentogènes sont enregistrées ici au sein du complexe sédimentaire, avec un canevas chronologique semblable à celui de la Barre. La première crise alluviale survient entre le début du V^e siècle et le début du VII^e siècle, c'est à dire à la fin de l'Antiquité tardive et/ou au début de l'époque mérovingienne. Elle provoque le comblement du chenal holocène et le remblaiement d'une partie du lit majeur. Cet épisode d'alluvionnement est sans doute à l'origine, suite à une remontée de la nappe phréatique, de l'apparition de conditions hydromorphes et turfigènes dans le vallon. La seconde crise alluviale est moins bien datée, mais elle est nettement postérieure au Moyen Age central et peut être attribuée, par sa position stratigraphique sommitale, aux Temps modernes et/ou à l'époque contemporaine. Elle se traduit par la mise en place de vastes dépôts de débordement dans le lit majeur. Entre ces deux crises alluviales, le Moyen Age apparaît comme une période de calme hydrologique, propice à une dynamique turfigène, même si un transit sédimentaire réduit se poursuit.

2.2.3.3 La Gane (St-Pardoux-l'Ortigier, Corrèze, 335 m, figure 2-37 et 2-38)

Le ruisseau de Chauvignac draine un vallon de rang 2. Sur le site de la Gane, à l'est du village de Péjoine, deux tranchées transversales ont été ouvertes dans le fond du vallon, afin d'étudier son remblaiement alluvial. Ce chantier a été entrepris dans le cadre de l'opération de prospection archéologique menée sur l'autoroute A20, section Vigeois – Donzenac (Best, 1995 ; Allée et Duplais-Rata, 1996). Pour des raisons techniques (limites de l'emprise autoroutière, présence de canalisations enterrées en rive droite), les coupes n'ont été ouvertes que sur la rive gauche du ruisseau et ne permettent d'observer qu'une partie du remplissage : 37 m pour la coupe aval, sur une section totale de 49 m ; 26 m pour la coupe amont, sur une section large de 36 m. Autre handicap technique, il n'a pas été possible de rabattre la nappe phréatique en-dessous du plancher du chenal actuel. La base des stratigraphies n'a donc pas pu être observée et n'est connue que par sondage à la tarière. En dépit de ces réserves, les coupes ont mis à jour un complexe stratigraphique très

intéressant qui, sur 2,5 à 3 m d'épaisseur, documente de façon particulièrement détaillée la dynamique hydrosédimentaire dans le vallon au cours du Petit Age Glaciaire.

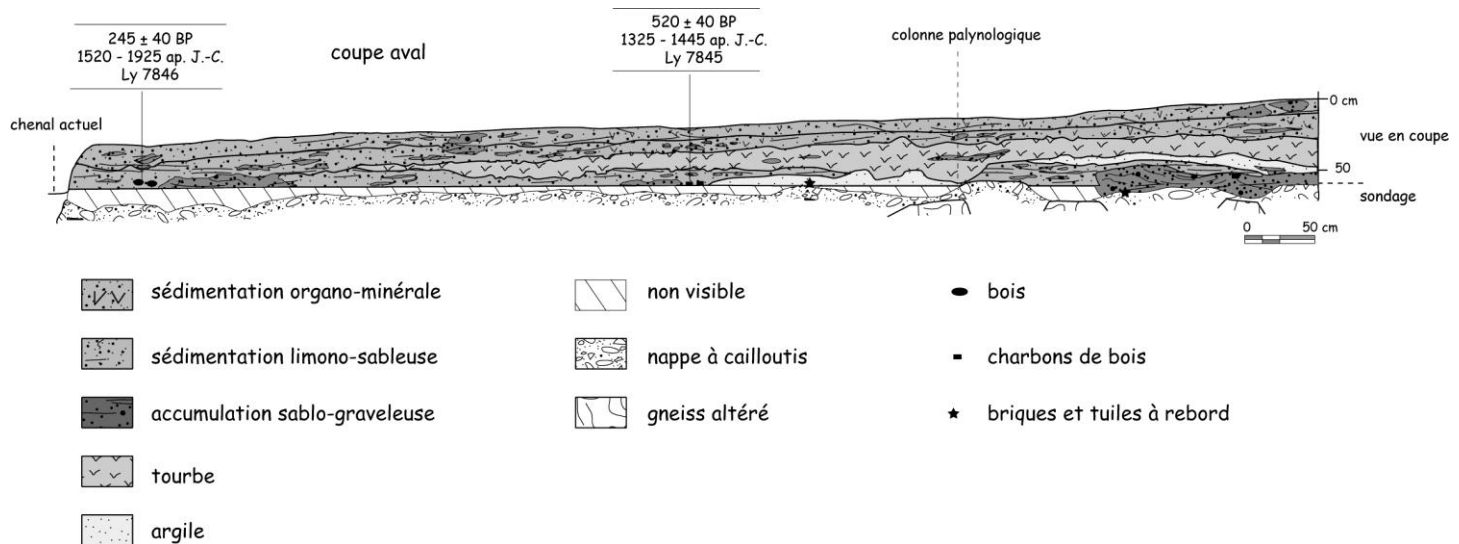
Le complexe alluvial

Les deux coupes transversales sont distantes de 35 m.

La coupe aval

Ouverte dans une section où le vallon s'élargit sur près de 50 m, la coupe aval est la plus complète. Quatre corps sédimentaires s'y distinguent.

Figure 2-37 : La Gane, coupe transversale aval



- La base du remblaiement est formée par une nappe à cailloutis dont l'épaisseur n'est connue qu'à proximité du versant. Dans cette position latérale, certes peu représentative, son épaisseur n'excède pas 0.3 à 0.4 m. Dessous apparaît le substrat gneissique altéré. Le cailloutis de base, qui évoque un héritage pléistocène, est incisé par plusieurs paléo-chenaux. On a pu en dénombrer quatre. Trois d'entre eux sont localisés en bordure du versant droit. Leur taille varie de 2,5 m de large sur 0.5 m de profondeur pour le plus grand, à 1 m sur 0,3 m pour le plus petit. Un quatrième, de grande dimension également (3 m de large pour 0,4 m de profondeur), a été observé à l'extrémité gauche de la coupe.
- Ces paléo-chenaux sont tous comblés par des séries détritiques sablo-graveleuses qui débordent largement des anciens lits (leur épaisseur peut atteindre 0,8 m). La structure alluviale est typique d'une dynamique de lit mineur. Bancs et lentilles sablo-graveleuses alternent avec des passées limono-organiques, dénonçant de multiples séquences de crues. Latéralement, les alluvions grossières cèdent la place à une nappe argilo-limoneuse plus ou moins riche en matière organique, qui évoque des dépôts de débordement au sein d'un lit majeur. Ces séries alluviales ne sont pas datées, mais elles abondent en mobilier de facture médiévale, en brique notamment.
- La première phase détritique est suivie par un épisode d'incision linéaire, attesté par la présence de plusieurs chenaux évasés. Le plus important d'entre eux atteint 2 m de large sur 0.5 m de profondeur. Il est entaillé dans les anciens dépôts de débordement, en bordure de la série

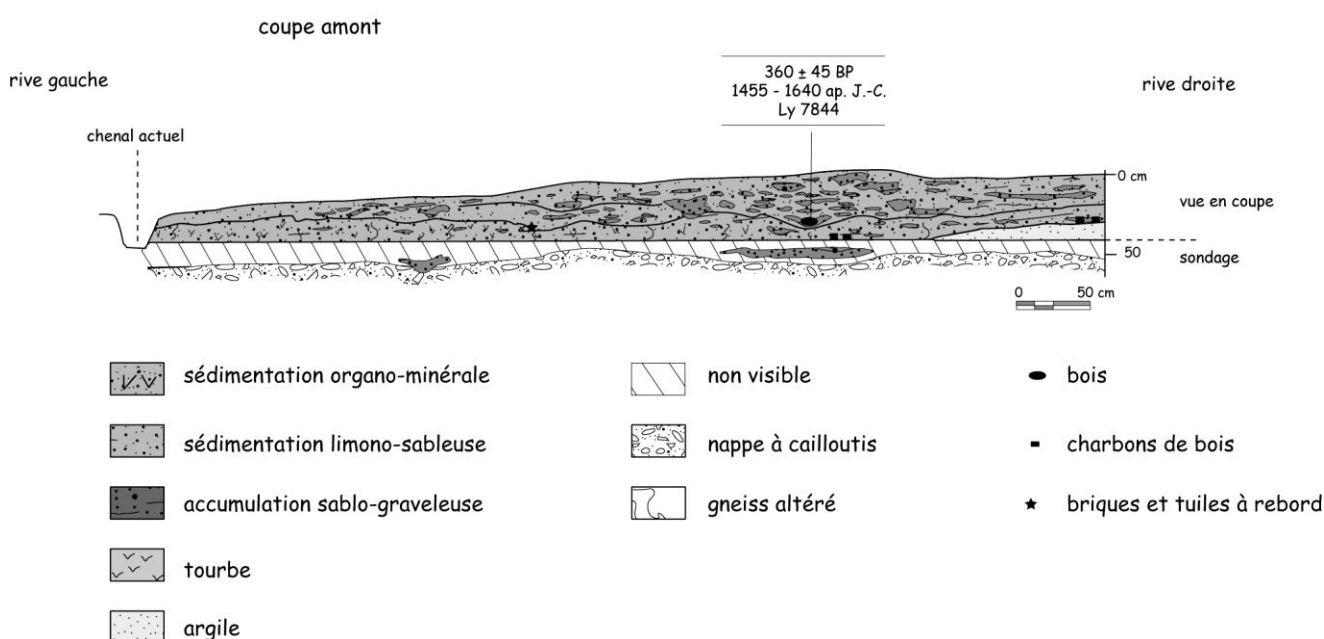
détritique située près du versant. L'épisode d'incision est suivi par une période de calme hydrologique, pendant laquelle une forte accumulation organique (jusqu'à 1 m d'épaisseur dans l'axe du paléochenal) fossilise les 2/3 du fond de vallon. Son absence dans la partie gauche incite à penser que le chenal principal se trouve alors de ce côté. Quelques passées argileuses s'intercalent dans la sédimentation organique. L'omniprésence des macrorestes d'aunnes au sein de la tourbe évoque l'existence d'une forêt alluviale.

- La partie supérieure du remblaiement est formée par un corps sédimentaire composite dont l'épaisseur peut atteindre 1,5 m. Sur la partie gauche de la coupe, à proximité du chenal actuel, il s'agit d'un dépôt limono-sableux à séquences litées, marqué par une nette discontinuité horizontale. Cette dernière est soulignée par la présence d'un paléochenal dissymétrique de 1 m de largeur pour 0.3 m de profondeur. D'autres petits paléochenaux s'observent dans la partie sommitale du dépôt. Ils sont tous colmatés par des lentilles sablo-graveleuses. Sur la droite de la coupe, en se rapprochant du versant, ce corps sédimentaire devient de plus en plus organique, et sa bipartition s'estompe. Ce changement de faciès indique un éloignement croissant de l'axe d'écoulement principal. Sur la partie gauche de la coupe, là où le dépôt est le plus épais, une lentille sablo-graveleuse située à la base a livré des bois et des charbons de bois. Leur analyse radiocarbone permet de dater la partie inférieure de cette unité stratigraphique : 360 ± 45 BP, soit 1455 - 1640 ap. J.-C. (Ly 7844). L'analyse dendrologique signale une végétation ouverte et anthropisée : *Alnus* 32% (vraisemblablement installé dans le fond du vallon) ; *Quercus* 25,5% ; *Castanea* 21% ; *Fraxinus* 13% ; *Corylus* 6,5% et *Prunus* 2%. A l'exception des Prunoïdées, toutes les essences ont livré des fragments portant des traces de travail (copeaux et éclisses).

La coupe amont

Sur la coupe amont, les conditions d'observation ont été moins bonnes que pour la coupe aval. En effet, le plancher du chenal actuel étant plus élevé à l'amont qu'à l'aval, le tiers inférieur de la sédimentation, situé sous le niveau piézométrique, n'a pu être étudié directement. Des sondages à la tarière ont permis cependant de constater que le remblaiement alluvial y repose également sur un cailloutis de base dont la surface est accidentée par des formes en creux qui évoquent des paléochenaux. Des lentilles sablo-graveleuses semblent les remblayer, tandis que le reste du remblaiement sondé présente une texture fine, à dominante limoneuse. Au-dessus de la ligne d'eau, trois unités lithostratigraphiques ont pu être observées.

Figure 2-38 : La Gane, coupe transversale amont



- A l'extrémité droite de la coupe, une nappe argileuse gleyifiée apparaît à la base de la stratigraphie. Son faciès colluvial incite à la rattacher aux formations de versants.
- L'unité alluviale inférieure est constituée d'un dépôt limono-organique dont la texture, vers le centre de la coupe, s'enrichit en sables, souvent structurés en lits ou en bancs. Sa hauteur au-dessus de la ligne d'eau atteint 0,6 m pour une épaisseur totale de 0,8 à 1,2 m. Elle renferme plusieurs lentilles de bois et de charbons. Une analyse dendrologique a été réalisée sur l'une de ces lentilles, située au centre de la coupe. Avec 97,5 % d'*Alnus* pour seulement 2,5 % de *Pomoïdeae*, les bois analysés reflètent surtout la végétation hydrophile qui occupe le fond du vallon. Nombre de fragments portent des marques de travail par l'homme (éclisses ou copeaux). Les charbons de bois issus de cette lentille sont plus variés : *Quercus* 70 %, *Alnus* 23 %, *Prunoïdeae* 3 %, *Corylus* 3 %, *Fraxinus* 1 %. Même s'ils ne représentent que 7 % du total, les *Prunoïdeae*, le noisetier et le frêne témoignent d'un milieu ouvert. L'âge des charbons de bois est de 520 ± 40 BP, soit 1325 - 1445 ap. J.-C. (Ly 7845). Ils datent donc cette première série alluviale du XIV^e ou de la première moitié du XV^e siècle.
- L'unité stratigraphique supérieure repose en discordance sur le corps alluvial précédent. Une phase d'incision a donc séparé ces deux épisodes sédimentaires et est responsable du creusement de plusieurs chenaux, dont certains peuvent être importants. Le plus grand mesure ainsi 3,5 m de large pour 0,75 de profondeur. Ils sont tous remblayés par le corps détritique supérieur. Il s'agit d'une série alluviale pouvant atteindre 1,5 m d'épaisseur. Au sein d'une matrice sablo-limoneuse, on distingue de nombreux lits de sable grossier, témoins de multiples séquences de crues, ainsi que plusieurs petits paléochenaux remblayés par des lentilles sablo-graveleuses. Dans l'un des paléochenaux comblés, des bois fossilisés ont été datés : 245 ± 40 BP, soit 1520 - 1925 ap. J.-C. (Ly 7846). Leur âge est donc postérieur au XVI^e siècle avec deux pics de probabilité autour de 1658 et de 1790. La détermination des bois témoigne, une nouvelle fois, de la présence d'arbres héliophiles : *Prunus* 59 % (auxquels il faut ajouter une cinquantaine de noyaux), *Quercus* 36,5 % et *Berberis* 4,5 %.

Synthèse et discussion

Le secteur de la Gane n'a conservé aucune trace de la dynamique sédimentaire du ruisseau de Chauvignac avant le bas Moyen Age. Jusqu'à cette période récente, le ruisseau continue, dans ce tronçon fluvial, à couler sur la nappe caillouteuse préholocène, dans un système de chenaux à plusieurs bras. En contraste avec la très longue phase de stabilité holocène, les six derniers siècles apparaissent comme une période de très forte activité hydrosédimentaire, aboutissant à la mise en place d'un remblaiement organominéral de près de 3 m d'épaisseur. Cette forte activité hydrologique n'est pas continue. Deux paroxysmes alluviaux sont séparés par une période d'accalmie. La première crise alluviale survient à la fin du Moyen Age, entre le début du XIV^e siècle et le milieu du XV^e siècle. Elle entraîne le colmatage des chenaux aménagés sur la nappe caillouteuse présumée pléistocène et le début du remblaiement généralisé du fond de vallon. Elle est suivie d'une période d'accalmie hydrosédimentaire qui s'accompagne d'une reprise d'incision et, localement, d'une dynamique organogène. Le plancher alluvial est alors occupé par une aulnaie. La seconde crise hydrologique est moderne, puisqu'elle démarre entre le début du XVI^e siècle et le milieu du XVII^e siècle. Cette recrudescence alluviale est particulièrement sédimentogène. Sur une vingtaine de mètres de large, le centre du vallon fonctionne comme une bande d'activité en voie d'exhaussement rapide, parcourue par de multiples petits chenaux sinueux, progressivement fossilisés par des apports sablo-graveleux. Sur les bordures, la sédimentation plus fine et plus homogène évoque plutôt une décantation dans un lit majeur. Cette dynamique se poursuit au moins jusqu'à la fin du XVII^e ou du XVIII^e siècle.

2.2.3.4 Le Bourg (St-Pardoux-l'Ortigier, Corrèze, 360 m, figures 2-39 à 2-41)

Ce site, sur lequel une banquette agricole d'origine gallo-romaine a été identifiée (cf. chapitre 1.3.1), a fait l'objet, dans le cadre de la même opération d'archéologie préventive, d'une étude de géoarchéologie fluviale. Il s'agit d'un vallon de rang 2, empâté par un complexe alluvial de près de deux mètres d'épaisseur.

Figure 2-39 : Le Bourg, coupe stratigraphique transversale générale

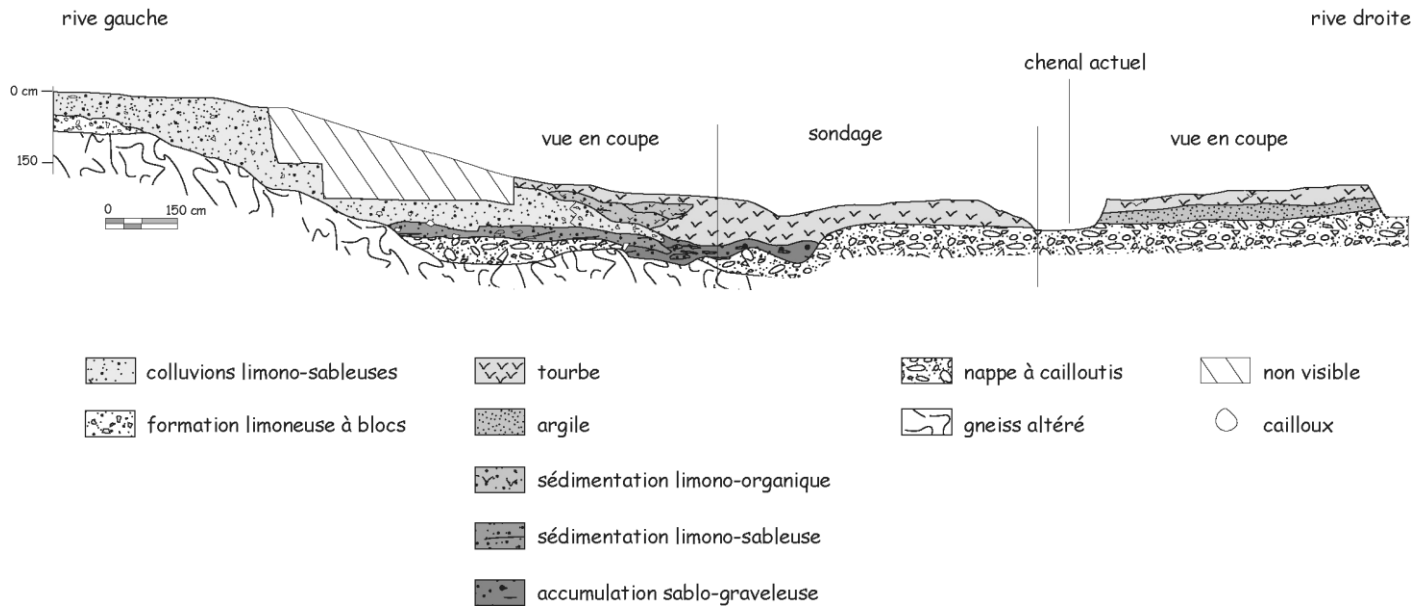


Figure 2-40 : Le Bourg, coupe stratigraphique longitudinale

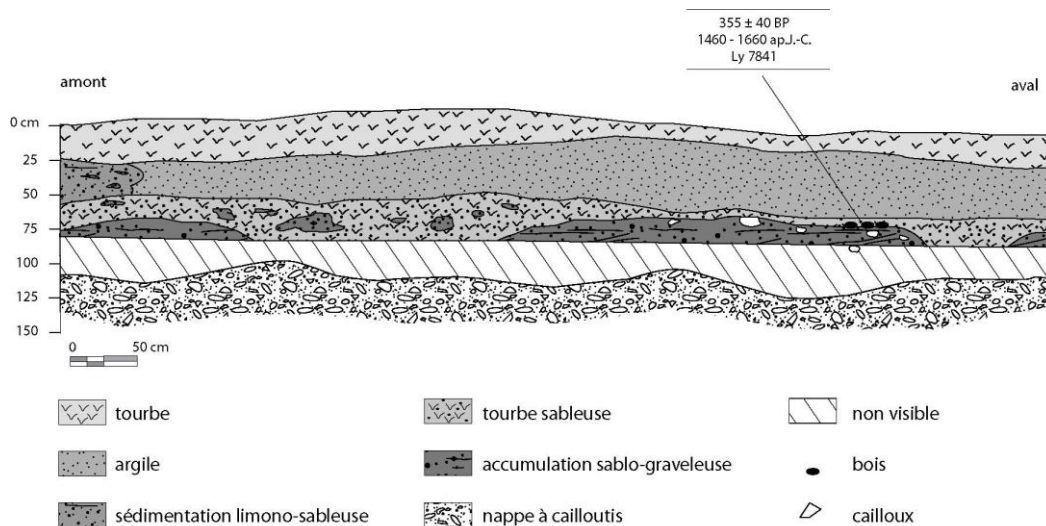
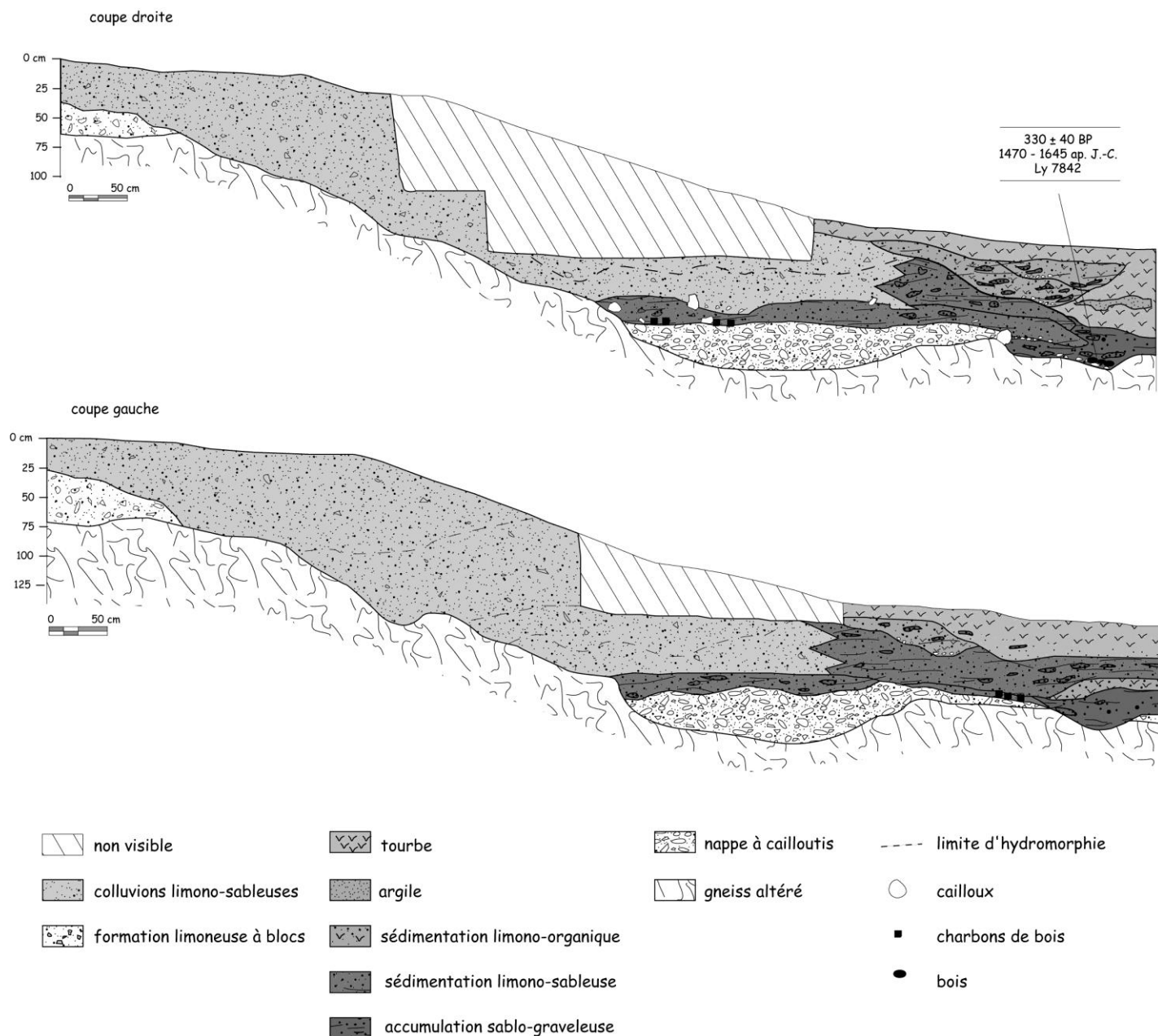


Figure 2-41 : Le Bourg, coupes stratigraphiques transversales



Le complexe alluvial

Deux coupes transversales, une coupe longitudinale et une série de sondages à la tarière ont permis d'en étudier la géométrie. Quatre unités lithostratigraphiques majeures ont été mises en évidence.

- Le substrat gneissique est recouvert par une nappe à cailloutis grossière dont l'épaisseur peut, pour les points observés, atteindre 0.6 m. Son faciès, identique à celui des nappes caillouteuses rencontrées dans la même situation stratigraphique dans tous les vallons limousins, évoque un héritage pléistocène. Un ancien lit fluvial, formé de plusieurs bras, occupe le paléotalweg du vallon. Le chenal principal, situé au nord, entaille le cailloutis de base et la roche altérée sous-jacente. Le bras secondaire, au sud, est moins profond et n'incise que le cailloutis. La dimension de ces paléochenaux varie de 1 à 2,5 m de large, pour une profondeur de 0,3 à 0,5 m.

- Cet ancien système de chenaux est fossilisé par d'épaisses alluvions sablo-graveleuses, dont la structure litée et lenticulaire résulte de nombreuses séquences de crues. L'abondance des cailloux de quartz anguleux, issus vraisemblablement de la nappe grossière inférieure, suggère un remaniement non négligeable de cette dernière. Cette série détritique d'environ 0.5 m d'épaisseur a totalement remblayé l'ancien axe du talweg et a débordé vers le nord, jusqu'à la rive gauche du vallon, en acquérant un faciès moins grossier et plus finement structuré. Après leur mise en place, les alluvions ont été entaillées par un chenal à forte sinuosité. Ce corps alluvial abonde en macrorestes ligneux et en charbons de bois. Une étude dendrologique a été réalisée sur deux lots de bois, l'un prélevé à la base des alluvions, l'autre au sommet. L'échantillon de la base contient 49 % de *Quercus*, 47 % d'*Alnus*, 2 % de *Fagus* et 2 % de *Fraxinus*. L'échantillon prélevé au sommet est un peu plus diversifié : 75 % d'*Alnus*, 9,5 % de *Prunus*, 9 % de *Quercus*, 5 % de *Pomoïdeae*, 0,5 % de *Corylus* et des fragments de noix. Dans les deux lots, de nombreux bois portent des traces de travail : copeaux ou éclisses (près de 70 % des fragments de chêne). Les deux échantillons révèlent la place prépondérante occupée par l'aulne dans le fond de vallon. Si le chêne est la seconde espèce représentée, il est accompagné par plusieurs essences de lumière (Prunoïdées, Pomoïdées, frêne, noisetier et noyer) qui témoignent d'un paysage végétal ouvert et très anthropisé sur les versants. Les deux lots de bois, datés par le radiocarbone, ont un âge quasiment identique. 330 ± 40 BP, soit 1470 - 1645 ap. J.-C. (Ly 7842) pour l'échantillon piégé à la base du paléochenal ; 355 ± 40 BP, soit 1460 - 1660 ap. J.-C. (Ly 7841) pour celui qui est fossilisé au sommet d'un banc sablo-graveleux. Cela témoigne d'une crise alluviale assez brève, qui survient à la fin du Moyen Age ou dans la première partie des temps modernes.
- Après la première crise alluviale moderne, le remblaiement du vallon se poursuit de façon contrastée. Sur les bordures, le faciès des dépôts est colluvial même si, en rive gauche, les colluvions qui forment la banquette agricole acquièrent progressivement un faciès alluvial à litage fruste en s'éloignant du versant. Au centre du vallon, en revanche, la sédimentation est à dominante organique. Bien qu'elle contienne de nombreux apports minéraux limoneux et sableux, diffus ou lenticulaires, l'accumulation tourbeuse témoigne d'une relative période d'accalmie hydrosédimentaire dans le vallon.
- Dans la partie supérieure de l'accumulation organique, la présence de deux paléochenaux emboîtés et remblayés signale une courte recrudescence de l'activité hydrologique. Cependant, le faciès limoneux à minces lentilles sablo-graveleuses évoque une ambiance alluviale plus calme que celle qui a inauguré le remblaiement historique. La stratigraphie s'achève avec la reprise de la sédimentation tourbeuse.

Synthèse et discussion

Plusieurs faits archéologiques ont été découverts au bas des versants qui encadrent le site du Bourg (cf. chapitre 1.3.1). En rive droite, il s'agit d'une structure d'habitat, mal datée certes puisqu'elle associe, en position secondaire, des tessons du début de l'Antiquité et du mobilier médiéval ; en rive gauche, c'est une banquette agricole remontant également au début de la période gallo-romaine. Or, paradoxalement, les premières archives alluviales accumulées dans le fond du vallon ne datent que de la fin du Moyen Age. Jusqu'à cette époque tardive, le ruisseau du Bourg coule sur la nappe à cailloutis héritée du Pléistocène. La fin du Subatlantique contraste donc nettement avec la très longue phase de stabilité alluviale holocène, puisqu'au cours des cinq derniers siècles, qui coïncident avec le Petit Age Glaciaire, plus de 2 m de dépôts organominéraux remblaient le fond du vallon. A l'instar de l'exemple précédent, sur le site de la Gane, plusieurs paroxysmes détritiques sont enregistrés au cours de cette période de forte activité hydrosédimentaire. Le premier se produit à la fin du Moyen Age et/ou au début des temps modernes. Il est assez bref mais de forte intensité. Le second, plus modéré, n'est pas daté ici.

Conclusion du chapitre 2.2.3

Parfois dès les vallons de rang 1, mais surtout à partir du rang 2 dont les axes fluviaux constituent des milieux enregistreurs plus intégrateurs, s'observent des complexes sédimentaires polyphasés, où plusieurs séries détritiques distinctes s'intercalent dans la tourbe. Trois des quatre crises alluviales subatlantiques reconnues en Limousin ont été observées dans des stratigraphies de ce type : la crise du 1^{er} Age du Fer, la crise de l'Antiquité tardive et du début du haut Moyen Age, et celle des Temps modernes. Cette dernière y est d'ailleurs particulièrement bien documentée. Elle est caractérisée par plusieurs séries détritiques distinctes, qui témoignent d'une longue période d'instabilité hydrosédimentaire récurrente.

CONCLUSION DU CHAPITRE 2

Parfois totalement organiques, le plus souvent organominéraux, les remblaiements des fonds de vallons nous renseignent sur l'histoire holocène des hydrosystèmes limousins. Deux périodes de durée différente, très inégalement documentées, peuvent être distinguées. On possède peu d'informations sur la première partie de l'Holocène. Si des tourbières se développent sur les planchers d'alvéoles les plus hydromorphes de la Montagne limousine, l'écrasante majorité des vallons ne possède aucune signature sédimentaire de cette époque. L'Holocène récent est en revanche beaucoup mieux documenté, grâce au remblaiement généralisé des fonds de vallons sous d'épais complexes sédimentaires. Dans les vallons amont, du rang 0 au rang 2, les remplissages organo-minéraux, où alternent séries alluviales et accumulations organiques, sont de parfaits marqueurs du fonctionnement saccadé des hydrosystèmes. Au cours des trois derniers millénaires, quatre épisodes sédimentogènes successifs sont ainsi enregistrés, séparés par des périodes d'accalmie hydrosédimentaire. Ces crises alluviales surviennent au 1^{er} Age du Fer, au début de l'Antiquité, de l'Antiquité tardive au début du haut Moyen Age, et durant les Temps modernes.

Le fonctionnement saccadé des hydrosystèmes, parfaitement lisible dans les vallons de rang inférieur, ne l'est plus dans les vallées aval. A partir des sections de rang 3 (voire de rang 4 dans la Montagne limousine), seule subsiste une sédimentation minérale entrecoupée, pendant les épisodes d'apaisement hydrologique, de reprises d'incision limitées voire de simples discontinuités structurales beaucoup plus difficiles à identifier que les dynamiques organogènes observées en amont.

3 L'INÉGALE AMPLEUR DES REMPLISSAGES ALLUVIAUX DE FONDS DE VALLÉES

Peu nombreuses ont été, dans le cadre de ces travaux, les recherches entreprises sur les paléodynamiques hydrosédimentaires dans les artères fluviales de rang supérieur (rang 3 et plus). Les archives alluviales n'y font pourtant pas défaut : plus de 6 m de remblaiement historique ont été observés sur la Briance (Reynet, 1995). Deux raisons principales expliquent ce faible engagement. La première relève d'un choix scientifique, celui de privilégier le fonctionnement des zones de production, en insistant notamment sur les continuités et les relais spatiotemporels existant entre les versants et les talwegs. Or pour réaliser cet objectif, la grande échelle, qui va du versant au rang 1 ou 2, est la mieux adaptée. La seconde raison est technique : rares en Limousin sont les chantiers d'archéologie préventive ouverts dans le fond des vallées alluviales. Souvent étroites, celles-ci sont soigneusement évitées par les grands chantiers routiers et autoroutiers actuels. L'accès à la documentation alluviale s'avère donc difficile car il se limite le plus souvent aux coupes naturelles ouvertes sur les berges par une dynamique latérale de sapement, peu active en Limousin. Compte tenu des fortes épaisseurs rencontrées (du moins sur les sites les plus intéressants), l'ouverture de tranchées artificielles se heurte quant à elle à d'importantes difficultés techniques si l'on ne dispose pas de moyens logistiques lourds sur le terrain pour sécuriser les coupes.

Si l'échelle des corridors fluviaux n'a pas été au centre de ces recherches, elle n'a pas pour autant été négligée. Même si elle est difficilement accessible, il aurait été dommage, dans la mesure où la documentation existe, de ne pas s'interroger sur les effets d'échelle existant entre petits bassins versants et vallées de rang supérieur. Plusieurs remblaiements alluviaux ont fait ainsi l'objet d'études ponctuelles, à l'occasion de travaux d'aménagement et de prospections systématiques menées le long de quelques artères fluviales d'ordre 3 et plus.

Choisis sur les trois familles de substrats affleurant en Limousin (roches magmatiques, métamorphiques et sédimentaires), les exemples soulignent le contrôle exercé par la pétrographie sur les dynamiques sédimentaires. Ils mettent notamment en évidence une grande différence de comportement entre bassins versants granitiques d'une part et bassins versants aménagés sur gneiss ou sur grès et marnes d'autre part.

3.1 Des remblaiements alluviaux peu épais sur granite

Sur substrat granitique, la documentation a été recueillie dans trois artères fluviales différentes. Deux d'entre elles se situent sur les hautes terres limousines : bassin amont du Cher dans les Combrailles et bassin du haut Taurion, au nord de la Montagne limousine. La troisième est la Benaize, en basse Marche. Avec des nuances, ces trois cas illustrent la faiblesse des remblaiements alluviaux sur granitique.

3.1.1 Le Cher

A l'extrémité nord est du Limousin, le bassin versant amont du Cher draine le plateau des Combrailles, vaste ensemble tabulaire aménagé sur des affleurements granitiques entre 500 et 600 m d'altitude. Le Cher et ses affluents y coulent dans des vallées étroites et encaissées peu propices au stockage sédimentaire, excepté vers Chambonchard, à la confluence avec le Touron où, pendant plus de 4 km, le corridor fluvial s'élargit sur 300 à 400 m. Ce site de confluence a été choisi par l'EPALA pour y aménager l'un des barrages structurant du programme d'aménagement intégré de la Loire. Le projet d'ennoyage du fond de vallée a justifié, au cours de ces dernières années, plusieurs campagnes de prospection

archéologique (Nibodeau, 1996). Au total, plus de 600 sondages ont été réalisés sur l'ensemble du périmètre de la future retenue. Parallèlement au diagnostic archéologique *stricto sensu*, une expertise géoarchéologique a été entreprise sur les archives alluviales présentes dans le fond de vallée.

Le remblaiement alluvial

Deux formations alluviales très disproportionnées se rencontrent dans la plaine du Cher.

L'essentiel du remblaiement est constitué d'une nappe grossière dont l'épaisseur totale n'a pu être évaluée, mais qui excède localement 3 m. Ce sont des séries de séquences sablo-graveleuses à galets, impossibles à dater car elles sont abiotiques, mais qui évoquent une ambiance climatique périglaciaire : abondante fourniture clastique du bassin versant et très forte hydraulicité fluviale. Il s'agit, selon toute vraisemblance, d'un héritage pléistocène. C'est dans cette formation grossière que le lit mineur actuel du Cher est encaissé, parfois sur plus de 2 m de hauteur.

La deuxième formation alluviale est très différente. C'est une nappe sablo-limoneuse le plus souvent astructurée, parfois avec des ébauches de litages, qui s'apparente à un dépôt de débordement dans un lit majeur. Peu épaisse (quelques décimètres seulement), discontinue, elle recouvre sporadiquement la formation grossière. Aucune datation ^{14}C n'a été entreprise sur ces dépôts épars, mais leur richesse en briques et tessons divers atteste d'un âge historique.

Synthèse et discussion

Bien qu'à Chambonchard la vallée du Cher soit propice, par son élargissement, à une dynamique fluviale active, l'indigence des signatures sédimentaires témoigne d'une remarquable stabilité morphologique depuis le début de l'Holocène. Les atterrissements historiques dans le lit majeur sont minces et discontinus et la plaine alluviale coïncide encore, pour l'essentiel, avec le sommet de la formation alluviale grossière attribuée au Pléistocène. Ce dispositif morphologique trahit la faiblesse des flux sédimentaires historiques dans la haute vallée du Cher. Le même constat peut être dressé, avec quelques nuances, dans les autres bassins versants granitiques étudiés.

3.1.2 Le haut Taurion

Le haut bassin versant du Taurion draine les granites à biotite et les granodiorites qui affleurent au nord de la Montagne limousine. Entre 700 et 800 m d'altitude, la vallée s'élargit et se resserre alternativement en passant d'un alvéole granitique à l'autre. Sur les planchers d'alvéoles, la plaine alluviale peut se dilater sur près de 500 m de large.

La prospection systématique d'une partie du cours a révélé un dispositif sédimentaire bipartite. La base du remblaiement alluvial est une nappe à galets sur laquelle est calée le plancher du lit mineur. Ce dernier est entaillé dans une formation sablo-limoneuse d'épaisseur métrique, à très rares structures litées, qui occupe l'ensemble du lit majeur. Deux coupes ont apporté des informations chronologiques sur cette formation fine.

Les Geolles (Gentioux-Pigerolles, Corrèze, 745 m)

A 2 km en aval du site de Paillier, dans une section fluviale assez étroite (environ 30 m), une coupe de berge a livré de nombreux bois d'*Alnus* fossilisés à la base de la formation fine (épaisse ici de 0,8 à 1 m). Ils permettent d'identifier une phase d'alluvionnement datant du début de l'Antiquité : 1885 ± 40 BP, soit 60 - 230 ap. J.-C. (Ly 8092).

Le Moulin de la Canque (Gentioux-Pigerolles, Corrèze, 680 m)

A 7 km en aval du site précédent, dans un plancher d'alvéole large de plus de 100 m, la coupe de la Canque offre le même dispositif stratigraphique. La base de la formation fine a été datée ici grâce à la découverte de charbons de bois. Son âge est beaucoup plus récent : 650 ± 50 BP, soit 1285 - 1405 ap. J.-C. (Ly 7901). L'assemblage anthracologique témoigne d'une végétation ouverte, de type lande à bruyère. *Calluna* représente 59 % du total, suivie de *Quercus* 29 %, *Alnus* 8,5 %, *Betula* 2 %, *Corylus* 1 % et *Cytisus* 0,5 %.

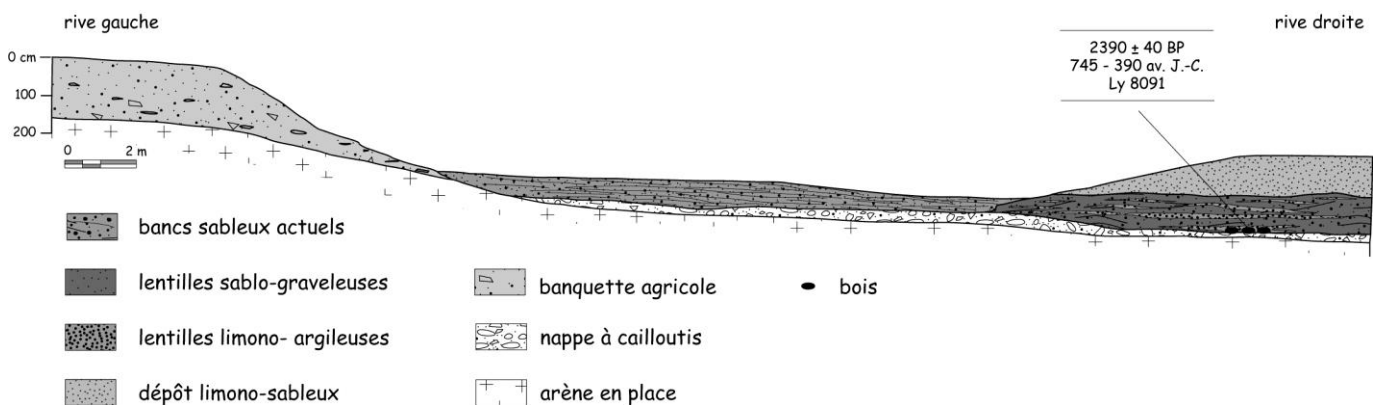
Synthèse et discussion

La nappe alluviale sablo-limoneuse qui remblait le lit majeur du Taurion n'est pas épaisse, elle n'excède pas 1 m d'épaisseur sur les sites étudiés. Les deux datations radiocarbones obtenues témoignent d'un alluvionnement historique, mais polygénique : selon les secteurs, le début de la sédimentation s'est échelonné sur plusieurs siècles.

3.1.3 La Benaize (Arnac-la-Poste, Haute-Vienne, 260 m, figure 2-42)

La Benaize est un axe hydrographique de rang 4, faiblement encaissé sur le plateau de la basse Marche. Son bassin versant, où les dénivelés n'excèdent pas 50 m, draine des granites à deux micas et des leucogranites. A la Villeaubrun, le franchissement de la vallée par l'autoroute A20 a nécessité la construction d'un viaduc. Les travaux de fondation de l'ouvrage d'art ont permis d'observer le complexe alluvial présent dans le fond de vallée.

Figure 2-42 : La Benaize, coupe stratigraphique transversale



Le complexe alluvial

- A la base, une nappe à galets abiotique, dont l'épaisseur n'excède pas ici 0,5 m, masque le plancher granitique altéré.
- Elle est recouverte par une série alluviale sablo-graveleuse litée, à grosses lentilles limoneuses. Son épaisseur est métrique. Les séquences litées inférieures sont riches en macrorestes ligneux. Elles ont permis, grâce au ^{14}C , de dater la base de la série : 2390 ± 40 BP, soit 745 - 390 av. J.-C. (Ly 8091).
- Un troisième corps sédimentaire, aussi épais que le précédent, complète le remblaiement. C'est une nappe limono-sableuse homogène, sans structure apparente, qui évoque un dépôt de décantation dans un lit majeur.

Synthèse et discussion

A la Villeaubrun, le remblaiement alluvial de la Benaize est beaucoup plus épais que ceux qui ont été décrits précédemment, dans les autres artères fluviales sur substrat granitique. Il est également plus ancien, car la série détritique inférieure, qui témoigne d'une charge sédimentaire volumineuse, se met en place au 1^{er} Age du Fer.

Conclusion du chapitre 3.1.3

Les exemples étudiés dans les bassins du Cher, du Taurion et de la Benaize illustrent bien la faiblesse de l'alluvionnement historique dans les corridors fluviaux granitiques. Les épaisseurs varient bien sûr d'un bassin hydrographique à l'autre, et le long d'une même vallée. Mais avec des hauteurs maximales n'excédant jamais deux mètres, elles restent bien modestes au regard de ce que l'on peut observer dans les bassins versant gneissiques et sédimentaires.

3.2 Des remblaiements beaucoup plus volumineux sur roches métamorphiques et sur roches sédimentaires

Deux études de cas permettent d'illustrer les dispositifs alluviaux de fond de vallée rencontrés sur d'autres substrats que les granites. Il s'agit du bassin hydrographique de la Briance, sur roches métamorphiques et de la vallée de la Planchetorte, dans le bassin de Brive. Ces deux exemples ont un point commun : la forte épaisseur des stocks alluviaux.

3.2.1 La Briance et ses affluents

Au sud de Limoges, la Briance et ses affluents Ligoure et Roselle entaillent profondément le plateau métamorphique du haut Limousin. Le substrat, constitué d'affleurements variés d'orthogneiss et de paragneiss est disséqué par des systèmes de pentes déclives dont le dénivelé peut excéder 100 m. Bien qu'assez étroit, 100 à 200 m de large au maximum, le plancher des principales vallées est empâté par d'épaisses formations alluviales. Cette abondante documentation sédimentaire a été prospectée et étudiée par Reynet (1995), dans le cadre d'un mémoire de maîtrise de géographie. La reconnaissance géomorphologique des artères fluviales de rang 4 et 5 est ici d'autant plus pertinente que l'on dispose, dans ce bassin hydrographique, de plusieurs études paléoalluviales menées à l'échelle des petits bassins versants (rang 0 à 2). Les résultats obtenus contribuent donc à éclairer le rôle joué par les emboîtements d'échelle à l'intérieur des grands bassins hydrographiques.

Au total, une vingtaine de coupes ont été répertoriées et étudiées (Reynet, 1995), apportant sur l'ensemble du dispositif alluvial du bassin de la Briance une vision assez représentative. Les fonds de vallées y sont empâtés par un épais remblaiement alluvial, composé de deux nappes superposées très différentes.

Le remblaiement alluvial

La formation inférieure est très grossière, constituée d'un matériel sablo-graveleux riche en galets et en blocs. Son épaisseur est difficile à connaître car elle est rarement réentaillée : son toit correspond généralement au plancher alluvial du lit actuel. Le volume comme la granulométrie de ces alluvions évoquent des conditions hydrodynamiques périglaciaires. Cependant, si cette formation grossière est

vraisemblablement un héritage pléistocène froid, le matériel alluvial a été remanié en surface par les crues holocènes : l'examen des coupes révèle que de nombreux artefacts protohistoriques et historiques sont incorporés dans les 0,5 m supérieurs.

La formation alluviale supérieure possède des caractères très différents. Il s'agit d'un remblaiement fin, dont la texture est limono-sableuse. Hormis quelques séries sablo-graveleuses, la texture homogène et la rareté des figures sédimentaires évoquent un dépôt de lit majeur, dans des conditions hydrodynamiques peu énergiques. Son épaisseur est variable, mais peu atteindre des dimensions impressionnantes : entre 2 et 6 m. C'est dans ce remblaiement fin que le lit actuel des rivières est entaillé. La recherche systématique d'éléments de chronologie a montré que cette formation abonde en mobilier historique (briques, tuiles) et qu'il est donc, sur la plus grande partie de son épaisseur, d'un âge récent. Quelques coupes, assez peu nombreuses, contiennent des niveaux charbonneux suffisamment riches pour pouvoir entreprendre des analyses radiocarbones. Trois d'entre elles ont été datées, apportant des éléments de chronologie absolue.

La coupe de Pertuis (St-Jean-Ligoure, Haute-Vienne, 320 m)

Dans ce tronçon fluvial, la formation fine, très développée, atteint 5,5 m d'épaisseur. Elle contient, dans sa partie inférieure, une série alluviale grossière de 1 m de hauteur qui témoigne d'un épisode de plus forte hydraulité. Des charbons de bois, fossilisés sous le niveau grossier, permettent de le caler chronologiquement. Sa mise en place est postérieure à 2275 ± 50 BP, soit 395 - 200 av. J.-C. (Ly 7904). L'assemblage anthracologique est dominé par des essences de lumière : il s'agit de *Prunus* 76,5 %, de *Corylus* 3,5 % et de *Pomoïdeae* 0,5 %. *Alnus*, taxon marqueur de la ripisylve atteint 9,5 %.

La coupe de l'Ecura (St-Jean-Ligoure, Haute-Vienne, 320 m)

Située quelques centaines de mètres en aval de la précédente, cette coupe révèle un dispositif sédimentaire identique. Le remblaiement fin mesure 6 m de hauteur et contient, dans sa moitié inférieure, une série alluviale grossière riche en galets. Des charbons de bois de *Salix* et de *Populus*, sous la série grossière, ont été datés par le ^{14}C : 2015 ± 65 BP, soit après calibration 200 av. J.-C. - 125 ap. J.-C. (ARC 1033). Cette date est un peu plus récente que la précédente. Elle s'inscrit dans la fourchette fin du 2^e Age du Fer/début de l'Antiquité gallo-romaine. Elle témoigne, pour la période historique, d'un taux moyen de sédimentation de 0.25 m par siècle.

La coupe de la Grange (St-Jean-Ligoure, Haute-Vienne, 320 m)

A la Grange, le remblaiement fin de la Briance apparaît plus homogène que sur les coupes du Pertuis et de l'Ecura décrites sur la Ligoure. Il mesure 4 m d'épaisseur et repose sur la nappe à galets héritée. Il est beaucoup plus jeune également. Des charbons de bois de *Quercus*, prélevés à 0,5 m de la base, lui donnent un âge postérieur au Moyen Age central : 870 ± 50 BP, soit 1045 - 1260 ap. J.-C. (Ly 7905).

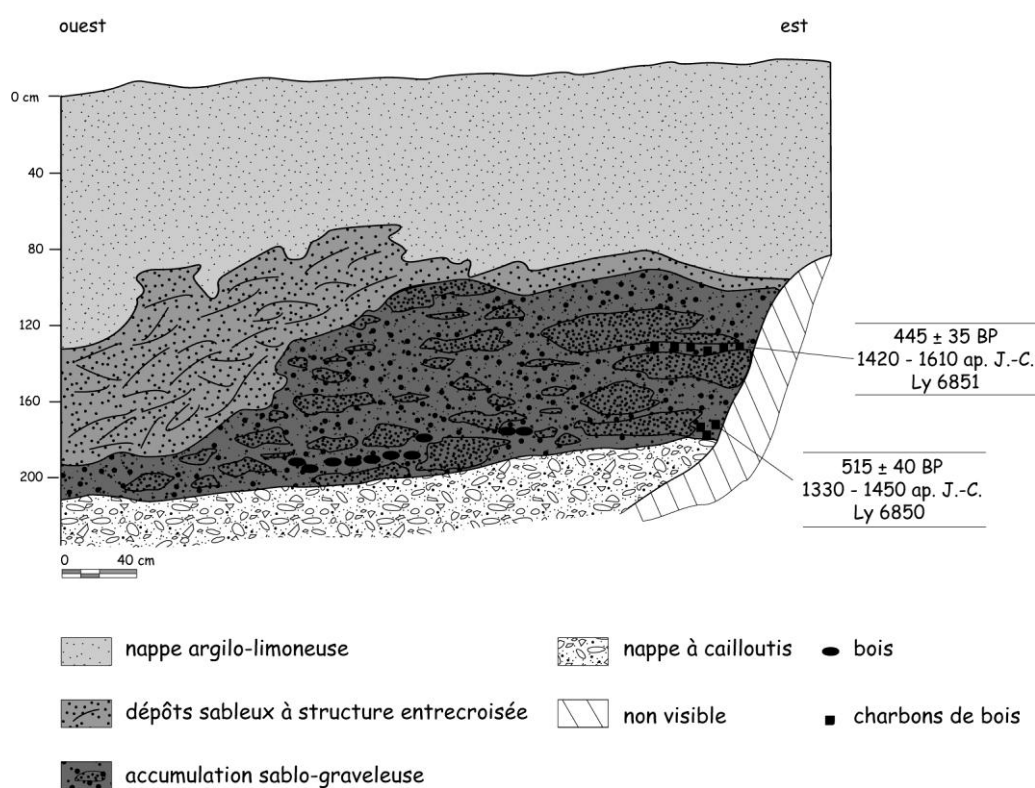
Synthèse et discussion

La construction des plaines alluviales de la Briance et de ses affluents à l'Holocène est, semble-t-il, un phénomène récent (exclusivement protohistorique et historique), et hétérochrone puisque les remblaiements n'ont pas le même âge dans tous les tronçons fluviaux. Si chronologiquement le scénario s'apparente à celui qui a été décrit dans les artères fluviales granitiques, son ampleur est très différente. Sur roches métamorphiques, l'épaisseur spectaculaire des remblaiements témoigne d'un alluvionnement historique beaucoup plus actif, à l'image de celui observé sur roches sédimentaires.

3.2.2 La vallée de la Planchetorte (Brive, Corrèze, 130 m, figure 2-43)

La Planchetorte est une vallée de rang 3, qui entaille, au sud de Brive, une épaisse série de grès bariolés d'âge triasique. Le fond de vallée est empâté par un ensemble alluvial épais, dont une partie a été étudiée à la faveur d'un sapement de berge. Cette coupe est localisée à quelques dizaines mètres de la structure gallo-romaine de la Jargasse, évoquée dans le chapitre 1.3.2.2.

Figure 2- 43 : La Jargasse, coupe stratigraphique



Le complexe alluvial

La coupe permet d'observer quatre unités lithostratigraphiques.

- La base est formée par une nappe à cailloutis et à galets, dont l'épaisseur est inconnue car elle sert de plancher au lit actuel. Elle correspond vraisemblablement aux « alluvions du fond des entailles », attribuées par les géologues à la période würmienne. Recouvertes par les alluvions récentes et modernes, ces nappes peuvent atteindre une puissance de 5 à 8 m dans les vallées affluentes de la Corrèze : Planchetorte, Courolle, Loyre, Loère (Carte géologique au 1/50 000^e de Brive, 1976). Sur la coupe de la Jargasse, la nappe à cailloutis renferme, dans sa partie sommitale, des morceaux de tuiles émoussés, attestant d'un remaniement superficiel historique.

- Les cailloutis de base sont recouverts par une série alluviale d'environ 1 m d'épaisseur. Elle est formée de nombreuses séquences de crues où alternent de grosses lentilles sableuses et des passées limono-organiques riches en charbons de bois et en macrorestes végétaux : bois, glands et feuilles. Deux analyses par le radiocarbone ont été réalisées sur cette série alluviale. A la base, la date obtenue est de 515 ± 40 BP, soit 1330 - 1450 ap. J.-C. (Ly 6850). Au milieu, le résultat est de 445 ± 35 BP, soit 1420 - 1610 ap. J.-C. (Ly 6851). Sur un drain transversal aménagé en rive gauche, des charbons de bois ont été prélevés au sommet de cette unité, au contact avec la nappe limoneuse sus-jacente. Leur analyse ^{14}C confirme les datations précédentes : 450 ± 40 BP, soit après calibration 1420 - 1610 ap. J.-C. (Ly 6849).
- Un chenal, partiellement visible sur la coupe, entaille la série alluviale sur presque toute sa hauteur. Il a été remblayé par une séquence sableuse à structure oblique incurvée, correspondant à d'anciens bancs alluviaux.
- Enfin, la moitié supérieure du complexe est formée par une nappe limoneuse qui fossilise les deux unités sous-jacentes. Elle évoque des limons de débordement déposés dans un lit majeur.

Synthèse et discussion

La coupe de la Jargasse n'ouvre qu'une minuscule fenêtre sur le remblaiement alluvial épais et vraisemblablement complexe de la vallée de la Planchetorte. Elle n'est pas dénuée d'intérêt pour autant car elle témoigne d'une forte activité morphodynamique du lit de la Planchetorte vers 450 - 500 BP, c'est à dire, en âge calendaire, entre le XIV^e et le XVI^e siècle. Ce paroxysme détritique est, dans un premier temps, suivi d'une accalmie favorable à une reprise d'incision, avant qu'une recrudescence des flux hydrosédimentaires n'entraîne à nouveau l'exhaussement de la plaine alluviale. Au total, cet exhaussement atteint près de 3m d'épaisseur depuis la fin du Moyen Age.

La très forte activité hydrosédimentaire des temps modernes a été mise en évidence sur une autre artère fluviale au sud du bassin de Brive-Meyssac. Sur la Tourmente, dans le cadre d'une thèse en cours, (Petit *in* Allée *et al.*, 1996) a montré que la plaine alluviale s'est exhaussée de 4 m depuis le XIV^e siècle.

Conclusion du chapitre 3.2.2

Contrairement aux bassins granitiques, les bassins versants aménagés sur gneiss et sur grès ont connu, au Subatlantique, un exhaussement rapide de leurs plaines alluviales. Depuis l'Age du Fer, il s'élève dans certains corridors fluviaux à plus de 6 m d'épaisseur. Sur les roches sédimentaires du bassin de Brive-Meyssac, la dynamique d'accrétion atteint 3 à 4 m depuis la fin du Moyen Age. Ceci traduit une charge alluviale radicalement différente selon la nature géologique des bassins versants.

CONCLUSION DU CHAPITRE 3

Les archives sédimentaires présentes dans les corridors fluviaux de rang supérieur ne diffèrent pas beaucoup dans leurs traits généraux de celles observées dans les vallons. Elles offrent notamment le même cadre chronostratigraphique d'ensemble. On retrouve à la base une épaisse nappe caillouteuse abiotique, caractéristique des dynamiques hydrosédimentaires pléistocènes. Elle est directement fossilisée par un remblaiement alluvial d'âge subatlantique, sans que l'Holocène ancien et moyen n'aient laissés, semble-t-il, de signature sédimentaire. Dans ces complexes sédimentaires souvent homogènes, la périodisation de l'alluvionnement s'avère plus difficile à reconstituer que dans les remblaiements organominéraux des vallons. Ils témoignent néanmoins d'une rythmicité assez proche de celle observée dans les secteurs amont. On retrouve ainsi les signatures sédimentaires de trois des quatre crises alluviales historiques déjà identifiées : la crise du 1^{er} Age du Fer, la crise du début de l'Antiquité, et celle des Temps modernes. Seule manque la crise détritique de l'Antiquité tardive et du début du haut Moyen Age.

Dans les corridors fluviaux de rang supérieur, l'ampleur de l'alluvionnement subatlantique diffère beaucoup selon la nature géologique du bassin versant. Alors que ce phénomène n'est pas discernable dans les petits hydrosystèmes, masqué par l'ampleur de la sédimentation organique, la pétrographie apparaît, dans les vallées aval, comme une variable de contrôle déterminante des dynamiques hydrosédimentaires dans les systèmes fluviaux. Ce n'est bien sûr pas la seule. L'ensemble de ces variables est étudié dans le chapitre 4 consacré à la synthèse et à la discussion.

4 SYNTHÈSE ET DISCUSSION

Depuis les années 80, de nombreux chercheurs se sont intéressés aux enregistrements sédimentaires et aux archives botaniques du Limousin. Ces différents travaux ont permis de constituer une importante base documentaire consacrée aux paléoenvironnements holocènes. Les chapitres 1 à 3 ont présenté une partie de ce *corpus*, en insistant sur les travaux inédits réalisés dans le cadre du PCR d' « Archéologie agraire en Limousin » qui répondent précisément à la problématique de ce travail (Allée *et al.*, 1996).

La documentation réunie en Limousin sur les dynamiques hydrosédimentaires holocènes possède un certain nombre de caractéristiques qui la démarque des deux autres massifs étudiés dans ce mémoire d'HDR, le mont Lozère et le massif des Maures. C'est d'abord la documentation la plus riche. Elle regroupe, sur l'ensemble du Limousin, environ 45 sites d'étude (banquettes et remplissages alluviaux confondus) étayés par plus de 70 datations par le radiocarbone, ce qui lui confère une bonne représentativité spatiotemporelle. C'est également la plus variée et la plus exhaustive à l'échelle des systèmes fluviaux. Les différentes archives sédimentaires ont été observées dans les trois principaux sous systèmes des bassins hydrographiques : versants, collecteurs alluviaux amont et corridors fluviaux aval. C'est enfin, pour des raisons diverses, la plus facile à déchiffrer. C'est d'abord la plus complète. La faiblesse des déstockages accompagnant les phases de relaxation morphodynamique n'a entraîné qu'une destruction limitée des archives sédimentaires, et les enregistrements sont particulièrement bien conservés. Dans les vallons amont le faciès très contrasté des corps sédimentaires permet également de reconstituer et de dater facilement le fonctionnement alluvial saccadé des hydrosystèmes à la fin de l'Holocène.

Les deux premières parties de ce chapitre dégagent, de façon synthétique les enseignements apportés par les deux familles d'archives sédimentaires privilégiées dans ce travail : les banquettes agricoles qui, combinées aux analyses polliniques, permettent d'entreprendre une véritable archéologie du champ ; et les remblaiements de fonds de vallons et de vallées qui constituent la mémoire alluviale des systèmes fluviaux. La troisième partie discute du fonctionnement du système bassin versant à l'Holocène, et analyse le rôle des variables de contrôle et de forçage.

4.1 Les banquettes agricoles, une archéologie du champ

Les banquettes agricoles sont des formes de 1 à 2 m de hauteur situées à l'aval des anciennes parcelles de cultures. A la différence des terrasses de cultures, construites *ex abrupto*, ce sont des formes spontanées qui résultent de l'accumulation progressive, en bas des champs labourés, des matériaux entraînés par les processus d'érosion diffuse. Leur mise en place ne peut donc se faire que dans le cadre d'un parcellaire stabilisé, du moins pour les limites aval. Ces colluvions, fossilisées en bas de parcelle, sont des archives pédosédimentaires qui permettent d'entreprendre une véritable archéologie du champ (Valadas, 1983 et 1984 ; Bernard-Allée et Valadas, 1992). Elles complètent, à grande échelle, les informations générales apportées par la palynologie sur les anciens paysages agraires.

A ce jour, une quinzaine de banquettes agricoles ou de complexes pédosédimentaires assimilés ont été étudiés en Limousin. Menées dans des contextes scientifiques divers, certaines études ont donné lieu à publication (Valadas, 1984 ; Bernard-Allée et Valadas, 1993). Mais la plupart de ces travaux, réalisés dans le cadre de mémoires de maîtrise de géographie et lors du PCR « Archéologie agraire en Limousin » sont encore inédits (Etienne, 1992 ; Ballet, 1994 ; Allée *et al.*, 1996 ; Denis, 1996).

La nature et la qualité des données disponibles varient considérablement d'un site à l'autre. Si l'ensemble du *corpus* est renseigné chronologiquement, une partie des banquettes seulement a fait l'objet d'analyses anthracologiques et pédochimiques. La base documentaire disponible est néanmoins suffisante pour dresser un état de la question.

Les informations recueillies permettent de distinguer deux grandes périodes depuis le Néolithique : à la rareté des indices agricoles antérieurs à l'Age du Fer s'oppose une abondante documentation celtique et historique. L'apparition des banquettes, à partir de l'Age du Fer, témoigne, à l'échelle des parcelles, de bilans érosifs en rupture complète avec ceux des périodes précédentes, Néolithique et Age du Bronze. En dépit de difficultés méthodologiques contraignantes, les banquettes nous renseignent, de façon plus ou moins pertinente, sur certaines phases d'occupation des sols et sur les anciennes pratiques agricoles depuis l'Age du Fer.

4.1.1 La ténuité des indices agricoles avant l'Age du Fer

Toutes les banquettes agricoles étudiées à ce jour en Limousin sont protohistoriques ou historiques. Elles se sont toutes formées entre le 2^e Age du Fer et l'actuel. Aucun dépôt colluvial d'origine agricole antérieur à l'Age du Fer n'a encore jamais été observé dans la région. Les informations disponibles sur les dynamiques érosives de versant pour les périodes précédentes (Néolithique et Age du Bronze) sont ténues. Elles sont fournies par la troncature des paléosols holocènes. Il s'agit d'une vision en négatif, où l'essentiel de l'information est apportée par la disparition de certains horizons.

4.1.1.1 Les paléosols holocènes

Deux sites seulement ont permis d'observer des paléosols holocènes conservés dans leur quasi-intégralité. Le premier paléosol a été découvert sur le site de la Maison des Nones de Mars, fossilisé sous une voie urbaine d'*Augustoritum* (Bernard-Allée et Valadas, 1993) ; le second sur le site de la Maumone, enterré sous un colluvionnement agricole. Dans les deux cas, il s'agit d'un sol brun faiblement lessivé. L'horizon A, humique, mesure une quinzaine de cm d'épaisseur. Il est légèrement lessivé. Il recouvre un horizon B d'illuviation d'une trentaine de cm d'épaisseur, enrichi en argile et même en matière organique. L'horizon C, constituant la roche mère, correspond à une formation de versant de type arène gélifluée d'origine périglaciaire.

Ces deux paléosols portent des traces de mise en culture. En effet, dans les deux cas, l'horizon A a été remanié et présente un faciès de type Ap : les horizons A sont homogénéisés et, à la Maumone, ils incorporent même des volumes remontés du B. Ce faciès de Ap permet de diagnostiquer un brassage par les labours. A la Maison des Nones de Mars, le paléosol cultivé présente un net enrichissement en phosphates, atteignant 200 mg/kg à proximité de la surface. Sur les deux sites, l'horizon Ap a livré des charbons de bois qui permettent de le dater. A la Maison des Nones de Mars, deux analyses ¹⁴C ont été réalisées : elles indiquent le 2^e Age du Fer. A la Maumone, la mise en culture date du début de la période gallo-romaine.

La découverte de paléosols holocènes cultivés et non érodés est rare en Limousin. Il faut d'ailleurs noter que ces deux exemples ont été observés dans un contexte un peu différent de celui des banquettes. En fait la conservation de paléosols originaux sur ces deux sites peut s'expliquer par la conjonction de deux phénomènes. L'épisode de mise en culture qui a précédé la fossilisation a sans doute été bref, ne laissant guère le temps à l'érosion agricole d'agir. La conservation de charbons au sein des horizons labourés renforce cette hypothèse.

On peut penser en effet que s'ils n'ont pas été détruits par le brassage mécanique du sol et par les alternances de gel-dégel, c'est sans doute parce qu'ils ont été rapidement protégés par enfouissement. Il faut signaler cependant qu'à la Maison des Nones de Mars, l'écart important observé entre les deux datations ^{14}C (300 ans d'intervalle en âge ^{14}C conventionnel) ne cadre pas très bien avec ce schéma. L'autre facteur favorable à la conservation de ces paléosols est une protection efficace contre les phénomènes d'érosion et de destruction postérieurs. A la Maison des Nones de Mars, le paléosol a été mis sous scellé sous le monument routier. A la Maumone, il est localisé en position d'angle mort, dans un vallon de rang 0 propice à la conservation des sédiments.

4.1.1.2 La troncature des sols holocènes

Si l'on excepte l'exemple de la Maison des Nones de Mars et de la Maumone, tous les autres sites de colluvionnement étudiés en Limousin, qui correspondent cette fois à de véritables banquettes, ont montré des troncatures de sols. L'accumulation colluviale, au faciès de Ap hypertrophié, ne repose pas sur l'ancien profil pédologique complet, mais sur une racine de sol. La discontinuité coïncide parfois avec l'ancien horizon B (exemple du Bourg), mais le plus souvent avec la racine de ce B, c'est à dire la roche altérée légèrement pédogenisée (enrichissement en matière organique et en argile). C'est le cas notamment à la Boisserie, Chez Nicolas, à Vaujour, au Bois des Brigands, ou encore au Vieux-Bourg étudié par Etienne (1992), autant de sites où l'on peut observer un contact brutal entre l'horizon Ap hypertrophié qui forme la banquette, et la roche altérée faiblement pédogenisée. Au Bois des Brigands, les analyses micromorphologiques réalisées par Gebhardt (*in* Allée *et al.*, 1996) ont mis en évidence, au sommet du substrat altéré, des revêtements argileux limpides caractéristiques d'une racine d'horizon Bt. La base des banquettes contient souvent des charbons de bois, disposés au contact avec la roche mère, ou dans les 10 à 20 premiers centimètres de l'horizon Ap.

Ce dispositif stratigraphique démontre que, préalablement à l'accumulation des banquettes, une ou plusieurs phases de mise en culture ont entraîné une érosion active des sols. La documentation géoarchéologique concernant ces premiers labours est rare. A ce jour, un seul indice a pu être recueilli, sur le site du Bois des Brigands, dans les hautes terres limousines. A l'extrémité aval d'une banquette, un gros fragment carbonisé de chêne a été découvert, vraisemblablement en position primaire, fossilisé sur la racine d'un ancien horizon B. Son âge, compris entre 3085 et 2790 avant J.-C. atteste de phénomènes d'érosion des sols au Néolithique récent, à 680 m d'altitude.

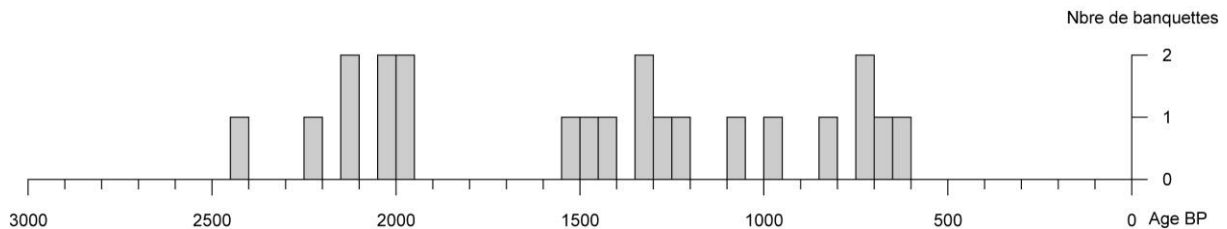
Les indices de mises en culture antérieures à la période historique, fournis par les troncatures de sols, sont cohérents avec les informations apportées par la palynologie et l'anthracologie. Sur la Montagne limousine, les diagrammes polliniques attestent de défrichements dès le Néolithique (Denèfle *et al.*, 1980 ; Guenet, 1993 ; Valadas et Marambat, 1999 ; Miras, thèse en cours). Sur les bas plateaux, il n'existe pas d'archives sédimentaires pour cette époque, mais les premiers enregistrements polliniques, situés à la base des remblaiements historiques (à l'Age du Fer et à l'Antiquité), révèlent une végétation forestière déjà ouverte et la présence régulière de grains de pollen liés aux cultures (Diot *in* Allée *et al.*, 1996). L'analyse des charbons de bois prélevés à la base des banquettes confirme ces faits. Tous les lots recueillis sur les bas plateaux montrent une prédominance du chêne sur le hêtre, contrairement à la hêtraie-chênaie originelle suggérée par la palynologie (Diot *in* Allée *et al.*, 1996). Cette forte proportion de chênes peut être l'indice d'une forêt déjà ouverte et anthropisée. Nombreux sont les assemblages anthracologiques qui témoignent également de cette anthropisation par un cortège important d'essences héliophiles comme le bouleau, le noisetier, les *Pomoïdées*, les *Prunoïdées* ou le genêt... Ces essences représentent jusqu'à 40 % des spectres anthracologiques pour certains lots situés à la base des banquettes.

Paradoxal, en revanche, est le décalage chronologique entre les témoignages d'une érosion des sols précoce sur les versants, et l'absence de signature alluviale dans les vallons avant les trois derniers millénaires. Ce paradoxe n'est peut-être qu'apparent. L'érosion agricole au Néolithique et à l'Age du Bronze n'est peut-être pas aussi généralisée que l'étude des banquettes ne le laisse penser. Tous les sites portant les stigmates d'une érosion des sols antérieure à l'époque historique ont un point commun : ce sont des banquettes majeures, localisées à l'aval des grands replats de bas de versant. Ces terroirs, les plus riches sur le plan agronomique, qui accueillent une grande partie des habitats ruraux depuis l'Antiquité au moins, ne sont vraisemblablement pas représentatifs de l'ensemble du territoire. Mis en valeur de façon privilégiée, sans doute depuis le Néolithique, ils donnent probablement une image exagérée de l'érosion des sols sur l'ensemble des finages. D'autant plus que les coupes ouvertes dans les banquettes sont situées à l'articulation aval du replat, où la pente est plus forte et le sol plus érodable.

4.1.2 Les banquettes, une image déformée de l'occupation des sols

La découverte occasionnelle de niveaux à charbons de bois permet, grâce aux analyses radiocarbone, de dater les banquettes agricoles. On peut ainsi rapporter la genèse de ces formes aux anciennes phases d'occupation des sols. Cependant, l'interprétation des résultats requiert un certain nombre de précautions méthodologiques. Les banquettes agricoles n'offrent qu'une image déformée de l'occupation des sols, et certaines périodes sont chronologiquement beaucoup mieux documentées que d'autres.

Figure 2-44 : Les signatures chronologiques dans les banquettes limousines



4.1.2.1 Difficultés méthodologiques et facteurs déformants

Les facteurs de déformations sont, pour l'essentiel, d'ordre botanique, stratigraphique et géomorphologique.

Une surreprésentation des épisodes de défrichement

Deux catégories d'artéfacts se rencontrent usuellement au sein des banquettes agricoles : du mobilier (céramiques, tuiles, briques...) et des charbons de bois. Ce sont des chronomètres sédimentaires de valeur inégale.

Les mauvaises qualités chronostratigraphiques du mobilier recueilli dans les banquettes ne permettent pas de l'utiliser à des fins chronologiques. Il s'agit le plus souvent de « tessons baladeurs » dépourvus de valeur stratigraphique, issus de céramiques trop communes et/ou

trop abîmées pour être attribuées à une période précise. Certains épandages volontaires, observés à la Boisserie, chez Nicolas ou dans le vallon des Anglais, ont davantage de pertinence stratigraphique, mais l'analyse ^{14}C des charbons de bois associés a montré qu'il s'agissait de réemplois et que les tessons, en position secondaire, n'apportaient pas d'information sur l'âge de l'aménagement.

En prenant soin de ne travailler que sur des niveaux structurés ayant une valeur chronostratigraphique, les charbons de bois constituent de bien meilleurs chronomètres. D'autant qu'il s'agit de macrorestes fragiles, peu résistants en cas de remaniement et donc moins susceptibles que les tessons de se retrouver en position secondaire. Ainsi, toutes les banquettes ont été datées grâce au dosage radiocarbone de charbons fossilisés en stratigraphie. Cette méthode présente cependant plusieurs inconvénients, qui favorisent la surreprésentation de certaines périodes au détriment de certaines autres.

La probabilité de conservation des charbons de bois dépend d'abord de l'abondance de leur production. Les phases de défrichement, qui s'accompagnent souvent de brûlis, produisent beaucoup plus de charbons que les périodes d'apogée agricole. Les grandes périodes d'extension de l'*ager*, qui se sont accompagnées de nombreux essartages, ont donc toutes les chances d'être surreprésentées au sein du *corpus* chronologique.

La préservation des charbons dépend ensuite de leurs conditions d'enfouissement. Il faut que celles-ci soient rapides, afin de les soustraire aux phénomènes de fragmentation liés aux intempéries et au travail du sol. Les phases de sédimentation accélérées liées aux péjorations climatiques ou à une érodabilité plus forte des sols sont donc plus propices à la fossilisation des macrorestes.

Enfin, la conservation des charbons dépend des propriétés oxydo-réductrices du milieu où ils sont fossilisés. Si les phases initiales d'accumulation sont plus riches en charbons, et donc plus faciles à dater que le reste du colluvionnement, c'est vraisemblablement aussi parce que la base des banquettes majeures, situées à l'aval des grands replats, possède un milieu réducteur plus propice à la conservation des biomarqueurs que les conditions oxydantes rencontrées dans les horizons supérieurs plus récents.

Des repères chronologiques très fragmentaires

Une banquette est une forme d'accumulation progressive. Elle ne se met pas en place brusquement, à l'instar d'une terrasse construite, mais résulte d'une lente aggradation sédimentaire qui s'étale sur plusieurs siècles, tant que la parcelle amont est labourée. Or, si l'analyse ^{14}C d'un niveau à charbons de bois permet de dater une phase d'activité de la banquette, il ne s'agit que d'une information instantanée, isolée au sein d'un long *continuum* sédimentaire. De ces formes qui s'accumulent graduellement, on ne peut obtenir que des calages chronologiques très discontinus, donc insatisfaisants.

La position stratigraphique des charbons de bois conditionne des valeurs diagnostiques différentes. La grande majorité des datations a été obtenue à la base des banquettes, et témoigne de l'époque de leur apparition. Une réserve doit cependant être formulée à ce sujet, car les sites de la Boisserie et du Martoulet ont prouvé que les banquettes pouvaient être des formes polygéniques, dont la migration vers l'aval s'étale sur plusieurs siècles. Le raccord aval peut être beaucoup plus jeune que la section amont (700 ans d'écart à la Boisserie, en âge ^{14}C conventionnel), sans que cela soit décelable en stratigraphie. D'autres banquettes étudiées pourraient posséder une telle polychronie latérale sans que ce dispositif n'ait été décelé sur le terrain.

Sur certains sites, les niveaux charbonneux coïncident avec des discontinuités structurales qui témoignent de phases d'abandon, suivies par des reprises culturelles. Ces discontinuités peuvent être soulignées par des épandages pierreux (à la Barre, sur la banquette II du Bois des Brigands), ou par des ébauches de rankers humifères (au Mas, sur les banquettes IA et

IB du Bois des Brigands). De nombreux autres exemples ont été repérés sans qu'il soit possible de les dater. Si l'aggradation des banquettes est un phénomène progressif, il n'est donc pas forcément continu. Outre les phases d'arrêt liées aux abandons agricoles, la sédimentation peut également connaître des phases d'accélération ou de ralentissement, au gré des aléas climatiques ou d'une érodabilité variable des sols. Or si les épisodes d'abandon sont parfois décelables, les variations de la vitesse d'accumulation ne le sont pas.

La genèse des banquettes : un effet seuil dans le bilan sédimentaire des parcelles ?

La découverte de paléosols tronqués sous les banquettes montre que la genèse de ces formes d'accumulation a presque toujours été précédée par un épisode d'érosion. Il y a donc eu, à des périodes différentes selon les sites, substitution d'une dynamique d'ablation par un phénomène d'accumulation. Cette inversion de tendance n'est pas facile à expliquer.

Pour les banquettes localisées en milieu de versant (Châtelard, la Vallade, Vieux-Bourg, le Vallon des Anglais et la Barre), on peut aisément imaginer une subdivision du parcellaire aboutissant à la création d'une nouvelle limite aval, propice à l'accumulation. Mais pour la plupart des banquettes étudiées, situées à l'aval des replats, c'est à dire au contact avec le terroir hydromorphe de fond de vallon, non cultivable, il est impossible d'invoquer l'apparition d'une nouvelle limite parcellaire. Cette limite aval est immuable car elle est inféodée à la nature des terroirs. Il faut plus vraisemblablement envisager une modification des termes du bilan érosif sur le versant, aboutissant, par le franchissement d'un seuil, à une inversion de tendance.

La troncature des sols résulte d'une balance de dénudation défavorable. Il arrive localement moins de sédiment en provenance de l'amont qu'il n'en part vers l'aval. L'horizon Ap, peu épais, s'abaisse graduellement en surface et s'approfondit de façon concomitante par le brassage et l'incorporation progressifs des horizons sous-jacents. Tant que le bilan stationnel est favorable à l'ablation, le sol s'érode et le contact entre l'Ap et les anciens horizons s'abaisse jusqu'à atteindre, souvent, l'arène en place. Les banquettes se forment lorsque le bilan s'inverse et devient favorable à l'accumulation, c'est à dire lorsque l'aval des parcelles reçoit plus de sédiments provenant de l'amont qu'il n'en perd par érosion. L'horizon Ap commence alors à s'épaissir et la banquette à s'exhausser.

Deux phénomènes peuvent expliquer, au cours de la période historique, l'inversion du bilan sédimentaire à l'aval des grands replats agricoles.

La période historique est marquée par d'importantes phases de développement agricole ayant entraîné, dans le cadre de parcelles largement stabilisées, une forte dilatation des espaces labourés. Cette extension des surfaces dénudées, notamment sur les versants qui dominent les replats, a dû s'accompagner d'un net accroissement des apports sédimentaires vers l'aval. Le stockage de ces colluvions en bas de pente, dans des proportions plus ou moins importantes selon les époques, pourrait alors expliquer l'exhaussement des banquettes.

Le deuxième terme du bilan, l'évacuation des matériaux hors de la parcelle, a pu également être minoré par la présence d'obstacles physiques favorables au piégeage, tel que l'implantation de haies. En effet, située au contact du terroir de fond de vallon progressivement transformé en pâtures durant la période historique, la partie aval des grands replats où se situe la plupart des banquettes étudiées a pu localement être embocagée avant le reste des versants. C'est en tous cas ce qui se passe au bas Moyen Age et aux Temps modernes, où l'extension des pâtures dans les fonds de vallon se traduit par la mise en place d'un parcellaire fermé par des haies beaucoup plus précoce que sur les versants (Ballet, 1994 ; Denis, 1996). Bien que nous ne disposions d'aucun indice de terrain

pour le confirmer, ce phénomène est peut-être transposable, à titre d'hypothèse, dès l'Antiquité et le haut Moyen Age.

4.1.2.2 L'expansion de l'ager au 2^e Age du Fer et au début de l'Antiquité

Les plus vieilles banquettes agricoles découvertes en Limousin datent du 2^e Age du Fer et du début de la période gallo-romaine. Leur apparition, à cette époque, semble un phénomène commun puisqu'elles représentent près de la moitié des banquettes étudiées.

Chronologiquement, deux groupes peuvent être distingués au sein de cet ensemble. Un premier groupe peut être attribué avec certitude au 2^e Age du Fer (La Maison des Nones de Mars, le Vieux Bourg et le Mas du Puy). Les datations ¹⁴C ne souffrent pas d'ambiguïté, bien que l'existence d'un plateau radiocarbone interdise, pour cette époque, de préciser la fourchette chronologique. La périodisation du deuxième groupe présente plus de difficultés. Ces banquettes se forment à la transition entre la Tène et la période gallo-romaine et leur datation par le radiocarbone présente, en âge calendaire, une plage statistique chevauchant les deux périodes. La répartition des pics de probabilité permet néanmoins de discerner, selon toute vraisemblance, l'existence de deux générations différentes. La banquette de la Boiserie, dont les pics de probabilité coïncident avec la première moitié du I^{er} siècle avant J.-C. est attribuable à la Tène finale. La banquette du Bourg et le paléosol agricole de la Maumone, dont les pics de probabilité se situent tous dans la première moitié du I^{er} siècle après J.-C., semblent plutôt gallo-romains.

L'apparition généralisée des banquettes agricoles au cours du 2^e Age du Fer et au début de l'Antiquité est riche d'enseignements en matière d'archéologie agraire.

Elle accompagne d'abord d'une véritable révolution agricole. A la fin de la période protohistorique, la mise en valeur agricole se fait désormais dans le cadre de structures fixes (Chouquer, 1996 ; Buchenschutz, 1997). Finages et parcelles ont cessé d'être itinérants. Cette stabilisation des structures agraires a vraisemblablement joué un rôle déterminant dans l'apparition des banquettes. Notamment pour toutes celles qui se forment à mi-pente (à la Maison des Nones de Mars, au Vieux Bourg) et ne coïncident donc pas, à la base des grands replats, avec les limites aval naturelles des terroirs de cultures. Leur création prouve que l'accumulation colluviale se poursuit durablement, en bas des champs, sur des limites parcelles fixes.

Le 2^e Age du Fer et le début de l'Antiquité sont marqués par une importante dilatation de l'espace agricole, de l'ager notamment. Si ce phénomène se lit bien sur les diagrammes polliniques d'anthropisation des Genêts et du Temple, il est également repérable sur les banquettes agricoles de cette époque. Elles ont régulièrement fossilisé, à leur base, des niveaux riches en charbons de bois qui témoignent de la fréquence des essartages. Cette extension des surfaces labourées s'accompagne d'une active érosion des sols. C'est elle qui, en entraînant d'importants transferts colluviaux vers le bas des parcelles, favorise l'exhaussement des premières banquettes.

A cinq reprises, des banquettes ont été étudiées dans l'environnement immédiat de structures d'habitat antique. Par deux fois, à la Boiserie et au Martoulet, elles ont livré des artefacts suggérant une très probable activité agricole laténienne. Même si les implantations gallo-romaines ont souvent effacé toute trace des habitats antérieurs, l'archéologie agraire peut donc apporter de précieuses informations sur une éventuelle occupation celtique des sites. Ces découvertes soulèvent la question d'une possible, et peut-être même fréquente, continuité entre les cadres agricoles de la Tène finale et ceux du début de l'Antiquité.

Si les signatures sédimentaires laissées par la fin de l'Age du Fer et le début de l'Antiquité sont facilement datables grâce à leur richesse en charbons de bois, l'identification d'archives agraires attribuables au reste de la période gallo-romaine s'avère beaucoup plus difficile. Paradoxalement, alors qu'il a laissé de nombreux vestiges matériels (structures, mobilier...), l'apogée agricole gallo-romain se lit très mal dans les banquettes de culture, faute de marqueurs géochronologiques. Sans doute ce paradoxe s'explique-t-il avant tout par un espace agricole désormais assez stable et bien tenu, beaucoup moins propice à la fourniture de charbons de bois que les essartages des siècles précédents. Pour autant, on ne peut écarter d'autres facteurs pouvant être défavorables à l'érosion des sols, au colluvionnement et à la fossilisation rapide de charbons : une bonne maîtrise agronomique et une faible érosivité pluviale. Certains éléments exposés par la suite (chap. 4.1.3 et 4.3.3) rendent ces hypothèses tout à fait plausibles.

4.1.2.3 Une érosion agricole chronique durant le Moyen Age

Le Moyen Age est abondamment documenté dans les banquettes agricoles. Les signatures colluviales, qui s'échelonnent tout au long de ce millénaire, témoignent de la chronicité de l'érosion sur les versants cultivés. Peu étonnantes pour la deuxième partie de cette période, à partir des X^e-XI^e siècles, ces archives agraires nombreuses le sont davantage pour le haut Moyen Age.

Une image inédite du haut Moyen Age agricole

Sept sites du haut Moyen Age ont été découverts, autant que pour l'Age du Fer et l'Antiquité réunis. Alors qu'on ne connaît en Limousin aucun établissement agricole du haut Moyen Age (Dussot, 1989 ; Lintz, 1992 ; Perrier, 1993), l'étude des banquettes atteste donc, pour cette époque, d'une importante activité agricole. Divers scénarios ont été distingués.

A plusieurs reprises, des aménagements agraires mérovingiens ont été découverts dans l'environnement immédiat d'établissements ruraux gallo-romains. Leur nature est diverse. Ce sont parfois des structures évoquant des gués aménagés (à la Boisserie, à la Barre). D'autres fois (à la Boisserie, Chez Nicolas, dans le vallon des Anglais), il s'agit d'épandages de débris variés d'origine gallo-romaine – briques, tuiles à rebord, tessons, fragments de meule, moellons... – dont la fonction reste plus énigmatique. Ces remblais sont localisés à l'aval des banquettes, au contact avec les vallons tourbeux. L'articulation banquette-vallon étant un axe de cheminement privilégié, on peut, à titre d'hypothèse les assimiler à des recharges d'ornières. Mais il n'a pas été réalisé de décapage de surface permettant de le confirmer. Bien qu'ils soient élaborés à partir de matériaux gallo-romains, ces aménagements rudimentaires sont réalisés durant la période mérovingienne. C'est ce qu'indique la datation des charbons de bois mêlés aux remblais. Leur construction s'échelonne, d'après la répartition des pics de probabilité, de la 2^e moitié du VI^e siècle à la 1^{ère} moitié du VIII^e siècle, excepté le gué de la Boisserie qui serait un peu plus jeune, mi V^e - mi VI^e siècle. Continuité agricole ou abandon de brève durée, ces aménagements confirment, en tous cas, l'existence, durant la première partie du haut Moyen Age, d'une activité agricole à proximité d'anciennes *villae* gallo-romaines dont les déblais d'écroulement servent de source de matériaux.

Sur d'autres sites ruraux antiques, en revanche, des phénomènes d'abandon ont été clairement identifiés. Déprise culturelle et remontée végétale ont été suffisamment marquées pour entraîner, au sommet des protobanquettes gallo-romaines, le développement de rankers humifères. Or dans les deux cas étudiés, au Mas (Etienne, 1992) et à Combort (Ballet, 1994), la reprise agricole est précoce. Elle a pu être datée grâce aux charbons de

bois produits par l'essartage, de la fin de la période mérovingienne ou du début de l'époque carolingienne (vraisemblablement au VIII^e ou IX^e siècle d'après les pics de probabilité).

Enfin, certaines banquettes apparaissent au haut Moyen Age sur des sites ne portant aucune trace de présence antique. C'est le cas pour la banquette de la Vallade (Valadas, 1984), qui commence à s'exhausser entre le VI^e et le VIII^e siècle. Elle suggère une extension locale de l'espace cultivé.

Les analyses polliniques réalisées sur les remblaiements tourbeux subatlantiques, notamment dans des vallons qui jouxtent ces sites, corroborent les informations apportées par les banquettes. Sur les diagrammes, de courtes phases de déprise agricole apparaissent souvent à la fin de l'Antiquité. Elles se manifestent notamment par un net recul des taxons marqueurs de l'anthropisation : céréales et sarrasin, Plantaginacées, rudéro-ségétales et arbres cultivés (châtaignier et noyer). Mais ces abandons semblent brefs. Ils sont rapidement suivis par une forte recrudescence agricole, marquée par la réduction des espaces forestiers et l'expansion des cultures. Ce phénomène est parfois spectaculaire, car les taux d'anthropisation peuvent atteindre des valeurs 2 à 6 fois supérieures à celles de la période gallo-romaine (Diot *in* Allée *et al.*, 1997). Ces vastes défrichements ont été datés sur trois diagrammes polliniques (la Boiserie, le Martoulet et la Barre). A chaque fois, ils coïncident avec le milieu du haut Moyen Age : tous les pics de probabilité des dates ¹⁴C se répartissent entre le VII^e et le VIII^e siècle.

Ces résultats se démarquent de l'image traditionnelle que l'on a, en Limousin, du haut Moyen Age. L'archéologie agraire, par l'étude des banquettes et l'analyse palynologique, apporte donc un éclairage nouveau sur cette question, en faisant apparaître, pour cette période très peu documentée par les textes (Aubrun, 1981 ; Tricard, 2003), une occupation du sol et des activités agraires beaucoup plus importantes que la rareté des structures archéologiques classiques ne le laissent supposer.

Moyen Age central et bas Moyen Age

Cinq banquettes agricoles ont livré des marqueurs chronologiques datés de la deuxième partie du Moyen Age. Ce nombre n'est pas très important, au regard des vastes mouvements d'essartages que l'on attribue à cette époque (Tricard, 2003, Duby et Wallon, 1975,). Certaines banquettes se forment durant cette période, témoignant d'une modification du bilan érosif sur le versant (le Bois des Brigands, le Châtelard, Vaujour). A Vaujour, l'accumulation colluviale fossilise une paléorigole d'irrigation de type levade. Sur ce site, une prairie fauchée a vraisemblablement précédé l'installation du champ labouré. D'autres banquettes continuent à s'exhausser durant cette époque (la Barre).

Les discontinuités structurales conservées au sein des banquettes (la Barre, le Bois des Brigands) révèlent que la dilatation de l'espace agricole ne se fait pas de façon linéaire au cours de cette période. Elle s'accompagne de pauses, voire de reculs qui dépassent le simple phénomène de jachère. Au Bois de Brigands, à 645 m d'altitude, ce recul prend la forme d'un véritable abandon temporaire entre deux phases d'occupation agricole, la première autour de l'An Mil, la seconde aux XIII^e et XIV^e siècles. La première occupation agricole provoque la création de plusieurs banquettes ; la seconde, après essartage d'une forêt-friche de type chênaie-bétulaie, entraîne la fossilisation des protobanquettes et des rankers humifères développés à leur sommet pendant la phase d'abandon.

4.1.2.4 Un paradoxe : la rareté des marqueurs géochronologiques pour les temps modernes

Paradoxe est, dans les banquettes étudiées, l'absence de tout marqueur géochronologique pour les Temps modernes. Cette période est pourtant caractérisée par une importante érosion des sols cultivés : l'exhaussement rapide des banquettes est attesté en chronologie relative par la lecture stratigraphique des coupes. Cette active dynamique érosive coïncide avec l'apogée agricole historique. Sur les diagrammes polliniques, ce sont les Temps modernes qui offrent les paysages les plus anthropisés, avec notamment une très forte extension des cultures céréalières (Diot *in* Allée *et al.*, 1997).

L'absence de marqueur chronologique au sein des colluvionnements agricoles modernes s'explique probablement par une combinaison de faits défavorables à la fossilisation de charbons de bois. La palynologie indique des paysages largement déforestés. Au cours de cet apogée agricole, le temps des essartages semble révolu. Les espaces cultivés sont désormais plus stables et mieux entretenus que précédemment. Produits sans doute en plus faibles quantités, les charbons de bois sont également fossilisés dans les horizons supérieurs des banquettes, milieu beaucoup plus oxydant que la base et donc moins propice à leur conservation.

Conclusion du chapitre 4.1.2

A l'instar des séquences polliniques enregistrées dans les remblaiements tourbeux, les banquettes agricoles ont mémorisé, au cours de la période historique, les avancées et les replis de l'espace agricole. Pour des raisons méthodologiques liées à la présence de biomarqueurs facilement identifiables et datables, ces tribulations spatiales se lisent d'ailleurs beaucoup plus nettement que les phases d'apogée agricole.

Utiliser les banquettes pour essayer de régionaliser l'histoire de l'occupation des sols en Limousin est une idée évidemment intéressante. Cette démarche reste néanmoins prématurée, en raison d'un échantillonnage insuffisant.

Pour d'autres raisons, méthodologiques cette fois, l'exploitation de ces archives pédosédimentaires comme indicateur des anciennes pratiques culturales est un exercice également difficile. En dépit de ces difficultés, des pistes sont cependant explorées dans le chapitre suivant.

4.1.3 Les banquettes, enregistreurs des anciennes pratiques culturales ?

Rechercher des marqueurs des anciennes pratiques agricoles dans les sols fossiles n'est pas une démarche nouvelle. Même si elle reste assez peu développée en France (Gebhardt, 1990), elle est pratiquée depuis plusieurs décennies dans les pays anglo-saxons et scandinaves (Brochier, 1991). Intéressante et prometteuse, cette démarche se heurte cependant à un certain nombre de difficultés méthodologiques qui rendent délicate l'interprétation des résultats. Deux pistes sont évoquées dans ce chapitre.

La première concerne la recherche de marqueurs chimiques d'anciens amendements, afin d'apprécier l'inégale maîtrise agronomique des anciennes sociétés agraires. Bien que très fragmentaires, les résultats sont rapidement exposés ci-dessous.

La seconde piste se rapporte à l'étude diachronique de la vitesse de l'érosion hydrique, utilisée comme indicateur de l'évolution de l'érodibilité des sols. Des difficultés méthodologiques trop importantes n'ont pas permis de poursuivre dans cette voie.

4.1.3.1 L'usage des fumures, des résultats ambigus

Une série d'analyses pédologiques a été entreprise sur les banquettes, avec pour objectif d'acquérir des informations sur les anciennes pratiques agricoles, grâce à l'étude d'horizons pédologiques enterrés dont l'âge est connu par le radiocarbone. Neuf sites pour lesquels on dispose d'horizons datés ont fait l'objet d'analyses, constituant un ensemble de 20 colonnes pédologiques. Sur chaque banquette étudiée, les analyses ont porté sur l'étude granulométrique et le dosage d'un certain nombre d'éléments de base : matière organique, pH, phosphates, calcium, magnésium et potassium. Plusieurs difficultés méthodologiques rendent les résultats ambigus.

Difficultés méthodologiques

Ces difficultés se regroupent autour de deux questions : l'origine et la mobilité des différents éléments pédochimiques mesurés dans le sol ; la valeur diagnostique de l'horizon étudié, au sein d'un système agro-pastoral complexe et différencié spatialement.

La réponse à la première question varie selon chaque élément. Les deux marqueurs les plus significatifs sont le taux de matière organique et la teneur en phosphates. On peut parler, sous climat limousin, d'une relative stabilité des composés humiques (Valadas, 1984). L'examen des deux paléosols holocènes le confirme. A l'échelle temporelle qui concerne les banquettes, le risque principal de pollution est lié à la pénétration de racines dans les horizons fossiles. Mais lorsque les concentrations sont homogènes sur plusieurs décimètres, elles peuvent être considérées comme originelles. Les phosphates quant à eux sont réputés pour être un excellent marqueur de l'activité anthropique dans les sols (Brochier, 1991). Ils sont quasiment absents des sols naturels, et leur présence indique des pratiques agricoles utilisant des fumures ou des composts. Leur présence dans un horizon fossile est d'autant plus significative qu'il s'agit d'un élément stable, peu sensible au lessivage.

Beaucoup plus délicate est l'interprétation du pH (car l'acidité d'une séquence pédologique peut varier en quelques décennies) et celle des cations basiques (Ca, Mg et K). Ces derniers sont d'abord présents à l'état naturel dans la roche. Les concentrations mesurées dans les arènes sont, dans la majorité des cas, beaucoup plus fortes que dans le reste de la banquette. L'apparition d'un niveau riche en cations au sein d'une banquette ne témoigne donc pas nécessairement d'un enrichissement anthropique, il peut être lié au remaniement d'une arène portée à l'affleurement en amont et érodée. Les cations basiques sont également présents en abondance dans les fertilisants utilisés par l'agriculture moderne. Les très forts enrichissements observés dans les horizons sommitaux en témoignent. Or, à la différence des phosphates, ces éléments chimiques sont très mobiles et migrent facilement. Le lessivage des sols modernes a donc pu, par le processus d'illuviation, augmenter la teneur en Ca, Mg et K des paléohorizons enterrés. Il reste que si les valeurs isolées n'ont guère de signification, les séquences de valeurs peuvent apporter des informations intéressantes.

La réponse à la deuxième question dépend de la connaissance archéologique que l'on possède du site. La banquette était-elle située à proximité immédiate de l'habitat, avec de fortes chances d'appartenir à l'auréole de champs « chauds », intensément mis en valeur ; ou se situait-elle à une grande distance du siège de l'exploitation, parmi des champs « froids » cultivés de façon plus extensive ? Il est évidemment impératif de savoir localiser le champ fossile par rapport à l'ancien finage et à ses transferts de fertilité, avant de pouvoir dégager des considérations générales sur le savoir-faire culturel d'une civilisation agraire.

Les difficultés méthodologiques évoquées précédemment, jointes à la minceur du *corpus* documentaire disponible à ce jour, incitent à la plus grande prudence dans l'interprétation

des résultats. Toutefois, en établissant une classification basée sur l'indicateur le plus fiable, les phosphates, il est possible de présenter un bilan provisoire sous forme de constat. Trois types d'horizons pédologiques peuvent être distingués, selon que la concentration en phosphates est forte, moyenne ou faible.

Les horizons à forte teneur en phosphates

Des niveaux à forte teneur en phosphates ont été observés dans trois contextes agraires différents.

Sur le site de la Maison des Nones de Mars, dans des jardins périurbains de Limoges datant du Moyen Age et des Temps modernes, un complexe pédologique de 2,6 m d'épaisseur, correspondant à un Ap hypertrophié, a révélé des teneurs en phosphates variant de 1000 mg/kg à la base, à plus de 5000 mg/kg au sommet (Bernard-Allée et Valadas, 1993). Ces très fortes concentrations en phosphates sont accompagnées de taux également très élevés en matière organique (de 3,5 à 16,5 %) et en calcium (de 4000 à 8000 mg/kg). Cette séquence pédologique témoigne d'un enrichissement agronomique exceptionnel, lié vraisemblablement à l'utilisation de déchets urbains.

A proximité de *villae* gallo-romaines, deux horizons pédologiques datés de l'Antiquité ont également révélé de fortes teneurs en phosphates : plus de 600 mg/kg au Martoulet, et plus de 300 mg/kg à la Boisserie. Dans les deux cas, ces anciens champs se situaient probablement dans l'auréole d'agriculture intensive utilisant régulièrement la fumure, car les habitats sont très proches : environ 200 m à la Boisserie, moins de 100 m au Martoulet.

Enfin, des teneurs élevées en phosphates ont été observées dans le paléosol celtique fossilisé sous une voie romaine d'*Augustoritum* (Bernard-Allée et Valadas, 1993). L'enrichissement phosphaté, qui atteint 200 mg/kg, y est accompagné de forts taux de matière organique (6 %) et de calcium (2000 mg/kg). Si ces valeurs témoignent de la pratique des fumures durant le 2^e Age du Fer, les habitats d'époque ne sont pas localisés, et l'on ignore où ce champ se situait au sein du finage. La forte concentration en phosphate suggère cependant une certaine proximité des habitats.

Les horizons à teneur moyenne en phosphates

Les horizons témoignant d'un enrichissement modéré en phosphates peuvent être répartis en trois ensembles.

Les sols actuels, développés au sommet des banquettes sont souvent dans ce cas. Les concentrations y varient de 10 à 30 mg/kg.

Appartiennent également à cette catégorie les horizons culturels du bas Moyen Age observés au Bois des Brigands. Dans les deux banquettes étudiées, les paléosols du XIII^e-XIV^e siècle possèdent des teneurs en phosphates variant de 25 à 70 mg/kg. A l'instar des jardins périurbains de Limoges, mais avec une différence d'un ordre de grandeur, ces horizons sont également plus riches en matière organique et en calcium. Il s'agit vraisemblablement d'anciens champs chauds, bénéficiant de fumures, car l'habitat d'époque n'est distant que d'une cinquantaine de mètres. Un autre cas peut être rattaché à ce groupe, celui de la Boisserie. Les horizons médiévaux, dont l'âge n'est hélas connu que par chronologie relative, y possèdent des concentrations en phosphates voisines de 50 mg/kg.

Enfin, des teneurs modérées, 30 mg/kg, ont également été observées sur le paléosol celtique découvert au Vieux-Bourg (Etienne, 1992). Là encore, l'enrichissement phosphaté

s'accompagne de taux de matière organique et de calcium plus élevés. La signification de ces valeurs reste toutefois difficile à apprécier, car il n'existe aucune information sur la distance des habitats à cette époque.

Les horizons à faible teneur en phosphates

Sont dans ce cas certains niveaux celtiques et gallo-romains (au Mas du Puy et à la Maumone) et une grande partie des horizons attribués à l'époque médiévale (excepté sur les trois sites évoqués précédemment : la Maison des Nones de Mars, la Boiserie et le Bois des Brigands). Les concentrations en phosphates y sont toujours inférieures à 20 mg/kg, et même le plus souvent à 10 mg/kg. Mais comme pour les paléosols celtiques, l'interprétation de ces données se heurte au fait que l'on ignore où sont localisés les habitats à cette époque. Or la distance qui sépare les champs de l'exploitation agricole influe beaucoup sur le degré d'intensité des pratiques culturales.

Les incertitudes concernant la localisation des champs au sein des finages rendent ambigus ces résultats. Néanmoins une certaine tendance semble se dégager, caractérisée par un usage assez fréquent et important des fumures au 2^e Age du Fer et à l'Antiquité, par des enrichissements plus sporadiques et souvent de faible ampleur durant le Moyen Age. Prometteurs, ces premiers travaux mériteraient d'être poursuivis.

4.1.3.2 Vitesse d'érosion et érodibilité des sols, une banque de données insuffisante

Essayer de reconstituer les variations diachroniques de la vitesse de l'érosion pour en tirer des informations sur l'érodibilité des sols et la maîtrise agronomique est un objectif séduisant. Sa réalisation se heurte, hélas, à deux écueils sérieux.

Le premier obstacle concerne la qualité de la documentation. Trois difficultés, insolubles pour certaines, se combinent. La plus facile à résoudre se rapporte à la nécessaire connaissance en trois dimensions de la géométrie de la banquette. Les coupes ouvertes perpendiculairement à la banquette offrent une vision de ce type. Le deuxième problème, insurmontable lui, concerne la longueur de la parcelle amont dont on ignore tout pour les périodes antérieures au cadastre napoléonien. Il est pourtant indispensable de connaître la surface de l'aire contributive à l'érosion. Enfin, les informations ne deviennent pertinentes que si elles sont recueillies à une échelle temporelle fine, c'est-à-dire si l'on dispose d'un véritable séquençage chronostratigraphique, ce qui est rarement le cas. Il faut ajouter que le large éventail de pentes et de sols rencontrés rendent également les comparaisons ardues.

Ces difficultés méthodologiques, le plus souvent insolubles, nous ont découragés, pour l'instant, à poursuivre dans cette voie. D'autant que l'utilisation des résultats comme indicateurs d'une inégale maîtrise agronomique des sociétés agraires se heurte à un deuxième écueil. L'évolution du rythme de l'érosion agricole ne dépend pas seulement de la plus ou moins forte érodibilité des sols, elle est aussi contrôlée par les fluctuations climatiques, celles de l'érosivité pluviale notamment. Ce signal climatique apparaît très nettement dans les archives alluviales accumulées dans les fonds de vallons et de vallées limousins au cours du subatlantique.

Conclusion du chapitre 4.1.3

Les banquettes agricoles apportent un éclairage précieux sur le fonctionnement des versants cultivés en Limousin au cours des trois derniers millénaires.

L'apparition de ces archives géoarchéologiques est tardive. En l'état des connaissances, elle ne survient qu'avec la période celtique, soit près de cinq millénaires après les prémices de la néolithisation en Limousin (Tillet *et al.*, 1994). Leur création accompagne la révolution agricole de l'Age du Fer, et témoigne d'une modification radicale du bilan sédimentaire sur les versants. Dans le cadre d'un parcellaire stabilisé, les secteurs aval des champs voient leur bilan sédimentaire s'inverser, et ils se transforment en site d'accumulation colluviale. Ils s'exhaussent d'autant plus rapidement que les apports colluviaux venus d'amont s'accroissent avec l'extension des espaces dénudés.

Durant les trois derniers millénaires, l'érosion des sols est un phénomène chronique sur les versants cultivés. Les signatures colluviales en témoignent, qu'elles soient datées en âge absolu par le radiocarbone ou en chronostratigraphie relative. Erosion chronique ne signifie pas stabilité des finages. L'*ager* connaît des épisodes de dilatation et de rétraction, et l'érosion des sols n'est pas forcément continue sur un même site. Elle peut connaître localement des périodes d'interruption. La vitesse d'érosion n'est vraisemblablement pas régulière non plus. Phases d'accélération et phases de ralentissement ont dû se succéder, même si leur mise en évidence reste difficile. Pour autant, sur les versants cultivés, les transferts sédimentaires se produisent de façon continue tout au long de la période historique.

La dynamique colluviale chronique tranche nettement avec le fonctionnement discontinu des axes fluviaux, où les entrées sédimentaires ne se font que par intermittence. Après une longue période de stabilité morphodynamique durant l'Holocène ancien et moyen, les hydrosystèmes limousins connaissent en effet, au cours du Subatlantique, un fonctionnement épisodique où alternent crises alluviales récurrentes et phases d'atonie hydrologique, selon un scénario qui se démarque nettement de la dynamique colluviale.

4.2 Archives et paléodynamiques alluviales

Deux formations alluviales très différentes remblaient les fonds de vallons et de vallées du Limousin.

La première est une nappe grossière très homogène, qui renvoie à l'histoire préholocène des hydrosystèmes. Son origine et son âge restent mal connus, mais cet héritage détritique joue, pendant la plus grande partie de l'Holocène, un rôle majeur dans les paléoenvironnements fluviaux en Limousin.

La seconde formation est au contraire très bien documentée chronologiquement. Elle se met en place tout au long de l'Holocène, mais ses caractères diffèrent avec le temps. A l'Holocène ancien et moyen, les seules archives sédimentaires connues à ce jour sont toutes organiques. Il s'agit de tourbières topogènes, observées dans certains vallons des hautes terres limousines. A l'Holocène récent, les remblaiements de fonds de vallons se multiplient partout en Limousin et deviennent beaucoup plus hétérogènes. Accumulations organominérales dans les vallons, où alternent niveaux organiques et apports alluviaux, alluvionnements détritiques dans les vallées s'ajoutent aux tourbières véritables. Ils témoignent d'un très net accroissement des flux hydrosédimentaires dans les bassins versants.

4.2.1 Un héritage alluvial préholocène omniprésent mais mal connu

Omniprésence et, paradoxalement, méconnaissance sont les termes qui caractérisent sans doute le mieux cet héritage détritique observé à la base de tous les complexes alluviaux en Limousin. Si son faciès sédimentaire et ses traits abiotiques renvoient à un héritage pléistocène, il est impossible d'élaborer un scénario chronologique précis, ni pour sa mise en place, ni pour son incision ultérieure.

4.2.1.1 Une nappe caillouteuse assez homogène

Du rang 0 au rang 5 ou 6, quelle que soit la taille de l'axe fluvial observé, le plancher rocheux des talwegs est toujours recouvert par une formation détritique grossière. Le terme de nappe à cailloutis, souvent utilisé dans ce travail pour la désigner, insiste sur l'un de ses caractères les plus prégnants, sa forte hétérométrie. Le faciès varie bien sûr d'amont en aval.

C'est dans les têtes de réseau (rang 0 et 1, voire 2) qu'elle est la mieux connue, grâce à de bonnes conditions d'observation. Elle fossilise un plancher rocheux altéré, souvent accidenté de petites entailles évoquant des paléochenaux. Son épaisseur reste modeste : 0,2 à 0,5 m en moyenne. L'abondante matrice fine, riche en argile et limon, entraîne un comportement hydromorphe et explique le développement d'horizons à gley ou à pseudogley. Cette matrice, souvent compactée, ne présente aucune structure sédimentaire décelable à l'œil nu. Les éléments grossiers, disposés en vrac, excèdent rarement la taille des graviers et des petits cailloux. Ils sont très peu émoussés, ne possédant communément que des angles tombés. Leur spectre pétrographique, généralement marqué par une nette surreprésentation des quartzs, évoque un remaniement partiel de vieilles nappes alluviales.

Dans les artères fluviales supérieures, à partir du rang 3, les conditions d'observations deviennent moins satisfaisantes. Peu visible sur les coupes naturelles de berges, la nappe caillouteuse se trouve, sur les tranchées artificielles, située en grande partie sous le niveau piézométrique et reste donc submergée. Bien qu'elles soient connues par défaut, les épaisseurs apparaissent beaucoup plus importantes que dans les vallons : plus de 3 m dans la vallée du Cher, plusieurs mètres également sur la Briance et la Ligoure. Dans les vallées sédimentaires du bassin de Brive, des sondages géotechniques attestent d'une épaisseur de 5 à 8 m (Boissonnas *et al.*, 1976). Son faciès devient également plus fluvatile. La matrice, plus grossière et plus lavée présente quelques ébauches de litages. La fraction grossière est toujours abondante. Sur la Briance les galets représentent plus de 50 % du spectre granulométrique (Reynet, 1995), mais les émoussés s'améliorent et la fréquence des quartzs se réduit.

Bien que les conditions hydrodynamiques évoluent de l'amont vers l'aval, avec le passage progressif d'un écoulement pâteux, de type monophasique, à un véritable écoulement fluvatile biphasique, ces nappes grossières possèdent suffisamment de traits communs pour être rattachées au même ensemble chronostratigraphique. Mais le cadre chronologique en reste imprécis, par défaut de chronomètres sédimentaires.

4.2.1.2 Un héritage attribué au Pléistocène

L'absence totale de marqueur chronologique est un autre trait de similitude entre ces nappes à cailloux ou à galets. Aucune d'entre elle n'a jamais livré le moindre macroreste végétal (bois, charbon, tourbe) ou animal permettant d'obtenir un calage chronologique en âge absolu. Leur rattachement au Pléistocène s'appuie sur une double argumentation : les enseignements apportés par leur faciès et des calages chronostratigraphiques relatifs obtenus sur quelques sites.

Nombreux sont les caractères sédimentaires qui évoquent un ambiance bioclimatique périglaciaire : l'abondante fourniture cryoclastique ; la nature des écoulements à très forte capacité et compétence de transport qui balayent toute la largeur des planchers alluviaux ; et enfin l'absence de macroreste ligneux, naturelle dans un environnement végétal ouvert de type toundra. Tous ces traits s'accordent bien avec le système morphogénique périglaciaire caractéristique de la dernière période froide du Pléistocène.

Ce rattachement chronologique est confirmé par les dispositifs stratigraphiques sur le terrain. Les nappes à cailloutis sont antérieures aux remplissages organominéraux holocènes dont elles constituent toujours le soubassement, y compris pour les plus vieilles tourbières topogènes de la montagne limousine. Les datations les plus anciennes obtenues sur la tourbe offrent un terminus *ante quem* : 8000 – 7595 av. J.-C. (ARC 1899) à Combe l'Epine (Valadas et Marambat, 1999) ; 10 030 ± 315 BP (ORS 3848) à la Vedrenne (Valadas, inédit) ; 11 200 ± 120 BP. (Gif 7152) à Peyrelevade (Guenet, 1993). La formation grossière est bien un héritage antéholocène, puisqu'elle est fossilisée, dans certains vallons, à partir du Dryas récent. Ce calage chronologique par défaut est certes intéressant, il n'en demeure pas moins très insuffisant. Notamment parce qu'il ne permet pas de savoir, précisément, quand ces nappes alluviales cessent d'être actives et quand commence leur incision.

4.2.2 L'équilibre biostasique de l'Holocène ancien et moyen

En rupture avec la forte activité détritique du Pléistocène, la première partie de l'Holocène témoigne d'une grande indigence des dynamiques sédimentogènes. Cette période, sept millénaires au moins, peut-être davantage si l'on y associe le Tardiglaciaire, fait figure de longue parenthèse morphodynamique. Elle se prolonge durant tout l'Holocène ancien et moyen, jusqu'au début du Subatlantique. Les tourbières qui se forment alors sur certains planchers alluviaux des hautes terres sont les seules archives sédimentaires de cette époque. Elles constituent de précieux enregistrements paléobotaniques, étudiés depuis longtemps par les palynologues (Dubois et Dubois, 1944 ; Lemée, 1943, 1949, 1952, 1953 et 1980 ; Denèfle *et al.*, 1980 ; Guenet, 1993 ; Marambat *in* Valadas et Marambat, 1999). Ailleurs, dans l'écrasante majorité des fonds de vallons et de vallées du Limousin, les lits fluviaux restent incisés dans la nappe caillouteuse héritée du Pléistocène et, jusqu'au Subatlantique, les signatures alluviales se limitent à la présence de chenaux méandrants très stables.

4.2.2.1 Les tourbières topogènes

Les tourbières limousines dont l'activité remonte à l'Holocène ancien et moyen sont toutes des tourbières topogènes (d'après la classification de Julve, *in* Manneville *et al.*, 1999). Elles sont toujours associées au même dispositif topographique : des planchers alluviaux très plans, très larges, où les mauvaises conditions de drainage provoquent la présence permanente d'une nappe aquifère subaffleurante. Les vastes planchers des alvéoles granitiques de la Montagne limousine et des monts de la Marche sont particulièrement propices à ces dynamiques turfigènes, mais on peut en observer ailleurs, sur les hauts plateaux métamorphiques corréziens par exemple. Toutefois, en l'état actuel des connaissances, elles restent strictement localisées sur les hautes terres limousines, aucune n'a été observée sur les bas plateaux périphériques.

Ce sont des tourbières basses ou bas marais oligotrophes, dont l'épaisseur excède rarement 2 m. Peyrelevade, avec 3,5 m de profondeur (Guenet, 1993) est la plus épaisse connue à ce jour. Les groupements végétaux varient avec l'activité des tourbières (Botineau *et al.*, 1989). Les secteurs pionniers actifs sont formés de cariçaies à sphaignes ou de tremblants à trèfle

d'eau (*Menyanthes trifoliata*) et à comaret (*Potentilla palustris*). Mais les landes tourbeuses l'emportent dans les tourbières basses du Limousin. Elles colonisent les secteurs en voie d'assèchement, que celui-ci soit naturel suite à l'exhaussement de la tourbe par rapport à la nappe aquifère stagnante qui l'inhibe, ou qu'il soit artificiel et provoqué par des travaux d'assainissement. Deux associations végétales prédominent : la lande à bruyère quaternée (*Erica tetralix*) et scirpe cespiteux (*Scirpus cespitosus*) ; et la lande à molinie (*Molinia caerulea*) et linaigrette engainée (*Eriophorum vanigatum*). Certaines tourbières connaissent, localement, une ombrotrophisation. Ponctuellement de petites tourbières bombées actives très turfigènes se développent alors au sein des bas-marais. Ces secteurs ombrogènes, essentiellement alimentés par la pluie, sont caractérisés par des cariçaias tourbeuses à laïche rostrée (*Carex rostrata*) et des groupements à sphaigne de Magellan (*Sphagnum magellanicum*).

L'âge des tourbières n'est pas toujours connu avec précision. D'abord, la plupart d'entre elles n'ont fait l'objet que de sondages. Or ces remplissages organiques sont souvent hétérochrones et, sans une connaissance réelle de la géométrie des corps tourbeux, il est difficile de valider la représentativité des carottes étudiées. Ensuite, beaucoup ne sont datées qu'en chronostratigraphie relative, grâce au séquençage des diagrammes polliniques en palynozones. Or la chronozonation proposée par les auteurs, basée sur l'interprétation des spectres polliniques, est souvent en contradiction avec les dates ^{14}C , lorsque des analyses isotopiques ont été réalisées sur la tourbe. Certaines dates radiocarbone sont jugées trop vieilles par les auteurs : à Peyrelevade et à Prugnolas (Guenet, 1993). D'autres, ce sont les cas les plus nombreux, sont estimées trop jeunes : au Longeyroux, à Orluc et à Augères (Denèfle *et al.*, 1980) ; à Combe l'Epine (Valadas et Marambat, 1999). Dans ces derniers cas, le rajeunissement de la tourbe peut aisément s'expliquer par une pollution racinaire ultérieure.

En dépit de ces incertitudes chronologiques, le *corpus* documentaire atteste, de façon assez claire, l'existence de plusieurs générations de tourbières. Si certaines sont actives dès la fin du Tardiglaciaire (deux exemples) ou l'Holocène ancien (trois exemples), la majorité d'entre elle apparaît plus tardivement, vers la fin de l'Atlantique (six exemples) et au début du Subboréal (trois exemples). Il semble donc qu'au cours de l'Holocène les conditions propices à la paludification se soient multipliées spatialement. On discutera dans le prochain chapitre des causes possibles de cette évolution : forçage climatique et /ou forçage anthropique ?

Pour autant ce phénomène ne concerne qu'un nombre restreint de vallons en Limousin. Dans la majorité des cas, les planchers alluviaux ne changent pas durant la première partie de l'Holocène, ils restent calés sur la nappe caillouteuse héritée du Pléistocène.

4.2.2.2 Des lits fluviaux à anastomoses d'une parfaite stabilité

Durant l'Holocène ancien et moyen, les dynamiques turfigènes restent sporadiques, elles n'affectent, sur les hautes terres, qu'un nombre limité d'hydrosystèmes. Ailleurs, et notamment dans tous les vallons des plateaux périphériques, cette période se caractérise par un très long hiatus sédimentaire. L'absence d'archive y complique singulièrement les reconstitutions paléodynamiques. En l'état actuel des recherches, à une ou peut-être deux exceptions près, les signatures alluviales se limitent à des formes en négatif : des systèmes de chenaux, entaillés dans la nappe à cailloutis, tous fossilisés aujourd'hui sous les remblaiements subatlantiques.

Les conditions matérielles sur le terrain n'ont pas permis d'observer ces chenaux sur les artères fluviales de rang supérieur. En revanche, ils ont été décrits à de nombreuses reprises dans les vallons de rang 1 et 2. Ils y présentent toujours les mêmes caractéristiques. Si leur largeur peut varier dans des proportions importantes, de 1 à 10 m selon les cas, leur

profondeur reste modeste, de 0,3 à 0,7 m. Leur rapport largeur/profondeur est donc très élevé : de 3/1 à 10/1. Il s'agit de chenaux très évasés, à faible rayon hydraulique. Leurs planchers sont parfois calés sur le substrat rocheux, mais ils sont le plus souvent emboîtés dans la nappe caillouteuse préholocène. La dissymétrie topographique très prononcée entre berge concave et berge convexe, le fréquent décalage observé pour un même chenal sur les deux coupes opposées d'une même tranchée, témoignent d'un tracé très sinueux, dessinant des méandres courts à brève longueur d'onde. Enfin, partout où les conditions d'observation ont été optimales, c'est à dire le long de tranchées transversales, les coupes ont révélé l'existence de plusieurs bras (jusqu'à quatre bras sur la Gane). Tous ces indices trahissent un style fluvial très méandrant, à chenaux multiples anastomosés (selon la classification de Rust 1978, *in* Amoros et Petts, 1993).

L'absence d'archive sédimentaire témoignant du fonctionnement de ces chenaux anastomosés à l'Holocène ancien et moyen est un fait marquant. Comme si, pendant plusieurs millénaires, ils étaient restés fonctionnels mais étrangement figés. Ni dépôt corrélatif attestant d'une activité morphodynamique : bancs sablo-graveleux de fond de chenal ; barres de méandres associées à l'accrétion des berges convexes ; ou même sédimentation fine dans le lit majeur. Ni colmatage limono-organique signalant le comblement de chenaux abandonnés, à l'exception de quelques rares exemples. Le seul exemple avéré est celui de Ronteix, où le colmatage tourbeux d'un bras mort est attesté au Subboréal. A la Vedrenne, l'échantillon tourbeux daté du Dryas récent ou du Préboréal (Valadas, inédit), alors que le reste de la sédimentation tourbeuse dans le vallon ne semble pas antérieur au Subboréal (Freytet *et al.*, 1989), pourrait également s'expliquer par le comblement organique d'un bras abandonné.

Stabilité morphodynamique des lits fluviaux, charge alluviale réduite, le silence sédimentaire de l'Holocène ancien et moyen dénonce un système morphogénique peu actif. Des chenaux à faible rayon hydraulique et des berges sans doute parfaitement phytostabilisées expliquent vraisemblablement la stabilité des lits fluviaux. Dans ces sections fluviales de rang inférieur, la puissance nette des écoulements semble alors insuffisante pour remanier la nappe caillouteuse pléistocène. L'absence d'alluvionnement, dans les lits mineurs comme dans les lits majeurs, atteste quant à elle de la médiocrité des apports détritiques en provenance des versants. Les volumes sédimentaires sont suffisamment réduits et les crues inondantes peu fréquentes pour que les lits mineurs puissent, semble-t-il, évacuer l'ensemble de la charge alluviale du ruisseau.

Durant l'Holocène ancien et moyen, les nappes caillouteuses du Pléistocène constituent le plancher alluvial de la majorité des vallons limousins. Elles sont entaillées par des chenaux fonctionnels mais figés, hérités probablement en grande partie de l'incision préholocène. C'est dire le rôle majeur que jouent, jusqu'au début du Subatlantique, les héritages préholocènes dans les hydrosystèmes limousins.

Ces nappes sont vraisemblablement colonisées par des forêts alluviales mais, en l'absence de marqueur botanique, il est impossible d'en préciser la composition. Le rabattement de la nappe phréatique permis par les chenaux a peut-être favorisé l'installation de forêts de bois dur. Elles doivent être, en tous cas, assez différentes des bois marécageux très organogènes qui s'installent avec la métamorphose fluviale de la fin de l'Holocène.

Conclusion du chapitre 4.2.2

Bas marais topogènes sur les planchers alluviaux les plus hydromorphes des hautes terres limousines, hiatus sédimentaire dans les autres vallons, ce scénario évoque, pendant l'Holocène ancien et moyen, un milieu en équilibre biotasiq ue sous une couverture forestière protectrice. La stabilité des hydrosystèmes traduit une longue période de calme

morphogénique durant laquelle les flux sédimentaires en provenance des versants restent médiocres, inférieurs en tous cas à la capacité d'évacuation des lits mineurs.

Pourtant, les diagrammes polliniques attestent de défrichements dès le Néolithique, puis tout au long de l'Age du Bronze (Lemée, 1943 et 1980 ; Denèfle *et al.*, 1980 ; Guenet, 1993 ; Valadas et Marambat, 1999). La trace de ces premières mises en valeur agricole s'observe également à travers les troncatures de sols holocènes fossilisées sous les banquettes historiques (chap. 4.1). Durant plusieurs millénaires cependant, il ne semble pas que l'impact anthropique sur le milieu soit suffisant pour rompre l'équilibre morphodynamique qui caractérise les systèmes fluviaux holocènes. Il en va différemment à partir du Subatlantique, où se produit une véritable métamorphose fluviale.

4.2.3 La métamorphose fluviale de l'Holocène récent

Si les paléodynamiques fluviales de l'Holocène ancien et moyen sont peu documentées, celles de l'Holocène récent le sont abondamment. Au cours du Subatlantique, les hydrosystèmes limousins sont le théâtre d'une spectaculaire métamorphose fluviale. Nappe à cailloutis pléistocène et chenaux anastomosés holocènes sont fossilisés par une abondante sédimentation organominérale. Elle prend la forme de tourbières fluviogènes de 1 à 3 m d'épaisseur dans les vallons, de véritables nappes alluviales dans les vallées, jusqu'à 5 à 6 m de hauteur pour les plus importantes.

La grande variété des archives sédimentaires relève de causes multiples : gradient amont-aval et mosaïque fluviale, mais aussi fonctionnement récursif faisant alterner crises alluviales sédimentogènes et périodes d'atonie morphodynamique favorables à la turfigenèse ou aux reprises d'incision. Quatre crises hydrosédimentaires d'ampleur inégale ont ainsi été identifiées aux cours des trois derniers millénaires.

4.2.3.1 Une grande variété de signatures sédimentaires

Trois grandes familles de signatures sédimentaires se rencontrent au sein des remblaiements subatlantiques : des séries détritiques, des corps tourbeux et des formes d'incision. Les premières sont les indicateurs de phases de forte activité alluviale ; les deux autres sont au contraire les marqueurs de périodes d'accalmie.

Les séries détritiques, indicateurs d'une forte activité alluviale

Elles sont d'une grande diversité, qu'il s'agisse de leur faciès ou de leur géométrie.

Les séries les plus grossières sont sablo-gravelo-caillouteuses. L'abondance des traceurs pétrographiques quartzeux permet de les affilier aux nappes caillouteuses pléistocènes qu'elles remanient. Ce remaniement reste le plus souvent superficiel et modéré. Sur quelques décimètres, la nappe caillouteuse présente une texture plus lavée et incorpore des artefacts historiques : tessons, briques et charbons de bois. Le remaniement est parfois plus important et prend alors la forme de grands bancs allongés de taille plurimétrique, séparés par des chenaux multiples selon un dispositif qui évoque des barres de chenal dans un système en tresse mal venu (au Temple et à la Gane). Ces ébauches de bande de tressage signalent des épisodes de forte dynamique fluviale, entraînant une remobilisation importante de la formation grossière préholocène.

Dans l'écrasante majorité des cas, les séries sablo-graveleuses sont dépourvues de cailloux ou de galets (sauf sur les artères fluviales de rang supérieur). Elles sont en revanche

abondamment séquencées et combinent, de façon alternée, niveaux détritiques grossiers et passées limono-organiques. Certaines restent strictement associées aux paléochenaux holocènes qu'elles fossilisent (Ronteix, la Veyssière, le Mas du Puy, l'ancien Hôpital et le Pont de Geasse), d'autres au contraire débordent largement dans l'ancien lit majeur et contribuent à le remblayer. Ce dispositif s'observe souvent dans les vallons étroits (les Genêts, la Boiserie, chez Nicolas) mais il existe aussi dans les sections fluviales plus larges (la Gane et le Bourg). Le plancher alluvial est alors remblayé par une large bande active, à exhaussement rapide, balayée par des écoulements à forte charge déritique. La présence de multiples petits chenaux sinueux à fond plat, colmatés par leur propre charge alluviale, témoigne d'une dynamique d'aggradation verticale progressive mais efficace. La distinction entre lit mineur et lit majeur devient alors assez formelle, car ils fonctionnent simultanément pendant les crues, selon des mécanismes hydrodynamiques similaires.

Enfin, d'autres séries alluviales possèdent un faciès très homogène, qu'il s'agisse de leur texture limono-sableuse ou de leur structure qui ne présente que des litages frustes ou des lamines. Elles évoquent un alluvionnement actif dans un contexte hydrodynamique plus calme, au sein d'un véritable lit majeur nettement distinct du lit mineur. Dans certains cas, l'observation de discontinuités structurales permet de distinguer plusieurs séries, mais le plus souvent la lecture diachronique du temps dynamique reste difficile. L'échelle de temps est alors apportée par l'ampleur de ces corps alluviaux qui, dans certaines vallées, peuvent mesurer plusieurs mètres de hauteur.

Quelle que soit leur géométrie ou leur faciès, toutes ces séries détritiques témoignent d'un temps dynamique assez long. Elles ne résultent pas d'événements hydrologiques catastrophiques isolés, mais découlent au contraire de longues périodes d'activité alluviale, caractérisées par la répétition de multiples crues morphogènes. Elles ont provoqué de véritables métamorphoses fluviales : des ébauches de systèmes en tresse ou, plus fréquemment, des bandes d'activité à exhaussement accéléré ont fossilisé les anciens chenaux anastomosés très stables de l'Holocène ancien et moyen.

Turfigénèse et incision, marqueurs des phases d'accalmie hydrosédimentaire

Les séries alluviales sont séparées par des accumulations organiques ou par des formes d'incision. Ces deux types de signatures sédimentaires, inégalement représentées sur le terrain, sont des indicateurs de phases de faible activité hydrosédimentaire.

Les corps tourbeux

Au cours du Subatlantique, la paludification est un phénomène qui se généralise à l'ensemble des vallons limousins. Jusqu'au rang 2, tous ou presque deviennent, de façon épisodique au moins, le siège de dynamiques turfigènes. Certains de ces bas marais de petite taille peuvent encore être rangés dans la catégorie des tourbières topogènes. Elles ne semblent pas renfermer de corps détritiques, mais elles ne sont connues que par sondage, technique peut propice à leur repérage. Elles ont été décrites dès 1980 (Denèfle *et al.*) et attribuées, par les auteurs, à des infrastructures agricoles modifiant les conditions de drainage des nappes : atterrissement en queue d'étang à St-Jean-Lépinas, desserte routière à Pioffrey, ou encore terre-plein au Martoulet (Bernard-Allée et Valadas, 1993). Ces exemples semblent cependant rester minoritaires. Dans l'écrasante majorité des cas, il n'est nul besoin d'évoquer la présence d'aménagements anthropiques pour expliquer la dynamique turfigène.

Dans presque tous les vallons étudiés, accumulation organique et sédimentation alluviale apparaissent étroitement associées. Les bas marais subatlantiques sont formés de remblaiements organominéraux et peuvent, à ce titre, être considérés comme des tourbières fluviogènes (selon la classification de Julve, in Manneville *et al.*, 1999). Sur tous les sites où l'ouverture de coupes transversales a permis d'observer l'intégralité des complexes sédimentaires, on constate que la paludification est toujours consécutive au comblement alluvial des lits mineurs holocènes. Les remplissages organominéraux sont en effet toujours inaugurés par la fossilisation des chenaux par des séries détritiques. En provoquant une remontée de la nappe phréatique, le colmatage des chenaux a vraisemblablement renforcé les conditions d'hydromorphie et a dû favoriser une dynamique organogène. Une fois initiée, l'accumulation organique se poursuit de façon plus ou moins régulière, interrompue épisodiquement par des injections détritiques. Parce que l'atterrissement des chenaux holocènes semble jouer un rôle déterminant, la paludification des fonds de vallons limousins au Subatlantique s'apparente à un véritable phénomène de métamorphose fluviale.

Les dispositifs stratigraphiques montrent qu'en général corps tourbeux et séries détritiques se superposent au sein des complexes sédimentaires selon un schéma diachronique qui permet de distinguer des phases de calme hydrologique et des épisodes de forte activité alluviale. Pour autant, les périodes d'accalmie ne s'accompagnent pas forcément d'une interruption complète des flux solides. La variété des faciès tourbeux en témoigne. La tourbe peut être exclusivement organique, elle peut également être polluée de limon ou de sable, diffus ou structurés en lamines ou en lits.

Macrorestes surabondants et analyses polliniques montrent que les tourbières fluviogènes sont colonisées de façon spontanée par des forêts alluviales de bois tendre : des aulnaies. Ces bois marécageux à aulne témoignent, par leur présence, de la forte hydromorphie de ces espaces. Ils expliquent aussi, par leur importante productivité végétale, la rapidité avec laquelle se forment ces accumulations organiques : jusqu'à 0,5 à 1 m en quelques siècles parfois. Les aulnaies sont progressivement défrichées et transformées en prairies humides à cypéracées, à partir de l'Antiquité pour certaines, du Moyen Age semble-t-il pour la majorité d'entre elles.

Les phénomènes d'incision

Ce sont les autres signatures sédimentaires laissées par les phases de calme hydrologique. Moins fréquentes que les corps tourbeux, elles sont également beaucoup moins spectaculaires. Rares et mineures dans les vallons de rang 0 et 1, elles affectent préférentiellement les artères de rang supérieur où elles prennent davantage d'ampleur. Les paléochenaux visibles en stratigraphie sont toujours de taille modérée, métrique à plurimétrique, avec une forme de U évasé. Ils sont mieux équilibrés que les chenaux holocènes et disposent d'un rayon hydraulique plus performant car leur rapport largeur/profondeur varie communément de 2/1 à 5/1. Il s'agit généralement de reprises d'incision et de déstockages limités, la profondeur des chenaux n'excédant pas 0,5 à 1 m et n'atteignant pas la base du remblaiement récent.

Certains dispositifs stratigraphiques suggèrent toutefois des phénomènes de déstockage plus marqués. C'est le cas lorsque, dans les remblaiements, une polychronie latérale s'ajoute à la diachronie verticale habituelle. Ce phénomène a été observé dans certaines sections de rang 2, où des séries alluviales subatlantiques (datée de l'Age du Fer à la Vedrenne - Freytet *et al.*, 1989 -, non datée de façon absolue à Arfeuille mais attestée d'époque historique par la présence de briques) sont emboîtées dans des tourbières topogènes actives depuis l'Holocène ancien. Il semble également assez fréquent dans les artères fluviales supérieures, où les plaines alluviales sont constituées de sous-ensembles

polychrones juxtaposés, qui évoquent des dynamiques érosives actives verticalement et latéralement.

Sporadiques et mineures dans les vallons élémentaires, un peu plus importantes et accompagnées d'une dynamique latérale dans les artères supérieures, les reprises d'incision résultent d'un accroissement de la puissance nette des cours d'eau. Cette augmentation du rapport débit liquide/charge solide, qui évoque des périodes d'atonie hydrologique, s'est accompagnée de déstockages sédimentaires limités.

Séries détritiques, corps tourbeux, reprises d'incision, les signatures variées laissées dans les archives alluviales montrent que paroxysmes hydrosédimentaires et phases d'accalmies se succèdent durant le Subatlantique, selon un schéma récursif que l'on peut reconstituer dans ses grands traits.

4.2.3.2 Quatre crises alluviales d'une inégale ampleur (fig 2-45)

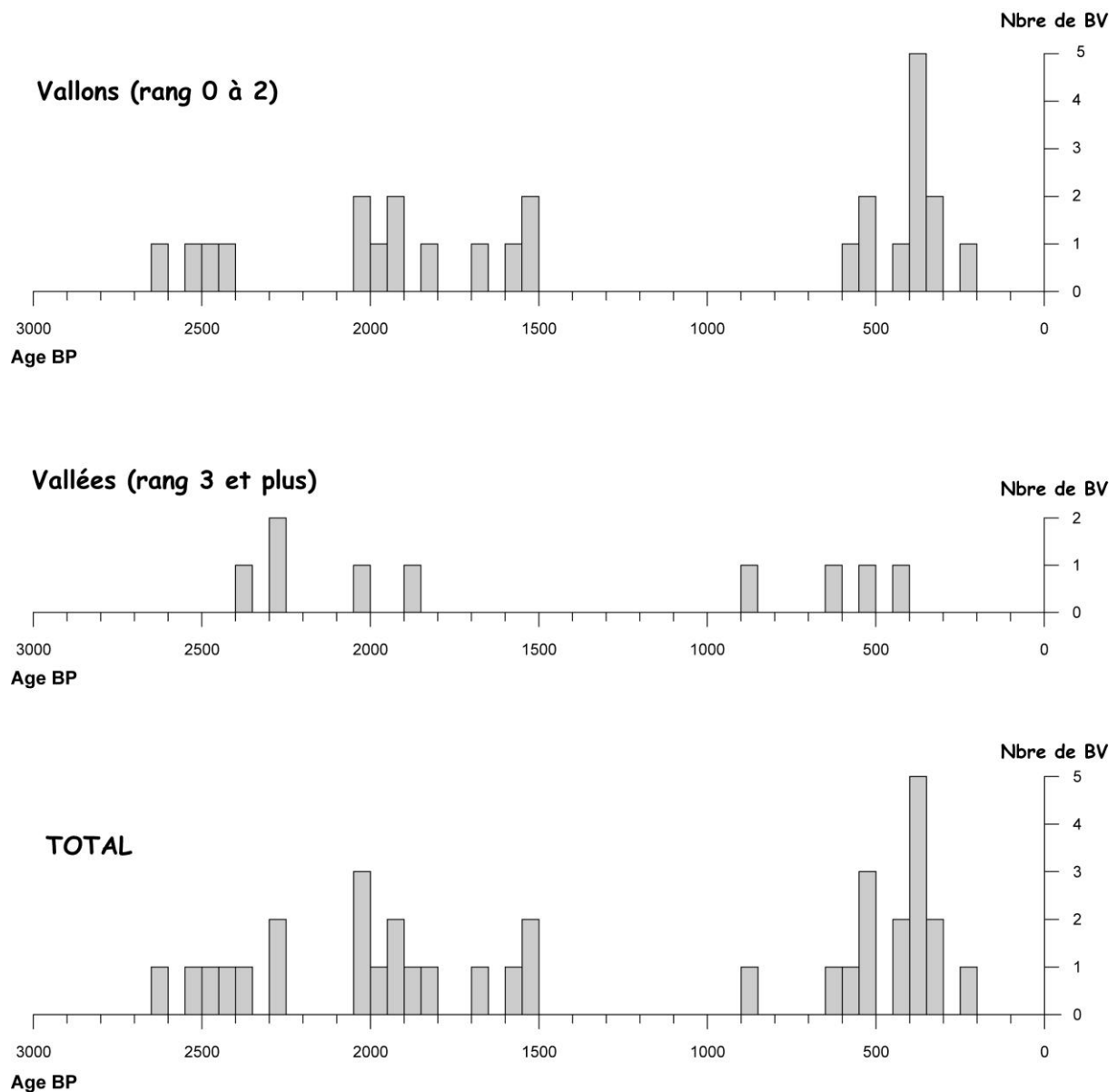
Quatre crises alluviales majeures, séparées par des phases d'accalmie de durée variable marquent le fonctionnement des hydrosystèmes limousins au cours des trois derniers millénaires. Ces crises sont survenues au cours du 1^{er} Age du Fer, à la charnière 2^e Age du Fer/période gallo-romaine, de l'Antiquité tardive au début du haut Moyen Age, et enfin au bas Moyen Age et aux Temps modernes. Grâce à sa richesse (une trentaine de remblaiements alluviaux étudiés ont été calés chronologiquement par des datations ¹⁴C ; les deux tiers dans des vallons ≤ au rang 2, le tiers restant dans des vallées ≥ au rang 3) le *corpus* documentaire donne une image assez fine de ces crises. Par leur extension régionale, par le volume des injections détritiques et leurs conséquences sur la morphodynamique fluviale, comme par la distance parcourue par les flux longitudinaux, ces crises présentent des caractéristiques variées.

La crise du 1^{er} Age du Fer

Bien qu'elle ait une faible emprise spatiale, c'est une crise hydrosédimentaire majeure. Majeure, elle l'est d'abord par la nature et le volume des alluvions mobilisées. Les injections détritiques débordent largement des paléochenaux holocènes et recouvrent les lits majeurs, alors balayés par des écoulements à forte capacité de charriage. A partir des ruisseaux de rang 2, la puissance des crues est même suffisante pour remanier la nappe caillouteuse préholocène et entraîner l'ébauche de bandes de tressage. La forte hydraulité se traduit également par la distance parcourue par la charge solide au sein des systèmes fluviaux. Les transits sédimentaires se prolongent sur de très longues distances et affectent l'ensemble du réseau hydrographique depuis les vallons élémentaires jusqu'aux corridors fluviaux de rang 6. Son extension régionale apparaît en revanche limitée. Si elle est assez souvent reconnue dans les artères fluviales à forte capacité d'intégration (à cinq reprises dans les sections de rang 2 et plus), elle l'est rarement dans les sous systèmes amont (un seul cas répertorié sur l'ensemble du *corpus* documentaire). A grande échelle, les zones de sources sédimentaires s'avèrent donc spatialement très réduites, disséminées et fragmentées.

L'examen de l'ensemble des datations radiométriques fait apparaître un léger décalage chronologique entre le fonctionnement des zones amont et celui des corridors fluviaux situés en aval. Dans les bassins versants amont, de rang 1 et 2, les signatures sédimentaires s'échelonnent, en âge brut, de 2630 BP à 2355 BP. Après calibration, elles se situent toutes, en âge calendaire, entre le VIII^e et le V^e siècle avant J.-C., sans qu'il soit possible de préciser davantage en raison de l'existence, pour cette époque, d'un vaste plateau radiocarbone. Cela date, de façon générale, cette crise hydrosédimentaire du 1^{er} Age du Fer.

Figure 2-45 : Les signatures détritiques alluviales en Limousin



Les signatures alluviales reconnues dans les artères fluviales supérieures (rang 3 et plus) sont plus récentes. Elles se répartissent entre 2390 BP et 2255 BP. Elles se situent, en années solaires, entre le IV^e et la 2^e moitié du II^e siècle avant J.-C., avec des pics de probabilité à la fin du IV^e et la 1^e moitié du III^e siècle avant J.-C. Faut-il imaginer une bipartition de la crise alluviale avec un premier paroxysme au 1^{er} Age du Fer et un second au début du 2^e Age du Fer, ou doit-on plutôt envisager un phénomène d'hystérésis au sein du réseau hydrographique ? Dans la deuxième hypothèse, l'effet retard observé entre les bassins amont et certains corridors fluviaux pourrait s'expliquer par le temps mis par une partie des alluvions pour cheminer des zones de production vers les zones de transfert, voire par des phénomènes de déstockage ponctuel liés aux reprises d'incision accompagnant le retour au calme hydrologique. Difficile de trancher ici, à partir d'un si faible échantillonnage, mais on verra le phénomène se reproduire plus tard, durant le Moyen Age.

Si les corridors fluviaux connaissent encore une certaine activité alluviale au début du 2^e Age du Fer, en amont, dans les zones de production sédimentaire, le retour au calme hydrologique s'amorce au V^e siècle avant J.-C. au plus tard. Cette atonie morphodynamique dure au moins trois siècles, avant d'être interrompue, à la fin du 2^e Age du Fer, par une importante recrudescence des flux hydrosédimentaires.

La crise de la fin du 2^e Age du Fer / début de l'Antiquité

Après la phase d'accalmie du 2^e Age du Fer, une seconde crise alluviale survient au début de notre ère. Les signatures sédimentaires forment un ensemble chronologique très regroupé et cohérent, puisque sept des neuf datations radiocarbone obtenues se répartissent entre 2025 BP et 1930 BP, les deux dernières étant un peu plus jeunes, 1885 BP et 1830 BP. L'intervalle de confiance des dates calibrées est bien sûr beaucoup plus large et s'étend du II^e siècle avant J.-C. au début du III^e siècle après J.-C., mais l'utilisation des pics de probabilité permet de bien resserrer l'imprécision chronologique. Neuf signatures sédimentaires sur dix (une datation par des tessons directs s'ajoutant aux dates ¹⁴C) ont une probabilité maximum de correspondre au I^{er} siècle avant J.-C. ou au I^{er} siècle après J.-C., notamment à la première moitié du I^{er} siècle après J.-C.

Contrairement à la crise alluviale survenue au 1^{er} Age du Fer, cette seconde crise a une très large extension régionale. On la rencontre dans près de la moitié des vallons élémentaires étudiés (de rang 0 et 1), soit à six reprises sur un échantillonnage de quinze sites. C'est d'ailleurs, dans beaucoup de vallons, la seule des quatre crises détritiques enregistrée. Ceci traduit une multiplication importante des secteurs de sources sédimentaires dans les zones de production. Nombreux, au début de notre ère, sont les bassins versants affectés par une érosion des sols active. C'est, en revanche, une crise assez peu sédimentogène et les volumes détritiques injectés dans les axes fluviaux restent limités. Les séries alluviales sablo-graveleuses remblaient les lits mineurs holocènes, mais elles y restent confinées. Elles débordent peu dans les lits majeurs, sinon à proximité immédiate du chenal, en construisant des ébauches de bourrelets de berges. Les transits longitudinaux demeurent également courts et s'interrompent rapidement vers l'aval. Alors que cette crise est enregistrée dans presque la moitié des vallons élémentaires, elle n'a été reconnue qu'à deux reprises dans les artères \geq au rang 3, sur treize sites étudiés. L'essentiel de la charge alluviale reste donc stockée dans les sous systèmes amont, à proximité des sources de production sédimentaire.

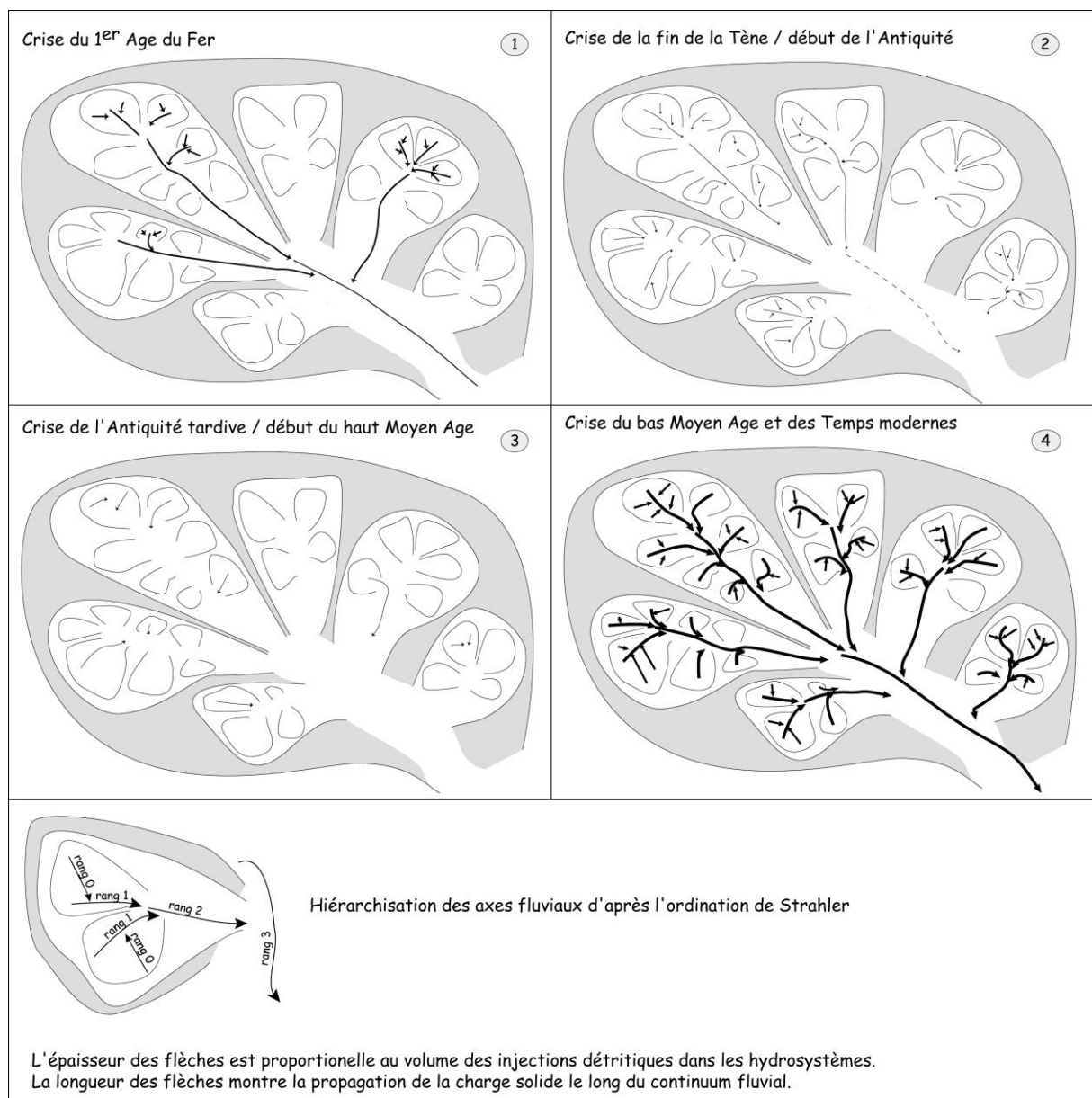
Inaugurée par une crise alluviale qui touche de vastes espaces, mais qui ne traduit qu'une augmentation limitée de l'hydraulicité, la période gallo-romaine se poursuit par une phase de calme morphogénique, propice aux dynamiques organogènes dans les lits fluviaux. Mais cette période de stabilité est de courte durée (deux à trois siècles au maximum), elle s'interrompt, avant la fin de l'Antiquité, par une légère reprise de l'activité alluviale.

La crise de l'Antiquité tardive et du début du haut Moyen Age

C'est la plus fugace des quatre crises alluviales répertoriées en Limousin. Trois signatures sédimentaires seulement permettent de l'identifier dans l'ensemble du *corpus*. C'est dire combien elle semble n'affecter que des zones ponctuelles, fortement disséminées dans l'espace. C'est également une crise hydrologique mineure. Sur deux des trois sites, elle n'est identifiée que par des lentilles sablo-graveleuses injectées dans des vallons de rang 0 (au sein d'une tourbière soligène et dans un cône colluvial). Le troisième exemple atteste d'une dynamique un peu plus active, puisqu'une série alluviale colmate le lit mineur d'un vallon de rang 1. Les entrées sédimentaires dans les systèmes fluviaux sont donc réduites et restent piégées dans les têtes de bassin. La crise alluviale semble se limiter aux sous systèmes amont, sans se répercuter dans les sections aval des bassins versants.

Difficile d'appréhender de façon satisfaisante la chronologie d'une crise aussi peu documentée. Deux sites fonctionnent en synchronie : entre le milieu du V^e et le début du VII^e siècle après J.-C., avec un maximum de probabilité dans la deuxième moitié du VI^e siècle, soit au début de la période mérovingienne. L'autre signature est plus précoce : 1670 BP, soit en âge calendaire entre le milieu du III^e et la fin du V^e siècle. Là encore, les pics de probabilité permettent de resserrer la fourchette, la deuxième moitié du IV^e siècle (Antiquité tardive) étant l'âge le plus vraisemblable. Près de deux siècles semblent donc séparer le fonctionnement de ces différents sites. Dans ces conditions, cette crise dont l'ampleur reste modérée, pourrait cependant être marquante par sa durée.

Figure 2-46 : Distribution aréale et impact longitudinal des crises hydrosédimentaires dans les systèmes fluviaux limousins



La crise du bas Moyen Age et des Temps modernes

Après la crise alluviale qui s'achève à l'époque mérovingienne, une très longue période d'atonie hydrosédimentaire, propice au fonctionnement organogène des lits fluviaux, se prolonge durant sept à huit siècles. Une seule signature détritique, enregistrée dans un corridor fluvial de rang 5 (Reynet, 1995), peut être attribuée à cette période de calme. Ailleurs, d'importants corps tourbeux s'accumulent alors dans les lits majeurs. Certains ont été datés de façon absolue par le ^{14}C , d'autres en chronostratigraphie uniquement. C'est la plus longue période d'optimum hydrologique au cours du Subatlantique. Elle prend fin au bas Moyen Age, avec le déclenchement, au Petit Age Glaciaire, d'une nouvelle crise alluviale qui, par son ampleur, dépasse de loin toutes les crises précédentes.

Elle se distingue d'abord par son importante extension spatiale. Elle se généralise à l'ensemble de l'espace régional ou presque, puisqu'elle est enregistrée sur vingt et un des vingt neuf sites étudiés. C'est d'ailleurs, dans beaucoup de vallons élémentaires présentant des complexes sédimentaires monophasés, la seule crise détritique mémorisée. De très vastes aires géographiques sont donc désormais touchées par une forte activité érosive, même celles qui avaient été épargnées par les crises précédentes. C'est également, de très loin, la crise la plus sédimentogène. Elle a généré, au sein des complexes alluviaux, les corps détritiques les plus volumineux. Faciès et dispositifs géomorphologiques sont variés : empâtements et cônes colluviaux dans certains vallons de rang 0 ; remaniement des nappes à cailloutis préholocènes avec ébauches de tressage ; fossilisation des lits mineurs sous de larges bandes d'activité à chenaux multiples et éphémères, animées d'une aggradation verticale rapide par dépôt d'une abondante charge de fond ; accrétion de vastes nappes alluviales limono-sableuses dans les lits majeurs. Toutes ces signatures sédimentaires témoignent d'une très forte activité alluviale. Les écoulements de crue ont une compétence élevée et disposent d'une abondante charge solide. Ces entrées détritiques dans les axes fluviaux dénotent une active érosion des sols sur les versants. L'ampleur de la crise hydrologique se manifeste également par l'efficacité des transferts longitudinaux. Très fréquents dans les vallons (ils ont été observés dans onze des dix-neuf sites analysés), les phénomènes d'alluvionnement ont été identifiés, de façon directe ou indirecte, dans l'ensemble des vallées (de rang 3 et plus) étudiées. Depuis les aires de production sur les versants, jusqu'aux corridors fluviaux majeurs, la propagation des flux liquides et solides se fait sur de longues distances, dans l'ensemble du système fluvial.

L'abondance des signatures alluviales datées par le radiocarbone et la dilatation des corps sédimentaires permettant une meilleure lecture du temps dynamique en font la crise la mieux documentée du Subatlantique. Considérée dans son intégralité, c'est la crise la plus longue puisqu'elle dure plus de cinq siècles. Cependant, le fréquent polyphasage des remblaiements montre que cette longue période de forte activité fluviale est en réalité rythmée par la succession de plusieurs paroxysmes alluviaux, séparés par des phases d'accalmie. Démêler cet écheveau chronologique n'est pas chose aisée.

Avec un intervalle de confiance de deux *sigma* dont l'étendue moyenne est de deux siècles, les dates ^{14}C calibrées se chevauchent les unes les autres et déterminent une longue plage chronologique continue qui s'étend du début du XIV^e à la fin du XVIII^e siècle. Pourtant, en utilisant l'âge brut des datations ainsi que les pics de probabilité des dates calibrées, et en les croisant avec une lecture lithostratigraphique des données de terrain, il devient possible de dégager une périodisation. Trois paroxysmes détritiques, séparés par des phases d'accalmie propices à la turfigenèse et aux reprises d'incision peuvent être identifiées et précisées chronologiquement. Si les prémices de la crise semblent se manifester dès le XIV^e siècle (au Moulin de la Canque), le premier acmé survient très vraisemblablement durant la première moitié du XV^e siècle. La distribution des signatures alluviales datées révèle en effet un premier mode statistique entre 520 et 450 BP. Pour cette période ^{14}C , la courbe de calibration est presque verticale et offre une grande précision chronologique. De fait, les pics

de probabilité coïncident tous avec la première moitié du XV^e siècle. Survient ensuite un retour au calme caractérisé, selon les vallons, par une phase d'accumulation organique ou une incision verticale. Le deuxième paroxysme se situe entre 425 et 330 BP, second mode statistique dans la distribution du *corpus* chronologique. Pour cette période, l'irrégularité de la courbe de calibration offre moins de précision que dans le cas précédent. Les pics de probabilité se répartissent en deux groupes : l'un au début du XVI^e siècle ; l'autre, plus important, à la fin du XVI^e et au début du XVII^e siècle. Ce second paroxysme alluvial a généré les séries détritiques les plus fortes de toute la crise. Il est suivi à son tour par une dynamique organogène ou l'incision de chenaux en U. Le troisième acmé apparaît atténué par rapport aux deux précédents : moindre production sédimentaire et plus faible occurrence. Deux datations permettent de le placer vers 275 – 245 BP, ce qui, d'après les pics de probabilité, pourrait correspondre à la fin du XVII^e siècle ou à la fin du XVIII^e siècle. Depuis, la turfigenèse a repris dans les vallons, et les axes principaux sont l'objet, à partir du rang 2, de reprises d'incision plus ou moins accentuées.

Lorsque l'on compare leur impact dans deux dimensions spatiales, l'une longitudinale, l'autre aréale, les crises hydrosédimentaires du Subatlantique s'apparient différemment. Deux crises se répercutent de l'amont vers l'aval, tout le long du *continuum* fluvial : les crises de l'Age du Fer et des Temps modernes. Elles dénoncent une très forte hydraulicité. Elles s'opposent en cela aux crises du début de l'Antiquité et du début du haut Moyen Age qui n'affectent que la partie amont des hydrosystèmes, où l'essentiel des apports solides reste confiné. L'association change lorsque l'on privilégie l'extension aréale des crises détritiques. Les similitudes rapprochent alors crise gallo-romaine et crise moderne d'un côté, crise celtique et crise du haut Moyen Age de l'autre. Les deux premières ont une large assise territoriale et affectent un grand nombre de systèmes fluviaux, tandis que les secondes restent étroitement circonscrites dans l'espace à quelques secteurs ponctuels. On verra dans le prochain chapitre que ces caractéristiques sont de précieux indicateurs permettant d'évaluer le rôle joué par les deux variables de forçage que sont l'Homme et le climat.

Conclusion du chapitre 4.2.3

Les complexes alluviaux qui remblaient les axes fluviaux limousins sont de bons indicateurs de l'évolution des hydrosystèmes au cours de l'Holocène. Deux périodes, d'inégale durée, se distinguent. L'Holocène ancien et moyen est une longue période de stabilité. Les lits possèdent un style à méandres et anastomoses très peu mobiles, incisés dans la nappe alluviale caillouteuse préholocène. A l'exception de quelques tourbières topogènes qui se développent dans certains vallons hydromorphes des hautes terres, cette formation grossière héritée du Pléistocène constitue, jusqu'à l'Holocène récent, le plancher alluvial de tous les axes hydrographiques limousins. Le Subatlantique est une période de rupture qui s'accompagne, dans presque tous les hydrosystèmes, d'un remblaiement alluvial généralisé. L'instabilité fluviale qui caractérise les trois derniers millénaires contraste alors avec la longue atonie morphodynamique du premier Holocène. Quatre crises alluviales récurrentes frappent les hydrosystèmes, traduisant un fonctionnement saccadé qui affecte l'espace de façon très hétérogène : répercussion longitudinale et extension aréale ne cessent de varier d'une crise à l'autre.

A l'homogénéité spatiale et à la stabilité du premier Holocène s'opposent donc l'instabilité et l'hétérogénéité du Subatlantique. Ce mode de fonctionnement ambivalent mérite que l'on s'y attarde et que l'on s'interroge sur les variables de contrôle et de forçage qui le détermine.

4.3 Le fonctionnement des systèmes fluviaux à l'Holocène : effets d'échelle et variables de contrôle

Cette discussion est structurée autour de trois thèmes qui déclinent différentes échelles de l'espace et du temps. Sont d'abord étudiées les variables structurelles qui contrôlent le comportement différencié des systèmes fluviaux à l'échelle du territoire limousin. Puis on s'intéressera à la cascade sédimentaire au sein des bassins versants et à ses variations au cours de l'Holocène. Enfin on discutera du rôle respectif des deux principales variables de forçage, l'Homme et le climat

4.3.1 Un cadre morphoclimatique peu discriminant

A l'échelle régionale, une grande homogénéité caractérise le fonctionnement des systèmes fluviaux limousin. A cette petite échelle, les artères hydrographiques évoluent de façon similaire, et les disparités interbassins restent mineures. Tous les axes fluviaux ont connu une histoire holocène bipartite : une longue période de stabilité à l'Holocène ancien et moyen, suivie d'une rupture d'équilibre tardive, qui se manifeste, au cours du Subatlantique, par un phénomène de métamorphose fluviale généralisée. Ce modèle diachronique, commun à tout le territoire limousin, traduit les caractères peu discriminants du cadre morphoclimatique. Aucune variable régionale ne semble suffisamment contraignante pour perturber ce scénario. Ni les contrastes de relief, somme toute modestes (Valadas, 1984 ; André *et al.*, 1994 ; Bernard-Allée, 1994a), qui distinguent les hautes terres et les bas plateaux périphériques ; ni le gradient pluviométrique calé sur cet étagement morphologique (Bernard-Allée, 1994b). Quant aux étapes de l'extension agro-pastorale depuis le Néolithique, aucun archéologue limousin n'a encore tenté de la régionaliser, faute d'inventaire satisfaisant.

Pourtant, si le scénario hydrodynamique général est uniforme sur l'ensemble de la région, la réponse sédimentaire des bassins fluviaux peut varier dans sa nature ou dans son intensité. On peut ainsi noter deux principales disparités régionales : la formation, pendant le premier Holocène, de tourbières topogènes sur les hautes terres limousines ; un alluvionnement plus ou moins actif, au cours du Subatlantique, selon la nature géologique des bassins versants.

4.3.1.1 La distribution des tourbières topogènes, contrôle morphologique ou climatique?

La première dissemblance concerne l'évolution morphodynamique de la partie amont des hydrosystèmes pendant la longue période d'atonie hydrosédimentaire de l'Holocène ancien et moyen. Dans la majorité des cas, le dispositif morphologique est stable, et les lits méandrants à anastomoses, incisés dans la nappe caillouteuse héritée du Pléistocène restent fonctionnels. Dans certains vallons cependant, une dynamique organogène active se développe, entraînant la fossilisation de ce dispositif sous un bas marais oligotrophe.

La localisation de ces tourbières de l'Holocène ancien et moyen obéit à une double logique spatiale. A grande échelle, on l'a vu, le contexte morphologique est déterminant car les tourbières sont strictement dépendantes des planchers alluviaux très plans, les plus propices à la paludification. Toutes sont des tourbières topogènes. A petite échelle, leur répartition manifeste une nette opposition régionale. Elles sont toutes localisées dans les hautes terres limousines, au-dessus de 400-500 m : à l'est dans le vaste ensemble orographique formé par la Montagne limousine, la haute Marche et les hauts plateaux corréziens ; à l'ouest dans les massifs isolés des monts de la Marche. Aucune à ce jour n'a été identifiée sur les bas plateaux périphériques limousins. Il est bien sûr tentant de voir dans cette répartition l'expression d'un contrôle climatique. En Limousin, la coïncidence entre le dispositif

orographique et les champs pluviométriques est frappante : les précipitations, qui varient de 800 à 1000 mm sur les plateaux périphériques s'élèvent entre 1100 et 1700 mm sur les hautes terres (Bernard-Allée, 1994b). Parallèlement les moyennes thermiques annuelles s'abaissent de 11° à 8°. Le gradient altitudinal, en modifiant le bilan hydrique pluie/évaporation favorise une alimentation plus abondante et plus régulière des nappes subaffleurantes sur lesquelles croissent les sphaignes. Pour autant, les hautes terres limousines ont également conservé de superbes paléotopographies, beaucoup moins démantelées par l'incision plioquaternaire que les plateaux périphériques. Les nombreux fonds de vallons particulièrement plans y offrent les conditions les plus favorables à la paludification. Difficile, dans ces conditions, de départager arguments topographiques et climatiques, sans analyses morphométriques, hydrologiques et piézométriques affinées. En effet, si les tourbières étaient ombrogènes, l'établissement de simples bilans hydriques stationnels serait pertinent mais, s'agissant de tourbières topogènes de type bas marais, ce sont de véritables bilans hydrologiques à l'échelle des bassins versants qu'il faudrait établir pour éclairer ce débat. On verra dans un prochain chapitre que le signal climatique semble en revanche plus probant pour expliquer l'existence de différentes générations de tourbières.

Contrôle morphologique ou climatique, la part respective de ces deux variables dans le cantonnement des bas marais aux seules hautes terres limousines n'est pas facile à déterminer. La causalité est plus aisée à établir lorsqu'il s'agit d'expliquer, au Subatlantique, les vitesses de sédimentation différentes d'un bassin hydrographique à l'autre.

4.3.1.2 Une érodabilité plus forte sur roches métamorphiques et sédimentaires

La deuxième disparité régionale notable concerne l'ampleur des injections sédimentaires dans les hydrosystèmes au cours de l'Holocène récent. Un net contraste oppose les bassins versants aménagés sur roches métamorphiques (paragneiss et orthogneiss pour l'essentiel) et sédimentaires (grès et marnes) d'une part, et les bassins versants sur roches magmatiques (granites et granodiorites) d'autre part. Ce phénomène n'est pas décelable dans les vallons amont, car la très forte hétérogénéité des remblaiements organominéraux en brouille la lecture. Il devient en revanche indiscutable dans les corridors fluviaux de rang 3 et plus, où les remblaiements alluviaux sont deux à trois fois plus épais sur roches métamorphiques et sur roches sédimentaires que sur granitoïdes.

Deux facteurs d'érodabilité se combinent vraisemblablement pour expliquer cette vitesse de sédimentation accélérée sur gneiss et sur roches sédimentaires : des systèmes de pentes souvent plus déclives et surtout, la nature des sols, plus limoneux et partant, plus sensibles à la battance et donc plus érodibles.

Si l'évolution holocène des systèmes fluviaux apparaît uniforme à l'échelle du Limousin, cette vision change radicalement lorsque l'on s'intéresse au fonctionnement interne des bassins versants.

4.3.2 Le poids des discontinuités spatiotemporelles

Au sein des bassins hydrographiques limousins, les discontinuités spatiotemporelles s'exercent dans deux dimensions de l'espace. Latéralement, elles se traduisent par une forte hétérogénéité spatiale entre bassins versants contigus. Longitudinalement, elles interrompent le *continuum* fluvial. Dans ce travail, les systèmes fluviaux ont été découpés en trois sous systèmes ouverts : les versants, les vallons amont (du rang 0 au rang 2) et les vallées aval (à partir du rang 3). S'ils fonctionnent théoriquement de façon interdépendante, dans les faits, à l'échelle de l'Holocène, les phénomènes de domination amont-aval sont déterminants.

Les versants constituent les zones de production hydrosédimentaire. Sous le climat océanique limousin, seuls des processus érosifs élémentaires s'y exercent : reptation, ruissellement diffus et, occasionnellement, ruissellement concentré pouvant générer des rigoles éphémères. Sous l'action de ces mécanismes élémentaires, le transit sédimentaire ne s'effectue pas de façon continue du haut vers le bas du versant. Il s'exerce par bonds successifs, qui constituent autant de ruptures dans les transferts de matériaux et favorisent la multiplication de sites de stockage temporaire.

Situées au pied des versants, les sections amont du réseau hydrographique, du rang 0 au rang 2, ont de fortes connexions avec eux. Elles jouent le rôle de collecteurs hydrosédimentaires. Dans ces vallons, les écoulements sont désormais concentrés et les transferts sédimentaires sont chenalisés, engendrant une véritable dynamique fluviale. Cependant, l'hydraulicité dans ces collecteurs amont reste modérée. Souvent incapable d'évacuer la totalité de leur charge sédimentaire, ils peuvent être le siège d'importants phénomènes d'alluvionnement et de stockage.

Au-delà du rang 2, la connexion entre les versants et les axes hydrographiques s'estompe rapidement. Ces corridors fluviaux se comportent comme des axes d'évacuation sédimentaire rendus de plus en plus performants par l'accroissement des débits liquides. Dans les vallées, les transferts alluviaux s'accompagnent encore de stockages importants dans les lits majeurs, mais ils peuvent être partiellement remis en route lors de phases de relaxation.

Les discontinuités spatio-temporelles qui interrompent le *continuum* fluvial sont parfois désignées sous le terme de cascade fluviale (Bravard et Petit, 1997). En Limousin, l'ampleur de ce phénomène de cascade fluviale varie dans le temps et tend à s'accroître au cours de l'Holocène.

4.3.2.1 Des transits sédimentaires réduits mais efficaces durant le premier Holocène

L'Holocène ancien et moyen ont laissé très peu d'archives sédimentaires dans les systèmes fluviaux, pas plus dans les talwegs que sur les versants. La rareté des signatures détritiques évoque d'abord des flux sédimentaires réduits, mais aussi des transits efficaces au sein des bassins versants. Sans doute les discontinuités spatio-temporelles entre les différents sous systèmes sont-elles alors peu marquées. Du moins sont-elles peu lisibles.

L'érosion agricole sur les versants est active dès le Néolithique et l'Age du Bronze, comme en témoignent les troncatures de sols observées sous les banquettes. On ne retrouve pourtant aucun dépôt corrélatif de cette ablation, pas plus sur les versants que dans les vallons. Difficile d'imaginer des transits directs depuis les parcelles cultivées jusqu'aux talwegs, alors que les clairières agricoles sont sans doute réduites et disséminées au sein d'un espace encore forestier. Plus vraisemblable est la destruction répétée de ces colluvions tout au long de l'Holocène moyen, consécutive à la mobilité du parcellaire qui fait sans cesse varier sites d'érosion et sites de dépôts. En effet, dans le cas de champs itinérants, les limites aval des parcelles ne sont pas pérennisées et au gré des essartages successifs, d'anciens sites d'accumulation peuvent devenir des sites d'érosion. La conservation des archives colluviales ne peut qu'accompagner la fixation du parcellaire, qui stabilise les sites d'accumulation en aval des champs. C'est ainsi que s'explique vraisemblablement l'apparition des banquettes à l'Age du Fer.

Pas de colluvion datant du premier Holocène sur les versants, pas de signature alluviale non plus dans les talwegs. Les fonds de vallons restent alors aménagés sur la nappe caillouteuse préholocène, sans qu'aucun phénomène d'alluvionnement ne s'observe dans

les lits majeurs, ni même dans les lits mineurs. Ce silence sédimentaire peut-il s'expliquer par un déstockage alluvial efficace lors d'une phase de relaxation ultérieure ? Ce scénario est peu crédible lorsque l'on sait qu'aucune reprise d'incision n'est observée dans les vallons au cours du Subatlantique. A la différence de ce qui a pu se passer sur les versants, il faut plutôt imaginer, au cours de l'Holocène moyen, une évacuation efficace de la charge solide par des lits mineurs bien calibrés, peu sujets au débordement.

Si les discontinuités longitudinales semblent réduites dans les systèmes fluviaux à l'Holocène ancien et moyen, les disparités latérales ne s'expriment pas davantage. Tous les bassins versants ont le même comportement, sans qu'aucun ne déroge à la règle. Tous possèdent un *Sediment Delivery Ratio*¹ performant : la charge solide, qui demeure vraisemblablement faible, est évacuée avec efficacité. Ce mode de fonctionnement change au Subatlantique, lorsque les volumes sédimentaires en transit dans les systèmes fluviaux augmentent considérablement.

4.3.2.2 Le renforcement de la cascade sédimentaire au Subatlantique

Les discontinuités spatiotemporelles qui marquent le fonctionnement des bassins versants s'accroissent nettement à l'Holocène récent, avec l'augmentation de la charge sédimentaire en transit.

Sur les versants, la cascade sédimentaire s'exprime par l'apparition des banquettes agricoles, alimentées par l'érosion des sols sur les champs cultivés. La formation des banquettes est favorisée par la topographie, et les plus belles d'entre elles se rencontrent sur les replats de bas de versants. Néanmoins, ces formes d'accumulations colluviales sont avant tout tributaires du parcellaire puisqu'elles résultent d'un piégeage de la charge solide dans la partie aval des champs. Les versants constituent ainsi de véritables mosaïques érosives, où alternent zones de dénudation à l'amont des parcelles et sites de stockage à l'aval.

La sédimentation exclusivement minérale des banquettes ne facilite pas la lecture des discontinuités temporelles. Difficilement lisibles, ces discontinuités existent néanmoins : elles se traduisent par des variations du rythme d'accrétion, voire par un arrêt total de la sédimentation pendant les phases d'abandon agricole. Les périodes d'exhaussement des banquettes varient au rythme de la dilatation et la rétraction des finages, mais ce mouvement n'est pas uniforme à l'échelle régionale. Pendant les épisodes de repli agricole, seules certaines banquettes se figent alors que d'autres demeurent actives.

A partir du Subatlantique, les axes fluviaux ne sont plus capables d'évacuer toute la charge sédimentaire injectée dans les collecteurs. Une partie de ces alluvions reste stockée dans les fonds de vallons et remblais chenaux et lits majeurs. Dans les sections amont, du rang 0 au rang 2, les hydrosystèmes fonctionnent alors de façon très ambivalente. Les crises alluviales s'accompagnent d'une dynamique allogène, caractérisée par un important transfert détritique de l'amont vers l'aval et par un stockage partiel de cette charge dans les talwegs. En revanche, pendant les phases d'accalmie hydrosédimentaire, lorsque ce transit s'interrompt, les fonds de vallons adoptent un fonctionnement autogène, en devenant le siège de dynamiques turfigènes. Cette ambivalence fonctionnelle s'accompagne de modalités spatiotemporelles différentes. Si les périodes d'accalmie affectent tous les hydrosystèmes de façon synchrone, ce n'est pas le cas des crises détritiques, qui

¹ Le *Sediment Delivery Ratio*, parfois traduit en français par le taux de fourniture sédimentaire, est le rapport entre la charge solide évacuée à l'exutoire d'un bassin versant et la production sédimentaire sur les versants amont (Walling, 1983 ; Lageat *et al.*, 1996 ; Bravard et Petit, 1997).

s'expriment de façon très hétérogène dans l'espace. Latéralement, l'enregistrement des crises reste très irrégulier d'un bassin versant à l'autre. Ainsi chaque vallon a sa propre histoire alluviale, et l'histoire hydrosédimentaire régionale n'est que la somme d'histoires locales fragmentaires.

Vers l'aval, comme c'était le cas sur les versants, la sédimentation redevient exclusivement minérale et le caractère récuratif des crises détritiques perd de sa lisibilité. Néanmoins, l'alternance de phases de remblaiement et de reprise d'incision traduit encore la discontinuité spatiotemporelle des flux sédimentaires, qui s'accompagne dans les vallées par un mouvement alterné de stockage–déstockage. Les phénomènes de stockage dans le lit majeur coïncident avec les épisodes de recrudescence de la charge alluviale, tandis que le déstockage correspond aux phases de relaxation et permet la remise en route, différée dans le temps, du *continuum* longitudinal partiellement interrompu pendant les périodes de fortes injections détritiques. Si les crises alluviales, on l'a vu, s'expriment dans les bassins versants amont de façon très hétérogène latéralement, vers l'aval le comportement des corridors fluviaux devient beaucoup plus uniforme. Les sous systèmes fluviaux supérieurs, plus intégrateurs spatialement, connaissent, à quelques variantes près, une histoire alluviale quasi-identique.

Durant la fin de l'Holocène, la cascade sédimentaire a donc connu de fortes variations dans les systèmes fluviaux limousins. A plusieurs reprises, tout au long du Subatlantique, se sont succédées périodes d'interruption et de connexion du *continuum* fluvial.

Même si l'exhaussement des banquettes montre que les transits sédimentaires se font en relais le long des pentes, c'est sur les versants qu'ils sont le plus continu dans le temps. Ils résultent d'une érosion des sols cultivés chronique au cours des trois derniers millénaires. Les injections détritiques dans les collecteurs amont restent en revanche très épisodiques. Elles surviennent pour l'essentiel au cours de quatre crises hydrosédimentaires majeures. Le transfert alluvial vers les corridors aval est lui-même très sporadique. Ainsi, sur les quatre crises alluviales évoquées précédemment, deux d'entre elles seulement (les crises du 1^{er} Age du Fer et des Temps modernes) se répercutent régulièrement jusqu'aux vallées de rang 3 et plus. Pendant les deux autres crises (la crise du début de la période gallo-romaine et surtout celle de l'Antiquité tardive et du début du haut Moyen Age) l'essentiel de la charge solide demeure confinée dans les sections amont des cours d'eau. Les discontinuités spatiotemporelles n'affectent donc pas seulement les connexions versant / vallon, elles se répercutent aussi entre les collecteurs amont et les zones de transfert. Néanmoins, de façon paradoxale, le fonctionnement des tronçons aval redevient moins ambivalent que celui des vallons, et des transits alluviaux, certes réduits, s'observent aussi entre les périodes de crise hydrosédimentaire. S'agit-il seulement d'un effet retard dans la progression des alluvions depuis l'amont, ou est-ce déjà un phénomène de déstockage lié à la relaxation du système ? En tout état de cause, ce phénomène d'hystérésis constitue une nouvelle discontinuité temporelle.

Même s'il ne les a pas exprimé en ces termes, Valadas (1984, 1987) avait déjà relevé les fortes discontinuités spatiotemporelles qui affectent les systèmes fluviaux limousins. Pour cet auteur, en dépit d'une érosion historique des sols attestée sur les versants par la formation des banquettes, les accumulations sédimentaires restent « nulles » ou « exceptionnelles » dans les fonds d'alvéoles. Les résultats présentés ici confirment ces observations, en les nuanciant malgré tout. Pendant les périodes de calme hydrosédimentaire, les discontinuités entre les sous systèmes fluviaux sont en effet très marquées. Les banquettes piègent la quasi-totalité de la charge solide sur les versants, tandis que les vallons évoluent de façon autogène, par accumulation tourbeuse et que des déstockages sédimentaires s'amorcent dans les plaines alluviales. En revanche, ces ruptures dans le *continuum* fluvial s'estompent considérablement pendant les épisodes de forte activité hydrosédimentaire. A plusieurs reprises, au cours des trois derniers millénaires, les connexions entre les sous systèmes

deviennent fonctionnelles. Elles ont alors permis au transit sédimentaire de s'effectuer de l'amont à l'aval du système fluvial, même si les stockages réalisés à tous les niveaux montrent que le *Sediment Delivery Ratio* demeure peu efficient.

En rupture avec l'homogénéité qui marque la première partie de l'Holocène, le fonctionnement des systèmes fluviaux limousins se caractérise, pendant le Subatlantique, par une forte hétérogénéité aréale et longitudinale. Des crises détritiques, inégales par leur intensité comme par leur extension régionale, secouent les bassins versants de façon récursive. La forte disparité spatiale de ces crises hydrosédimentaires est un précieux indicateur pour discuter du rôle respectif des deux principales variables de forçage : l'Homme et le climat.

4.3.3 Les paléodynamiques holocènes : le jeu combiné de l'anthropisation et des variations climatiques.

L'histoire holocène des systèmes fluviaux limousins est partagée en deux épisodes très contrastés. Si l'Holocène ancien et moyen correspond à une longue période d'équilibre et de stabilité morphodynamique, l'Holocène récent présente un tout autre scénario. Durant les trois derniers millénaires, les systèmes fluviaux deviennent instables et connaissent, de façon récurrente, des perturbations hydrosédimentaires majeures qui entraînent de véritables métamorphoses fluviales. Ces crises sont des réponses sédimentaires aux évolutions que connaissent les deux principales variables de contrôle externe : le couvert végétal transformé par l'homme à des fins agricoles et les conditions climatiques. Pour évaluer le rôle respectif de ces deux variables de forçage, on dispose de nombreux indicateurs. Certains de ces indicateurs ont été étudiés de façon approfondie dans ce travail : il s'agit des archives géoarchéologiques, des biomarqueurs (palynologie et anthracologie) et des marqueurs sédimentaires. Le croisement de ces différents signaux montre que forçage anthropique et forçage climatique se combinent de façon complexe et variable selon l'échelle spatiotemporelle considérée.

4.3.3.1 L'équilibre et la stabilité de l'Holocène ancien et moyen

Durant la première partie de l'Holocène, les hydrosystèmes limousins traduisent tous, par leur mode de fonctionnement, la même atonie morphodynamique. Cependant, cette longue période de calme hydrosédimentaire ne s'exprime pas de la même façon pour tous. Si la majorité des fonds de vallons restent calés sur la nappe à cailloutis héritée du Pléistocène, d'autres, les plus hydromorphes, évoluent en bas marais tourbeux.

Des systèmes fluviaux homéostables

Durant plusieurs millénaires, la plupart des lits fluviaux conservent les mêmes caractéristiques morphologiques : des chenaux sinueux, à anastomoses, incisés dans le plancher alluvial caillouteux préholocène. Ces lits fluviaux demeurent parfaitement stables, en équilibre avec une charge solide issue des versants que l'on devine réduite. Durant plus de sept millénaires, ils n'ont été perturbés par aucun forçage externe. L'équilibre biostatique a résisté aux péjorations climatiques pluriséculaires qui affectent alors l'Europe de l'Ouest comme pendant la néolithisation.

Pour cette période, on ne dispose en Limousin d'aucun marqueur paléoclimatique pertinent au pas de temps pluriséculaire. Il faut donc emprunter les modèles paléoclimatiques établis ailleurs en Europe de l'Ouest, grâce à des marqueurs appropriés : fluctuations lacustres dans le Jura et les Alpes du Nord (Magny, 1991, 1992, 1995), avancées glaciaires

(Bortenschlager, 1970, 1977 ; Patzelt, 1973, 1977 ; Zoller, 1977), et variations de la *timberline* (Patzelt, 1980 ; Couteaux, 1982 ; Burga, 1988 ; Richard, 1992) dans les Alpes. Tous ces travaux s'accordent sur l'existence de sept péjorations climatiques récurrentes au cours de l'Holocène ancien et moyen. Aucune d'entre elle n'a laissé de signature alluviale dans les hydrosystèmes limousins.

Si l'on ne possède pas d'information précise sur les fluctuations climatiques en Limousin, on connaît en revanche les grandes étapes de la néolithisation. En dépit de données lacunaires et parfois sommaires, plusieurs indicateurs ont enregistré les débuts de l'agriculture et son impact paysager. La région limousine semble touchée par le mouvement de néolithisation qui affecte l'ouest de l'Europe dès l'Atlantique récent, au début de l'Holocène moyen. Trois abris sous roches ont ainsi livrés des industries roucardiennes dérivées du Cardial, datées du Néolithique ancien. L'abondance des monuments mégalithiques, associés à du mobilier chasséen et arténacien témoigne d'une occupation humaine sur l'ensemble du territoire dès le Néolithique moyen et final, soit au Subboréal. Cette expansion se poursuit à l'Age du Bronze, attestée par plusieurs sites d'habitat et surtout par de nombreux dépôts d'objets métalliques. Parallèlement, l'impact de ces premiers agriculteurs sur la végétation se lit dans les diagrammes polliniques. Rares au cours de l'Atlantique récent, les indicateurs anthropiques se multiplient dans les spectres polliniques à partir de Subboréal (au Néolithique final et surtout à l'Age du Bronze). Ces signaux demeurent néanmoins ténus. Les auteurs évoquent des clairières temporaires peu étendues, disséminées au milieu de vastes ensembles forestiers. Cette ouverture du manteau forestier s'accompagne du développement de prairies et de landes à éricacées, mais la présence de céréales demeure fugitive. Les premiers agriculteurs semblent avoir privilégié l'élevage aux champs cultivés, du moins sur la Montagne limousine où ont été réalisées ces analyses polliniques. Sur les versants, les défrichements se sont accompagnés de phénomènes érosifs, visibles aujourd'hui à travers les tronçatures de sols fossilisées sous les banquettes. Ces premières manifestations érosives n'ont cependant laissé aucune trace dans les hydrosystèmes.

Ni les péjorations climatiques, ni la transformation progressive de l'environnement forestier par les premiers agriculteurs n'ont remis en cause, pendant la première partie de l'Holocène, la stabilité des systèmes fluviaux limousins. Leur résilience est telle qu'ils résistent parfaitement à ce double forçage. Au cours de cette période, les seules perturbations constatées sont des phénomènes de paludification dans les sections les plus hydromorphes des hydrosystèmes.

La prolifération des bas marais, forçage anthropique ou climatique ?

En dépit de quelques incertitudes chronologiques, il ne fait aucun doute qu'il existe, durant la première partie de l'Holocène, plusieurs générations de tourbières. Si certaines sont actives dès la fin du Tardiglaciaire, la majorité d'entre elles se développent plus tardivement, vers la fin de l'Atlantique et au début du Subboréal. Il semble donc que pendant le premier Holocène les conditions propices à la paludification se soient multipliées spatialement, notamment au cours de l'Holocène moyen. Ce phénomène a été signalé par Valadas dès les années 80 (*in* Denèfle *et al.*, 1980 ; Valadas, 1984). Dans ces deux publications, les auteurs distinguent les tourbières d'altitude, située au-dessus de 800 m, qui « révèlent une évolution naturelle (où) le début de la tourbification est ancien, remontant dans certains cas au Boréal » et les tourbières de plus basse altitude, dont « le démarrage, daté du Subboréal pour les plus anciennes, doit toujours être mis en rapport avec l'activité humaine : les défrichements (ou) la création d'une infrastructure agricole... ». C'est un schéma assez proche que Cubizolle *et al.* (2003) ont proposé récemment pour les tourbières du Forez. Si la turfigenèse s'y expliquerait par un simple forçage climatique jusqu'à l'Atlantique, l'apparition des tourbières deviendrait fortement favorisée par les défrichements anthropiques à partir du Subboréal et par les aménagements hydrauliques au cours du Subatlantique.

Si, en Limousin, la paludification de certains vallons est contemporaine des premiers défrichements, cela ne signifie pas pour autant que ceux-ci y jouent un rôle déterminant. On l'a vu, tous les auteurs sont unanimes pour minimiser l'ampleur des *landnams* diagnostiqués sur les spectres polliniques de l'Atlantique récent et du Subboréal (Lemée, 1980 ; Denèfle *et al.*, 1980 ; Guenet, 1993 ; Valadas et Marambat, 1999). Les défrichements demeurent ponctuels et épisodiques. Ils n'ont pas entraîné de rupture dans le fonctionnement hydrosédimentaire, et l'on peut également s'interroger sur leur capacité à perturber, de façon suffisamment nette et durable, le bilan hydrologique de certains bassins versants pour qu'une dynamique turfigène se développe au fond de leur vallon.

Il est tentant d'envisager un autre scénario où le forçage climatique jouerait un rôle prépondérant, et expliquer la multiplication des tourbières à la fin de l'Atlantique et au Subboréal par le début de la longue dégradation climatique qui caractérise cette période. S'il est impossible de lire dans les diagrammes polliniques les courtes fluctuations pluriséculaires évoquées précédemment, la lente détérioration climatique de l'Holocène récent se discerne en revanche très bien. L'accroissement de l'humidité et le rafraîchissement des températures, attestés en Limousin comme ailleurs par le recul des taxons thermophiles de la chênaie mixte au profit d'essences montagnardes comme le hêtre (Vergne *in* Manneville *et al.*, 1999), a du modifier le bilan hydrologique de nombreux bassins versants, notamment sur les hautes terres. Sur les planchers alluviaux les plus plans et les moins bien drainés, le forçage climatique pourrait bien avoir favorisé les mécanismes de paludification de façon plus déterminante que les premiers défrichements agricoles. Dans ce travail de recherche, la paludification d'origine anthropique, qu'elle soit directe par aménagement hydraulique, ou indirecte par alluvionnement, n'est observée avec certitude qu'au Subatlantique seulement.

Durant la première partie de l'Holocène, la stabilité biotassique des systèmes fluviaux limousins n'est remise en cause ni par les péjorations climatiques, ni par l'installation des premiers agriculteurs. Les seules perturbations décelables concernent l'apparition, dans les secteurs les plus hydromorphes de la Montagne limousine, de bas marais tourbeux. Il n'a pas été possible dans ce travail de clarifier les rôles joués respectivement par le climat et par l'Homme dans ce phénomène de paludification. Les systèmes fluviaux limousins, si stables durant plus de sept millénaires, perdent pourtant leur état d'équilibre au cours du Subatlantique, sous l'effet combiné d'une pression agricole accrue et de dégradations hydroclimatiques récurrentes.

4.3.3.2 Les crises anthropoclimatiques du Subatlantique

Quatre crises détritiques récurrentes, séparées par des périodes de récupération rythment le fonctionnement des systèmes fluviaux limousins durant les trois derniers millénaires. Ces crises hydrosédimentaires répondent à un double forçage, anthropique et climatique. En croisant les indicateurs et en faisant varier l'échelle temporelle d'observation, il devient possible d'éclairer cette dialectique Homme-climat. Il convient ainsi de distinguer les causes de la rupture d'équilibre à l'échelle de l'Holocène, le *tempo* général des crises historiques et enfin les circonstances propres à chacune d'entre elles.

Des ruptures d'équilibre locales sous contrôle anthropique

Rien dans l'histoire climatique de l'Holocène ne permet d'expliquer pourquoi le fonctionnement des systèmes fluviaux change de façon aussi radicale durant les trois derniers millénaires. Les péjorations climatiques du Subatlantique n'apparaissent pas d'une

ampleur supérieure à celles qui les ont précédées (Magny, 1991, 1992, 1995). Ce n'est pas le cas de la pression agricole dans les campagnes.

Le Subatlantique est, en Limousin, une période de très forte augmentation de l'emprise de l'Homme sur la végétation. Ceci s'observe dans tous les diagrammes polliniques étudiés. Partout la forêt recule fortement : dans les spectres polliniques, le pourcentage de pollen d'arbres, qui avoisinait jusque là 80 à 90 % de la pluie pollinique, s'abaisse régulièrement sous le seuil des 50 %, souvent même nettement moins. La forêt elle-même change de faciès. La chênaie-hêtraie s'efface peu à peu devant les arbres héliophiles favorisés par la multiplication des clairières et des lisières. Dans les diagrammes, les taxons marqueurs de l'anthropisation comme les plantaginacées, les rudéro-ségétales et les céréales s'accroissent et forment désormais des courbes continues. Les espaces forestiers se rétractent au profit des landes à callune, des prairies et des champs cultivés. C'est le spectacle d'une véritable révolution agricole et paysagère, en rupture avec le Subboréal, qu'offrent les diagrammes polliniques de la fin de l'Holocène.

Ces signaux paléobotaniques sont complétés par les informations apportées par les banquettes agricoles. C'est à partir de l'Age du Fer, au début du Subatlantique, que commencent à se mettre en place ces formes d'accumulation colluviale à l'aval des champs. Elles confirment que les finages possèdent désormais des limites parcellaires fixes, et que le bilan érosif s'est fortement modifié sur les versants.

Assurément, les indices paléobotaniques et géoarchéologiques montrent que l'on franchit un seuil très net dans l'anthropisation du milieu. Développement des *saltus* et surtout des *agers*, stabilisation des parcellaires, autant de faits qui contribuent à accroître l'érodabilité générale des bassins versants et l'érodibilité intrinsèque des sols dont la maîtrise agronomique reste limitée. Au cours du Subatlantique, le développement de l'agriculture a rendu les systèmes fluviaux limousins beaucoup plus sensibles à l'érosion pluviale et donc plus fragiles et instables.

Un autre argument plaide pour le rôle déterminant joué par l'expansion agricole dans l'abaissement du seuil de résistance des milieux. Les crises détritiques historiques n'affectent pas l'ensemble du territoire, seuls certains bassins versants sont touchés, de façon apparemment aléatoire, soulignant ainsi le poids des facteurs locaux. Cette anisotropie s'accorde mal avec un signal climatique qui devrait s'exprimer à l'échelle régionale. Elle s'accommode en revanche très bien avec des finages dispersés, fractionnés par des espaces forestiers, mêlant des terroirs très disparates (landes, prairies et champs cultivés) plus ou moins érodables.

D'autre part, si les diagrammes polliniques montrent que la pression anthropique s'accroît de façon générale tout au long du Subatlantique, ils révèlent que cela n'est ni homogène dans l'espace, ni continu dans le temps. Chaque diagramme présente une biozonation spécifique, dénonçant l'hétérogénéité des anciennes campagnes. D'un bassin versant à l'autre, la mise en valeur agricole ne connaît ni la même précocité, ni la même intensité, ni la même régularité. Le franchissement du seuil de résistance varie dans l'espace et dans le temps, il peut également être réversible. Comment s'étonner alors que chaque vallon ait sa propre histoire alluviale. Certains bassins versants sont fragilisés dès l'Age du Fer, d'autres restent stables jusqu'aux Temps modernes ; certains n'enregistrent qu'une crise déritique, d'autres en connaissent plusieurs. Sans oublier les effets d'échelle déjà évoqués. Si le nombre de crises alluviales enregistrées augmente avec le rang des artères hydrographiques, c'est que la superficie des zones de production sédimentaire potentiellement érodables s'accroît avec la taille des bassins versants.

En augmentant l'érodabilité des systèmes fluviaux et en abaissant leur résilience, l'Homme joue un rôle déterminant dans la manifestation des crises hydrosédimentaires. Pour autant, ce n'est pas l'Homme qui contrôle le *tempo* général de ces crises mais le climat.

Un tempo régional contrôlé par le climat

Si les bassins versants ont chacun leur propre histoire alluviale, ils écrivent *in fine* la même histoire régionale. Les crises détritiques qui secouent les systèmes fluviaux ne surviennent pas n'importe quand au cours du Subatlantique, mais selon un modèle chronologique général. Elles se produisent selon un rythme saccadé, au cours de quatre épisodes sédimentogènes pluriséculaires favorables : au 1^{er} Age du Fer, à la charnière 2^e Age du Fer/période gallo-romaine, de l'Antiquité tardive au début du haut Moyen Age, et enfin au bas Moyen Age et aux Temps modernes. Elles sont séparées par des périodes de relaxation dont la durée varie de quelques siècles pendant le 2^e Age du Fer et le milieu de l'Antiquité à près d'un millénaire durant le Moyen Age. Les indices disponibles montrent que le *tempo* de ces crises s'accorde beaucoup mieux avec un contrôle climatique qu'anthropique.

Grâce à la qualité de certains indicateurs sédimentaires (notamment l'alternance dans les vallons amont d'une dynamique sédimentogène pendant les crises, organogène pendant les phases de relaxation) et à de nombreux calages par le radiocarbone, la chronologie des crises alluviales est connue avec précision. L'évolution des systèmes agraires n'est hélas pas aussi bien connue. Toutefois, en croisant les connaissances archéologiques et historiques bibliographiques avec les informations paléoenvironnementales, pour partie inédites, présentées dans ce travail, on peut retracer à grands traits les étapes de l'occupation du sol en Limousin. La confrontation entre cette périodisation et celle des crises hydrosédimentaires montre quelques similitudes et beaucoup de discordances.

On l'a vu, les diagrammes polliniques montrent que, globalement, la pression anthropique sur le milieu augmente progressivement au cours de la période historique. Bien sûr cet accroissement n'est ni régulier, ni linéaire, il peut être entrecoupé de périodes de déprise, voire d'abandons. Ce phénomène s'observe particulièrement bien sur les diagrammes d'anthropisation réalisés sur quelques séquences tourbeuses des bas plateaux. Seules deux des quatre crises alluviales identifiées coïncident avec des périodes de forte pression agricole. Il s'agit de la crise survenue à la charnière entre la Tène et la période gallo-romaine et de la crise du bas Moyen Age et des Temps modernes. Ce n'est en revanche pas le cas des deux autres crises, ni de la crise du 1^{er} Age du Fer, ni de celle qui advient de la fin de l'Antiquité au début du haut Moyen Age.

En Limousin comme dans beaucoup d'autres régions françaises (Ferdrière, 1988), l'Antiquité est une période de forte activité agricole. Bien sûr l'usage par les gallo-romains de matériaux de construction en dur, se conservant bien, favorise aujourd'hui le repérage des structures d'habitats plus que pour d'autres périodes (comme l'Age du Fer ou le haut Moyen Age). Nonobstant ce biais, les densités rurales semblent alors très élevées, et Desbordes (1994) évoque une équidistance d'environ 800 mètres entre chaque *villa*. Les paysages ruraux témoignent de cette forte emprise agricole. Les spectres polliniques contiennent une grande variété de pollen de plantes cultivées (céréales, légumineuses, graminées, arbres fruitiers...) qui évoquent une polyculture diversifiée. Les nombreuses banquettes qui se forment à cette époque témoignent d'une active érosion des sols cultivés, en dépit d'un usage attesté des fumures sur certaines parcelles proches des *villae*. Autre période de forte pression agricole, le bas Moyen Age et les Temps modernes bien sûr. L'anthropisation des paysages limousins atteint alors une intensité maximale dans les diagrammes. Les cultures céréalières se développent alors considérablement, au sein de paysages désormais très ouverts.

Les premières discordances entre fonctionnement hydrosédimentaire et occupation agricole concernent les crises détritiques du 1^{er} Age du Fer et de l'Antiquité tardive/début du haut Moyen Age. Ces crises surviennent alors que tous les indices archéologiques et paléo environnementaux dénoncent une pression anthropique peu importante. Les paysages agraires du 1^{er} Age du Fer diffèrent encore peu de ceux de l'Age du Bronze. La chênaie-hêtraie couvre encore de vastes superficies et les cultures pratiquées au sein des clairières n'ont laissé que des traces ténues dans les séquences polliniques. Aucune banquette agricole n'est attestée pour cette époque. Quant à l'Antiquité tardive et au début du haut Moyen Age, ils coïncident avec une période de déprise agricole. Tous les indices concordent : l'abandon d'un grand nombre de villae dès la fin du III^e et le début du IV^e siècle (Lintz, 1992), la rétraction des agers attestée par la stabilisation des banquettes, la remontée forestière et le déclin des cultures perceptibles dans les diagrammes polliniques.

Les secondes discordances tiennent au fait que de longues périodes de stabilité morphodynamique se poursuivent pendant des phases de forte pression agricole. C'est le cas à plusieurs reprises. Au second Age du Fer d'abord, alors que les traces d'expansion agricole abondent : apparition de multiples banquettes, multiplication des essartages qui entraînent un recul de la forêt au profit des prairies et de céréales. Au cœur de l'apogée agricole gallo-romain ensuite, durant les II^e et III^e siècles. Durant presque tout le Moyen Age enfin. Au cours de cette dernière période, les systèmes fluviaux conservent une parfaite stabilité durant près d'un millénaire, alors que l'expansion agricole s'accélère très nettement à deux reprises : entre le VI^e et le VIII^e siècle, les diagrammes polliniques le montrent très clairement ; à partir des X^e-XI^e siècles, la palynologie corrobore alors les archives écrites (Tricard, 2003). Pour ces deux phases d'expansion agraire, les séquences polliniques attestent d'espaces cultivés beaucoup plus étendus que durant l'apogée agricole gallo-romain.

A deux exceptions près, au début de l'Antiquité et pendant les Temps modernes, fonctionnement hydrosédimentaire des bassins versants et tribulation de l'espace agricole ne coïncident pas au cours du Subatlantique. Pas plus pour les périodes de stabilité morphodynamique que pour les crises détritiques. La comparaison entre l'histoire alluviale limousine et la périodisation des péjorations hydroclimatiques fini-holocènes est en revanche spectaculaire.

Quatre péjorations climatiques récurrentes, caractérisées par un refroidissement et/ou une augmentation de la pluviosité, sont reconnues dans l'ensemble de l'Europe de l'Ouest au cours des trois derniers millénaires. Elles sont attestées par des indicateurs paléoclimatiques variés : avancées glaciaires (Bortenschlager, 1977 ; Patzelt, 1977 ; Zoller, 1977), abaissement de la *timberline* (Richard, 1992, Burga, 1988), transgressions lacustres (Magny, 1995), recrudescence de l'activité fluviale (Starkel *et al*, 1991, Bravard, 1992, Gregory *et al*, 1995)... Deux de ces péjorations sont des dégradations climatiques majeures, identifiées avec une parfaite simultanéité dans l'ensemble des milieux enregistreurs. Il s'agit de la crise du 1^{er} Age du Fer et de celle du bas Moyen Age et des Temps modernes, connue sous le nom de Petit Age Glaciaire. Les deux autres sont des dégradations climatiques secondaires, intercalées chronologiquement entre les deux crises précédentes. Elles prêtent davantage à discussion car elles n'ont pas laissé de signatures dans tous les milieux enregistreurs. Elles présentent également des décalages chronologiques selon les marqueurs et d'une région à l'autre : début ou fin de la période gallo-romaine pour la première, début ou fin du haut Moyen Age pour la seconde.

L'histoire alluviale limousine s'accorde parfaitement avec le cadre paléoclimatique que l'on vient d'évoquer. Les deux crises alluviales les plus fortes, par leur caractère sédimentogène et par la nature des métamorphoses fluviales, coïncident avec les péjorations hydroclimatiques majeures du 1^{er} Age du Fer et du Petit Age Glaciaire. Deux crises alluviales secondaires, témoignant d'une hydraulité moins exacerbée, s'intercalent entre elles, à la

charnière entre la Tène et la période gallo-romaine, et durant l'Antiquité tardive et le début du haut Moyen Age. A l'instar des crises du 1^{er} Age du Fer et du Petit Age Glaciaire, ces deux crises ont une extension extrarégionale qui renvoie à un signal hydroclimatique général. Elles ont été très clairement identifiées dans tout le bassin hydrographique amont du Rhône (Bravard *et al.*, 1992, Bravard, 1996). Plus récemment, Ballut (2000) signale également, durant ces deux périodes, des perturbations alluviales en Limagne. La parfaite concordance entre le *tempo* des crises alluviales limousines et celui des péjorations climatiques de l'ouest de l'Europe plaide avec force pour l'expression d'un signal hydroclimatique. Au pas de temps séculaire, le déclenchement des crises hydrosédimentaires survient au rythme des fluctuations climatiques générales du Subatlantique.

Avéré au pas de temps séculaire, le contrôle climatique semble aussi se vérifier à un pas de temps plus court, d'ordre décennal. Ainsi, la crise du bas Moyen Age et des Temps modernes, la mieux documentée, est rythmée en Limousin par des injections détritiques récurrentes. Les prémices sont enregistrées durant la 2^e moitié du XIV^e s., puis trois paroxysmes alluviaux se succèdent durant la 1^{ère} moitié du XV^e s., à la fin du XVI^e s. et au début du XVII^e s., à la fin du XVII^e ou à la fin du XVIII^e s. enfin. Or, exception faite du XIX^e s., ce *tempo* hydrologique coïncide avec les principales oscillations climatiques observées, au cours du Petit Age Glaciaire, dans les courbes densitométriques d'arbres fossiles alpins (Furrer *et al.*, 1987). La réponse sédimentaire des systèmes fluviaux limousins au forçage hydroclimatique ne suit donc pas seulement un rythme pluriséculaire, elle semble aussi se calquer sur un pas de temps pluridécennal.

Les crises sédimentaires de l'Holocène récent résultent donc d'un double forçage anthropique et climatique. Si l'Homme joue localement un rôle primordial en fragilisant les systèmes fluviaux, ce sont les péjorations hydroclimatiques générales qui commandent le *tempo* des crises. Autrement dit, tandis que l'Homme, en augmentant de façon anisotrope l'érodabilité des bassins versants détermine le lieu, le climat détermine lui le moment de la crise. Cependant, si toutes les crises hydrosédimentaires sont d'origine anthropoclimatique, le jeu combiné de ces deux variables de forçage change avec le temps, garantissant à chacune de ces crises sa spécificité.

Une combinaison de l'Homme et du climat propre à chaque crise

Les crises hydrosédimentaires du Subatlantique n'ont pas les mêmes caractéristiques. Certaines de ces propriétés sont les marqueurs d'un signal hydroclimatique fort. Il s'agit du volume et de la granulométrie des flux sédimentaires, de l'ampleur de la métamorphose fluviale et enfin, surtout, de l'inégale propagation de la charge solide tout au long du *continuum* fluvial. En revanche, l'extension aréale très variable des crises est l'indicateur d'un signal anthropique. En croisant ces différents signaux, il devient possible d'apprécier, pour chacune des crises, la part relative jouée par l'Homme et par le climat (Fig. 2- 47).

Deux crises alluviales témoignent d'un signal hydrologique très fort : celle du 1^{er} Age du Fer et celle du bas Moyen Age et des Temps modernes. Elles correspondent à des péjorations hydroclimatiques majeures. Elles se distinguent des crises du début de la période gallo-romaine et de l'Antiquité tardive au début du haut Moyen Age, dont la faible hydraulicité relève de fluctuations climatiques mineures.

Les appariements changent lorsque l'on privilégie le signal anthropique. Leur très inégale extension aréale associe alors crises gallo-romaine et moderne d'une part, crises celtique et haut-médiévale d'autre part. Par leur forte assise territoriale, les deux premières indiquent un signal anthropique marqué, s'accordant bien aux fortes densités rurales et aux campagnes très humanisées de ces périodes. A l'inverse, les secondes restent circonscrites spatialement, conformément aux finages très disséminés de l'époque.

Ainsi le jeu combiné de l'Homme et du climat se décline différemment pour chacune des quatre crises hydrosédimentaires. En modulant ces deux variables selon que leur forçage apparaît fort ou faible, il devient possible de caractériser chaque crise de la façon schématique suivante :

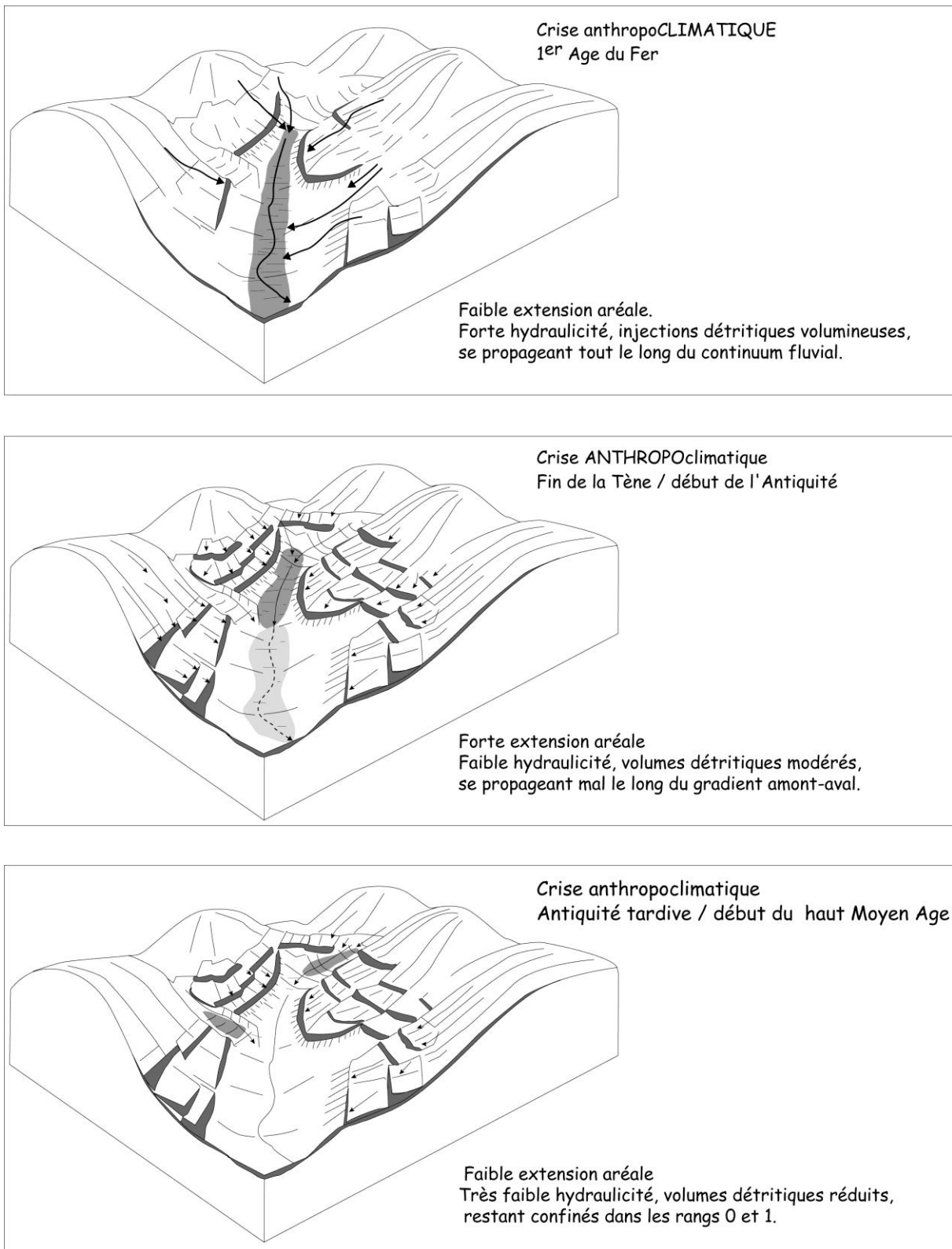
1 ^{er} Age du Fer	crise anthropoCLIMATIQUE
charnière 2 ^e Age du Fer/période gallo-romaine	crise ANTHROPOclimatique
Antiquité tardive et début du haut Moyen Age	crise anthropoclimatique
bas Moyen Age et Temps modernes	crise ANTHROPOCLIMATIQUE

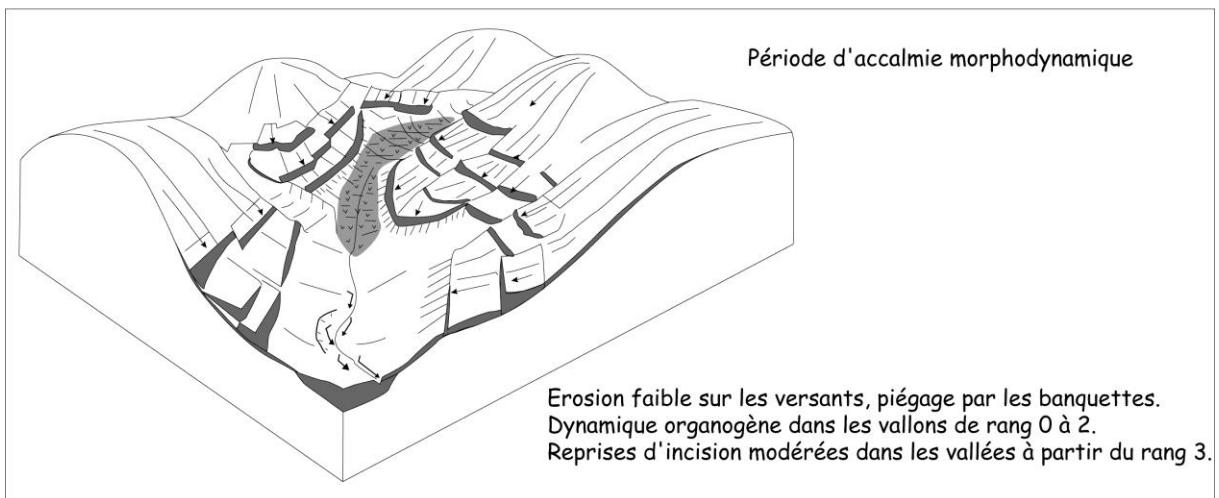
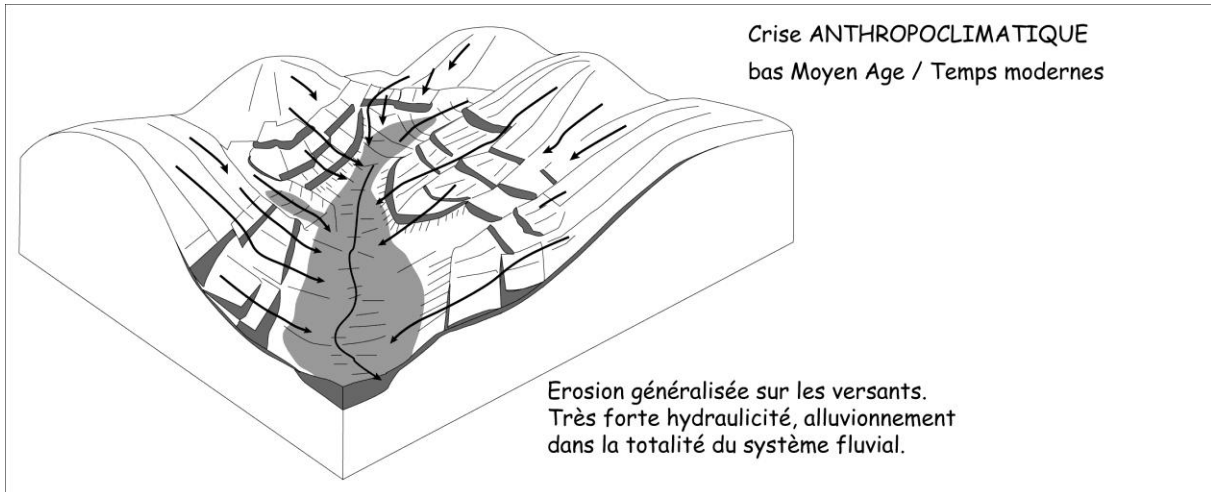
Dans tous les cas de figure, le forçage anthropique demeure un préalable indispensable à l'expression du forçage climatique. Mais pour chaque crise, les deux acteurs que sont l'Homme et le climat pèsent d'un poids différent.

Conclusion du chapitre 4.3.3

Le cadre morphoclimatique limousin s'avère peu discriminant et, à quelques variantes près, tous les systèmes fluviaux de la région suivent le même modèle d'évolution holocène. Ce modèle se caractérise par une rupture d'équilibre morphodynamique tardive, qui provoque, au cours du Subatlantique, une métamorphose généralisée des hydrosystèmes. Après plus de sept millénaires de stabilité, les systèmes fluviaux connaissent, pendant la période historique, un fonctionnement saccadé qui voit alterner crises alluviales et phases de relaxation. Ce fonctionnement discontinu s'accompagne d'un renforcement de la cascade sédimentaire et d'une forte hétérogénéité aréale. En croisant ces données cinématiques avec différents indicateurs anthropiques et hydroclimatiques, il devient possible de discuter du rôle respectif de ces deux variables de forçage. Les résultats aboutissent à un modèle assez paradoxal. Alors qu'à l'échelle du temps long, celui de l'Holocène, la rupture d'équilibre et la métamorphose des hydrosystèmes répond à un signal anthropique, à l'échelle historique c'est le signal hydroclimatique qui détermine le *tempo* des crises. Ces crises hydrosédimentaires résultent donc toutes d'un double forçage anthropique et climatique mais selon une combinaison changeante qui donne à chacune d'elle sa spécificité. En dépit d'un fonctionnement ambivalent, en Limousin comme ailleurs, les crises anthropoclimatiques qui affectent les systèmes fluviaux holocènes sont le résultat d'un système de causalité complexe.

Figure 2-47 : Expression des crises morphodynamiques finiholocènes en Limousin





CONCLUSION DU CHAPITRE III

Des trois massifs étudiés (Limousin, Lozère et Maures), le Limousin est celui qui possède les conditions morphoclimatiques les moins agressives. Des ensembles de pentes peu déclives et la faible érosivité pluviale du climat océanique déterminent des systèmes érosifs à faible énergie. Ce contexte morphodynamique est à l'origine d'une grande stabilité des systèmes fluviaux au cours de l'Holocène. En dépit d'une néolithisation précoce qui commence dès l'Atlantique ancien, l'équilibre biotasiq ue du milieu n'est rompu qu'au Subatlantique, lorsque la pression agricole devient suffisamment forte pour remettre en cause la forte résilience des systèmes fluviaux. Commencent alors trois millénaires d'instabilité et de perturbations hydrosédimentaires récurrentes, rythmées par le jeu combiné d'un double forçage anthropique et climatique.

Dans les systèmes fluviaux naturellement stables du Limousin, les crises détritiques résultent toutes de la combinaison d'une forte pression agraire et d'une péjoration hydroclimatique. Dans les massifs méditerranéens comme le Lozère et les Maures, ce double forçage anthropoclimatique n'est pas aussi exclusif. Les systèmes fluviaux, beaucoup moins résilients, y connaissent durant l'Holocène des crises hydrosédimentaires plus unicasales.

**CHAPITRE IV : LES DYNAMIQUES HYDROSÉDIMENTAIRES
HOLOCÈNES SUR LE MONT LOZÈRE**

INTRODUCTION

Le massif du mont Lozère a déjà fait l'objet d'importantes recherches de géomorphologie dynamique, dans le cadre notamment de deux thèses d'Etat consacrées aux hautes terres du Massif central. Veyret (1978) s'est intéressée aux modelés et aux formations d'origine glaciaire, ainsi qu'aux problèmes posés par la délimitation des surfaces englacées. Valadas (1984) a privilégié, quant à lui, deux thèmes d'étude : les formes et formations pléistocènes d'origine périglaciaire, et les morphodynamiques récentes et actuelles. Sur ce second thème, Valadas a mené une étude descriptive des formes d'érosion holocènes et actuelles, en suivant une démarche géosystémique visant à les replacer dans leur environnement physique et humain. Il s'est également attaché à identifier les différents processus et mécanismes d'érosion intervenant dans le fonctionnement de ces formes.

S'inscrivant dans le prolongement des travaux de Valadas, deux objectifs précis ont été retenus dans le cadre de cette HDR. La quantification des flux sédimentaires actuels au sein des systèmes bassins versants constitue le premier objectif. Elle a été abordée au cours de la 1^e partie. Le second objectif vise à placer les morphodynamiques holocènes dans un cadre chronologique précis, et à discuter du poids respectif des variables structurales, climatiques et anthropiques sur la nature, l'ampleur et le rythme des mécanismes érosifs. C'est le thème de ce chapitre.

Jusqu'à la réalisation de ce travail, on ne disposait, dans les hautes Cévennes, que de trois références chronologiques concernant le détritisme holocène : deux dans le massif de l'Aigoual Lingas, à l'Airette (Muxart *et al.*, 1990) et à Cabrillac (Curt, 1991) ; la troisième à Peyreguy, sur le mont Lozère (Bernard-Allée *et al.*, 1991). Ces données témoignent toutes d'une importante activité érosive d'âge médiéval et post-médiéval.

Trois types de dépôts corrélatifs des morphodynamiques érosives holocènes ont été étudiés sur le mont Lozère : les colluvionnements de versants, les cônes de déjection et les remblaiements alluviaux. Cependant, des trois massifs étudiés dans ce mémoire d'HDR (Limousin, Lozère et Maures), c'est ici que les conditions d'accès sur le terrain aux archives sédimentaires holocènes ont été les moins satisfaisantes. Pour des raisons financières et techniques (difficulté d'accès aux dépôts, abondance de blocs), il n'a pas été possible d'ouvrir de coupes stratigraphiques à l'aide d'une pelle mécanique. A l'exception du site de Peyreguy, où de longues tranchées ont été ouvertes lors de travaux de drainage agricole, il a donc fallu, sur tous les autres sites, se contenter de sondages à la tarière à main, et des coupes naturelles liées aux érosions de berges. Impossible dans ces conditions de disposer d'une vision transversale exhaustive des complexes sédimentaires. Il faut se contenter de fenêtres stratigraphiques de quelques mètres de longueur, souvent disposées, de surcroît, dans le sens longitudinal aux écoulements. Pour les mêmes raisons, il n'a pas été possible d'étudier les banquettes agricoles de versant, afin d'entreprendre une géoarchéologie des champs, à l'instar des travaux réalisés en Limousin.

En dépit de ce handicap technique, près de vingt-cinq complexes morphosédimentaires ont été étudiés et calés par des datations radiométriques sur l'ensemble du Lozère. Tous les sites présentés ici sont localisés sur substrat granitique. Le fonctionnement hydrosédimentaire des petits causses blottis sortait de la problématique centrée sur le cristallin, quant aux bassins versants cristallophylliens, leur intense dissection n'a pas permis la conservation d'archives alluviales. C'est également en raison d'une mémoire détritique défaillante que les systèmes fluviaux granitiques associés aux grandes vallées quaternaires n'ont pu être exploités.

Figure 2-48 : Orographie et géologie du mont Lozère

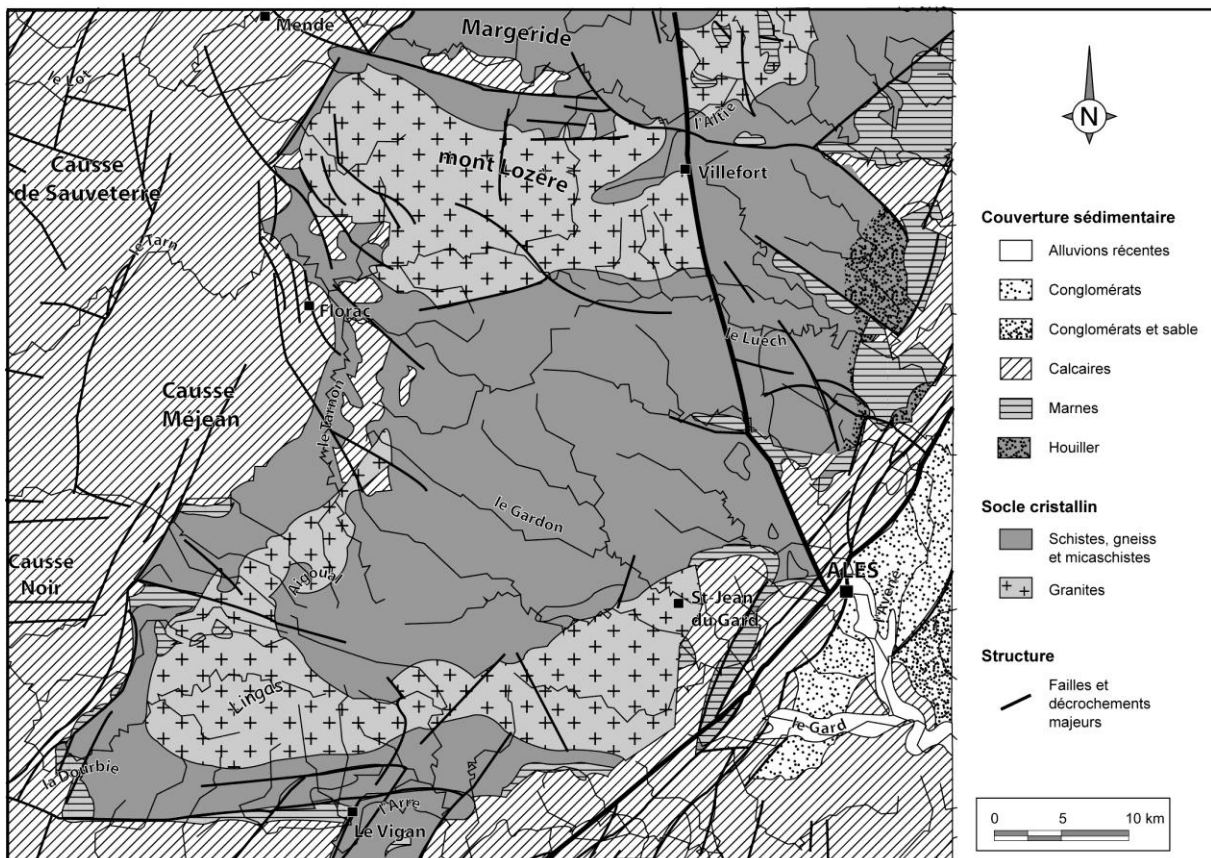
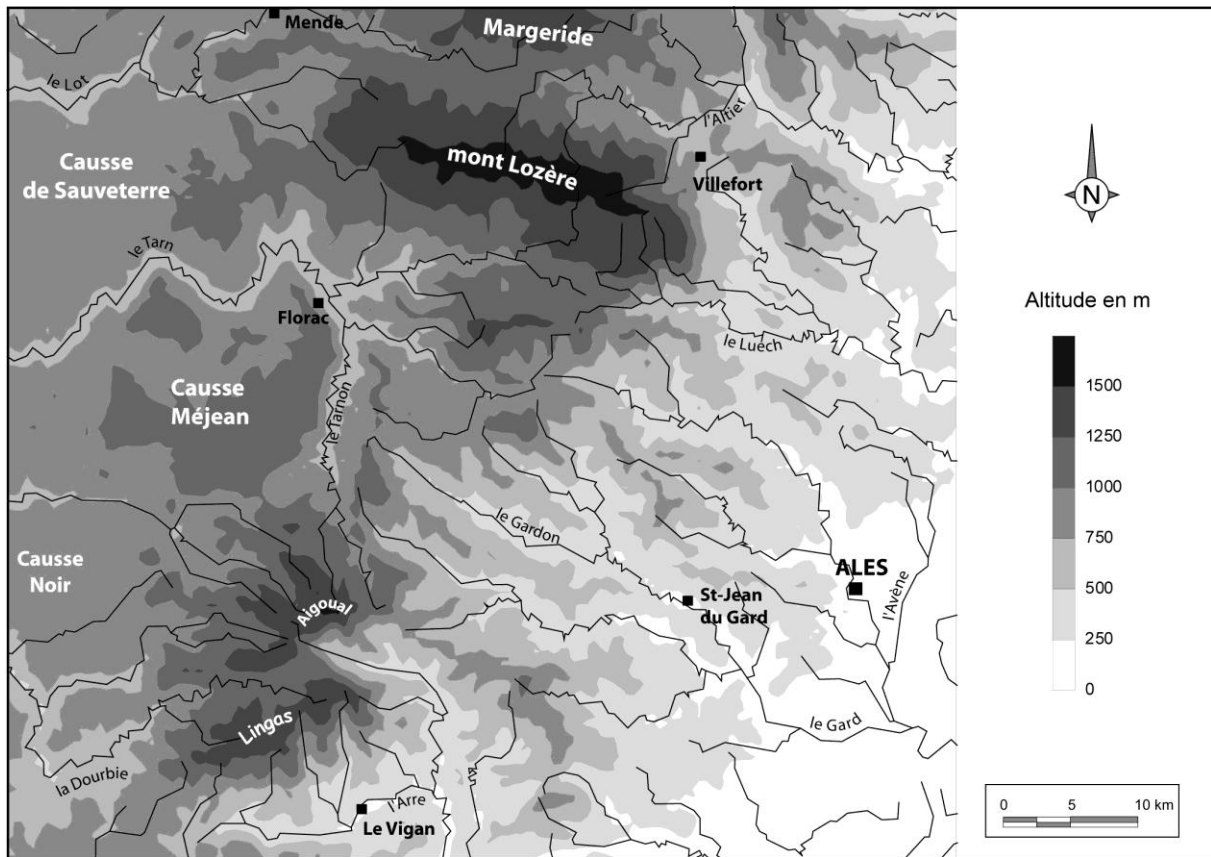
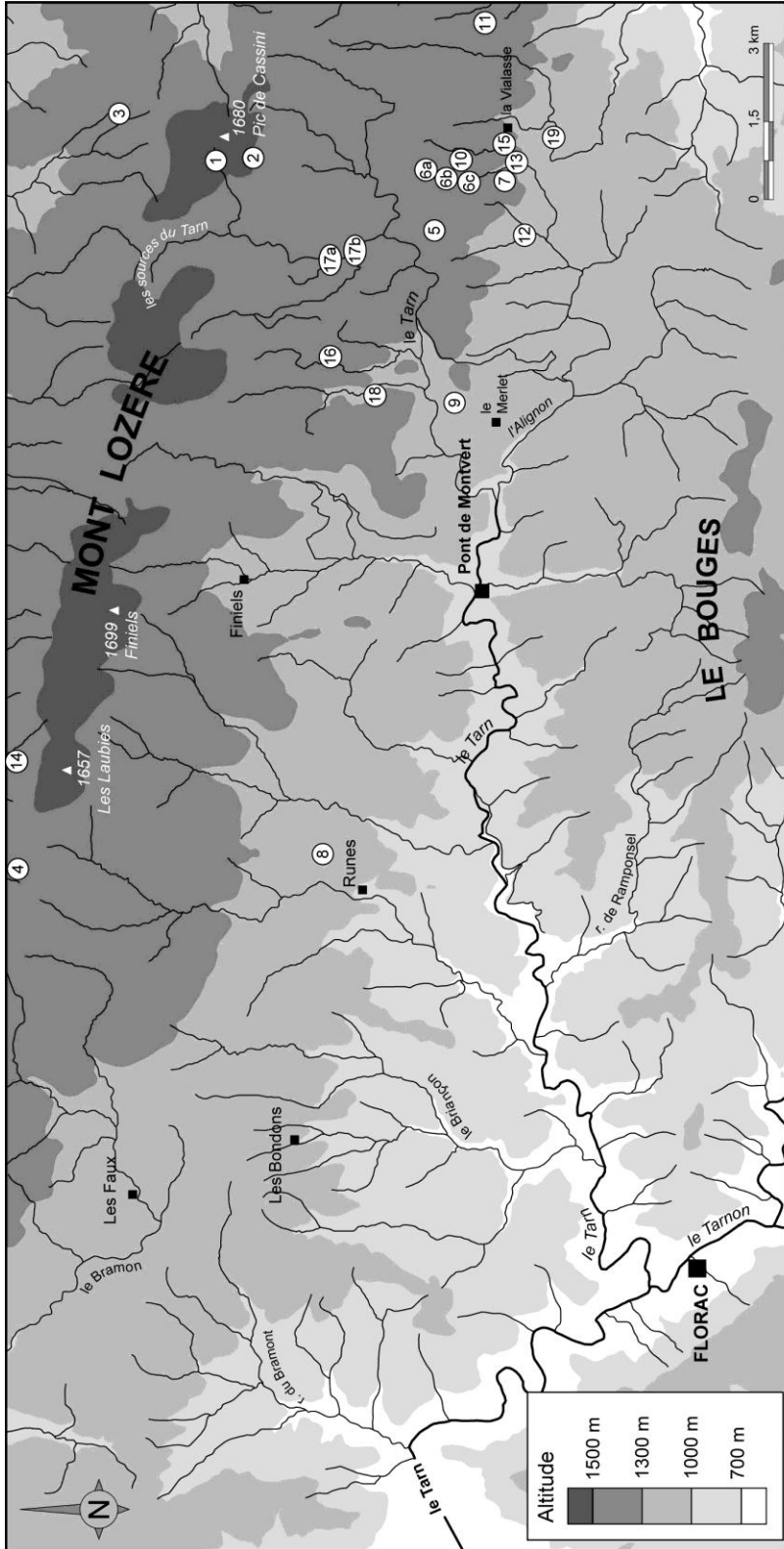


Figure 2-49 : Localisation des sites du mont Lozère



SITES DE LA ZONE DES CRETES

Les sols colluvies

- ① La Levade
- ② Les Taillades

Les cônes de déjection

- ③ La Font de Prat Marqués
- ④ La Samouse

SITES DES ALVEOLES DU PLATEAU

Les cônes de déjection

- ⑤ La Nasse du Point des Eaux
- ⑥ La Laitte
- ⑦ La ravine de l'Aubaret Vieil

Les empâtements organominéraux discontinus des vallons élémentaires

- ⑧ Peyreguy
- ⑨ L'Ancise
- ⑩ La Violasse Vieille
- ⑪ Les Bouzèdes

Les remblaiements alluviaux hétérogènes (rang 1)

- ⑫ Les Urfruits
- ⑬ L'Alignon
- ⑭ La Bourassade
- ⑮ Les Cloutasses
- ⑯ Salarial

Les remblaiements alluviaux polygéniques (rang 2)

- ⑰ Mas Camargue
- ⑱ Le Cros
- ⑲ La Boulade

Le cadre morphostructural et agropastoral est fondamental pour comprendre la logique de répartition et de conservation des archives sédimentaires holocènes. C'est pourquoi la première partie de ce chapitre est consacrée à la présentation des unités paysagères et des systèmes fluviaux du mont Lozère. Les deux parties suivantes analysent, de façon détaillée, les archives détritiques observées dans les bassins versants. Sur les crêtes, les unités hydrographiques restent élémentaires (rang 0 et 1) et les dépôts corrélatifs se présentent essentiellement sous la forme de tabliers colluviaux et, surtout, de cônes de déjection construits sur les gradins structuraux et dans les fonds de vallons. Sur le plateau intermédiaire, les systèmes fluviaux, de rang 1 et 2, sont plus complexes. Aux cônes de déjection présents à différents niveaux sur les cloisons, s'ajoutent des remblaiements alluviaux continus sur les vastes planchers d'alvéoles. La dernière partie de ce chapitre est consacrée à une synthèse sur le fonctionnement des bassins versants à l'Holocène et à une discussion sur le rôle des différentes variables de contrôle et de forçage.

1 TROIS FAMILLES DE SYSTÈMES FLUVIAUX

Le massif du mont Lozère est formé par un ensemble de hautes terres d'une trentaine de kilomètres de longueur, large d'une quinzaine de kilomètres. Trois axes topographiques majeurs, tous orientés ouest-nord-ouest/est-sud-est structurent le mont Lozère. Au centre, l'axe faitier est formé par une lourde échine granitique dont les altitudes varient entre 1450 et 1700 m. Au nord et au sud, deux couloirs hydrographiques profondément incisés, parallèles à l'axe faitier, délimitent le massif. Au nord, il s'agit des vallées du Lot et de l'Altier. Au sud, ce sont les vallées du Tarn et du Luech. On se trouve ici sur la ligne de partage des eaux entre le bassin de la Garonne et celui du Rhône, et cette situation explique la plus forte incision des artères méditerranéennes (l'Altier coule à 500 m d'altitude à Villefort, le Luech à 300 m d'altitude en aval de Vialas) par rapport à leurs homologues atlantiques (900 m d'altitude pour le Lot à Bagnols, 550 m pour le Tarn à Florac). A l'est, le massif lozérien s'achève par un important escarpement de faille calé sur l'accident méridien de la Régordane ; à l'ouest, le contact avec le causse Sauveterre et ses satellites se fait tantôt par glaciais (au sud-est), tantôt par dépression périphérique (au nord-ouest).

Si l'axe orographique sommital et les principaux couloirs fluviaux sont orientés ouest-nord-ouest/est-sud-est, tout le réseau hydrographique secondaire est organisé selon une direction méridienne, de part et d'autre de la ligne de crête. Ces artères secondaires drainent les différents gradins aux origines variées et souvent combinées qui structurent le paysage : anciens niveaux d'aplanissement (soulignés par des pastilles triasiques), replats d'érosion différentielle et surtout gradins de failles nés de la tectonique cassante tertiaire, qui a soulevé le socle lozérien sous forme de horst.

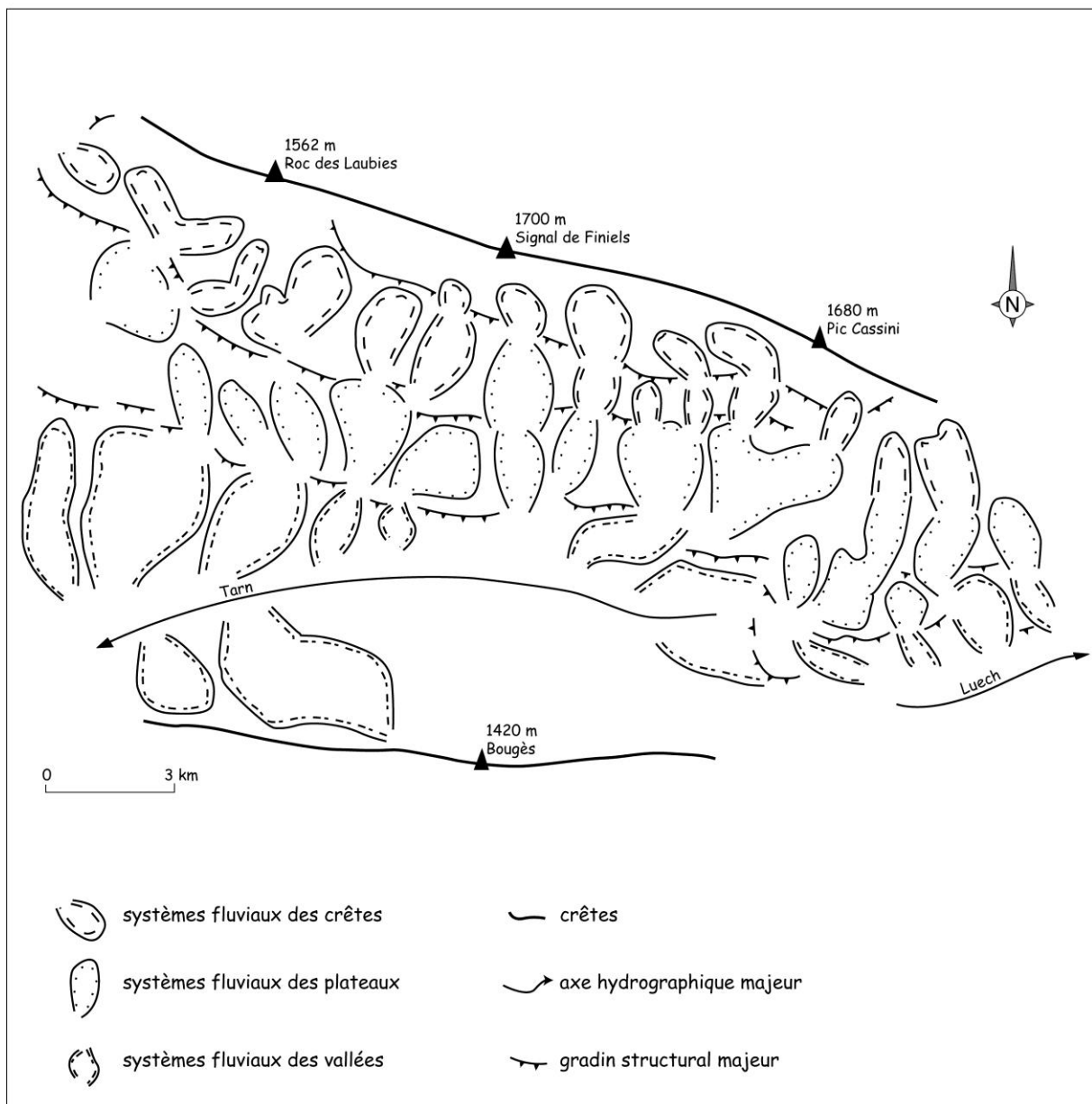
Sur le plan lithologique, l'homogénéité l'emporte. L'essentiel du massif est aménagé sur un batholite granitique d'âge fini-hercynien (Guérandé-Lozès et Pellet, 1990), dont les deux principaux faciès sont les granites porphyroïdes calco-alcalins à biotite du Pont-de-Montvert et les granites équigranulaires des Signaux. Ces variétés pétrographiques ont favorisé l'apparition de modelés différents sur les versants (Valadas, 1984), mais elles ne jouent aucun rôle dans l'agencement morphostructural des bassins versants.

Deux éléments de diversité lithologique existent cependant sur le mont Lozère. Sur le versant sud-est et sur le versant nord surtout, l'encaissant cristallophyllien du batholite (série schisto-gréseuse et micaschistes noirs) a été fracturé et incorporé par panneaux au horst. Enfin, au nord et surtout au sud-ouest, des causses blottis d'âge secondaire introduisent une diversité géologique et morphologique en formant des « chams », anciens fromentaux recherchés en pays ségala.

L'aptitude des bassins versants à enregistrer les dynamiques hydrosédimentaires dépend de leur capacité à piéger des dépôts corrélatifs. Sur le mont Lozère cristallin, trois grands types de systèmes fluviaux peuvent être distingués, en fonction du contexte morphostructural et agropastoral. La nature et l'abondance de leurs archives sédimentaires y sont très différentes.

Cette typologie reprend, pour l'essentiel, le modèle de découpage de l'espace lozérien en unités morphologiques fonctionnelles, présenté en mars 1990, au colloque de l'A.G.F. sur « le Massif central depuis la dernière période froide » (Valadas et Bernard-Allée, 1991). La terminologie adoptée (crêtes, plateaux et vallées) suit l'usage vernaculaire.

Figure 2-50 : Les unités paysagères du flanc sud du mont Lozère



1.1 Les systèmes fluviaux du secteur des crêtes

Sur le long dôme sommital du mont Lozère (entre 1350-1400 m et 1700 m d'altitude), de vastes surfaces planes et de longs versants convexes dominant le paysage. Ils sont séparés par des têtes de vallons inégalement encaissées, mais presque toujours assez étroites et pentues. Rares sont les reliefs d'alvéoles bien développés, comme celui du Peschio. Les dynamiques périglaciaires et sans doute également glaciaires de la dernière période froide ont empâté les versants et les fonds de vallons sous d'épais manteaux d'arènes remaniées riches en blocs.

Ces unités morphologiques sont localisées à des altitudes trop élevées pour avoir permis le développement de cellules d'habitat et d'espaces cultivés. Sauf peut-être pendant les phases de forte expansion agricole et/ou d'*optimum* climatique, comme en témoignent certains textes et des vestiges archéologiques, dans l'alvéole du Peschio ou au-dessus du Gap Francès. S'ils n'ont jamais été mis en culture, les espaces sommitaux, recouverts de vastes pelouses à nard, ont en revanche constitué dans le passé d'immenses terrains de parcours pour les troupeaux d'ovins transhumants venus des plaines du bas Languedoc. Deux des grandes drailles languedociennes traversent d'ailleurs le mont Lozère : la collectrice de Jalcreste franchit le massif dans sa partie centrale, au col de Finiels ; la collectrice de l'Asclier longe son extrémité occidentale. Au XVIII^e siècle, la fréquentation foraine est estimée à 100 000 ovins pour la seule montagne de la Lozère (Brisebarre, 1977). Depuis la fin du XIX^e siècle, le déclin continu des effectifs transhumants (8680 têtes en 1978 ; 6200 en 1996 – Atlas du PnC, 1999) s'est accompagné d'une importante remontée végétale. Sur le flanc sud du Lozère, les anciennes estives ont été abondamment reboisées en conifères par l'ONF. Sur le versant nord, les parcs à bovins se sont substitués aux anciens parcours ovins. L'allègement de la charge pastorale s'y traduit par une rétraction des nardaies, remplacées par des landes à Ericacées ou à genêt purgatif et par le piquetage de pins à crochets.

Cette importante remontée végétale (spontanée ou volontaire) favorise une cicatrisation rapide des multiples formes d'érosion aréolaires ou linéaires présentes sur les espaces sommitaux. Mécanismes cryoniques et processus hydriques se sont en effet combinés, dans le passé, pour générer des formes d'érosion variées : pelouses écorchées, encoches de nivation, ravines... (Valadas, 1984). De nombreux dépôts corrélatifs se sont accumulés en bas de pente sous forme de sols colluviés et de cônes de déjection, et dans les sections les moins pentues des fonds de vallons où ils donnent naissance à des remblaiements alluviaux discontinus. Ces dépôts constituent l'une des deux familles d'archives détritiques étudiées dans ce chapitre. La seconde famille de signatures sédimentaires se rencontre dans les alvéoles des « plateaux » lozériens.

1.2 Les systèmes fluviaux des « plateaux » lozériens

Sous le dôme faîtière du Lozère s'étend, entre 1000 et 1450 m d'altitude, un vaste ensemble de gradins topographiques que les Lozériens désignent parfois sous le terme de « plateau ». Cette dénomination, satisfaisante à petite échelle, apparaît plus surprenante à grande échelle, du moins aux yeux d'un géographe. Ce, ou plutôt ces plateaux, sont en effet tout « en creux et en bosses », troués par de nombreux alvéoles granitiques. Pourtant, lorsque l'on se trouve sur le plancher des vastes alvéoles coalescents de Bellecoste, de Mas Camargues et de l'Hôpital sous le pic Cassini ; ou de Pierre Froide et de la Vialasse au sud de la crête du Bois du Commandeur, c'est bien une impression de planitude qui l'emporte. On retrouve, dans ces alvéoles lozériens, les unités classiques des alvéoles granitiques, cellules élémentaires du système agropastoral traditionnel (Fel, 1962 ; Godard, 1977 ; Valadas, 1984 et 1988).

Les cloisons sont très irrégulières, accidentées de multiples gradins structuraux ou d'érosion différentielle, et disséquées de multiples vallons élémentaires (de rang 0 ou 1). Certains de ces gradins ont donné naissance, dans le passé, à de petites cellules agricoles secondaires. Ces habitats sont tous aujourd'hui désertés et ruinés (l'Aubaret Vieil, la Vialasse Vieille...). Les cloisons ont été majoritairement utilisées en *saltus* parcourus par les troupeaux locaux. Dans les parties hautes, cette mise en valeur extensive a favorisé l'apparition de ravinements et de cônes de déjection associés. En revanche, la construction de terrasses a souvent permis d'intégrer la partie basse des cloisons à l'*ager* aménagé sur les replats d'alvéoles.

Ces vastes replats, développés à l'articulation de la cloison et du fond plan, sont le lieu privilégié d'installation des villages et de leurs auréoles de cultures intensives. Leur mise en culture a donné naissance à un modelé en banquettes, liées à l'accumulation naturelle des sédiments en bas des champs cultivés (cf. chapitre III consacré au Limousin).

Souvent situés à l'écart des reprises d'incision plioquaternaires, les planchers d'alvéoles sont installés sur des paléotopographies finitertiaires très peu dégradées. Grandes, de faible pente longitudinale, ces fonds d'alvéoles de rang 1 ou 2 constituent de bons sites de stockage alluvial. Ils sont d'ailleurs empâtés par deux générations de formations détritiques. Des remblaiements terrigènes récents, dont l'épaisseur n'excède pas 1 à 2 m, sont emboîtés au sein de volumineuses accumulations pléistocènes d'origine périglaciaire et peut-être glaciaire localement (Veyret, 1978 ; Valadas, 1984). Dans le passé, ces dernières ont parfois été cultivées, au contraire des remblaiements récents utilisés comme pacages.

L'importante déprise agricole que connaît le Lozère depuis plus d'un siècle se traduit par la déstructuration des anciennes cellules agropastorales. Partout dans les alvéoles des plateaux, landes à callune et landes à genêts gagnent du terrain sur les pelouses à fétuques et sur les champs abandonnés. Elles évoluent peu à peu en formations préforestières à pin, bouleau et sorbier. Elles favorisent ainsi une très lente reconquête du hêtre qui forme à cet étage, avec le sapin aujourd'hui pratiquement disparu, l'ancienne végétation climacique.

Cônes de déjection sur les gradins et dans les vallons élémentaires des cloisons, remblaiements terrigènes continus sur les planchers alluviaux, les systèmes fluviaux développés sur les plateaux lozériens possèdent d'abondantes archives sur les dynamiques hydrosédimentaires holocènes. Ce n'est pas le cas des systèmes fluviaux aménagés à proximité des deux grands couloirs hydrographiques, au nord et au sud du massif.

1.3 Les systèmes fluviaux des « vallées ».

Au mont Lozère, la « vallée » est le terme le plus usité pour parler des deux grands axes hydrographiques est/ouest qui limitent le massif : l'axe Lot/Altier au nord, l'Axe Tarn/Luech au sud. Cette appellation est reprise ici pour désigner les systèmes fluviaux disséqués, associés à ces grands couloirs d'érosion linéaire d'âge plioquaternaire. Certains ont une forme évasée qui évoque un ancien alvéole défoncé (Ruas, les Bondons). D'autres sont plutôt allongés, en forme de gouttière. Mais tous ont été intensément disséqués par la reprise d'incision plioquaternaire. Leurs versants sont longs, réguliers et pentus. Leurs pentes longitudinales sont également très déclives. Dans le passé, ce relief escarpé n'a pas empêché leur valorisation agricole. Elle a été réalisée à partir de villages installés en haut des bassins versants (Freyssinet, Rûnes...) ou à mi pente en profitant de petits replats (les Bondons, Racoules, le Mazel...). Mais leur mise en valeur intensive, grâce à la construction des bancels, est restée ponctuelle, ne concernant que les secteurs les moins rocheux. Ailleurs, de vastes taillis de bois de chauffage ont été exploités, dominés par le hêtre dans les parties hautes (au-dessus de 1100 m), par le chêne pédonculé dans les parties basses.

Des trois types de systèmes fluviaux distingués sur le massif du mont Lozère, les bassins versants disséqués associés aux grandes vallées sont les moins intéressants pour la reconstitution des dynamiques hydrosédimentaires holocènes. Étroits et pentus, leurs talwegs sont des axes d'évacuation alluviale efficaces et les archives détritiques y sont rares, fragmentaires et très difficiles d'accès.

1.4 La répartition des systèmes fluviaux : modèle dominant et variantes

Contrôlés par l'altitude et par l'ampleur de l'érosion régressive liée à la reprise d'incision plioquaternaire, les trois catégories de systèmes fluviaux, ceux des crêtes, des plateaux et des vallées se succèdent de l'amont vers l'aval, le long d'axes méridiens. Les flux hydrosédimentaires se font donc en cascade, chaque système fluvial amont exerçant un effet de domination sur celui situé en aval. Ce schéma complet, à double enchaînement, constitue le modèle régional dominant. A quelques exceptions près, c'est ainsi que l'ensemble méridional du massif est structuré. Les variantes au modèle y sont de deux genres.

Certaines unités alvéoles sont déconnectées de la zone des crêtes et leurs hydrosystèmes ne subissent donc pas de phénomènes de domination de la part d'unité amont. C'est le cas de l'alvéole de Finialettes ; de plusieurs bassins versants occidentaux déconnectés du secteur des crêtes par le causse des Bondons ; ou encore de la haute vallée de l'Alignon, adossée à une ligne de relief secondaire (le Bois du Commandeur).

Le second type de variante est l'existence d'unités mixtes, possédant à la fois les caractères des unités des plateaux et celles des unités des vallées. Sont dans ce cas les bassins versants allongés et pentus de l'Homol, de Gourdouze, de la Pudicine et de Rieumal, qui coïncident avec de longues vallées de ligne de faille (réplique de la Régordane pour les trois premiers, accident de Finiels pour le dernier). A l'inverse, le bassin versant disséqué de Mas Méjean, situé à l'écart de l'axe du Tarn, conserve de vastes replats et un large fond plan qui le rapproche des unités des plateaux situées à l'amont.

Les variantes observées sur le flanc septentrional du massif sont plus importantes. Le modèle à double enchaînement morphologique ne s'observe que dans le secteur occidental, où le granite affleure en une large bande (alvéoles des Sagnes et de Serviès). Sur le reste du flanc nord, depuis Serviès jusqu'à l'extrémité orientale, l'enveloppe micascisteuse a été largement incorporée au horst et portée en altitude, à plus de 1500 m par endroit. La grande sensibilité de cette roche à l'incision linéaire fait que les unités disséquées des vallées remontent très haut sur le versant, et jouxtent le secteur des crêtes. Il manque donc les systèmes fluviaux de type alvéole développés sur les plateaux.

En revanche, les petites pastilles sédimentaires alignées au pied de l'escarpement introduisent, au contact des gorges du Lot et de l'Altier, des reliefs plans originaux qui ont fixé de nombreuses cellules villageoises.

Selon leur altitude, leurs caractères morphostructuraux et leur ancienne exploitation agropastorale, les différents ensembles hydrographiques du mont Lozère possèdent des archives sédimentaires holocènes plus ou moins variées et abondantes. En fait, des trois unités hydrographiques décrites précédemment, seuls les systèmes fluviaux des crêtes et des plateaux sont de bons milieux enregistreurs des paléodynamiques hydrosédimentaires.

2 COLLUVIONS ET CÔNES DE DÉJECTION DE LA ZONE DES CRÊTES

Sur le mont Lozère, la longue zone faîtière, qui s'étire sur près de 25 km de longueur pour 2 à 3 km de largeur, est un véritable musée de formes d'érosion. Abondamment étudiés par Valadas (1984 et 1988), pelouses « râpées » ou « déchirées », niches de nivation en croissant ou longitudinales et ravinements divers se juxtaposent ou s'emboîtent dans l'espace. Même si, pour la majorité d'entre elles, ces formes sont aujourd'hui végétalisées ou en voie de l'être, leur fraîcheur témoigne d'une activité récente, souvent confirmée par l'examen des premières couvertures de photos aériennes. Ces modelés ont été décrits, les processus érosifs ont été identifiés (cryonivation et érosion hydrique), mais leur âge reste à ce jour totalement inconnu. C'est pourtant une question fondamentale, qui a pour corollaire le problème de l'abaissement de la limite supérieure de la forêt par l'homme, car la plupart de ces morphodynamiques (celles liées à l'érosion hydrique en tous cas) n'ont pu se développer qu'en milieu asylvatique. Pour essayer de répondre à cette question, l'étude chronostratigraphique d'un certain nombre de dépôts corrélatifs aux mécanismes d'érosion hydrique a été entreprise. L'effort a été concentré sur les sols colluviés et sur les cônes de déjection. En revanche, pour des questions méthodologiques tenant au manque de fiabilité de leur datation (voir *infra*), les loupes tourbeuses construites en aval des niches de nivation ont été délaissées.

Deux grandes familles d'archives détritiques se rencontrent dans la zone des crêtes : des sols colluviés et des cônes de déjection.

Les premiers sont les plus fréquents. Ils couvrent de vastes étendues au-dessus de 1550 m, sur les versants plans et concaves situés en contrebas des crêtes sommitales. Ils s'observent facilement en coupe sur les talus du chemin des Chômeurs et de la route forestière du mont Lozère qui courent d'ouest en est tout au long du versant nord du massif, ainsi que sur les flancs des ravines qui les entaillent localement. Leur épaisseur moyenne varie de 0,5 à 1,2 m. Pédologiquement, ils ont l'apparence de rankers humifères développés sous la pelouse à nard ou sous la lande à callune. Ils sont formés d'un épais horizon A1 brun noir, à texture gravelo-sablo-limoneuse très riche en matière organique et présentent une structure en agrégats organo-minéraux sur l'ensemble du profil. Ils reposent sur un horizon C caillouteux non organique, qui correspond aux arènes gélifluées pléistocènes. Cependant, un examen stratigraphique attentif de l'horizon A révèle, dans la plupart des cas, la présence de litages sablo-graveleux plus ou moins frustes qui trahit une accréation par colluvionnement. Ces rankers colluviaux sont donc le fruit d'un mécanisme de ruissellement aréolaire, qui s'accorde bien avec le fonctionnement des pelouses râpées décrites par Valadas (1984 et 1988).

Les cônes de déjection sont beaucoup plus localisés que les sols colluviés. Ils ne traduisent pas une érosion aréolaire diffuse, mais des mécanismes d'écoulement et d'érosion linéaires. Dans les bassins versants dégradés, les cônes de déjection sont présents à différents niveaux. Sur les gradins topographiques, il s'agit souvent d'édifices simples et unitaires, accumulés au pied de chaque ravine (aux sources du Tarn par exemple). Dans les têtes de vallons, ce sont au contraire de vastes cônes coalescents, imbriqués les uns dans les autres, et alimentés par des ravines convergentes. Mais quel qu'en soit la morphologie, leur épaisseur excède rarement 1 à 2 m. Dans la zone proximale, la sédimentation est exclusivement minérale et grossière (sables, graviers, cailloux). En s'éloignant de l'apex, la granulométrie s'affine progressivement. Dans le secteur distal, la sédimentation reste limono-sableuse dans les axes d'écoulement, mais devient tourbeuse alentour. Une multitude de petites tourbières soligènes se sont ainsi accumulées à la périphérie des cônes de déjection. De telles tourbières se rencontrent également à l'aval immédiat des niches de nivation en croissant. Lion (1996) a étudié la grande variété botanique de ces tourbières ou

pseudo tourbières soligènes au N.O. du mont Lozère, dans le bassin versant des Sagnes. Elle distingue notamment les pseudo tourbières de type « narse », où domine une végétation hygrophile peu turfigène (joncs, molinie, carex...), et les tourbières de type « sagne », où les espèces turfigènes l'emportent (sphaignes et polytrics).

L'omniprésence des accumulations tourbeuses associées au fonctionnement des cônes de déjection constitue, en apparence, un formidable potentiel de datation par le radiocarbone. Cependant, les nombreux sondages effectués dans ces tourbières ont montré que les racines modernes des joncs et des carex pénétraient jusqu'à la base du dépôt organique (souvent d'une épaisseur métrique), rendant hasardeuse toute datation radiométrique de la tourbe à cause des risques de pollution. Par prudence, ces dépôts, pourtant présents en abondance, n'ont pas été utilisés pour caler chronologiquement les cônes de déjection. Seuls les macrorestes ligneux ou les charbons de bois fossilisés au sein des apports minéraux ont fait l'objet d'analyses radiocarbone. Avec deux inconvénients toutefois : le manque de coupes stratigraphiques accessibles dans les cônes et la rareté des macrorestes datables au sein des apports minéraux. Cette rareté n'est sans doute pas anodine : elle suggère que les sols colluviés et les cônes de déjection se sont élaborés dans un milieu déjà largement asylvatique. Mais elle constitue un handicap technique important, car seules cinq coupes ont pu être datées sur l'ensemble des dépôts prospectés.

2.1 Le ravin de la Levade (1640 m ; rang 0 ; 0,3 km²)

Le ravin de la Levade draine le flanc ouest du Pic Cassini. Entre 1680 et 1640 m, la partie amont du bassin versant, située au N.O. du Cassini, est formée d'une tête de vallon évasée, aux versants fortement dégradés par l'érosion. Pelouses écorchées et petites ravines en cours de végétalisation se partagent l'espace. Sur le versant de rive gauche, les lambeaux d'un tablier colluvial subsistent sous la forme de petites buttes résiduelles hautes de 0,5 à 0,8 m. Ces buttes sont recouvertes d'une nardaie relicte, qui surplombe aujourd'hui une lande à callune colonisée par les pins à crochets. Toutes ces formes témoignent de l'ampleur de l'érosion passée. La traversée du bassin versant par la *strata Servederia* n'est assurément pas étrangère à l'efficacité de cette érosion. Il s'agit d'une voie de communication reliant, par les crêtes, Villefort et Génolhac aux localités de la vallée du Lot, Bagnols-les-Bains et Mende notamment. Attesté par les textes médiévaux, cet axe de circulation est présumé d'origine gallo-romaine (Fabrié, 1989).

Les deux ensembles sédimentaires présents dans le ravin de la Levade, sols colluviés et cône de déjection, ont été étudiés et datés.

Les sols colluviés

Le tablier colluvial accumulé au bas du versant nord du Cassini a été démantelé par l'érosion linéaire. Il ne subsiste plus qu'à l'état de petites buttes témoins, mais elles offrent de bonnes conditions d'observation stratigraphique.

Les placages colluviaux ont un faciès d'une grande homogénéité. Il s'agit de rankers humifères de couleur brun noire de type A/C. Sous un horizon A₀ d'une trentaine de cm, l'horizon A₁, présente sur près de 50 cm la même structure à agrégats organominéraux. Sa texture sablo-limoneuse est homogène dans l'ensemble, mais présente ponctuellement des litages frustes de sables et de graviers lavés, qui évoquent un ruissellement diffus et un lavage superficiel. A 10 cm au-dessus de la base de l'horizon A₁, la découverte d'une accumulation de charbons de bois a permis de dater le début du colluvionnement vers 1495 ± 30 BP, soit 535 – 640 ap. J.-C. (Ly 9461). Le lot de charbons ne contient que des fragments de *Calluna*.

Les dépôts colluviaux reposent sur une formation caillouteuse qui constitue l'horizon C du ranker. Sa structure à boulettes et les squelettanes argilo-limoneux qui recouvrent graviers et cailloux évoquent une formation gélifluée.

Le cône de déjection

Alimenté par l'érosion des versants, un vaste cône de déjection s'est accumulé dans le fond du vallon. Son épaisseur est à peu près constante (de 0,8 à 1,2 m d'après les sondages), mais sa granulométrie varie de l'amont vers l'aval. Deux coupes stratigraphiques ont pu être aménagées.

La 1^{ère} coupe a été ouverte en amont, dans la zone proximale du cône. Elle montre une accumulation sablo-graveleuse de 0,9 m d'épaisseur, à structures litées et lenticulaires, reposant sur une formation à blocs. La base de la séquence, plus limoneuse, a livré plusieurs petits charbons de bois. Leur taille, trop petite, n'a permis, ni détermination anthracologique, ni datation ¹⁴C.

Ouverte en aval, la 2^e coupe s'est avérée plus fructueuse. Située dans le secteur distal, elle révèle une accumulation organominérale de 1,1 m d'épaisseur. Sables et limons sont diffus au sein d'une sédimentation tourbeuse riche en racines de joncs et de carex. A la base de la séquence, reposant sur la formation à blocs, des macrorestes ligneux ont été découverts. Leur étude dendrologique a révélé la présence d'Ericacées, du genre *Vaccinium*, et de *Sambucus* (sureau). Leur datation par le ¹⁴C a donné l'âge suivant : 1040 ± 70 BP, soit 815 - 1155 ap. J.-C. (Ly 6160).

Synthèse et discussion

Dans le ravin de la Levade, les manifestations érosives remontent au début du haut Moyen Age au moins. Le décapage aréolaire de la crête sommitale du Cassini conduit alors à la formation d'épais sols colluviés en bas de pente. L'érosion se poursuit durant le Moyen Age central, comme en témoigne l'aggradation du cône de déjection au fond du vallon. Ces phénomènes érosifs se déroulent sur des versants déjà asylvatiques, recouverts de landes à Ericacées et de callunaies. La dernière phase érosive se caractérise par une recrudescence des mécanismes de ruissellement qui favorisent le développement de ravines et entraînent le démantèlement des tabliers colluviaux médiévaux.

2.2 La Taillade (rang 0)

Le versant méridional du Pic Cassini présente, dans sa section sommitale, des modelés voisins de ceux décrits sur le versant nord. Dans la partie amont du bassin versant de la Taillade, entre 1500 et 1630 m d'altitude, placages colluviaux résiduels et ravinements se partagent l'espace. Faute de charbons de bois trouvés en quantité suffisante, aucune coupe n'a pu être calée chronologiquement sur ce site. Néanmoins, les faciès lithostratigraphiques sont intéressants et méritent que l'on s'attarde sur deux coupes, représentatives des ensembles sédimentaires présents sur le site.

Les sols colluviés (1550 m)

Leur observation est facilitée par l'ampleur du démantèlement qui a multiplié les coupes autour des petites buttes témoins à nardaie relictuelle. Ces sols colluviés atteignent des épaisseurs remarquables, jusqu'à 1,25 m sur la coupe étudiée ci-dessous.

Le soubassement est constitué par une formation à blocs d'origine périglaciaire, qui porte des traces de paléosol holocène.

L'accumulation colluviale est formée de deux corps sédimentaires isométriques.

La série colluviale inférieure mesure 0,65 à 0,7 m d'épaisseur. C'est un dépôt sablo-limoneux très organique, au sein duquel s'intercalent quelques lentilles sableuses lavées qui témoignent d'épisodes de ruissellement plus efficaces. Elle s'achève par un lit sablo-organique biseauté par une surface d'érosion.

La série supérieure recouvre la précédente en discordance. Sur les deux premiers tiers, elle présente une stratigraphie séquencée où alternent lits sablo-graveleux bien lavés et niveaux limono-organiques. Elle trahit un colluvionnement saccadé, alimenté par des mécanismes de ruissellement en nappe inégalement efficaces. Le tiers supérieur a une structure plus homogène, il coïncide avec les horizons A₁ et A₀ du sol actuel.

Ravines et cônes de déjection (1590 m)

Entaillant tablier colluvial et manteau arénacé sous-jacent, les ravines de la Taillade atteignent entre 1 et 3 m de profondeur. Si la plupart d'entre elles sont en voie de cicatrisation rapide, d'autres demeurent actives. A la faveur des ressauts étagés qui marquent le versant, ces ravines ont construit de multiples cônes de déjection. Le talus de la piste forestière qui traverse le bassin versant permet d'observer la stratigraphie de l'un d'eux.

Il s'agit d'un cône en éventail, mesurant une vingtaine de mètres de largeur dans sa section distale. C'est là que la coupe a été ouverte. Epais d'environ 1,5 m, le cône repose sur la formation à blocs d'origine périglaciaire. Il se compose d'une série d'une trentaine de séquences détritiques élémentaires, associant lits sablo-graveleux riches en cailloux et niveaux limono-organiques. L'épaisseur des séquences est très variable, mais aucune d'entre elles n'excède 8 à 10 cm. Cette stratigraphie trahit le fonctionnement saccadé de la ravine, où les épisodes d'écoulement concentré à forte charge solide ont alterné avec des phases d'accalmie à ruissellement plus diffus. Ce faciès n'est pas sans rappeler les séries alluviales qui remblaient, durant les Temps modernes, les planchers d'alvéoles du plateau lozérien.

Synthèse et discussion

Comme dans le vallon de la Levade, les conditions morphogéniques ont varié au cours des derniers siècles dans le bassin de la Taillade. Après une longue phase d'érosion diffuse qui s'accompagne d'un épais colluvionnement organominéral, l'incision linéaire l'emporte. Des ravines apparaissent alors et démantèlent les anciens tabliers colluviaux. Ce basculement d'un système morphogénique à l'autre témoigne d'un fonctionnement hydrologique différent, marqué par l'accroissement du ruissellement superficiel.

2.3 La Font de Prat Marquès (1480 m ; rang 0 ; 0,38 et 0,2 km²)

A proximité du ravin de la Levade, sur le flanc nord du Cassini, deux autres complexes détritiques ont pu être datés, dans la partie distale des grands cônes de déjection coalescents de Prat Marquès. La partie amont de ce bassin versant est parcourue, elle aussi, par la *strata Serveleria*. Vastes décapages aréolaires et incisions obliques à la pente sont associés à l'axe de cheminement. Nombreuses également sont les formes d'érosion dispersées dans le reste du bassin versant. Les plus spectaculaires prennent la forme de grandes ravines (jusqu'à 2 m de profondeur) linéaires ou digitées, entaillées dans la couverture périglaciaire et dans les arènes en place. A la Font de Prat Marquès, les ravines, dont certaines sont encore fonctionnelles, sont particulièrement nombreuses et de grande dimension. Elles dominent un replat structural propice à la construction de vastes cônes de déjection. Leur juxtaposition crée une mosaïque faite de milieux de sédimentation différents, où s'imbriquent épandages grossiers et tourbières soligènes. Dans la partie aval des cônes, la reprise d'incision dans les axes d'écoulement a permis le creusement de plusieurs coupes stratigraphiques. Deux d'entre elles ont pu être calées par des datations radiocarbone.

La coupe ouest

Elle montre une accumulation sablo-limoneuse de 0,75 m d'épaisseur, emboîtée dans un épandage d'origine périglaciaire de 2 m de hauteur (pour la partie visible). La formation fine correspond à une série de séquences litées où se superposent lits sableux plus ou moins lavés, et passées limono-organiques. Elles traduisent l'accrétion saccadée du cône de déjection. Piégés en amont d'un bloc appartenant à la nappe pléistocène, des bois ont été fossilisés à la base du dépôt limono-sableux. Ce sont des branches de *Fagus* portant des traces de travail (taille en biseau et copeaux). Leur analyse radiométrique a livré un âge moderne (Ly 6155), c'est à dire postérieur au XVII^e siècle. Ce site se situe actuellement à la limite supérieure d'un bosquet de hêtres, exploité en taillis.

La coupe est

Les informations chronologiques apportées par la coupe est sont plus intéressantes. Le dispositif stratigraphique et la nature des dépôts sont les mêmes que pour la coupe ouest : une formation alluviale sablo-limoneuse de 0,8 m de hauteur est emboîtée dans une nappe grossière d'origine périglaciaire, épaisse de 1,5 m au minimum. La formation alluviale est composée de deux séries superposées. La série inférieure de mesure que 0,3 m d'épaisseur. Elle est peu structurée, seules quelques lentilles de sables plus lavées se distinguent au sein d'une matrice en vrac.

Des bois, en partie carbonisés, ont été fossilisés à la base des apports sablo-limoneux. Leur examen dendrologique a permis d'identifier des fragments de *Juniperus*. Le résultat de leur datation ¹⁴C est le suivant : 1730 ± 50 BP, ou 155 - 405 ap. J.-C. après calibration (Ly 6156), soit la deuxième moitié de la période gallo-romaine.

La série supérieure est plus épaisse, environ 0,5 m et surtout beaucoup plus structurée. Les dépôts, désormais nettement lités, sont formés d'une superposition de lits sableux et de fines bandes organo-limoneuses. Cette deuxième phase d'activité du cône de déjection n'est pas datée, mais elle pourrait coïncider avec la phase moderne identifiée sur la coupe voisine, car les faciès sont identiques.

Synthèse et discussion

Ces coupes stratigraphiques permettent d'identifier deux phases d'accrétion des cônes de déjection de Prat Marqués : la deuxième partie de l'Antiquité, et l'époque contemporaine. Durant la période gallo-romaine, le couvert végétal est déjà ouvert et entretenu par écobuage.

2.4 Le ruisseau de Samouse (1385 m ; rang 1 ; 0,65 km²)

A l'extrémité occidentale du mont Lozère, le ruisseau de Samouse draine un petit bassin versant adossé au Roc des Laubies. De nombreux vestiges d'ateliers métallurgiques ont été répertoriés dans ce bassin. (Lhuillier, 1999). Dans la partie amont, il s'agit de sites de réduction du plomb argentifère, en cours d'étude dans le cadre d'un Projet Collectif de Recherche (Ploquin, 2001). L'un d'entre eux a récemment été daté, grâce à l'analyse radiométrique des charbons de bois de hêtre utilisés pour la réduction du minerai de plomb. Il date cette activité métallurgique du XI^e ou du XII^e siècle : 940 ± 25 BP, soit 1025 – 1160 ap. J.-C. (Ly 11758). Un autre site, associant cette fois charbons de bois de hêtre et scories de minerai de fer, a également été découvert et daté, dans la partie aval du bassin versant. Ce site sidérurgique, également médiéval, est néanmoins un peu plus récent que les ateliers de plomb argentifère. D'après l'analyse ¹⁴C des charbons, il date du XIII^e siècle : 800 ± 30 BP, soit en âge calibré 1195 – 1280 ap. J.-C. (Ly 11759). Qu'il s'agisse de la métallurgie du plomb ou du fer, toutes ces activités protoindustrielles ont été de grosses consommatrices de charbons de bois de hêtre et ont du contribuer, au Moyen Age central, à un recul drastique de la hêtraie sur ces hautes terres.

Les formes d'érosion superficielle abondent dans le bassin versant de Samouse. Les plus remarquables sont les longues ravines, aujourd'hui végétalisées, qui strient le versant en amphithéâtre adossé à la crête des Laubies. Ces ravines convergent vers le replat de Samouse où, au fond d'un large vallon, ils ont construits de vastes cônes de déjection coalescents. Selon le modèle habituel, accumulations terrigènes et zones tourbeuses s'y imbriquent en une mosaïque complexe. A l'articulation aval du replat, dans la partie distale des cônes, la reprise d'incision le long de l'axe d'écoulement principal a ouvert plusieurs petites coupes stratigraphiques.

Le complexe sédimentaire

Deux unités lithostratigraphiques s'y observent :

- Le corps sédimentaire basal est constitué par une nappe sablo-graveleuse riche en blocs (de dimension métrique pour certains), qui s'apparente aux bourrages d'origine périglaciaire décrits par Valadas (1984). Son épaisseur excède 2 m.
- La deuxième unité sédimentaire est emboîtée dans la nappe grossière. D'une épaisseur totale de 0,8 à 0,9 m, elle est bipartie. La moitié inférieure est limono-sableuse, sans structure nette. Dans la moitié supérieure, les sables deviennent plus abondants, organisés sous forme de longs lits horizontaux d'épaisseur centimétrique.

Une épaisse lentille de macrorestes organiques (sphaignes, brindilles, charbons de bois) est fossilisée à la base du remblaiement fin. Cette lentille, qui contient plusieurs centaines de charbons est constituée d'un lot monospécifique de fragments de *Fagus*. Une analyse radiométrique a été réalisée sur ces charbons. Ils datent du Moyen Age central : 995 ± 40 BP, soit 985 – 1155 ap. J.-C. (Ly 8032). La découverte de quelques scories permet d'associer ces charbons de bois au fonctionnement des ateliers de réduction du plomb argentifère attestés dans le bassin versant de la Samouse (Ploquin, 2001).

Synthèse et discussion

C'est au Moyen Age central que s'amorce l'accumulation du cône de Samouse, du moins dans la partie distale visible en coupe. Cette aggradation est contemporaine des vastes déboisements de la hêtraie qui accompagnent les activités métallurgiques de plomb argentifère, fortes consommatrices en charbons de bois. Les apports détritiques médiévaux restent à dominante limoneuse. Ce n'est plus le cas au cours de la période suivante, vraisemblablement les Temps modernes. La sédimentation, plus grossière et plus saccadée, traduit alors une augmentation nette de l'efficacité des transits hydrosédimentaires dans le bassin versant.

Conclusion

En dépit des difficultés posées par leur datation, les archives sédimentaires étudiées apportent des informations inédites sur la chronologie des dynamiques érosives dans les espaces supraforestiers du mont Lozère. Les formes d'érosion hydrique décrites par Valadas (1984, 1988) sont fonctionnelles depuis la deuxième partie de l'Antiquité au moins. Dès cette époque, pelouses écorchées et ravinements sont actifs, et entraînent accumulations colluviales et construction de cônes de déjection. Ces mécanismes érosifs se développent dans un environnement déjà largement asylvatique (au moins au-dessus de 1500 m), où s'étendent landes à Ericacées et à genévrier et callunaies.

Cette érosion hydrique se poursuit au Moyen Age, mais sous une forme plus diffuse, moins efficace qu'au cours de la période précédente. Elle s'amplifie en revanche à nouveau au cours des Temps modernes. On assiste alors à une recrudescence des formes d'incision linéaire qui démantèlent les tabliers colluviaux historiques et entaillent profondément les manteaux d'arène. Seulement esquissé dans la zone des crêtes, le cadre chronostratigraphique des dynamiques hydrosédimentaires holocènes s'enrichit considérablement grâce aux archives conservées dans les alvéoles aménagés sur les gradins structuraux situés en contrebas.

3 DES ARCHIVES PLUS VARIÉES DANS LES ALVÉOLES DES « PLATEAUX » LOZÉRIENS

Plus complexes sur le plan morphostructural comme dans les modes de valorisation agropastorale, les systèmes fluviaux qui drainent les « plateaux » lozériens possèdent des archives sédimentaires plus variées et plus abondantes que ceux des crêtes.

On retrouve, sur les cloisons des alvéoles, des complexes sédimentaires de type cône de déjection. Certains ont une forme classique en éventail, au débouché d'une ravine ou d'un ensemble de ravines. D'autres présentent des caractères moins traditionnels, car il s'agit d'empâtements détritiques présents dans le fond des vallons élémentaires (rang 0 ou têtes de rang 1). Cependant, le profil bombé de ces accumulations, l'absence de chenal, la nature organominérale de la sédimentation et ses variations de l'amont vers l'aval sont autant de critères qui les apparentent à la famille des cônes de déjection.

Sur le plancher des alvéoles, la dynamique alluviale l'emporte. A l'exception de quelques tourbières topogènes dans les secteurs amont les plus plans (Sénégrière, l'Hôpital, le Cros...), les remblaiements qui empâtent les planchers alluviaux de rang 1 à 3 sont continus et la sédimentation terrigène l'emporte largement. Tous sont polyphasés. Ils résultent de la succession, durant l'Holocène, de plusieurs grandes phases d'alluvionnement aux caractéristiques différentes. La périodisation de ce temps dynamique est facile à reconstituer sur les planchers d'alvéoles de rang 1, car les séries alluviales y sont très contrastées et sont disposées les unes par rapport aux autres selon une logique diachronique verticale. La lecture de ces discontinuités hydrodynamiques est plus délicate dans les corridors fluviaux de rang 2 et 3. Les séries alluviales diffèrent peu les unes des autres et, en raison de reprises d'érosion efficaces, elles s'emboîtent et se juxtaposent selon un modèle diachronique latéral.

3.1 Paléoravines et cônes de déjection sur les cloisons d'alvéoles

Les trois sites décrits ici (la Nasse du Point des Eaux, le haut bassin de la Latte et l'Aubaret Vieil) sont localisés à plus de 1300 m d'altitude, sur la longue échine du Bois du Commandeur qui sépare la haute Alignon et le Tarn. Ils sont situés sur les anciens *saltus* des mas de l'Aubaret et de la Vialasse, dans des bassins versants autrefois pacagés toute l'année. Bien que ces bassins versants soient en partie reboisés, certains secteurs sont encore parcourus l'été par deux troupeaux transhumants. Deux types d'archives détritiques sont étudiés ici. Les deux premières signatures sédimentaires témoignent d'épisodes d'incision des ravines alimentant des cônes de déjection. La troisième en revanche, présente une toute autre dynamique : la fossilisation d'une proravine lors d'une phase d'accalmie érosive.

3.1.1 La Nasse du Point des Eaux (1335 m ; rang 0 ; 0,34 km²)

Sur le versant sud du vallon de la Nasse du Point des Eaux, un réseau de ravines de 1 à 3 m de profondeur entaille un épais manteau d'arène granitique développé sur une zone de broyage tectonique. Ces ravines, encore actives aujourd'hui, sont riveraines de l'une des grandes drailles languedociennes : la « collectrice de Jalcreste ». Dans un fond de vallon très plan (il s'agit du plancher du vaste alvéole de Mas Camargue), s'étale un cône de déjection de près de 1 ha. Morphologiquement, on peut en fait distinguer deux ensembles sédimentaires juxtaposés.

Au pied des ravines, un premier cône, à profil convexe, résulte de l'accumulation de sables et de graviers. Ce cône proximal non végétalisé reste actif. Il mesure environ 80 mètres de longueur, mais son épaisseur demeure inconnue car il n'est pas traversable à la tarière à main.

En aval, une vaste pseudo tourbière correspond à la zone distale du cône. Plusieurs sondages à la tarière ont permis de reconstituer le complexe sédimentaire. Il s'agit d'un épandage limono-sableux de 1 à 1,5 m d'épaisseur, devenant progressivement de plus en plus tourbeux vers la périphérie. Au sein de cette accumulation organique, sables et limons sont disséminés de façon diffuse ou organisés en fines lentilles.

Vers l'aval, à environ 200 m de l'apex du cône, l'incision d'un chenal offre une vision en coupe du remblaiement organominéral.

Le complexe sédimentaire

- Le soubassement du cône est une nappe sablo-graveleuse à cailloux, dont on n'observe que les 0,4 à 0,5 m supérieurs. C'est assez pour distinguer, sur les 0,15 à 0,2 m sommitaux, un enrichissement en fines et la présence de matière organique noirâtre qui évoquent un paléosol alluvial humifère.
- L'accumulation organominérale appartenant à la partie distale du cône mesure 0,65 à 0,7 m d'épaisseur. Sables et limons sont mélangés à la tourbe. Sur près de 2 m de longueur, de petits charbons de bois jalonnent la base de la tourbe, disséminés dans les 5 premiers centimètres. Leur analyse anthracologique a permis d'identifier du saule et du bouleau, deux taxons adaptés aux milieux humides qui ne nous donnent donc qu'une image de la végétation présente sur le site. Le résultat de leur datation par le radiocarbone est beaucoup plus significatif : 7240 ± 75 BP, soit en âge calibré 6215 - 5980 av. J.-C. (Ly 6159), c'est à dire l'Atlantique ancien.

Synthèse et discussion

La datation radiométrique obtenue sur la partie distale du cône de déjection révèle que celui-ci fonctionnait déjà à l'Atlantique ancien, c'est-à-dire au tout début du Néolithique ancien. C'est, de loin, avec celle de Mas Camargue (*cf. infra*) la plus vieille signature sédimentaire découverte sur le mont Lozère. Or la Nasse du Point des Eaux n'est pas un site quelconque : les ravines sont incisées sur une bande tectoniquement fragilisée, et elles sont riveraines de l'une des grandes drailles languedociennes. Deux hypothèses peuvent donc être avancées pour expliquer cette très ancienne manifestation érosive : une fragilité morphostructurale intrinsèque, ou/et une pratique très précoce de la transhumance. Cette alternative sera discutée dans le chapitre 4.3.

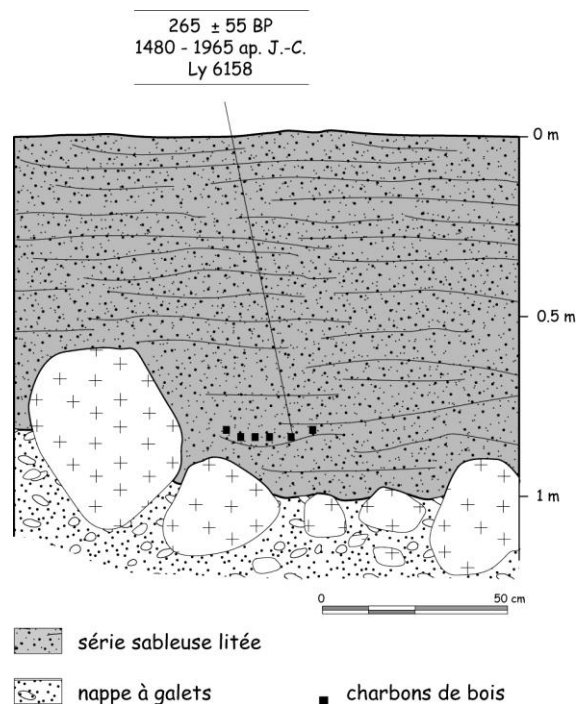
3.1.2 Le haut bassin de la Latte (1325 m ; rang 1 ; 0,28 km², figures 2-51 et 2-52)

Adossé à la crête du Bois du Commandeur, entre 1300 et 1500 m d'altitude, le haut bassin de la Latte est incisé par de longues ravines linéaires, pouvant atteindre jusqu'à 2 m de profondeur. Le reboisement entrepris à la fin des années 1920, dans le cadre d'un périmètre RTM (Didon-Lescot, 1996), a entraîné une cicatrisation complète de ces formes d'érosion. De cette ancienne érosion ravinante, il ne subsiste plus aujourd'hui que des entailles végétalisées, et de nombreux cônes de déjection, construits à différents niveaux dans le bassin versant. Trois d'entre eux ont pu faire l'objet de datations radiocarbone.

Latte 1 (1400 m ; rang 0 ; 0,03 km²)

Le premier est un petit cône de déjection édifié sur un gradin structural de versant, au pied d'une ravine de 50 m de longueur et profonde d'1 m. Une entaille créée à la suite de travaux forestiers (*cf.* chapitre 2) a permis d'en observer la stratigraphie. Le cône repose sur une nappe gélifluidale à cailloux anguleux d'origine périglaciaire. Il est constitué par une accumulation sablo-limoneuse épaisse de 0,5 à 1 m. Des litages inclinés vers l'extérieur traduisent un fonctionnement en éventail. Un de ces lits, situé à un tiers de la hauteur, a livré des petits charbons de bois, non déterminés. Leur datation par le radiocarbone indique un âge moderne (ORS 3718), postérieur donc au XVII^e siècle.

Figure 2-51 : La Latte 1, log stratigraphique



Les deux autres cônes sont localisés dans le fond du vallon de la Latte, ils intègrent donc le fonctionnement érosif de l'ensemble du bassin versant. Des coupes, créées par une reprise d'incision linéaire dans l'axe du talweg, ont permis de les étudier.

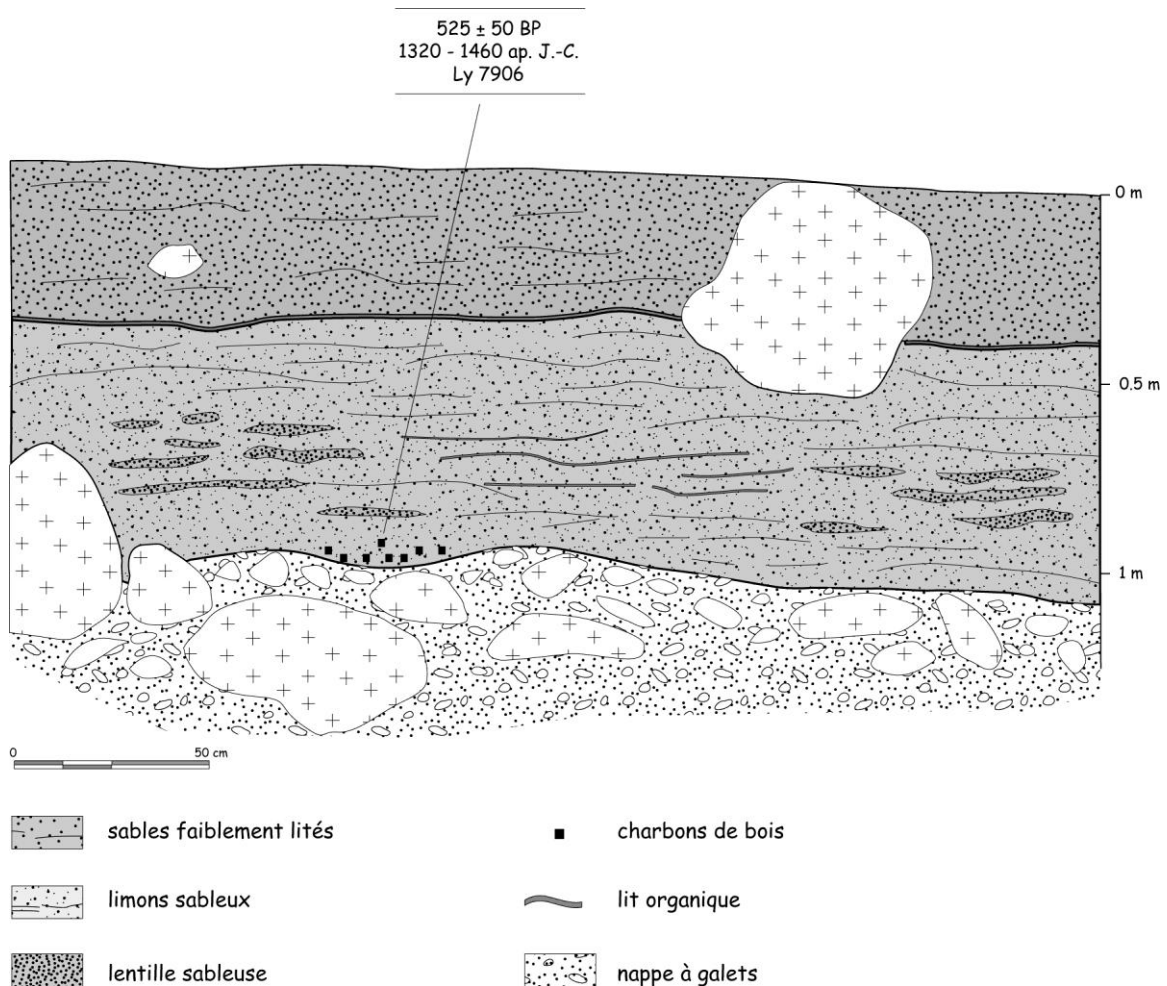
Latte 2 (1360 m ; rang 1 ; 0,18 km²)

Il s'agit d'un cône longitudinal construit sur un ressaut du talweg. Il mesure 70 m de longueur et son épaisseur atteint 1 m en aval. Au-dessus de la nappe grossière de base, on observe une accumulation organominérale riche en sable, à structure plutôt diffuse, sauf dans la partie supérieure où un litage plus marqué apparaît. Des bois de hêtre, prélevés dans une lentille située entre 0,15 et 0,2 m de la base, ont été datés par le radiocarbone. Leur âge brut est de 265 ± 55 BP, soit après calibration 1480 - 1965 ap. J.-C. (Ly 6158).

Latte 3 (1325 m ; rang 1 ; 0,28 km²)

Le troisième cône est construit à la confluence de la Latte et d'un affluent élémentaire de rive droite. Si le dispositif général est désormais très proche du remblaiement alluvial continu, le site de confluence favorise un épaissement des dépôts qui permet encore de parler de cône de déjection.

Figure 2-52 : La Latte 3, log stratigraphique



Deux corps sédimentaires s'y observent.

- Le soubassement correspond à une nappe alluviale sablo-graveleuse à gros blocs. Son sommet est très irrégulier.
- Les dépôts assimilables au cône sont épais d'environ 1 m. Les deux tiers inférieurs sont composés de limons sableux à structure litée irrégulière, mais pouvant ponctuellement être bien

développée. La partie supérieure devient plus sableuse, et les litages s'y estompent. A la base, une poche de fragments organiques, riche en charbons de bois, a été fossilisée dans une petite mouille de l'ancien plancher alluvial. L'assemblage anthracologique est composé de 6,5 à 10,5 % d'*Abies* (en nombre de fragments et en masse) pour 90 % de *Fagus*. Leur âge brut est de 525 ± 50 BP, soit 1320 -1460 ap. J.-C. (Ly 7906).

Synthèse et discussion

Les trois cônes de déjection étudiés dans le haut bassin de la Latte font état de signatures sédimentaires d'autant plus vieilles que l'échelle de travail est plus intégratrice. Ils témoignent d'une activité érosive importante dans le bassin versant depuis le bas Moyen Age au moins, qui s'est poursuivie durant les Temps modernes et l'époque contemporaine.

3.1.3 La ravine de l'Aubaret Vieil (1640 m ; rang 0 ; 0,15 km²)

Il s'agit de la ravine expérimentale dont le fonctionnement actuel a été étudié dans le chapitre II. Adossée à l'interfluve parcouru par la grande draille languedocienne de Jalcreste, elle est incisée sur une ligne de fracture S.O.-N.E. qui se suit sur 4 km, de Troubat aux sources des Cloutasses. Elle entaille une épaisse poche d'arènes remaniées par cryoreptation et gélifluxion qui empâte un vallon de rang 0. C'est une forme de ravinement majeure et complexe. Si certaines ramifications peu incisées sont partiellement végétalisées, le bief principal reste très actif et sa profondeur excède localement 3 m. De nombreux éléments de paléotopographies étagées témoignent des étapes de son incision, mais ne permettent pas de les dater. Décevant aussi le cône de déjection sablo-graveleux construit à l'aval car il n'a livré aucun marqueur chronologique. Paradoxalement, les informations paléodynamiques les plus intéressantes proviennent de la partie sommitale de la ravine. A son extrémité amont, l'entaille qu'elle ouvre dans le versant offre une superbe coupe sur une paléoravine fossilisée.

Le complexe morphosédimentaire

Cette proravine entaille la couverture arénacée gélimobilisée. Elle possède un profil en V très évasé, mais n'excède pas 1,2 à 1,5 m de profondeur tandis que la ravine actuelle s'encaisse sur plus de 3 m. Elle témoigne donc d'un premier épisode de ravinement beaucoup plus modéré par son ampleur que celui qui, au cours des derniers siècles, a donné naissance à la forme actuelle. Le fond de la proravine est recouvert d'un banc graveleux et caillouteux qui correspond à son ancienne charge de fond en transit. Elle est aujourd'hui fossilisée sous un remblaiement limono-sableux d'environ 1 m d'épaisseur. Les litages frustes inclinés parallèlement aux flancs de la ravine comme la texture fine du matériel attestent d'un ruissellement latéral diffus de faible compétence. Mais ces apports latéraux l'ont néanmoins emporté sur la capacité d'évacuation longitudinale du matériel par les crues, comblant peu à peu l'incision. Ce remblaiement à été presque total car seul un dénivelé de quelques décimètres permet aujourd'hui de distinguer, vers l'amont, le tracé en plan de la proravine. Ce mécanisme de comblement traduit des épisodes morphogéniques de faible intensité, l'absence notamment de fortes crues d'automne pouvant entraîner la purge longitudinale du bief (*cf.* chapitre II).

Deux lits de charbons de bois ont été prélevés dans le remblaiement limoneux. Ils renseignent la période d'extinction de la proravine en permettant de la dater et en apportant des informations paléobotaniques. Les deux lots de charbons présentent des spectres anthracologiques assez proches, seuls les pourcentages varient et signalent une ouverture croissante du couvert végétal. Le lot inférieur contient 71% de *Fagus*, 23% d'*Abies*, 3% de *Pinus* et 3% de *Cytisus* ; tandis que le lot supérieur ne contient plus que 47% de *Fagus* et 10 % d'*Abies* pour 39% de *Pinus*, 2% de *Juniperus* et 2% de *Corylus*. Seul l'échantillon inférieur a été daté. Prélevé à une vingtaine de centimètres de la base, il place le début de la phase de comblement de la ravine vers 935 ± 55 BP, soit en âge calendaire entre 1000 et 1220 ap. J.-C. (Ly 10092).

Synthèse et discussion

Trois phases de fonctionnement peuvent être reconstituées sur la ravine de l'Aubaret Vieil. Une seule d'entre elles est datée en chronologie absolue, c'est la phase d'extinction du Moyen Age central. Les deux phases d'activités, celle qui précède comme celle qui suit, ne sont connues qu'en chronologie relative. Mais le scénario décrit à l'Aubaret Vieil s'accorde bien avec le modèle chronologique général, obtenu à partir des cônes déjà présentés. On peut ainsi proposer, à titre d'hypothèse, d'attribuer à l'Antiquité tardive ou au début du haut Moyen Age la phase initiale de ravinement ; et de façon plus certaine, de dater des Temps modernes la période de réactivation et de recrudescence.

Conclusion

Les sites de la Nasse du Point des Eaux, de la Latte et de l'Aubaret Vieil apportent trois informations principales sur la périodisation des phénomènes de ravinement au cours de l'Holocène.

Il existe une très ancienne génération de ravines puisque certaines d'entre elles fonctionnent à l'Atlantique ancien. C'est le cas de la ravine de la Nasse du Point des Eaux. Sa localisation, sur une zone de broyage tectonique et à proximité d'une grande draille languedocienne n'est sans doute pas anodine et contribue vraisemblablement à son ancienneté. Contrôle structural ou forçage anthropique, cette question sera discutée dans le chapitre 4.

On n'a en revanche aucun indice suggérant que cette activité se soit poursuivie tout au long de l'Holocène. Au contraire, le site de l'Aubaret Vieil montre que le fonctionnement des ravines, durant la période historique du moins, a été entrecoupé de phases d'extinction et de fossilisation. Ce fut le cas au Moyen Age central, où le comblement de la proravine de l'Aubaret traduit le manque d'efficacité des crues d'automne.

Cet épisode de ralentissement des flux hydrosédimentaires est suivi, au cours des Temps modernes, par une forte recrudescence de l'érosion ravinante. Ici, c'est le cas à l'Aubaret, certaines ravines éteintes peuvent être réactivées. Ailleurs, comme dans le haut bassin de la Latte, de nouvelles entailles apparaissent.

La différence qui oppose très nettement, pour les phénomènes de ravinement, les signatures érosives médiévales et modernes s'observe également dans les autres archives sédimentaires, notamment dans les remblaiements des fonds de vallons élémentaires, de rang 0 et 1.

3.2 Les empâtements organo-minéraux discontinus des vallons élémentaires

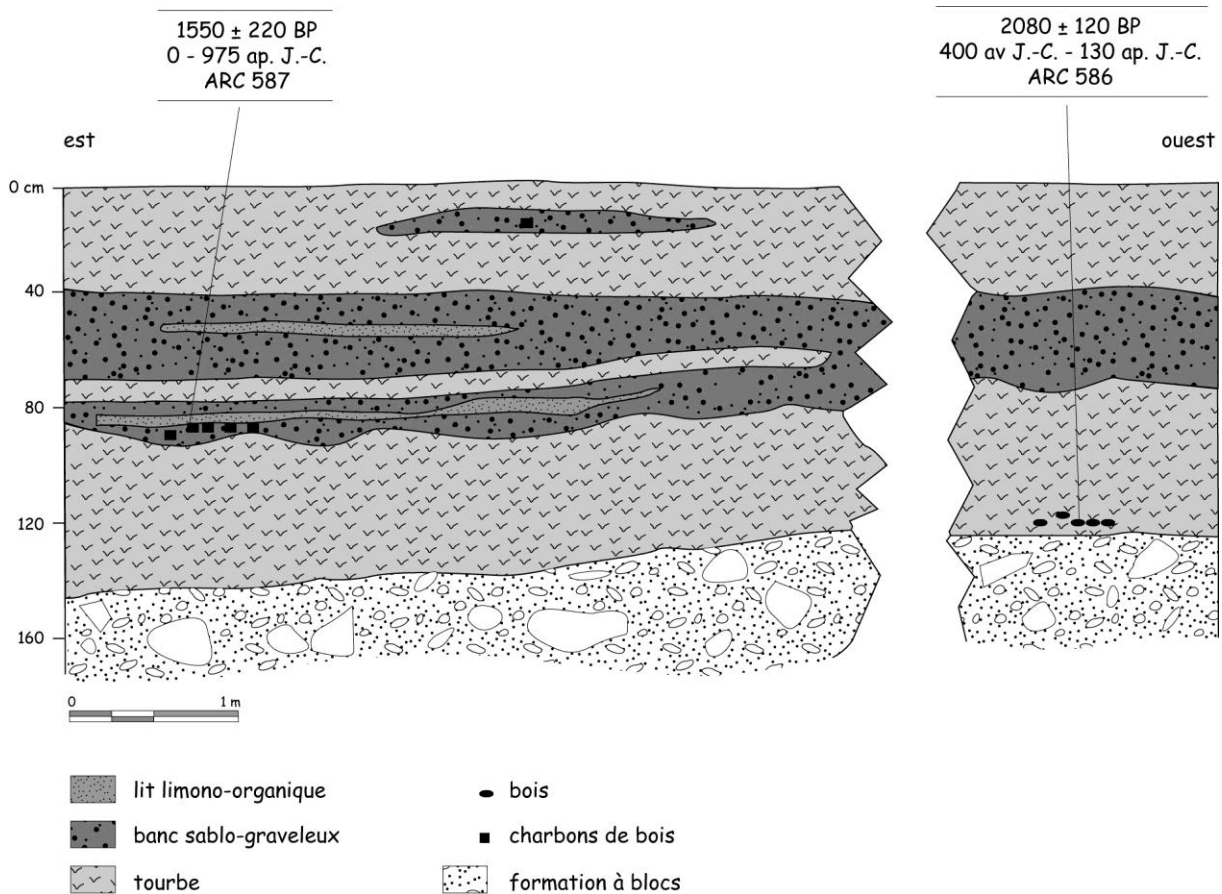
Localisés entre 1200 et 1400 m d'altitude, les sites de Peyreguy, de l'Ancise, de la Vialasse Vieille et des Bouzèdes ont plusieurs points communs. Il s'agit de vallons élémentaires de rang 0, de faible superficie (de 5 à 16 ha). Situés sur un replat structural (Vialasse Vieille) ou dans la partie basse des cloisons d'alvéoles, ils ont été intégrés, au moins pour partie, à l'ager des villages. A Peyreguy, le vallon se développe en contrebas immédiat de la cellule d'habitat ; mais les trois autres vallons se situent au-dessus des villages, aux marges supérieures de l'ager. Banquettes et murets témoignent de leur ancienne mise en valeur agro-pastorale. Elle s'est traduite dans le modelé par un décapage des sols, l'apparition ponctuelle de ravines (à la Vialasse Vieille et à l'Ancise) et l'accumulation de petites banquettes de cultures. Ces phénomènes d'érosion ont alimenté, dans le fond des vallons,

des remblaiements organo-minéraux souvent épais (plus de 2 m à la Vialasse Vieille et à l'Ancise) que le dispositif sédimentaire longitudinal permet d'assimiler à des cônes de déjection. Parce qu'ils ont permis d'obtenir des jalons chronologiques, les quatre sites font l'objet d'une description détaillée.

3.2.1 Peyreguy (1230 m ; rang 0 ; 0,14 km², figure 2-53)

Le vallon de Peyreguy est localisé à l'ouest du mont Lozère, à 2 km du petit causse des Bondons. Sur la cloison de l'alvéole de Rûnes, son bassin versant s'étage entre 1200 et 1300 m d'altitude, à proximité immédiate du village éponyme de Peyreguy, aujourd'hui en ruine. A l'occasion de travaux de drainage agricole, près de 200 m de tranchées transversales et longitudinales ont pu être observées dans le fond du vallon. Elles ont permis d'étudier la nature du remblaiement organominéral dans d'excellentes conditions. Deux sections, représentatives du dispositif général, sont décrites ci-dessous. La première est une coupe transversale située dans l'axe du vallon. La seconde est ouverte dans le sens longitudinal, en bordure de versant.

Figure 2-53 : Peyreguy, coupe stratigraphique transversale



La coupe transversale

Deux unités lithostratigraphiques principales ont été distinguées.

- La base est formée d'une nappe alluviale sablo-graveleuse très riche en cailloux et en blocs, aux angles tombés. Le dépôt est abiotique. Son épaisseur n'est pas connue.
- Le remblaiement organominéral mesure 1,4 m d'épaisseur dans l'axe du vallon. Il se compose de trois sous unités, à peu près isométrique.

Les cinquante premiers centimètres sont très organiques, même si la tourbe est polluée de limons et de sables diffus. Des faînes et des bois de hêtre sont fossilisés à la base de l'accumulation tourbeuse. Leur datation ^{14}C indique 2080 ± 120 BP, soit 400 av. J.-C. - 130 ap. J.-C. (ARC 586).

Entre 0,9 et 0,4 m, apparaît un corps sédimentaire terrigène. La dominante est faite de bancs de sables lavés qui évoquent un épandage alluvial. L'intercalation de lits limoneux et même tourbeux témoigne d'une mise en place étalée dans le temps. Le contact avec l'accumulation tourbeuse sous-jacente est très légèrement ravinant. Des charbons de bois ont été prélevés dans le premier lit sableux. Leur analyse dendrologique a permis d'identifier *Salix* et *Alnus*. Ils datent le début des injections détritiques vers 1550 ± 220 BP, la fourchette de calibration restant très imprécise : 0-975 ap. J.-C. (ARC 587).

Le tiers supérieur voit le retour à un fonctionnement alluvial plus calme. Il est constitué d'une tourbe minérale, contenant quelques lentilles sableuses.

La coupe latérale

Elle présente un dispositif similaire, avec quelques variantes liées aux influences colluviales. On retrouve les deux unités lithostratigraphiques majeures décrites précédemment.

- Une nappe grossière hétérométrique forme le soubassement. Son faciès est plus colluvial qu'au coeur du talweg : cailloux et blocs sont plus anguleux et la matrice possède une structure feuilletée typique de la gélomobilisation. Une boule granitique est incorporée à la formation. Alors que le matériel était totalement abiotique dans l'axe du vallon, ici les 25 cm sommitaux sont enrichis en matière organique et en macrorestes végétaux. Ils évoquent un paléosol humifère de type ranker.
- Le remblaiement fin mesure 1,2 m d'épaisseur. Il est également triparti, mais son faciès témoigne de la prépondérance prise par la dynamique colluviale.

Le corps sédimentaire inférieur est composé d'une tourbe limono-sableuse de 0,4 m d'épaisseur. Sa mise en place est rapide, comme en témoignent les deux datations radiométriques effectuées à la base et au sommet. A la base, la datation a été réalisée sur des charbons de bois et des macrorestes de hêtre : faînes, branches, copeaux et éclisses. Reposant sur le paléosol ou incorporés aux premiers centimètres, ils attestent d'un déboisement, réalisé peut-être à des fins agricoles. Leur âge brut est de 1665 ± 160 BP, soit 5 - 670 ap. J.-C. (ARC 670). Au sommet, d'autres bois de hêtre taillés ont été datés : 1515 ± 100 BP, soit 260 - 680 ap. J.-C. (ARC 665).

La tourbe est recouverte par une nappe colluviale limono-sableuse de 0,5 m d'épaisseur. L'intercalation de nombreux lits sableux traduit une sédimentation saccadée, avec des phases de ruissellement concentré actif.

Comme au centre du vallon, le complexe s'achève par une recrudescence de la sédimentation organique à éléments minéraux diffus, témoignage d'un ralentissement de l'érosion sur les versants.

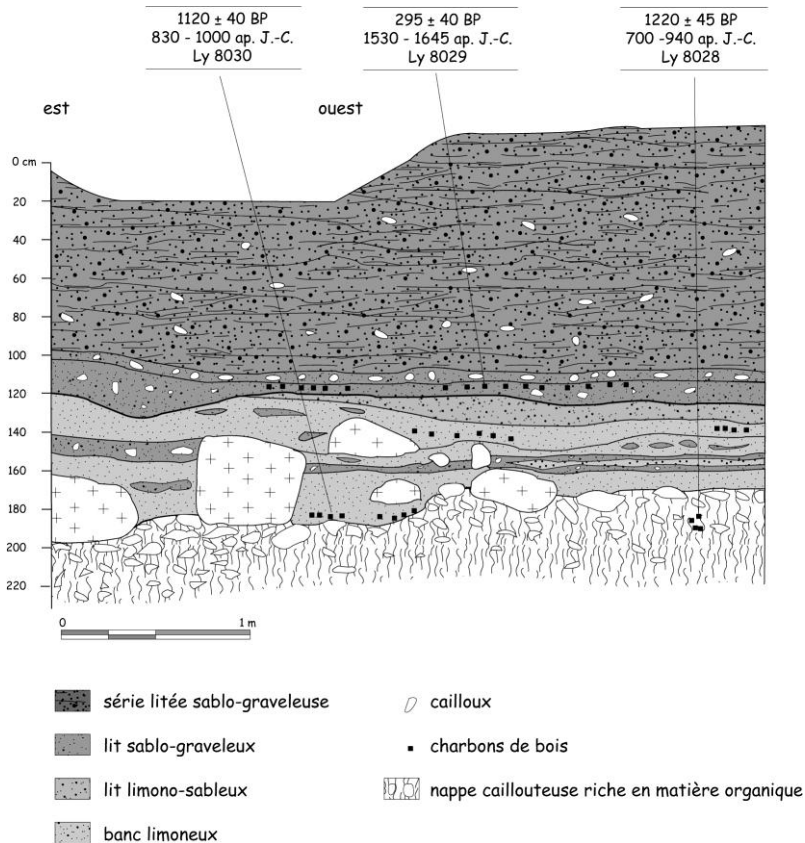
Synthèse et discussion

Le cône de déjection de Peyreguy repose sur une nappe grossière qui empâte tout le fond du vallon. Son faciès témoigne d'un héritage périglaciaire d'âge pléistocène. A la fin de l'Holocène, un sol peu épais, de type ranker, affecte le sommet de cette formation caillouteuse. Le remblaiement organominéral s'amorce vers 2080 BP, vers la fin du 2^e Age du Fer ou au début de la période gallo-romaine. Dans un premier temps, les apports terrigènes restent faibles et la sédimentation organique l'emporte. Les flux sédimentaires s'accroissent brutalement à partir de 1550 BP, durant l'Antiquité tardive ou le début du haut Moyen Age. Colluvionnement et alluvionnement se produisent alors de façon synchrone dans le vallon. Cette accélération de la dynamique érosive semble précédée par le déboisement des versants, charbons de bois, copeaux, et éclisses en témoignent. Cette opération est peut-être à mettre au compte d'un ou de plusieurs essartages. La partie sommitale du complexe organominéral atteste d'un ralentissement des flux solides dans le bassin versant, mais cette période n'est pas datée.

3.2.2 L'Ancise (1210 m ; rang 0 ; 0,16 km², figure 2-54)

Localisé au-dessus du village de Felgerolles, sur le versant gauche du Tarn, le petit vallon de l'Ancise est remblayé par un complexe sédimentaire qui s'apparente à un cône de déjection longitudinal. Minéral à l'amont, le remplissage devient de plus en plus organique vers l'aval, comme en témoigne l'apparition d'une pseudo tourbière soligène. Une forte reprise d'incision linéaire a profondément entaillé la partie amont du vallon, permettant d'étudier le dispositif stratigraphique dans le secteur proximal du cône, où l'épaisseur atteint près de 2 mètres.

Figure 2-54 : L'Ancise, coupe stratigraphique



Le complexe sédimentaire

Trois unités lithostratigraphiques apparaissent sur la coupe.

- Le cône repose sur une nappe caillouteuse héritée de la dernière période froide du Quaternaire. Il s'agit d'une formation sablo-graveleuse à structure lamellaire, au sein de laquelle les cailloux et les blocs sont anguleux, disposés à plat et recouverts, sur leur face supérieure, de squelettes argileux. Ces marques de fabrication attestent d'un héritage d'origine périglaciaire, mis en place par gélomobilisation.

On peut, au sommet, observer l'ancien sol brun développé à l'Holocène. Il possède aujourd'hui un dispositif de type A/C, ou plus précisément Ap/C. En effet, l'horizon humifère est hétérogène et contient de nombreuses poches ocre qui semblent issues de l'horizon minéral sous-jacent. Ce faciès suggère un brassage mécanique par les labours, hypothèse étayée par l'incorporation de charbons de bois dans l'horizon Ap. Une lentille de charbons, enfouie à 0,2 m sous la surface du paléosol a fait l'objet d'analyses anthracologique et radiométrique. Elle permet de dater l'opération d'essartage vers 1220 ± 45 BP, soit 700 - 940 ap. J.-C. (Ly 8028). L'assemblage anthracologique restitue l'image d'une hêtraie sapinière (64 % de *Fagus* et 22,5 % d'*Abies*) déjà éclaircie, puisque *Cytisus*, *Betula*, *Pinus* et *Juniperus* représentent 13,5 % des fragments.

- Le tiers inférieur du remblaiement est constitué d'un corps sédimentaire hétérogène. Si la dominante est limono-organique, la sédimentation fine est entrecoupée de lits sableux ou sablo-graveleux, et elle inclut même des blocs granitiques. Plusieurs bancs limoneux ont fossilisé des charbons de bois. Deux lots ont fait l'objet d'une détermination anthracologique, l'un prélevé à la base, l'autre vers le sommet de l'unité sédimentaire. Le premier est dominé par *Fagus* (88,5 %) mais atteste du maintien d'*Abies* (6,5 %) ; le second est caractérisé par la présence de *Cytisus* (88 %) et de *Fagus* (10,5 %). Seul le premier lot a été daté par le radiocarbone. Son âge ^{14}C brut est de 1120 ± 40 BP, soit après calibration 830 - 1000 ap. J.-C. (Ly 8030).
- La limite avec le corps sédimentaire supérieur est tranchée. Structuralement d'abord, car elle est soulignée par un contact discordant et légèrement ravinant. Texturalement ensuite, puisque les deux tiers supérieurs du remblaiement sont essentiellement sableux. En effet, sur près de 1,5 m d'épaisseur, plusieurs dizaines de lits sableux ou sablo-graveleux lavés se superposent, séparés par des lamines limono-organiques. Cette répétition de séquences sédimentaires associant un lit grossier et un lit fin témoigne d'une longue série d'épisodes successifs de crue à forte charge sableuse. La découverte de charbons de bois dans une des lamines limono-organiques situées vers la base a permis de dater le début de ce mode de fonctionnement hydrosédimentaire vers 295 ± 40 BP, soit 1530 - 1645 ap. J.-C. (Ly8029). L'assemblage anthracologique témoigne d'un couvert végétal ouvert, puisqu'il contient *Fagus*, *Cytisus* et *Calluna*, chaque taxon étant en proportion d'un tiers environ. Au sommet du dépôt apparaît le chenal très évasé qui incise la section amont du vallon.

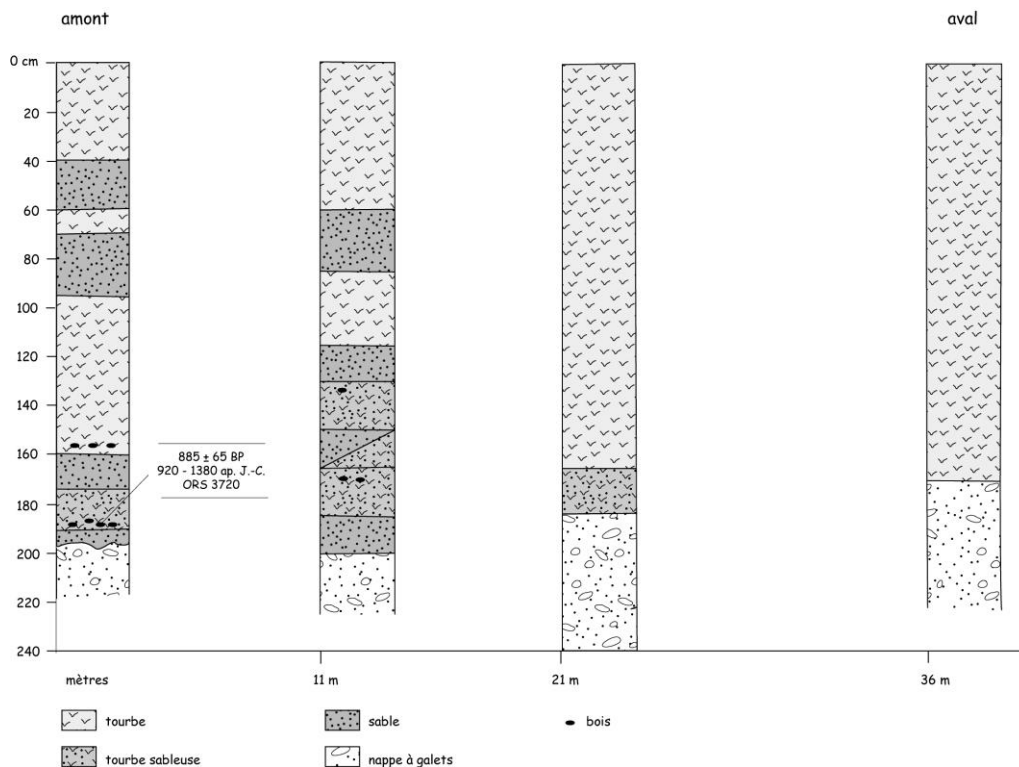
Synthèse et discussion

Les charbons de bois découverts dans le paléosol fossilisé sous le cône de déjection de l'Ancise ne datent pas les premiers défrichements dans le bassin versant. Des essartages plus anciens les ont précédés, entraînant l'installation de clairières et de landes au sein de la hêtraie sapinière. Néanmoins, ces charbons permettent d'attribuer à la deuxième partie du haut Moyen Age un épisode de mise en culture qui précède de peu la mise en place d'un vaste cône de déjection. Les deux séries alluviales superposées dans le cône de l'Ancise traduisent la succession de conditions hydrodynamiques très différentes. Le Moyen Age se caractérise par des écoulements de faible énergie, qui s'accompagnent d'une érosion diffuse des sols. Les Temps modernes correspondent en revanche à une période de forte hydraulité. Le cône s'aggrave alors sur un rythme saccadé, lors d'épisodes de crues à très forte charge solide.

3.2.3 La Vialasse Vieille (1380 m ; rang 0 ; 0,05 km², figure 2-55)

La Vialasse Vieille est un mas ruiné, localisé sur un vaste replat structural entre les bassins versants de la Latte et des Cloutasses. Au pied du versant, un petit vallon, alimenté par un bassin versant de 5 ha seulement, est remblayé par un cône longitudinal d'environ 80 m de longueur. Vers l'aval, le remplissage organominéral vient buter sur un gué aménagé qui n'est sans doute pas étranger à l'atterrissement survenu en amont. Plusieurs sondages ont été réalisés à la tarière à main, selon un transect amont-aval. Ils ont permis d'établir une stratigraphie élémentaire du complexe sédimentaire.

Figure 2-55 : La Vialasse Vieille, log stratigraphique



Le complexe sédimentaire

Impossible de sonder l'apex même du cône, en raison d'une sédimentation sablo-graveleuse trop compacte. En revanche, plusieurs colonnes ont pu être relevées dans la partie médiane et distale. Elles apportent plusieurs informations principales :

- L'épaisseur du remblaiement varie de 2 à 2,3 m.
- La sédimentation s'est déroulée sur un mode discontinu, apports sableux et accumulations organiques se succédant tout au long des séquences de la zone médiane.
- Enfin, vers l'aval, la dominante organique incite à penser que les apports terrigènes ont tous été piégés en amont.

Dans la partie médiane du cône, les sondages ont traversé une lentille de macrorestes (dont des faînes indiquant la présence de *Fagus*) entre 1,7 et 1,85 m de profondeur. Leur datation ¹⁴C a indiqué l'âge brut suivant : 885 ± 85 BP, soit après calibration : 920 - 1380 ap. J.-C. (ORS 3720).

Synthèse et discussion

La datation réalisée vers la base du cône de la Vialasse Vieille atteste donc d'une dynamique érosive discontinue dans le bassin versant depuis le Moyen Age central au moins, peut-être même un peu antérieure.

3.2.4 Les Bouzèdes (1385 m ; rang 0 ; 0,07 km²)

A l'extrémité orientale du mont Lozère, le petit bassin versant des Bouzèdes s'étage de 1385 à 1445 m d'altitude, sur la cloison qui sépare la vallée de l'Homol et celle de la Gourdouze. Un cône de déjection longitudinal, à végétation localement très hygrophile, empâte le fond du vallon. Dans la partie médiane, les sondages réalisés à la tarière ont mis en évidence une accumulation organominérale variant de 1,5 à 2 m d'épaisseur. A l'extrémité aval du cône, la reprise d'érosion, accentuée par la rupture de pente du talweg et l'appel au vide, est à l'origine de plusieurs entailles. L'une des coupes créées par ces entailles a pu être calée par une datation radiométrique.

Le complexe sédimentaire

Elle se compose de deux unités sédimentaires différentes.

- La base est formée d'une nappe sablo-graveleuse riche en cailloux et blocs, apparentée aux dépôts d'origine périglaciaire.
- Le cône est constitué d'un corps sédimentaire de 1,1 m de hauteur, limono-sableux et riche en matière organique. Des litages horizontaux s'observent à tous niveaux, mais ils sont beaucoup plus nets vers la base, où ils présentent une dominante sableuse voire sablo-graveleuse. Des charbons de bois et des fragments d'écorce sont fossilisés à la base du dépôt, incorporés au premier lit limoneux. Leur examen dendrologique a permis d'identifier la présence de hêtre. Leur âge ¹⁴C brut est de 810 ± 115 BP, soit après calibration 1000 - 1375 ap. J.-C. (Ly 6157).

Synthèse et discussion

Beaucoup de similitudes entre le site des Bouzèdes et celui de Vialasse Vieille étudié précédemment. Même type de bassin versant, même mise en valeur agropastorale et une dynamique érosive qui s'amorce également au Moyen Age central.

Conclusion

Une grande unité caractérise les remblaiements organo-minéraux observés dans les vallons élémentaires qui drainent les cloisons d'alvéoles. Tous les sites étudiés ici se situaient aux marges supérieures des anciens *ager* et ont été mis en culture dans le passé. Mais, trois fois sur quatre, les premières signatures détritiques sont assez récentes, n'apparaissant qu'à la fin du haut Moyen Age ou au Moyen Age central. Ces premières manifestations érosives sont plus tardives que celles observées à proximité des crêtes, comme si, sur ces gradins intermédiaires, la déstabilisation des versants avait été décalée dans le temps. Seul le site de Peyreguy, proche du petit causse des Bondons, a enregistré la crise hydrosédimentaire sévissant de la fin de la période gallo-romaine au début du haut Moyen Age. En revanche, en contrebas de ces vallons perchés, on retrouve dans les planchers d'alvéoles de rang 1 des archives détritiques plus complètes, où les trois phases historiques d'alluvionnement déjà identifiées ont souvent été enregistrées.

3.3 Les remblaiements alluviaux des planchers d'alvéoles de rang 1 : une diachronie verticale

Les planchers d'alvéoles de rang 1, étudiés dans ce chapitre, sont situés au cœur des anciennes cellules agropastorales. Ils s'étalent en contrebas des replats où sont installés les villages, entre 1150 et 1350 m d'altitude. Avec une faible pente longitudinale et un élargissement notable, le dispositif morphologique est beaucoup plus propice à l'archivage sédimentaire que ne le sont les cloisons des alvéoles.

Les complexes morphosédimentaires sont formés par l'emboîtement de deux nappes détritiques : une terrasse pléistocène et un remblaiement terrigène holocène qui constitue le lit majeur actuel. La reprise d'incision récente, en faisant évoluer peu à peu la plaine d'inondation en basse terrasse, offre de belles coupes de berges. Elles permettent d'observer la structure polyphasée des remblaiements finiholocènes. Parfois tripartis, souvent bipartis, ceux-ci sont formés de nappes alluviales superposées selon une dynamique d'accrétion verticale. Ces corps sédimentaires, très contrastés, traduisent des phases d'alluvionnement aux caractères tranchés.

3.3.1 Les Urfruits (1110 m ; rang 1 ; 0,63 km²)

Sous le mas des Urfruits, les érosions de berge ont ouvert de grandes coupes dans les deux corps sédimentaires qui constituent le complexe détritique de fond de vallon.

Sur la rive droite, le Cougneiral a sapé un lambeau de la haute terrasse plaquée contre le versant. Cette terrasse est constituée d'une accumulation détritique de 2,5 à 3 m de hauteur, mais le substrat rocheux n'étant pas visible, l'épaisseur totale du dépôt n'est pas connue. Il s'agit d'une formation très hétérométrique, riche en blocs et cailloux incorporés au sein d'une matrice sablo-graveleuse. Les éléments grossiers sont en général peu usés, mais il existe cependant quelques galets émoussés. La présence de structures litées, voire lenticulaires, traduit une origine fluviale, même si leur caractère très frustré témoigne d'un dépôt brutal, de type torrentiel. L'ensemble de l'accumulation est abiotique. Aucune datation ¹⁴C n'est donc possible.

La rive gauche du Cougneiral est aménagée dans un corps sédimentaire très différent. Il s'agit d'un remblaiement terrigène de 1,2 à 1,4 m de hauteur, qui empâte tout le fond du vallon entre les lambeaux latéraux de la haute terrasse. L'incision linéaire actuelle le fait évoluer en basse terrasse. Ce corps sédimentaire, essentiellement sablo-limoneux, est partagé en deux unités lithologiques isométriques.

Le complexe sédimentaire

- La moitié inférieure est formée de plusieurs bancs limono-sableux riches en matière organique, entre lesquels s'intercalent des lentilles sablo-graveleuses bien lavées, à petits galets.
- La partie supérieure est beaucoup plus homogène, avec une nette prédominance sableuse. Entre - 0,6 m et - 0,3 m, elle est organisée en lits sableux ou sablo-graveleux horizontaux, séparés par de minces passées limono-organiques, puis s'achève par un banc sableux d'une trentaine de centimètres d'épaisseur.

Plusieurs passées charbonneuses ont été repérées sur la coupe, notamment dans la partie inférieure, plus limoneuse. Mais aucune n'a livré suffisamment de charbons pour qu'une datation radiométrique puisse être entreprise.

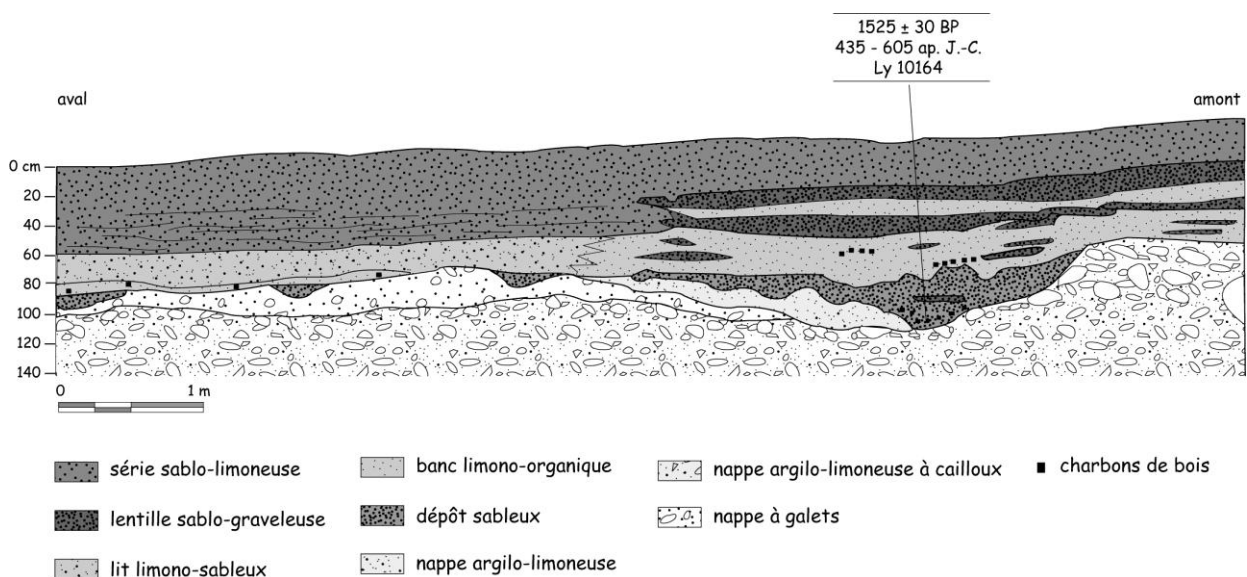
Synthèse et discussion

Le site des Urfruits offre une coupe stratigraphique dans chacun des deux corps sédimentaires présents sur le plancher des alvéoles lozériens. Sur les autres sites, les coupes ouvertes dans la haute terrasse détritique sont rares. La coupe des Urfruits nous permet d'en observer le faciès, caractéristique d'une dynamique alluviale de type torrentielle. Abiotique, elle ne peut être datée que de façon relative, en l'assimilant aux héritages fini-pléistocènes. La basse terrasse est formée par un remblaiement sablo-limoneux biparti. Si aucun calage chronologique n'a pu être obtenu sur cette coupe, d'autres sites, présentant des séquences stratigraphiques analogues, se sont révélés plus fructueux.

3.3.2 L'Alignon (1260 m ; rang 1 ; 0,95 km², figure 2-56)

Dans la section aval du bassin versant de la Latte, juste en amont de sa confluence avec les Cloutasses, le ruisseau de l'Alignon longe le versant droit du vallon. A l'occasion d'une boucle de sinuosité, le sapement de la berge concave a ouvert, dans le complexe sédimentaire du fond de vallon, une coupe d'une dizaine de mètres de longueur. Cette coupe dévoile la stratigraphie du remblaiement sablo-limoneux et permet, chose plus rare, d'observer dans d'excellentes conditions ses relations géométriques avec la nappe grossière héritée du Pléistocène.

Figure 2-56 : L'Alignon, coupe stratigraphique



Le complexe sédimentaire

- L'ancien plancher alluvial est aménagé sur la formation détritique grossière qui empâte tous les fonds de vallons du Lozère, héritage attribué à la dernière période froide du Quaternaire. Elle présente deux faciès distincts. L'essentiel du dépôt est une formation fluviatile sablo-graveleuse, à galets et à blocs dont la taille atteint régulièrement 30 à 40 cm de grand axe. Quelques boules de granite y sont également incorporées. Sa texture témoigne d'écoulements de très forte compétence. Dans la partie gauche de la coupe, la plus proche du versant, la formation fluviatile

est recouverte par une nappe colluviale d'une trentaine de cm d'épaisseur, caillouteuse, à matrice limono-argileuse plastique de couleur ocre.

Plusieurs paléochenaux, de taille inégale, sont incisés au sommet de la nappe grossière. Le chenal principal est très évasé : 0,4 m de profondeur pour une largeur de 1 m au fond, de 3,5 m en haut des berges. Il est dissymétrique, avec une berge droite redressée et une berge gauche convexe, témoignant d'un ancien tracé sinueux. Trois autres petits chenaux sont visibles sur la gauche de la coupe. De dimension beaucoup plus réduite, 10 à 15 cm de profondeur pour 30 à 50 cm de largeur, leur dissymétrie trahit également une forte sinuosité. Ces petits chenaux sont entaillés dans la nappe colluviale, le chenal principal étant incisé au contact des deux faciès détritiques.

La formation grossière et les anciens chenaux aménagés à sa surface sont fossilisés par un remblaiement terrigène polyphasé, où se distinguent quatre unités lithostratigraphiques principales. Les deux premiers corps sédimentaires restent strictement associés aux paléochenaux qu'ils remblaient, à la différence des deux autres qui forment de vastes nappes alluviales.

- Un premier corps sédimentaire a remblayé la partie gauche du chenal principal, réduisant sa section mouillée. C'est un banc limoneux de couleur ocre, dont le faciès évoque le remaniement d'une formation colluviale. Il contient quelques fragments de charbons de bois, mais en quantité insuffisante et trop friables pour qu'une datation ait pu être réalisée.
- Après avoir été partiellement remblayé une première fois, le chenal est définitivement comblé par des apports sableux dont le faciès est désormais nettement fluvial. Les mêmes sables gris colmatent tous les petits chenaux situés à gauche. Cette fossilisation généralisée de tout le réseau de chenaux atteste d'une rupture nette dans le fonctionnement de l'hydrosystème. Dans le paléochenal principal, la découverte de charbons de bois mêlés aux sables a permis de dater cette première métamorphose fluviale vers 1525 ± 30 BP, soit 435 – 605 ap. J.-C. (Ly 9460). Le spectre anthracologique se partage de façon égale entre les deux principales essences de la hêtraie sapinière, *Fagus* et *Abies*.
- Après la fossilisation des paléochenaux, les conditions hydrodynamiques de la sédimentation changent. L'alluvionnement s'effectue désormais en nappe sur l'ensemble du fond de vallon. Cette première nappe alluviale de 0,3 à 0,4 m d'épaisseur est constituée de bancs limono-sableux de couleur brune, riches en matière organique. Quelques lits sableux s'observent parmi les bancs limoneux, notamment à la base où ils remblaient des rigoles. Deux lots de charbons de bois ont été prélevés au sein des niveaux limoneux. Ils n'ont pas été datés, mais ils ont fait l'objet d'analyses anthracologiques. Les spectres sont beaucoup plus diversifiés que dans le niveau antique. *Fagus* et *Abies* n'y représentent plus respectivement que 67 et 26% pour l'un, 13 et 9% pour l'autre. En revanche, les essences héliophiles abondent : *Pinus* (3 et 20%), *Cytisus* (11 et 18%), *Juniperus* (1 et 5%). A noter également la présence de fragments de *Castanea*, de *Corylus* et de *Betula*.
- Le remblaiement s'achève avec le dépôt d'une nappe alluviale sablo-graveleuse. C'est, après la formation fluviale préholocène bien sûr, le corps sédimentaire le plus épais du complexe (0,6 à 0,7 m de hauteur). Régulièrement lité dans la partie inférieure, le niveau sommital devient astructuré, à la suite vraisemblablement d'une homogénéisation par les labours. Le faciès de cet horizon supérieur, la régularité de son contact stratigraphique accidenté de petits sillons qui évoquent des marques de charrues sont en effet autant d'indices d'un horizon Ap.

Synthèse et discussion

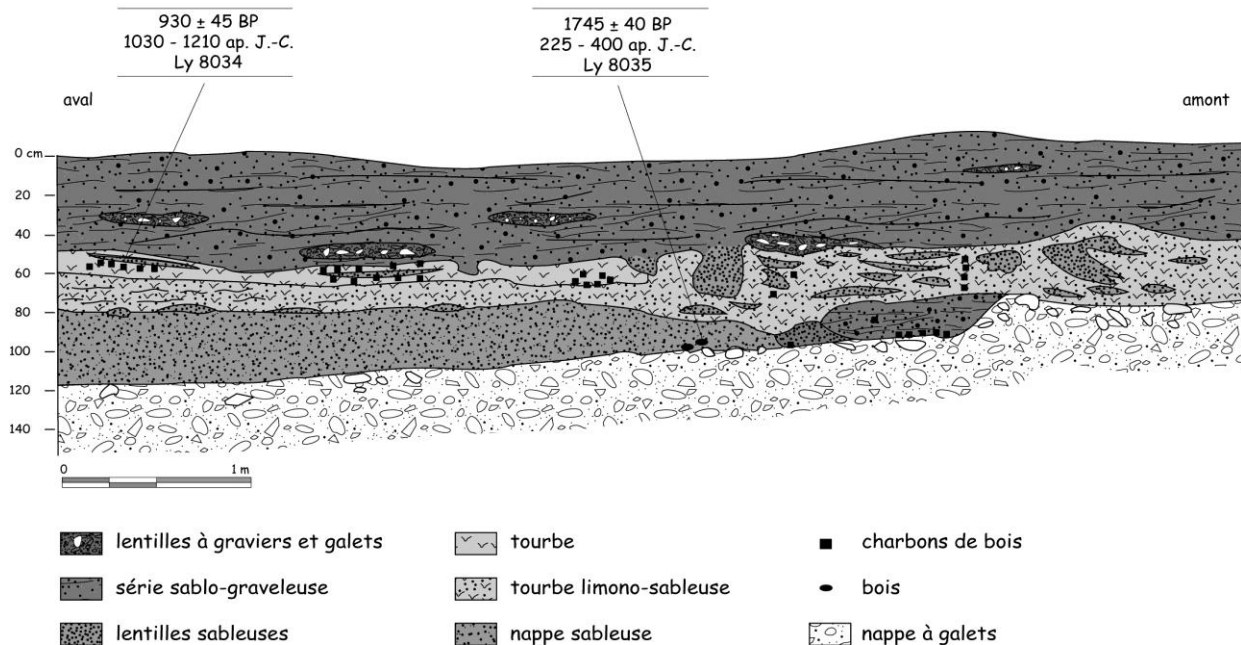
Tout au long de l'Holocène, la nappe détritique pléistocène constitue le plancher alluvial du vallon de la Latte. Le ruisseau de l'Alignon y coule dans des chenaux sinueux à bras multiples et à faible rayon hydraulique. Après une première signature sédimentaire non datée, identifiée dans le paléochenal principal, trois phases principales d'alluvionnement se succèdent à partir de la fin de l'Antiquité et entraînent le remblaiement du fond de vallon. Le

comblement et la fossilisation du système de chenaux holocènes survient entre le V^e et le VI^e siècle après J.-C. Cette première crise détritique majeure, qui s'accompagne d'une véritable métamorphose fluviale, coïncide avec des opérations de défrichement dans la hêtraie sapinière. Deux autres séries alluviales se mettent en place ensuite. La première se dépose dans des conditions hydrodynamiques calmes. La sédimentation, à dominante limoneuse et riche en matière organique, évoque une érosion superficielle des sols et des crues de faible puissance. Sur les versants, la végétation est alors largement ouverte. Le contexte hydrodynamique est différent pendant la dernière phase alluviale. Charriages plus volumineux et crues plus compétentes traduisent une hydraulicité accrue et des injections sédimentaires plus importantes. Des trois phases alluviales enregistrées à l'Alignon, c'est la crise hydrosédimentaire la plus forte.

3.3.3 La Bourrassade (1315 m ; rang 1 ; 1,61 km², figure 2-57)

Localisé sur le versant nord du Lozère, sur le plancher de l'alvéole de Serviès, le site de la Bourrassade permet d'observer un dispositif lithostratigraphique assez proche de celui qui a été décrit à l'Alignon. Latéralement, au pied de chaque versant, sont conservés des éléments d'une haute terrasse fluvatile, d'où émergent de grosses boules granitiques. Ils dominent le lit majeur actuel de 1,5 à 1,8 m de dénivelé. D'une largeur de 35 m, celui-ci est remblayé par une nappe alluviale sablo-limoneuse, emboîtée dans la formation grossière. La reprise d'incision actuelle, qui fait évoluer le lit majeur en basse terrasse, a permis l'ouverture de longues coupes stratigraphiques. La coupe étudiée ci-dessous révèle le caractère polygénique du remblaiement alluvial sablo-limoneux. On y retrouve notamment les trois phases d'alluvionnement observées à l'Alignon, dont on peut compléter la chronologie.

Figure 2-57 : La Bourrassade, coupe stratigraphique



Le complexe sédimentaire

- Le soubassement est constitué par une nappe à galets appartenant à l'ensemble détritique présumé pléistocène qui empâte tout le fond du vallon, et auquel se rattachent les lambeaux de la haute terrasse évoqués plus haut. Cette nappe grossière correspondant au plancher du chenal actuel, il n'a pas été possible d'observer sa structure, ni de déterminer son épaisseur.

- La base du remblaiement fin est composée d'un corps sablo-limoneux à graviers de 0,4 m d'épaisseur, sans structure visible. Il n'est conservé que dans la partie aval de la coupe. Il contient de petits charbons de bois, dispersés dans la masse. Un bois d'*Abies* a également été prélevé à sa base, et a fait l'objet d'une analyse radiométrique. Elle permet de dater le début de cette phase alluviale vers 1745 ± 40 BP, soit en âge calendaire 225 – 400 ap. J.-C. (Ly 8035).
- Ce dépôt sablo-graveleux à structure lenticulaire remblaye un paléochenal évasé (1,2 m de large pour 0,2 m de profondeur), aménagé au contact entre la nappe grossière et la série alluviale gallo-romaine. A la base, un lit sableux a livré des scories de plomb associées de nombreux charbons de bois. Le lot est d'une grande homogénéité car l'analyse anthracologique n'a permis d'identifier que du hêtre. Ces artefacts (scories et charbons de bois), proviennent vraisemblablement des anciens ateliers de réduction du plomb argentifère présents dans la partie amont du bassin versant. En l'état actuel des connaissances, cette activité métallurgique sur le mont Lozère date du XI^e ou XII^e siècle (Ploquin, 2001). Les artefacts fournissent donc un terminus *post-quem*, mais il n'est pas possible de savoir si leur dépôt est contemporain de la période d'activité des ateliers ou s'il résulte d'un remaniement postérieur.
- Les trois unités lithostratigraphiques sous-jacentes sont recouvertes en discordance par une formation alluviale hétérogène composée de niveaux tourbeux, de bancs limoneux et de lits ou de poches sableuses. Ce faciès traduit des conditions de sédimentation très contrastées, où alternent des phases de calme hydrologique, propice à l'accumulation organique, et des épisodes d'injections détritiques plus ou moins grossières. Son épaisseur varie de 0,25 à 0,5 m au droit d'un petit chenal aménagé au contact des unités 2 et 3.

Cette unité stratigraphique contient de nombreuses lentilles de charbons de bois, souvent mêlés à des scories métalliques. L'une d'entre elles, située à 5 cm du sommet, a fait l'objet d'une analyse anthracologique et d'une datation par le radiocarbone. *Fagus* représente 96 % des charbons, les 4 % restant étant composés de *Salix*. Le dosage du ¹⁴C a livré le résultat suivant : 930 ± 45 BP, soit après calibration 1030 – 1210 ap. J.-C. (Ly 8034). Ces artefacts semblent liés eux aussi à l'activité métallurgique et ne constituent sans doute qu'un terminus *post-quem*. Un certain décalage chronologique peut séparer la période de fonctionnement des ateliers et le remaniement des résidus de la réduction.

La surface sommitale du dépôt est accidentée par de petites entailles dont la dimension est plus proche des rigoles que de véritables chenaux. La limite avec la cinquième unité est nette sur le plan textural et soulignée par des discordances angulaires.

- Avec 0,6 à 0,7 m de hauteur, la dernière unité stratigraphique apparaît comme le corps sédimentaire le plus épais et le plus continu du remblaiement terrigène. Il s'agit d'une série alluviale sablo-graveleuse au sein de laquelle s'intercalent, notamment vers la base, de courtes lentilles à galets. La structure d'ensemble est très nettement litée : des lamines limono-organiques de quelques millimètres d'épaisseur séparent des lits sablo-graveleux pouvant atteindre plusieurs centimètres de hauteur. On peut, ponctuellement, observer plus de 25 séquences sédimentaires élémentaires de ce type superposées. Ce faciès témoigne d'une sédimentation réalisée dans un lit majeur, par des écoulements assez énergiques. L'aggradation s'est faite progressivement, de façon discontinue et saccadée, au rythme de multiples épisodes de crues. Cette série alluviale ne contient plus aucun marqueur de l'activité métallurgique médiévale.

Synthèse et discussion

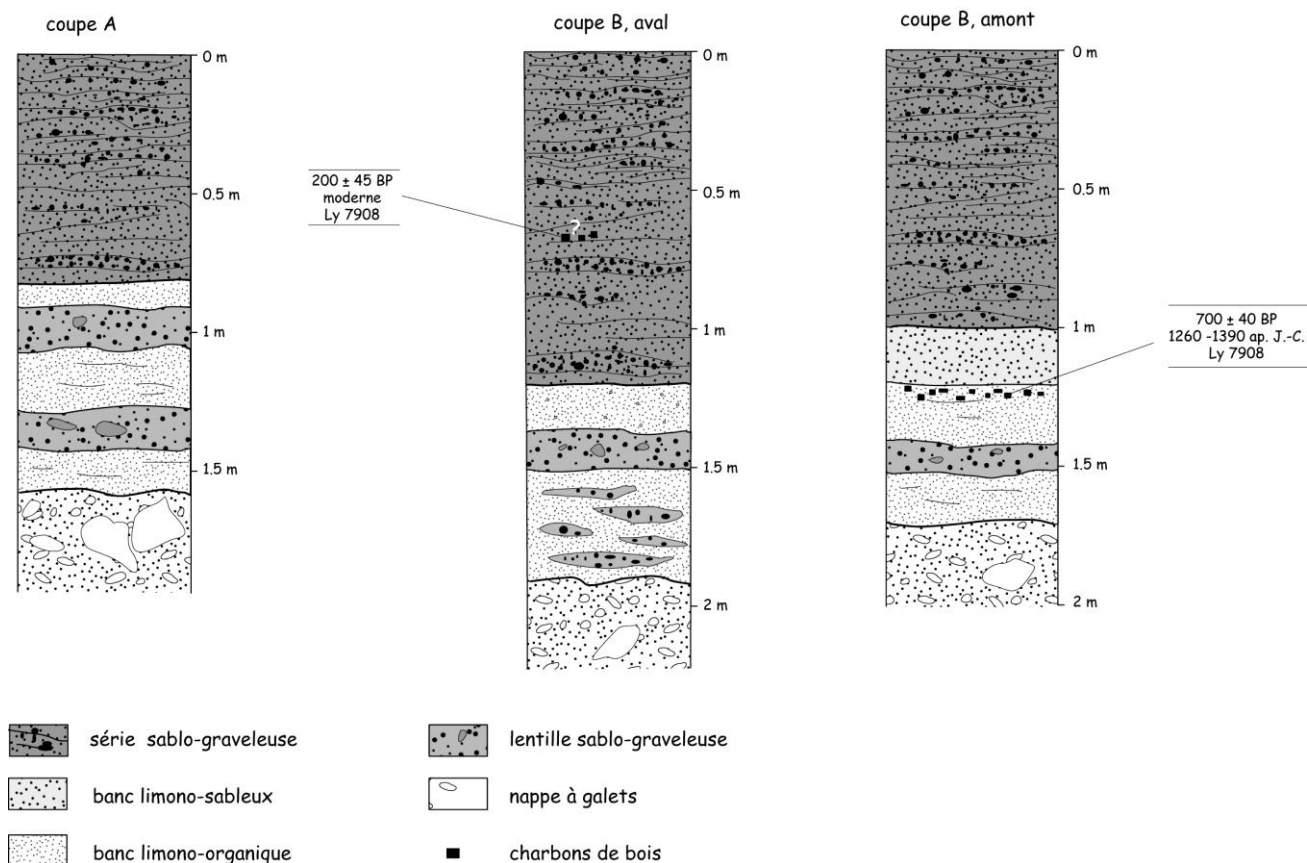
A la Bourrassade, le remblaiement alluvial fini holocène, emboîté dans la nappe déritique pléistocène présente beaucoup de similitudes avec celui décrit précédemment à l'Alignon. On y retrouve notamment les trois mêmes unités lithostratigraphiques dont on peut compléter le calage chronologique. L'alluvionnement débute dans la deuxième partie de l'Antiquité, avec la sédimentation d'un corps sableux dépourvu de structure. Cette nappe déritique est discontinue et ne recouvre qu'une partie de l'ancien plancher alluvial. A la fin de cette première crise hydrosédimentaire, un chenal très évasé, à fond plat, parcourt le fond du vallon en incisant très faiblement dépôts préholocènes et alluvions gallo-romaines. Il faut attendre le Moyen Age central pour que s'amorce une nouvelle phase d'alluvionnement

qui, cette fois, remblait tout le fond du vallon, fossilisant chenal et lit majeur. La série alluviale qui se met en place traduit des écoulements de faible énergie mal chenalisés, à forte charge en suspension. On observe même ponctuellement une dynamique organogène. L'abondance des artefacts liés aux activités métallurgiques (scories et charbons) plaide pour une sédimentation contemporaine et/ou légèrement postérieure au fonctionnement des ateliers de réduction du plomb argentifère. En tout état de cause, elle n'est pas antérieure au XI^e siècle. Elle accompagne donc le déboisement massif de la hêtraie provoqué par l'approvisionnement des charbonnières. A lui seul, le troisième et dernier épisode d'alluvionnement est aussi sédimentogène que les deux précédentes phases réunies. Il n'est pas daté, sinon en chronologie relative. Il témoigne, au cours des Temps modernes, d'une crise hydrosédimentaire majeure, caractérisée par des crues efficaces et répétées. Une abondante charge alluviale sablo-graveleuse est alors injectée dans l'hydrosystème, entraînant un exhaussement généralisé du lit majeur.

3.3.4 Les Cloutasses (1295 m ; rang 1 ; 0,8 km², figure 2-58)

On retrouve, dans la partie aval de ce petit bassin versant de 0,8 km², un dispositif morphosédimentaire identique à celui qui a été décrit sur les sites précédents. A savoir, une haute terrasse fluviatile de 2,5 à 3 m d'altitude relative, au sein de laquelle est emboîté un remblaiement alluvial récent. La reprise d'incision actuelle a multiplié les coupes stratigraphiques, offrant de bonnes conditions d'observation. Ces coupes de berges apportent des informations complémentaires sur la nature et l'âge des corps sédimentaires qui composent le remblaiement historique. Trois des coupes observées sont décrites ci-dessous.

Figure 2-58 : Les Cloutasses, log stratigraphique



Coupe A, rive gauche

Sa hauteur totale reste inférieure à 1,5 m.

- Le soubassement est constitué d'une nappe sablo-graveleuse à galets et blocs, assimilée au stock fluviatile d'origine périglaciaire.
- D'une épaisseur d'environ 0,6 m, la moitié inférieure du remblaiement fin présente une stratigraphie hétérogène, faisant alterner bancs limono-organiques et lentilles sablo-graveleuses à petits galets.
- La moitié supérieure, plus homogène, est formée de lits sablo-graveleux pluridécimétriques, entrecoupés de fines lamines limono-organiques. Son épaisseur est de 0,8 m.

Coupe B, rive droite aval

Son épaisseur est plus importante car elle varie de 1,7 à 1,9 m. Cependant, en dépit de quelques variantes sédimentaires, le dispositif général est semblable à celui qui vient d'être décrit sur la coupe A.

- On retrouve, à la base, la nappe grossière qui sert de plancher alluvial.
- Elle est recouverte par une formation alluviale contrastée, où alternent niveaux fins, lits sableux et lentilles sablo-graveleuses, avec une nette prépondérance cependant des bancs limoneux riches en matière organique. L'épaisseur de ce corps sédimentaire varie de 0,5 à 0,7 m. Deux boules granitiques pluridécimétriques y sont incorporées.

Les charbons de bois diffus ou regroupés sous forme de lits sont fréquents au sein du dépôt. Prélevé dans le banc limoneux sommital, un de ces lits charbonneux a permis de dater la phase finale de dépôt de ce premier corps sédimentaire : 700 ± 40 BP, soit 1260 - 1390 ap. J.-C. (Ly 7908). L'assemblage anthracologique est dominé par deux taxons : *Fagus* (74,5 %) et *Abies* (23,5 %). Un fragment de *Quercus* ou de *Castanea* (la taille du charbon étant trop réduite pour pouvoir trancher) a également été repéré.

- La seconde partie du remblaiement correspond à une accumulation sablo-graveleuse bien litée, dont l'épaisseur atteint 1,2 m. Ce litage où alternent passées sablo-graveleuses et lamines limono-organiques témoigne d'une sédimentation discontinue dans un lit majeur.
- Suite à des sapements de berge, des panneaux de ce corps sédimentaire se sont effondrés au pied de la coupe. Une lentille de charbons de bois y a été découverte. Bien que sa position stratigraphique initiale ne puisse être déterminée avec précision, elle apporte de précieux renseignements chronologiques et paléoenvironnementaux sur la phase alluviale supérieure. La datation radiocarbone des charbons atteste d'un épisode d'alluvionnement actif vers 200 ± 45 BP, soit probablement postérieur au XVII^e siècle (Ly 7907). L'analyse anthracologique révèle la présence des deux principales essences de la hêtraie-sapinière : *Fagus* (55,5 %) et *Abies* (11 %). Mais elle témoigne également du développement des landes, car le genêt représente désormais 33,5 % des fragments.

Coupe C, rive droite amont

La coupe C se localise également en rive droite, à une cinquantaine de mètres en amont de la coupe B. Moins haute que les deux coupes précédentes (1,2 m seulement), elle présente néanmoins le même complexe sédimentaire dont elle complète la chronologie.

- Le soubassement coïncide avec la nappe à galets et à blocs présumée pléistocène.

- La série alluviale inférieure mesure environ 0,6 m d'épaisseur. D'abord astructurée à la base, elle devient nettement litée vers le sommet. La matrice sablo-limoneuse contient des graviers et des cailloux épars. Les lits sont sablo-graveleux. Deux niveaux riches en charbons de bois, datés par le radiocarbone, complètent les informations chronologiques déjà recueillies sur la coupe B. La sédimentation alluviale démarre vers 1260 ± 50 BP, soit en âge calendaire 660 - 890 ap. J.-C. (Lyon 1031 OXA). Elle se poursuit lentement puisque 20 cm de dépôt seulement sépare ce premier calage chronologique du deuxième niveau à charbons daté 930 ± 30 BP, soit 1025 - 1185 ap. J.-C. après calibration (Ly 10 093). L'assemblage anthracologique de la lentille inférieure révèle une ouverture de la hêtraie sapinière déjà importante. *Fagus* et *Abies* ne représentent respectivement que 64% et 4% du lot de charbons, tandis que l'on constate une forte présence des ligneux pionniers, *Pinus* (20%) et *Juniperus* (12%). Le deuxième lot n'est pas significatif car il ne contient que du *Fagus*.

Un paléochenal d'une cinquantaine de centimètres de profondeur est dessiné dans la série alluviale inférieure. Très évasé, son profil dissymétrique indique un tracé sinueux. On retrouve une berge convexe à pente douce et une berge concave plus redressée. Son plancher, inscrit dans le dépôt alluvial sablo-limoneux, est recouvert par l'ancienne charge de fond formée de graviers et de galets infradécimétriques. Chenal et alluvionnement semblent avoir fonctionnés de façon synchrone car les structures litées ne se poursuivent pas d'une berge à l'autre. Leur dépôt n'est donc pas antérieur à l'incision du chenal. L'apparition de ces litages sommitaux, absents à la base du dépôt, peuvent s'expliquer par des atterrissements sélectifs lors de débordements de crues survenant dans un lit majeur désormais bien distinct du lit mineur.

- Le troisième corps sédimentaire remblait le paléochenal et fossilise l'ensemble de la série inférieure. Plus sableux que l'unité sous-jacente, il possède également une structure litée bien dessinée. Son épaisseur moyenne est de 0,4 m mais avoisine 0,8 m au droit du chenal. Un lot de charbons de bois, prélevé au sein d'une lentille limono-sableuse à la base du paléochenal a été daté 1565 ± 55 BP, soit 400 - 615 ap. J.-C. (Lyon 1030 OXA). Ce résultat n'est pas cohérent avec les deux dates précédentes, ni avec celles obtenues sur la coupe aval. Sans doute s'agit-il de charbons en position secondaire, après remaniement d'un dépôt sédimentaire antérieur. La fin de l'Antiquité et le début du haut Moyen Age correspondent en effet à une phase de forte activité détritique, comme en témoignent les nombreuses archives sédimentaires datées de cette époque identifiées dans les bassins versants adjacents. Le spectre anthracologique témoigne d'une forte anthropisation de la végétation car on y retrouve *Pinus* (12%), *Juniperus* (32%) et des Papillonacées (16%) mélangés à *Fagus* (40%). Un quatrième lot de charbons, non daté, a été analysé dans la partie haute de cette nappe alluviale. Il contient les mêmes essences que les lots précédents : *Fagus* (79%), *Pinus* (11%) et *Juniperus* (11%).

Synthèse et discussion

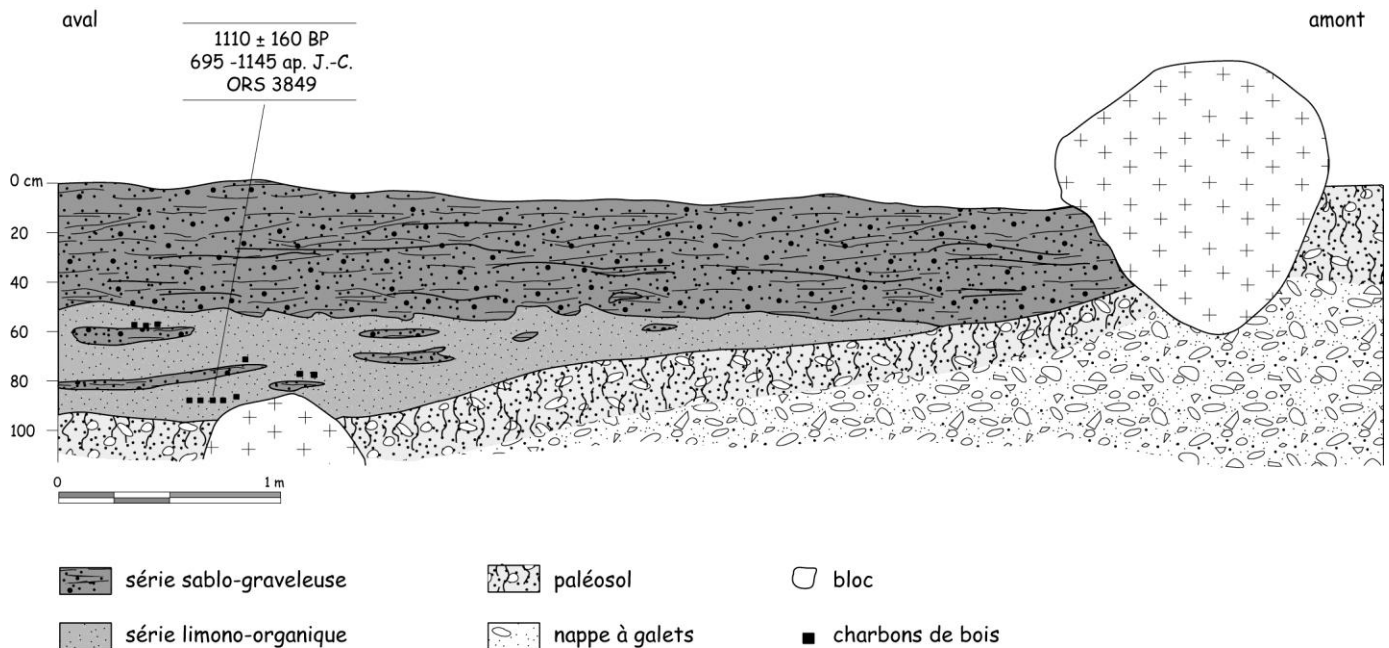
Aux Cloutasses comme à Salarial, le remblaiement alluvial finiholocène, emboîté dans la terrasse fluviale héritée du Pléistocène, est biparti. Dans cette section fluviale, l'alluvionnement commence dans la deuxième moitié du haut Moyen Age, avec le dépôt d'un corps détritico-limono-sableux riche en matière organique, qui évoque une érosion diffuse des sols sur les versants. Cette aggradation est lente, mais se prolonge durant plusieurs siècles jusqu'au bas Moyen Age. La reprise d'incision modérée qui succède à la première phase d'alluvionnement s'accompagne du déstockage d'archives sédimentaires plus anciennes. C'est ce que révèle un lot de charbons de bois fossilisés en position secondaire au fond du nouveau chenal. Les anciens stocks détritico-limono-sableux datent de la fin de l'Antiquité ou du début du haut Moyen Age. Aux Cloutasses, la seconde série alluviale se met en place durant les Temps modernes, dans des conditions de forte hydraulicité. Beaucoup plus grossière, bien litée, elle témoigne de la répétition de crues à forte charge solide, dont le débordement dans le lit majeur occasionne des atterrissements récurrents.

3.3.5 Salarial (1340 m ; rang 1 ; 1,15 km², figure 2-59)

Le site de Salarial apporte des informations complémentaires sur les deux formations détritiques qui composent le complexe de fond de vallon du ruisseau des Pouzets. Il offre d'abord de bonnes conditions d'observation sur le dispositif d'emboîtement et renseigne, grâce à plusieurs signatures sédimentaires, le fonctionnement holocène de l'hydrosystème. Une nouvelle datation par le radiocarbone, réalisée sur le remblaiement terrigène, permet également de confirmer la périodisation finiholocène.

Deux coupes, situées en vis à vis, ont été dégagées sur plusieurs mètres de longueur.

Figure 2-59 : Salarial, coupe stratigraphique de la rive droite



La coupe rive droite

On peut y observer le dispositif d'emboîtement des deux formations sédimentaires. Contrairement au modèle dominant sur le Lozère, le passage entre les deux surfaces de remblaiement se fait ici de plain-pied.

- La formation inférieure est constituée par une nappe grossière à texture hétérométrique. Au sein d'une matrice sablo-graveleuse, cailloux et blocs subanguleux sont disposés le plus souvent à plat. La présence de boules granitiques, l'existence de squelettanes argileux sur les cailloux et l'état d'altération assez poussé de certains d'entre eux évoquent une dynamique de gélomobilisation plus ou moins fluante, sous climat périglaciaire. L'ensemble du dépôt est compacté et assez induré. Sa base n'est pas visible.

Un horizon pédologique s'est développé au sommet de cette nappe caillouteuse. Le sol actuel mesure environ 0,4 m de profondeur, et s'apparente à un ranker à structure A/C. Un paléosol peut également être observé, fossilisé sous le remblaiement fin. Moins épais que le sol actuel (0,2 à 0,3 m), il est plus riche en matière organique, plus plastique et présente des caractères d'hydromorphie.

- Emboîtée dans la nappe périglaciaire, la deuxième formation sédimentaire correspond à un remblaiement sablo-limoneux d'environ 1 m d'épaisseur. Elle est constituée de deux unités lithostratigraphiques isométriques.

La moitié inférieure est formée d'une épaisse série limoneuse de couleur brun foncée, riche en matière organique et en macrorestes ligneux ou charbonneux. Elle contient quelques courts lits sableux, sinueux et peu épais (1 à 5 cm).

La moitié supérieure est beaucoup plus sableuse, les niveaux limoneux se réduisant à des lamines d'épaisseur plurimillimétrique. Le contact entre les deux unités est net, souligné par l'existence de petites rides allongées dans le sens du courant.

La coupe rive gauche

Elle apporte des informations complémentaires sur le complexe sédimentaire. En se rapprochant de l'axe du paléovallon, le dispositif d'emboîtement observé en rive droite fait place désormais à une simple superposition.

- On retrouve, formant le soubassement, la nappe grossière d'origine périglaciaire, pédogenisée au sommet. Sous la ligne d'eau, des sondages à la tarière ont mis en évidence l'existence d'un paléochenal encaissé d'environ 1 m dans la formation caillouteuse. Sa géométrie n'est pas connue avec précision. Nappe grossière et paléochenal sont fossilisés sous le remblaiement fin.
- En rive gauche comme en rive droite, ce remblaiement fin est biparti.

L'unité inférieure est limono-sableuse, riche en matière organique et en charbons de bois diffus. Cependant, de nombreux lits ou petites lentilles sableuses s'y intercalent, notamment vers l'aval. Au droit du paléochenal, on peut également distinguer un lit tourbeux, qui traduit la discontinuité des apports terrigènes. Juste au-dessus, un lit de sables fins micacés a livré des charbons de bois. Leur analyse radiométrique a fourni un âge brut de 1110 ± 160 BP, soit après calibration 695 - 1145 ap. J.-C. (ORS 3849).

Au-dessus, on retrouve une accumulation sableuse séquencée, faisant alterner lits grossiers et fines passées limono-organiques. Toujours aussi net sur le plan textural, le contact entre les deux unités l'est aussi structuralement. Il n'est plus jalonné par de petites rides comme il l'était sur la rive opposée, il est cette fois ravinant. Sur la bordure amont de la coupe, l'unité inférieure est entaillée par un paléochenal de 0,3 m de profondeur, pour une largeur d'au moins 0,8 m (une partie seulement du paléochenal étant visible). Il est remblayé par des lentilles sablo-graveleuses, et fossilisé sous l'unité sableuse supérieure.

Synthèse et discussion

En aval de Salarial, le plancher alluvial du ruisseau des Pouzets est ennoyé sous une formation grossière d'origine périglaciaire, présumée pléistocène. C'est sur cet héritage grossier que l'hydrosystème holocène s'est installé. On peut en retrouver trois éléments morphologiques : un chenal incisé d'environ 1 m de profondeur, un lit majeur à sol humifère hydromorphe, une terrasse latérale. A la fin de l'Holocène, lit mineur et lit majeur sont remblayés par une importante sédimentation terrigène. Deux unités lithostratigraphiques constituent ce remblaiement fin : une nappe limoneuse à la base et une série beaucoup plus sableuse au sommet. Le contact entre ces deux corps sédimentaires est net, souligné par une reprise d'incision linéaire. On ne dispose que d'un seul calage chronologique, localisé à la base du remblaiement dans l'ancien lit majeur. Il atteste d'un alluvionnement limoneux actif durant la 2^e partie du haut Moyen Age ou le début du Moyen Age central.

Conclusion

Jusqu'à la fin de l'Holocène, la nappe détritique héritée du Pléistocène joue un rôle majeur dans la morphologie fluviale des alvéoles de rang 1. En contrebas des terrasses géofluidales ou fluviales, c'est sur cette nappe grossière que, plusieurs millénaires durant, coulent les ruisseaux. Sur les sites étudiés, lits mineurs et lits majeurs ne connaissent à l'Holocène aucun phénomène d'alluvionnement jusqu'à la période historique. En revanche, tous subissent alors une véritable métamorphose fluviale qui s'échelonne, selon les bassins versants, entre la fin de la période gallo-romaine et le Moyen Age central. Elle se traduit par la fossilisation des anciens systèmes fluviaux sous un remplissage alluvial généralisé.

Tous ces remblaiements historiques sont polyphasés. Trois phases d'alluvionnement très contrastées se distinguent. Deux d'entre elles témoignent de crises hydrosédimentaires importantes, caractérisées par une forte charge sableuse ou sablo-graveleuse. La première de ces crises survient de la deuxième partie de l'Antiquité au début du haut Moyen Age ; la seconde, de loin la plus forte, sévit durant les Temps modernes. Entre ces deux périodes de forte activité hydrosédimentaire, le Moyen Age coïncide avec une phase d'alluvionnement continu dont la nature est différente. La charge solide provenant des versants, plus fine et plus riche en matière organique, évoque une érosion superficielle des sols dans un contexte hydrodynamique de moindre énergie.

Dans les alvéoles de rang 1, les différentes générations d'archives sédimentaires sont toujours superposées, selon une logique d'aggradation verticale. Ce n'est plus le cas dans les vallées de rang 2 où les sapements de berges, devenus plus efficaces, entraînent la juxtaposition des différentes unités alluviales selon un modèle diachronique latéral.

3.4 Les remplissages alluviaux des planchers d'alvéoles de rang 2 et 3 : une diachronie latérale

Sur le flanc S.O. du mont Lozère, au pied des crêtes du Cassini et du Bois du Commandeur, de vastes paléotopographies fluviales sont restées à l'écart de la reprise d'incision plio-quadernaire. Perchés au-dessus des gorges de Gasbiel et du Rieutort, ces très larges planchers d'alvéoles sont parcourus par les hautes vallées du Tarn et de la Pudicine. Contrairement aux autres vallées de rang supérieur sur le Lozère, ces corridors fluviaux larges et plans sont propices à l'archivage sédimentaire. L'homogénéité des faciès lithostratigraphiques et une évolution diachronique où la latéralité l'emporte souvent sur la verticalité rendent plus difficile la lecture des discontinuités alluviales. Néanmoins, ces sections fluviales de rang 2 et 3 s'avèrent de bons enregistreurs des paléodynamiques hydrosédimentaires car elles ont conservées de très vieilles signatures détritiques.

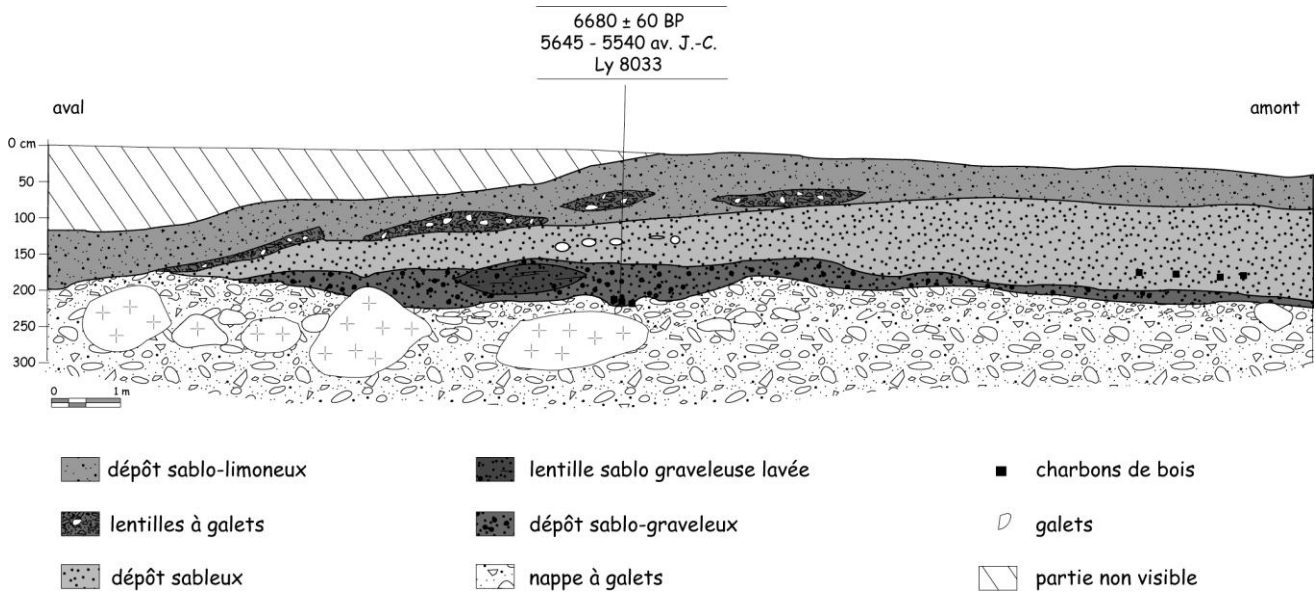
3.4.1 Mas Camargues (1340 m ; rang 2 ; 6,85 et 10 km², figure 2-60)

Étroite et pentue dans la partie amont de son cours, la vallée du Tarn s'élargit considérablement lorsqu'elle débouche sur le « plateau » lozérien. Sur le plancher de l'alvéole de Mas Camargues, entre le mas éponyme et la confluence de la Mère l'Aygue, la plaine d'inondation du Tarn atteint jusqu'à 200 m de largeur. Emboîté comme ailleurs dans un ensemble sédimentaire grossier d'origine périglaciaire, le lit majeur est remblayé par une formation alluviale sablo-graveleuse. Sa surface est balayée par un réseau de paléochenaux dont certains sont encore fonctionnels en période de crue. Le long du lit mineur, les sapements de berges offrent plusieurs coupes du remblaiement alluvial fin. Deux d'entre elles, représentatives du dispositif général, ont pu être calées chronologiquement.

Coupe amont (6,85 km²)

Elle est localisée sur la rive droite du Tarn, juste en contrebas de Mas Camargues. En amont, son bassin versant se signale par l'importance des stocks sédimentaires facilement érodables. Il s'agit d'une part des arènes tectonisées et profondément ravinées de la Peyre Plantade, d'autre part des épais bourrages détritiques d'origine glaciaire ou périglaciaire sapés par les berges du Tarn. Quatre unités stratigraphiques apparaissent sur la coupe.

Figure 2-60 : Mas Camargue, coupe stratigraphique amont



- Le soubassement est constitué d'une nappe alluviale très grossière, puisque certains blocs atteignent 2 m de grand axe. Blocs et galets sont bien émoussés. Ils sont incorporés dans une matrice sablo-graveleuse présentant des structures litées ponctuelles, y compris des stratifications obliques incurvées. Cette nappe sert également de plancher au lit mineur actuel. Son faciès incite à la considérer comme un héritage pléistocène d'origine fluvio-périglaciaire ou fluvio-glaciaire.
- La nappe alluviale grossière est recouverte par un corps sablo-graveleux légèrement induré, au faciès varié : présence de petits galets à la base qui évoquent une ancienne charge de fond, grosse lentille à stratification oblique incurvée au centre, vrac non structuré ailleurs. Même s'il déborde vers l'amont sous la forme d'un mince épandage d'une dizaine de centimètres d'épaisseur, ce corps sédimentaire reste nettement associé à la présence d'un paléochenal qu'il fossilise. Aménagé dans la nappe grossière, ce dernier a une forme très évasée : sa profondeur n'excède pas 0,6 m pour une largeur de 7 m. De nombreux charbons de bois ont été piégés dans une ancienne mouille sur le plancher du paléochenal. Leur âge ¹⁴C brut est de 6680 ± 60 BP, soit après calibration 5645 – 5450 av. J.-C. (Ly 8033). L'assemblage anthracologique s'avère très original, puisque *Quercus* représente 81 % des fragments, *Sorbus* 12 %, les autres charbons se partageant entre *Betula*, *Fraxinus*, *Salix* et *Pinus*. Alors qu'actuellement les plus hauts chênes ne dépassent pas 1150 m sur le versant sud du Lozère, ce lot de charbons de bois prouve que la chênaie a atteint plus de 1350 m d'altitude durant l'Atlantique ancien.
- Le passage de la deuxième unité à la troisième n'est pas très tranché. Il se caractérise par une plus grande homogénéité texturale (les sables deviennent fortement dominants) et par une moindre compacité. Si aucune structure n'est visible, la présence d'un alignement de cailloux témoigne cependant d'une sédimentation horizontale. L'épaisseur de cette unité varie de 1,2 m à l'amont, à 0,5 m à l'aval, où elle est tronquée en biseau par une surface d'érosion.

- Le corps sédimentaire supérieur diffère en revanche nettement des unités sous-jacentes. Alors que ces dernières sont sableuses et dépourvues de matière organique, on retrouve au sommet un dépôt limono-sableux humifère, comparable à celui qui constitue habituellement les remblaiements de fonds de vallons. La présence de lentilles caillouteuses, qui correspondent à des laisses de crues grossières, traduit des conditions de sédimentation variées marquées par de fortes différences de compétence. Ce corps sédimentaire recouvre la troisième unité et la nappe alluviale de base en formant une nette discordance angulaire qui témoigne d'une importante phase d'érosion après la mise en place du remblaiement sableux.

Coupe aval (9,97 km²)

Elle est située 400 m en aval, après la confluence du Tarn et de la Mère l'Aygue, soit à l'exutoire d'un bassin versant de près de 10 km². Le vallon affluent de la Mère l'Aygue est emprunté par la grande draille languedocienne de Jalcreste, juste avant qu'elle ne rejoigne l'ancienne Commanderie de l'Hôpital. Ouverte en rive gauche, cette coupe présente un complexe sédimentaire plus simple que le précédent. Seules deux unités lithostratigraphiques peuvent y être observées.

- On retrouve, à la base, la nappe alluviale à galets attribuée à l'ensemble sédimentaire d'origine périglaciaire.
- Elle est recouverte par un remblaiement sablo-limoneux d'environ 1,5 m d'épaisseur, riche en matière organique et en charbons de bois diffus. Même si elle présente ponctuellement des variations de faciès (banc sableux à la base, lentilles à galets au centre, litages sableux plus ou moins frustrés à différents niveaux), cette formation reste assez homogène et ne semble constituer qu'une seule unité sédimentaire. Elle évoque une sédimentation par atterrissements successifs dans un lit majeur. Une fine pellicule de charbons de bois a été fossilisée à la surface du banc sableux. Elle a permis, grâce au radiocarbone, de caler chronologiquement la base du remblaiement : 2340 ± 60 BP, soit 735 – 215 av. J.-C. (Ly 8031). L'assemblage anthracologique est très varié puisque huit taxons différents ont été identifiés. Quatre d'entre eux représentent près de 85 % des fragments : *Abies* (47 %), *Fagus* (12,5), *Betula* (12,5 %) et *Pinus* (12,5 %). Les autres taxons présents sont *Salix*, *Corylus*, *Prunus* et *Sorbus*. Au début du Subatlantique, c'est désormais la hêtraie sapinière qui occupe l'étage autrefois colonisé par la chênaie atlantique.

Synthèse et discussion

La coupe amont de Mas Camargues offre l'une des rares signatures alluviales de l'Holocène ancien observées sur le Lozère. Il s'agit d'un corps sablo-graveleux qui remblaie et fossilise un lit mineur très évasé, incisé dans la nappe détritique pléistocène. Cet épisode d'alluvionnement survient au cours de l'Atlantique ancien, alors que la chênaie couvre la partie basse du bassin versant. En dépit des charbons de bois peut-être liés à un incendie, cet ancien dépôt est totalement dépourvu de matière organique. Son faciès est donc très différent du remblaiement historique. Entièrement minéral, il évoque davantage la mobilisation des stocks détritiques arénacés conservés en amont qu'une érosion superficielle des sols. Sur cette coupe, les autres corps sédimentaires n'ont pu être datés mais les discontinuités stratigraphiques observées témoignent de reprises d'érosion efficaces entre les différentes phases d'alluvionnement.

La deuxième référence chronologique recueillie sur le site de Mas Camargues, sur la coupe aval, est également originale. Dans ce bassin versant traversé par la grande draille languedocienne, le remblaiement finiholocène est inauguré par une première phase d'alluvionnement datant du 1^{er} Age du Fer.

3.4.2 Le Cros (1290 m ; rang 2 ; 2,63 km²)

Adossée à la crête sommitale du Lozère, la partie amont du bassin versant des Planches est également parcourue par la grande draille de Jalcreste, qui emprunte ce vallon pour rallier le col de Finiels au départ de l'Hôpital. Sur le plancher d'alvéole, le remplissage alluvial fin, emboîté dans le complexe détritique d'origine périglaciaire, est caractérisé par une variation sédimentaire de faciès de l'amont vers l'aval.

Le complexe sédimentaire

A l'amont de la confluence avec le vallon du Cros, il présente une structure bipartite semblable à celle qui a été décrite dans le chapitre 3.3 : série à dominante organo-limoneuse à la base, sableuse et litée au sommet. Vers l'aval, il devient progressivement plus homogène, tant sur le plan textural que structural. L'une des coupes aval a pu être datée. Le remblaiement y mesure 0,9 m d'épaisseur. Il est constitué de limons sableux de couleur brun foncé, sans structure visible. A la base du dépôt, au contact avec le soubassement grossier, des bois fossiles (non déterminés) ont été datés. Leur âge brut est de 2405 ± 95 BP soit, après correction dendrochronologique, un âge calendaire de 765 - 395 av. J.-C. (ORS 3853).

Synthèse et discussion

Le complexe sédimentaire du ruisseau des Planches a enregistré le même épisode alluvial protohistorique que celui qui a été observé à la confluence de la Mère l'Aygue et du Tarn. Il confirme que, dans certains bassins versants, le remblaiement finiholocène a pu commencer à se mettre en place dès le 1^{er} Age du Fer. Le voisinage de la grande draille languedocienne n'est sans doute pas un hasard.

3.4.3 La Boulade (1250 m ; rang 2 ; 5,72 km²)

Le site de la Boulade est localisé sur le vaste plancher de l'alvéole de la Vialasse, perché au-dessus des gorges du Rieutort. A cet endroit, la Pudicine draine un vaste bassin versant adossé pour la majeure partie à la crête du Bois du Commandeur, mais dont le secteur N.E. remonte jusqu'à la crête principale, par le biais d'une longue vallée de ligne de faille parallèle à l'accident de la Régordane.

Emboîté dans l'ensemble détritique d'origine périglaciaire aménagé en haute terrasse, le remblaiement alluvial finiholocène de la Pudicine mesure, juste en aval de la confluence avec la Sugue, de 1,1 à 1,6 m d'épaisseur. Accidentée de paléochenaux, la surface du lit majeur augure d'un remblaiement polygénique, que confirme l'analyse des coupes stratigraphiques. Deux coupes sur berge, distantes de 25 m l'une de l'autre, ont été étudiées.

La coupe amont

Le remblaiement alluvial repose ici sur un seuil rocheux. D'une épaisseur de 1,4 m, il est constitué d'un dépôt limono-sableux à courts litages sableux disséminés sur toute la hauteur. Vers la base, les premiers décimètres apparaissent plus riches en fines et en matières organiques. Ils renferment également de nombreux macrorestes. Une branche d'*Abies* portant des marques de taille et de combustion partielle a été prélevée à la base du remblaiement. Son âge brut est de 1605 ± 40 BP, soit 400 - 545 ap. J.-C. (Ly 6853). Quatre décimètres plus haut, des charbons de bois (non déterminés) ont également été prélevés et datés. Leur âge est de 1460 ± 40 BP, soit 545 -655 ap. J.-C. (Ly 6854).

La coupe aval

Ici le remblaiement recouvre la nappe grossière d'origine périglaciaire, mais son faciès reste très proche de celui qui a été observé à l'amont. Le dépôt est sablo-limoneux, plus riche en fines vers la base, plus grossier dans la partie supérieure avec un litage irrégulier. Son âge est en revanche beaucoup plus récent, puisque des macrorestes organiques (brindilles, faînes et charbons) fossilisés à la base sont datés de 520 ± 35 BP, soit 1330 - 1445 ap. J.-C. (Ly 6855).

Synthèse et discussion

Les archives sédimentaires datées sur le site de la Boulade mettent en évidence deux phases d'alluvionnement dans le lit majeur de la Pudicine : l'Antiquité tardive et/ou le haut Moyen Age d'une part ; le bas Moyen Age d'autre part. Deux faits caractérisent la mise en place du remblaiement. L'aggradation se fait rapidement, lors de périodes d'activité assez brèves. Sur la coupe amont, près du tiers du remblaiement s'est fait en à peine plus d'un siècle seulement. Bien que le dispositif stratigraphique qui sépare les deux coupes ne soit pas visible, les datations obtenues prouvent que le remblaiement est polygénique. Il est formé par la juxtaposition de lambeaux alluviaux d'âge différent, séparés par des phases de réincision et d'érosion latérale.

Conclusion

En dépit de pertes d'informations lors de déstockages épisodiques et d'une lecture stratigraphique rendue plus difficile par l'homogénéisation des faciès, les plaines alluviales, construites dans les vallées de rang 2 et 3 au S.O. du mont Lozère, constituent des archives intéressantes et originales. Elles confirment l'existence, sur ce massif, d'une ancienne génération de signatures alluviales. Aggradation du cône de déjection de la Nasse du Point des Eaux (*cf.* chapitre 3.1), comblement d'un bras du lit mineur du Tarn, l'Atlantique ancien est donc une période d'activité hydrosédimentaire sur le Lozère. Son ampleur et son origine devront être discutées. Ces archives dénoncent également l'ancienneté des premières manifestations détritiques historiques. Ainsi les signatures alluviales du 1^{er} Age du Fer vieillissent localement de près d'un millénaire la formation du remblaiement finiholocène. La traversée de ces bassins versants par la grande draille languedocienne de Jalcreste n'est sans doute pas étrangère à cet alluvionnement précoce. Comme à l'amont, les remblaiements des sections fluviales aval sont polyphasés. On y retrouve les deux crises hydrosédimentaires reconnues ailleurs : celle de l'Antiquité tardive et du début du haut Moyen Age, et celle du bas Moyen Age et des Temps modernes. En revanche, l'épisode d'alluvionnement limono-organique de la 2^e partie du haut Moyen Age et du Moyen Age central n'a pas été repéré.

4 SYNTHÈSE ET DISCUSSION

Le *corpus* documentaire réuni dans ce travail permet d'élargir considérablement l'état des connaissances sur les paléodynamiques hydrosédimentaires holocènes dans les hautes Cévennes cristallines. Dans sa thèse d'Etat, Valadas (1984) s'est beaucoup intéressé aux formes et aux mécanismes d'érosion historiques. Mais, jusqu'à présent, les complexes morphosédimentaires datés se limitaient au nombre de trois : deux dans le massif de l'Aigoual Lingas, à l'Airette (Muxart *et al.*, 1990) et à Cabrillac (Curt, 1991) ; le dernier à Peyreguy, sur le mont Lozère (Bernard-Allée *et al.*, 1991).

Près de vingt cinq complexes morphosédimentaires, calés par une quarantaine de datations par le radiocarbone, ont été présentés dans le chapitre précédent. Réparties sur l'ensemble du mont Lozère, ces archives détritiques offrent une vision représentative du fonctionnement holocène des différents systèmes fluviaux de ce haut massif granitique cévenol.

La première partie de ce chapitre revient sur le fonctionnement des bassins versants et sur leur inégale qualité de milieu enregistreur. Depuis les versants jusqu'aux corridors alluviaux de rang 2, le contexte morphodynamique propre à chaque sous système fluvial conditionne la nature des archives sédimentaires et leur valeur diagnostique. Mais, d'une façon générale, il s'avère que les bassins versants amont du mont Lozère constituent de bons milieux enregistreurs des paléodynamiques holocènes.

La deuxième partie présente les trois principales générations d'archives sédimentaires (au Pléistocène, au 1^{er} et au 2^e Holocène), en insistant sur la rupture d'équilibre majeure qui oppose la stabilité morphodynamique de la première partie de l'Holocène et les crises hydrosédimentaires récurrentes des trois derniers millénaires.

La troisième partie est une discussion sur les causes de cette rupture morphodynamique et sur la part du forçage anthropique et climatique dans le fonctionnement spasmodique des systèmes fluviaux à la fin de l'Holocène.

4.1 Le fonctionnement des bassins versants

La variété et la richesse des complexes morphosédimentaires présentés dans les deux chapitres précédents attestent de la faculté des petits bassins versants du mont Lozère à enregistrer les dynamiques hydrosédimentaires holocènes. La mémorisation de l'histoire récente des systèmes fluviaux n'est toutefois pas égale sur l'ensemble du massif. Elle dépend du fonctionnement du système bassin versant à plusieurs échelles.

A petite échelle, le dispositif morphostructural détermine la capacité de stockage et de déstockage sédimentaire des bassins versants et donc leur aptitude à mémoriser leur propre histoire hydrosédimentaire. A grande échelle, la nature, l'abondance, la valeur diagnostique, l'accessibilité même des archives hydrosédimentaires, varient de l'amont vers l'aval tout le long du *continuum* fluvial.

4.1.1 Les bassins versants : des milieux enregistreurs d'inégale qualité sous contrôle morphostructural

Trois familles de systèmes fluviaux ont été définies sur le mont Lozère : des vallons évasés séparés par de larges croupes et des espaces plans sommitaux dans la zone des crêtes ; des alvéoles bien structurés associant cloisons pentues et larges planchers sur les plateaux ; des vallées étroites et incisées vers l'aval, à proximité des grands couloirs hydrographiques du Tarn et du Luech au sud, du Lot et de l'Altier au nord. Cette typologie morphostructurale offre une clé de lecture à l'inégale richesse archivistique des bassins versants.

Les archives sédimentaires holocènes sont pour l'essentiel le fruit des discontinuités spatiotemporelles qui affectent les flux détritiques. La richesse mnésique des bassins versants dépend donc de l'antagonisme qui oppose phénomène de stockage et de déstockage sédimentaire. Ainsi, en agissant sur leur fonctionnement hydrosédimentaire, les caractères morphostructuraux des bassins versants jouent un rôle déterminant sur leur capacité à enregistrer leur propre histoire morphodynamique.

Les systèmes fluviaux associés aux grands couloirs hydrographiques sont les plus amnésiques. Profondément démantelés par la reprise d'incision plioquaternaire, ils possèdent des versants déclives, organisés autour de talwegs étroits et pentus. En période de crise morphosédimentaire, leur *Sediment Delivery Ratio* performant y limite les phénomènes de stockage, et les phases de relaxation se traduisent par des déstockages efficaces. Les vitesses d'érosion très faibles mesurées sur le BVRE de la Sapine (cf. chapitre I) ont montré que, dans ces systèmes fluviaux, la récupération postérieure à la crise alluviale moderne et contemporaine était quasiment achevée. Les archives détritiques holocènes subsistant aujourd'hui dans ces bassins versants sont rares et fragmentaires et l'essentiel des informations paléodynamiques a été perdu.

Beaucoup plus riche est la mémoire holocène des deux autres familles de systèmes fluviaux. Restés à l'écart des grandes reprises d'incision plioquaternaire, ces bassins conservent de nombreuses paléotopographies planes ou évasées, qui favorisent la rupture du *continuum* fluvial et sont donc propices à l'archivage sédimentaire.

C'est dans le secteur des crêtes que les discontinuités spatiotemporelles affectant les flux détritiques sont les plus prégnantes. Dans ces bassins versants, le plus souvent élémentaires, le potentiel hydrodynamique reste modéré et les nombreuses ruptures de pente y renforcent la cascade sédimentaire. L'abondance des tabliers colluviaux et des cônes de déjection témoigne de l'ampleur des phénomènes de stockage déritique et suggère un *Sediment Delivery Ratio* peu performant. Les archives détritiques holocènes sont nombreuses mais chacune d'entre elles n'apporte qu'une information de proximité, à grande échelle. Elles n'ont pas le caractère intégrateur qu'offrent les archives présentes sur les planchers des alvéoles des plateaux.

Ces derniers sont de loin les systèmes fluviaux les plus intéressants pour la reconstitution des paléodynamiques hydrosédimentaires holocènes. Intéressants, ces bassins versants le sont grâce à une morphologie complexe où se juxtaposent et s'emboîtent diverses unités topographiques fonctionnelles. Celles-ci offrent une grande variété d'archives sédimentaires : colluvions et cônes de déjection sur les gradins structuraux, atterrissements discontinus dans les vallons élémentaires des cloisons, remblaiements alluviaux continus sur les planchers d'alvéoles. Ces bassins versants sont également les plus intégrateurs. Situés fréquemment à l'aval des systèmes fluviaux des crêtes, ils en subissent les phénomènes de domination et offrent une chronique alluviale plus large que leur histoire spécifique. Par leur diversité morphologique, ces systèmes fluviaux illustrent bien les effets d'échelle internes aux bassins versants, où la nature et la représentativité des archives détritiques varient le long du gradient amont-aval.

4.1.2 Des archives détritiques dont la valeur diagnostique varie le long du *continuum* fluvial

Dans les bassins versants, la nature des archives sédimentaires, leur représentativité comme leur accessibilité varient le long du *continuum* fluvial. De l'amont vers l'aval, quatre sous systèmes successifs ont été distingués.

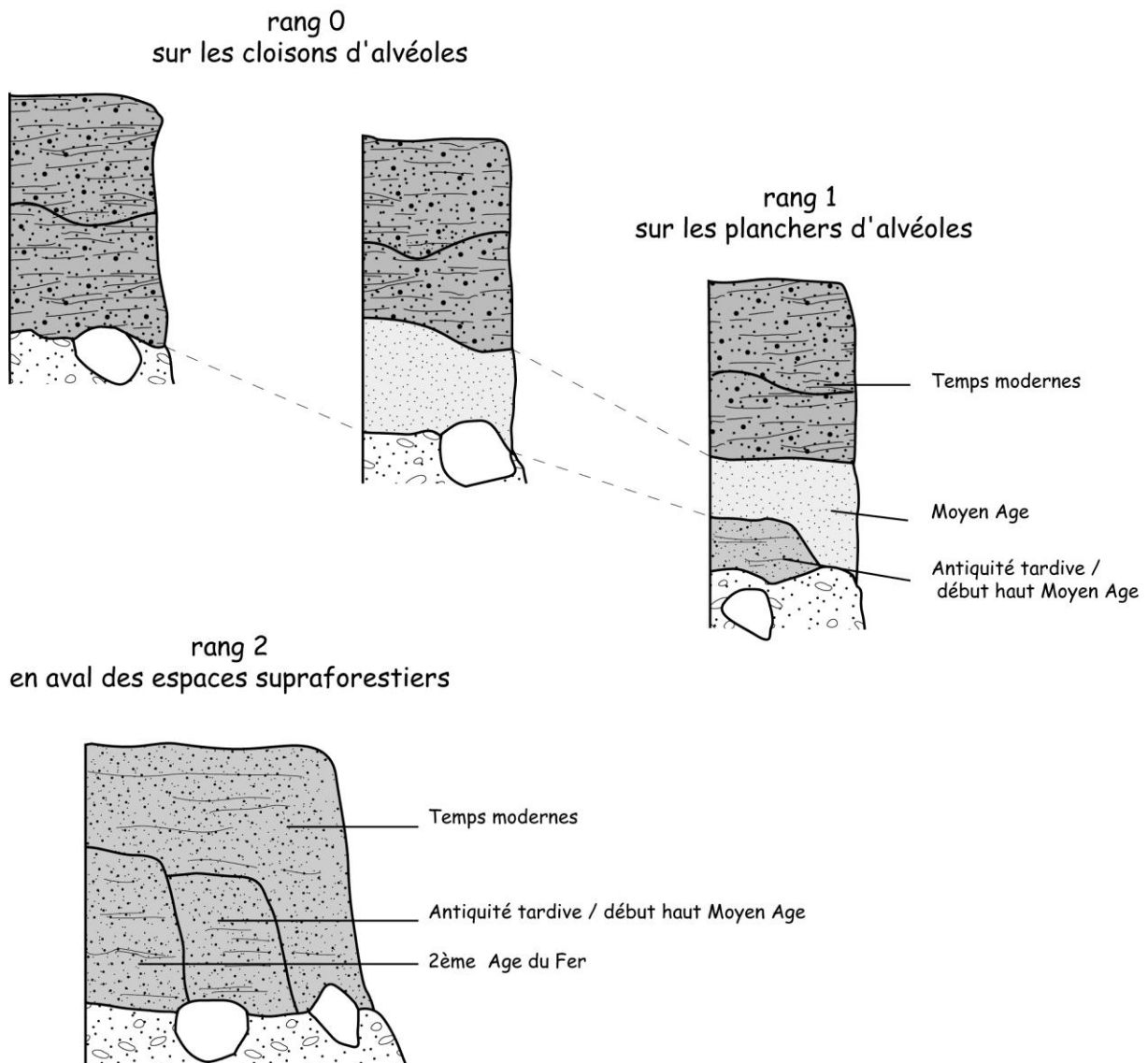
En amont, les versants constituent les zones de production sédimentaire du système fluvial. Décapages aréolaires et ravinements ont alimenté de nombreux tabliers colluviaux et cônes de déjection, construits sur les replats intermédiaires et en bas de pente. Ces archives sont particulièrement précieuses dans le cadre d'une reconstitution morphodynamique car elles sont en connexion directe avec les formes d'érosion qui les ont alimentées. Dater ces dépôts corrélatifs permet d'identifier les périodes d'activité des décapages aréolaires et des ravines. D'autant plus que, pour les cônes de déjection notamment, les reprises d'érosion restent limitées et garantissent une bonne conservation de la mémoire morphogénique. L'analyse lithostratigraphique de ces dépôts se heurte néanmoins à deux difficultés. La première est la rançon de ce qui vient d'être évoqué précédemment. En l'absence de reprise d'incision, les coupes naturelles permettant l'observation des complexes sédimentaires sont rares, alors que le recours aux sondages et aux tranchées artificielles reste malaisé. La seconde difficulté découle du fonctionnement des cônes de déjection qui rend délicate l'interprétation des séries détritiques. Le granoclassement négatif survenant entre la zone proximale et la partie distale est un élément fondamental dont il faut tenir compte dans l'interprétation morphodynamique des faciès observés en coupe. D'autre part, s'agissant souvent de cônes en éventail, le balayage latéral aléatoire peut occasionner des lacunes sédimentaires ponctuelles. Une fenêtre stratigraphique trop étroite ne contient pas nécessairement toute l'histoire hydrodynamique du cône et de la ravine qui l'a alimenté.

Sur les cloisons d'alvéole, les vallons élémentaires de rang 0 jouent le rôle de premiers collecteurs sédimentaires. Ils ne sont plus directement connectés aux formes d'érosion, mais n'en sont guère éloignés et ils enregistrent encore les dynamiques locales. Leurs talwegs sont accidentés de nombreuses ruptures de pente qui multiplient les relais spatiotemporels et ont entraîné la construction de remblaiements discontinus. On y retrouve d'ailleurs une logique sédimentaire de cône avec une tendance au granoclassement des dépôts de l'amont vers l'aval des remblaiements. Les complexes lithostratigraphiques y sont très hétérogènes, traduisant une dynamique alluviale encore mal affirmée. Les remplissages sont souvent organominéraux, associant des corps sédimentaires tourbeux avec des lentilles ou des bancs dont la texture varie des limons aux graviers. Les séries sédimentaires s'y superposent selon une logique d'aggradation verticale. En raison de leur faible potentiel hydrodynamique, ces vallons élémentaires présentent rarement des écoulements chenalisés et les reprises d'incision y demeurent ponctuelles. Elles offrent des coupes naturelles qui facilitent l'analyse lithostratigraphique des dépôts, mais elles ne remettent pas en cause la conservation des archives sédimentaires.

A partir des artères de rang 1 commencent les véritables sous systèmes alluviaux. Installés sur les planchers des alvéoles, les talwegs s'élargissent et voient leur pente longitudinale s'abaisser. Les unités morphologiques deviennent beaucoup plus propices à l'archivage sédimentaire que ne le sont les sous systèmes amont (versants et collecteurs de rang 0). Dans ces axes fluviaux, les complexes morphosédimentaires sont formés par l'emboîtement de deux nappes détritiques contrastées. L'une, d'âge pléistocène, est hétérométrique et épaisse. Elle recouvre le *bedrock* des talwegs et forme une haute terrasse latérale. Emboîté dans cette nappe, le remblaiement holocène est désormais continu et constitue le lit majeur actuel. La reprise d'incision récente, en faisant évoluer progressivement la plaine d'inondation en basse terrasse, offre de belles coupes de berge. Celles-ci permettent de distinguer deux modèles de sédimentation différents entre les vallons de rang 1 et les vallées de rang 2.

Dans les artères de rang 1, les remblaiements holocènes présentent toujours une structure polyphasée. Souvent bipartis, parfois tripartis, ils sont constitués de nappes alluviales superposées, séparées par des discontinuités structurales et texturales tranchées. Leur étalonnage chronologique a été facilité par la présence relativement fréquente de macrorestes végétaux fossilisés. Les résultats montrent que ces trois corps sédimentaires correspondent à des générations distinctes et qu'ils possèdent donc une véritable valeur chronostratigraphique. Leurs faciès sont les marqueurs de phases alluviales différentes, survenues dans des contextes morphodynamiques singuliers. Ces séries alluviales sont superposées les unes aux autres selon une dynamique d'aggradation verticale. Entre chaque phase d'alluvionnement, les reprises d'érosion sont limitées, parfois même absentes. La faiblesse des déstockages sédimentaires historiques confère donc aux complexes alluviaux présents dans les vallons de rang 1 une grande valeur diachronique.

Figure 2-61 : Les complexes morphosédimentaires types le long du gradient amont-aval



Dans les artères de rang 2, la dynamique fluviale se renforce et rend plus difficile la lecture du temps dynamique. Les discontinuités lithostratigraphiques verticales s'estompent en faveur d'une homogénéisation des profils. Les césures verticales sont en fait remplacées par des discontinuités latérales. Rarement observables sur le terrain faute de coupes transversales, elles sont en revanche bien mises en évidence par les datations au ^{14}C . Les remblaiements alluviaux présentent désormais une polychronie latérale : ils sont constitués par la juxtaposition et l'emboîtement d'unités sédimentaires différentes. Un modèle d'accrétion latéral général se surimpose donc à la logique d'aggradation verticale observée en amont. Cependant, en dépit d'épisodes de réincision et de sapements de berges plus efficaces, les corridors fluviaux de rang 2 demeurent de bons enregistreurs des paléodynamiques hydrosédimentaires car elles ont conservé de très vieilles signatures détritiques (Mas Camargues, la Mère l'Aygue). La perte de mémoire partielle est donc largement compensée par une meilleure capacité d'intégration spatiale.

Ce n'est en revanche plus le cas à partir du rang 3. Le plus souvent aménagés en gorges, ces corridors fluviaux deviennent, sur le mont Lozère, des zones de transfert sédimentaire trop efficace pour enregistrer, grâce à la formation d'archives alluviales, la mémoire des systèmes fluviaux du massif.

Sur le massif du mont Lozère, la nature, la valeur diagnostique et la conservation des archives sédimentaires varient au sein des systèmes fluviaux en fonction du cadre morphostructural général, et selon les différentes unités fonctionnelles des bassins versants. Si la nature et l'abondance des archives détritiques varient dans l'espace, elles diffèrent également beaucoup dans le temps. Trois ensembles sédimentaires très contrastés, correspondant à trois générations de dépôts se distinguent nettement.

4.2 Trois ensembles sédimentaires

Les bassins versants du mont Lozère offrent une grande variété d'archives sédimentaires pléistocènes et holocènes. Abondamment présentées dans la bibliographie (Veyret, 1978 ; Valadas, 1984), les formations détritiques pléistocènes ne sont évoquées ici que pour leur rôle d'héritage. Seules les paléodynamiques holocènes font l'objet, dans ce travail, d'une étude détaillée. Leur reconstitution s'appuie sur deux ensembles documentaires d'ampleur et de qualité inégale. A la rareté des signatures sédimentaires pour l'Holocène ancien et moyen, s'oppose une abondante documentation déritique finiholocène.

4.2.1 Un volumineux ensemble déritique pléistocène

Parmi les trois massifs étudiés (Limousin, Lozère, Maures), c'est sur le mont Lozère que les héritages pléistocènes sont les plus volumineux. Ce massif, qui culmine à 1699 m, a connu durant la dernière période du Pléistocène des dynamiques froides très actives dont les héritages restent omniprésents dans les paysages. Ils ont été abondamment étudiés par Veyret (1978) et Valadas (1984) et seul un bref rappel est fait ici.

On retrouve, sur les versants, l'association ternaire maintes fois décrite dans les massifs granitiques des milieux tempérés (Bernard-Allée et Valadas, 1994). Les arènes en place, situées à la base des coupes, sont masquées par deux corps sédimentaires superposés dont l'épaisseur varie de 1 à 2 m en moyenne. Des arènes ont été gélomobilisées par cryoreptation sur des lentilles de glace de ségrégation puis recouvertes de formations gélifluées mises en place par le fluage d'un mollisol pâteux. Démantelés par l'érosion hydrique historique, ces héritages périglaciaires ne subsistent plus aujourd'hui qu'à l'état de lambeaux épars.

Dans les fonds de vallons, les formations d'origine froide sont beaucoup plus volumineuses et bien mieux conservées. Dans les parties amont du réseau hydrographique, elles peuvent avoir deux origines différentes (Valadas, 1984).

Il s'agit le plus souvent de remblaiements gélifluidaux pouvant atteindre 4 à 5 m d'épaisseur, voire parfois plus. Ils sont formés d'un matériel très hétérométrique, incorporant des blocs volumineux. Ils résultent d'une dynamique longitudinale venue relayer le colluvionnement latéral. La mise en place, dans les talwegs, de ces épais bourrelets gélifluidaux s'explique par l'abondance des volumes d'eau d'imbibition lors de la fonte saisonnière du manteau nival et du gélisol.

Dans les têtes de vallon les plus élevées, situées sous la ligne de crête du Lozère, de spectaculaires remblaiements de 10 à 20 m d'épaisseur, assimilés à des bouchons morainiques, ont été repérés à de multiples reprises (Veyret, 1978 ; Valadas, 1984 ; observations personnelles). C'est à leur extrémité aval, située entre 1400 et 1300 m, qu'on les observe le mieux. Souvent profondément entaillés par les cours d'eau, ils offrent alors un faciès très hétérométrique exempt de structures de gélifluxion.

En progressant vers l'aval, ces dépôts, périglaciaires et glaciaires, acquièrent peu à peu un faciès fluvial. Ils forment alors d'épaisses nappes fluvionivales ou fluvio-glaciaires qui empâtent tous les planchers d'alvéoles, du moins dans les unités paysagères développées sur les plateaux. Leur épaisseur reste encore plurimétrique. Ces nappes grossières ont été entaillées à la fin de la période froide et présentent aujourd'hui deux niveaux topographiques. Au pied des versants, le sommet du remblaiement forme une haute terrasse perchée à quelques mètres au-dessus du lit majeur actuel. Les talus, parfois mal végétalisés, permettent d'observer un faciès fluvial plus ou moins bien venu où se mêlent galets émoussés et blocs subanguleux, dépôts en vrac et structures litées. Emboîtée entre ces éléments de terrasses, une plaine d'inondation a été aménagée sur le matériel hétérométrique. A l'exception de quelques sections pentues où des seuils rocheux ont été dégagés, c'est sur cette nappe fluvial grossière qu'est calé le plancher du lit mineur actuel.

Dans sa thèse, Valadas (1984) a proposé une chronologie relative pour l'ensemble des dynamiques pléistocènes. Il attribue les arènes gélimobilisées au Pléniglaciaire moyen et date les moraines et les nappes gélifluidales du Pléniglaciaire supérieur. D'après cet auteur, la gélifluxion s'est poursuivie jusqu'au Tardiglaciaire inclus. En fait, totalement abiotiques, les formations héritées de la dernière période froide ne sont pas datables par le radiocarbone. On ignore donc tout de leur chronologie absolue sur le mont Lozère. On ne connaît pas plus la période d'incision des nappes fluvio-glaciaires et fluvionivales. Dans ces axes hydrographiques amont, où la morphodynamique fluviale reste peu énergique, sans doute est-elle intervenue assez tôt, avant la phytostabilisation holocène des fonds de vallons.

Ces héritages alluviaux restent donc méconnus. Ils jouent pourtant un rôle morphologique majeur. C'est sur ces nappes grossières héritées que s'installent les hydrosystèmes holocènes. Et il faut attendre le début du Subatlantique pour assister aux premières métamorphoses fluviales qui entraînent leur fossilisation sous des remblaiements terrigènes épais d'1 à 2 mètres.

4.2.2 La rareté des signatures sédimentaires à l'Holocène ancien et moyen

Par son atonie morphodynamique, la première partie de l'Holocène est en rupture totale avec la forte activité détritique du Pléistocène. Les systèmes fluviaux du mont Lozère connaissent alors une longue période de stabilité, attestée par la rareté des archives détritiques. Trois principales signatures sédimentaires se rattachent à cette période : des lits

fluviaux à anastomoses, des tourbières topogènes et quelques rares manifestations érosives.

4.2.2.1 Des lits fluviaux à anastomoses

Pendant tout l'Holocène ancien et moyen, soient plus de sept millénaires, les nappes fluvionivales et fluvioglaciaires pléistocènes déterminent la morphologie des lits fluviaux dans les fonds de vallons du mont Lozère. Trois unités morphologiques se juxtaposent. En position latérale, en contact avec les versants, l'ancien plafond des nappes détritiques forme des éléments de terrasses plus ou moins vastes. Emboîté à l'intérieur de ces terrasses, le lit majeur est accidenté de rides et de sillons, et de blocs volumineux. Enfin, incisés dans la nappe grossière, des chenaux à bras multiples forment le lit mineur des cours d'eau.

Souvent situés sous la ligne d'eau actuelle, les paléochenaux holocènes ne sont pas faciles à observer. Trois sites ont néanmoins permis de les étudier dans d'assez bonnes conditions (l'Alignon, Mas Camargues et Salarial). Les chenaux principaux sont très évasés mais peu profonds, avec un rapport hauteur/largeur variant entre 1/5 et 1/10. Leurs berges, qui sur les coupes étudiées n'excèdent pas 0,6 m de hauteur, offrent des profils dissymétriques qui traduisent une forte sinuosité. A l'Alignon, d'autres chenaux de taille beaucoup plus réduite (quelques décimètres de largeur pour 1 ou 2 décimètres de profondeur) mais tout aussi dissymétriques, évoquent des bras anastomosés associés au lit mineur principal. L'ensemble de ces chenaux méandre sur la nappe grossière. La faiblesse de leur rayon hydraulique leur confère un faible potentiel hydraulique, et l'on peut s'interroger sur leur instabilité et leur mobilité durant l'Holocène.

Les éléments de réponse sont peu nombreux. A Mas Camargues, l'un des paléochenaux du Tarn est colmaté à l'Holocène ancien par un atterrissement sableux. Il cesse alors d'être fonctionnel. A l'Alignon, un banc déritique à faciès colluvial remblaie une partie du paléochenal principal, mais il n'a pas pu être daté. Plus significatives sont les multiples observations réalisées sur les anciens lits majeurs. Durant tout l'Holocène ancien et moyen, ils restent aménagés sur la nappe pléistocène. Une pédogenèse humifère à caractère hydromorphe s'y développe, mais aucun phénomène d'alluvionnement n'y a été enregistré. Qu'elle soit liée à la rareté des crues inondantes et/ou à la faiblesse de la charge alluviale, cette lacune sédimentaire évoque des hydrosystèmes peu actifs, dans un contexte général de stabilité morphodynamique.

Les principales dynamiques sédimentaires observées alors sur le plancher alluvial des fonds de vallons sont des dynamiques turfigènes.

4.2.2.2 Les tourbières topogènes

Dans un atlas récemment publié par le Parc national des Cévennes (2003), près de 1250 zones humides ont été dénombrées sur le massif du mont Lozère. Leur origine et leur âge sont variés. Certaines d'entre elles sont apparues dès la première partie de l'Holocène. Ce sont des tourbières topogènes que l'on rencontre sur les planchers d'alvéoles les plus plans et les plus hydromorphes. La paludification a entraîné la formation de bas marais acides, pouvant évoluer ponctuellement en tourbières bombées par ombrotrophisation.

A l'extrémité occidentale du massif, trois de ces tourbières ont été datées. Aux Nassettes, la dynamique turfigène s'amorce dès le Préboréal d'après la palynozonation établie par Reille (1988 et 1990). Aux Sagnes et aux Narses Mortes, deux analyses ¹⁴C datent l'apparition des tourbières au Boréal, vers 8460 BP pour la première (Beaulieu et Gilot, 1972) et vers 8150 BP pour la seconde (Beaulieu, 1974). Sur le mont Lozère, plusieurs autres tourbières,

situées dans des contextes morphologiques similaires, sont probablement à rattacher à cette ancienne génération de bas marais acides (Sénégrière, l'Hôpital, la Veysière ...).

Outre leur intérêt floristique et faunistique remarquable, ces tourbières anciennes présentent un intérêt scientifique indéniable. Grâce au pollen fossile qu'elles contiennent, elles nous renseignent sur l'évolution paléobotanique du massif au cours de l'Holocène et sur la transformation progressive des écosystèmes forestiers en systèmes agrosylvopastoraux (*cf. infra*). Sur le Lozère, quatre tourbières ont fait l'objet d'études pollenanalytiques. Ce sont les tourbières des Sagnes (Beaulieu et Gilot 1972), des Narses Mortes (Beaulieu 1974, Beaulieu et Pulido inédit), et des Nassettes (Reille 1988 et 1990) évoquées précédemment, ainsi que celle du Peschio (Beaulieu et Pons, 1979). Leurs enseignements seront évoqués dans la discussion (*cf. chapitre 4.3*).

4.2.2.3 Des apports détritiques ponctuels

Indigence des flux alluviaux, stabilité des lits fluviaux, pédogenèse et dynamique turfigènes, l'Holocène ancien et moyen correspondent à une longue période d'atonie morphodynamique. Quelques manifestations érosives sporadiques surviennent malgré tout. Deux exemples ont été observés, datés de l'Atlantique ancien. A la Nasse du Point des Eaux, un épisode d'accrétion a été enregistré dans la partie distale d'un vaste cône de déjection. Il prouve que les ravines incisées sur le col éponyme sont anciennes et en activité durant la première partie de l'Holocène. A Mas Camargues, un paléochenal du Tarn est remblayé à l'Atlantique ancien sous des apports alluviaux sablograveleux. Les sources sédimentaires abondent dans le haut bassin du Tarn : épaisses arènes tectonisées, bouchons morainiques et/ou gélifluidaux. Ici comme à la Nasse du Point des Eaux, ces stocks détritiques sont alors localement la proie de mécanismes érosifs efficaces.

Difficile avec un *corpus* limité à deux signatures détritiques de préciser la nature et la durée de ces épisodes érosifs. Sans doute s'agit-il de manifestations ponctuelles, limitées dans l'espace et dans le temps. Aucune autre archive sédimentaire de ce type n'a été observée au cours de l'Holocène moyen. En fait, ce n'est qu'à la fin de l'Holocène, au cours du Subatlantique, que se multiplient et se généralisent les phénomènes d'érosion. Plusieurs phases alluviales récurrentes témoignent alors d'un déséquilibre morphodynamique croissant des systèmes fluviaux, et entraînent progressivement la métamorphose fluviale de tous les hydrosystèmes.

4.2.3 Un détritisme récurrent au cours du Subatlantique

Contrastant fortement avec la première partie de l'Holocène, le Subatlantique a laissé des archives sédimentaires abondantes et variées. La dynamique des systèmes fluviaux, mieux documentée, est alors plus facile à reconstituer. Quatre ensembles détritiques successifs, aux caractères géographiques et hydrodynamiques contrastés, se mettent en place au cours des trois derniers millénaires. Ces quatre générations de signatures sédimentaires témoignent de crises érosives et alluviales d'ampleur inégale au sein des systèmes fluviaux.

4.2.3.1 La crise du 1^{er} Age du Fer

C'est la plus discrète et donc la moins bien connue des quatre crises alluviales subatlantiques. Elle n'a été observée qu'à deux reprises sur un *corpus* réunissant près de vingt cinq sites et, de surcroît, dans des artères de rang 2 où les stratigraphies présentent des faciès homogènes. Difficile, dans ces conditions, de la caractériser avec précision. Quelques faits marquants peuvent néanmoins être énoncés.

Le premier d'entre eux concerne sa très faible extension géographique. Elle semble en effet n'avoir affecté qu'un nombre très restreint de systèmes fluviaux. Fait notable, les deux bassins versants concernés sont parcourus par la grande draille du Gévaudan, ancien itinéraire de long parcours des troupeaux transhumants. S'agit-il d'un simple jeu du hasard, ou faut-il y voir l'argument d'un forçage anthropique spatialement très discriminant ? Cette question sera discutée dans le prochain chapitre, à la lumière d'informations complémentaires.

Les deux signatures sédimentaires celtiques sont des atterrissements détritiques, observés à la base des nappes alluviales qui remblaient les lits majeurs du ruisseau des Planches et de la Mère l'Aygue, à sa confluence avec le Tarn. Les faciès sablo-limoneux sont typiques d'une sédimentation en nappe dans un champ d'inondation, mais n'apportent pas d'information précise sur le contexte hydraulique des crues. La localisation des dépôts dans des artères de rang 2 est plus significative. Elle trahit une période de forte hydraulicité au cours de laquelle les flux solides, même réduits, cheminent bien au sein des hydrosystèmes. Depuis les versants situés à l'amont, ils se propagent loin vers l'aval, jusqu'aux zones de transfert formées par les corridors fluviaux.

Stratigraphiquement, les corps sédimentaires celtiques reposent sur la nappe déritique préholocène. Ils constituent la base des remblaiements et représentent donc, dans ces bassins versants, la première rupture morphodynamique enregistrée après la longue période de stabilité holocène. Mais leur calage chronologique demeure imprécis. On ne dispose que de deux datations radiométriques et elles coïncident, sur la courbe de calibration, avec un large plateau ^{14}C qui étire la plage d'incertitude. Ces épisodes d'alluvionnement surviennent vers 2400 BP et 2350 BP soit, d'après les dates calibrées, entre le VIII^e siècle et le IV^e siècle avant notre ère, peut-être même le III^e siècle pour l'un d'eux. Ils sont donc contemporains du 1^{er} Age du Fer, sans qu'il soit possible d'être plus précis, ni même d'exclure totalement, pour l'un d'entre eux, qu'il ne survienne au début du 2^e Age du Fer.

Sa grande sporadicité rend difficile l'appréhension de la première phase alluviale finiholocène. Cette caractéristique la distingue de façon radicale des trois crises alluviales suivantes qui, en acquérant une véritable dimension régionale à l'échelle du massif, deviennent abondamment documentées.

4.2.3.2 La crise de l'Antiquité tardive et du début du haut Moyen Age

La crise alluviale qui survient à la fin de la période gallo-romaine et au début du haut Moyen Age marque une rupture nette avec les manifestations érosives qui l'ont précédée. A l'Holocène ancien comme à l'Age du Fer, les injections détritiques demeurent confinées dans quelques bassins versants particuliers. L'Antiquité inaugure un nouveau type de phénomène : une crise alluviale majeure à l'échelle du massif lozérien.

Observées dans près du tiers des complexes morphosédimentaires étudiés, les signatures détritiques de cette crise ont une forte dispersion spatiale. Pour autant, leur distribution n'est pas totalement anisotrope. Elle obéit à une logique géographique calquée sur la répartition des unités paysagères et agropastorales. Elles sont présentes dans les systèmes fluviaux de la zone sommitale, au sein des vastes espaces asylvatiques correspondant aux anciennes estives des troupeaux transhumants. On les rencontre également en abondance au cœur des anciennes cellules agricoles aménagées sur les plateaux, dans le fond des alvéoles regroupant aujourd'hui villages et *ager*. En revanche, rares sont les signatures sédimentaires appartenant à cette génération retrouvées à l'étage intermédiaire, entre la zone des crêtes et les fonds d'alvéoles. La crise érosive qui sévit de la fin de l'Antiquité au début du haut Moyen Age ne semble guère avoir affecté les cloisons des alvéoles où, dans le passé, de vastes *saltus* ont été développés au-dessus des villages. Sur l'ensemble de la documentation

réunie, seule la proravine de l'Aubaret Vieil fait exception à cette règle. Et, une fois encore, sa localisation sur le tracé de la draille du Gévaudan n'est pas quelconque.

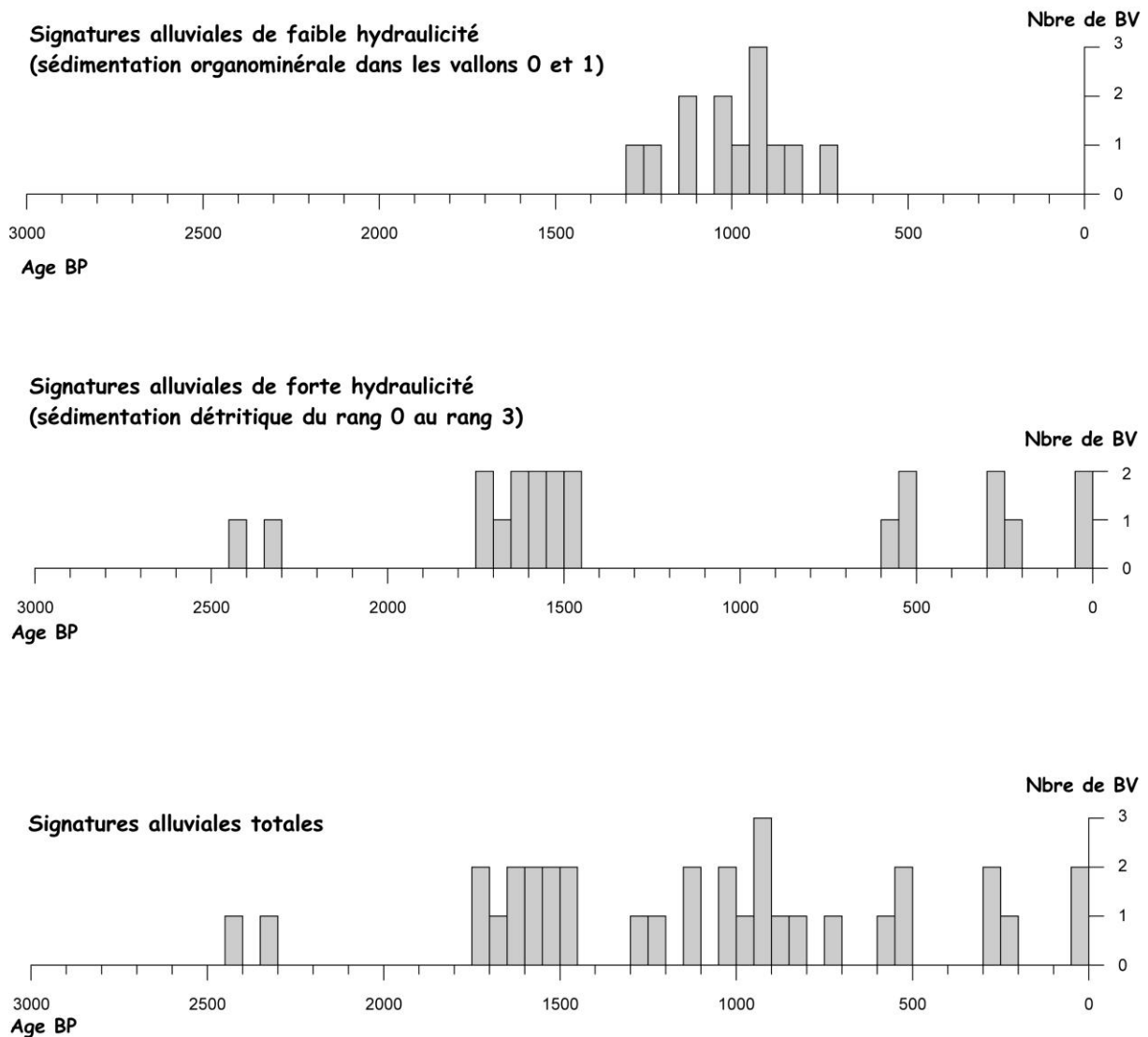
Cette première crise érosive généralisée a laissé une grande variété de signatures sédimentaires. Sur les versants, ce sont des tabliers colluviaux alimentés par l'érosion diffuse sur les décapages superficiels (sols colluviés de la Levade et colluvionnements de Peyreguy). Ce sont encore les phénomènes de ravinement qui incisent les manteaux d'arène et construisent des cônes de déjection (à Prat Marquès). A l'Aubaret Vieil, la proravine n'est datée que par un *terminus ante quem* médiéval. Son âge n'est donc pas établi avec certitude, il peut être gallo-romain ou plus ancien. Néanmoins, dans le contexte morphodynamique lozérien, l'âge gallo-romain est le plus vraisemblable. Dans les axes de talweg, les injections détritiques ont occasionné de fréquents alluvionnements. Le matériel à dominante sablo-graveleuse témoigne d'une abondante charge de fond. Limités à des atterrissements spatialement discontinus dans les vallons élémentaires (à Peyreguy), les dépôts forment de véritables nappes alluviales dans les axes hydrographiques de rang 1 et 2 (à l'Alignon, à la Bourrassade et à la Boulade). Leur texture peut varier, plus ou moins sableuse ou graveleuse, mais ils demeurent généralement astructurés.

Depuis les décapages aréolaires de versants jusqu'aux nappes alluviales qui remblaient les lits majeurs des vallées de rang 2, les signatures sédimentaires sont présentes dans l'ensemble du système fluvial, de l'amont jusqu'à l'aval. Cette circulation longitudinale très performante des flux hydrosédimentaires témoigne d'une période de forte hydraulicité, au cours de laquelle les crues se propagent avec efficacité tout au long du *continuum* fluvial.

Efficiente pour sa répercussion longitudinale au sein des systèmes fluviaux, cette première crise alluviale généralisée n'est néanmoins pas très sédimentogène. Les volumes charriés et déposés demeurent réduits, en comparaison avec ce qu'il advient plus tard, durant les Temps modernes et l'Époque contemporaine. L'épaisseur des corps sédimentaires antiques et haut médiévaux n'excède pas deux à trois décimètres. Ils ne remblaient pas les lits majeurs sur toute leur largeur, seulement de façon partielle (à la Bourrassade et à la Boulade), et se limitent même parfois au comblement des anciens lits mineurs (à l'Alignon). L'impact de cette crise érosive sur le fonctionnement morphodynamique des hydrosystèmes reste donc paradoxal. Elle perturbe leur équilibre en générant une véritable métamorphose fluviale, mais l'épaisseur des remblaiements alluviaux reste modérée.

Le bilan sédimentaire somme toute modeste de cette crise s'explique peut-être par sa relative brièveté. En âge ¹⁴C brut, les signatures sédimentaires s'échelonnent de 1745 BP à 1460 BP. Bien sûr la plage de dispersion des dates calibrées, exprimées avec un double intervalle de confiance, est beaucoup plus longue. Elle s'étend du milieu du II^e siècle à la fin du VII^e siècle. Néanmoins, l'utilisation des pics de probabilité resserre considérablement cet éventail, entre la 2^e moitié du III^e siècle et la fin du VI^e siècle. Mieux, cette méthode permet de distinguer deux modes dans la distribution des signatures détritiques, qui peuvent être assimilés à deux générations de dépôts et donc à deux paroxysmes érosifs. Le premier mode, qui regroupe trois dates, coïncide avec la 2^e moitié du III^e siècle et la 1^e moitié du IV^e siècle, voire la fin du IV^e siècle. Le second acmé est beaucoup plus important puisqu'il regroupe les huit autres dates : il va de la 2^e moitié du V^e siècle à la fin du VI^e siècle. Au total, les pics de probabilité des dates calibrées se regroupent sur deux périodes assez brèves, d'un siècle environ pour la première, d'un siècle et demi pour la seconde. Un premier paroxysme déritique pourrait donc se produire à la fin de l'Antiquité. Un second, plus important, surviendrait au début du haut Moyen Age. La relative brièveté, trois à quatre siècles vraisemblablement, de cette première crise hydrosédimentaire généralisée contraste nettement avec la crise érosive qui se prolonge ensuite durant plus de huit siècles, tout au long du Moyen Age.

Figure 2-62 : Le détritisme alluvial finiholocène sur le mont Lozère



4.2.3.3 La crise médiévale

La durée n'est pas la seule caractéristique qui distingue la crise érosive médiévale de celles qui l'ont précédée. Deux autres faits majeurs les différencient : la répartition géographique et le contexte hydrologique.

Spatialement, un nouveau seuil est franchit. C'est la première crise érosive, depuis le début de l'Holocène, qui affecte la totalité du massif. Toutes les unités paysagères et tous les terroirs sont désormais concernés. Y compris, à l'étage intermédiaire, les cloisons des alvéoles où s'étendent de vastes *saltus*, ponctués localement de petites cellules cultivées. L'extension aréale de cette crise est très forte, car elle a été enregistrée dans presque tous les remblaiements étudiés dans les vallons de rang 0 et 1 (seuls Peyreguy et la Latte font exception). Au Moyen Age, tous les bassins versants du Lozère semblent donc victimes d'une importante érosion des sols. Cependant, si elle est importante pour les superficies affectées, cette crise reste modérée dans sa nature.

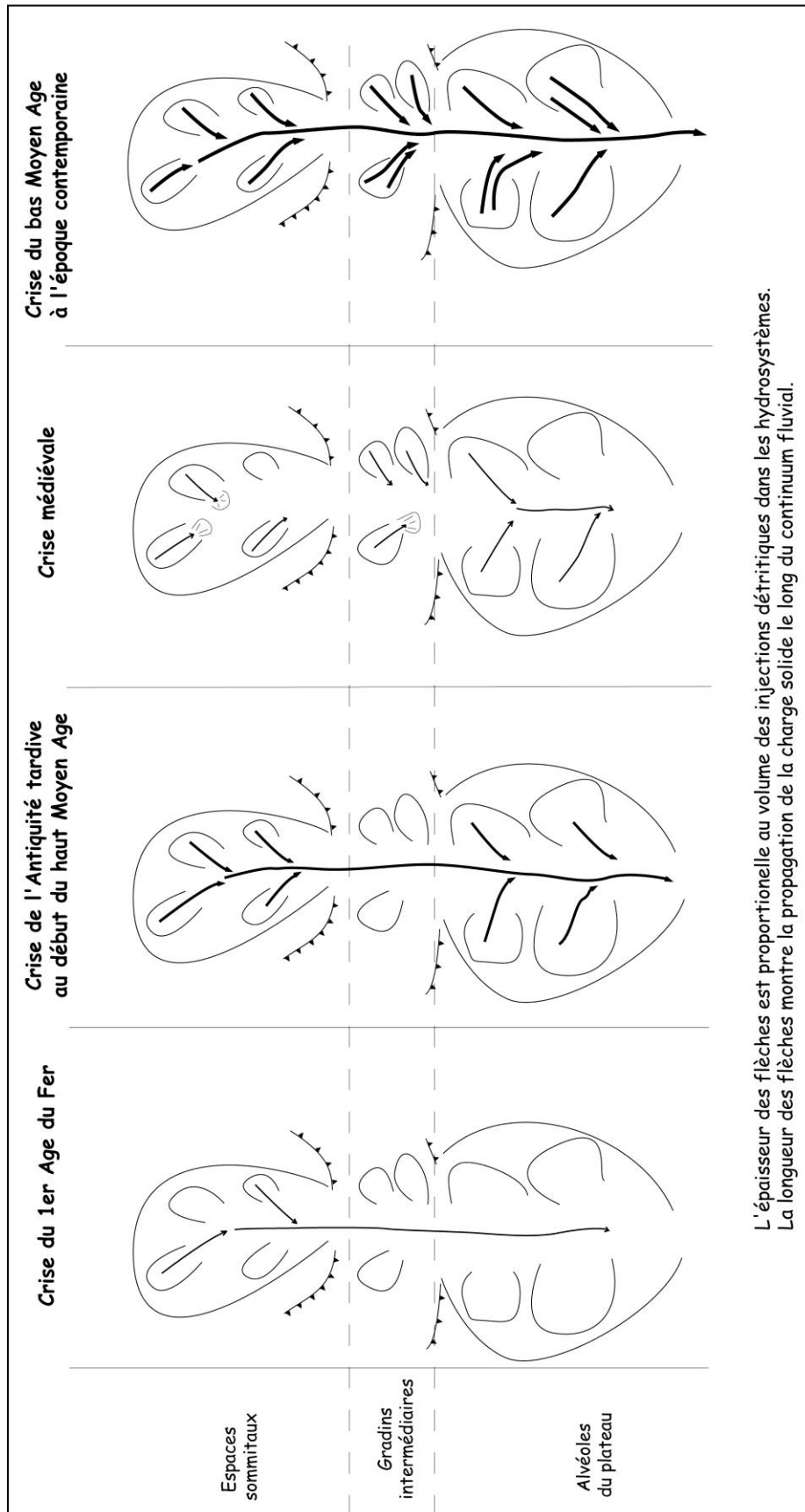
Dans tous les sous systèmes fonctionnels des bassins versants, de nombreux indicateurs morphosédimentaires témoignent de manifestations érosives peu agressives. Sur les versants de l'Aubaret Vieil, la période médiévale coïncide avec une phase d'extinction et de comblement d'une proravine sous des apports limono-sableux. Dans les vallons de rang 0, de nombreux remblaiement organominéraux se mettent en place, s'apparentant parfois à de petites tourbières fluviogènes. Les complexes lithostratigraphiques y sont très hétérogènes et au hasard des coupes, des corps sédimentaires de nature variée s'y superposent : des lits ou des lentilles sablo-graveleuses qui signalent quelques épisodes efficaces d'injection détritique ; des bancs limoneux ou limono-organiques évoquant plutôt une érosion diffuse et des flux hydriques peu compétents ; ou encore des accumulations tourbeuses qui témoignent de phases de répit érosif. *In fine*, se dégage, de ces séries organominérales, l'image d'un système érosif généralisé sur les versants, mais dont l'efficacité reste médiocre.

Cette impression est confirmée par l'examen des nappes alluviales qui remblaient alors les planchers des alvéoles de rang 1. Le faciès de ces séries alluviales présente bien des points communs avec celui qui vient d'être décrit dans les vallons supérieurs. On y retrouve une sédimentation très irrégulière, où se superposent et s'imbriquent des corps sédimentaires contrastés. Cet enchevêtrement stratigraphique évoque des écoulements mal chenalisés, sans véritable distinction entre lit mineur et lit majeur. Des flux sédimentaires, dont la nature varie au gré des épisodes de crues, balayent l'ensemble du plancher alluvial et le remblaient progressivement. La charge de fond sablo-graveleuse se retrouve déposée sous forme de poches ou de lentilles irrégulières, plus rarement sous forme de lits. Les écoulements sont alors très turbides, à en juger par l'ampleur des apports limoneux qui constituent le trait principal de ces séries alluviales. Certains bancs alluviaux contiennent près de 80 % de limon et d'argile. Autre caractéristique de ces dépôts, leur richesse en matière organique diffuse (jusqu'à 8 %) et en macrorestes (bois, feuilles, tourbe, charbons de bois). Ces apports organiques peuvent s'expliquer par l'érosion superficielle des humus sur les versants, ainsi que par la production des ripisylves qui colonisent sans doute une partie de ces fonds de vallons. Leur sédimentation évoque des conditions hydrodynamiques assez calmes. Il est vrai que les planchers alluviaux, aménagés alors sur la nappe grossière préholocène, restent accidentés de blocs et de mouilles qui favorisent le piégeage des matières organiques flottées.

L'ampleur des corps limono-organiques constitue la principale signature sédimentaire des séries alluviales médiévales. Érosion diffuse sur les versants, conditions hydrodynamiques peu énergiques dans les talwegs, autant d'indices qui suggèrent, au Moyen Âge, un contexte de faible hydraulicité dans les systèmes fluviaux.

Un autre fait étaye cette reconstitution paléodynamique : l'absence des séries alluviales d'âge médiéval dans les sections aval des hydrosystèmes. Omniprésentes, dans les vallons de rang 0 et 1, elles disparaissent dans les corridors fluviaux de rang 2. Certes les datations disponibles dans ces axes fluviaux sont peu abondantes, pas plus de six au total. Néanmoins de nombreuses prospections ont été réalisées sur les berges des cours d'eau. Jamais elles n'ont permis d'observer de corps sédimentaire portant la signature caractéristique de l'ensemble détritique médiéval. Ces corridors fluviaux ayant très bien enregistré les trois autres phases alluviales subatlantiques, il est illusoire d'évoquer une piètre capacité à l'archivage sédimentaire ou, à l'inverse, une trop forte propension au déstockage. Une rupture dans le *continuum* fluvial apparaît beaucoup plus crédible. Cette discontinuité longitudinale s'accorde bien avec le contexte hydrologique peu énergique décrit précédemment. Pendant la période médiévale, les flux sédimentaires, abondamment produits par les versants, se propagent mal vers l'aval et restent piégés dans les vallons amont. Le *Sediment Delivery Ratio* des bassins versants est alors beaucoup moins performant qu'au cours des autres phases alluviales.

Figure 2-63 : Logique altitudinale et répercussion longitudinale des crises hydrosédimentaires sur le mont Lozère



L'épaisseur des flèches est proportionnelle au volume des injections détritiques dans les hydrosystèmes.
La longueur des flèches montre la propagation de la charge solide le long du continuum fluvial.

Les systèmes fluviaux du mont Lozère connaissent ce mode de fonctionnement durant la plus grande partie du Moyen Age. Les âges ^{14}C brut des archives sédimentaires s'échelonnent de 1260 BP à 800 BP. Après calibration, l'étendue du *corpus* chronologique couvre près de huit siècles, de la 2^e moitié du VII^e siècle à la fin du XIV^e siècle. Encore une fois, le recours aux pics de probabilité permet de resserrer ce champ chronologique et fait apparaître deux modes dans la répartition des dates : les VIII^e et IX^e siècles d'une part (3 dates), les XI^e et XII^e siècles d'autre part (6 dates). Deux faits majeurs caractérisent la périodisation de la crise détritique médiévale.

Les fonds de vallons de rang 1 ont souvent enregistré les trois crises alluviales historiques. Leurs complexes alluviaux permettent ainsi de renseigner les relations stratigraphiques existant entre chaque corps sédimentaire. A l'évidence, il n'existe pas, dans certains hydrosystèmes, de continuité chronologique entre la crise hydrosédimentaire de la fin de l'Antiquité et du début du haut Moyen Age et la phase d'alluvionnement médiévale. A la Bourrassade, où le contact stratigraphique entre les deux séries alluviales est net et bien daté, une phase de relaxation de six à huit siècles s'est accompagnée d'une nette reprise d'incision. Dans d'autres bassins versants (l'Alignon, les Cloutasses) ce hiatus chronologique est en revanche beaucoup moins évident.

Cependant, dans un certain nombre de vallons, notamment sur les cloisons d'alvéoles des plateaux, la crise médiévale est la première phase alluviale enregistrée. Son déclenchement répond alors à une assez forte hétérogénéité spatiale. D'un bassin versant à l'autre, elle s'amorce de façon décalée dans le temps, avec toutefois deux périodes privilégiées : à la fin du haut Moyen Age d'abord, aux VIII^e et IX^e siècles, et surtout aux XI^e et XII^e siècles, soit au début du Moyen Age central.

Durant le Moyen Age, une érosion superficielle des sols de plus en plus généralisée affecte les versants du mont Lozère. Une abondante charge solide, essentiellement limoneuse, est alors injectée dans la partie amont des hydrosystèmes. Mais ces flux sédimentaires circulent peu vers l'aval, traduisant une période d'hydraulicité réduite au sein des systèmes fluviaux. Ce mode de fonctionnement se poursuit jusqu'au bas Moyen Age. Il fait alors place à un système morphogénique beaucoup plus efficace, qui génère une crise hydrosédimentaire d'une toute autre ampleur.

4.2.3.4 La crise du bas Moyen Age à la période contemporaine

Des quatre phases d'alluvionnement subatlantiques, la dernière, qui se déclenche au bas Moyen Age et se prolonge jusqu'à la Période contemporaine est de loin la plus sédimentogène. Il s'agit, sans aucun doute possible, d'une crise hydrosédimentaire majeure. Tous ses caractères en témoignent.

Son extension géographique est importante. On en retrouve la signature sédimentaire partout : de l'amont à l'aval des systèmes fluviaux, depuis les versants jusqu'aux corridors fluviaux ; sur tous les types de terroirs ; et surtout dans presque tous les bassins versants.

Son extension aréale est en effet spectaculaire. Elle a ainsi été identifiée dans près d'une vingtaine de complexes morphosédimentaires sur les vingt cinq ayant donné lieu à une analyse lithostratigraphique. C'est-à-dire quatre fois sur cinq. A partir du bas Moyen Age, l'ensemble des systèmes fluviaux du mont Lozère est victime d'une augmentation sans précédent des flux détritiques. Le temps des crises érosives aux dimensions aréales réduites est désormais révolu.

Sur les versants on assiste, à côté des décapages superficiels, à une spectaculaire recrudescence des phénomènes de ravinement. Il s'agit parfois de la réactivation et de

l'exagération de paléoravines (L'Aubaret Vieil, Prat Marquès est). Plus généralement, de nouvelles générations de ravines entaillent les formations périglaciaires gélimobilisées ou gélifluées et les manteaux d'arène *in situ* (la Latte, Prat Marquès ouest). Certaines d'entre elles démantèlent même les tabliers colluviaux antiques et/ou médiévaux (la Levade, les Taillades), traduisant une profonde métamorphose du système morphogénique liée à l'augmentation du ruissellement concentré. La prolifération des formes de ravinement sur les versants n'est sûrement pas étrangère à l'ampleur et au faciès des injections sédimentaires dans les hydrosystèmes.

Les nappes alluviales qui remblaient les talwegs de rang 0 et de rang 1 à partir du bas Moyen Age dénotent une période de très forte hydraulicité. Ce sont de loin les séries alluviales les plus épaisses. Ce sont également les plus grossières. Leur texture sablo-graveleuse (jusqu'à 95 % du spectre granulométrique, dont plus de 50 % parfois pour les graviers) est une de leur signature sédimentaire. Observé sur les cônes de déjection comme dans les lits majeurs, ce faciès témoigne d'écoulements à forte compétence. Autre trait caractéristique, le séquençage très prononcé des séries alluviales. Sur les coupes, il est courant de dénombrer entre 20 et 40 séquences élémentaires de crues. Celles-ci se manifestent par la succession d'un épais atterrissement sablo-graveleux et d'une fine lamine organo-limoneuse. L'aggradation s'est faite progressivement, sur un mode saccadé, au rythme de multiples crues à forte charge solide. Elle ne résulte pas de quelques épisodes hydrologiques brefs et catastrophiques, mais traduit un mode de fonctionnement récurrent vraisemblablement pluriséculaire. Les séries alluviales représentent donc un temps dynamique assez long.

La forte hydraulicité qui caractérise les périodes moderne et contemporaine se manifeste également par une circulation longitudinale efficace des flux solides au sein des systèmes fluviaux. Contrairement à la période médiévale, des crues efficaces balayent désormais les hydrosystèmes sur toute leur longueur, entraînant également le remblaiement des corridors alluviaux de rang 2. En dépit d'une sédimentation plus homogène, le caractère saccadé et impulsif des atterrissements s'y manifeste encore, par le truchement, entre autres, de lentilles riches en galets. Issues du remaniement des nappes grossières préholocènes, ces lentilles témoignent d'écoulements de crues de forte compétence.

Sur les planchers d'alvéoles de rang 1, les séries alluviales médiévales et modernes forment deux nappes superposées. A la discontinuité texturale évoquée précédemment, s'ajoute une discontinuité structurale presque toujours très nette (les Urfruits, la Bourrassade, les Cloutasses et Salarial). Au bas Moyen Age, les systèmes fluviaux sont donc passés brutalement d'un mode de fonctionnement hydrosédimentaire à l'autre. Il n'y a pas eu de transition. Il n'y a pas eu non plus de discontinuité chronologique car les contacts ravinants sont rares et mal venus (l'Ancise, la Bourrassade, les Cloutasses). Ces deux modes de fonctionnement se sont donc succédés rapidement, sans que les bassins versants ne connaissent de phase de récupération entraînant une reprise d'incision.

Par sa signature texturale et structurale caractéristique, comme par sa position sommitale dans les complexes morphosédimentaires, l'ensemble détritique qui se met en place dans les systèmes fluviaux à partir du bas Moyen Age est facilement identifiable en chronostratigraphie. Il est en revanche délicat à dater en chronologie absolue. La difficulté d'obtenir des calages chronologiques par le radiocarbone tient à la rareté des macrorestes organiques (bois, charbons de bois) fossilisés au sein de cette génération de dépôts. Plusieurs raisons peuvent l'expliquer. Certaines d'entre elles sont mécaniques ou chimiques : des conditions hydrodynamiques de dépôt très énergiques, peu propices au piégeage d'éléments flottés ; un milieu sablo-graveleux oxydant, peu favorable à la conservation de bois non carbonisés. Mais cette rareté peut aussi être le reflet d'un milieu végétal très ouvert, où les ligneux ont beaucoup régressé au profit des graminées. Les analyses anthracologiques réalisées dans ce travail, les diagrammes polliniques disponibles

(Beaulieu et Gilot, 1972 ; Beaulieu 1974 ; Beaulieu et Pons, 1979 ; Reille 1988 et 1990 ; Beaulieu et Pulido inédit), ou encore la nature de la lignine présente dans ces dépôts (Maman, 1997) témoignent en effet d'une forte expansion des pelouses et des landes.

Leur pauvreté en macrorestes ligneux est un sérieux obstacle pour la datation de ces dépôts par le radiocarbone. Ainsi, alors que les séries détritiques corrélatives de cette dernière crise alluviale ont été repérées sur près de 80 % des sites étudiés, elles n'ont pu être datées en chronologie absolue qu'à huit reprises. Cet échantillonnage réduit, portant de surcroît sur des âges souvent récents qui retirent toute signification aux dates calibrées et aux pics de probabilité, rend bien hasardeux toute tentative de périodisation.

Trois faits méritent néanmoins d'être dégagés du *corpus* chronologique : le démarrage précoce de cette crise alluviale, dès la 2^e moitié du XIV^e siècle ou le début du XV^e siècle, d'après deux datations anciennes dont l'intervalle de confiance reste suffisamment précis ; la répartition trimodale des datations qui évoque des paroxysmes alluviaux récurrents, vers 500 BP, entre 300 et 200 BP, moderne (c'est-à-dire après le XVIII^e siècle) ; enfin et surtout, la durée de cette crise hydrosédimentaire majeure qui s'étale sur près de six siècles, couvrant le bas Moyen Age, les Temps modernes et une partie de l'époque contemporaine. Cette chronologie coïncide parfaitement avec celle de l'incontournable Petit Age Glaciaire.

Cette crise hydrosédimentaire, qui a vraisemblablement atteint son paroxysme au XIX^e siècle, est aujourd'hui terminée. Dans les Cévennes comme dans les autres massifs montagneux français (Alpes, Pyrénées), elle a justifié, à partir des lois de 1860 et de 1882, le reboisement de vastes périmètres RTM (Lilin, 1986 ; Ogé, 1988 ; Crécy, 1988). A la différence du massif de l'Aigoual où s'illustra le célèbre forestier G. Fabre (Nougarède, Poupardin, Larère, 1988), les reboisements RTM furent réduits sur le mont Lozère (Didon-Lescot, 1996). Néanmoins, la cicatrisation et la végétalisation des décapages et des ravinements ont accompagné naturellement l'allègement de la charge pastorale et la fin du Petit Age Glaciaire. La fin de cette crise hydrosédimentaire a entraîné une phase de relaxation des systèmes fluviaux. Elle se manifeste par l'incision du lit mineur dans les nappes alluviales finiholocènes, faisant évoluer localement l'ancien lit majeur en basse terrasse.

Conclusion du chapitre 4.2

Deux périodes morphodynamiques contrastées caractérisent le fonctionnement des systèmes fluviaux du mont Lozère au cours de l'Holocène.

Après les systèmes morphogéniques très efficaces du Pléistocène supérieur, la première partie de l'Holocène tranche par sa stabilité morphodynamique. Pédogenèse, dynamique organogène, faiblesse des flux alluviaux et stabilité des lits à anastomoses incisés dans les nappes fluvionivales héritées caractérisent des systèmes fluviaux parfaitement stables. Seules quelques rares manifestations érosives sporadiques rompent cet équilibre, dans des bassins versants très érodables.

Le comportement des systèmes fluviaux commence à changer à partir du 1^{er} Age du Fer. D'abord limitées spatialement, des crises alluviales de plus en plus généralisées affectent les hydrosystèmes au cours des trois derniers millénaires et entraîne leur métamorphose. Quatre phases d'alluvionnement, aux caractères variés, ont ainsi été identifiées. Ces crises hydrosédimentaires rompent de façon radicale et récurrente l'équilibre plurimillénaire des systèmes fluviaux lozériens. Réponse morphosédimentaire à la mise en place des systèmes agropastoraux, forçage hydroclimatique, la confrontation des indicateurs géomorphologiques et des marqueurs d'anthropisation permet d'animer la discussion et d'en souligner les paradoxes.

4.3 Une histoire holocène caractérisée par un forçage anthropoclimatique tardif

Divers indicateurs permettent de discuter du rôle des différents facteurs qui contrôlent le fonctionnement des systèmes fluviaux du mont Lozère au cours de l'Holocène. Les marqueurs morphosédimentaires ont été abondamment présentés dans les chapitres précédents : la distribution aréale et longitudinale des ensembles détritiques, leurs faciès lithostratigraphiques et leur chronologie. Leur confrontation avec d'autres indicateurs, qu'ils soient archéologiques, historiques ou paléobotaniques, apporte un nouvel éclairage sur le rôle joué par l'Homme et par le climat dans les dynamiques hydrosédimentaires.

A l'échelle de l'Holocène, deux grandes phases morphodynamiques se distinguent : une longue période de stabilité, suivie par trois millénaires de forte instabilité érosive et alluviale.

4.3.1 Une stabilité morphodynamique imparfaite au cours du 1^{er} Holocène

Entre la mise en place des nappes détritiques d'origine froide et les remblaiements alluviaux généralisés finiholocènes, la rareté des signatures sédimentaires pendant l'Holocène ancien et moyen plaide pour une longue période de stabilité morphodynamique. Elle concerne l'écrasante majorité des bassins versants, à l'exception de rares secteurs où l'on observe, à l'Holocène ancien, quelques manifestations érosives ponctuelles.

4.3.1.1 Le modèle dominant : un équilibre biostasique qui résiste à une anthropisation discrète

Faute de marqueur chronologique disponible au sein des formations héritées de la dernière période froide, on ignore quand commence cette période d'atonie hydrosédimentaire. On sait en revanche qu'elle se prolonge jusqu'au 1^{er} Age du Fer, au début du Subatlantique. Elle couvre donc au minimum tout l'Holocène ancien et moyen, soient plus de sept millénaires.

On l'a vu, cet équilibre morphodynamique se manifeste à travers plusieurs indicateurs sédimentaires : une pédogenèse sur les versants et les planchers alluviaux, la faiblesse des transits sédimentaires et la stabilité des lits fluviaux, des dynamiques organogènes sur les planchers alluviaux les plus hydromorphes.

Au silence hydrosédimentaire de l'Holocène ancien et moyen répond, comme en écho, un silence archéologique total sur le massif du mont Lozère. On ne dispose sur ces hautes terres granitiques d'aucun indice archéologique de présence humaine antérieur au fond de cabane de Caoussou Vieil daté du 1^{er} Age du Fer (Fabrié, 1989). En cela, le mont Lozère ne se démarque d'ailleurs pas des autres massifs cristallins cévenols. Tous ces territoires constituent, jusqu'à l'Age du Fer des *terras incognitas* pour l'archéologie. Lorsqu'on associe le Lozère, l'Aigoual, le Bougès et les serres cévenoles, le patrimoine archéologique connu à ce jour se résume à un habitat de plein air du Néolithique moyen (à Trépalou, près du sommet de l'Aigoual), une dizaine de monuments mégalithiques du Néolithique final et quelques poteries et dépôts funéraires attribués à la culture de Fontbousse (Sabatier, 1993).

Ce désert archéologique est d'autant plus étonnant qu'il contraste nettement avec l'abondance des vestiges répertoriés sur les Grands Causses lozériens (Sauveterre, Méjean et Noir), qui bordent à l'ouest les hautes terres cristallines. Sur ces trois grands plateaux calcaires qui s'étalent entre 800 et 1200 mètres d'altitude, comme dans les vallées qui les entaillent (Lot, Tarn, Jonte et Dourbie), la néolithisation est ancienne et relativement dense (Costantini, 1984, 1985, 1991 ; Sabatier, 1993).

Celle-ci commence dès le Néolithique ancien, à partir de 6000 avant J.-C., avec le développement de la culture roucadourienne dérivée du Cardial. Ayant servis d'habitats aux tous premiers agriculteurs-éleveurs des Causses, plus de vingt sites d'abris sous roche ont été répertoriés pour cette époque.

Elle se poursuit et s'épanouit au Néolithique moyen entre 4500 et 3500 avant J.-C. avec l'émergence de la culture chasséenne. L'abondance de sites d'habitats chasséens reconnus laisse présager de fortes densités humaines : plus de cinquante habitats en grottes, une dizaine de campements de plein air et un village. Alors que la consommation d'animaux domestiques (ovicapridés et porcs) ne représente pas plus de la moitié de l'alimentation carnée sur les sites roucadouriens, elle en constitue au Chasséen plus de 90%. L'élevage ovicapridé semble d'ailleurs l'activité dominante devant l'agriculture (orge, blé et légumineuses) qui n'occupent qu'une place secondaire.

La civilisation du Néolithique final (3500 à 2000 avant J.-C.) est surtout connue sur les plateaux caussenards grâce à son architecture funéraire. Ainsi, plus de trois cent cinquante dolmens, construits pour l'essentiel entre 2600 et 2300 avant J.-C., ont été inventoriés en Lozère. Moins bien datés mais vraisemblablement contemporains, quelques centaines de menhirs ont été érigés sur les Causses par les hommes du Néolithique final, rattachés au groupe culturel des Treilles.

Certains de ces monuments mégalithiques sont implantés à proximité immédiate des massifs granitiques. C'est le cas sur la Cham des Bondons, à l'ouest du mont Lozère, où l'on peut observer la deuxième concentration mégalithique d'Europe après celle de Carnac en Bretagne : cent cinquante menhirs et trois dolmens, regroupés sur moins de quarante kilomètres carrés. Ce petit causse, qui constitue une avancée orientale du Sauveterre, communique de plein pied avec la terminaison occidentale du mont Lozère. C'est d'ailleurs sur les affleurements granitiques que les hommes du Néolithique sont allés chercher les monolithes érigés en menhirs. L'imposante architecture monumentale du Néolithique final témoigne d'une population alors abondante sur les Causses lozériens.

Dans les basses Cévennes calcaires, le groupe culturel des Treilles fait place à des populations rattachées à la culture de Ferrières puis à celle de Fontbouisse. Là aussi, le peuplement d'agriculteurs éleveurs atteint de fortes densités si l'on en juge par le nombre de villages répertoriés : plus de cent quarante pour la seule culture de Fontbouisse.

Si les indices archéologiques se raréfient dans la première partie de l'Age du Bronze, la multiplication de vastes habitats de plein air durant le Bronze final atteste encore d'une forte présence humaine.

Au Néolithique et à l'Age du Bronze, c'est donc un tableau très contrasté qu'offre l'archéologie, entre des plateaux et des vallées calcaires déjà très humanisés, et des massifs cristallins presque totalement dépourvus de sites d'habitats ou funéraires. Cette opposition peut en partie s'expliquer par un contexte taphonomique très inégal. Sur les Causses, les habitats néolithiques sont d'autant mieux conservés et faciles à répertorier qu'ils ont souvent été établis en abris sous roche. Dans les massifs cristallins, seuls des habitats de plein air ont pu exister. Leur découverte est beaucoup plus difficile et les dynamiques érosives finiholocènes ont pu en détruire un grand nombre. Pour autant, ceci n'explique pas l'absence sur les massifs cristallins de monuments mégalithiques faciles à repérer et que l'érosion ne peut faire disparaître. Derrière ce silence archéologique se cache donc vraisemblablement des territoires beaucoup moins humanisés que les plateaux et les basses vallées calcaires. Il est vrai que les terroirs granitiques et schisteux, aux altitudes élevées, aux pentes souvent escarpées et aux sols acides étaient moins attractifs pour les premiers agriculteurs que les terroirs calcaires.

Reste néanmoins la question d'une fréquentation extensive et temporaire, dans le cadre d'un pastoralisme transhumant. Dans les Cévennes, on désigne sous le nom de drailles les chemins de long parcours empruntés par les troupeaux ovins transhumants depuis les garrigues languedociennes et les basses Cévennes vers les pacages estivaux développés sur les hautes terres cristallines du Massif central. Trois grandes drailles historiques traversent la montagne cévenole du sud au nord. Leur nom varie selon les auteurs. Certains les désignent par le nom des massifs destinataires (Brisebarre, 1979 ; Lagrave, 1989), d'autres par le nom des principaux cols franchis (Clément, 1989). La draille de l'Aubrac, encore appelée draille de l'Espérelle ou collectrice de la Lusette, est la plus occidentale. Elle relie la vallée de l'Hérault à l'Aubrac, en passant par le massif de l'Aigoual, le causse Méjean puis le causse Sauveterre. Au centre, la draille de la Margeride, ou collectrice de l'Asclier, relie la vallée du Vidourle aux estives de Margeride. Elle franchit le mont Lozère à la serre des Countrasts après avoir traversé la cham des Bondons. Enfin, la draille du Gévaudan, connue aussi sous le nom de draille du Languedoc ou collectrice de Jalcreste, relie à l'est les vallées des Gardons aux pâturages du haut Gévaudan. Elle parcourt longuement le mont Lozère dans sa partie orientale avant de le franchir au col de Finiels. C'est dans les bassins versants traversés par cette draille qu'ont été observées les signatures détritiques les plus précoces. Si quelques indices archéologiques laissent penser que ces drailles étaient déjà empruntées durant le 1^{er} Age du Fer (*cf. infra*), aucun élément ne permet en revanche de dire quand elles ont été tracées, ni si elles étaient déjà parcourues au Néolithique et à l'Age du Bronze.

En fait, pour ces périodes anciennes, ce sont les biomarqueurs qui apportent les informations les plus pertinentes sur l'anthropisation des milieux.

Sur les plateaux caussenards dépourvus de tourbières, les charbons de bois archéologiques sont les principaux indicateurs paléobotaniques disponibles. A partir du Néolithique, l'augmentation du buis dans les spectres anthracologiques est une indication privilégiée de l'ouverture du milieu consécutive aux déforestations anthropiques (Vernet, 1997). Dans les vallées des Grands Causses, l'extension des formations à buis témoigne du déboisement massif de la chênaie caducifoliée dès le Chasséen (Krauss-Marguet, 1997). En revanche, sur les plateaux caussenards aux terroirs moins favorables, il faut attendre le Subatlantique pour que la chênaie recule de façon importante devant les formations à buis (Vernet, 1968, 1972 et 1997).

Le caractère tardif des déforestations massives s'observe également sur les hautes terres cristallines. A la différence de l'archéologie, la présence de tourbières apporte, dans le domaine des biomarqueurs, un avantage incontestable aux massifs cristallins par rapport aux Causses. En effet, contrairement aux anthracogrammes, les spectres polliniques ne se limitent pas aux taxons ligneux mais renseignent l'ensemble des cortèges végétaux. Les diagrammes polliniques offrent également une image diachronique plus complète que les séquences anthracologiques.

Dans le massif du mont Lozère, quatre tourbières ont fait l'objet d'études pollenanalytiques depuis le début des années 70 : les Sagnes, appelées alors les Laubies (Beaulieu et Gilot, 1972), les Narses Mortes (Beaulieu, 1974 ; Beaulieu et Pulido, inédit), le Peschio (Beaulieu et Pons, 1979) et les Nassettes (Reille, 1988 et 1990). Ces tourbières sont toutes localisées à l'extrémité occidentale du massif, entre 1370 et 1400 m. Elles permettent de reconstituer l'histoire de la végétation sur le Lozère depuis le Préboréal.

Des travaux de palynologie ont également été entrepris de longue date dans les tourbières du massif de l'Aigoual (Firbas, 1932 ; Beaulieu et Pons 1979 ; Muxart *et al.*, 1990 ; Curt et Vergne, 1991). Si toutes les tourbières étudiées sont jeunes et ne permettent pas de remonter au-delà du Subatlantique, des études polliniques réalisées dans les sols humifères

supraforestiers livrent des informations sur les périodes atlantique et subboréale (Lemée, 1943b et 1949b ; Planchais, 1973).

Enfin, des analyses polliniques réalisées dans des tourbières des monts de Lacaune et de l'Espinouse (Beaulieu, 1969 et 1974 ; Beaulieu et Evin, 1972) permettent d'élargir le contexte cévenol à l'ensemble de la bordure méridionale du Massif central.

L'ensemble du *corpus* pollenanalytique publié sur les Cévennes et le haut Languedoc dévoile, pour l'Holocène ancien et moyen, une même histoire végétale : celle d'un vaste domaine forestier dont la composition varie avec le temps. Au Boréal, une chênaie diversifiée, à *Ulmus*, *Tilia* et *Fraxinus* se substitue progressivement à une corylaie pour finir par triompher au cours de l'Atlantique. A cette époque, la chênaie s'étend au moins jusqu'à 1400 m sur l'Aigoual (Planchais, 1973) comme sur le Lozère (cf. l'assemblage anthracologique de Mas Camargues). Au-dessus de l'étage du chêne, les espaces sommitaux semblent alors occupés par une pinède (Beaulieu et Gilot, 1972 ; Beaulieu et Pons, 1979). Avec le refroidissement climatique du Subboréal, la hêtraie sapinière colonise l'étage supérieur des massifs, évinçant la pinède et la frange la plus élevée de la chênaie.

Les premières atteintes anthropiques à ce vaste domaine forestier ne s'observent qu'à la fin de l'Atlantique, au Chasséen ou plus vraisemblablement au Néolithique final (Lemée, 1943b et 1949b ; Beaulieu et Pons 1979). Ces premières actions agricoles se signalent par le développement des *Poacées* et de *Calluna*, ainsi que par l'apparition des céréales, de *Plantago* et de *Rumex*. Mais ces tous premiers *landnams* se limitent à des ouvertures réduites et temporaires du manteau forestier. Les analyses polliniques montrent que les défrichements agricoles et pastoraux du Néolithique et de l'Age du Bronze n'ont pas beaucoup endommagé les grands massifs forestiers qui recouvrent alors les Cévennes.

De vastes pelouses à nard couvrent actuellement les croupes sommitales du Lozère (sur 36 km² en 1970) et de l'Aigoual, au-dessus de 1400 m d'altitude. Ces vastes espaces asylvatiques ont été, dans le passé, le domaine de prédilection des troupeaux ovins transhumants. Se fondant sur les cortèges floristiques, certains auteurs ont vu dans ces nardaies des formations naturelles relictées (Braun-Blanquet, 1923 ; Cabiener, 1964 ; Monnier et Pons, 1964). Les diagrammes polliniques démentent cette hypothèse et confirment que ces vastes nardaies sont aussi le résultat des défrichements pastoraux. C'est au Néolithique final qu'elles semblent commencer à se développer, c'est-à-dire au moment où apparaissent, en contrebas, les céréales associées aux premiers *landnams* (Marcellin, 1940 ; Lemée, 1943b et 1949b ; Planchais, 1973 ; Beaulieu et Gilot, 1972 ; Reille, 1990). C'est à la même époque, au Néolithique final (vers 3000 avant J.-C.) que sont attestés les premiers indices de transhumance ovine vers les pelouses supraforestières de la montagne d'Enveig, dans les Pyrénées de l'Est (Davasse *et al.*, 1997). Pour étendre leurs pâturages d'estive, les pasteurs néolithiques ont alors élargi l'espace supraforestier naturel en brûlant la frange supérieure de la pinède de pin à crochets entre 2400 m et 2200 m.

Faute de travaux sur les archives sédimentaires holocènes des Grands Causses lozériens, il est impossible de savoir si les premiers systèmes agropastoraux apparus à partir du Néolithique y ont eu un fort impact érosif. Sur les massifs de l'Aigoual et du Lingas, les deux complexes morphosédimentaires présentés dans la bibliographie (Muxart *et al.*, 1990 ; Curt, 1991) sont médiévaux et modernes, mais ils constituent un échantillonnage trop restreint pour être pertinent et conclure à une absence de perturbation hydrosédimentaire antérieure. Sur le mont Lozère, où le *corpus* documentaire est riche de plus de vingt cinq sites, la rareté des signatures détritiques à l'Holocène ancien et moyen est beaucoup plus significative. Elle atteste de flux hydrosédimentaires réduits, et évoque une forte stabilité des systèmes fluviaux sous un couvert forestier encore peu entamé par l'Homme. Cet équilibre biostasique n'est pourtant pas total, comme le montrent les deux signatures détritiques datées de l'Atlantique ancien, observées à la Nasse du Point des Eaux et à Mas Camargues.

4.3.1.2 Les manifestations érosives de l'Holocène ancien

En dépit d'une stabilité biotasiqne générale, certains secteurs du mont Lozère sont le siège de manifestations érosives localisées. C'est le cas à la Nasse du Point des Eaux et dans le haut bassin du Tarn où, au cours de l'Holocène ancien, des injections détritiques affectent les hydrosystèmes. Agées de 7240 BP et de 6680 BP, ces signatures sédimentaires datent de l'Atlantique ancien. Elles sont donc contemporaines des premiers sites néolithiques roucadouriens découverts sur les Causses (Costantini, 1984 ; Arnal, 1993), mais sont plus anciennes que les premiers *landnams* observés dans le sud du Massif central (Reille *et al.*, 1985 ; Beaulieu *et al.*, 1985 et 1988) et que les plus précoces indices d'apparition de la nardaie supraforestière sur l'Aigoual et le Lozère (Marcellin, 1940 ; Lemée, 1943b et 1949b ; Planchais, 1973 ; Beaulieu et Gilot, 1972 ; Reille, 1990).

Difficile, dans ces conditions, de voir dans ces manifestations érosives la conséquence d'un forçage anthropique imputable aux premières actions pastorales. D'autant plus qu'aucune autre signature détritique ne s'observe plus sur le Lozère avant le début du Subatlantique, alors que l'anthropisation du milieu continue de s'affirmer au cours de l'Atlantique récent et du Subboréal. La présence de ces deux corps détritiques à proximité de la draille du Languedoc semble donc davantage relever du hasard que d'un lien de causalité.

Plus significative en revanche est leur localisation dans deux bassins versants où abondent des stocks sédimentaires très érodables. Ces bassins versants sont situés sur une zone de broyage tectonique, où se sont développés d'épais manteaux d'arènes. A l'échelle géologique, ces zones de faiblesse ont entraîné la formation d'ensellements dans les lignes de crête (col de la Peyre Plantade, col de la Nasse du Point des Eaux). A l'échelle de l'Holocène, les puissantes poches d'arènes tectonisées ont été la proie de profondes formes de ravinement. A la Nasse du Point des Eaux, ce sont des ravines alors actives qui alimentent, vers 7240 BP, le cône de déjection. A Mas Camargues, deux sources sédimentaires peuvent avoir alimenté les injections détritiques qui remblaient le paléochenal du Tarn : les poches d'arènes tectonisées et ravinées du col de la Peyre Plantade, ou les épais bouchons glaciaires ou périglaciaires profondément entaillés dans le fond de vallée.

L'érodabilité d'origine morphostructurale et morphosédimentaire semble donc jouer un rôle déterminant dans les manifestations érosives observées à l'Holocène ancien dans certains systèmes fluviaux du mont Lozère. Cette dynamique érosive traduit donc un état d'hétérostasie.

Toute proportion gardée, car l'ampleur spatiale du phénomène et les volumes concernés sont sans commune mesure, ce fonctionnement hydrosédimentaire évoque celui des Alpes du Sud au cours de l'Holocène ancien. La mise en place du remblaiement holocène principal, décrit par de nombreux auteurs (Jorda, 1980 et 1983 ; Gautier, 1992 ; Jorda et Provansal, 1996 ; Rosique, 1996 ; Ballandras, 1997 ; Miramont, 1998 ; Jorda *et al.*, 2002), y est expliquée par une phytostabilisation des vastes affleurements de marnes noires et de certains bassins de réception torrentiels plus difficile et donc plus tardive. Encore imparfaitement végétalisés au Boréal et au début de l'Atlantique, ces secteurs très érodables sont alors la proie d'une érosion efficace. Miramont (1998) a mis en évidence une aggradation discontinue du remblaiement holocène principal alpin qu'elle attribue à l'expression d'un forçage climatique. L'échantillonnage lozérien est évidemment trop réduit pour qu'on puisse détecter ici un quelconque signal climatique.

Les deux signatures détritiques datées de l'Holocène ancien découvertes sur le mont Lozère restent très isolées géographiquement. Néanmoins, un exemple similaire a été observé dans la plaine de la Limagne où un épisode détritique daté de 7970 ± 20 BP a été mis en évidence sur le cône de déjection d'un affluent de la Dore (Cubizolle *et al.*, 2001). Les auteurs précisent que la construction de ce cône de déjection est antérieure aux premiers indices

d'occupation humaine dans la région, mais ils ne se prononcent pas sur les causes de cet alluvionnement ancien. Pour les recherches à venir, peut-être est-ce dans les secteurs marneux les plus vulnérables du Massif central (bassins tertiaires, dépressions périphériques des Grands Causses...) qu'il faut aller chercher d'autres signatures détritiques se rattachant à cette ancienne génération.

A l'exception de quelques injections détritiques sporadiques, vraisemblablement liées à des manifestations érosives ponctuelles sous contrôle morphostructural ou morphosédimentaire, les hydrosystèmes du mont Lozère demeurent parfaitement stables durant toute la première partie de l'Holocène. Incisés sur les nappes grossières fluvionivales ou fluvioglaciaires héritées du dernier épisode froid, les lits fluviaux semblent figés et leur charge alluviale indigente. Cette atonie morphodynamique témoigne d'une longue période de stabilité des systèmes fluviaux sous une couverture forestière protectrice.

Décelable sur les diagrammes polliniques dès la fin de l'Atlantique et le début du Subboréal, l'ouverture des premières clairières agropastorales n'a pas remis en cause cet équilibre biotasiq ue généralisé. Il est vrai que pendant longtemps, celles-ci restent temporaires et fortement disséminées dans l'espace, ne remettant pas en cause l'environnement forestier du massif lozérien (Reille, 1990). Cette stabilité biotasiq ue s'interrompt pourtant progressivement au cours du Subatlantique, avec l'occurrence de plusieurs crises érosives successives.

4.3.2 Les crises alluviales de l'Holocène récent

Le Subatlantique est le temps des crises et des métamorphoses fluviales. Quatre phases récurrentes d'alluvionnement affectent alors les systèmes fluviaux du mont Lozère. Après plusieurs millénaires de stabilité, ces injections détritiques massives dans les hydrosystèmes résultent d'une spectaculaire exacerbation des processus érosifs sur les versants. Déséquilibre et instabilité caractérisent alors le fonctionnement des systèmes fluviaux durant près de trois millénaires.

Une nouvelle fois se pose la question du rôle des deux principales variables de forçage : l'Homme et le climat. Une nouvelle fois la question est complexe et les réponses proposées ne peuvent être que nuancées et parfois paradoxales : selon l'échelle spatiotemporelle envisagée, l'Homme et le climat voient leur responsabilité évoluer. Conformément au schéma souvent évoqué par Neboit (1991, Neboit-Guilhot, 1990, 1999), l'Homme semble jouer un rôle structurel majeur en fragilisant les bassins versants et en les rendant plus réactifs à l'érosion. Le climat intervient de façon plus conjoncturelle dans le rythme des crises et leur efficacité hydrosédimentaire.

4.3.2.1 Une érodabilité d'origine anthropique tardive et hétérogène

Deux faits plaident pour attribuer à l'Homme un rôle fondamental dans la rupture d'équilibre des systèmes fluviaux lozériens au Subatlantique : son caractère tardif à l'échelle de l'Holocène et son hétérochronie spatiale qui suit une logique géographique agropastorale. C'est donc à plusieurs échelles spatiotemporelles qu'il faut raisonner.

Dans l'ensemble du sud-est français, dans les Alpes du Sud ((Jorda, 1980 et 1983 ; Jorda et Provansal, 1996 ; Ballandras, 1997 ; Miramont, 1998 ; Jorda *et al.*, 2002), en Valdaine (Berger, 1996), en basse Provence calcaire (Jorda *et al.*, 1991b ; Ballais *et al.*, 1993 ; Provansal, 1993c ; Bruneton, 1999 ; Bruneton *et al.*, 2002) des crises hydrosédimentaires récurrentes affectent les systèmes fluviaux tout au long de l'Holocène moyen et récent. Les auteurs y voient de façon presque unanime le jeu combiné d'un forçage anthropique croissant et de péjorations climatiques récurrentes. Sur le mont Lozère, de tels épisodes

alluviaux n'apparaissent qu'au Subatlantique, deux à trois millénaires plus tard. Pourtant, rien ne permet de penser que ces dégradations climatiques régionales, dont la plupart affectent d'ailleurs l'ensemble de l'Europe de l'Ouest (Lamb, 1982, 1984 ; Magny, 1995), auraient pu épargner la bordure sud-est du Massif central. C'est donc plutôt du côté des facteurs anthropiques et environnementaux qu'il faut rechercher la cause de ce retard.

En dépit d'une très forte érosivité pluviale (cf. 1^{ère} partie), plusieurs facteurs naturels se combinent, à l'Holocène, pour garantir aux systèmes fluviaux du mont Lozère une forte résistance à l'érosion hydrique : des formations forestières denses (chênaie caducifoliée, hêtraie sapinière), des conditions édaphiques favorables (sols sableux perméables et peu battants, absence de sécheresse estivale). Durant l'Atlantique récent et le Subboréal, la fugacité des déboisements ne semble pas suffire pour rompre la stabilité des milieux.

Les archives détritiques observées dans les bassins versants montrent qu'un seuil d'érodabilité est franchi au cours de l'Holocène récent. Les systèmes fluviaux deviennent sensibles aux processus d'érosion hydrique et connaissent plusieurs crises hydrosédimentaires récurrentes. Ce nouveau mode de fonctionnement survient au Subatlantique au moment où les diagrammes polliniques témoignent d'une profonde transformation du couvert végétal (Beaulieu et Gilot, 1972 ; Beaulieu, 1974 ; Beaulieu et Pons, 1979 ; Reille, 1990). Le recul drastique des arbres s'accompagne d'une forte augmentation des taxons marqueurs d'anthropisation : Poacées, Ericacées dont la callune, céréales, Plantaginacées... Le démantèlement des massifs forestiers (chênaie et hêtraie sapinière) se fait donc au profit des champs, des pelouses et des landes. Labours, écobuages et feux pastoraux, toutes ces pratiques augmentent considérablement l'érodabilité des versants.

A l'échelle de l'Holocène, c'est donc l'expansion spectaculaire des systèmes agropastoraux au cours du Subatlantique qui semble à l'origine de la fragilisation des systèmes fluviaux lozériens. Dans ces milieux résilients longtemps mis en valeur de façon extensive, l'équilibre biotasiqne holocène est rompu tardivement. Il l'est aussi de façon hétérogène dans l'espace.

La distribution très inégale des archives détritiques montre qu'à grande échelle, celle des bassins versants, la rupture d'équilibre est hétérochrone. Depuis l'Age du Fer jusqu'aux Temps modernes et l'Époque contemporaine, l'impact aréal croissant des crises alluviales s'accorde bien avec l'ouverture du paysage et l'expansion agricole traduite par les diagrammes polliniques (Beaulieu, 1974 ; Beaulieu et Pons, 1979 ; Reille, 1990 ; Beaulieu et Pulido, inédit) et les assemblages anthracologiques (cf. chapitres précédents). Le mouvement n'est évidemment pas linéaire, mais l'accroissement de la pression anthropique au cours des trois derniers millénaires est incontestable.

On l'a vu, la distribution des différentes générations d'archives sédimentaires obéit à une logique géographique et agro-pastorale. Au 1^{er} Age du Fer, les manifestations érosives semblent principalement localisées à proximité des drailles empruntées par les troupeaux transhumants. A la fin de l'Antiquité et au début du haut Moyen Age, elles se multiplient sur les plats sommitaux déjà largement asylvatiques et autour des grands replats cultivables qui dominent les planchers d'alvéoles du plateau, vers 1200-1400 mètres. Il s'agit là des meilleurs terroirs du massif, pour l'élevage transhumant dans la zone des crêtes, pour les cultures sur les replats d'alvéoles. Ce n'est qu'au cours du Moyen Age qu'apparaissent pour l'essentiel les premières signatures sédimentaires sur les cloisons des alvéoles, espaces intermédiaires occupés de vastes *saltus*.

Pour les périodes protohistoriques et historiques comme pour les époques plus anciennes, l'archéologie apporte très peu d'informations sur l'occupation des sols au mont Lozère. Les seuls indices attestés datant de l'Age du Fer sont localisés sur le petit causse des Bondons

ou à son contact avec les versants granitiques, c'est-à-dire au bord de la draille de la Margeride. Il s'agit d'un ensemble tumulaire édifié entre le VII^e et le V^e siècle avant J.-C. ; du fond de cabane de Caoussou Vieil, habitat temporaire daté de la première moitié du V^e siècle avant J.-C. ; et de l'oppidum de l'Eschino d'Aze occupé au 1^{er} Age du Fer et à la Tène finale.

L'*oppidum* de l'Eschino d'Aze se situe le long de la draille de Margeride, à l'instar de nombreux autres *oppida* et caps barrés qui bordent la draille de l'Aubrac, sur les Causses Sauveterre et Méjean. Pour certains auteurs (Lagrave, 1989 ; Sabatier, 1993), les habitats de hauteur, dont le rôle aurait été de contrôler la circulation le long des drailles, atteste d'une pratique de la transhumance languedocienne vers les hautes terres du Gévaudan dès l'Age du Fer au moins. Les nombreuses monnaies arvernes, les vases et amphores d'Italie trouvés lors des fouilles sur ces *oppida* témoignent au minimum d'échanges économiques intenses entre l'Auvergne et le Languedoc, le long des chemins de longs parcours (Fabrié, 1982 et 1989).

Grâce à un très riche *corpus* archéologique (*villae*, ateliers, monuments, toponymes ...), le peuplement des Causses et du Gévaudan durant l'Antiquité est bien connu (Fabrié, 1989). On ignore tout en revanche de la présence gallo-romaine sur le massif du mont Lozère. De nombreux indices existent alentours : *villae* sur les petits causses blottis jouxtant le massif, exploitations de mines de plomb argentifère dans les schistes bordiers (Fabrié, 1989). Mais aucun site gallo-romain n'a été identifié sur les hautes terres granitiques. On ne dispose pas plus d'indice archéologique sur l'occupation médiévale avant les premiers textes du XII^e siècle.

Face à cette absence complète d'information, il est tentant d'utiliser les archives détritiques comme marqueur de l'anthropisation des milieux. En s'appuyant sur la distribution des différentes générations de signatures sédimentaires, on peut ainsi proposer trois étapes principales dans la colonisation agropastorale du mont Lozère.

Cette colonisation semble avoir commencé par les plats et les crêtes sommitales où les défrichements de la hêtraie sapinière ont permis le développement d'une nardaie pacagée par les troupeaux transhumants. On ignore quand s'amorce la pratique de la transhumance, peut-être dès le Néolithique final selon la palynologie (Lemée, 1943b et 1949b ; Beaulieu et Pons 1979 ; Reille, 1990). Elle semble en tout cas s'intensifier à partir du 1^{er} Age du Fer. A la fin de l'époque gallo-romaine et au début du haut Moyen Age, le pastoralisme transhumant se poursuit sur les sommets lozériens, sans doute en s'intensifiant. Il s'accompagne désormais d'une mise en valeur des bas de versants et des grands replats qui dominent le plancher des alvéoles du plateau. Ce sont les terroirs les plus propices aux cultures, là où sont installés les villages, depuis le Moyen Age au moins. Enfin l'étage intermédiaire, formé par les cloisons des alvéoles, ne semble défriché qu'au cours du Moyen Age (notamment à l'époque carolingienne et aux XI^e-XII^e siècles). Ces cloisons, aux piètres terroirs, sont principalement utilisées comme *saltus* par les troupeaux locaux, à l'exception de quelques secteurs de replats où de petites cellules cultivées sont développées.

Ce modèle d'occupation progressif de l'espace montagnard, d'abord en altitude, puis à l'étage inférieur où s'installent cultures et habitats, pour finir par l'étage intermédiaire, ne diffère pas de ce qui a été observé dans d'autres montagnes françaises, notamment dans les Pyrénées (Davasse *et al.*, 1997).

Le Subatlantique est une période de rupture d'équilibre dans le fonctionnement des systèmes fluviaux du Lozère. Le caractère tardif et hétérochrone de cette déstabilisation plaide pour le rôle déterminant joué par l'intensification des pratiques agropastorales. Pourtant, l'action de l'Homme se limite à rendre les systèmes fluviaux plus réactifs aux processus d'érosion hydrique. C'est le climat qui contrôle l'expression sédimentaire des crises érosives et, semble-t-il, imprime souvent leur *tempo*.

4.3.2.2 Expression sédimentaire et *tempo* des crises alluviales : la manifestation d'un signal hydroclimatique

Si l'extension aréale des crises alluviales est interprétée comme un signal anthropique, d'autres indicateurs sont l'expression d'un signal hydroclimatique. Ce sont d'une part le faciès des séries alluviales, et d'autre part leur diffusion le long du *continuum* fluvial, de l'amont à l'aval des bassins versants.

On peut ainsi distinguer trois crises hydrosédimentaires majeures, caractérisées par des injections détritiques sablo-graveleuses, qui se propagent longitudinalement sur toute la longueur des hydrosystèmes, du rang 0 au rang 3. Ces trois crises alluviales, qui surviennent au 1^{er} Age du Fer, à la fin de l'Antiquité et au proto Moyen Age, et enfin du bas Moyen Age à l'époque contemporaine, coïncident avec trois péjorations hydroclimatiques majeures reconnues en Europe de l'Ouest (Bravard *et al.*, 1992 ; Magny, 1992 et 1995) et observées à de multiples reprises dans le sud-est de la France (Jorda, 1992 ; Provansal, 1992 ; Ballais *et al.*, 1993 ; Berger, 1996 ; Ballandras, 1997 ; Miramont, 1998 ; Bruneton, 1999 ; Jorda *et al.*, 2001 ; Bruneton *et al.*, 2002)

En revanche, la phase d'alluvionnement du Moyen Age traduit une période de faible hydraulité : la charge détritique à dominante limoneuse reste confinée dans les vallons de rang 0 et de rang 1. Ces caractéristiques sédimentaires s'accordent bien avec la période d'optimum climatique que connaît alors l'Europe de l'Ouest (Le Roy Ladurie, 1983 ; Alexandre, 1987 ; Magny, 1995).

Difficile dans ces conditions de ne pas voir dans l'expression sédimentaire des crises érosives l'indice d'un signal climatique. Sur les quatre crises hydrosédimentaires qui affectent le mont Lozère durant le Subatlantique, trois résultent donc d'un double forçage anthropique et climatique. Seule la crise médiévale se démarque en ne dépendant que du seul contrôle anthropique. Grâce au *corpus* de datations ¹⁴C réuni, la périodisation des phases d'alluvionnement est assez bien connue. Il est donc tentant d'essayer de préciser le rôle respectif des deux variables de forçage que sont l'Homme et le climat dans le *tempo* discontinu des crises érosives, notamment dans celui des paroxysmes alluviaux.

Même si la période historique y est souvent très comprimée et rarement calée par les datations ¹⁴C, les diagrammes polliniques publiés sur le mont Lozère, et plus généralement dans les hautes Cévennes, complètent utilement la faible documentation apportée par l'histoire et l'archéologie sur l'occupation des sols. C'est ce qui rend particulièrement intéressant le nouveau diagramme pollinique réalisé récemment aux Narses Mortes (Beaulieu et Pulido, inédit) à l'occasion du PCR Plomb ancien du Lozère (Ploquin, 2001). Sa résolution très fine est exceptionnelle sur le mont Lozère : les périodes celtique et historique s'y étirent sur près de 1,4 m de sédimentation tourbeuse et leur chronologie est calée par six datations ¹⁴C.

Des quatre crises alluviales, la crise médiévale est la mieux documentée. Elle présente deux acmé sédimentaires : le premier aux VIII^e-IX^e siècles, le second aux XI^e-XII^e siècles. Ils coïncident avec deux périodes importantes de développement agricole sur le mont Lozère.

Le nouveau diagramme pollinique des Narses Mortes (Beaulieu et Pulido, inédit) atteste en effet d'un fort mouvement de défrichement daté entre la moitié du VII^e et la fin du IX^e siècles. Le recul important de la hêtraie s'accompagne alors d'un fort accroissement des graminées et des plantes rudérales, traduisant des déboisements à des fins agropastorales. Les toponymes en *eremos* à l'origine des noms de villages comme l'Herme ou l'Hermet, fréquents sur le Lozère ou les Cévennes schisteuses confirment l'abondance des défrichements à l'époque carolingienne (Fabrié, 1987).

La forte expansion agricole des XI^e et XII^e siècles est surtout renseignée par les textes. Elle est liée, sur le mont Lozère, à la constitution de grands domaines monastiques. C'est le cas du prieuré de Notre Dame de Gourdouze fondé au XII^e siècle, et surtout de la Commanderie de Gap Francès installée à l'Hôpital sur la draille du Languedoc depuis 1166 au moins (Pantel et Servièrre, 1968 ; Helas, 1984). Ce membre chef de l'ordre des Hospitaliers de Saint Jean de Jérusalem a étendu ses possessions sur une grande partie des trois paroisses du flanc sud-est du Lozère : Saint Maurice, Frugère et Fraissinet. Dans un terrier de 1444, plus de cent tenanciers, répartis dans vingt-six villages, relèvent alors directement de la Commanderie (Helas, 1984). Parallèlement à la culture du seigle et à l'élevage local, les Hospitaliers ont développé dès le XII^e siècle la transhumance ovine en louant notamment au Baron du Tournel des pacages sur le flanc nord du Lozère (Brisebarre, 1979). Dans le secteur nord-ouest du mont Lozère, les XI^e-XII^e siècles correspondent également à une phase de déboisement d'origine industrielle. L'activité d'ateliers itinérants de plomb argentifère a nécessité une consommation abondante de charbon de bois et entraîné un recul massif de la hêtraie entre 1360 et 1430 m d'altitude (travaux en cours, PCR plomb ancien du Lozère).

S'il semble assez aisé d'établir des synchronies entre paroxysmes sédimentaires et mouvements d'expansion agricole pour la crise érosive médiévale, ceci est bien plus difficile pour les trois autres crises évoquées.

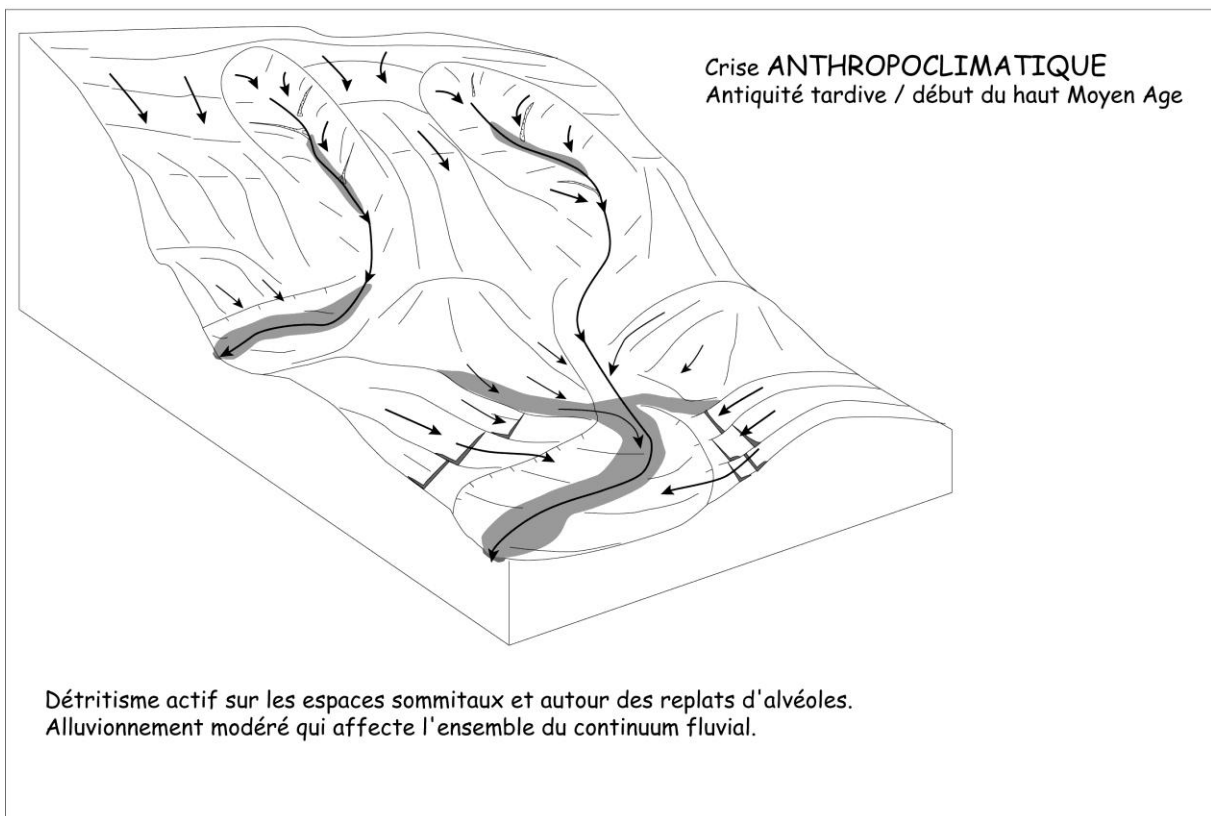
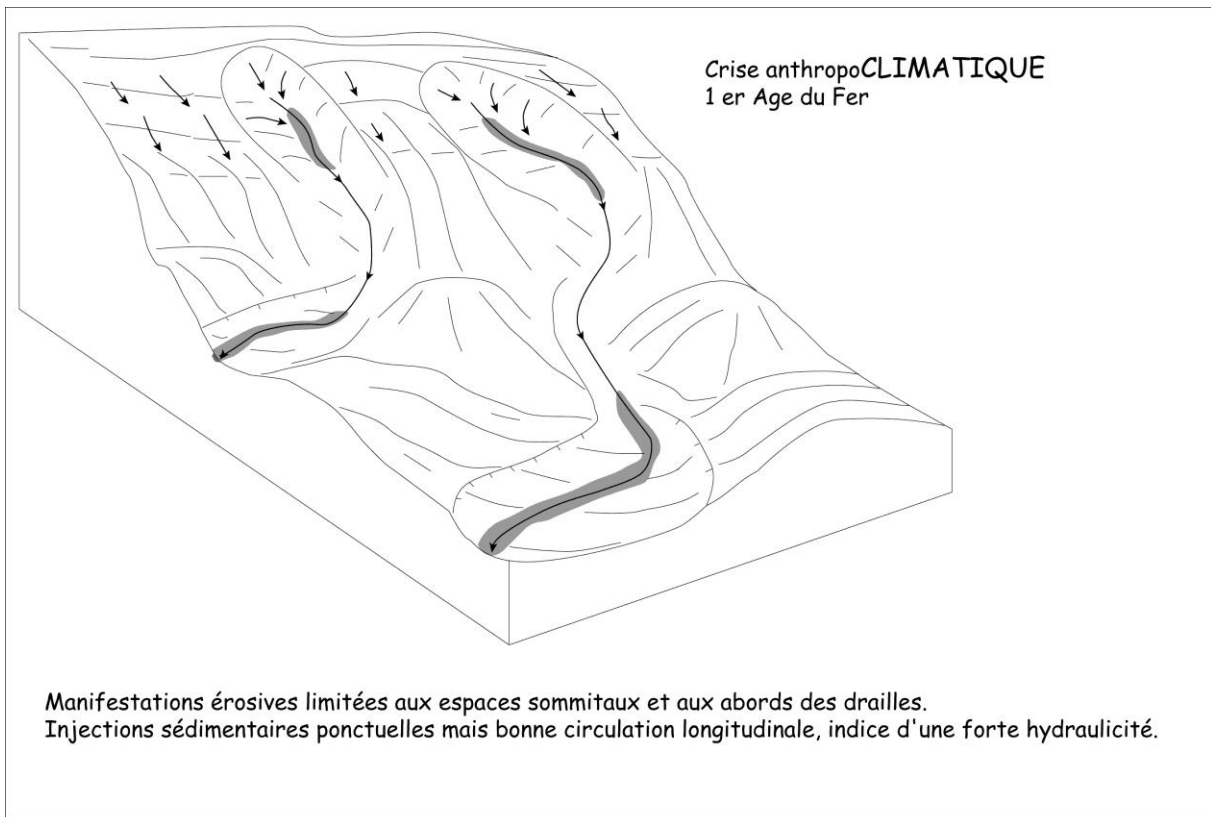
En raison de l'extrême rareté des indices archéologiques comme des archives détritiques, tout effort pour affiner la périodisation de la crise du 1^{er} Age du Fer est vain. On peut en revanche discuter du *tempo* de la crise qui sévit de l'Antiquité tardive au début du haut Moyen Age et de son contrôle par l'Homme ou le climat.

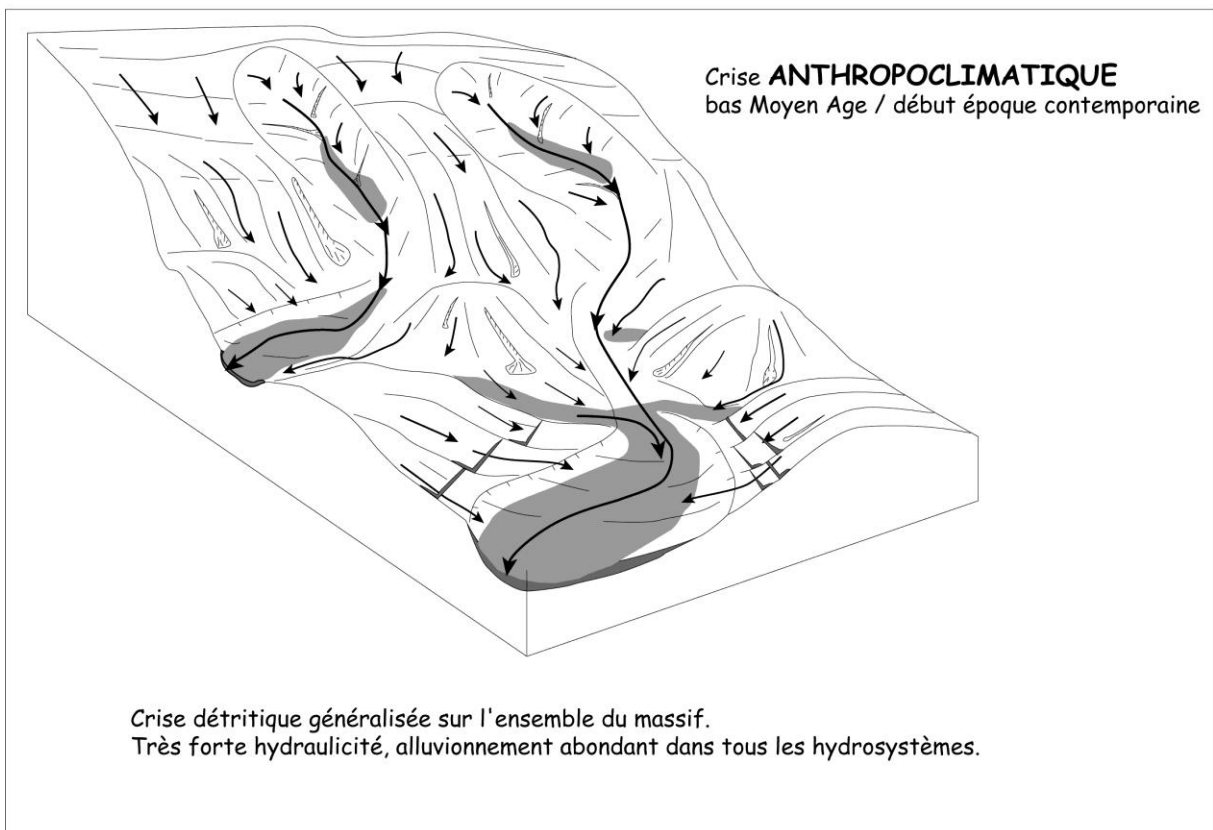
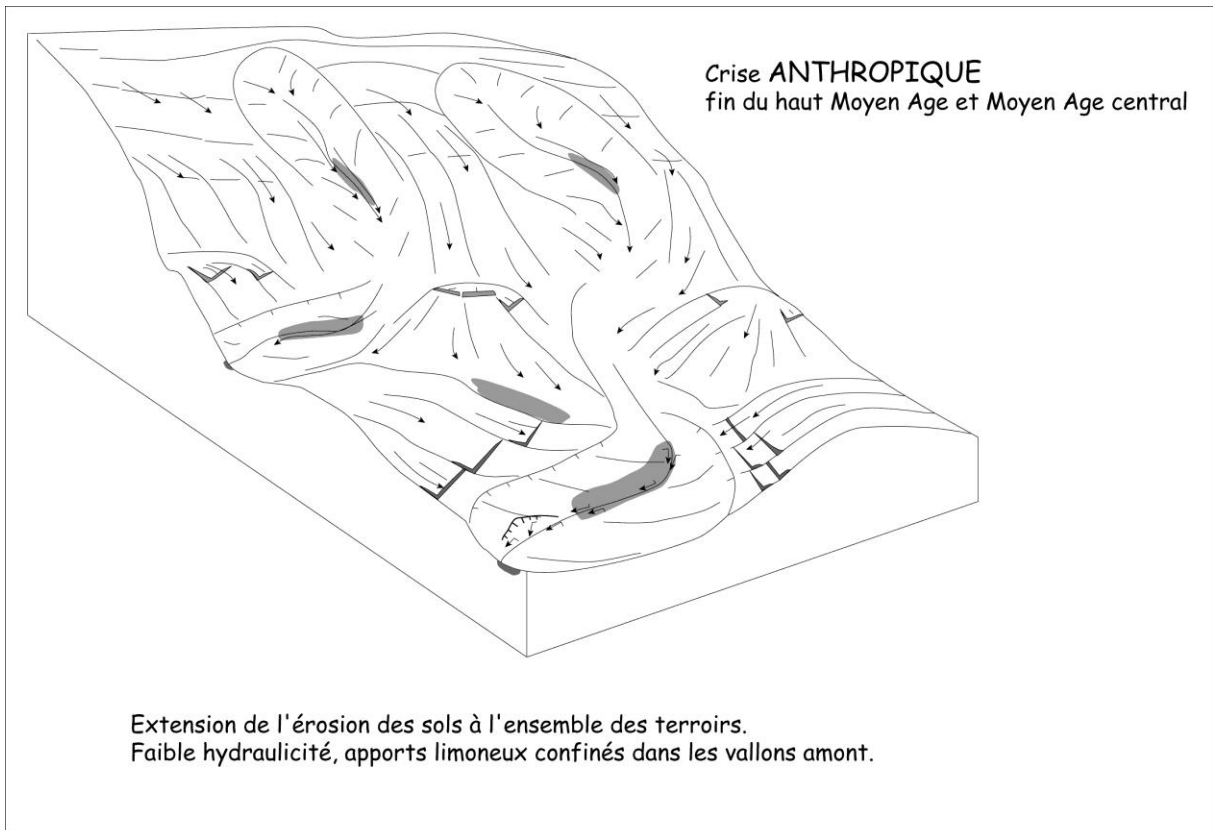
Deux paroxysmes alluviaux marquent cette crise : l'un survient dans la deuxième moitié du III^e siècle et au IV^e siècle, l'autre dans la deuxième moitié du V^e et au VI^e siècle. Ces acmé sédimentaires sont contemporains de ceux qui ont été observés dans le Limousin (*cf.* chapitre III). Cette synchronie extrarégionale plaide pour un rythme d'alluvionnement saccadé sous contrôle climatique.

D'autant plus que ni les diagrammes polliniques, ni l'archéologie n'arrivent à expliquer pourquoi les paroxysmes alluviaux surviennent à ces moments précis. A Bramabiau, sur l'Aigoual, c'est très tôt, vers 2160 BP, que se produisent les défrichements les plus massifs (Beaulieu et Pons, 1979). A l'Écu, dans les monts de Lacaune, une très forte activité humaine s'observe vers 1750 BP, soit vers le II^e siècle de notre ère (Beaulieu, 1974). Sur le mont Lozère, Beaulieu et Pons (1979) ont bien proposé les III^e et IV^e siècles après J.-C. comme période possible de forte expansion agricole gallo-romaine, mais cette hypothèse s'appuie sur l'exploitation de travaux généraux sur l'histoire de la Gaule romaine (J.-J. Hatt, 1959) et non sur des datations radiométriques. D'ailleurs, le nouveau diagramme pollinique établi aux Narses Mortes semble infirmer cette proposition. Les déboisements les plus importants sont observés vers 390-160 avant J.-C., sans doute associés à une activité métallurgique de plomb argentifère, alors que l'Antiquité apparaît plutôt comme une période de restauration forestière (Beaulieu et Pulido, inédit). Les indices archéologiques ne sont guère plus convaincants. Ils montrent que le Gévaudan et les Cévennes ne semblent pas subir de recul agricole marqué lors de l'effondrement de l'Empire Romain et au début du haut Moyen Age, mais qu'ils ne connaissent pas non plus à cette époque de phase d'expansion (Fabrié, 1987).

La troisième et dernière crise alluviale d'origine anthropoclimatique survient à partir du bas Moyen Age et se prolonge jusqu'au XIX^e siècle. Ces cinq siècles correspondent à la plus forte pression agropastorale sur le mont Lozère. Ainsi, plus de 100 000 ovins transhumants sont recensés au début du XVIII^e siècle (Brisebarre, 1977). Cette période coïncide aussi parfaitement avec le Petit Age Glaciaire.

Figure 2-64 : Etagement des terroirs et expression de crises détritiques sur le mont Lozère





En dépit d'un nombre de datations ^{14}C réduit, il semble que les signatures détritiques se regroupent en trois ensembles chronologiques. Ceux-ci restent peu précis : vers 500 BP, entre 300 et 200 BP, postérieurement au XVIII^e siècle. On ne dispose pas d'informations palynologiques ou historiques assez fines pour essayer de corrélérer ces acmés sédimentaires avec des événements agropastoraux précis. En revanche, il faut évoquer la troublante ressemblance entre ces trois paroxysmes alluviaux supposés et la représentation trimodale du Petit Age Glaciaire, d'après les indicateurs lacustres ou glaciaires (Patzelt ; 1973, 1980 ; Bortenschlager, 1977 ; Zöller, 1977 ; Magny, 1991, 1995 ...). Comme si une nouvelle fois le *tempo* saccadé des flux hydrosédimentaires était imprimé par le climat.

4.3.2.3 Un forçage anthropoclimatique spécifique à chaque crise

Les crises hydrosédimentaires finiholocènes qui affectent les systèmes fluviaux du mont Lozère n'ont pas les mêmes caractéristiques. Même si la majorité d'entre elles (trois sur quatre) résultent d'un double forçage anthropique et climatique, leur expression sédimentaire variée et leur inégale extension traduit un jeu modulé de ces deux variables de forçage.

Du 1^{er} Age du Fer à la fin du haut Moyen Age, la dynamique alluviale reste discontinue. Les injections détritiques dans les hydrosystèmes ne surviennent que lorsque se combinent péjoration hydroclimatique et forte pression agropastorale. Cette dernière, encore limitée à quelques bassins versants à l'Age du Fer, est beaucoup plus étendue spatialement à la fin de l'Antiquité et au début du haut Moyen Age, traduisant un forçage anthropique plus marqué.

Si les deux premières crises sont bicausales, ce n'est plus le cas de la crise alluviale du Moyen Age. Elle survient au cours d'une période d'*optimum* climatique et de faible hydraulité qui apparaît dans les signatures détritiques : des apports fins confinés dans les têtes du réseau hydrographique. Cette crise est donc unicausale, occasionnée seulement par l'accroissement de la pression agropastorale. Dans un milieu de forte énergie comme le mont Lozère (pentes déclives, érosivité pluviale élevée), l'augmentation de la charge agropastorale suffit donc, à partir du Moyen Age, pour déstabiliser les systèmes fluviaux et entraîner une crise érosive chronique.

Cette crise hydrosédimentaire s'aggrave à partir du bas Moyen Age avec le déclenchement du Petit Age Glaciaire. Ce nouveau double forçage anthropique et climatique, très important dans les deux cas, occasionne alors la crise alluviale la plus sédimentogène de tout le Subatlantique.

En Limousin, les systèmes fluviaux ont enregistré, à la charnière entre la Tène et le début de l'Antiquité, une crise hydrosédimentaire d'origine anthropoclimatique à très forte extension aréale. Pourtant, aucune signature déritique n'est observée à cette époque sur le mont Lozère. Cette lacune sédimentaire se retrouve dans d'autres régions du sud-est de la France où, au début de la période gallo-romaine, les hydrosystèmes connaissent une faible hydraulité et une charge alluviale réduite (Jorda, 1992 ; Provansal, 1992 ; Jorda et Provansal, 1996 ; Ballandras, 1997 ; Miramont, 1998 ; Ballais et Crambes, 1992 ; Bruneton, 1999 ; Bruneton *et al.*, 2002 ; Jorda *et al.*, 2002). Cette stabilité morphogénique y est expliquée par l'occurrence d'une phase d'amélioration climatique, caractérisée par un assèchement notable. Au début de l'Antiquité, la pression agropastorale ne semble pas encore assez forte sur le mont Lozère pour suffire seule à déstabiliser les systèmes fluviaux et générer une crise alluviale, comme ce sera le cas plus tard au Moyen Age. A cette époque, l'absence de forçage climatique reste encore garante de la stabilité morphodynamique.

CONCLUSION DU CHAPITRE IV

En dépit de son altitude élevée (1000 à 1700 m), le massif du mont Lozère a conservé d'abondantes paléotopographies antéquatérnaires peu disséquées propices à l'archivage sédimentaire. Les nombreuses archives détritiques finiholocènes permettent de reconstituer les paléodynamiques hydrosédimentaires et le fonctionnement des systèmes fluviaux. Dans les hautes Cévennes cristallines, l'évolution holocène générale est semblable à celle décrite en Limousin. Deux principales périodes de durée inégale se distinguent.

Le premier Holocène coïncide avec une longue période de stabilité, seulement interrompue à l'Holocène ancien après quelques manifestations érosives ponctuelles sous contrôle morphostructural et morphosédimentaire. Cette atonie morphodynamique se prolonge jusqu'à la fin de l'Holocène moyen et ne s'interrompt qu'au cours du Subatlantique avec la fragilisation croissante du milieu liée à l'extension agropastorale historique.

L'Holocène récent est une période de crise hydrosédimentaire et d'instabilité. Quatre crises alluviales récurrentes de plus en plus étendues spatialement affectent le mont Lozère et entraînent la métamorphose de ses hydrosystèmes.

Si les dynamiques hydrosédimentaires présentent en Limousin et sur le Lozère beaucoup de similitudes, elles offrent aussi quelques différences.

Par son relief plus escarpé et son climat cévenol agressif, le massif du mont Lozère constitue un milieu de plus forte énergie que les plateaux limousins. Ainsi, les crises morphodynamiques finiholocènes y prennent-elles un caractère plus sédimentogène : les érosions sur les versants sont plus sévères et les injections détritiques dans les talwegs plus grossières et plus volumineuses.

D'autre part, si les crises générées par un double forçage anthropique et climatique y conservent une efficacité morphosédimentaire majeure, la pression agropastorale seule peut suffire à provoquer de véritables crises hydrosédimentaires. C'est le cas dans la deuxième partie du haut Moyen Age et au Moyen Age central où, en plein *optimum* climatique, la forte expansion des terroirs a entraîné la déstabilisation des versants et la métamorphose fluviale de nombreux hydrosystèmes.

Enfin, autre particularité, il faut évoquer sur le mont Lozère, l'absence de crise hydrosédimentaire à la fin de la Tène et au début de l'Antiquité pourtant enregistrée massivement en Limousin. Cette absence, signalée dans tout le sud-est français, montre que les hautes Cévennes appartiennent bien au domaine climatique méditerranéen.

Toutes ces caractéristiques propres au mont Lozère s'observent également plus au sud dans le massif des Maures. Cependant, dans ce massif au climat typiquement méditerranéen, la déstabilisation hydrosédimentaire des systèmes fluviaux s'amorce beaucoup plus tôt, dès l'Holocène moyen.

**CHAPITRE V : LES DYNAMIQUES HYDROSÉDIMENTAIRES HOLOCÈNES
DANS LE MASSIF DES MAURES**

INTRODUCTION

La Provence est une des premières régions françaises où ont été entrepris des travaux de recherche sur les dynamiques hydrosédimentaires holocènes. En travaillant, dès la fin des années 1970, sur l'histoire torrentielle des Alpes du Sud, Jorda a joué dans ce domaine un rôle de pionnier (Jorda, 1980 et 1983). Depuis, de nombreux auteurs ont apporté leur contribution à la connaissance du fonctionnement des grands organismes torrentiels alpins à l'Holocène (Jorda, 1992 ; Gautier, 1992 ; Rosique, 1996 ; Ballandras, 1997 ; Miramont, 1998 ; Jorda *et al.*, 2002). Parallèlement, d'autres travaux étaient entrepris en basse Provence calcaire (Jorda *et al.*, 1991a et b ; Ballais et Crambes, 1992 ; Provansal, 1992 ; Leveau et Provansal éd., 1993 ; Bruneton, 1999). Si l'on possède aujourd'hui une connaissance approfondie des dynamiques hydrosédimentaires en haute et basse Provence calcaire, la Provence cristalline fait encore figure de *terra incognita*. Les rares informations disponibles se limitent à l'île de Porquerolles et à quelques sites localisés en périphérie du massif des Maures (Provansal, 1992 ; Borréanni *et al.*, 1992, Lecacheur et Provansal, 1992 ; Provansal, 1993). Les travaux de recherche présentés dans ce chapitre permettent donc de combler une lacune géomorphologique. Ils ont été entrepris dans la première moitié des années 1990, en collaboration avec Cl. Martin (CNRS-UMR 5651 « ESPACE », Nice-Sophia-Antipolis) et ont été réalisés dans le cadre d'un programme de recherche européen, mis en oeuvre par le GIS Réal Collobrier.

Dans le massif des Maures, l'étude des dynamiques hydrosédimentaires holocènes s'est appuyée sur l'exploitation des dépôts corrélatifs conservés dans les fonds de talwegs : apports colluviaux, cônes de déjection et remblaiements alluviaux. Outre les paléodynamiques alluviales, une étude paléobotanique a également été entreprise, fondée sur la détermination des charbons de bois fossiles recueillis en abondance dans les sédiments.

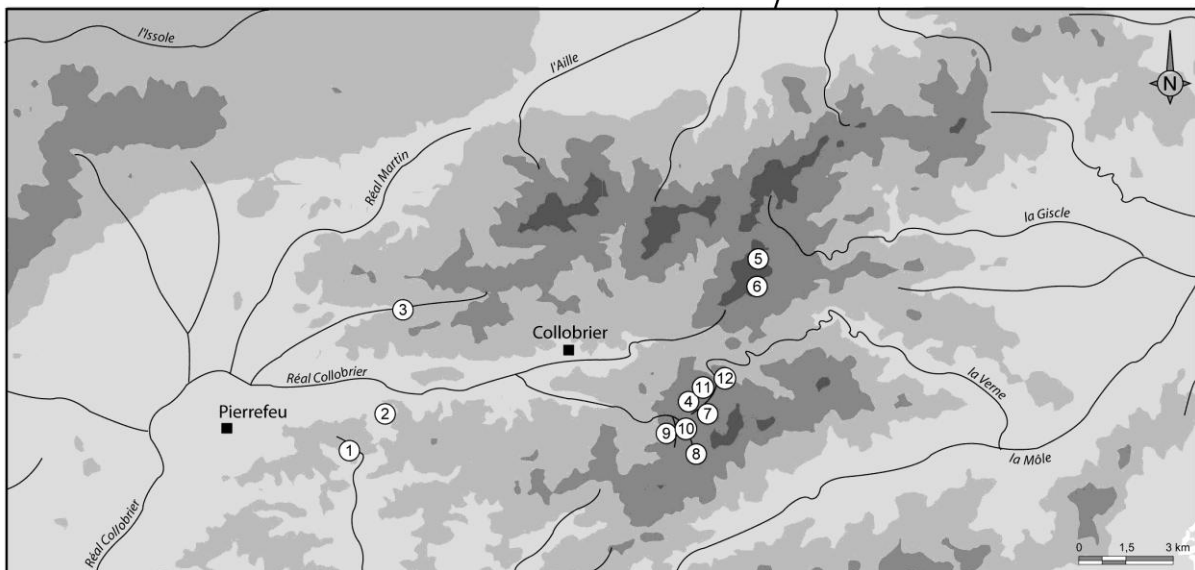
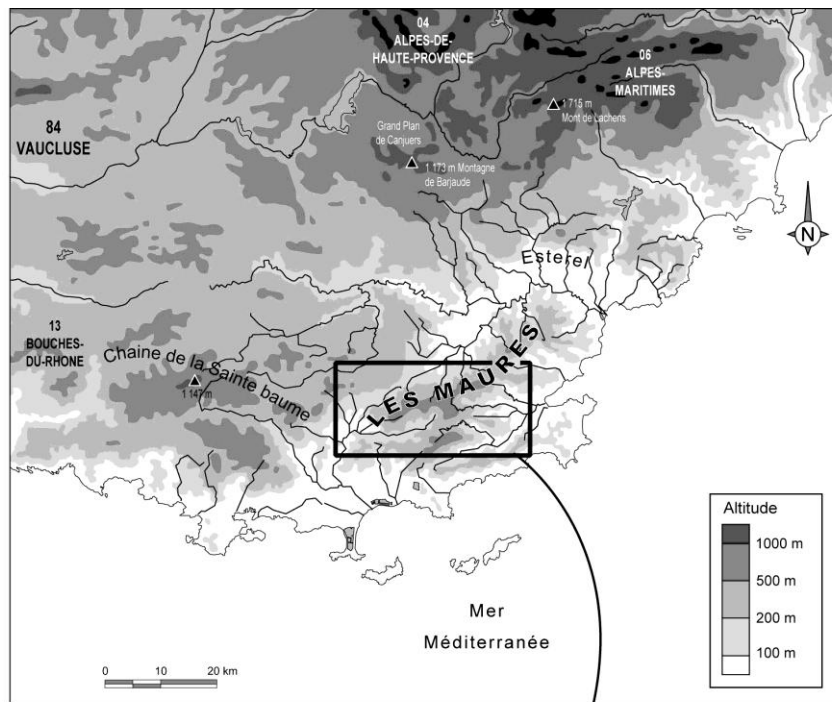
Les prospections de terrain ont été réalisées dans deux secteurs géographiques possédant des caractéristiques morphostructurales très différentes :

- à l'ouest des Maures, dans les bassins versants très encaissés sur les phyllades ;
- et au coeur du massif, dans les hauts vallons conservés sur l'interfluve gneissique qui sépare le bassin du Réal Collobrier, à l'ouest, et celui de la Môle, à l'est.

Au total, vingt huit coupes stratigraphiques ont été étudiées. Dans les bassins versants en phyllades, où l'accès au fond des talwegs est rendu très difficile par la topographie, il a fallu se contenter des coupes naturelles liées aux érosions de berges ou aux reprises d'incision dans les cônes. On dispose de « fenêtres » stratigraphiques, mais pas de vision globale des ensembles sédimentaires. Sur les gneiss en revanche, l'ouverture de coupes au moyen d'un tractopelle a permis d'observer les remblaiements alluviaux dans des conditions beaucoup plus satisfaisantes.

L'analyse stratigraphique des complexes détritiques, étayée par de nombreuses datations radiométriques, révèle que la nature et l'âge des archives sédimentaires dépendent beaucoup du contexte morphostructural.

Figure 2-65 : Localisation des sites dans le massif des Maures



SITES SUR PHYLLADES

- ① Castelas
- ② Le Crapaud
- ③ La Saute

SITES SUR GNEISS

DANS LES VALLONS AMONT

Les remplissages colluvio-alluviaux (rang 0)

- ④ La coupe de la Ruine
- ⑤ La coupe du Treps nord
- ⑥ La coupe du Treps sud

Les remblaiements fluviatiles (rang 1)

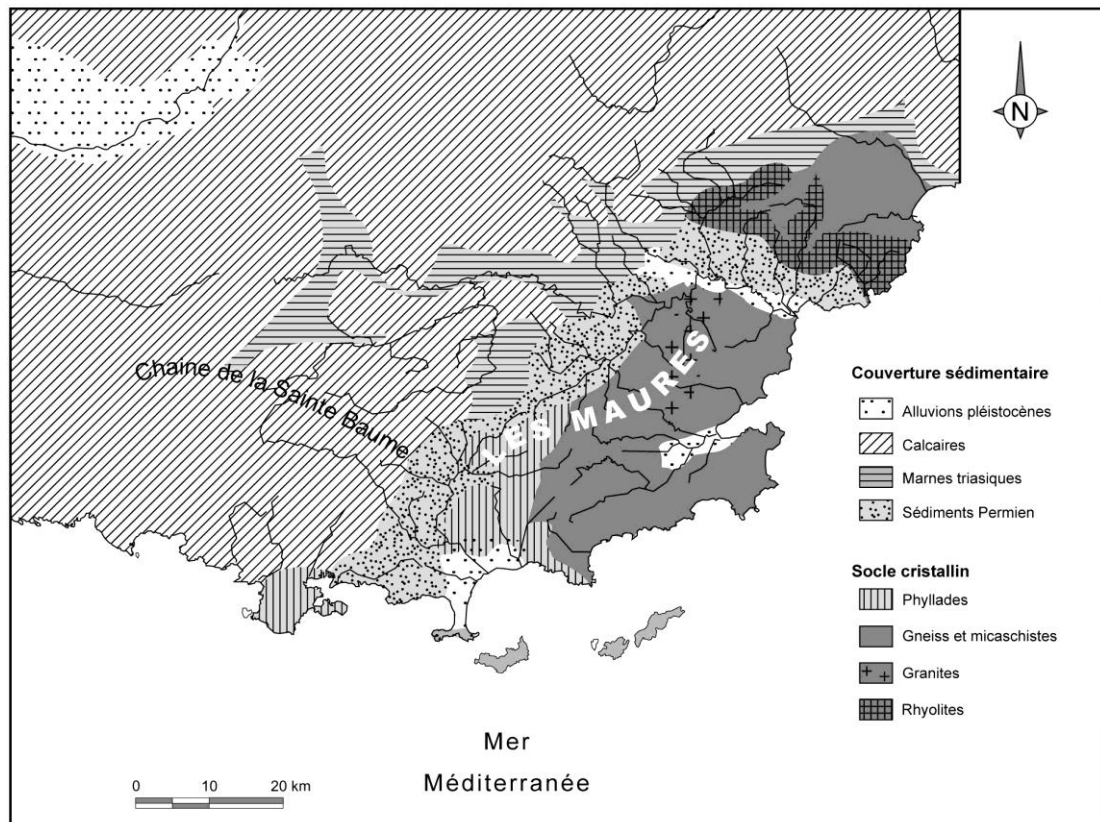
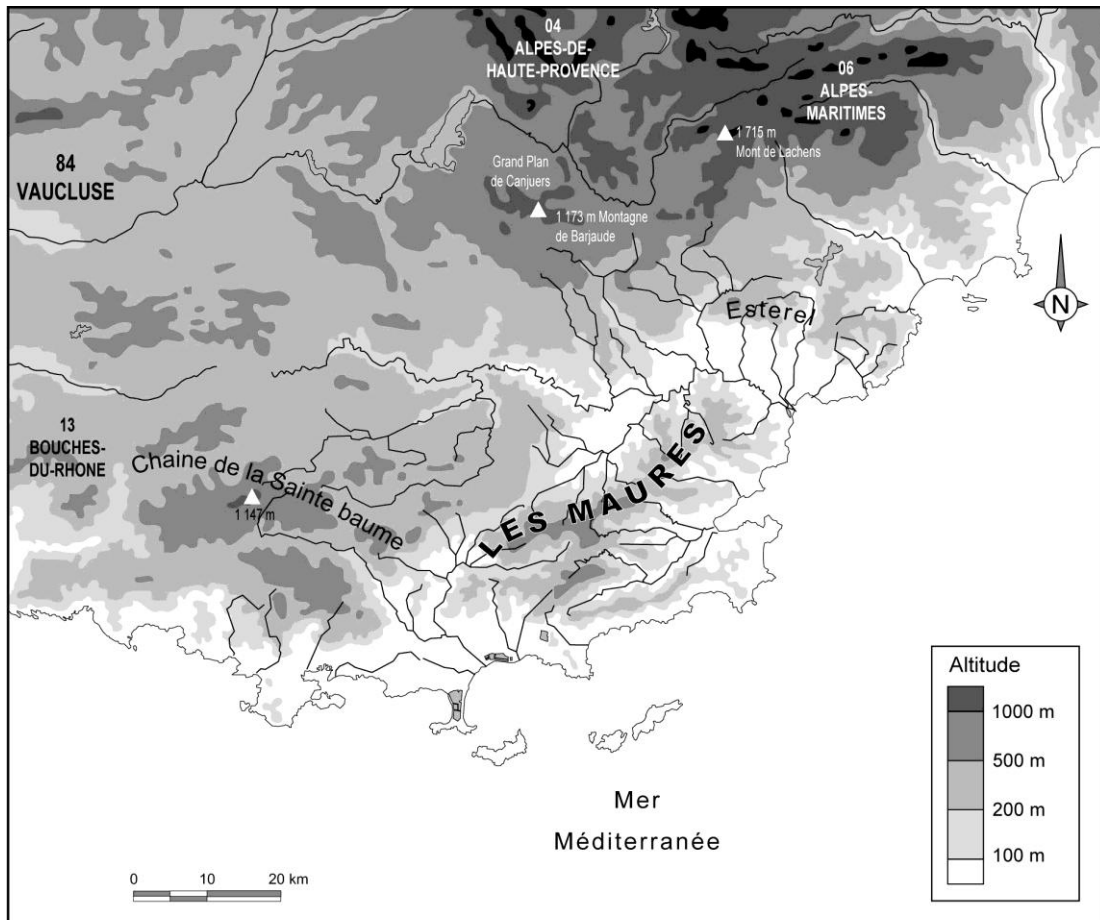
- ⑦ La coupe de la Bergerie
- ⑧ La coupe de la Citerne

DANS LES SECTIONS AVAL

rang 2 et rang 3

- ⑨ Le sous bassin versant ouest du Rimbaud
- ⑩ Le sous bassin versant est du Rimbaud
- ⑪ La coupe des Sangliers
- ⑫ Le cône de déjection de la Retenue

Figure 2-66 : Orographie et géologie du massif des Maures



1 UNE MÉMOIRE DÉTRITIQUE TRÈS COURTE SUR PHYLLADES

Dans la partie occidentale du massif, aménagée sur les phyllades, les bassins versants disséqués n'offrent qu'un médiocre potentiel géoarchéologique. Les archives sédimentaires y sont rares. Elles se limitent à quelques petits cônes de déjection dont l'âge récent apporte peu d'informations sur l'évolution hydrosédimentaire holocène.

1.1 Un relief disséqué, peu propice aux enregistrements sédimentaires

Très sensibles à l'incision linéaire, les phyllades qui affleurent dans la partie ouest des Maures ont donné naissance, lors de la reprise d'érosion plio-quadernaire, à un relief très disséqué (Martin, 1986). Quel que soit le faciès des phyllades (pélitique ou détritique) et en dépit de l'affleurement de bandes quartzitiques, qui arment quelques chicots, le relief présente partout une grande homogénéité. Des crêtes étroites, aux altitudes comprises entre 200 et 400 m, dominent de longs versants réguliers, aux fortes déclivités. Les talwegs sont également pentus et étroits. Les bassins versants aménagés sur phyllades présentent donc un fort potentiel érosif, mais leurs talwegs s'avèrent peu propices au stockage sédimentaire. Les sites de piégeage y sont rares et, en dehors de la charge de fond actuelle des ruisseaux, les archives alluviales holocènes se limitent essentiellement à de petits cônes de déjection, construits dans les sites de confluence.

Sur phyllades, deux secteurs principaux ont été prospectés :

- Le premier est situé au nord du Réal Collobrier, à l'extrémité occidentale de la chaîne septentrionale. Il s'agit des affluents de rang 1 du Réal Martin et du Maraval.
- Le second correspond à la chaîne centrale du massif. Sur le versant nord, les prospections ont été menées dans les affluents de rive gauche du Réal Collobrier (Gageai, Colle et Meiffrey) ; sur le versant sud, dans les affluents du Pansard (Castelas, Maure et Camp Long).

Au total, une dizaine de cônes de déjection a pu être étudiée grâce à la découverte de coupes naturelles.

1.2 Des complexes détritiques bipartis

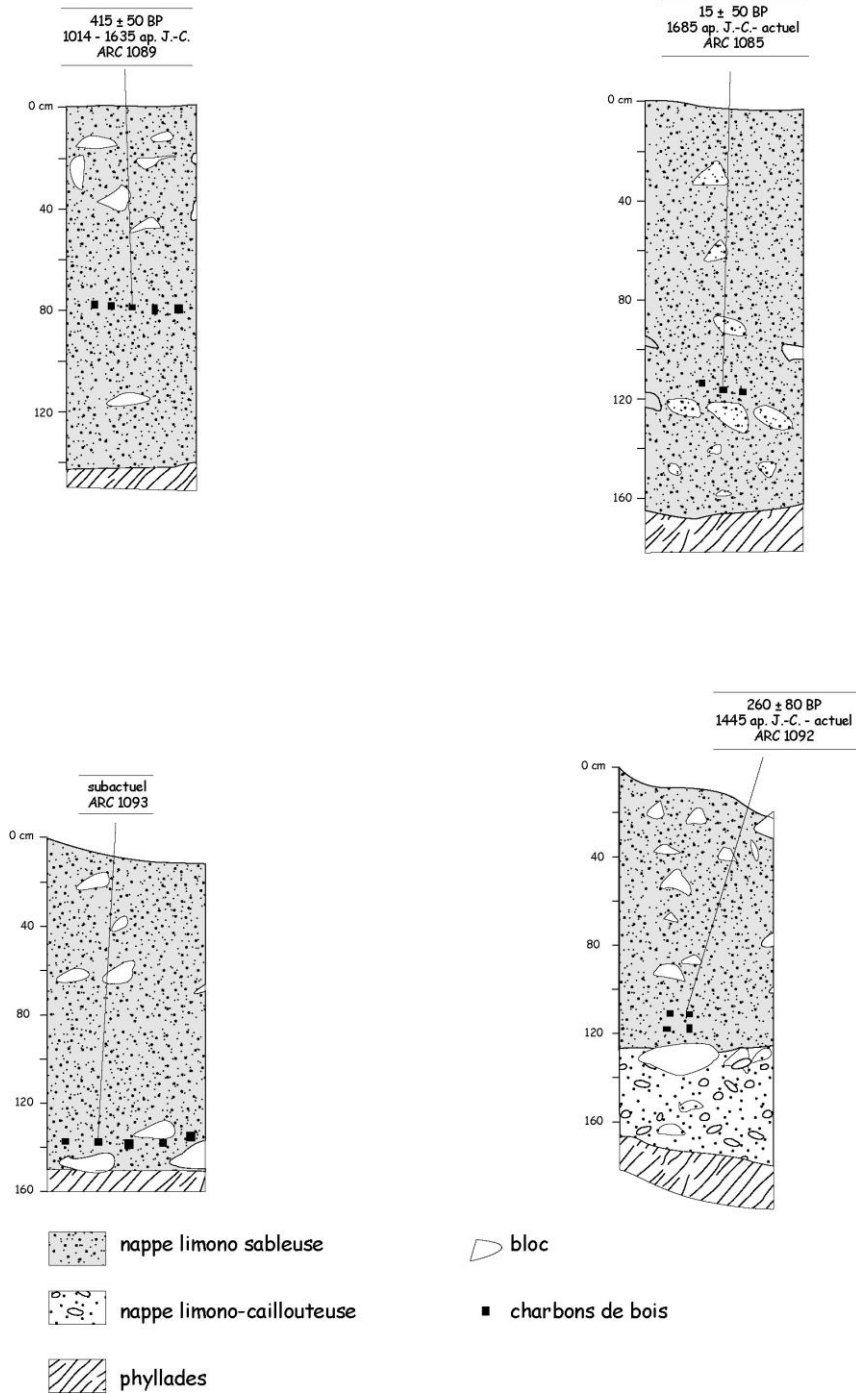
Les cônes inventoriés dans les bassins versants de rang inférieur (1 ou 2) ont tous des dimensions modestes : de quelques dizaines de m² à quelques ares de superficie, et une épaisseur n'excédant pas 2 m. Deux unités lithostratigraphiques y ont été observées.

1.2.1 Un héritage d'origine périglaciaire

La base des cônes est parfois constituée d'une formation limono-caillouteuse dont l'épaisseur maximale observée est de 0,8 m. La matrice fine, riche en argile et en limon, contient des cailloux et des blocs atteignant 0,3 à 0,4 m de longueur. Ces éléments grossiers sont sains, anguleux à subanguleux, disposés en vrac ou à plat. Dépourvu de structure, ce dépôt évoque une mise en place par des écoulements pâteux, de type solifluxion ou lave torrentielle. Il est légèrement induré et souvent marqué par l'hydromorphie (gley ou pseudogley). Son sommet est scellé par un pavage bien fermé, réalisé par des blocs pouvant atteindre 0,4 à 0,5 m de longueur.

Cette formation de base est toujours abiotique : elle est dépourvue de matière organique et de charbons de bois, et n'a donc pas pu faire l'objet de datations radiométriques. Cependant, par son faciès, elle s'apparente aux tabliers colluviaux conservés au pied de nombreux versants. Ces « nappes à cailloux », imputées à des mécanismes de solifluxion sous climat périglaciaire humide, sont attribuées aux périodes froides du Quaternaire récent (Martin, 1986).

Figure 2-67 : Coupes stratigraphiques des cônes de déjection sur phyllades.



1.2.2 Des apports détritiques récents

Cette seconde unité lithostratigraphique constitue la plus grande masse des cônes de déjection. Bien qu'il s'agisse également d'une accumulation limono-caillouteuse, plusieurs critères permettent de la distinguer du corps sédimentaire précédent. La matrice est souvent plus sableuse, et n'est jamais indurée. Sa richesse en matière organique, diffuse sur l'ensemble du profil, évoque le produit d'une érosion d'anciens horizons humifères. Elle contient également de nombreux charbons de bois, mélangés dans la masse ou concentrés en lentilles. Leur émoussé traduit un transport en milieu aqueux. Parfois dépourvus de structure, certains dépôts suggèrent une alimentation par des écoulements boueux. Cependant, dans la majorité des cas, les dépôts ont une structure litée, même frustrée, qui traduit une dynamique de type fluviale. Entre les lits très enrichis en fines et ceux dont la texture est graveleuse et dépourvue de matrice, toutes les variations existent. Horizontaux ou obliques, les lits demeurent toujours courts et peu épais. La fréquence des discordances angulaires révèle l'existence d'épisodes érosifs entre les différentes phases d'accrétion. Ce corps sédimentaire reste d'une épaisseur modérée, de 1,5 à 2 m en moyenne. Il fossilise parfois, selon un contact ravinant, la formation basale décrite précédemment ; mais le plus souvent, il repose directement sur la roche en place.

Les accumulations de charbons de bois fossilisées au sein de cette unité sédimentaire ont permis d'obtenir des calages chronologiques grâce à la méthode du carbone 14. Quatre cônes de déjection ont ainsi fait l'objet de datations radiométriques. Les résultats s'échelonnent entre 415 ± 50 BP, soit 1415 - 1635 ap. J.-C. (ARC 1089) et le Subactuel, soit 1700 ap J.-C. - actuel (ARC 1093) (figure 2-64). Ils attestent donc tous d'un âge récent, fini et post médiéval.

Conclusion

A l'exception des lambeaux de « nappes à cailloux » conservés à la base et attribués à la dernière période froide du Quaternaire, tous les cônes de déjection étudiés sur phyllades sont récents. Leur construction s'échelonne sur la 2^e moitié de ce millénaire, depuis le bas Moyen Age jusqu'à la période contemporaine. Leur faciès témoigne d'une active érosion des sols, dans un milieu fréquemment affecté par les incendies. Entre la mise en place de la formation basale, présumée wurmienne, et les apports détritiques fini et post médiévaux, la lacune sédimentaire est immense puisqu'elle couvre presque tout l'Holocène. A cet égard, les bassins versants gneissiques sont beaucoup plus intéressants, car leurs archives sédimentaires couvrent toute la deuxième partie de l'Holocène.

2 UN ENREGISTREMENT SÉDIMENTAIRE PLUS LONG ET PLUS SIGNIFICATIF SUR GNEISS

Le potentiel géoarchéologique des bassins versants gneissiques, localisés au cœur du massif, est beaucoup plus riche que celui qui a été observé sur les phyllades. Cela s'explique par la conservation de nombreuses paléotopographies tertiaires propices au stockage sédimentaire. Les remblaiements alluviaux étudiés dans ces bassins permettent de reconstituer quatre mille ans d'histoire déritique.

2.1 Des paléotopographies peu dégradées, plus favorables aux archives détritiques

Au centre du massif des Mauresaffleure une vaste bande de gneiss migmatitiques dits « gneiss de Bormes ». Structuralement, cette bande gneissique correspond au cœur d'un « méga-anticlinal » orienté NE-SO (Aubouin et Mennessier, 1963). Elle arme une ligne d'interfluve majeure à l'échelle du massif, séparant le bassin du Réal Collobrier sur le versant ouest, et celui de la Môle sur le versant oriental. Beaucoup moins sensibles à l'incision linéaire que les autres roches métamorphiques des Maures, les gneiss de « Bormes » conservent un grand nombre de paléotopographies, dérivées des surfaces d'aplanissement miocènes aménagées antérieurement au rajeunissement tecto-orogénique pontien (Aubouin et Mennessier, 1963 ; Masurel, 1964 ; Cornet, 1965 ; Martin, 1986).

Perchées aujourd'hui au-dessus des gorges plio-quadernaires, ces paléotopographies n'ont été que faiblement dégradées par l'érosion régressive. Elles ont donné naissance, entre 650 et 450 m, à des bassins versants dont le relief diffère beaucoup de celui observé sur les phyllades : têtes de vallons en berceau sur les plateaux du Treps et du Laquina ; amphithéâtres plus pentus mais dominant de vastes fonds plans au Val Lambert, au Rimbaud. Si les talwegs qui incisent les cloisons déclives des bassins versants sont en général dépourvus de dépôts corrélatifs, les fonds de vallons aménagés sur les paléosurfaces possèdent des stocks sédimentaires variés.

Deux familles de complexes détritiques ont été distinguées selon les caractères morphodynamiques des axes fluviaux : vallons collecteurs en amont (rang 0 et 1) et axes hydrographiques évacuateurs vers l'aval (rang 2 et 3).

2.2 Une sédimentation calme, à dynamique verticale dominante, dans les vallons d'amont (rang 0 et 1)

Six coupes sédimentaires ont été ouvertes au tractopelle et étudiées dans des têtes de vallons, sur le plateau du Treps, du Laquina, et dans la partie amont du Val Lambert et du Rimbaud. Il s'agit toujours de petits bassins versants de rang 0 et 1, aux versants peu pentus. Leurs talwegs, évasés et peu déclives, sont remblayés sous des apports sédimentaires pouvant atteindre plusieurs mètres d'épaisseur. Seules les coupes les plus significatives sont décrites ci-dessous. Les faciès et la stratigraphie des remplissages attestent d'une sédimentation calme, où domine une dynamique verticale liée à l'accrétion.

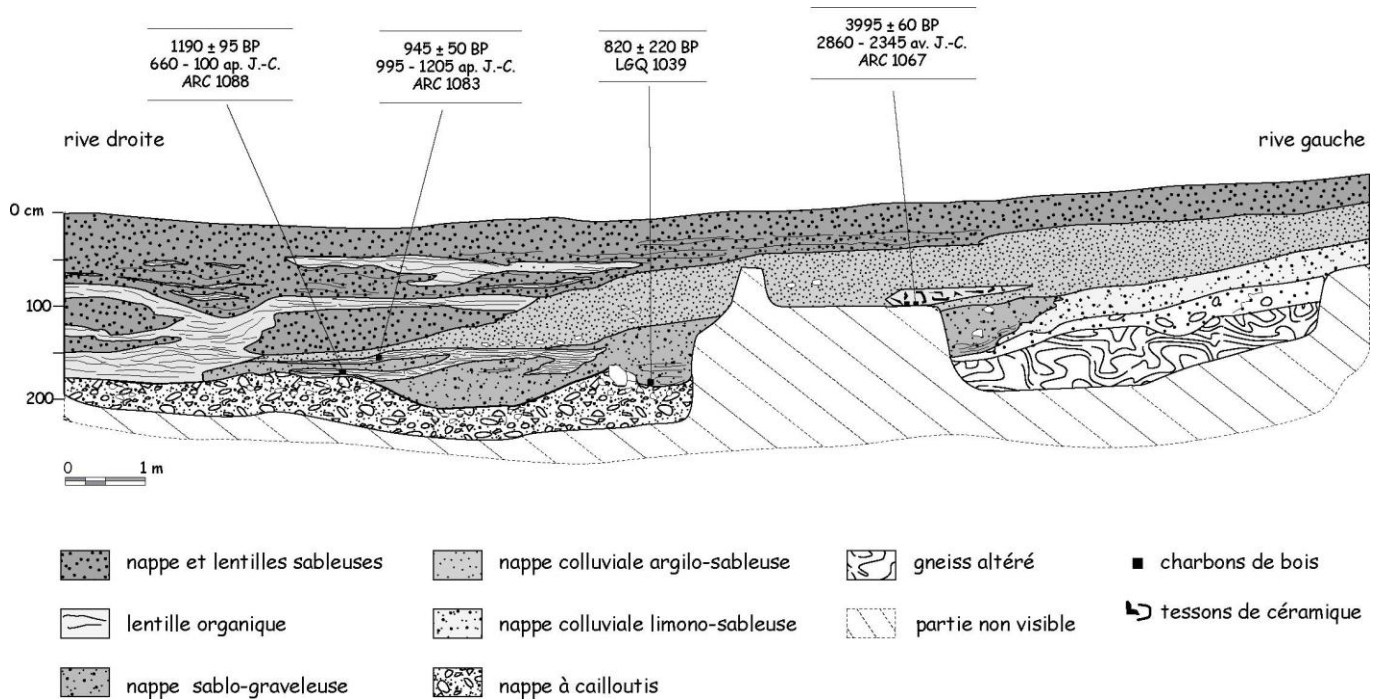
2.2.1 Des remplissages colluvio-alluviaux dans les vallons de rang 0

Dans les vallons élémentaires de rang 0, où les écoulements intermittents ne permettent pas l'entretien d'un chenal, les apports colluviaux et alluviaux s'imbriquent souvent étroitement au sein des complexes sédimentaires de fond de talweg.

2.2.1.1 La coupe de la Ruine (figure 2-68)

Ouverte dans le Val Lambert, la coupe de la Ruine est parfaitement représentative du type de sédimentation observée dans les vallons amont. Elle a fait, à ce titre, l'objet d'une étude sédimentologique détaillée. Cinq unités lithostratigraphiques majeures peuvent y être distinguées. Pour trois d'entre elles, on observe un passage latéral, progressif ou entrecroisé, entre faciès colluvial et faciès alluvial, témoignage d'une dynamique longitudinale encore peu distincte du colluvionnement.

Figure 2-68 : La Ruine, coupe stratigraphique



Le complexe sédimentaire

- La roche en place, très altérée, apparaît à la base du versant.
- Elle est recouverte par une nappe caillouteuse à matrice limono-argileuse, ponctuellement indurée. Anguleux sur le versant, les cailloux deviennent émoussés dans le fond du talweg, suggérant une action fluviale. Pour des raisons de sécurité (sous-tirage déstabilisant l'ensemble de la coupe) cette unité sédimentaire n'a pas été surcreusée, et seule sa partie sommitale a pu être observée. Nous ignorons donc son épaisseur et le détail de son faciès. Elle n'a livré aucun élément de datation, toutefois, la nature du matériel évoque un héritage périglaciaire.
- Constituée par une formation limono-sableuse à graviers, la troisième unité présente également un changement latéral de faciès entre colluvions et dépôt alluvial. Dépourvue de structure sur le versant, elle est formée, dans le talweg, d'une superposition de lentilles sableuses inégalement lavées et de passées organo-limoneuses. Ces dernières sont riches en charbons de bois et ont livré quelques petits tessons de céramique non identifiable. Des datations radiométriques ont été réalisées sur plusieurs niveaux à charbons. Leur âge brut s'échelonne entre 1190 ± 95 BP (ARC 1088), 945 ± 50 BP (ARC 1083) et 820 ± 220 BP (LGQ 1039) ; soit en âge calibré entre la deuxième moitié du haut Moyen Age et le Moyen Age central.
- La quatrième unité témoigne d'un puissant apport latéral sous la forme d'une nappe colluviale argilo-sableuse à graviers, sans structure. Fossilisant une bonne partie de l'unité alluviale sous-jacente, ces colluvions renferment, dans leur partie inférieure, de nombreux artefacts et charbons de bois. Une accumulation lenticulaire contenant des tessons de céramique noire non tournée (dont certains fragments, non usés, appartiennent au même vase), des éclats de quartz taillés et de gros charbons de bois non roulés, évoque le remaniement d'un ancien dépotoir. La détermination des tessons a permis de les attribuer au Néolithique final/Calcolithique (SRA PACA). L'âge du mobilier est en accord avec celui des charbons de bois : 3995 ± 60 BP, soit 2860 - 2345 av. J.-C. (ARC 1067). Les artefacts sont donc en position secondaire, au sein d'une unité colluviale qui fossilise les premiers apports détritiques médiévaux selon un phénomène d'inversion stratigraphique. Les apports colluviaux viennent s'imbriquer, dans l'axe du vallon, avec

une nappe alluviale où alternent de puissantes lentilles sableuses et des passées organo-limoneuses.

- Le complexe sédimentaire s'achève par un dépôt assez bien lité, où se superposent des passées grossières lavées et des niveaux organo-limoneux. Cette unité sommitale repose en discordance sur le corps sédimentaire sous-jacent, fossilisant apports alluviaux et colluviaux antérieurs. Dans l'axe du vallon, elle fossilise également un paléochenal de 0,3 à 0,4 m de profondeur, témoin d'une phase d'incision modérée intercalée entre les deux épisodes d'alluvionnement. Les trente centimètres sommitaux de la séquence ne sont plus structurés, comme si cet horizon avait été brassé par les labours. Aucune reprise d'incision actuelle ne s'observe dans le fond du vallon.

Synthèse et discussion

La coupe de la Ruine atteste l'existence, dans un des vallons amont du Val Lambert, d'un remblaiement sédimentaire historique de plus de 2 m d'épaisseur. Le remplissage, à dominante texturale fine, est formé d'apports colluviaux et alluviaux étroitement imbriqués. Seule la base des dépôts est datée : 2^e moitié du haut Moyen Age et début du Moyen Age central. Le reste de la coupe n'est pas calé chronologiquement, mais il est rythmé par deux phases détritiques principales, séparées par un épisode d'incision modérée.

Les autres coupes étudiées dans les têtes de vallons de rang 0 révèlent un dispositif stratigraphique et des faciès sédimentaires voisins, mais elles offrent des enregistrements détritiques plus longs dans le temps.

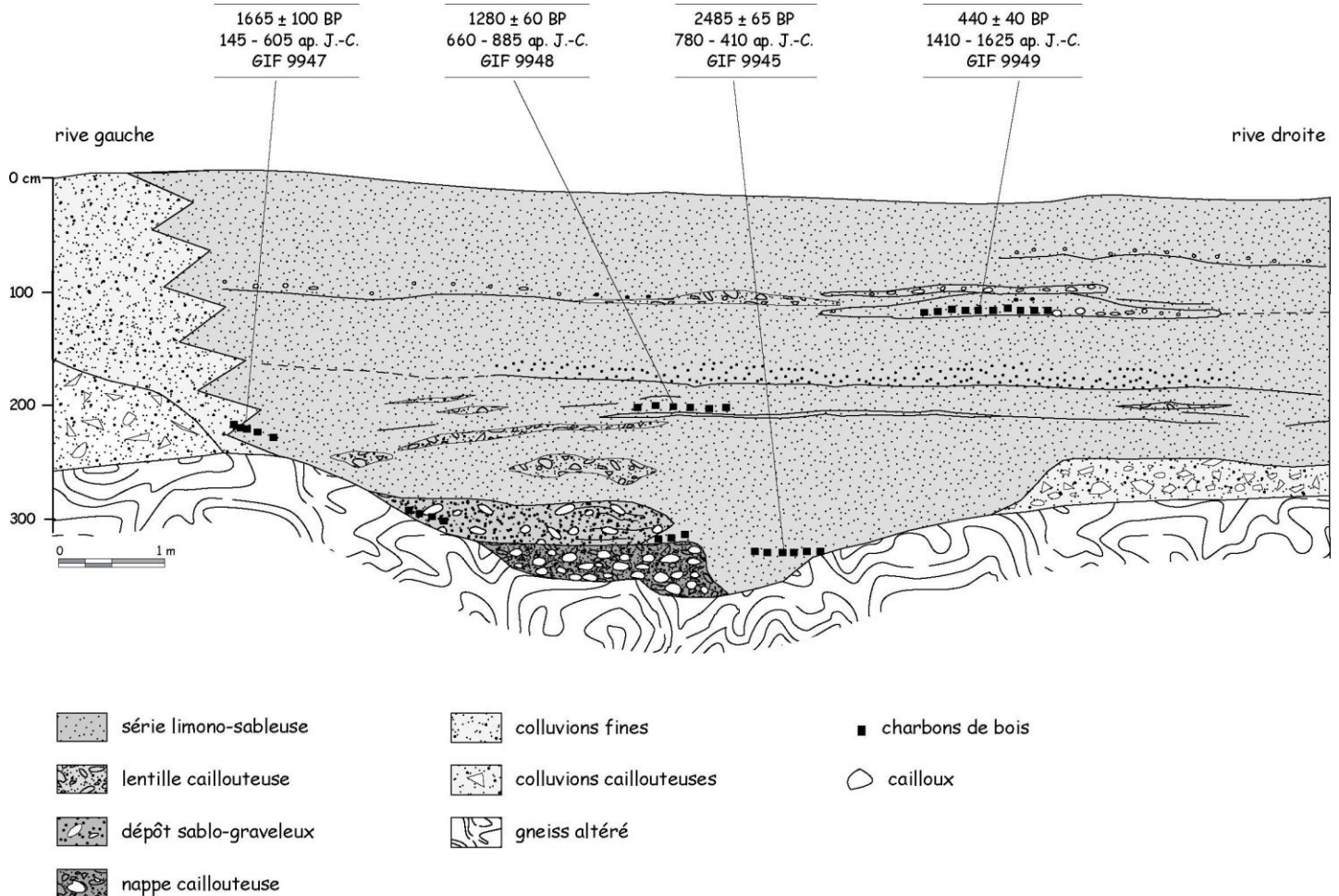
2.2.1.2 La coupe du Treps nord (figure 2-69)

Situé sur le plateau du Treps, le vallon du Froid est un affluent de rang 1 de la Giscle. Ouverte dans le tronçon amont (de rang 0), sur la rive gauche du chenal actuel, cette coupe a permis d'observer le paléotalweg, fossilisé sous un remplissage sédimentaire de 3,5 m d'épaisseur. Cinq unités lithologiques y ont été identifiées.

Le complexe sédimentaire

- A la base, le soubassement gneissique arénisé est incisé par un paléochenal très évasé (7 m de largeur pour 1 m de profondeur seulement).
- Perchée au-dessus du chenal, une formation colluviale à matrice fine de couleur beige, légèrement indurée, est conservée sur chaque berge. Elle est totalement dépourvue de matière organique et de charbons de bois. En rive droite, le dépôt n'excède pas 0,4 m d'épaisseur et son faciès est très caillouteux. En rive gauche, il est un peu plus épais (0,8 à 1 m) et sa texture est plus graveleuse. Ces deux lambeaux de dépôts évoquent une ancienne formation de colluvionnement, mise en place par soli-gélifluxion.
- Une autre formation caillouteuse s'observe au fond du paléochenal rocheux. Si ses éléments grossiers sont semblables à ceux de l'unité précédente (fragments plats de quelques centimètres, non usés), sa texture et sa structure matricielle l'en distingue clairement. Ici les cailloux sont emballés au sein d'un matériau sablo-graveleux lavé, à litage rudimentaire, qui évoque l'ancienne charge de fond du ruisseau. Ce banc alluvial, de 0,4 m d'épaisseur maximum, n'est conservé que dans la partie gauche de l'ancien lit mineur. Dans la partie droite, il a été incisé par petit chenal qui coule sur l'arène en place.

Figure 2-69 : Le Treps nord, coupe stratigraphique



- C'est le corps sédimentaire principal du complexe. Il s'agit d'un dépôt sablo-limoneux brun à noir, riche en matière organique. D'une épaisseur totale de 3,5 m, il peut être partagé en cinq sous-unités lithostratigraphiques.

A la base, le paléochenal rocheux et son ancienne charge de fond sont fossilisés par un sédiment limono-sableux. Ces premiers atterrissements sont datés du 1^{er} Age du Fer : 2485 ± 65 BP, soit 780 - 410 av. J.-C. (GIF 9945), datation réalisée sur charbons de bois.

Entre -2,4 m et -1,6 m, la présence de lits et de lentilles sableuses lavées atteste d'écoulements à plus forte capacité de tri. Ces lentilles sont concentrées près du versant gauche, où doit alors se trouver l'axe d'écoulement dans le chenal. Cet épisode est daté par le radiocarbone de 1280 ± 60 BP, soit 660 - 885 ap. J.-C. (GIF 9948).

Ce corps sédimentaire de 0,7 m d'épaisseur se caractérise par une augmentation de la fraction sableuse. Il est limité, à sa base et au sommet, par deux discontinuités structurales nettes qui évoquent des hiatus dans la sédimentation.

Au sommet, le remplissage devient plus hétérométrique. La matrice limoneuse s'enrichit en sables et graviers, disposés soit en vrac, soit en lits de quelques centimètres d'épaisseur. Des charbons de bois, prélevés dans un de ces lits, ont livré la datation suivante : 440 ± 40 BP, soit 1410 - 1625 ap. J.-C. (GIF 9949).

- Sur le versant gauche, le passage entre le matériel alluvial accumulé dans le vallon et les colluvions de versant faiblement caillouteuses reste diffus. Une lentille charbonneuse située vers la base de ce contact a été datée 1665 ± 100 BP, soit 145 - 605 ap. J.-C. (GIF 9947).

Synthèse et discussion

Pendant la première partie de l'Holocène, le ruisseau du Froid coule dans un chenal très évasé, entaillé dans l'arène en place. La phase d'incision n'est pas datée, mais elle est postérieure aux nappes soli-gélifluidales perchées sur les berges, vraisemblablement héritées de la dernière période froide. L'ancienne charge de fond du ruisseau est très grossière, probablement alimentée par le remaniement du stock détritique d'origine périglaciaire.

La dynamique de remblaiement est inaugurée au 1^{er} Age du Fer. Les faciès témoignent d'une sédimentation calme. Les structures litées et lavées sont réduites au sein d'un atterrissement limono-sableux qui évoque des écoulements très chargés, mais de faible énergie. Près du versant, les structures alluviales cèdent progressivement la place à un faciès colluvial, dispositif témoignant d'une continuité dynamique entre les flux sédimentaires latéraux et longitudinaux.

Chronologiquement, le remblaiement est calé par quatre datations ¹⁴C. Trois d'entre elles, localisées dans l'axe du talweg, permettent de calculer la vitesse moyenne d'alluvionnement dans le vallon :

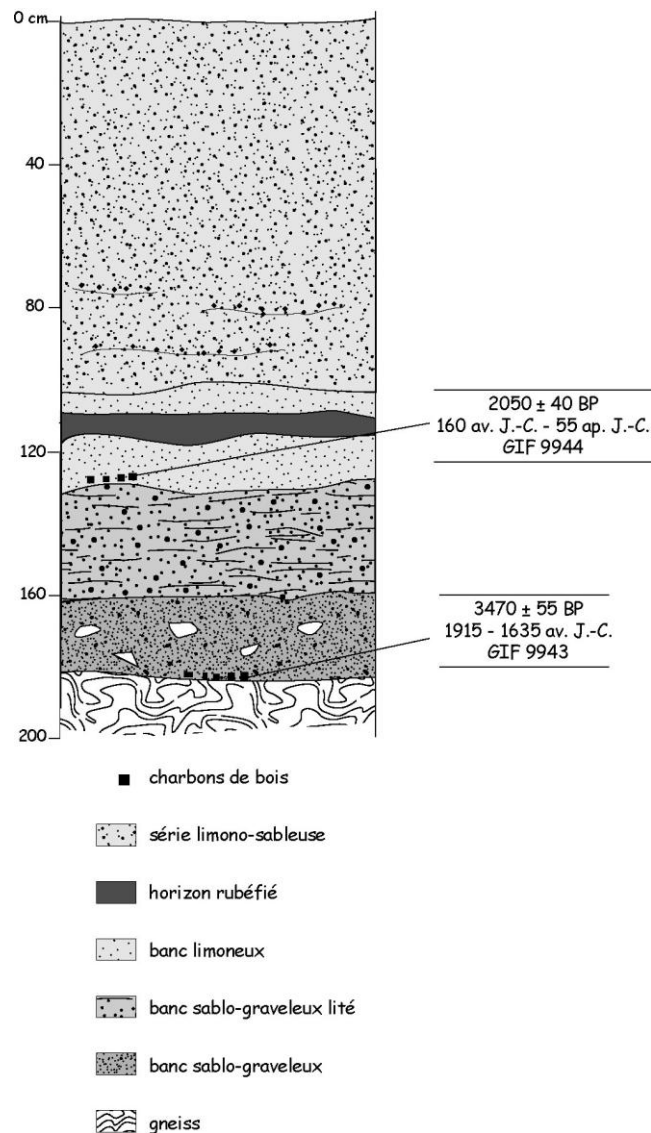
- 10,4 cm/siècle entre le 1^{er} Age du Fer et le haut Moyen Age, valeur sans doute surestimée du fait d'une section fluviale plus étroite à la base ;
- 9,5 cm/siècle entre le haut Moyen Age et le début des Temps modernes ;
- 20,6 cm/siècle depuis le début des Temps modernes, soit une vitesse d'accrétion multipliée par deux.

Evidemment, ces valeurs ne sont que des moyennes, elles ne préjugent pas d'un mécanisme continu. Au contraire, les structures sédimentaires révèlent l'existence de périodes de pause dans l'alluvionnement, notamment entre le haut Moyen Age et le début des Temps modernes. Ces pauses alluviales n'ont toutefois pas permis d'inverser la dynamique historique d'exhaussement, car aucune reprise d'incision n'est décelable sur la coupe. Aujourd'hui encore, aucune reprise d'incision n'est perceptible dans la partie amont du vallon du Froid, excepté à proximité de la piste où un chenal a été creusé afin de permettre le passage d'une buse.

2.2.1.3 La coupe du Treps sud (figure 2-70)

Affluent de la Verne, le vallon de la Cascade draine la partie sud du plateau du Treps. Dans sa section amont, il est remblayé par un complexe sédimentaire de 1,8 m d'épaisseur, formé par la superposition de quatre unités lithostratigraphiques.

Figure 2-70 : Le Treps sud, log stratigraphique



Le complexe sédimentaire

- Un gneiss altéré forme le substratum.
- Le plancher rocheux est recouvert par une nappe alluviale de 0,25 m d'épaisseur, à matrice sablo-graveleuse. Les cailloux sont subanguleux et excèdent rarement 4-5 cm de longueur (10 cm pour les plus grands). Une lentille charbonneuse fossilisée à la base a été datée du Bronze ancien par le radiocarbone : 3470 ± 55 BP, soit 1915 -1635 av. J.-C. (GIF 9943).
- Comme pour l'unité sous-jacente, le faciès de la troisième unité témoigne d'une dynamique nettement fluvatile. Sa texture est seulement plus fine (sablo-graveleuse) et sa structure présente des litages frustes. Son épaisseur est de 0,3 m.
- Avec 1,25 m de hauteur, ce corps est le plus important du remblaiement. Il s'agit d'un dépôt limono-sableux plus ou moins riche en graviers. Sa couleur brun foncée traduit un fort taux de matière organique. On observe, surtout dans la partie inférieure, quelques lits sableux ou graveleux courts et irréguliers. Des charbons de bois sont conservés à la base, fossilisés par un horizon rubéfié qui évoque un niveau d'incendie. Leur âge est de 2050 ± 40 BP, soit 160 av. J.-C. - 55 ap. J.-C. (GIF 9944).

Synthèse et discussion

La coupe ouverte dans le vallon de la Cascade ne révèle aucun corps sédimentaire antérieur au Subboréal. C'est pendant la deuxième partie de cette période, au Bronze ancien, qu'une première nappe alluviale est déposée sur le substrat rocheux. Entre 3470 BP et 2050 BP, elle est à son tour fossilisée sous des apports sableux fluviaux.

A partir de 2050 BP, la texture fine du remplissage et sa richesse en matière organique évoquent une active érosion des sols sur les versants environnants. La sédimentation s'effectue dans des conditions hydrodynamiques très calmes, même si quelques épisodes à plus forte compétence se produisent épisodiquement, générant des passées plus grossières et mieux lavées.

Le remplissage ne porte aucune trace d'incision, fossile ou actuelle. Cependant, si depuis 3500 ans la tendance à l'exhaussement ne s'est jamais inversée, sa vitesse n'a pas été constante. Bien que la colonne stratigraphique ne dispose que de deux calages chronologiques, il apparaît clairement que la vitesse moyenne d'accrétion au cours des deux derniers millénaires est 1,5 fois supérieure à celle enregistrée pendant la période précédente (6 cm/siècle contre 4 cm/siècle).

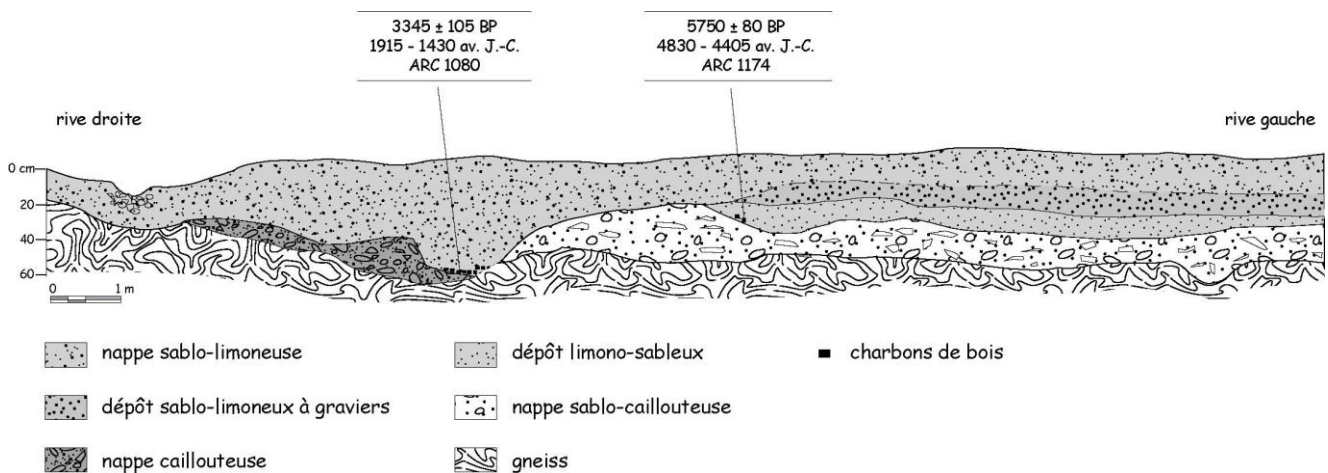
2.2.2 Vers une dynamique fluviale plus marquée dans les vallons de rang 1

Dans les vallons de rang 1, la dynamique longitudinale prend l'avantage sur le fonctionnement colluvial. Les faciès des remblaiements deviennent plus fluviaux, et des reprises d'érosion apparaissent.

2.2.2.1 La coupe de la Bergerie (figure 2-71)

Elle a été ouverte dans le secteur aval d'un affluent de rive droite du Val Lambert. Aménagé sur la cloison qui relie la crête de la Verne au Val Lambert, ce bassin versant de rang 1 possède une topographie beaucoup plus tourmentée que celle des sites précédents. Six unités lithostratigraphiques ont été observées sur la coupe de la Bergerie, dont la plus vieille signature sédimentaire holocène découverte sur gneiss.

Figure 2-71 : La Bergerie, coupe stratigraphique



Le complexe sédimentaire

- Le plancher du vallon est aménagé dans un gneiss faiblement arénisé. En rive droite, ces arènes gneissiques sont entaillées par un paléochenal en berceau, de 4 m de largeur pour 0,5 m de profondeur. Un second paléochenal, aux dimensions plus réduites (1 m sur 0,3 m), est visible sur la partie gauche de la coupe.
- La base du complexe détritique est formée par un dépôt très hétérométrique modérément induré. Les cailloux et les blocs, dont les plus grands atteignent 15 à 20 cm, sont anguleux à subanguleux. Ils sont enrobés dans une matrice sablo-limoneuse à graviers, de couleur beige, ponctuellement affectée par un pseudogley. Elle est totalement abiotique. Dans la partie sommitale, le dépôt devient moins hétérométrique : les cailloux et les blocs se raréfient et la matrice est plus fine. Ce faciès évoque des écoulements très pâteux, incapables de trier et de laver leur charge. Cette formation recouvre tout le plancher du vallon, excepté sur la droite où elle disparaît, demeurant perchée au-dessus du paléochenal.
- Au fond du paléochenal, on trouve une autre formation caillouteuse, au faciès beaucoup plus nettement fluviatile. La structure présente une ébauche de stratification oblique incurvée. Les cailloux et les blocs portent des traces d'usure, et sont incorporés à une matrice sablo-graveleuse lavée et meuble. Ce dépôt, caractéristique de la charge de fond d'un lit mineur, recouvre le plancher du paléochenal et déborde sur sa rive droite.
- Cette unité lithostratigraphique est conservée dans la partie gauche du vallon, à l'écart du paléochenal. Si elle se différencie bien de l'unité lithologique 2 qu'elle recouvre, elle est plus difficile à distinguer de l'unité postérieure, très proche structuralement. Là où elle s'individualise le plus nettement, son épaisseur est de 0,2 à 0,3 m. La découverte d'un bois carbonisé a permis de dater ce niveau de l'Atlantique récent : 5750 ± 80 BP, soit 4830 - 4405 av. J.-C. (ARC 1174).
- La cinquième unité correspond à un dépôt sablo-limoneux brun foncé, riche en matière organique, dépourvu de structure apparente. Son homogénéité interdit tout séquençage et en fait le corps sédimentaire le plus développé de tout le complexe. Il recouvre en discordance toutes les autres unités lithostratigraphiques. Son épaisseur maximale atteint 1,8 m de hauteur, au droit d'un petit paléochenal aménagé au contact des formations grossières 2 et 3. Grâce à la découverte d'un lit de charbons, la fossilisation de ce petit chenal a pu être datée du Bronze ancien ou du début du Bronze moyen : 3345 ± 105 BP, soit 1915 - 1430 av. J.-C.
- Au contact avec le versant droit, une poche graveleuse est associée au chenal actuel, très faiblement marqué dans la topographie.

Synthèse et discussion

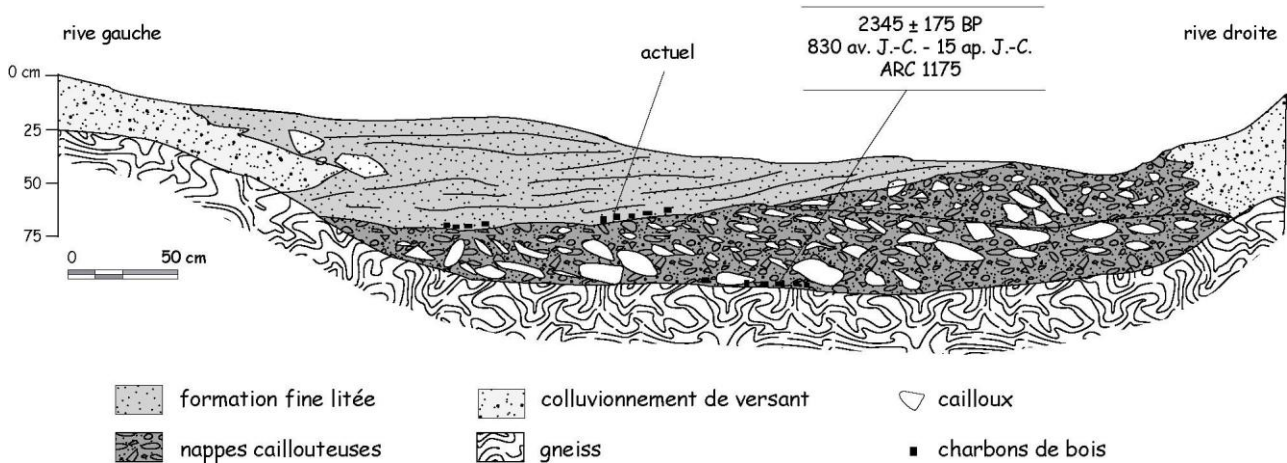
La base du complexe sédimentaire de la Bergerie est formée par une nappe caillouteuse non datée, dont le faciès évoque un héritage périglaciaire de la dernière période froide. Après son dépôt, cette nappe a été incisée par un chenal évasé, dont elle a vraisemblablement alimenté la charge de fond.

Un premier épisode d'alluvionnement fin est daté de l'Holocène moyen. Il est suivi par une nouvelle période d'incision dont l'âge n'est pas connu avec précision, mais qui survient entre 5750 BP et 3345 BP. A partir de cette date, le fond de vallon devient le théâtre d'une abondante sédimentation alluviale fine, qui fossilise définitivement le paléochenal holocène. Entre l'Age du Bronze et l'actuel, le remblaiement se poursuit sans que, semble-t-il, aucune reprise d'incision ne vienne l'interrompre.

2.2.2.2 La coupe de la Citerne (figure 2-72)

Ouverte dans une tête de vallon assez étroite et pentue, située à l'amont du bassin versant du Rimbaud, la coupe de la citerne permet d'observer un petit remblaiement alluvial de 0,6 à 0,7 m d'épaisseur. Trois unités lithologiques apparaissent.

Figure 2-72 : La Citerne, coupe stratigraphique



Le complexe sédimentaire

- Le fond du vallon possède une topographie plane, aménagée sur la roche saine.
- Le plancher rocheux est recouvert par une formation alluviale grossière, de 0,3 à 0,4 m d'épaisseur. Les cailloux et les blocs, dont les plus grands atteignent 15 cm, restent anguleux. Ils sont disposés à plat au sein d'un matériau sablo-graveleux lavé. L'ensemble présente des ébauches de structures obliques incurvées. Un lit de charbons, reposant sur le plancher rocheux, a été daté de 2345 ± 175 BP, soit 830 av. J.-C. - 15 ap. J.-C. (ARC 1175).
- La nappe alluviale sommitale est d'âge actuel, comme en témoigne l'analyse radiocarbone des charbons prélevés à sa base (ARC 1172). Il s'agit d'une formation graveleuse à cailloux dans l'axe du lit mineur, passant latéralement à des sables lités.

Synthèse et discussion

Ouverte dans un fond de vallon amont étroit et assez pentu peu favorable au piégeage, la coupe de la Citerne n'a mis à jour qu'un stock alluvial réduit. Son étude apporte cependant une information intéressante : le remaniement de la nappe alluviale grossière au cours de l'Age du Fer.

Conclusion

Dans les bassins versants élémentaires de rang 0 et 1, les remblaiements de fonds de vallons témoignent d'une dynamique verticale dominée par un mécanisme général d'accrétion, les reprises d'érosion restant rares et modérées, voire inexistantes. Formés de nappes à caractère colluvio-alluvial dans les têtes de vallons, les dépôts acquièrent progressivement un faciès plus fluvial vers l'aval. Ces accumulations détritiques fines témoignent d'une active érosion des sols au cours de l'Holocène moyen et récent. Les signatures sédimentaires associées à la phase initiale de remblaiement s'échelonnent, d'un

vallon à l'autre, entre l'Atlantique récent et le 1^{er} Age du Fer. Seule le vallon de la Ruine fait exception, avec une sédimentation initiale datée du haut Moyen Age. Mais on ne dispose sur ce site, que d'une vision partielle de la section transversale.

2.3 Une sédimentation hétérogène à dynamique latérale dominante dans les sections aval (rang 2 et 3)

Un ensemble d'une dizaine de coupes a été ouvert et étudié dans des sections fluviales de rang 2 et 3 (sous bassins ouest et est du Rimbaud, bassin du Val Lambert). Si les cloisons de ces bassins versants sont assez déclives, leurs fonds de vallons larges et peu pentus ont favorisé le piégeage d'abondantes archives alluviales. Ces complexes alluviaux présentent un gradient d'ancienneté croissant de l'axe des vallons vers leurs bordures, témoignage d'une dynamique érosive latérale active.

2.3.1 Le sous-bassin versant ouest du Rimbaud

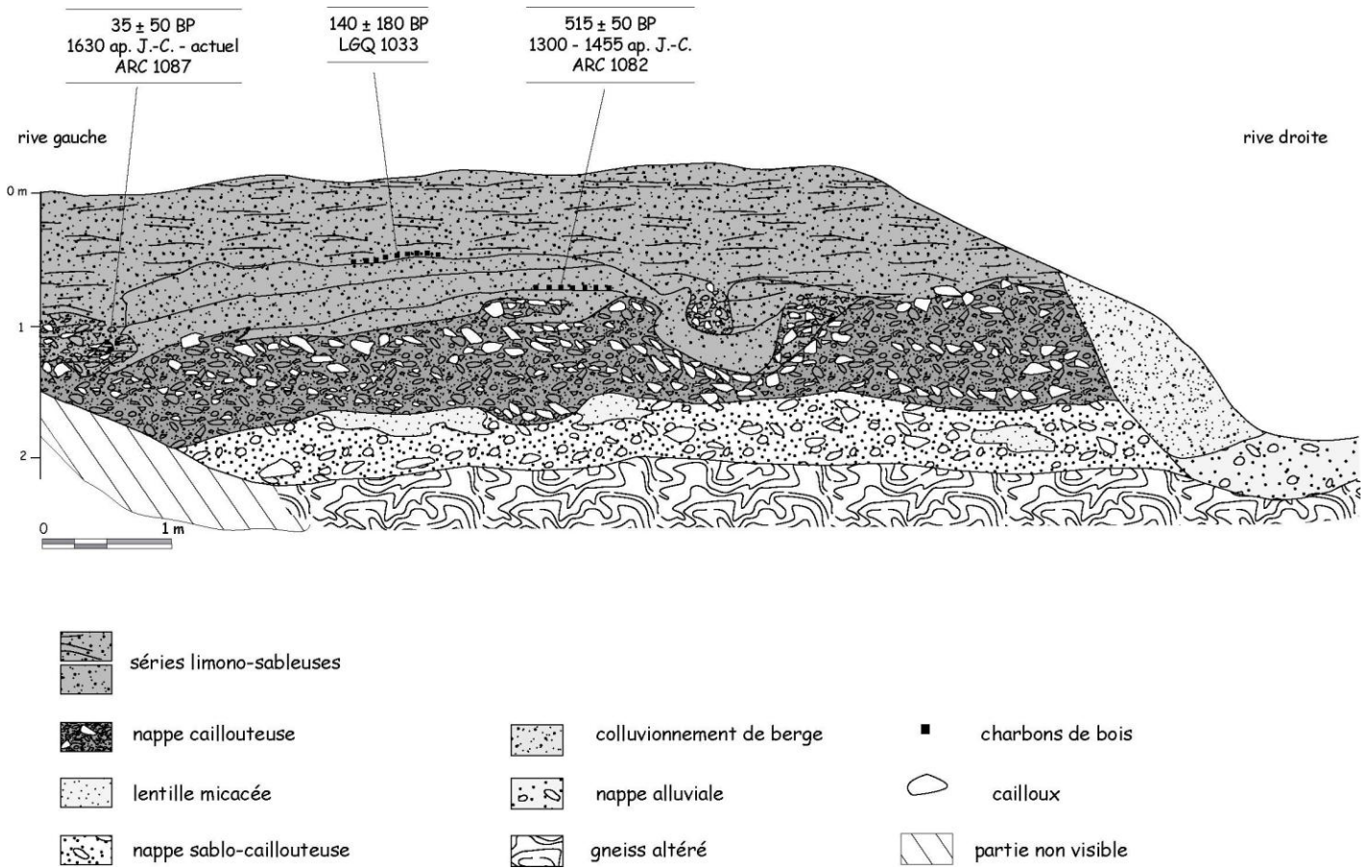
2.3.1.1 La coupe A (figure 2-73)

La coupe A, ouverte dans le talweg du sous bassin occidental du Rimbaud, est représentative des complexes sédimentaires rencontrés dans les sections fluviales aval. C'est pourquoi elle a fait l'objet de plusieurs analyses sédimentologiques en laboratoire. Cinq unités lithologiques y ont été distinguées.

Le complexe sédimentaire

- A la base, le plancher gneissique est inégalement altéré.
- Il est recouvert par une formation alluviale sablo-caillouteuse de 0,5 m d'épaisseur environ. La fraction grossière est constituée de cailloux et de blocs non usés, dont les plus grands atteignent 15 à 20 cm de longueur. Des concrétions noires (oxydes de fer ou de manganèse ?) cimentent parfois les lentilles caillouteuses. La matrice, de couleur beige, est à dominante sableuse. Elle est légèrement indurée. Plusieurs structures sédimentaires sont visibles : un vrac enrobant les éléments grossiers, des lits sablo-graveleux triés, et de grandes lentilles de sables fins micacés qui évoquent des phases de sédimentation calme. Ces lentilles sont affectées par un pseudo-gley. L'ensemble du dépôt est abiotique.
- Selon un contact discordant qui tronque les lentilles micacées, une nappe détritique très grossière recouvre la formation alluviale inférieure. Elle s'en distingue par de nombreux caractères. Elle n'est pas indurée, sa texture est beaucoup plus grossière (matrice gravelo-sableuse, plus grande abondance des blocs) et les lentilles de sables micacés n'existent pas. Elle renferme de fines passées contenant de la matière organique et de petits charbons de bois, en quantité insuffisante, hélas, pour pouvoir y réaliser un dosage ¹⁴C. La structure du dépôt possède une large stratification oblique incurvée à granoclassement positif, qui témoigne du remaniement d'anciennes barres de chenal. La trace fossilisée de certains chenaux semble conservée sous forme de lignes de pavage à large concavité. Par ses marques de fabrique, cette formation évoque une bande alluviale à chenaux mobiles et vraisemblablement multiples, remaniant une charge détritique très grossière. Ce stock alluvial grossier mesure 0,6 à 0,8 m d'épaisseur.

Figure 2-73 : Le Rimbaud, coupe stratigraphique A



- Au sommet du complexe, le dernier corps sédimentaire diffère nettement des précédents. Il s'agit d'une formation sablo-limoneuse riche en matière organique et en charbons de bois. Parfois homogène, elle présente le plus souvent une structure litée très irrégulière, sous forme de lamines, de lits ou de lentilles. Elle témoigne d'un milieu de sédimentation de faible énergie, de type lit majeur. Son épaisseur varie de 1 m à 1,5 m au droit d'un paléochenal entaillé dans la nappe détritique sous-jacente. La multiplication des discordances angulaires et des contacts ravinants au sein du corps sédimentaire révèle une origine polyphasée. A trois reprises au moins, l'accrétion a été interrompue par des phases d'érosion et des reprises d'incision. Au fond des paléochenaux nés de ces incisions, on retrouve une sédimentation sablo-graveleuse à cailloux correspondant à la charge de fond. Parmi les diverses phases d'alluvionnement mises en évidence, deux ont pu être calées chronologiquement par des analyses radiométriques :
 - l'une vers 515 ± 50 BP, soit 1300 - 1455 ap. J.-C. (ARC 1082) ;
 - l'autre après le début du XVIII^e siècle, vers 140 ± 180 BP (LGQ 1033) et 35 ± 50 BP, soit 1680 ap. J.-C. - actuel (ARC 1087).
- Cette formation sablo-graveleuse bien lavée correspond aux alluvions en transit dans le chenal actuel. Celui-ci réincise l'ensemble de la séquence alluviale jusqu'à la roche en place.

Synthèse et discussion

La coupe A met en évidence trois corps sédimentaires principaux, que l'on retrouve, dans des proportions variées, dans l'ensemble du bassin versant du Rimbaud.

La moitié inférieure du remblaiement alluvial est formée par deux nappes grossières superposées, dont aucune n'a pu être datée ici. Par son faciès et son état d'induration, la nappe inférieure évoque un héritage pré-holocène, et semble pouvoir être attribuée au Pléistocène froid. La seconde nappe alluviale a été remaniée récemment, au cours de l'Holocène, mais elle est stabilisée depuis 515 ± 50 BP au moins. Un épisode d'incision a précédé sa fossilisation.

Au cours des cinq derniers siècles, une active sédimentation sablo-limoneuse se produit dans le vallon. Deux phases d'alluvionnement ont été datées, au cours du bas Moyen âge et depuis le XVIIIe siècle. Elles sont séparées par une période d'incision.

La période actuelle correspond également à une phase d'incision, qui fait évoluer le remblaiement en basse terrasse.

2.3.1.2 La coupe B

La coupe B, ouverte quelques dizaines de mètres en aval, au contact avec le versant droit, apporte des informations stratigraphiques complémentaires sur le complexe alluvial du Rimbaud ouest. Elle montre notamment que les formations alluviales anciennes, présumées wurmiennes, sont beaucoup mieux conservées en position latérale que dans l'axe du vallon. Elle confirme également les nombreuses reprises d'incision qui affectent le remblaiement alluvial fin. Elle n'a, par contre, pas fourni d'informations chronologiques complémentaires. A cet égard, les coupes ouvertes sur la branche est du Rimbaud sont beaucoup plus intéressantes.

2.3.2 Le sous-bassin versant est du Rimbaud

Les six coupes stratigraphiques ouvertes dans le sous-bassin oriental du Rimbaud ont apporté de nombreuses informations chronologiques sur la mise en place du complexe alluvial. Deux groupes de tranchées ont été réalisées : le premier (H,D,I) dans la partie centrale du fond de vallon ; le second (E,F,G) sur sa bordure droite, au pied du versant où est installé le chenal actuel.

2.3.2.1 La coupe H (figure 2-74)

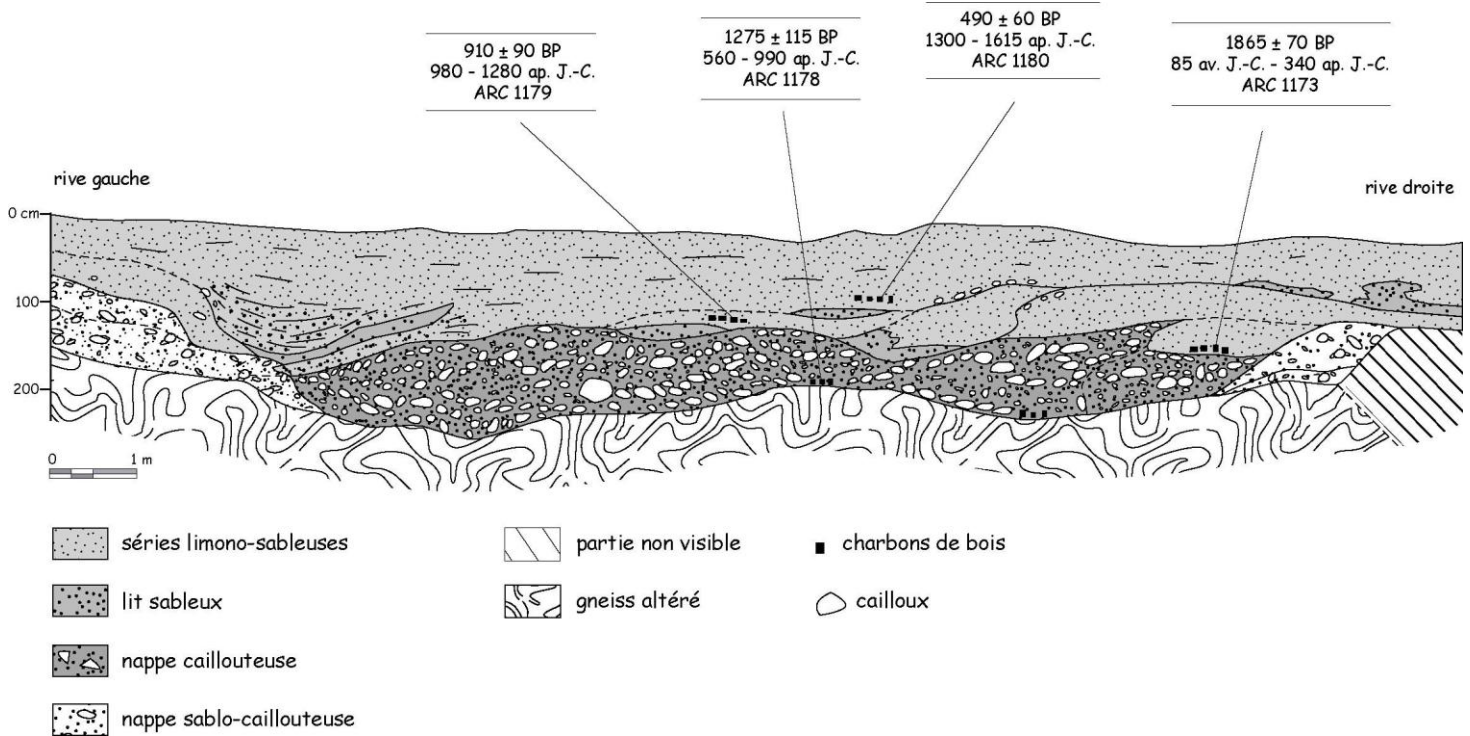
C'est la plus complète des coupes étudiées sur cette section fluviale. Quatre corps sédimentaires y ont été identifiés.

Le complexe sédimentaire

- Le plancher est formé d'un gneiss modérément altéré. Sa topographie est irrégulière et évoque l'existence de deux anciens chenaux en berceau.
- De chaque côté de la coupe apparaît une formation de couleur beige clair, plus ou moins indurée. Il s'agit d'un matériau limono-sableux à graviers et cailloux anguleux. Les poches les plus fines sont affectées par un pseudogley. Sur le bord droit, le dépôt porte la marque d'une dynamique fluviale (lentilles fines, ébauches de litage). Sur le bord gauche, en revanche, le faciès évoque un

colluvionnement (matrice et cailloux disposés en vrac). Il annonce la proximité du paléoversant, perceptible à la remontée du plancher rocheux. Ces dépôts sont abiotiques.

Figure 2-74 : Le Rimbaud, coupe stratigraphique H



- Au centre de la coupe, emboîtée entre les deux éléments indurés, une nappe alluviale d'une dizaine de mètres de largeur repose directement sur le plancher gneissique. Ce matériau est meuble, à matrice sablo-graveleuse lavée, et très hétérométrique. Il abonde en cailloux et en blocs de toutes tailles (jusqu'à 30-40 cm), caractérisés par une amorce d'émousé. Cette nappe détritique mesure environ 1 m d'épaisseur. Elle est fortement structurée selon une large stratification oblique incurvée, typique des dépôts de barres alluviales. Les alignements de blocs (à structure tuilée) disposés en berceau suggèrent d'anciens planchers de chenaux. Ils sont comblés par des lentilles sablo-graveleuses, à stratification oblique à petite échelle. La fabrique des dépôts évoque la présence d'une ancienne bande alluviale active, parcourue par de petits chenaux très mobiles, vraisemblablement disposés en tresse. Les sédiments contiennent quelques passées organiques à charbons de bois. L'une d'entre elle, suffisamment riche en charbons, a permis de dater une des phases de mobilité de la bande alluviale : 1275 ± 115 BP, soit 560 - 990 ap. J.-C. (ARC 1178).
- Le sommet de la coupe est constitué d'une épaisse nappe alluviale sablo-limoneuse de 1,2 à 1,5m d'épaisseur, qui recouvre en discordance les diverses unités sous-jacentes. Sa forte teneur en matière organique lui donne une couleur variant du brun foncé au noir. La présence de structures litées ou en lamines, de venue assez frustre en général, traduit des écoulements fluviaux de faible énergie, typiques d'un lit majeur. Les discontinuités texturales et structurales sont abondantes, elles rendent compte d'une mise en place polyphasée. Quatre à cinq générations de dépôts sont perceptibles, séparées par des ruptures texturales, des discordances angulaires ou des incisions verticales. Deux paléochenaux sont ainsi particulièrement visibles, incisés dans la nappe fine. Le premier, au centre de la coupe, possède une ancienne charge de

fond sablo-graveleuse réduite. Le second, sur la gauche, est remblayé par des sables bien lavés, déposés selon une stratification oblique à petite échelle. Trois datations ^{14}C ont été réalisées sur des lentilles charbonneuses. Elles confirment le caractère polygénique du corps sédimentaire et permettent d'identifier trois phases d'alluvionnement actif dans l'ancien lit majeur :

- 1865 ± 70 BP, soit 85 av. J.-C. - 340 ap. J.-C. (ARC 1173) pour un lambeau alluvial conservé en position latérale ;
- 910 ± 90 BP, soit 980 - 1280 ap. J.-C. (ARC1179) et 490 ± 60 BP, soit 1300 - 1615 ap. J.-C. (ARC 1180) pour deux sous unités stratigraphiques conservées au centre de la coupe.

Synthèse et discussion

Les plus vieilles archives sédimentaires observées sur la coupe H ne sont pas datées, mais leur faciès permet de les rattacher aux formations d'origine périglaciaire héritées de la fin du Pléistocène. Elles sont conservées en position latérale. Au centre de la coupe, elles ont été détruites par une forte activité fluviale holocène, à l'origine d'un remblaiement alluvial de 2 m d'épaisseur.

Les deux corps sédimentaires qui constituent ce remblaiement (nappe grossière à la base, limono-sableuse au sommet) ne sauraient être confondus avec deux unités stratigraphiques. Leur différence de nature s'explique en fait par les conditions hydrodynamiques de leur mise en place : charge de fond remaniée sous forme de barres et de chenaux mobiles dans un large lit mineur, dépôts fins de débordement dans le lit majeur. Ces deux unités lithologiques, qui ont souvent dû fonctionner en même temps, sont toutes les deux polygéniques.

En ce qui concerne la nappe grossière, deux périodes de remaniement ont pu être précisées chronologiquement : l'une de façon relative, par un terminus *post quem* daté de 1865 ± 70 BP ; l'autre de façon absolue, par des charbons de bois datés du haut Moyen Age.

Plus nombreuses sont les phases d'activité alluviale identifiées dans le lit majeur. Ainsi, l'alluvionnement est actif au début de l'Antiquité, entre cette époque et le Moyen Age central (le haut Moyen Age ?), au cours du Moyen Age central et enfin durant une période correspondant au bas Moyen Age et au début des Temps modernes. Les phases d'érosion verticale sont plus difficiles à dater. Il semble pourtant qu'une reprise d'incision précède la crise du Moyen Age central et qu'une autre lui succède.

Durant le dernier épisode alluvial identifié, entre le XIV^e et le XVI^e siècle, la sédimentation devient si abondante qu'elle provoque une véritable métamorphose fluviale. Les apports sablo-limoneux remblaient tout le fond du vallon, et fossilisent l'ancienne bande alluviale grossière qui cesse d'être fonctionnelle.

2.3.2.2 Les coupes D, D' et I (figure 2-75 et 2-76)

Ouvertes en aval et en amont de la coupe H, elles ont mis à jour les mêmes complexes détritiques, pour lesquels elles apportent des compléments chronologiques.

Figure 2-75 : Le Rimbaud, coupe stratigraphique D

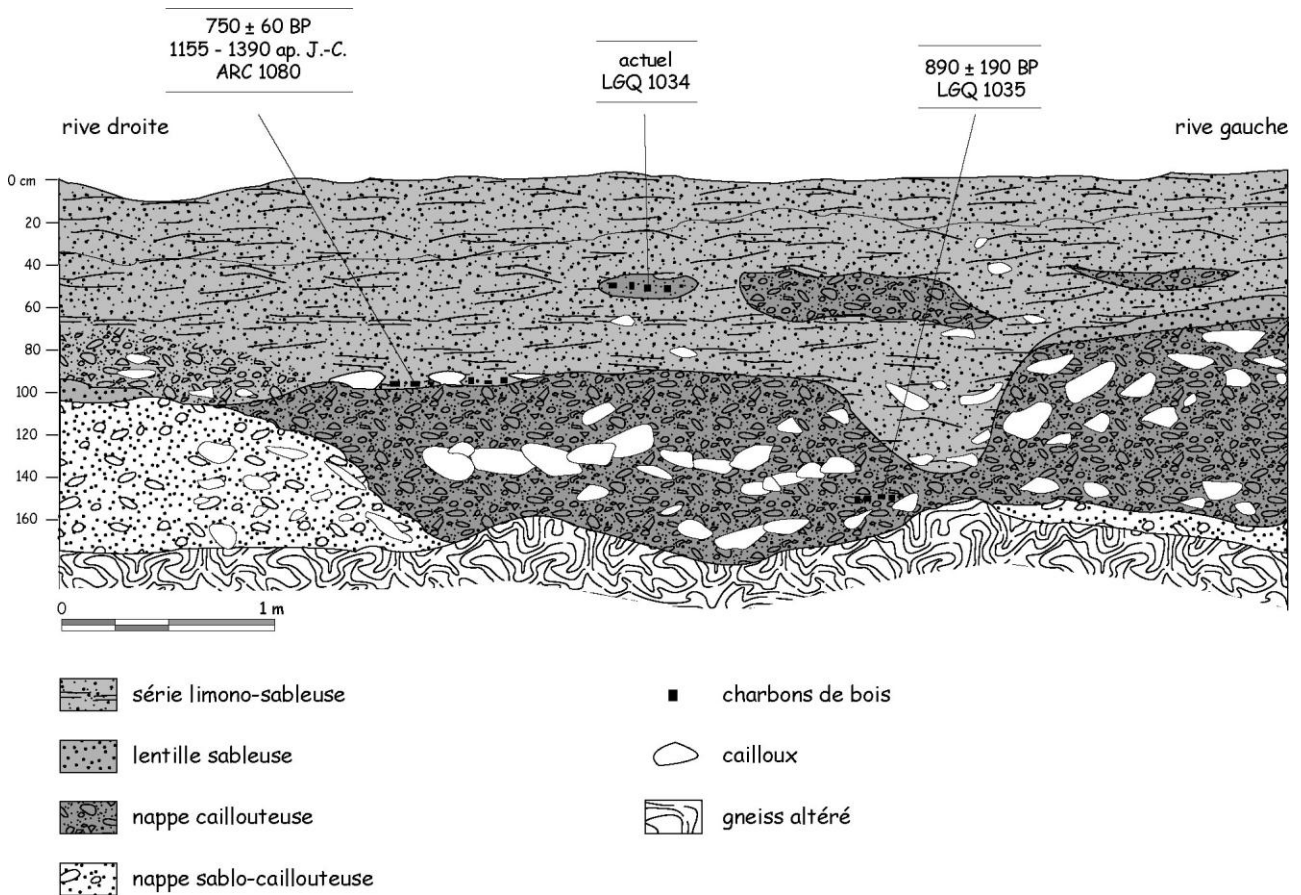
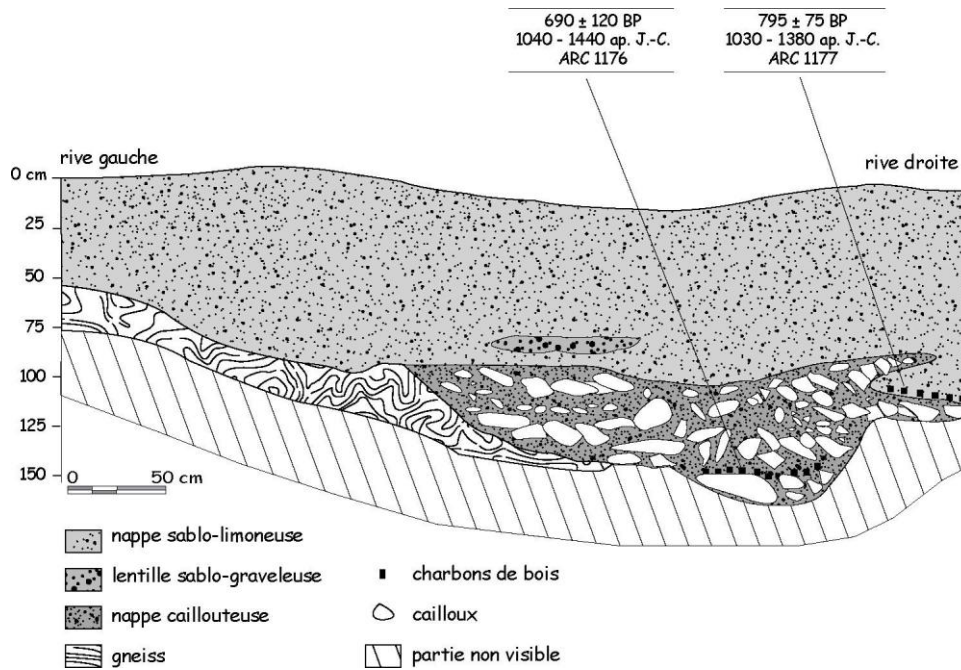


Figure 2-76 : Le Rimbaud, coupe stratigraphique I



Un corps sédimentaire colluvial, localisé au contact versant-talweg a été daté 1930 ± 250 BP (LGQ 1037), soit le début de la période gallo-romaine.

Cinq datations radiométriques ont été réalisées sur des lentilles charbonneuses fossilisées dans la formation grossière. Sur la coupe D et D', deux datations effectuées à la base ont donné le résultat suivant : 1010 ± 250 BP (LGQ 1036) et 890 ± 190 BP (LGQ 1035). Une troisième analyse radiocarbone, réalisée sur des charbons prélevés au contact entre la nappe grossière et le remblaiement fin, a donné l'âge suivant : 750 ± 60 BP, soit 1135 - 1390 ap. J.-C. (ARC 1080). Sur la coupe I, la base et le sommet de la nappe alluviale grossière ont été datés respectivement : 690 ± 120 BP, soit 1040 - 1440 ap. J.-C. (ARC 1176) ; et 795 ± 75 BP, soit 1030 - 1380 ap. J.-C. (ARC 1177). L'inversion stratigraphique mineure constatée pour les âges brut peut s'expliquer par un remaniement sédimentaire sur un pas de temps très court. Il peut s'agir également d'un artéfact statistique, car elle disparaît lorsque les dates sont exprimées en âge calibré, avec un double intervalle de confiance : la fourchette est alors la même, mi XI^e/fin XIV^e ou début XV^e siècle. Ces cinq dates forment un ensemble très cohérent. Elles témoignent d'une période de forte mobilité de la charge de fond du Rimbaud au cours du Moyen Age central. Elles révèlent également que le remaniement affecte l'ensemble du stock alluvial, les dates obtenues à la base et au sommet de la nappe étant voisines.

Ces deux coupes n'apportent qu'une datation complémentaire sur la mise en place du remblaiement fin. L'analyse a été réalisée sur une lentille charbonneuse située entre 0,5 et 0,6 m de profondeur. Le résultat donne un âge « actuel », c'est à dire postérieur au XVII^e siècle. Il confirme l'intensité des phénomènes d'alluvionnement au cours des Temps modernes et de la période contemporaine.

2.3.2.3 La coupe E (figure 2-77)

Elle est localisée en bordure du vallon, sur la rive gauche du chenal actuel. Trois unités lithologiques s'y observent.

Le complexe sédimentaire

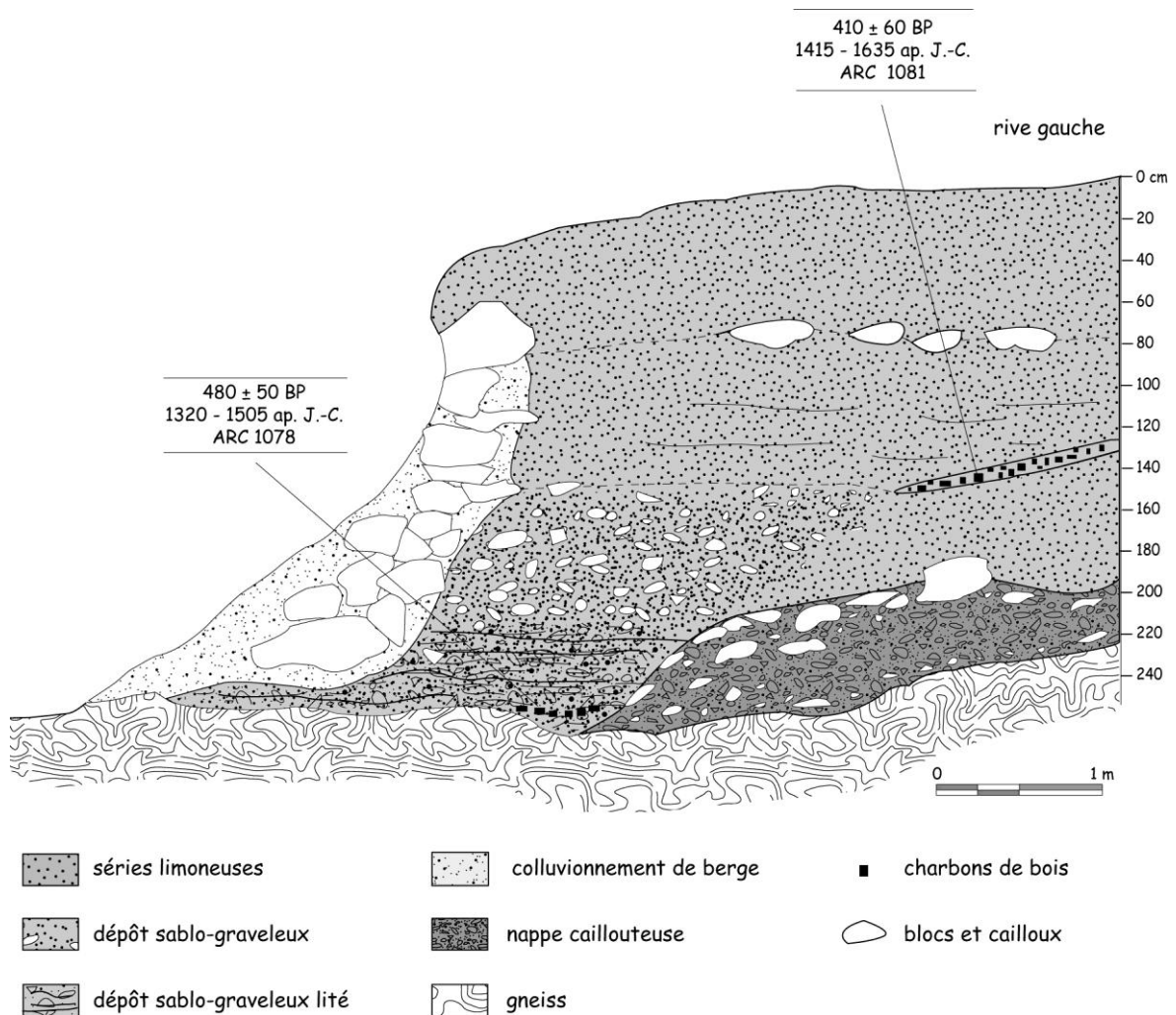
- La base est formée par les affleurements gneissiques. La roche est altérée sous les dépôts alluviaux, saine dans le fond du chenal actuel.
- Sur la gauche, subsiste un lambeau (0,3 m d'épaisseur) de la nappe grossière identifiée sur les autres coupes. Elle possède le même faciès hétérométrique et lavé.
- La nappe alluviale fine constitue l'essentiel du complexe sédimentaire, atteignant 1,8 m d'épaisseur. Elle est, en fait, formée de deux sous unités lithologiques.

Sur la base droite de la coupe, le matériel est sablo-graveleux, riche en petits galets. On peut y observer une stratification oblique à petite échelle, de facture imparfaite. Le dépôt fossilise un paléochenal entaillant la nappe grossière jusqu'au substrat et dont il ne subsiste que la berge gauche.

Le reste de la formation est sablo-limoneux, avec des structures litées très frustes. Il correspond à une sédimentation dans un milieu de faible énergie, comme un lit majeur. Deux datations ¹⁴C ont été réalisées :

- l'une à la base du paléochenal : 480 ± 50 BP, soit 1320 - 1505 ap. J.-C. (ARC 1078).
- la seconde dans une lentille située 0,8 m plus haut, dans les dépôts de débordement : 410 ± 60 BP, soit 1415 - 1635 ap. J.-C. (ARC 1081).

Figure 2-77 : Rimbaud, coupe stratigraphique E



Synthèse et discussion

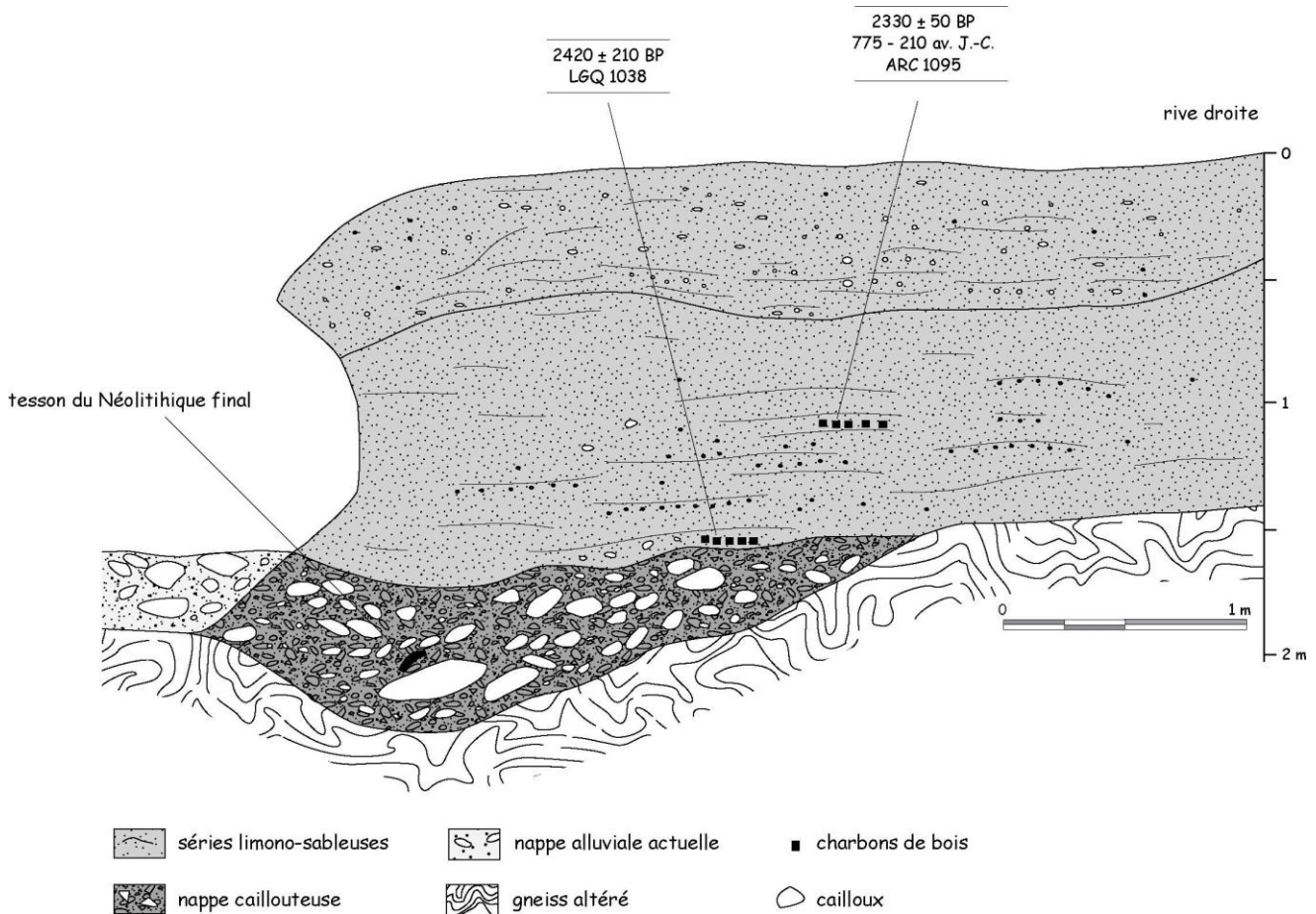
La coupe E confirme l'ampleur de la sédimentation alluviale fine depuis le bas Moyen Age. Ces apports détritiques ont fossilisé le paléochenal d'époque, avant de remblayer l'ensemble du fond de vallon.

Le chenal actuel réentaille tout le complexe sédimentaire jusqu'au substrat rocheux. Il révèle l'efficacité de la reprise d'incision au cours des dernières décennies. La présence d'un mur de pierres sèches, construit pour protéger la berge, témoigne de la volonté de fixer le cours du Rimbaud au pied du versant droit, en limitant les sapements latéraux.

2.3.2.4 Les coupes G et F (figures 2-78 et 2-79)

Les coupes G et F ont été ouvertes sur la rive droite du chenal actuel, au pied du versant. Leur localisation à la marge latérale du système fluvial a favorisé la conservation d'archives sédimentaires plus anciennes.

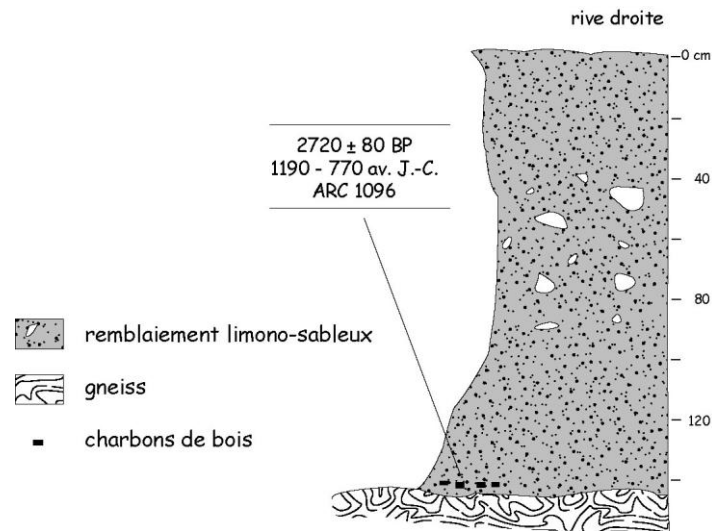
Figure 2-78 : Le Rimbaud, coupe G



On retrouve sur la coupe G les deux unités alluviales majeures décrites précédemment : nappe grossière et remblaiement fin. Le remblaiement sablo-limoneux mesure 1,6 m de hauteur. Deux datations ^{14}C , réalisées dans la moitié inférieure du dépôt, témoignent d'une active sédimentation dans le lit majeur durant le 1^{er} Age du Fer ou le début de la Tène : 2420 ± 210 BP (LGQ 1038) et 2330 ± 50 BP, soit 775 - 210 av. J.-C. (ARC 1095). Les dépôts fins fossilisent un lambeau de la nappe alluviale grossière, plaqué contre le pied du versant. On sait par chronologie relative que ces alluvions grossières ont été remaniées au cours de l'Holocène moyen. En effet, la découverte, au sein des galets, d'un tesson de céramique noire non tournée attribuée au Néolithique final ou au Calcolithique fourni un terminus *post quem*. Quant au *terminus ante quem*, il est fourni par les dépôts fins du 1^{er} Age du Fer.

Sur la coupe F, localisée quelques dizaines de mètres en amont, le plancher rocheux est directement recouvert par la nappe alluviale fine. Elle forme, sur 1,6 m de hauteur, un complexe hétérogène qui évoque une mise en place polyphasée. Des charbons de bois prélevés à la base ont été datés 2720 ± 80 BP, soit 1190 - 770 av. J.-C. (ARC 1096). Ils attestent d'une phase d'exhaussement du lit majeur durant le Bronze final.

Figure 2-79 : Le Rimbaud, coupe F, log stratigraphique



2.3.3 Le bassin versant du Val Lambert

Deux coupes ouvertes dans la partie aval du Val Lambert ont apporté des informations complémentaires sur la dynamique alluviale holocène des hydrosystèmes de rang 2 et 3.

2.3.3.1 La coupe des sangliers (figure 2-80)

La coupe mesure près de 25 m de longueur, à partir du versant droit au pied duquel coule le ruisseau actuel. En dépit des difficultés techniques rencontrées¹, trois unités lithologiques ont pu être distinguées dans le fond du vallon.

Le complexe sédimentaire

- Dans la partie gauche de la coupe, le plancher gneissique a été atteint à 2,9 m de profondeur. Il n'a pas pu être observé ailleurs.
- Le substrat rocheux est masqué par un matériau sablo-graveleux riche en galets faiblement émoussés. La surface de cette nappe alluviale est irrégulière et entaillée par deux paléochenaux. Le paléochenal central, visible en entier, possède un profil très évasé et des berges dissymétriques. Sa profondeur est de 0,5 m. A l'extrémité gauche de la coupe, le deuxième paléochenal (d'une profondeur équivalente au premier) n'est visible qu'en partie. C'est là qu'a été réalisé le sondage ayant permis d'atteindre le plancher rocheux. Il a fourni deux informations complémentaires. La nappe à cailloutis mesure encore 0,8 m d'épaisseur sous le chenal. Elle semble constituée de deux unités lithostratigraphiques. A la base, la richesse en fines, la couleur ocre et la légère induration du matériel ne sont pas sans rappeler les héritages pléistocènes, observés dans les autres vallons. Au sommet, en revanche, l'intense lavage de la matrice et sa couleur grise s'accordent bien avec un remaniement fluvial holocène.

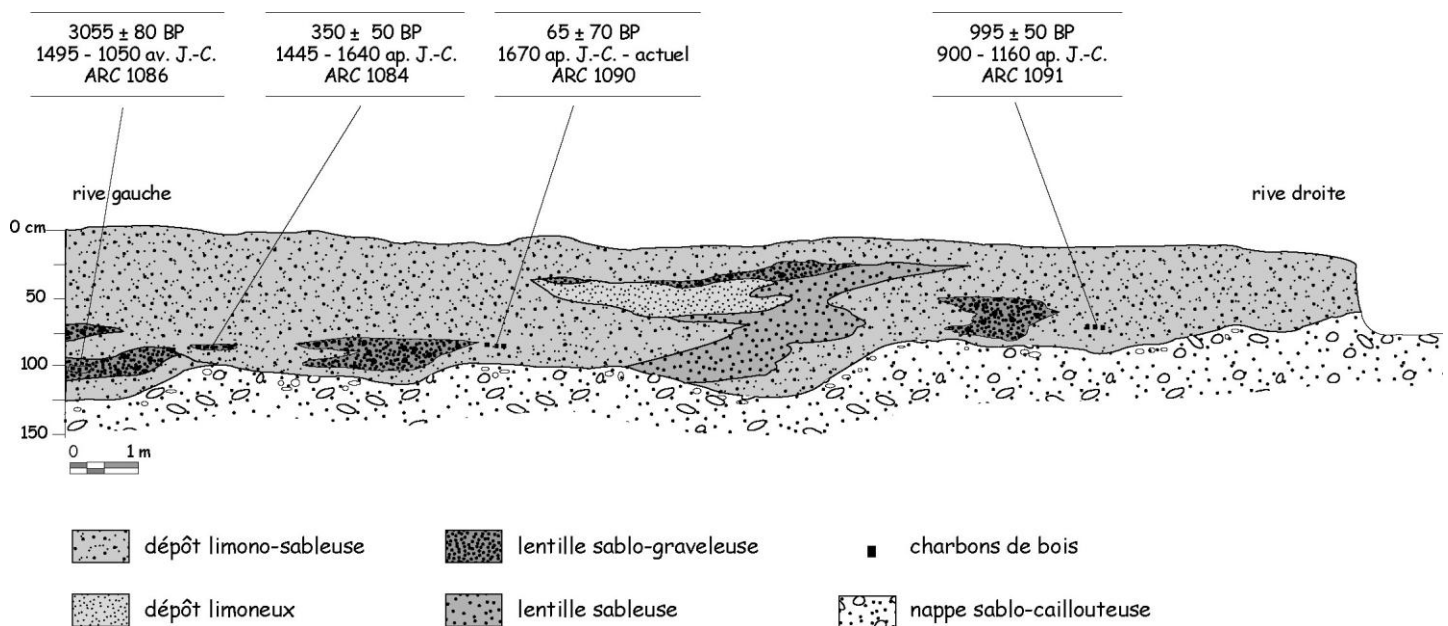
¹ Des raisons pratiques nous ont empêché de prolonger l'entaille jusqu'au versant gauche, et une partie seulement du remblaiement de fond de vallon a pu être observée. La forte instabilité de la tranchée a également contraint à limiter la hauteur de coupe, et sa base a été calée sur le sommet de la formation caillouteuse de base. Son épaisseur et son faciès n'ont été observés que dans une petite fenêtre stratigraphique ouverte sur le bord gauche.

- Le remblaiement fin qui recouvre la nappe caillouteuse mesure entre 1,2 et 2,5 m d'épaisseur. De nature limono-sableuse, sa structure est en fait très composite. Le tiers inférieur contient de grosses lentilles de sables lavés et triés qui évoquent des écoulements chenalisés. Les discontinuités latérales sont très nombreuses, mais ne sont pas toujours faciles à repérer¹. Occasionnellement, ces lentilles sableuses se dilatent sur presque toute la hauteur du remblaiement. Cependant, en général, les deux tiers supérieurs du dépôt sont formés par un épandage limono-sableux non structuré au sein duquel les discontinuités texturales ou structurales sont très difficiles à déceler. Les niveaux charbonneux sont fréquents au sein des lentilles sableuses situées à la base de la coupe. Quatre d'entre eux ont fait l'objet d'un dosage du radiocarbone. Les résultats s'échelonnent sur trois millénaires :

- 3055 ± 80 BP, soit 1495 - 1050 av. J.-C. (ARC 1086) pour le remblaiement du paléochenal gauche, datation effectuée sur des charbons associés à un tesson de céramique noire non tournée, de facture proto-historique.
- 995 ± 50 BP, soit 900 - 1160 ap. J.-C. (ARC 1091) pour un niveau limono-sableux basal, à proximité du versant droit.
- 350 ± 50 BP, soit 1445 - 1640 ap. J.-C. (ARC 1084) et 65 ± 70 BP, soit 1670 ap. J.-C. - Actuel (ARC 1090) pour deux lentilles sableuses situées au centre de la coupe.

Les quatre datations réalisées à la base du remblaiement fin témoignent donc d'un intense balayage latéral du talweg au cours des trois derniers millénaires.

Figure 2-80 : Les Sangliers, coupe stratigraphique



¹ La forte humidité du matériel et l'éclairage ombragé en sous-bois n'ont pas facilité la lecture stratigraphique.

Synthèse et discussion

Si aucun élément de chronologie n'a pu être obtenu sur la nappe à cailloutis de base, la coupe des Sangliers apporte en revanche plusieurs informations sur la mise en place du remblaiement fin. Son ampleur (jusqu'à 2,5 m d'épaisseur) témoigne d'une active érosion des sols dans le bassin versant du Val Lambert au cours des trois derniers millénaires.

Quatre phases d'alluvionnement actif ont pu être reconnues : le Bronze final, le Moyen Age central, la fin du bas Moyen Age - début des Temps modernes, et la période contemporaine. Cette séquence chronologique n'est évidemment pas exhaustive : elle dépend du hasard lié à la découverte des lentilles charbonneuses et de l'inégale conservation des dépôts corrélatifs selon les époques. En effet, la position stratigraphique des datations met en évidence un balayage latéral actif qui a dû détruire périodiquement une partie des archives sédimentaires. Ici comme sur le Rimbaud, le remblaiement détritique fin est polygénique.

Chaque épisode d'alluvionnement dans le fond de vallon semble avoir été précédé d'une phase d'érosion verticale. La dernière reprise d'incision est contemporaine. Le chenal actuel a réentaillé les dépôts fins jusqu'au plancher caillouteux, et transforme le sommet du remblaiement en basse terrasse difficilement submersible.

2.3.3.2 Le cône de déjection de la retenue (figure 2-81)

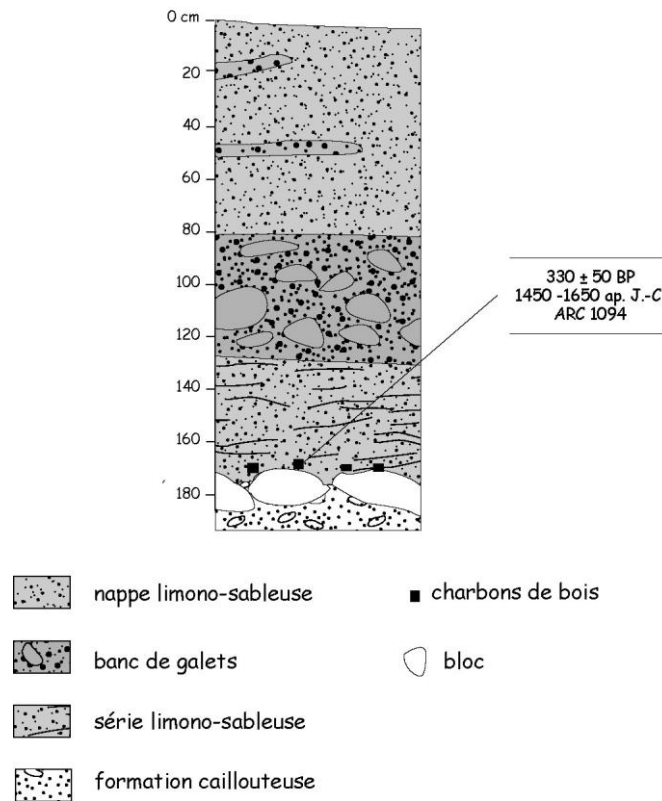
A quelques dizaines de mètres en amont de la retenue D.F.C.I., un cône de déjection est construit à la confluence entre le Lambert et l'un de ses affluents de rive droite. Adossé à la crête de la Verne, cet affluent de rang 2 draine un bassin versant escarpé. Le ruisseau du Lambert sape la périphérie du cône et crée ainsi une longue coupe naturelle. Celle-ci met à jour deux unités sédimentaires d'origine fluviale : un dépôt caillouteux à la base, recouvert par une formation fine. L'épaisseur totale ne semble pas excéder 2 m.

Le dépôt de base est très riche en galets, pris au sein d'une matrice sablo-graveleuse. La stratification oblique planaire vers l'amont du Lambert montre que le cône grossier a été construit par son affluent. Aucune datation n'a été possible dans ces sédiments.

Les dépôts fins, limono-sableux, fossilisent les apports grossiers selon un contact ravinant. Certains paléochenaux atteignent 0,6 à 0,7 m de profondeur. A une vingtaine de mètres de distance, deux datations ont été réalisées à la base du cône fin. Les âges obtenus sont très différents : 330 ± 50 BP, soit 1450 - 1650 ap. J.-C. (ARC 1094) en amont ; 2865 ± 65 BP, soit 1290 - 840 av. J.-C. (ARC 1097) à l'aval. Ces résultats confirment la forte activité alluviale au cours de deux périodes de l'Holocène moyen et récent : le Bronze final et la charnière bas Moyen Age - Temps modernes. Ils soulignent également l'ampleur des reprises d'incision et des dynamiques latérales de sapement au cours des derniers millénaires.

A noter, sur le log stratigraphique dont la base est datée 330 ± 50 BP, la présence d'une lentille à galets au sein du remblaiement fin. C'est le seul exemple, sur l'ensemble du *corpus* documentaire, d'une intercalation de matériel grossier au sein des apports fins. Le contexte morphologique, celui d'un cône en éventail, n'est sans doute pas étranger au phénomène.

Figure 2-81 : La Retenue, log stratigraphique



Conclusion

En dépit d'une active dynamique latérale qui a dû détruire progressivement une grande partie des stocks alluviaux antérieurs, les sections fluviales de rang 2 et 3 possèdent une mémoire sédimentaire presque aussi longue que celle des vallons élémentaires. Les archives détritiques témoignent de deux métamorphoses fluviales successives. La première se produit au cours du Bronze final, avec l'apparition d'une sédimentation détritique fine dans les lits majeurs et sur les cônes de déjection. La seconde métamorphose date du bas Moyen Age et des Temps modernes : elle aboutit à la fossilisation sous d'épais remblaiements sablo-limoneux, des anciennes bandes actives aménagées sur la nappe alluviale grossière.

3 SYNTHÈSE ET DISCUSSION

Depuis une quinzaine d'années, la basse Provence calcaire a bénéficié d'abondants travaux de recherche consacrés à l'étude des dynamiques hydrosédimentaires holocènes (Jorda *et al.*, 1991a et b ; Ballais et Crambes, 1992, Provansal, 1992 ; Leveau et Provansal éd., 1993 ; Bruneton, 1999 ; Bruneton *et al.*, 2002). La Provence cristalline est restée un peu à l'écart de ce courant de recherche et, à ce jour, les données bibliographiques disponibles se limitent à quelques sites ponctuels sur l'île de Porquerolles, dans la basse vallée du Gapeau et dans la plaine littorale de Cavalaire (Provansal, 1992 ; Borréanni *et al.*, 1992, Lecacheur et Provansal, 1992, Provansal, 1993). Consacrés au fonctionnement holocène des systèmes fluviaux du massif des Maures, les travaux présentés dans ce chapitre enrichissent donc considérablement le *corpus* documentaire disponible pour la basse Provence orientale et cristalline. Répartis dans une quinzaine de bassins versants différents, plus de vingt cinq complexes morphosédimentaires colluviaux ou alluviaux ont été étudiés, étayés par quarante cinq datations ¹⁴C. Ils permettent de dégager une première synthèse sur l'histoire hydrosédimentaire du massif.

La première partie de ce chapitre insiste sur le fonctionnement différent du système bassin versant selon le contexte morphostructural et les effets d'échelle. Elle permet d'apprécier son inégale capacité de mémorisation alluviale. La seconde partie revient sur la nature des archives détritiques conservées et sur leur signification paléodynamique. Enfin, la troisième partie permet de discuter le rôle des facteurs anthropiques et climatiques et replace l'histoire holocène du massif dans son contexte régional, en dégagant similitudes et particularités locales.

3.1 Le fonctionnement des petits systèmes fluviaux : diversité spatiale et inégale représentativité des archives alluviales

Deux faits majeurs commandent la diversité des archives sédimentaires dans les fonds de vallons des Maures : le contexte morphostructural et les effets d'échelle. De ce contrôle géographique dépend la capacité de mémorisation alluviale des bassins versants, et son inégale valeur pour la reconstitution de l'histoire hydrosédimentaire holocène du massif.

3.1.1 Le contrôle morphostructural.

Dans les Maures, un fort contraste morphologique oppose les phyllades, intensément disséquées par la reprise d'érosion plio-quadernaire, et les affleurements des gneiss de « Bormes » qui ont favorisé la conservation, au centre du massif, de paléotopographies tertiaires peu dégradées par l'incision linéaire (Martin, 1986 et *cf. supra*). Ce contraste morphostructural influe considérablement, semble-t-il, sur la nature et sur l'âge des signatures sédimentaires holocènes observées dans les fonds de vallons. Les archives détritiques étudiées ne remontent pas au-delà du bas Moyen Age sur les phyllades, alors qu'elles s'échelonnent sur près de quatre millénaires sur les gneiss.

L'ampleur de cette disparité chronologique peut n'être pour partie qu'un artéfact lié à la disproportion du *corpus* documentaire réuni sur les deux familles de bassins versants : quarante et une datations sur gneiss, quatre seulement sur phyllades². Mais cette explication n'est que partiellement recevable, et ne doit pas occulter l'essentiel : le faible nombre de

² Les coupes étudiées sur phyllades n'ont, de surcroît, offert que rarement des conditions d'observation optimales.

datations radiométriques entreprises sur phyllades reflète d'abord la rareté des stocks détritiques conservés dans ces bassins versants. Des signatures sédimentaires beaucoup moins nombreuses et, semble-t-il, nettement plus récentes sur phyllades que sur gneiss, cette disparité souligne en fait un fonctionnement différent des systèmes bassins versants.

Il est peu crédible d'envisager, sur les phyllades disséquées de l'ouest des Maures, une stabilité des versants se prolongeant jusqu'au bas Moyen Age, alors que dans la partie centrale du massif, les pentes gneissiques beaucoup moins accidentées sont la proie d'une active érosion des sols depuis l'Age du Bronze. Sauf à imaginer une mise en valeur sylvo-pastorale très tardive, que démentent les quelques indices archéologiques disponibles. En effet, la présence de monuments mégalithiques dans la partie occidentale du massif atteste d'une présence humaine dès la fin du Néolithique, à l'instar de la partie centrale d'ailleurs moins accessible. Des habitats fortifiés y sont également connus pour l'Age du Fer (Brun, 1999). Quant aux lots de charbons de bois recueillis dans les cônes de déjection construits sur phyllades, ils témoignent, dès la base de la sédimentation, d'un couvert végétal dégradé et anthropisé (caractérisé par une prédominance des taxons méditerranéens : chênes verts, chêne liège et *Erica arborea*) peu compatible avec une mise en valeur récente du milieu

L'indigence des complexes sédimentaires holocènes sur les phyllades s'explique vraisemblablement par le mode de fonctionnement très impulsif des bassins versants. Dans ces systèmes fluviaux disséqués, les transits hydrosédimentaires sont rapides, la rareté des sites de dépôts y limitant les discontinuités spatiotemporelles. Stockage alluvial réduit durant les phases érosives, déstockage efficace lors des reprises d'érosion linéaire, les talwegs ne s'avèrent favorables ni à la création d'archives sédimentaires, ni à leur conservation. Ils offrent donc un très mauvais enregistrement de la dynamique érosive holocène. Sur phyllades, sans doute faut-il aller chercher ces archives plus en aval, dans les vallées de rang 4 et 5 où les planchers alluviaux s'élargissent et deviennent plus favorables au stockage.

Les enregistrements détritiques présents sur les gneiss s'avèrent beaucoup plus riches et représentatifs de la dynamique holocène des petits hydrosystèmes. Les vallons larges et peu pentus des hauts bassins y offrent des conditions nettement plus propices à la sédimentation alluviale, même si les variations scalaires influent sur l'efficacité des déstockages destructeurs d'archives.

3.1.2 Le contrôle scalaire dans les bassins versants gneissiques

La multiplicité des coupes stratigraphiques ouvertes dans les bassins versants gneissiques a permis de souligner le contrôle exercé par les effets d'échelle sur le bilan stockage-déstockage dans les fonds de vallons. En passant des collecteurs de rang 0 aux axes fluviaux de rang 2 et 3, la dynamique alluviale se substitue progressivement aux mécanismes colluviaux. La nature et la richesse des archives sédimentaires évoluent avec ce gradient scalaire.

Dans les vallons élémentaires de rang 0, les écoulements sont trop réduits et sporadiques pour générer une véritable dynamique fluviale. Les apports latéraux et longitudinaux, aux faciès encore peu différenciés, s'imbriquent étroitement au sein des complexes sédimentaires, par contact progressif ou entrecroisé. La stratigraphie des remblaiements témoigne d'une dynamique verticale marquée par une tendance constante à l'exhaussement (3,5 m de remblaiement dans le vallon du Froid). Avec l'accroissement de la taille des bassins versants, la dynamique fluviale s'affirme peu à peu. Dans les bassins de rang 1, colluvions et apports alluviaux se distinguent plus nettement dans les complexes stratigraphiques. Si la tendance générale reste à une dynamique d'aggradation verticale, les

reprises d'érosion apparaissent au sein des remblaiements, sous forme d'emboîtements ou de surfaces de discordance.

Les vallons de rang inférieur forment donc des sites de stockage assez efficaces, et offrent de longs enregistrements détritiques au sein desquels les lacunes semblent réduites. Les datations radiocarbone réalisées ont permis de remonter jusqu'au 7^e millénaire. Si l'Atlantique n'est connu en fait que par une seule signature sédimentaire, les quatre derniers millénaires sont bien documentés, grâce à de nombreux calages radiométriques. Ponctuellement, il a été possible de calculer des vitesses moyennes d'aggradation, même si cette approche est réductrice car elle oblitère le caractère discontinu de la sédimentation.

Les fonds de vallons de rang 0 et 1 ne connaissent pas actuellement de véritable reprise d'incision. Il n'en est pas de même dans les hydrosystèmes de rang 2 et 3, où les lits fluviaux s'individualisent nettement : lit mineur incisé, souvent jusqu'à la roche en place ; lit majeur plus ou moins large (plus de 30 m sur le Lambert aval), courant d'un versant à l'autre. Ici la reprise d'incision actuelle a fait évoluer l'ancien lit majeur en basse terrasse, désormais difficilement submersible. Cela n'a pas toujours été le cas, la présence des remblaiements alluviaux en témoigne.

Ces nappes alluviales, qui n'excèdent pas 2 m d'épaisseur, possèdent un caractère polygénique. Au sein de ces remblaiements, des unités sédimentaires d'âge différent se juxtaposent sur un même plan topographique, avec un gradient d'ancienneté décroissant depuis les marges vers les axes d'écoulement, fossiles ou actuels. Ce dispositif géométrique montre que la dynamique pluri-millénaire de remblaiement a été épisodiquement interrompue par des mécanismes antagonistes de déstockage, par érosion verticale et sapement latéral surtout. La nature non affouillable du plancher rocheux a confiné ce mécanisme à l'alternat sur 2 m d'amplitude verticale, et fait des remblaiements de fonds de vallons de véritables palimpsestes assez difficiles à déchiffrer.

Par le jeu des déstockages successifs, la documentation sédimentaire conservée dans les talwegs de rang 2 et 3 apparaît d'autant plus fragmentaire qu'elle est plus ancienne. Cependant, même s'il ne reste plus que des lambeaux alluviaux des crises morphogéniques protohistoriques, les signatures sédimentaires datées dans ces hydrosystèmes témoignent d'une histoire détritique aussi longue que dans les vallons élémentaires. En dépit d'une perte de mémoire partielle lors des phases de relaxation, les axes fluviaux de rang 2 et 3 restent donc de bons milieux enregistreurs des dynamiques hydrosédimentaires holocènes.

3.2 Trois ensembles sédimentaires

Trois ensembles sédimentaires ont été distingués dans les fonds de vallons des Maures. Ils permettent de reconstituer, avec une précision inégale selon les époques, la dynamique des petits hydrosystèmes depuis la fin du Pléistocène.

3.2.1 Un héritage pléistocène

Au sein des complexes sédimentaires de fonds de vallons, les plus anciens dépôts conservés correspondent à une formation caillouteuse dont l'épaisseur excède rarement 1 m. Les faciès varient d'amont vers l'aval. Dans les têtes de vallons (rang 0 et 1), les faciès sont colluviaux. Les éléments grossiers, anguleux à subanguleux, sont incorporés dans une matrice riche en argile et limon, dépourvue de structure. Cailloux et blocs peuvent être disposés à plat ou en vrac. Ces faciès évoquent des écoulements pâteux monophasiques pouvant aller de la soli-gélifluxion à la lave torrentielle, mais restant incapable de trier ou de laver le matériel. Vers l'aval, au contraire, dans les axes de rang 2, l'apparition des

structures de lavage au sein des dépôts dénote le passage à de véritables écoulements fluviatiles biphasiques. Les faciès alluviaux y sont variés. Les bancs riches en blocs et à litages frustes demeurent abondants et témoignent d'écoulements turbulents de forte compétence, à dépôt brutal. Mais la présence de grandes lentilles de sables micacés, triés et lavés, évoque également l'existence de conditions hydrodynamiques parfois beaucoup plus calmes.

Que leur faciès soit colluvial ou alluvial, ces dépôts présentent des traits communs qui permettent de les regrouper en un seul ensemble sédimentaire. Tous portent des marques d'induration, même si ce phénomène reste le plus souvent modéré. Ils ont été fréquemment affectés par des mécanismes d'oxydo-réduction, ayant engendré des niveaux à pseudogley. Ces horizons semblent fossiles car ils ne s'observent jamais au sein des formations postérieures, parfois plus riches en fines pourtant. Autre point commun, tous ces dépôts sont abiotiques. Ils sont dépourvus de matière organique et ne contiennent jamais de macrorestes ligneux. Cette dernière propriété constitue un handicap car elle interdit toute datation radiométrique des dépôts. Seule une datation relative est possible, grâce à la géomorphologie descriptive. Par son faciès, cet ensemble sédimentaire évoque un héritage périglaciaire : abondante fourniture cryoclastique, dynamique soli-gélifluidale, absence ou rareté d'horizons humifères et de végétation ligneuse... Il peut être assimilé aux « nappes à cailloux » décrites par Martin (1986) et être attribué, par sa position topographique en fond de talweg, au dernier épisode froid du Pléistocène.

A la fin du Pléistocène et/ou au Tardiglaciaire, un épisode d'érosion a entraîné le démantèlement partiel des héritages périglaciaires des fonds de talweg. Dans la majorité des cas, l'incision s'est bloquée sur le substrat rocheux non affouillable. Mais dans certains vallons amont, où le plancher alluvial est suffisamment altéré, elle a entaillé, dans l'arène en place, un chenal évasé de dimension métrique. Qu'ils soient aménagés dans la nappe caillouteuse d'origine périglaciaire ou dans l'arène en place, ces chenaux ont fonctionné durant une grande partie de l'Holocène, comme le révèle l'étude de leur charge de fond.

3.2.2 Une formation alluviale grossière, associée aux anciennes bandes actives

Bien qu'il s'agisse également d'une formation grossière très hétérométrique, ce second ensemble sédimentaire se distingue du précédent sur de nombreux points. Par sa position stratigraphique d'abord : qu'il occupe le fond des paléochenaux post-pléistocènes, qu'il soit emboîté dans les dépôts d'origine périglaciaire (vers l'amont), ou qu'il les recouvre (vers l'aval), cet ensemble détritique s'est toujours mis en place après les formations attribuées à la dernière période froide. Par son faciès ensuite, très nettement alluvial. Abondance des cailloux et des blocs, dont certains possèdent un début d'émousé ; matrice sablo-graveleuse lavée ; structures litées frustes ou large stratification oblique incurvée à granoclassement positif sont autant d'indices qui évoquent la charge de fond d'organismes fluviatiles. Dans les vallons amont, cette nappe grossière se présente sous forme de simples bancs alluviaux déposés au fond des paléochenaux. Dans les sections aval, en revanche, elle constitue de vastes épandages (atteignant parfois jusqu'à 20 à 30 m de large), recouvrant tout le fond du talweg. La fabrique des dépôts y évoque d'anciennes bandes alluviales actives, à barres et à chenaux multiples et mobiles, probablement disposés en tresse. Mais quelque soit l'ampleur des dépôts, ils sont toujours tributaires d'écoulements à forte hydraulicité, réalisés au sein d'un lit mineur.

Quelques éléments d'information ont été recueillis concernant l'âge de ces alluvions grossières. Les plus précises sont des datations radiométriques. En dépit de conditions hydrodynamiques peu favorables au piégeage de macrorestes flottés, le charriage alluvial a parfois entraîné la fossilisation de lentilles de charbons de bois. Cinq datations radiocarbones ont été réalisées. Elles attestent d'une mobilité de la charge de fond dans les lits mineurs au

cours de l'Holocène récent : durant l'Age du Fer, au cours du haut Moyen Age et du Moyen Age central. En revanche, les alluvions grossières n'ont livré aucune lentille charbonneuse antérieure à l'Age du Fer. Peut-être à cause d'une moindre fréquence des incendies de forêt? Si l'activité alluviale antérieure à l'Age du Fer n'a pu être datée avec précision, elle est cependant décelable par chronostratigraphie relative, puisque des bancs grossiers, dont certains renferment des tessons du Néolithique final, sont fossilisés sous les apports terrigènes datés 2420 BP.

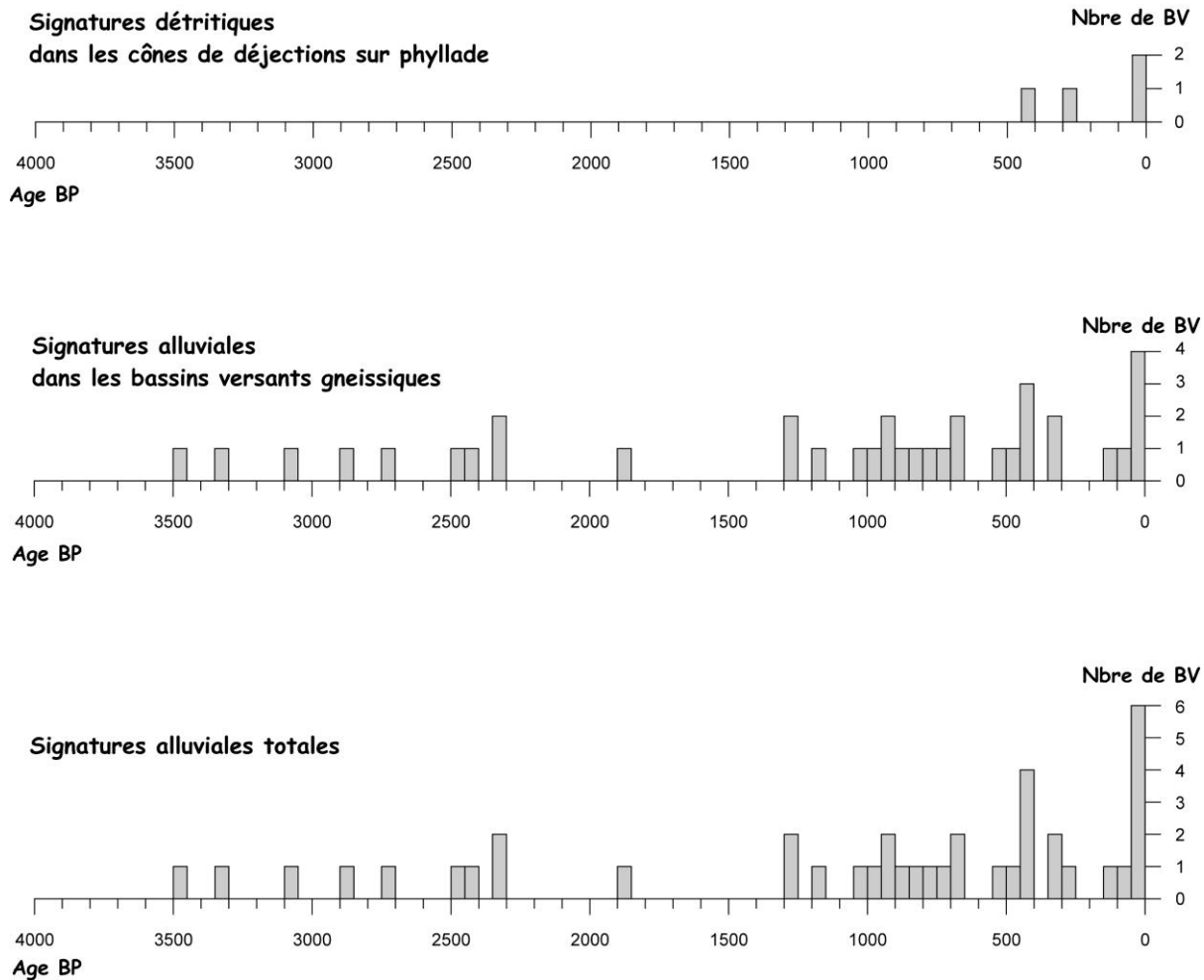
La nappe alluviale grossière transite dans les lits mineurs pendant une grande partie de l'Holocène récent, mais elle ne semble jamais bénéficier de nouvelles injections détritiques. Aucun dépôt grossier de ce type n'apparaît au sein du remblaiement terrigène fini-holocène. Ceux-ci restent strictement localisés à la base des complexes sédimentaires et tributaires des anciens lits mineurs. Au contraire, la forte activité hydrosédimentaire des quatre derniers millénaires s'est traduite par leur fossilisation sous d'importants apports sablo-limoneux, évoquant bien un stock hérité, non renouvelable. D'ailleurs aucun apport grossier n'a été observé au sein des vallons élémentaires qui collectent la charge détritique en provenance des versants. Ces observations permettent de dégager la conclusion suivante : la nappe hétérométrique présente dans les anciens lits mineurs holocènes résulte vraisemblablement du démantèlement et du remaniement des stocks détritiques grossiers hérités de la fin du Pléistocène. D'une origine bien différente sont les sédiments fins qui remblaient les fonds de vallons dans la deuxième moitié de l'Holocène.

3.2.3 Un alluvionnement fin récurrent au cours des quatre derniers millénaires

Cette formation alluviale est la plus épaisse des trois ensembles sédimentaires observés dans les fonds de vallons : 1 à 2 m dans les sections aval, jusqu'à 3,5 m dans certaines têtes de vallons. Il s'agit d'une nappe sablo-limoneuse à structures litées souvent frustes, qui traduisent un environnement fluvial de faible énergie, de type lit majeur. La richesse en matière organique, qui donne aux dépôts une couleur brune ou noire témoigne du remaniement d'anciennes couvertures pédologiques. Les remblaiements fins sont donc corrélatifs d'une active érosion des sols dans les bassins versants. La charge alluviale fine injectée dans les hydrosystèmes, devenue excédentaire à la capacité d'évacuation des axes fluviaux, a entraîné d'abondants atterrissements dans les talwegs. La dynamique érosive a sans doute été favorisée par la fréquence des incendies de forêt, attestés par l'abondance des lentilles de charbons de bois fossilisés au sein des dépôts. Ces charbons constituent d'intéressants marqueurs paléobotaniques (*cf. infra*) et une précieuse source d'information chronologique grâce aux datations radiocarbone.

Une importante documentation chronologique, riche d'une quarantaine d'analyses ^{14}C , a été réunie sur la mise en place du remblaiement fin. La plus vieille signature sédimentaire observée date de l'Atlantique récent (5750 ± 80 BP), et correspond au Néolithique moyen ou Chasséen. Mais cette datation isolée est difficilement interprétable, d'autant que des doutes planent sur sa représentativité. Le bois carbonisé a été trouvé isolé, il pourrait être fossilisé en position secondaire et vieillir artificiellement la nappe détritique où il a été prélevé. Cette exception mise à part, toutes les autres signatures sédimentaires s'échelonnent sur les quatre derniers millénaires, soit la 2^e partie du Subboréal et le Subatlantique. Trois périodes morphodynamiques peuvent y être distinguées.

Figure 2-82 : Le détritisme alluvial finiholocène dans les Maures



3.2.3.1 Les injections détritiques de la période protohistorique

La première période couvre plus d'un millénaire, de 3470 BP à 2350 BP. Elle s'étend du Bronze ancien à la première partie du 2^e Age du Fer. Cette période protohistorique correspond aux premières fortes injections détritiques dans les hydrosystèmes. Dès cette époque, les vallons amont de rang 0 et 1 subissent une véritable métamorphose fluviale. Dans ces vallons élémentaires où la dynamique colluviale l'emporte souvent sur la capacité d'évacuation longitudinale, les chenaux holocènes sont rapidement fossilisés sous les apports terrigènes. En revanche, dans les axes fluviaux supérieurs où les transits longitudinaux sont plus performants, cette métamorphose n'interviendra que deux millénaires plus tard. Durant la Protohistoire, les crises érosives s'y traduisent simplement par une active sédimentation dans les lits majeurs, tandis que les lits mineurs holocènes restent fonctionnels, sous forme de bande de tressage actif.

Les informations concernant cette première génération de remblaiements alluviaux restent assez fragmentaires. Le nombre de signatures détritiques datées est peu important et les corps sédimentaires observés dans les sections aval se limitent à de petits lambeaux alluviaux conservés en position d'angle mort latéral.

Une certitude se dégage néanmoins, concernant l'ampleur spatiale du phénomène. Elle est importante et possède une véritable signification régionale car les signatures détritiques protohistoriques ont été observées dans six des huit vallons gneissiques étudiés dans la zone centrale du massif. Leur présence témoigne donc d'une déstabilisation généralisée des systèmes fluviaux dans les Maures.

Plus délicates sont les tentatives de périodisation. Les neuf datations ^{14}C recueillies se répartissent sur plus de 1200 ans en âge radiocarbone brut. Quatre d'entre elles, les plus récentes, sont regroupées entre 2485 et 2345 BP. Elles témoignent d'une très forte activité détritique au cours du 1^{er} Age du Fer, qui présente tous les caractères d'une crise hydrosédimentaire majeure : remaniement de la nappe grossière constituant la bande active, injection dans les talwegs d'une abondante charge sablo-limoneuse se propageant vers l'aval jusqu'au rang 2 au moins.

Les cinq autres datations sont beaucoup plus étalées dans le temps. Elles s'échelonnent tout au long de l'Age du Bronze. La première est attribuable au Bronze ancien, la seconde est imputable la fin du Bronze ancien ou au début du Bronze récent, les trois dernières enfin coïncident avec le Bronze final. Difficile avec des informations chronologiques si dispersées de déterminer s'il s'agit d'un bruit de fond alluvial continu durant près de huit siècles, ou de crises érosives brèves et récurrentes séparées par des phases de récupération.

3.2.3.2 Le calme morphogénique de la Tène et de l'Antiquité

La deuxième période morphodynamique est d'une durée équivalente à la première. Elle se caractérise par un long hiatus alluvial de plus d'un millénaire, entre 2350 et 1300 BP. Seules quatre signatures détritiques ont pu être attribuées à cette longue période. Elles sont toutes d'époque gallo-romaine, entre 2050 et 1665 BP. Trois d'entre elles s'apparentent à des phénomènes de colluvionnement, avec des corps limoneux disposés en pied de versant ou empâtant des vallons de rang 0. La seule archive alluviale identifiée est un petit corps sablo-limoneux sédimenté dans un lit majeur de rang 2.

Si l'érosion des sols reste active sur les versants des Maures durant l'Antiquité, les flux sédimentaires demeurent confinés pour l'essentiel dans les parties amont des bassins versants. Ce mauvais *Sediment Delivery Ratio* évoque des écoulements de faible hydraulicité, qui multiplient les ruptures dans le *continuum* fluvial. La réduction des apports détritiques en provenance des versants s'est traduite par une reprise d'incision dans les talwegs de rang 2 et plus.

Cette longue période de calme morphogénique, inaugurée durant le 2^e Age du Fer, se prolonge bien après la fin de l'Antiquité, jusqu'au milieu du haut Moyen Age

3.2.3.3 Une forte activité hydrosédimentaire depuis le haut Moyen Age

Au cours du haut Moyen Age, une nouvelle phase d'alluvionnement commence dans les Maures. Elle donne naissance à une seconde génération de signatures sédimentaires, beaucoup plus nombreuse que la première. Cette seconde période de forte activité détritique se prolonge sur près d'un millénaire et demi, de 1280 BP à la période contemporaine, de façon discontinue semble-t-il. En effet, la distribution chronologique des archives alluviales n'est pas linéaire, elle fait apparaître cinq ensembles détritiques successifs :

- entre 1280 et 1190 BP, soit le haut Moyen Age entre le milieu du VI^e et le IX^e-X^e siècle ;
- entre 1010 et 690 BP, soit le Moyen Age central entre le X^e et le XIII-XIV^e siècle ;

- entre 515 et 410 BP, soit le bas Moyen Age et le début des Temps modernes entre le XIV-XV^e et le XVI^e siècle ;
- entre 350 et 260 BP, vers le XVII^e-XVIII^e siècle, au cours des Temps modernes ;
- Enfin après 140 BP, durant l'époque contemporaine.

La distribution chronologique plurimodale des signatures sédimentaires suggère l'existence de crises hydrosédimentaires récurrentes, séparées par de courtes périodes d'accalmie. Ce schéma est confirmé sur le terrain par le dispositif stratigraphique. Dans les sections aval, les phases de forte activité alluviale sont séparées par des épisodes d'incision verticale ayant donné naissance à des chenaux calibrés. Ces derniers entaillent le remblaiement fin sur toute son épaisseur, parfois jusqu'à la nappe grossière, ailleurs jusqu'à la roche en place. Leur profondeur peut atteindre 2 m. Lors des crises détritiques suivantes, ils ont été remblayés par une abondante charge de fond sablo-graveleuse à cailloux. Ces reprises d'incision ont été clairement identifiées entre le Moyen Age central et le bas Moyen Age, à la fin des Temps modernes, et au cours du XX^e siècle. Le phénomène reste pressenti entre le haut Moyen Age et le Moyen Age central.

Le schéma morphodynamique récurrent alluvionnement/reprise d'incision linéaire, évoque un fonctionnement hydrosédimentaire intermittent au cours des quinze derniers siècles. Aux crises d'érosion des sols sur les versants, responsables d'une augmentation des injections détritiques dans les talwegs, succèdent des pauses morphogéniques qui entraînent la réduction des flux solides et s'accompagnent d'une reprise d'incision linéaire.

Durant toutes ces phases alluviales récurrentes, les données de terrain ne permettent pas de distinguer de variations notables dans le fonctionnement des bassins versants. La charge solide chemine dans l'ensemble du réseau hydrographique, de l'amont vers l'aval jusqu'au rang 3 au moins. Aucune différence hydrodynamique importante n'est décelable à partir des indices sédimentaires.

Plusieurs faits permettent d'affirmer que les crises détritiques médiévales et modernes ont une ampleur bien supérieure à la phase érosive protohistorique. L'inégale échantillonnage des signatures sédimentaires est un premier indice, même s'il doit être manié avec précaution en raison de la destruction croissante des archives avec le temps. Deux autres arguments sont plus probants.

Dans les vallons amont, où les déstockages alluviaux sont réduits, deux coupes bien calées chronologiquement ont permis de calculer la vitesse moyenne d'aggradation. Au Treps sud, la vitesse moyenne d'exhaussement depuis le début de l'Antiquité est 1,5 fois supérieure à ce qu'elle était durant la Protohistoire. Et encore s'agit-il d'une mesure par défaut, la plage chronologique incluant, faute de documentation ¹⁴C, plusieurs siècles de calme alluvial entre le début de l'Antiquité et le haut Moyen Age. Au Treps nord, c'est une multiplication par 2 de la vitesse moyenne accrétion que l'on observe à partir de la limite bas Moyen Age/Temps modernes. Ces résultats témoignent bien d'une accélération de la sédimentation au cours des phases érosives les plus récentes.

Dans les sections aval des bassins versants, la charnière bas Moyen Age/Temps modernes se caractérise d'ailleurs par une véritable métamorphose fluviale. Le lit mineur en tresse, aménagé sur la nappe grossière, est totalement remblayé et fossilisé sous les apports détritiques fins. Durant les crises alluviales précédentes, cette bande active avait vu sa largeur se réduire à la suite d'une active sédimentation latérale dans le lit majeur. Mais elle était restée fonctionnelle. Au bas Moyen Age, la recrudescence de la charge fine injectée dans les talwegs entraîne un important réajustement fluvial. Les alluvions grossières héritées disparaissent sous le remblaiement terrigène fin, et la bande de tressage périodiquement réactivée cède la place à un lit à chenal unique calibré, aménagé dans des

berges sablo-limoneuses. Par leur ampleur, les trois derniers paroxysmes détritiques historiques (bas Moyen Age/Temps modernes, Temps modernes et période contemporaine) ont provoqué une véritable rupture morphologique dans les hydrosystèmes aval des Maures.

Caractérisée par une reprise d'incision linéaire dans les talwegs, la période actuelle s'inscrit, à l'échelle historique, dans une phase d'accalmie déritique des bassins versants. Et ce en dépit des incendies de forêt si souvent dénoncés.

Entre une longue période de stabilité au cours du premier Holocène et la récurrence des crises détritiques au cours des quatre derniers millénaires, l'évolution paléodynamique des systèmes fluviaux dans les Maures s'apparente, avec quelques nuances cependant, au modèle décrit en Provence calcaire.

3.3 Une histoire holocène marquée par un forçage anthropoclimatique précoce

Dans le massif des Maures, le fonctionnement des systèmes fluviaux au cours de l'Holocène se caractérise par deux phases morphodynamiques successives très contrastées. Après une longue période de stabilité qui se prolonge jusqu'au milieu du Subboréal, les périodes protohistorique et historique sont marquées par le déclenchement d'épisodes sédimentogènes récurrents qui entraînent progressivement la métamorphose de tous les hydrosystèmes. Ce bouleversement morphodynamique est l'indicateur d'une rupture d'équilibre marquée dans le fonctionnement hydrosédimentaire des systèmes fluviaux.

Dans les Maures, la périodisation des paléodynamiques finiholocènes est facilitée par l'abondance des charbons de bois fossilisés au sein des archives détritiques. Grâce à la méthode du radiocarbone, ces macrorestes ligneux carbonisés, produits en abondance lors des paléo-incendies, constituent de précieux chronomètres sédimentaires. En revanche, l'appréciation du rôle joué par les deux principales variables de forçage morphodynamiques, l'Homme et le climat, est rendue plus difficile par l'insuffisance des indicateurs disponibles.

Faute d'étude paléobotanique disponible sur le massif lui-même (outre les analyses anthracologiques réalisées dans le cadre de ce travail), il est impossible de reconstituer les étapes de l'anthropisation du couvert végétal, sinon par le biais d'une extrapolation régionale peu satisfaisante. Tout aussi difficile est l'évaluation du forçage climatique. Dans le Massif central, les variations de la cascade hydrosédimentaire longitudinale se sont révélées d'excellents marqueurs des fluctuations de l'hydraulicité et des entrées pluviométriques dans le système. Par comparaison avec le Limousin et le mont Lozère, le *corpus* documentaire réuni dans les Maures est réparti dans un plus petit nombre de bassins versants, proches les uns des autres et de dimension réduite. Difficile d'y apprécier le rôle du forçage anthropique à travers son extension areale, comme cela a été fait dans les deux précédents massifs étudiés. D'autre part, il est impossible de distinguer des modes de fonctionnement longitudinal différent d'une crise déritique à l'autre : à chaque fois, la charge solide circule de l'amont vers l'aval sur l'ensemble de l'hydrosystème étudié. Qu'elle soit d'ordre méthodologique et liée aux tracés assez courts des bassins versants échantillonnés, ou qu'elle traduise un comportement hydrologique très impulsif lié aux incendies de forêt (cf. chapitre I), cette caractéristique nous prive d'un indicateur hydroclimatique pertinent.

Si certains marqueurs anthropiques et hydroclimatiques font défaut dans le massif des Maures, l'interprétation des données paléodynamiques peut s'appuyer en revanche sur un important *corpus* bibliographique régional. Abondants dans les Alpes de haute Provence et en basse Provence occidentale, plus ponctuels en Provence orientale, les travaux menés au cours des deux dernières décennies par les chercheurs d'Aix-en-Provence permettent de disposer aujourd'hui d'un cadre paléodynamique bien documenté pour le sud-est de la

France. Les données bibliographiques disponibles permettent de confronter l'évolution holocène des systèmes fluviaux des Maures avec le modèle provençal général et d'en souligner les particularités régionales.

3.3.1 L'atonie morphodynamique du premier Holocène

La première partie de l'Holocène correspond, dans le massif des Maures, à une longue période de stabilité hydrosédimentaire. Les hydrosystèmes amont sont formés de chenaux stables, incisés dans les nappes grossières héritées du Pléistocène ou dans la roche altérée. L'incision de ces chenaux semble acquise dès le début de l'Holocène car aucun indice de mobilisation de la charge alluviale grossière n'est décelable avant le Subboréal. La stabilité morphodynamique se manifeste surtout par l'absence d'alluvionnement terrigène dans les lits majeurs. A l'exception d'une signature sédimentaire isolée (sur la coupe de la Citerne), aucune trace d'injection détritique n'a été observée dans les talwegs. Vraisemblablement réduites, elles ont été totalement évacuées dans des lits mineurs bien purgés par les crues.

L'absence de signature détritique datant du premier Holocène a déjà été signalée en Provence cristalline à l'occasion de travaux menés sur la bordure du massif des Maures et sur l'île de Porquerolles (Lecacheur et Provansal, 1992, Provansal, 1992). Ce silence sédimentaire évoque une longue période d'atonie morphodynamique et d'équilibre des systèmes fluviaux. Elle se prolonge durant tout l'Holocène ancien et une grande partie de l'Holocène moyen, pour ne s'interrompre qu'avec la période protohistorique.

Par sa perfection, la stabilité holocène des systèmes fluviaux en milieu cristallin se démarque du schéma décrit dans les autres régions provençales, dans les Alpes du Sud et en basse Provence calcaire. Dans ces milieux, la pédogenèse et la stabilité morphologique l'emportent aussi durant l'Holocène ancien et moyen, favorisé par le développement d'un couvert forestier dominé par la chênaie caducifoliée (Triat-Laval, 1979, 1982 ; Laval *et al.*, 1991 ; Thiebault, 1995a et b, 1997). L'atonie morphodynamique y reste néanmoins imparfaite. Spectaculaires dans les Alpes du Sud (Jorda, 1980 et 1983 ; Gautier, 1992 ; Rosique, 1996 ; Ballandras, 1997 ; Miramont, 1998 ; Jorda *et al.*, 2002), plus modestes en basse Provence (Jorda *et al.*, 1991, 1993 ; Ballais et Crambes, 1992, Leveau et Provansal éd., 1993 ; Bruneton, 1999), des phénomènes d'alluvionnement entraînent la formation de remblaiements détritiques durant l'Holocène ancien. Très actif au cours du Préboréal et du Boréal, l'alluvionnement s'éteint progressivement au cours de l'Atlantique. La sédimentation devient beaucoup plus fine et cède peu à peu la place à la pédogenèse ou à la travertinisation. En Provence, les auteurs expliquent les injections détritiques de l'Holocène ancien par un contexte d'hétérostasie d'origine édaphique. Les sources sédimentaires correspondraient à des stations morphopédologiques très érodables, mal protégées par la végétation : des affleurements marneux sur des versants d'adret en pente forte. Dans les Alpes du Sud, Ballandras (1997) qualifie cette sédimentation de paraglaciale. Liée à la relaxation postglaciale, elle serait le résultat de phénomènes de déstockage sédimentaire au sein des bassins de réception torrentiels.

Si elle se démarque quelque peu du modèle régional provençal, la parfaite stabilité des systèmes fluviaux des Maures, durant le premier Holocène, rappelle le schéma observé en Limousin et dans les Cévennes (chapitre III et IV). En dépit du gradient climatique qui distingue les trois massifs, une grande similitude caractérise alors le fonctionnement de leurs bassins versants. Sans doute peut-on y voir un effet « massif ancien » où le cadre morphostructural et les conditions édaphiques garantissent une très faible érodabilité naturelle sous la sylve holocène. Dans les Maures, cet équilibre biostasique se prolonge jusqu'au milieu du Subboréal. Il ne s'interrompt localement pour la première fois qu'à partir de l'Age du Bronze.

3.3.2 La rupture d'équilibre subboréale : forçage anthropique et effet retard

Les nappes alluviales datées de l'Age du Bronze observées dans les Maures sont les plus vieilles signatures détritiques holocènes décrites à ce jour en Provence orientale. Dans la plaine côtière de Pardigon, à Cavalaire et à La Croix Valmer, le détritisme alluviale est inauguré dès le Bronze final et se poursuit à l'Age du Fer (Lecacheur et Provansal, 1992) ; à Sainte Eulalie dans la basse vallée du Gapeau, comme sur l'île de Porquerolles, les plus vieux apports alluviaux observés ne remontent pas au-delà du Moyen Age (Provansal, 1992). Les archives détritiques protohistoriques mises en évidence dans les Maures enrichissent le *corpus* documentaire disponible en Provence orientale de diverses façons. Elles vieillissent de plusieurs siècles les premières perturbations hydrosédimentaires identifiées. Elles attestent du caractère régional de ces crises détritiques précoces, enregistrées dans sept des huit bassins versants gneissiques étudiés. Enfin elles offrent, pour la Provence cristalline, un cadre chronologique similaire à celui qui est proposé en basse Provence calcaire, à savoir une rupture d'équilibre morphodynamique datant de l'Age du Bronze.

En basse Provence calcaire, tous les auteurs s'accordent pour attribuer aux sociétés agropastorales un rôle décisif dans la fragilisation des systèmes fluviaux et dans leur déstabilisation morphodynamique. Cette déstabilisation survient avec retard par rapport à l'installation des premières communautés agraires, traduisant le franchissement d'un seuil d'érodabilité. En Provence calcaire (dans les Alpilles, sur la montagne Sainte Victoire, dans la Sainte Baume), il s'écoule en effet plusieurs millénaires entre l'arrivée des premiers agriculteurs pasteurs au Néolithique ancien et la rupture d'équilibre morphodynamique des systèmes fluviaux. Avant l'Age du Bronze, les réponses sédimentaires enregistrées par les hydrosystèmes se limitent à l'arrêt de la construction des édifices travertineux, à partir du Néolithique final (Delgiovine, 1986 ; Vaudour, 1993, 1994), et à un accroissement modéré de la sédimentation dans certains étangs, comme ceux de Berre et du Pourra (Jorda *et al.*, 1993b).

Le décalage observé en basse Provence calcaire entre le mouvement de néolithisation et la rupture d'équilibre morphodynamique des systèmes fluviaux s'accorde bien avec la reconstitution des paléopaysages végétaux offerte par la palynologie et l'anthracologie. Jusqu'au début du Subboréal, la couverture forestière reste peu affectée par l'anthropisation. En Provence occidentale, les populations néolithiques favorisent l'expansion de la chênaie sclérophylle au dépend de la chênaie caducifoliée, mais il faut attendre le Néolithique final, dans la première partie du Subboréal, pour observer une véritable rupture et voir les chênes verts l'emporter sur les chênes à feuilles caduques. On assiste au même moment à une explosion des taxons non arborés marqueurs de l'anthropisation : armoise, plantain, bruyère (Triat-Laval, 1975, 1979, 1982 ; Laval *et al.*, 1991). En Provence orientale, les analyses anthracologiques réalisées à la Baume de Fontbrégoua, à Salernes, et à la grotte du Vieux Monoï, à Signes, attestent également, dès le Néolithique ancien, d'un recul de la chênaie caducifoliée au profit du chêne vert et du pin d'Alep. Mais ces derniers ne deviennent prédominants qu'au Néolithique final (Thiébaud, 1995a, 1997 ; Vernet, 1980).

Le retard constaté en Provence occidentale entre l'arrivée des premiers agriculteurs et les premières réponses détritiques généralisées des systèmes fluviaux se retrouve également dans le massif des Maures. Dès le Chasséen, la présence humaine est attestée sur la bordure du massif par plusieurs habitats de plein air : à Ramatuelle, à Saint-Tropez (Courtin, 1974) et à Pierrefeu (Brun, 1999). Les sites se multiplient au cours du Néolithique final et s'observent désormais aussi au cœur du massif : dolmen de Gautobry à la Londe, dolmen de Roquebrune, menhirs et dépotoir du Val Lambert à Collobrières, grotte sépulcrale de la Baume des Maures à la Garde Freinet, habitat perché de San Peire au Plan de la Tour (Brun, 1999).

On ne dispose pas, dans les Maures, d'analyses palynologiques ou anthracologiques de référence permettant d'étudier l'évolution holocène de la végétation et l'impact de la néolithisation. Cependant, les charbons de bois trouvés en stratigraphie dans les remblaiements détritiques apportent quelques informations paléobotaniques. Ils révèlent notamment qu'à l'Age du Bronze, la chânaie caducifoliée est encore dominante mais partage déjà l'espace avec le chêne vert et la bruyère arborescente.

Comme en basse Provence calcaire, il s'écoule donc plusieurs millénaires entre l'arrivée dans les Maures des premières communautés d'agriculteurs éleveurs et le déclenchement des premières crises détritiques au cours de la protohistoire. Un effet retard, qui n'apparaît pas très étonnant au regard de la grande stabilité des systèmes fluviaux au cours du premier Holocène. Dans les Alpes du Sud, où la fragilité morphostructurale des systèmes fluviaux est plus forte, le temps de latence entre l'anthropisation et sa réponse morphosédimentaire est plus court. La première crise détritique d'origine anthropoclimatique survient près d'un millénaire plus tôt, dès le Néolithique final, à la charnière entre la fin de l'Atlantique et le début du Subboréal (Jorda et Provansal, 1996 ; Ballandras, 1997 ; Miramont, 1998).

Dans les Maures, la forte résilience des systèmes fluviaux diffère longtemps le franchissement du seuil d'érodabilité face aux processus d'érosion hydrique. Le franchissement de ce seuil n'est d'ailleurs pas synchrone sur l'ensemble du massif. Dans les bassins versants étudiés, il s'échelonne sur près d'un millénaire, entre le Bronze ancien et le 1^{er} Age du Fer. Cet asynchronisme s'accorde avec une anthropisation discontinue et hétérogène dans l'espace. Il plaide pour attribuer au forçage anthropique un rôle majeur dans la fragilisation et la déstabilisation morphodynamique à l'échelle de l'Holocène. Pour autant, comme dans le Massif central, le caractère discontinu et récurrent des crises hydrosédimentaires protohistoriques et historiques semble faire la part belle aux fluctuations climatiques qui en impriment le *tempo*.

3.3.3 Les crises détritiques protohistoriques : un double forçage anthropique et climatique inégalement lisible

Replacée à l'échelle de l'Holocène, la rupture d'équilibre morphodynamique de l'Age du Bronze apparaît contemporaine pour l'ensemble de la basse Provence. Les synchronismes sont en revanche plus difficiles à établir à une échelle de temps plus fine.

Dans le bassin versant de l'Arc et sur le pourtour de l'étang de Berre, une volumineuse nappe alluviale se dépose durant l'Age du Bronze, mais aucune périodisation n'est proposée par les auteurs (Jorda *et al.*, 1991a et b ; Jorda, 1993a et b). Dans les Alpilles, cet ensemble sédimentaire est mieux daté et attribué au Bronze ancien (Ballais *et al.*, 1993 ; Bruneton 1999). En revanche, à Pardigon, dans la plaine côtière de Cavalaire, les premiers épisodes détritiques sont datés du Bronze récent (Lecacheur et Provansal, 1992). Dans ce travail, les archives détritiques observées dans la partie amont du bassin du Réal Collobrier se répartissent entre ces deux périodes : deux d'entre elles coïncident avec la fin du Bronze ancien, les trois autres correspondent au Bronze récent. Pour autant, même si cela semble probable, l'échantillonnage réduit et l'étalement des dates ne permettent pas de conclure avec certitude à l'existence de deux crises bien distinctes. Le même flou prédomine dans les Alpes du Sud. Miramont (1998) identifie une crise torrentielle vers 3500 BP, soit au Bronze ancien, alors que Ballandras (1997) place la phase torrentielle de Béous entre 3200 et 2800 BP, soit au Bronze final, sans exclure toutefois un démarrage plus précoce.

En dépit du flou chronologique qui entache encore le phasage du détritisme durant l'Age du Bronze, une forte présomption semble se dégager. Elle concerne la contemporanéité entre les premiers épisodes alluviaux et l'importante péjoration hydroclimatique qui survient dans

la deuxième partie du Subboréal, phase de Pluvius selon la terminologie jurassienne (Magny, 1991 et 1995), de Lössen dans les Alpes (Bortenschlager, 1977 ; Patzelt, 1980). Centrée autour de 3300 BP (Magny, 1995), cette période froide et pluvieuse pourrait expliquer le déclenchement synchrone, dans les Alpes du Sud, dans les Alpilles et dans les Maures, d'une crise hydrosédimentaire dont l'origine serait alors anthropoclimatique. Ainsi, l'Homme serait responsable de la fragilisation des bassins versants et de leur réactivité accrue, mais c'est le climat, par l'accroissement des flux hydriques, qui déterminerait le *tempo* précis de la crise hydrosédimentaire.

Beaucoup moins lisible en revanche est le signal climatique de la phase d'alluvionnement du Bronze récent, qui survient bien après la dégradation climatique de Pluvius. Sauf à y voir les prémices de l'importante péjoration climatique qui sévit durant la première moitié du premier millénaire avant J.-C.

Fortement pressentie au Bronze ancien, plus hypothétique au Bronze récent, la combinaison du forçage climatique ne fait plus aucun doute au 1^{er} Age du Fer. Cette dégradation climatique majeure, observée dans l'ensemble de l'Europe de l'Ouest, coïncide partout avec une forte augmentation de l'hydraulicité du détritisme. Reconnue dans les Alpes du Sud (Jorda, 1992 ; Ballandras, 1997 ; Miramont, 1998), en basse Provence calcaire (Provansal, 1992 ; Bruneton, 1999 ; Bruneton *et al.*, 2002), cette crise hydrosédimentaire est également bien enregistrée dans les Maures, sur la bordure littorale (Provansal, 1992) comme au cœur du massif. Ce synchronisme régional et extrarégional confirme la part déterminante du climat dans le déclenchement de la crise hydrosédimentaire du 1^{er} Age du Fer. Ainsi, si la déstabilisation protohistorique des systèmes fluviaux des Maures est le résultat d'une fragilisation anthropique à long terme, les pics d'activité détritique obéissent pour tout ou partie à un forçage hydroclimatique général. Le poids joué par le contrôle climatique se vérifie *a contrario* durant le retour au calme morphogénique qui survient à la fin de la protohistoire et durant l'Antiquité.

3.3.4 Du 2^e Age du Fer au haut Moyen Age : une accalmie hydrosédimentaire sous contrôle climatique,

Le 2^e Age du Fer inaugure dans les Maures une période d'accalmie hydrosédimentaire qui se prolonge durant près d'un millénaire, jusqu'à la deuxième moitié du haut Moyen Age. Rien dans l'occupation humaine du massif n'explique cette longue période d'interruption de l'activité détritique. Certes, l'inventaire publié dans la carte archéologique de la Gaule (Brun, 1999) fait état, durant l'Antiquité, de densités d'occupation moins importantes dans les Maures que dans les espaces périphériques, dépression permienne et plateaux calcaires. Mais cela ne ressemble en rien à un abandon. On dénombre autant de sites d'habitats à la Tène qu'au 1^{er} Age du Fer, et on signale, dans le massif, plusieurs dizaines d'établissements ruraux romains. Les faibles densités reconnues s'expliquent sans doute en partie par des prospections rendues particulièrement difficiles par la présence du maquis. Des campagnes de prospections systématiques ont été réalisées dans la partie orientale du massif, à la faveur de l'incendie d'août 1990. Elles ont permis de mettre à jour un grand nombre de sites inédits révélant, à la Tène et à l'Antiquité, des densités de peuplement jusqu'alors insoupçonnées (Bertoncello et Gazenbeek, 1997).

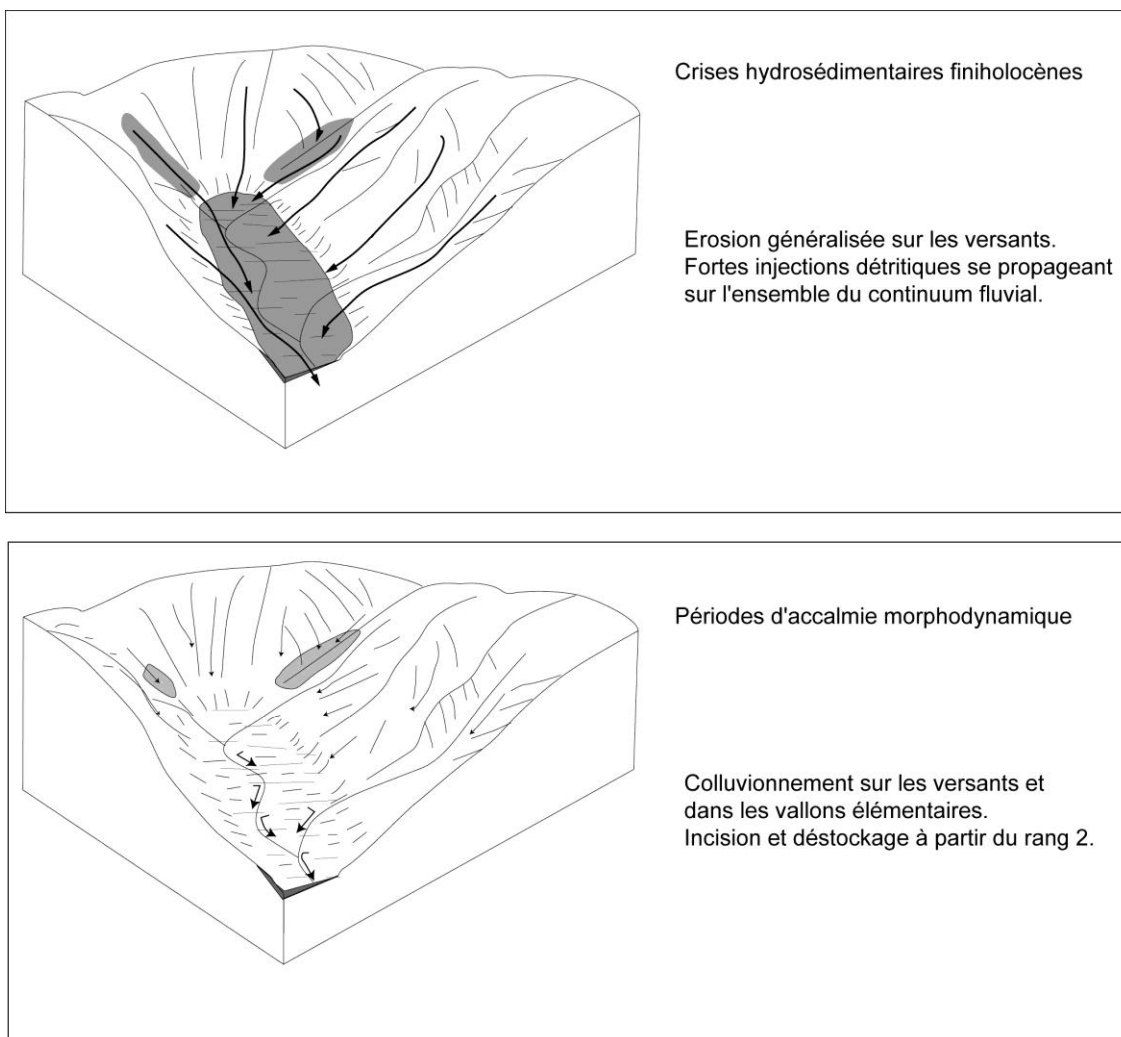
L'extinction de l'alluvionnement observé à cette époque dans les Maures ne s'accompagne d'ailleurs pas d'un retour à une parfaite stabilité sur les versants. Plusieurs signatures sédimentaires témoignent au contraire d'une dynamique colluviale active, corrélative d'une érosion chronique des sols. Cependant, celle-ci survient dans un contexte de faible hydraulicité. Les apports détritiques s'accumulent au pied des versants, mais ils ne sont pas ou peu injectés dans les hydrosystèmes. De nombreuses discontinuités interrompent alors

les flux solides, déterminant, au sein des bassins versants, de très mauvais *Sediment Delivery Ratio*.

Le fonctionnement morphodynamique à la fin de l'Age du Fer et durant l'Antiquité, évoque bien davantage une inefficacité d'origine hydroclimatique qu'une phytostabilisation des versants liée à une déprise anthropique. Le scénario proposé pour les Maures est donc identique à celui qui a été mis en évidence dans l'ensemble de la région provençale. Qu'il s'agisse des Alpes du Sud (Jorda, 1992 ; Jorda et Provansal, 1996 ; Ballandras, 1997 ; Miramont, 1998) ou de la basse Provence occidentale (Jorda *et al.*, 1991b ; Ballais et Crambes, 1992 ; Provansal, 1992 et 1993c ; Bruneton, 1999 ; Bruneton *et al.*, 2002), partout, les auteurs s'accordent sur l'atonie morphodynamique de l'Antiquité et sur son contrôle climatique. L'extinction de la torrentialité et du détritisme alluvial, qui favorise l'implantation de *villae* sur les cônes de déjection et dans les fonds de vallons y est expliquée par une réduction des flux hydriques liée à une phase d'assèchement climatique.

Les Maures se distinguent néanmoins du modèle régional par la durée de cette accalmie hydrosédimentaire qui excède de plusieurs siècles celle observée dans les massifs occidentaux.

Figure 2-83 : Le fonctionnement des systèmes fluviaux dans le massif des Maures durant la 2^{ème} partie de l'Holocène



3.3.5 A partir du haut Moyen Age, un détritisme de plus en plus sédimentogène

A partir du haut Moyen Age, l'activité morphosédimentaire reprend avec vigueur dans les Maures. Elle se prolonge jusqu'à l'époque contemporaine, en présentant un caractère sédimentogène croissant, bien supérieur à celui de la période protohistorique. Durant cette longue période morphodynamique, trois phases chronostratigraphiques peuvent être distinguées : la deuxième partie du haut Moyen Age, le Moyen Age central et une dernière phase allant du bas Moyen Age à l'époque contemporaine. Pour chacun de ces épisodes détritiques, forçages anthropique et climatique se combinent différemment.

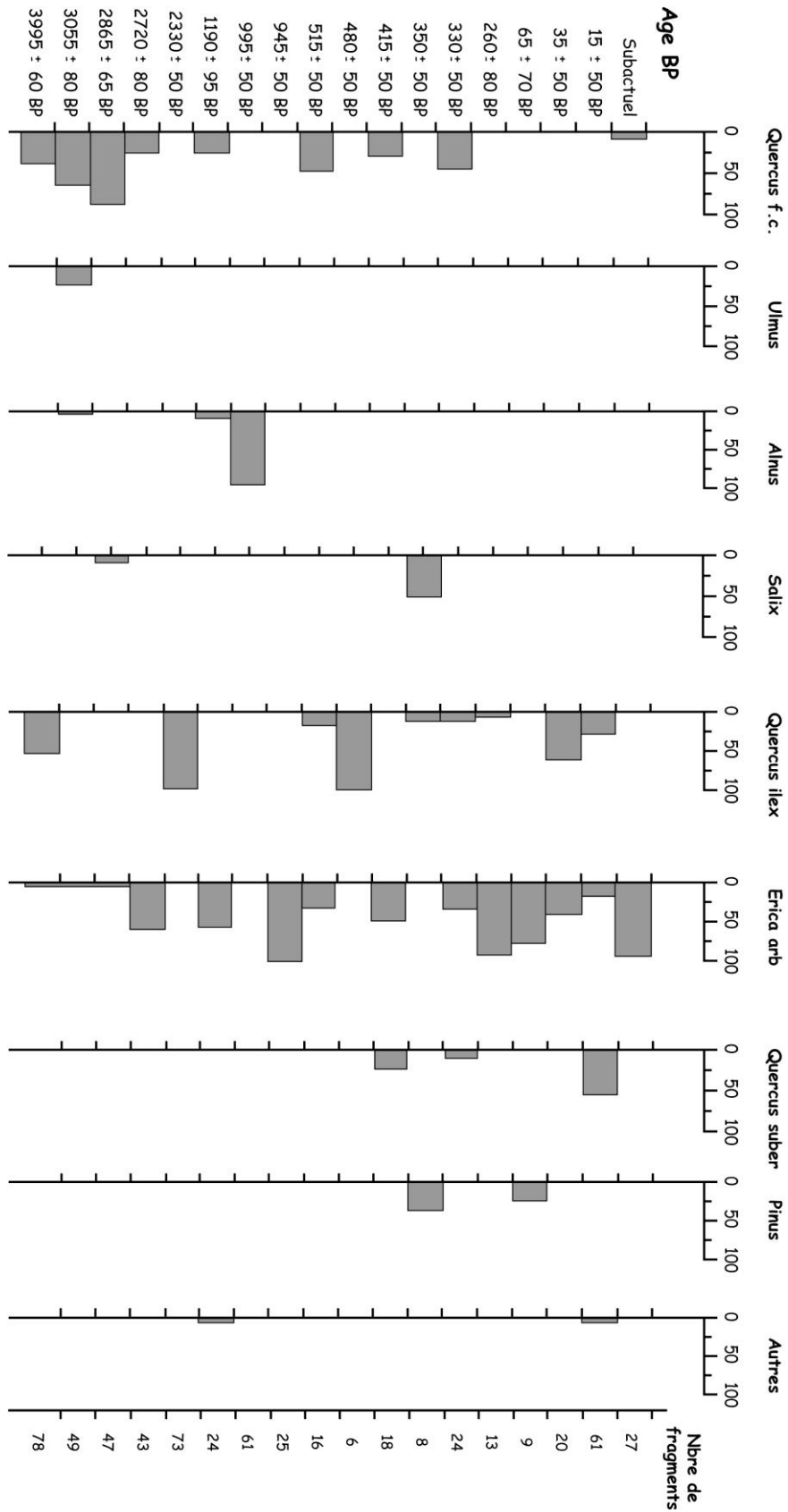
Après la longue phase de stabilité qui caractérise le 2^e Age du Fer et l'Antiquité, la reprise de l'activité détritique au cours du haut Moyen Age est un fait commun à tout le midi français. La recrudescence des flux solides coïncide avec le retour de conditions climatiques défavorables (Lamb, 1982, 1984 ; Alexandre, 1987). Mais, dans la plupart des sites étudiés dans les Alpes du Sud et en Provence occidentale, cette crise érosive est enregistrée dès l'Antiquité tardive, aux III^e-IV^e siècles (Berger, 1996 ; Bruneton, 1999), ou au début du haut Moyen Age, aux VI^e-VII^e siècles (Provansal, 1992 ; Ballandras, 1997 ; Miramont, 1998).

Dans les Maures, les premières signatures détritiques sont plus tardives. Elles ne sont observées qu'à partir de 1280 BP. Ce retard est commun sur tous les sites étudiés en Provence orientale : deux nappes alluviales ont été datées, l'une vers 1190 BP dans l'île de Porquerolles (Provansal, 1992 ; Borréanni *et al.*, 1992), l'autre vers 1095 BP à Sainte Eulalie, sur la basse vallée du Gapeau (Provansal, 1993). Alors qu'elle démarre dès le début du haut Moyen Age en Provence occidentale, dans la vallée du Rhône et dans les Alpes du Sud, cette nouvelle crise érosive n'est pas observée en Provence orientale avant la deuxième partie du haut Moyen Age, entre le VII^e et le X^e siècle. Comme le suggère Provansal (1993), sans doute faut-il voir dans ce décalage chronologique de deux à trois siècles une disparité paléoclimatique entre la partie occidentale et orientale de la Provence.

Autre singularité du massif des Maures par rapport au modèle élaboré en basse Provence calcaire : l'absence d'accalmie hydrosédimentaire accompagnant l'*optimum* climatique du Moyen Age central. Cette période marque au contraire un net accroissement de l'activité alluviale : remaniement fréquent des bandes actives grossières, abondante alimentation sablo-limoneuse dans les lits majeurs. Ces signatures alluviales témoignent d'importants transits sédimentaires amont-aval depuis les versants jusqu'au rang 3 au moins, dans un contexte de forte énergie hydrodynamique. Au Moyen Age central, c'est la première fois, semble-t-il, dans l'histoire des Maures, qu'une crise détritique ne coïncide pas avec une péjoration hydroclimatique. Il n'est plus nécessaire que le forçage climatique se combine au forçage anthropique. La fragilisation et l'érodabilité des bassins versants semblent désormais si importantes que les épisodes pluvieux modaux suffisent à générer une importante charge solide.

La forte réactivité des bassins versants à l'érosion hydrique durant la période médiévale s'explique peut-être par la multiplication des incendies de forêt. Entre le XIII^e et le XIV^e siècles, ceux-ci ont détruit à plusieurs reprises les bâtiments de la Chartreuse de la Verne installée au cœur du massif des Maures depuis 1170 (Grimaud, 1979). Les travaux menés sur le BVRE du Réal Collobrier depuis 1990 ont montré à quel point les incendies de forêt perturbent le fonctionnement hydrologique et morphodynamique des systèmes fluviaux. Le ruissellement hortonien favorise le déclenchement de crues éclairs à caractère impulsif très efficaces sur le plan érosif (Martin et Lavabre, 2000). Les taux de dégradation spécifique, habituellement de l'ordre de quelques tonnes par km² par an (Martin, 1986), peuvent atteindre plusieurs milliers de tonnes par km² l'année qui suit le sinistre (*cf.* chapitre I). De tels événements hydrologiques pourraient expliquer la crise détritique d'origine anthropique que l'on observe au cours du Moyen Age central, dans un contexte climatique plutôt favorable.

Figure 2-84 : Assemblages anthracologiques fossilisés dans les archives alluviales des Maures



Si la crise alluviale du Moyen Age central semble imputable au seul forçage anthropique, une accélération incontestable de la morphodynamique accompagne le déclenchement du Petit Age Glaciaire vers 500 BP. La dernière phase détritique qui se prolonge du bas Moyen Age à l'époque contemporaine est de loin la plus sédimentogène de toute l'histoire finiholocène des Maures. Elle provoque une véritable métamorphose des hydrosystèmes de rangs 2 et 3 suite à l'injection massive d'une charge fine en provenance des versants. Les bandes actives caillouteuses, jusqu'alors parcourues par des chenaux en tresse, sont fossilisées sous des nappes sablo-limoneuses qui s'exhaussent rapidement. La végétation du massif est alors très dégradée et la forte représentation de la bruyère arborescente, au sein des assemblages anthracologiques, traduit la récurrence des incendies de forêt. Dans les Maures comme dans le reste de l'Europe de l'Ouest (Starkel, 1987, 1991, 1995 ; Neboit, 1991, Bravard, 1992), cette ultime crise hydrosédimentaire résulte d'un forçage anthropoclimatique d'une importance inégalée.

CONCLUSION DU CHAPITRE V

En dépit de la proximité du niveau de base favorable à une intense dissection, le massif côtier des Maures a conservé, sur les paléotopographies préservées dans les gneiss, d'abondantes archives sédimentaires qui permettent de reconstituer son histoire alluviale.

Comme dans le Massif central, la première partie de l'Holocène coïncide avec une longue période de stabilité morphodynamique, caractérisée par une absence totale d'alluvionnement. Dans les Maures, la logique « massif ancien » l'emporte donc sur la logique régionale. Durant l'Holocène ancien, ce massif cristallin, dépourvu de fortes contraintes édaphiques, ne connaît pas la même évolution que la basse Provence calcaire et les Alpes de haute Provence, où la fragilité morphostructurale favorise le maintien d'une activité érosive discontinue dans l'espace.

Le caractère méditerranéen du massif des Maures s'affirme dans la deuxième partie de l'Holocène. Il se démarque alors du Massif central, notamment du Limousin, par une fragilité accrue vis-à-vis du forçage anthropoclimatique protohistorique et historique. Cette fragilité se manifeste d'abord par une déstabilisation plus précoce des systèmes fluviaux. Ceux-ci enregistrent les premières crises détritiques dès le milieu du Subboréal, soit près d'un millénaire plus tôt que le Limousin et le mont Lozère. Elle se traduit également par des dynamiques érosives plus sédimentogènes qui brouillent la lecture des différents signaux anthropiques et climatiques. L'extension aréale des crises semble toujours assez vaste, les faciès détritiques sont homogènes, et l'hydraulicité est élevée, favorisant la propagation de la charge solide sur l'ensemble du gradient amont-aval. A partir du haut Moyen Age, l'activité détritique devient presque continue dans le massif, ne s'interrompant même pas pendant l'*optimum* du Moyen Age central. Dans les Cévennes, une crise érosive anthropique s'observe également à cette époque, mais son expression sédimentaire se démarque nettement des crises anthropoclimatiques qui la précèdent ou de celle qui la suit. Ce n'est pas le cas des Maures où elle présente les mêmes caractères. Ce comportement hydrosédimentaire s'explique peut-être par un fonctionnement hydrologique particulier, au caractère impulsif, lié à la récurrence d'incendies de forêts dont on retrouve le signal dans les dépôts sous forme de charbons de bois.

SYNTHESE ET CONCLUSION DE LA 2^E PARTIE

Les dynamiques hydrosédimentaires holocènes ont été étudiées dans trois massifs représentatifs des moyennes montagnes cristallines : le Limousin, le mont Lozère et les Maures. Ces trois ensembles régionaux offrent un gradient d'érodabilité croissant entre les plateaux océaniques du nord-ouest du Massif central, les hautes Cévennes au climat méditerranéen dégradé par l'altitude et le massif littoral de Provence orientale.

Les archives sédimentaires présentes dans les systèmes fluviaux ont été étudiées dans le cadre d'une démarche géoarchéologique combinant l'étude des marqueurs sédimentologiques, botaniques et chronologiques. Les recherches conduites depuis le début des années 1990 ont permis de réunir une abondante documentation paléoenvironnementale. Près de cent complexes morphosédimentaires, étayés par cent cinquante cinq datations ¹⁴C, ont été étudiés. Réparti dans soixante cinq bassins versants différents (trente en Limousin, vingt au mont Lozère et quinze dans les Maures), ce *corpus* constitue un échantillonnage suffisamment représentatif pour proposer une première synthèse des paléodynamiques hydrosédimentaires dans les systèmes fluviaux des moyennes montagnes françaises de socle.

Les principaux enseignements concernent deux thématiques majeures : le paléofonctionnement du système bassin versant et la valeur diagnostique des archives sédimentaires ; la reconstitution des dynamiques holocènes et l'évaluation du rôle joué par les facteurs de contrôle interne et les variables de forçage externe, anthropisation et fluctuations climatiques.

Les petits systèmes fluviaux : de bons milieux enregistreurs des paléodynamiques hydrosédimentaires

La variété et la richesse des complexes morphosédimentaires présentés dans ce travail attestent de la capacité des petits systèmes fluviaux de moyenne montagne à mémoriser leur propre histoire holocène. La formation et la conservation des archives sédimentaires résultent des multiples discontinuités spatiotemporelles qui interrompent le *continuum* fluvial, et du jeu antagoniste des phénomènes de stockage-déstockage. Bien sûr la qualité des enregistrements n'est pas partout égale. Elle dépend du fonctionnement du système bassin versant et des caractéristiques de sa cascade sédimentaire. Celle-ci varie à plusieurs échelles, dans l'espace et dans le temps.

Le contrôle morphostructural

A petite échelle, le dispositif morphostructural détermine la capacité de stockage et de déstockage sédimentaire des bassins versants et donc leur aptitude à mémoriser leurs dynamiques hydrosédimentaires holocènes.

Les systèmes fluviaux démantelés par les reprises d'incision plioquaternaires sont les plus amnésiques. Leurs versants sont déclives, organisés autour de talwegs étroits et pentus. En période de crise morphosédimentaire, leur *Sediment Delivery Ratio* performant y limite les phénomènes de stockage, et les phases de relaxation se traduisent par des déstockages efficaces. Les archives détritiques holocènes subsistant aujourd'hui dans ces bassins versants sont rares et fragmentaires et l'essentiel des informations paléodynamiques a été perdu.

Beaucoup plus riche est la mémoire holocène des systèmes fluviaux restés à l'écart des grandes reprises d'incision plioquaternaires. Ces bassins conservent de nombreuses paléotopographies planes ou évasées, qui favorisent les ruptures dans le *continuum* fluvial et sont donc propices à l'archivage sédimentaire. Cette famille de systèmes fluviaux se rencontre dans les trois massifs étudiés, particulièrement sur substrat gneissique et granite, moins sensibles à l'incision linéaire que les affleurements schisteux. Les alvéoles granitiques se révèlent ainsi particulièrement intéressants pour la reconstitution des paléodynamiques hydrosédimentaires holocènes. Grâce à une morphologie complexe où se juxtaposent et s'emboîtent diverses unités topographiques fonctionnelles, ils offrent une grande variété d'archives : colluvionnements sur les versants et leurs gradins structuraux, atterrissements colluvio-alluviaux discontinus dans les vallons élémentaires des cloisons, remblaiements alluviaux continus sur les planchers d'alvéoles. Par leur diversité morphologique, ils illustrent bien les effets d'échelle internes aux bassins versants, où la nature et la représentativité des dépôts corrélatifs varient selon une logique longitudinale.

Les emboîtements scalaires

A grande échelle, à l'intérieur des bassins versants, la nature des complexes morphosédimentaires, leur abondance, leur conservation et leur représentativité varient le long du *continuum* fluvial. De l'amont vers l'aval, quatre sous systèmes successifs ont été distingués.

En amont, les versants constituent les zones de production sédimentaire du système fluvial. Ablation et transit s'y exercent sous l'action de processus d'érosion aréolaire et linéaire, de façon discontinue du haut vers le bas des pentes. Le transfert des matériaux s'effectue par bonds successifs, qui constituent autant de ruptures spatiotemporelles et favorisent la multiplication de sites de stockage : banquettes agricoles, tabliers colluviaux, cônes de déjection. Ces archives sont particulièrement précieuses dans le cadre d'une reconstitution morphodynamique car elles sont en connexion directe avec les formes d'érosion qui les ont alimentées. Dater ces dépôts corrélatifs permet d'identifier les périodes d'activité des décapages aréolaires sur les champs et des ravines. Elles n'ont, *a contrario*, aucune valeur intégratrice et ne racontent qu'une histoire locale, à très grande échelle, souvent fugace. Elles sont plus fragiles en milieu méditerranéen, où elles peuvent être détruites par des phénomènes d'incision linéaire, qu'en région océanique où l'érosion reste dominée par des processus aréolaires.

Inscrits au cœur des versants, les vallons élémentaires de rang 0 jouent en amont le rôle de premiers collecteurs sédimentaires. Même s'ils ne sont plus directement connectés aux

formes d'érosion, les sources détritiques demeurent proches et ils enregistrent encore les dynamiques érosives locales. Leurs talwegs restent déclives mais ils sont accidentés de nombreuses ruptures de pente qui favorisent les relais spatiotemporels et entraînent la construction de remblaiements discontinus. Dans ces vallons élémentaires, les écoulements sont trop réduits et sporadiques pour générer une véritable dynamique fluviale. Les complexes lithostratigraphiques y sont hétérogènes et variables selon les massifs. Organominéraux en Limousin et au Lozère, ils deviennent strictement minéraux dans les Maures, caractérisés par des faciès colluvio-alluviaux mal différenciés. La stratigraphie des remblaiements témoigne d'une dynamique verticale marquée par une tendance constante à l'exhaussement. En effet, en raison de leur faible potentiel hydrodynamique, ces vallons élémentaires présentent rarement des écoulements chenalisés et les reprises d'incision y demeurent ponctuelles. Ce sont donc de bons milieux enregistreurs, en dépit d'une représentativité spatiale limitée.

Avec les artères de rang 1 commencent les véritables sous systèmes alluviaux. Situées au pied des versants, ces sections fluviales conservent de fortes connexions avec eux et jouent encore le rôle de collecteurs sédimentaires. Elles acquièrent néanmoins une plus grande valeur d'intégration spatiale. Dans ces unités morphologiques, les talwegs s'élargissent et voient leur pente longitudinale s'abaisser, devenant beaucoup plus propices à l'archivage sédimentaire que ne le sont les sous systèmes amont. Les écoulements sont désormais concentrés et les transferts alluviaux sont chenalisés, engendrant une véritable dynamique fluviale. Cependant, l'hydraulicité reste modérée dans ces collecteurs amont. Souvent incapables d'évacuer la totalité de leur charge solide, ils peuvent être le siège d'importants phénomènes d'alluvionnement et de stockage. Dans les artères de rang 1 (et jusqu'au rang 2 en Limousin), les remblaiements holocènes présentent toujours une structure polyphasée. Ils sont constitués de séries alluviales superposées, séparées par des corps tourbeux en Limousin, par des discontinuités structurales et texturales tranchées sur le mont Lozère et dans les Maures. Ces césures facilitent leur lecture stratigraphique. Ces corps sédimentaires correspondent à des générations distinctes et possèdent donc une véritable valeur chronostratigraphique. Leurs faciès sont les marqueurs de phases alluviales différentes, survenues dans des contextes morphodynamiques singuliers. Ces séries alluviales sont superposées les une aux autres selon une dynamique d'aggradation verticale. Entre chaque phase d'alluvionnement, les reprises d'érosion sont limitées dans les massifs méditerranéens, absentes en Limousin. La faiblesse des déstockages historiques confère donc aux complexes alluviaux présents dans les vallons de rang 1 une grande valeur diachronique.

A partir du rang 2 en Lozère et dans les Maures, du rang 3 en Limousin, la connexion entre les versants et les axes hydrographiques diminue rapidement. Ces corridors fluviaux se comportent désormais comme des axes d'évacuation sédimentaire rendus de plus en plus performants par l'accroissement des débits liquides. En se renforçant, la dynamique fluviale rend plus difficile la lecture du temps dynamique. Les discontinuités lithostratigraphiques verticales s'estompent en faveur d'une homogénéisation des profils. Les césures verticales sont en fait remplacées par des discontinuités latérales. Les remblaiements alluviaux présentent désormais une polychronie latérale : ils sont constitués par la juxtaposition et l'emboîtement d'unités sédimentaires différentes selon un gradient d'ancienneté souvent décroissant depuis les marges vers les axes d'écoulement, fossiles ou actuels. Un modèle d'accrétion latéral général se surimpose donc à la logique d'aggradation verticale observée en amont. Ce dispositif géométrique, plus marqué dans les vallées des massifs méditerranéens que dans les vallées limousines, montre que la dynamique plurimillénaire de remblaiement a été épisodiquement interrompue par des mécanismes antagonistes de déstockage, par érosion verticale et sapement latéral surtout. La nature peu affouillable des planchers rocheux ou caillouteux a confiné ce mécanisme à l'alternat sur une faible amplitude verticale, et fait des remblaiements de fonds de vallées de véritables palimpsestes assez difficiles à déchiffrer. Par le jeu des déstockages successifs, la documentation

sédimentaire conservée dans les talwegs de rang 2 et 3 apparaît donc d'autant plus fragmentaire qu'elle est plus ancienne. Cependant, même s'il ne reste plus que des lambeaux alluviaux des crises morphogéniques protohistoriques, les signatures sédimentaires datées dans ces hydrosystèmes témoignent d'une histoire détritique aussi longue que dans les vallons amonts. La perte de mémoire partielle, accompagnant les phases de relaxation dans les axes fluviaux de rang 2 et 3, est donc largement compensée par une meilleure capacité d'intégration spatiale.

Un fonctionnement hétérochrone

L'ensemble des archives sédimentaires conservées dans les bassins versants permet de reconstituer, avec plus ou moins de précision selon les époques, l'histoire hydrosédimentaire holocène des différents massifs étudiés. Pourtant, cette histoire régionale n'est que la somme d'histoires locales, plus ou moins différentes, qui témoignent d'une forte hétérogénéité du temps dynamique dans l'espace. Celle-ci se lit particulièrement bien pour l'Holocène récent, documenté par d'abondantes archives détritiques. Cette hétérochronie, traduite par les enregistrements sédimentaires, se lit à l'échelle du *continuum* fluvial comme à celle des massifs. Elle n'apporte pas les mêmes informations sur les variables de contrôle.

Au sein du système bassin versant, l'hétérochronie est manifeste entre les trois principaux sous systèmes fonctionnels : versant, collecteur amont, corridor aval.

Ce sont les versants qui racontent l'histoire morphodynamique la plus continue. Au cours des derniers millénaires, ils connaissent une érosion des sols très irrégulière par son intensité, mais dont la fréquence se traduit par un bruit de fond presque continu dans les enregistrements sédimentaires de versants. Ce phénomène est bien lisible dans les banquettes agricoles du Limousin, qui continuent à s'exhumer lentement durant les périodes d'assoupissement morphodynamique.

Le fonctionnement des collecteurs amont, de rang 0 et 1 est plus discontinu dans le temps. Les injections détritiques témoignent d'une connexion fonctionnelle entre versants et talwegs lors de périodes de plus grande efficacité du *continuum* fluvial. Leur empâtement se produit de façon récurrente et reste associé aux phases d'accélération de la morphodynamique.

Les corridors fluviaux n'enregistrent que les temps forts de la morphogénèse. Les apports alluviaux y sont plus spasmodiques et ne surviennent que de façon très épisodique, lors des phases de forte hydraulicité dans le système fluvial.

Au sein du système bassin versant, la cascade sédimentaire s'exerce de façon variable dans le temps. A certaines époques, le fonctionnement longitudinal est interrompu par de multiples ruptures spatiotemporelles. Pour d'autres périodes, caractérisées par une hydraulicité accrue, les connexions entre les différents sous systèmes redeviennent fonctionnelles. Cette inégale hydraulicité, perçue à travers la circulation longitudinale de la charge solide, peut être considérée comme l'indicateur d'un signal hydroclimatique.

L'hétérochronie se manifeste également à plus petite échelle, celle des massifs. Chaque système fluvial a sa propre histoire hydrosédimentaire. Certains bassins versants sont déstabilisés dès la protohistoire, d'autres restent stables jusqu'aux Temps modernes. Certains n'enregistrent qu'une crise détritique, d'autres en connaissent plusieurs. Cette disparité témoigne du poids des facteurs locaux d'érodabilité et notamment de l'impact anisotrope de l'anthropisation sur le milieu. Sur le mont Lozère, elle a pu être mise en relation avec l'étagement des terroirs et leur logique d'exploitation agropastorale, montrant que, dans une large part, elle pouvait être interprétée comme l'indicateur d'un signal anthropique.

Grâce à l'abondance et à la qualité de leurs archives, les petits bassins versants amont des moyennes montagnes cristallines constituent de bons milieux enregistreurs des paléodynamiques érosives. Ils permettent de reconstituer l'histoire hydrosédimentaire holocène de ces massifs et de discuter le rôle des deux principaux facteurs de forçage : Homme et climat.

Variations régionales autour d'une histoire holocène commune

Dans les trois massifs étudiés, deux périodes morphodynamiques contrastées caractérisent le fonctionnement des systèmes fluviaux au cours de l'Holocène. Si la première partie de l'Holocène correspond à une longue phase d'équilibre et de stabilité morphodynamique, les périodes protohistoriques et historiques présentent un tout autre scénario. Durant les quatre derniers millénaires dans les Maures, les trois derniers en Limousin et en hautes Cévennes, les systèmes fluviaux deviennent instables et connaissent, de façon récurrente, des perturbations hydrosédimentaires majeures qui entraînent de véritables métamorphoses fluviales. Réponse morphosédimentaire à la mise en place des systèmes agropastoraux, forçage hydroclimatique, la confrontation des indicateurs géomorphologiques et des marqueurs d'anthropisation permet de discuter du rôle joué par ces deux facteurs et de souligner les paradoxes liés aux changements d'échelle temporelle.

L'Holocène ancien et moyen : une longue atonie morphodynamique qui résiste à une anthropisation discrète

Entre la mise en place des nappes détritiques d'origine froide, durant le Pléistocène, et les remblaiements alluviaux généralisés finiholocènes, la rareté des signatures sédimentaires pendant l'Holocène ancien et moyen plaide pour une longue période de stabilité morphodynamique. Cette indigence des archives sédimentaires en complique singulièrement la reconstitution paléodynamique, et cette période fait souvent figure de longue parenthèse morphologique. Pédogenèse, dynamique organogène, faiblesse des flux alluviaux et prégnance des lits à anastomoses incisés dans les nappes détritiques préholocènes caractérisent des systèmes fluviaux parfaitement stables. Seules quelques manifestations érosives sporadiques, de nature diverse, rompent cet équilibre.

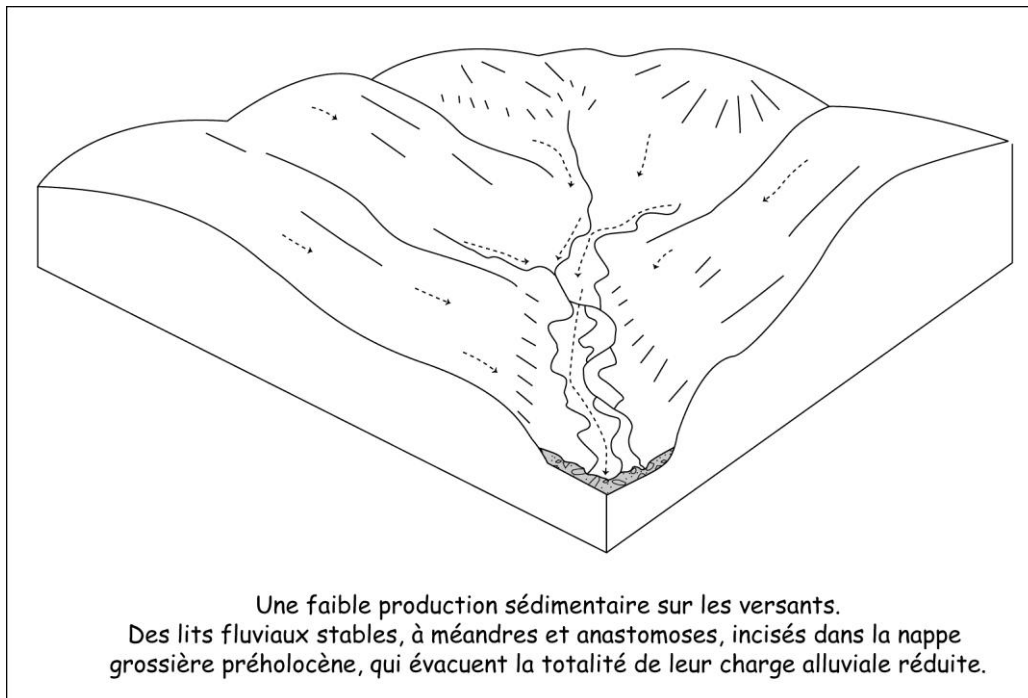
Deux familles de signatures sédimentaires, très inégalement représentées, se rencontrent dans les talwegs.

Les marqueurs de la stabilité

Durant l'Holocène ancien et moyen, les nappes caillouteuses du Pléistocène constituent le plancher alluvial de la majorité des hydrosystèmes. Ces nappes sont entaillées par des chenaux fonctionnels mais figés, hérités probablement en grande partie de l'incision préholocène. C'est dire le rôle majeur que jouent, jusqu'à la fin du Subboréal, les héritages pléistocènes dans les paysages fluviaux. Partout où ils ont pu être observés, les lits fluviaux présentent les mêmes caractéristiques morphologiques : des chenaux sinueux, à anastomoses, incisés dans le plancher alluvial caillouteux préholocène. Leur faible rayon hydraulique et des berges sans doute parfaitement phytostabilisées expliquent vraisemblablement leur stabilité. Dans ces sections de rang inférieur, la puissance nette des

écoulements semble alors insuffisante pour remanier la nappe caillouteuse. L'absence d'alluvionnement, dans les lits mineurs comme dans les lits majeurs, atteste quant à elle de la médiocrité des apports détritiques en provenance des versants. Les volumes sédimentaires sont suffisamment réduits et les crues inondantes peu fréquentes pour que les lits mineurs puissent, semble-t-il, évacuer l'ensemble de la charge alluviale.

Figure 2-85 : L'atonie morphodynamique du 1^{er} Holocène



Les hydrosystèmes traduisent tous, par leur mode de fonctionnement, la même stabilité morphodynamique. Cependant, cette longue période d'atonie ne s'exprime pas de la même façon pour tous. Si la majorité des fonds de vallons restent calés sur la nappe pléistocène, d'autres, les plus hydromorphes, sont le siège d'une dynamique turfigène. Les planchers alluviaux les plus larges et les plus plans évoluent alors en bas marais tourbeux. Omniprésents sur les hautes terres limousines, ils sont plus occasionnels sur le mont Lozère et sont absents dans les Maures. Ces tourbières topogènes constituent de précieux milieux enregistreurs des paléodynamiques végétales. Elles permettent de reconstituer l'évolution du couvert végétal et son anthropisation progressive à partir du Néolithique.

Sur les versants, la pédogenèse l'emporte largement sous un couvert forestier dense. D'abord dominés par la chênaie thermophile qui s'installe progressivement durant l'Holocène ancien, les paysages forestiers se diversifient au cours de l'Holocène moyen (Beaulieu et Pons, 1979 ; Denèfle *et al.*, 1980 ; Beaulieu *et al.*, 1988a et b ; Reille, 1990 ; Guenet, 1993 ; Vergne *in* Manneville *et al.*, 1996), sous l'action conjuguée du refroidissement climatique subboréal (développement de la hêtraie en Limousin, de la hêtraie sapinière dans les hautes Cévennes) et des premières activités anthropiques (expansion de la chênaie sclérophylle dans les Maures, des essences héliophiles dans le Massif central : bouleau, noisetier, sorbier, pin...). La pédogenèse se développe au détriment des formations colluviales héritées du Pléistocène froid : arènes gélimobilisées, nappes gélifluidales.

Des manifestations érosives fugaces

Les manifestations érosives sont de deux sortes sur les versants : de très rares incisions sporadiques au cours de l'Holocène ancien, et des troncatures de sols, beaucoup plus fréquentes, durant l'Holocène moyen.

Les phénomènes d'érosion linéaire n'ont été observés qu'au mont Lozère, à deux reprises seulement. C'est dire la faible occurrence de ces manifestations érosives, strictement associées à des zones de faiblesse particulièrement érodables. Ravines et sapements latéraux ont ponctuellement entaillé, à l'Atlantique ancien, des poches d'arènes tectonisées et d'épais bourrages périglaciaires ou glaciaires. Un cône de déjection, daté de la charnière Boréal/Atlantique, a également été décrit sur un affluent de la Dore, en Limagne (Cubizolle *et al.*, 2001). Ce sont les seules injections détritiques datées de l'Holocène ancien connues à ce jour dans le Massif central.

Toute proportion gardée, car l'ampleur spatiale du phénomène et les volumes concernés sont sans commune mesure, ce fonctionnement hydrosédimentaire évoque la mise en place des remblaiements détritiques de l'Holocène ancien, décrit par de nombreux auteurs dans le sud-est de la France. Spectaculaires dans les Alpes du Sud (Jorda, 1980 et 1983 ; Gautier, 1992 ; Rosique, 1996 ; Ballandras, 1997 ; Miramont, 1998 ; Jorda *et al.*, 2002), ils sont plus modestes en basse Provence calcaire (Jorda *et al.*, 1991 et 1993 ; Ballais et Crambes, 1992 ; Leveau et Provansal éd., 1993 ; Bruneton, 1999). Ces derniers sont expliqués par une phytostabilisation plus difficile et donc plus tardive des vastes affleurements de marnes et de certains bassins de réception torrentiels (dans les Alpes). Encore imparfaitement végétalisés au Boréal et au début de l'Atlantique, ces secteurs très érodables sont alors la proie d'une érosion efficace.

A l'exception de quelques injections détritiques sporadiques, vraisemblablement liées à des manifestations érosives ponctuelles sous contrôle morphostructural ou morphosédimentaire, les systèmes fluviaux de moyenne montagne cristalline demeurent parfaitement stables durant toute la première partie de l'Holocène.

Les manifestations érosives se multiplient sur les versants à partir de l'Holocène moyen sous la forme discrète de troncatures de sols liées à l'érosion aréolaire. En Limousin la plus ancienne est attestée dès le Néolithique récent, à 700 m d'altitude. Ces troncatures semblent se généraliser durant la protohistoire, au moins sur les grands replats d'alvéoles les plus propices au développement de l'*ager*, où les banquettes agricoles datées de l'Age du Fer et de l'Antiquité reposent directement sur les anciens horizons B ou sur l'arène en place. Si le décapage aréolaire des sols est difficile à mettre en évidence sur le mont Lozère avant l'Age du Fer, il est attesté dans les Maures dès le Bronze ancien, grâce à la sédimentation terrigène observée dans les talwegs.

Ces premières nappes détritiques, datées de l'Age du Bronze, décrites dans le massif des Maures, restent une exception. Dans le Massif central, les lits fluviaux à méandres et anastomoses demeurent parfaitement stables jusqu'au 1^{er} Age du Fer au moins. Incisés dans la nappe alluviale caillouteuse préholocène, ils sont en équilibre avec une charge solide issue des versants que l'on devine réduite.

La discrétion des signaux anthropiques

Ainsi, jusqu'au milieu du Subboréal dans les Maures, jusqu'au Subatlantique en Limousin et dans les hautes Cévennes, l'équilibre morphodynamique perdure. Cette stabilité résiste au début de l'anthropisation qui se manifeste de façon claire dès le Néolithique moyen et final, par la multiplication des indices archéologiques (en Limousin et dans les Maures) et dans les

diagrammes polliniques. Il est vrai que cette anthropisation reste discrète tout au long de l'Holocène moyen.

Rares au cours de l'Atlantique récent, les indicateurs anthropiques se multiplient dans les spectres polliniques à partir de Subboréal, au Néolithique final et surtout à l'Age du Bronze. Les premières actions agricoles se signalent par le développement des Poacées et de *Calluna*, ainsi que par l'apparition des céréales et des rudéro-ségétales. Mais ces tous premiers *landnams* se limitent à des ouvertures réduites et fugaces du manteau forestier. Les auteurs évoquent des clairières temporaires peu étendues, disséminées au milieu de vastes ensembles boisés. Cette ouverture du couvert forestier s'accompagne du développement de prairies et de landes à éricacées, mais la présence de champs de céréales demeure fugitive. Tous les auteurs sont unanimes pour minimiser l'ampleur des *landnams* diagnostiqués sur les spectres polliniques de l'Atlantique récent et du Subboréal (Beaulieu et Pons, 1979 ; Lemée, 1980 ; Denéfle *et al.*, 1980 ; Beaulieu *et al.*, 1988 a et b ; Reille, 1990 ; Guenet, 1993). Les défrichements demeurent ponctuels et épisodiques. Ils n'ont pas entraîné de rupture dans le fonctionnement hydrosédimentaire

Durant l'Holocène ancien et tout ou partie de l'Holocène moyen, soit environ sept millénaires, les systèmes fluviaux n'ont été perturbés par aucun forçage externe. Ni les péjorations climatiques récurrentes de la première partie de l'Holocène (Magny, 1995), ni la mise en place progressive des premiers systèmes agropastoraux n'ont remis en cause leur équilibre biostatique. Leur résilience est telle qu'ils résistent parfaitement à ce double forçage, en milieu océanique comme en milieu méditerranéen.

Un modèle morphodynamique original

On l'a vu, en basse Provence calcaire comme dans les Alpes, l'activité détritique est restée localement récurrente tout au long de l'Holocène ancien, en raison d'une plus grande fragilité morphostructurale et édaphique. De courte durée, la stabilité morphodynamique ne s'est généralisée qu'au cours de l'Atlantique, soulignée par la pédogenèse des nappes détritiques et par la travertinisation. Cette accalmie reste de courte durée car la recrudescence de l'activité hydrosédimentaire s'observe dès le Néolithique final dans les Alpes (Jorda et Provansal, 1996 ; Ballandras, 1997 ; Miramont, 1998, Jorda *et al.*, 2002), à partir de l'Age du Bronze en basse Provence calcaire (Jorda *et al.*, 1991a et b ; Provansal, 1992 ; Ballais *et al.*, 1993 ; Jorda, 1993a et b ; Bruneton 1999).

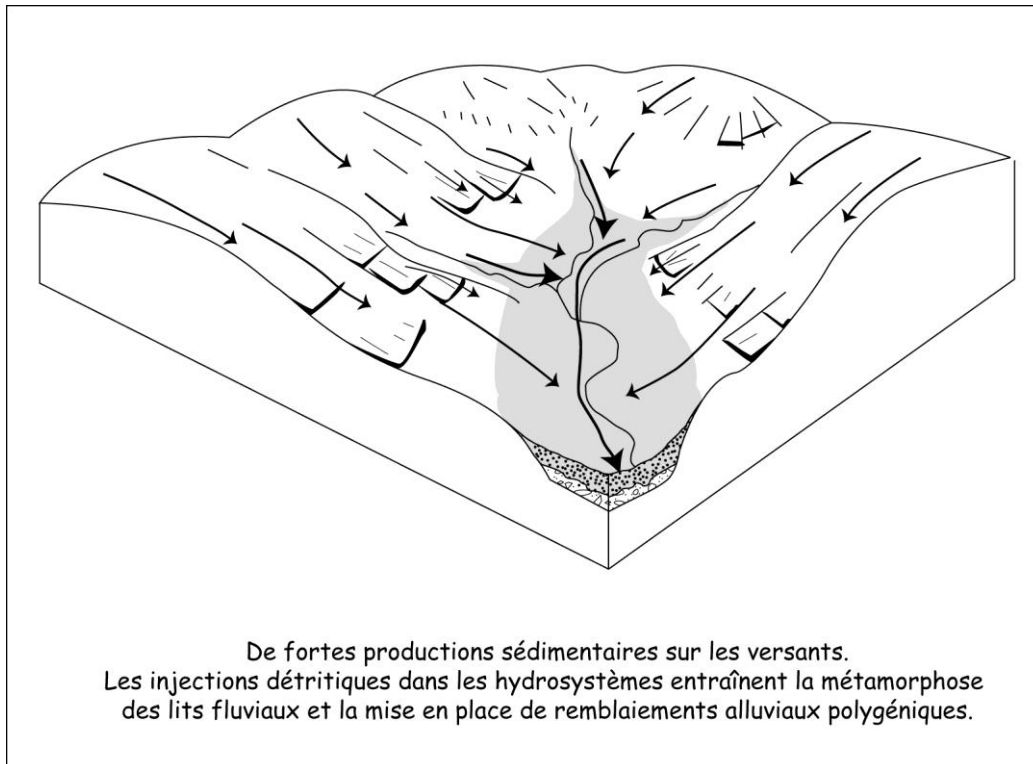
Le Bassin parisien offre, durant l'Holocène ancien, beaucoup de similitudes avec les moyennes montagnes cristallines (Pastre *et al.*, 1997 et 2002). Une longue période d'atonie morphodynamique qui s'accompagne d'une grande stabilité des hydrosystèmes est marquée par d'importantes dynamiques turfigènes. En revanche, les conséquences érosives de l'anthropisation y sont perçues dès le début du Subboréal par l'injection d'une abondante charge alluviale limoneuse dans les talwegs. Celle-ci se fait alors également au rythme d'un double forçage anthropique et climatique.

Décalées par rapport à l'implantation des premières communautés agropastorales et à leur impact sur le milieu, les réponses sédimentaires observées dans toutes les régions citées précédemment sont néanmoins plus précoces que dans les massifs anciens. En Limousin, dans les hautes Cévennes et dans les Maures, cet effet retard est plus long, il s'accroît d'un à deux millénaires selon les massifs. Il faut attendre en effet la deuxième partie du Subboréal dans les Maures, le début du Subatlantique dans le Massif central, pour assister aux premières ruptures d'équilibre et au déclenchement de crises hydrosédimentaires. Anthropisation plus tardive et plus grande stabilité du milieu se conjuguent pour expliquer ce décalage dans la fragilisation des systèmes fluviaux et dans l'abaissement de leur seuil de résilience.

Les crises anthropoclimatiques finiholocènes

Contrastant fortement avec la première partie de l'Holocène, la fin du Subboréal et le Subatlantique ont laissé des signatures sédimentaires abondantes et variées. Cette grande variété archivistique relève de causes multiples. Certaines, comme le gradient amont-aval et la mosaïque fluviale sont structurelles. D'autres en revanche sont conjoncturelles. Elles sont liées à un fonctionnement récursif faisant alterner crises détritiques sédimentogènes et périodes d'accalmie morphodynamique favorables à la turfigenèse ou aux reprises d'incision. La dynamique des systèmes fluviaux, mieux documentée, est alors plus facile à reconstituer.

Figure 2-86 : Les métamorphoses fluviales finiholocènes



Les périodes protohistoriques et historiques sont le temps des crises hydrosédimentaires. A partir de l'Age du Bronze dans les Maures, de l'Age du Fer en Limousin et sur le mont Lozère, les hydrosystèmes de moyenne montagne deviennent le théâtre d'une véritable métamorphose fluviale. Nappe à cailloutis pléistocène et chenaux anastomosés holocènes sont fossilisés par une abondante sédimentation terrigène qui entraîne la formation de remblaiements organominéraux et de nappes alluviales. Ces crises hydrosédimentaires récurrentes, enregistrées en nombre varié d'un massif à l'autre, répondent à un double forçage, anthropique et climatique. En croisant indicateurs géomorphologiques, paléobotaniques et archéologiques, et en faisant varier l'échelle temporelle d'observation, il devient possible d'éclairer cette dialectique entre l'Homme et climat. Il convient ainsi de distinguer les causes de la rupture d'équilibre à l'échelle de l'Holocène, le *tempo* général des crises protohistoriques et historiques et enfin les circonstances propres à chacune d'entre elles. Ainsi, selon que l'on considère la rupture d'équilibre à l'échelle de l'Holocène ou la récurrence et l'expression sédimentaires des crises détritiques au cours des derniers millénaires, les facteurs déterminants se combinent différemment.

Une rupture d'équilibre hétérochrone, expression d'un signal anthropique

En raisonnant sur une échelle de temps moyen, celle de l'Holocène, l'anthropisation croissante du milieu semble jouer, dans la rupture d'équilibre des derniers millénaires, un rôle déterminant. Rien dans l'histoire climatique de l'Holocène ne permet d'expliquer pourquoi le fonctionnement des systèmes fluviaux change de façon aussi radicale à partir de la période protohistorique. Les pérégrinations climatiques finiholocènes n'ont pas une ampleur supérieure à celles qui les ont précédées ((Bortenschlager, 1970, 1977 ; Patzelt, 1977, 1980 ; Zoller, 1977 ; Burga, 1988 ; Magny, 1991 et 1995 ; Richard, 1992). Ce n'est pas le cas de la pression agricole dans les campagnes.

Dans le Massif central où l'histoire de la végétation est bien documentée grâce aux marqueurs paléobotaniques, les diagrammes polliniques et les anthracogrammes montrent que le Subatlantique est une période de très forte expansion des systèmes agropastoraux Beaulieu et Pons, 1979 ; Denèfle *et al.*, 1980 ; Fredon, 1984 et 1995 ; Beaulieu *et al.*, 1988 a et b ; Guenet, 1993 ; Diot *in* Allée *et al.*, 1996 Vergne *in* Manneville *et al.*, 1996). Ainsi le nouveau mode de fonctionnement des systèmes fluviaux survient au moment où les archives paléobotaniques témoignent d'une profonde transformation du couvert végétal.

Partout la forêt régresse fortement et change de faciès. La chênaie-hêtraie et hêtraie-sapinière reculent devant les arbres héliophiles favorisés par la multiplication des clairières et des lisières. Le recul drastique des arbres s'accompagne d'une forte augmentation des taxons marqueurs de l'anthropisation comme les Plantaginacées, les rudéro-ségétales et les céréales qui forment désormais des courbes continues dans les diagrammes polliniques. Le démantèlement des massifs forestiers se fait donc au profit des champs, des prairies, des pelouses et des landes. C'est le spectacle d'une véritable révolution agricole et paysagère, en rupture avec le Subboréal, qu'offrent les archives botaniques de la fin de l'Holocène.

En Limousin, ces signaux paléobotaniques sont complétés par les informations apportées par les banquettes agricoles. C'est à partir de l'Age du Fer que commencent à se mettre en place les premières formes d'accumulation colluviale à l'aval des champs. Elles confirment que les finages possèdent désormais des limites parcellaires fixes, et que le bilan érosif s'est fortement modifié sur les versants.

Indices paléobotaniques et géoarchéologiques montrent que l'on franchit, durant la protohistoire, un seuil très net dans l'anthropisation des milieux. Développement des *saltus* et surtout des *agers*, stabilisation des parcellaires, autant de faits qui contribuent à accroître l'érodabilité générale des bassins versants et l'érodabilité intrinsèque des sols dont la maîtrise agronomique reste alors limitée. Au cours du Subatlantique, le développement de l'agriculture a rendu les systèmes fluviaux limousins beaucoup plus sensibles à l'érosion pluviale et donc plus fragiles et instables. Dans ces milieux résilients, longtemps mis en valeur de façon extensive, l'équilibre biostatique holocène est rompu tardivement. Il l'est aussi de façon hétérogène dans l'espace.

Un autre argument plaide pour le rôle déterminant joué par l'expansion agricole dans l'abaissement du seuil de résistance des systèmes fluviaux. Les crises détritiques protohistoriques et historiques n'affectent pas l'ensemble du territoire. Seuls certains bassins versants sont touchés, parfois de façon apparemment aléatoire, soulignant ainsi le poids des facteurs locaux. Cette anisotropie s'accorde mal avec un signal climatique qui devrait s'exprimer à l'échelle régionale. Elle s'accommode en revanche très bien avec des finages dispersés, fractionnés par des espaces forestiers, mêlant des terroirs très disparates (champs cultivés, prairies et landes) plus ou moins érodables. Sur le massif du mont Lozère, l'expression des crises hydrosédimentaires finiholocènes obéit à une logique géographique

et agropastorale calée sur l'étagement des milieux. Au 1^{er} Age du Fer, les manifestations érosives semblent principalement localisées à proximité des drailles empruntées par les troupeaux transhumants et sur les espaces supraforestiers. A la fin de l'Antiquité et au début du haut Moyen Age, elles se multiplient sur les plats sommitaux et autour des grands replats cultivables. Ce n'est qu'au cours du Moyen Age qu'apparaissent, pour l'essentiel, les signatures sédimentaires sur les cloisons des alvéoles et sur les gradins structuraux, espaces intermédiaires occupés de vastes *saltus*.

Au cours des derniers millénaires, le développement des systèmes agropastoraux n'est homogène ni dans l'espace, ni dans le temps. D'un bassin versant à l'autre, la mise en valeur agricole ne connaît ni la même précocité, ni la même intensité, ni la même régularité. Comment s'étonner alors que chaque vallon ait sa propre histoire alluviale ? Le franchissement du seuil de résistance varie dans l'espace et dans le temps. Au sein d'un même massif, certains bassins versants sont fragilisés dès l'Age du Bronze ou l'Age du Fer, tandis que d'autres voient leur stabilité se prolonger jusqu'aux Temps modernes. Le phénomène peut aussi être réversible. Certains bassins versants peuvent enregistrer des crises précoces et ne pas être affectés par une crise plus tardive.

A l'échelle de l'Holocène, c'est donc l'expansion spectaculaire des systèmes agropastoraux au cours du Subatlantique qui semble à l'origine de la fragilisation des systèmes fluviaux. En augmentant leur érodabilité et en abaissant leur résilience, l'Homme joue un rôle déterminant dans la manifestation des crises hydrosédimentaires. Pour autant, ce n'est pas lui qui contrôle le *tempo* général de ces crises mais le climat.

Des crises anthropoclimatiques qui résultent d'un système de causalité complexe

Plusieurs crises hydrosédimentaires récurrentes, séparées par des phases d'accalmie et de récupération, rythment le fonctionnement des systèmes fluviaux de moyenne montagne, au cours de périodes protohistoriques et historiques. Extension régionale, expression sédimentaire, rythme de ces crises résultent d'interférences complexes entre deux principaux facteurs : le développement des systèmes agropastoraux dans leur diversité aréale et leurs tribulations historiques, et l'agressivité climatique avec ses disparités spatiales et ses fluctuations temporelles. Ce sont les variations spatiotemporelles incessantes de ces deux facteurs majeurs qui rendent le décryptage et l'interprétation des crises si difficiles.

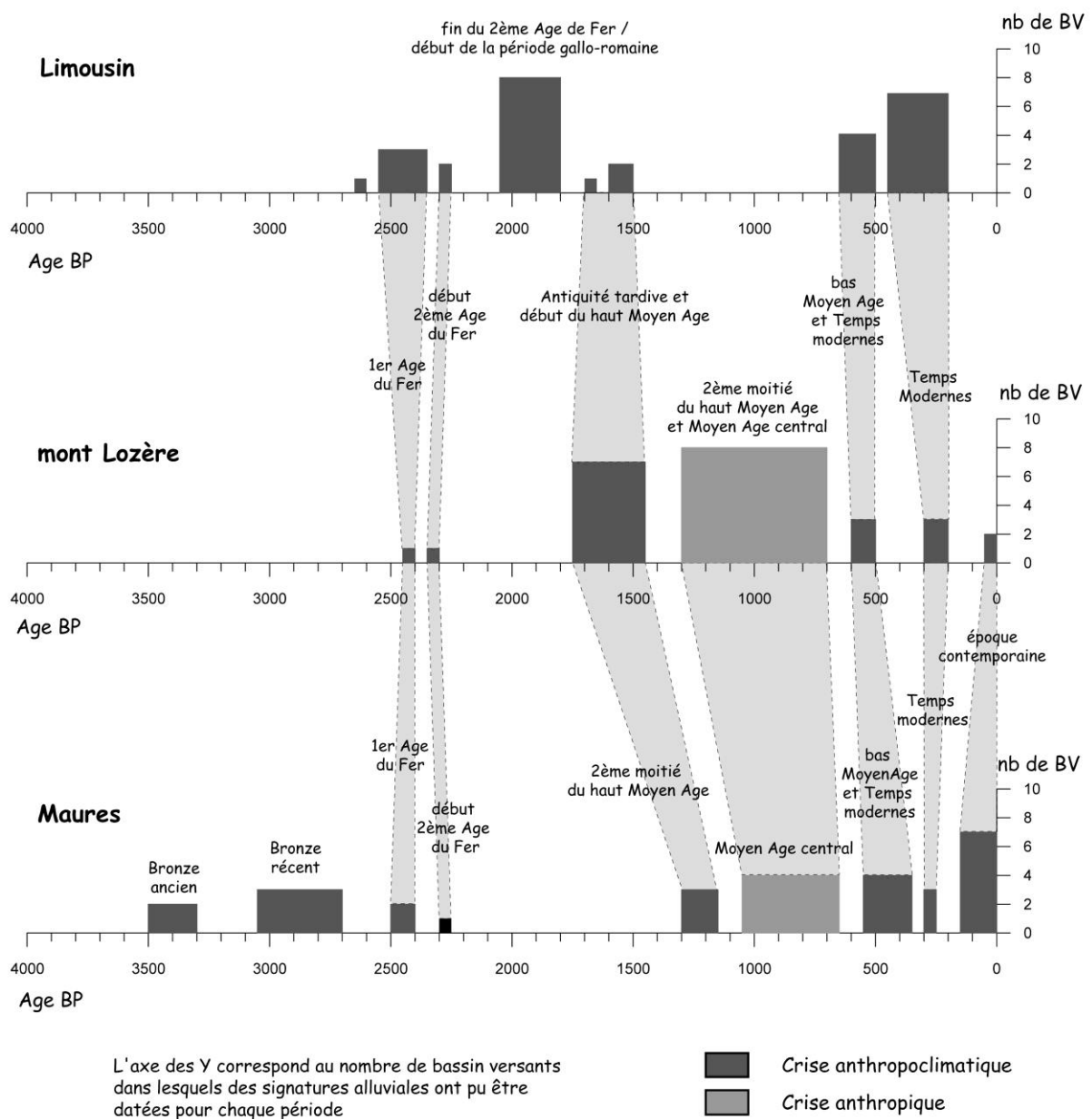
On l'a vu, l'Homme, par la transformation des écosystèmes naturels en anthroposystèmes est responsable de la fragilisation du milieu et de l'abaissement du seuil de résistance face aux *stimuli* climatiques. Devenus plus réactifs, les systèmes fluviaux réagissent plus fortement à ces mécanismes érosifs exacerbés. Les réponses sédimentaires varient selon la nature et l'intensité de la pression anthropique, l'érodabilité naturelle du milieu (pente, sols et formations superficielles, conditions édaphiques...) et l'érosivité climatique. Hétérogène dans l'espace et le temps, l'action anthropique joue un rôle déterminant dans l'asynchronisme des réponses sédimentaires et dans l'inégale extension aréale des crises. Elle se manifeste à l'échelle locale et est responsable de l'histoire individuelle des systèmes fluviaux.

C'est le climat qui commande les entrées liquides dans le système fluvial et les variations de l'hydraulicité. Le fonctionnement hydrologique détermine l'expression sédimentaire des crises détritiques : nature des faciès, propagation longitudinale de la charge solide le long du *continuum* fluvial. Par sa disparité spatiale, il détermine un gradient d'agressivité, notamment le gradient océanité/méditerranéité retenu dans ce travail. Par ses fluctuations temporelles à l'échelle pluriséculaire, il contrôle et rythme le *tempo* des épisodes morphogéniques et des

crises alluviales. L'action du climat s'exprime à plus petite échelle que celle de l'Homme. C'est lui qui explique l'histoire hydrosédimentaire régionale.

Homme et climat jouent donc chacun leur partition, qui se combinent et interfèrent de façon variable dans l'espace et dans le temps. A l'échelle du temps moyen, celui des derniers millénaires, cela donne une histoire hydrosédimentaire particulièrement complexe et multiforme selon les massifs. Démêler l'écheveau de ces crises anthropoclimatiques est difficile mais captivant.

Figure 2-87 : La périodisation détaillée des crises détritiques finiholocènes



Depuis la protohistoire, le nombre de crises détritiques enregistrées varie de quatre dans le Massif central à six dans les Maures. Certaines sont synchrones, d'autres non. Elles n'ont pas non plus la même expression sédimentaire ni la même ampleur aréale.

On retrouve, dans tous les massifs, deux crises hydrosédimentaires majeures, l'une au 1^{er} Age du Fer, l'autre entre le bas Moyen Age et l'époque contemporaine. Ce sont les crises qui présentent le moins de variabilité intrarégionale. Pour leur expression sédimentaire, pour leur extension spatiale comme pour leur chronologie, les similitudes sont frappantes.

Ces deux crises alluviales coïncident avec des périodes de forte hydraulité, caractérisée par des écoulements abondants, à capacité de charriage élevée. L'importante hydraulité se traduit également par la distance parcourue par la charge solide. Les transits sédimentaires se propagent sur de très longues distances et affectent l'ensemble du réseau hydrographique, depuis les collecteurs amont jusqu'aux corridors aval.

Ces deux crises sont caractérisées par un remarquable synchronisme interrégional. La crise alluviale datée du 1^{er} Age du Fer survient partout entre 2630 et 2350 BP. Pour des raisons techniques liées à l'existence d'un large plateau ¹⁴C sur la courbe de calibration, il n'est pas possible de proposer de fourchette chronologique plus resserrée que le VIII^e – IV^e siècle avant J.-C., soit l'ensemble de la période de Halstatt. La seconde crise démarre au bas Moyen Age et se prolonge jusqu'à l'époque contemporaine. Partout, les prémices sont enregistrées dès le XIV^e siècle et sont suivies de plusieurs paroxysmes détritiques. Deux acmé alluviaux ont été identifiés en Limousin, trois au Lozère et dans les Maures. Ces paroxysmes traduisent un fonctionnement spasmodique, marqué par des injections détritiques massives vers 500 BP, 300 BP, et subactuelles (c'est-à-dire hors résolution du ¹⁴C).

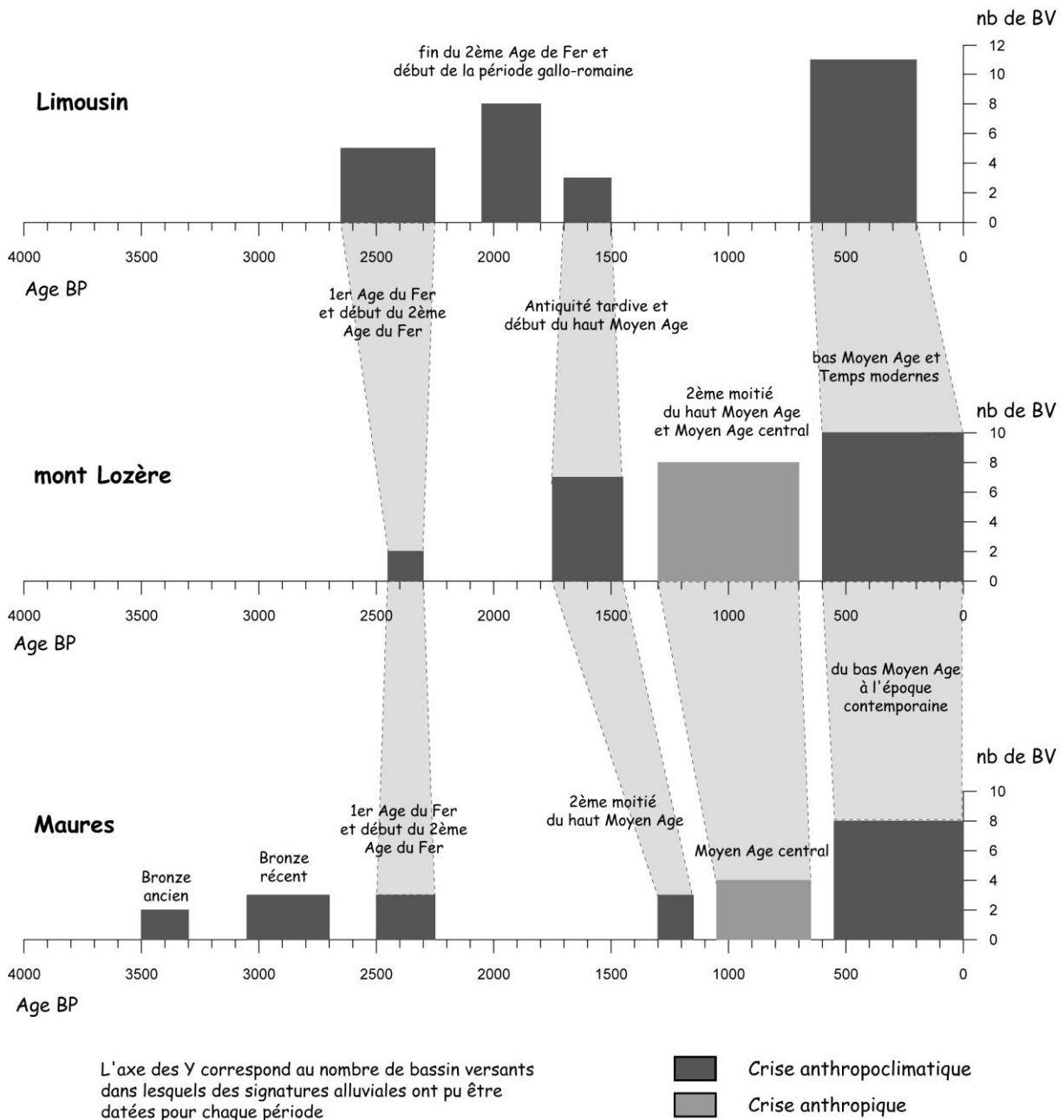
Les deux crises hydrosédimentaires coïncident avec deux péjorations hydroclimatiques reconnues partout en Europe, au 1^{er} Age du Fer et durant le Petit Age Glaciaire. Ce sont les phases dites du Bourget dans le Jura (Magny, 1991 et 1995) et de Göschenen I dans les Alpes (Patzelt, 1973 ; Bortenschlager, 1977 ; Zoller, 1977) pour la première, les phases dites du Petit Clairvaux et du Petit Age Glaciaire pour la seconde. En France, comme dans le reste de l'Europe, ces deux dégradations climatiques majeures ont généré des réponses sédimentaires particulièrement bien enregistrées dans les hydrosystèmes (Starkel, 1991 et 1995 ; Bravard *et al.*, 1992 ; Brown, 1997). Les moyennes montagnes cristallines n'échappent donc pas à ce forçage hydroclimatique de dimension européenne. La distribution spatiale et l'expression sédimentaire de ces deux crises diffèrent néanmoins radicalement.

La première reste discrète, son extension spatiale est réduite et les signatures sédimentaires enregistrées sont limitées. Souvent reconnue dans les artères fluviales à forte capacité d'intégration, elle l'est beaucoup plus rarement dans les sous systèmes amont. A grande échelle, les sources sédimentaires s'avèrent donc réduites et fragmentées. En conséquence, la charge détritique injectée dans les hydrosystèmes est peu volumineuse. Dans les massifs étudiés, la fugacité de la crise alluviale du 1^{er} Age du Fer est attribuée à une anthropisation encore peu marquée, qui ne fragilise qu'un nombre réduit de systèmes fluviaux. Cette fugacité est plus prononcée dans le Massif central que dans les Maures.

A l'opposé, la crise détritique qui survient à partir du bas Moyen Age est de loin la plus sédimentogène de toutes les crises finiholocènes. Les volumes sédimentaires concernés sont considérables dans tous les compartiments du système fluvial. Tout l'espace est alors concerné et les signatures sédimentaires s'observent dans presque tous les vallons et vallées. Par son ampleur, par son assise territoriale, elle témoigne bien d'un forçage anthropique majeur coïncidant avec l'apogée agropastorale dans les moyennes montagnes. Pour autant, la combinaison entre forçage climatique et anthropique s'exerce à un pas de

temps assez fin car les paroxysmes détritiques enregistrés en Limousin semblent synchrones d'oscillations pluridécennales du climat (Furrer *et al.*, 1987).

Figure 2-88 : La périodisation simplifiée des crises détritiques finiholocènes



Si le synchronisme interrégional est frappant pour les deux crises anthropoclimatiques du 1^{er} Age du Fer et des Temps modernes, contrôlées par deux dégradations majeures du climat, ce n'est pas le cas pour les autres périodes de forte activité hydrosédimentaire.

L'hétérochronie interrégionale commence avec l'Age du Bronze. Des trois massifs étudiés, seul celui des Maures a enregistré des épisodes de détritisme au cours du 2^e millénaire avant J.-C. Pendant ce temps, l'atonie morphodynamique holocène se poursuit dans le Massif central où les petits systèmes fluviaux ne connaissent aucun phénomène d'alluvionnement en réponse aux crises climatiques du Subboréal ou à l'anthropisation croissante des milieux. Nulle part le seuil d'érodabilité rendant réactifs les bassins versants ne semble encore franchi. Ce n'est pas le cas dans les Maures. Avec près d'un millénaire d'avance sur le Massif central, la stabilité morphodynamique holocène est rompue et les premières métamorphoses fluviales s'observent dans les petits bassins versants élémentaires.

Cette rupture d'équilibre datée du Subboréal est conforme au modèle régional provençal (*cf. supra*). Elle s'explique vraisemblablement par la conjugaison d'une pression anthropique plus précoce, d'une plus grande fragilité morphostructurale et édaphique (pour la haute et basse Provence calcaire notamment) et d'un climat méditerranéen agressif. Deux crises détritiques distinctes sont observées dans les Maures. La première survient vers 3400/3300 BP au Bronze ancien. Reconnue en Provence occidentale (Ballais *et al.*, 1993 ; Bruneton, 1999) et dans les Alpes (Ballandras, 1997 ; Miramont, 1998), elle coïncide avec la péjoration climatique dite de Pluvis dans le Jura (Magny, 1991 et 1995) et de Löbben dans les Alpes (Patzelt, 1973 ; Bortenschlager, 1977 ; Zoller, 1977). Il s'agit donc d'une crise érosive d'origine anthropoclimatique. La seconde, datée du Bronze récent (entre 3000 et 2700 BP) est également signalée dans les Alpes du Sud (Ballandras, 1997). Mais sa contemporanéité avec une péjoration climatique générale est plus difficile à établir. Elle pourrait coïncider avec les prémices de la phase du Bourget qui se poursuit surtout au 1^{er} Age du Fer.

La crise qui survient à la fin du 2^e Age du Fer et au début de la période gallo-romaine est tout aussi irrégulière géographiquement. Seuls les plateaux limousins sont affectés. Contrairement à la crise hydrosédimentaire du 1^{er} Age du Fer, cette seconde période d'alluvionnement présente en Limousin une très large extension aréale. Elle est enregistrée dans près de la moitié des systèmes fluviaux amont, traduisant la multiplication des secteurs de sources sédimentaires dans les zones de production. Cette omniprésence des signatures détritiques s'accorde bien avec les fortes densités rurales observées à cette époque dans les campagnes limousines (Desbordes, 1994). C'est en revanche une crise assez peu sédimentogène. La charge alluviale injectée dans les axes fluviaux est peu volumineuse et restent confinée dans les sous systèmes amont sans se propager vers l'aval. Ce fonctionnement trahit une période de faible hydraulité et un signal climatique modéré. Cette crise anthropoclimatique, dont les signatures sédimentaires sont omniprésentes en Limousin, est pourtant brève. Elle ne dure que deux siècles, du I^{er} siècle avant J.-C. au I^{er} siècle après J.-C.

Ubiquistes au nord-ouest du Massif central, les injections détritiques du début de la période gallo-romaine sont totalement absentes dans les hautes Cévennes et dans les Maures. Le silence alluvial dans ces deux massifs méditerranéen n'est pas surprenant. Il est commun à l'ensemble du sud-est français où le début de notre ère se caractérise par un assèchement climatique et une réduction importante des flux hydrologiques (Jorda, 1992 ; Provansal, 1992 ; Jorda et Provansal, 1996 ; Berger, 1996 ; Bruneton *et al.*, 2002). En revanche, cette crise hydrologique a été reconnue à plusieurs reprises en domaine océanique : dans le bassin amont du Rhône avec une répercussion jusqu'au delta (Bravard *et al.*, 1992, Bravard, 1997 ; Arnaud-Fasseta, 1998) en Lorraine (Carcaud, 1992) et jusqu'en Grande Bretagne (Brown, 1997). Ce synchronisme interrégional plaide fortement pour un *tempo* d'origine climatique.

La crise détritique qui sévit durant la première moitié du Moyen Age est à nouveau commune à tous les massifs étudiés. Mais sa périodisation, comme son expression sédimentaire, présentent une grande variabilité. Elle est synchrone en Limousin et en Lozère, caractérisée

par l'existence de deux acmés détritiques. Le premier survient à l'Antiquité tardive, du milieu du III^e au milieu du IV^e siècle ; le second, à l'époque mérovingienne, entre le milieu du V^e et le début du VII^e siècle. Ces deux paroxysmes sont donc relativement brefs. Dans les Maures, cette crise est enregistrée plus tardivement, du VII^e au IX^e siècle, au cours de la deuxième moitié du haut Moyen Age. Cette crise hydrosédimentaire présente une grande extension extrarégionale. Elle est signalée dans toute la moitié méridionale de la France, avec des distorsions chronologiques prononcées. Elle peut, comme dans le Massif central, être biphasée : c'est le cas en moyenne vallée du Rhône (Berger, 1996) et en basse Provence (Bruneton, 1999). Ailleurs, ce dédoublement n'est pas perçu, dans le bassin amont du Rhône (Bravard *et al.*, 1992 ; Bravard, 1997), dans les Alpes (Ballandras, 1997 ; Jorda *et al.*, 2002), dans le Forez (Cubizolle et George, 2002). Elle peut être précoce et survenir dès l'Antiquité tardive : aux II^e et III^e siècles en Valdaine (Berger, 1996), aux III^e et IV^e siècles en Provence occidentale (Bruneton, 1999). Elle peut n'être reconnue qu'à partir du haut Moyen Age : du V^e au VIII^e siècle dans le haut Rhône (Bravard, 1997), du V^e au X^e siècle dans les Alpes (Ballandras, 1997 ; Jorda *et al.*, 2002). Enfin, elle peut être décalée dans la deuxième moitié du haut Moyen Age comme en Provence orientale (Provansal, 1992).

Dans les trois massifs anciens étudiés, son expression sédimentaire et aréale diffère également beaucoup. En Limousin, c'est une crise mineure, la plus fugace de la série. Elle n'affecte que des zones ponctuelles, de façon sporadique, et son hydraulité reste faible, caractérisée par des flux sédimentaires réduits, confinés dans les têtes de vallons. Contemporaine d'une phase de déprise agraire attestée, elle évoque bien un très faible forçage anthropique et climatique. Ses caractéristiques sont différentes sur le mont Lozère. Elle s'étend au contraire à l'ensemble du massif où elle est reconnue dans un grand nombre de talwegs drainant les terrains de parcours supraforestiers et les fonds d'alvéoles. Elle a généré une grande quantité de formes d'érosion. Les flux alluviaux beaucoup plus abondants circulent de l'amont vers l'aval tout le long du *continuum* fluvial. Forçage anthropique et forçage climatique y apparaissent donc beaucoup plus marqués qu'en Limousin. Bien qu'elle soit plus tardive, la crise hydrosédimentaire observée dans le massif méditerranéen des Maures, s'apparente à celle décrite sur le Lozère. C'est une crise anthropoclimatique qui s'accompagne d'une forte hydraulité.

Les deux crises les plus anciennes, datées de l'Age du Bronze, n'affectent que le massif des Maures et occupent une place à part dans la chronique. Les quatre autres, plus récentes présentent un modèle chronologique différent. Deux d'entre elles correspondent à des péjorations climatiques majeures et sont parfaitement synchrones d'un massif à l'autre, comme dans l'ensemble de l'Europe de l'ouest : au 1^{er} Age du Fer et du bas Moyen Age à l'époque contemporaine. Les deux autres, qu'il s'agisse de la crise du début de notre ère ou de celle qui survient de l'Antiquité tardive au haut Moyen Age coïncident avec des fluctuations hydroclimatiques mineures. Toutes deux présentent alors un fort asynchronisme extrarégional. Observé dans toute la moitié sud de la France, celui-ci traduit une géographie paléoclimatique plus différenciée.

Jusqu'au début du haut Moyen Age inclus, toutes les crises morphodynamiques sont d'origine anthropoclimatique. Si elles résultent d'une fragilisation agropastorale des bassins versants, leur temporalité reste strictement contrôlée par l'occurrence de péjorations hydroclimatiques régionales. Entre chacune d'entre elles, on assiste, avec la réduction des flux hydrologiques, à une accalmie déritique et un retour à la stabilité. En Limousin, sous climat océanique, cette stricte dépendance climatique n'est jamais démentie. Pas même au Moyen Age, qui correspond pourtant à une période de forte dilatation des finages et des espaces cultivés (Aubrun, 1981 ; Tricard, 2003). Ce n'est plus le cas en milieu méditerranéen. Sur le mont Lozère et dans les Maures, le Moyen Age central reste une période de forte activité érosive sur les versants et d'alluvionnement dans les talwegs. C'est pourtant une phase d'*optimum* climatique reconnue dans l'ensemble de l'Europe (Le Roy Ladurie, 1983 ; Lamb, 1984 ; Alexandre, 1987).

En milieu méditerranéen, où le climat modale est structurellement agressif, la fragilisation des systèmes fluviaux liée à la forte expansion agricole médiévale entraîne une crise détritique chronique, indépendante de toute péjoration climatique séculaire. Au mont Lozère, sa très forte extension aréale est l'indice de ce forçage anthropique marqué, tandis que la nature limoneuse de la charge alluviale et son confinement dans les vallons amont traduit une faible hydraulité, conforme à l'amélioration climatique. En revanche, dans les Maures, rien ne permet de la distinguer des autres périodes de fort détritisme. Cette singularité s'explique peut-être par la récurrence des incendies de forêt qui, en augmentant de façon spectaculaire les écoulements rapides de crue, confèrent aux bassins versants un fonctionnement impulsif marqué par une forte hydraulité, à l'instar de ce que l'on observe durant les dégradations climatiques. Dans les massifs méditerranéens, la fin du haut Moyen Age et le Moyen Age central semblent donc inaugurer un nouveau type de crise alluviale, inédit depuis le début de la protohistoire : des crises à simple forçage anthropique.

En introduction à cette deuxième partie, deux questions ont été posées :

- existe-t-il, à l'Holocène, un modèle morphodynamique qui soit propre aux moyennes montagnes cristallines ?
- comment s'exprime le gradient climatique océanité/méditerranéité sur ce modèle paléodynamique ?

Les résultats présentés dans ce mémoire permettent de répondre de façon affirmative à la première question. Il existe bien une spécificité des massifs anciens qui, au cours de l'Holocène, se démarquent d'autres grands ensembles régionaux français comme les Alpes ou le bassin de Paris. Des systèmes fluviaux particulièrement stables et résilients, une anthropisation tardive et discontinue permettent à l'équilibre morphodynamique holocène de se prolonger jusqu'aux périodes protohistoriques ou même historiques. La déstabilisation des systèmes fluviaux, matérialisée par le déclenchement des crises alluviales, n'intervient selon les massifs et les bassins versants qu'entre le début de l'Age du Bronze et le bas Moyen Age. Ces réponses sédimentaires tardives restent également modérées dans leurs volumes.

Ces crises détritiques finiholocènes répondent presque toujours à un *stimulus* anthropoclimatique. C'est la combinaison de ces deux acteurs, l'Homme et le climat, qui explique la métamorphose des hydrosystèmes. A l'échelle du temps moyen, celle de l'Holocène, le rôle de l'Homme qui augmente l'érodabilité des bassins versants par ses activités agricoles semble déterminant. Il explique notamment la forte hétérochronie aréale des métamorphoses au sein d'un même massif. A l'échelle du temps historique, le signal climatique l'emporte, car ce sont des fluctuations récurrentes du climat qui rythment le *tempo* générale des crises.

Le signal climatique se lit aussi dans le gradient de réactivité extrarégional des systèmes fluviaux. Le gradient climatique choisi dans ce travail joue de plusieurs façons. Du climat océanique vers le climat méditerranéen, la fragilisation anthropique du milieu et les ruptures d'équilibre sont plus précoces. Le décalage observé entre les massifs atteint un millénaire. Les réponses détritiques sont également plus volumineuses et les crises anthropoclimatiques deviennent plus sédimentogènes, conformément au schéma observé par Valadas dans le Massif central (1987). Enfin, l'agressivité structurelle du climat méditerranéen permet au forçage anthropique de s'émanciper du forçage climatique. Lors de périodes de forte expansion agricole, comme au Moyen Age, des crises érosives anthropiques peuvent se déclencher en dehors de toute péjoration climatique.

CONCLUSION GÉNÉRALE

Dans ce dossier d'HDR, les discontinuités spatiotemporelles qui contrôlent le fonctionnement des systèmes fluviaux ont été au cœur de la problématique scientifique. A partir d'exemples pris en moyenne montagne cristalline, ces discontinuités ont été étudiées à deux échelles de temps différentes : celle du temps court, l'actuel, et celle du temps moyen, l'Holocène. La mesure des flux hydrosédimentaires actuels a été réalisée grâce aux outils BVRE et à l'instrumentation de terrain. La reconstitution du paléofonctionnement du système bassin versant s'est appuyée sur une démarche géoarchéologique, fondée sur l'interprétation des archives sédimentaires.

Cette double approche, temporelle et méthodologique, s'est avérée particulièrement enrichissante, offrant un regard croisé sur des phénomènes de discontinuité multiformes dans le temps et dans l'espace. Elle a permis notamment de souligner les apports et les limites d'une démarche actualiste. Si le fonctionnement présent aide à comprendre les dynamiques passées, il ne dispense pas d'une nécessaire démarche rétrospective. A *contrario*, le paléofonctionnement des bassins versants influe sur les dynamiques actuelles, par le jeu des héritages et des stocks sédimentaires.

En linguistique, on a coutume de distinguer la synchronie, qui est un ensemble de faits formant un système fonctionnel à un moment déterminé de l'évolution d'une langue, et la diachronie, qui résulte d'une évolution des termes dans le temps (Petit Robert).

Dans un ouvrage consacré à l'étude des paysages, Chouquer propose de distinguer les modalités spatiotemporelles des systèmes morphologiques en quatre ensembles. Pour cet auteur la synchronie désigne l'interaction d'éléments divers, actifs à un moment donné de l'histoire. L'hystéréchronie exprime un décalage temporel entre une structure spatiale et la formation sociale qui l'a générée. La diachronie représente la pérennité et la continuité d'une structure dans la longue durée. Enfin, l'uchronie se produit lorsqu'une structure imprime dans le sol un potentiel qu'un fait social fait rejouer, à un moment imprévu de l'histoire du site (Chouquer, 2000).

En s'inspirant de ces différents concepts, et à partir des résultats présentés dans ce travail, nous proposons de regrouper les discontinuités spatiotemporelles en cinq ensembles principaux : la diachronie, la synchronie et l'hétérochronie, l'hystéréchronie et la panchronie. Leur expression et la perception que l'on peut en avoir varient selon l'échelle temporelle considérée, actuelle ou holocène.

Diachronie

La diachronie désigne l'ensemble des discontinuités temporelles, au sein du bassin versant. Elles s'expliquent par la succession, à des pas de temps variés, de dynamiques morphogènes et sédimentogènes diverses dans leur nature ou leur intensité. Les discontinuités diachroniques sont, aux deux échelles considérées, les plus faciles à lire.

Au pas de temps actuel, elles résultent d'abord des événements météorologiques qui déterminent un rythme saisonnier ou pluriannuel. Leur périodicité comme leur irrégularité est facilement perçue par les protocoles de mesure conduits sur quelques années, comme c'est le cas dans les BVRE du mont Lozère et du Réal Collobrier. Beaucoup plus difficile est l'appréhension des épisodes de forte intensité, caractérisés par une longue période de retour qui s'accorde mal avec la brièveté des campagnes de mesures. Un événement de ce type a été observé et quantifié sur la ravine de l'Aubaret Vieil en 1992. Son efficacité, exceptionnelle au regard des épisodes modaux, a permis de mettre en évidence un effet de seuil fondamental. Des déséquilibres dynamiques pluriannuels peuvent également survenir. C'est le cas lors de modifications brutales et traumatisantes du mode d'occupation du sol, telle que la coupe forestière du bassin versant de la Latte, ou l'incendie de forêt dans les Maures, en 1990.

Par définition, la perception des discontinuités diachroniques actuelles se fait sur un pas de temps court. Ce n'est pas le cas à l'échelle de l'Holocène où les discontinuités pluriséculaires sont mieux connues que les irrégularités à périodicité brève.

Dans les archives sédimentaires, le fonctionnement événementiel peut se lire à travers un séquençage élémentaire des séries détritiques. Les séquences individuelles de crue, lorsqu'elles sont observables, représentent le temps fossilisé : quelques heures ou quelques jours d'activité morphogénique séparés par des semaines ou des mois d'atonie. Mais ces séquences ne sont pas toujours décelables, notamment en contexte de sédimentation homogène telle qu'elle se produit lors des colluvionnements ou dans le lit majeur des vallées. D'autre part, compte tenu de la résolution insuffisante des méthodes de datation, elles ne sont presque jamais datables.

Les discontinuités diachroniques les plus faciles à déterminer sont les ruptures morphodynamiques à moyen terme, traduisant un déséquilibre durable, pluridécennal ou mieux, pluricentenal. Certaines, inscrites en positif, sont bien documentées. Ce sont les crises érosives sédimentogènes. D'autres en revanche ne laissent qu'une empreinte en négatif, ce sont les périodes de relaxation morphodynamique qui occasionnent une reprise d'incision et un déstockage. En Limousin, ces accalmies hydrosédimentaires s'accompagnent d'une dynamique turfigène et sont donc bien connues. En Lozère et dans les Maures, elles se déduisent par défaut des formes d'incision qu'elles génèrent, et sont donc connues moins précisément.

A cette échelle de temps, des effets de seuil se produisent également. Ainsi, dans tous les massifs étudiés, un décalage de plusieurs millénaires est observé entre le début de l'anthropisation du milieu et les premières réponses sédimentaires enregistrées dans les hydrosystèmes. Cet effet retard évoque le franchissement de seuils d'érodabilité rendant les bassins versants plus fragiles et plus réactifs aux *stimuli* hydroclimatiques. Cet effet de seuil survient de façon hétérogène dans l'espace, conjuguant une discontinuité spatiale à la discontinuité temporelle.

Synchronie et hétérochronie

Le temps dynamique peut s'exercer de façon synchrone entre les différents sous systèmes d'un bassin versant ou pour l'ensemble des systèmes fluviaux. C'est le cas actuellement sur le mont Lozère où la déprise agropastorale entraîne, par relaxation, des phénomènes de déstockage alluvial dans tous les bassins versants, à partir du rang 1 au moins. De même l'incendie de forêt qui a dévasté le massif des Maures en 1990 a provoqué un comportement hydrosédimentaire impulsif de tous les compartiments fonctionnels des bassins versants depuis les versants jusqu'au rang 3 au moins.

Dans le passé, de telles dynamiques simultanées se sont produites. Ce fut le cas durant l'atonie morphodynamique du premier Holocène ou, en des termes radicalement différents, durant la crise érosive des Temps modernes. Durant cette dernière crise, la synchronie morphodynamique s'observe à différentes échelles : entre les sous systèmes disposés tout le long du gradient amont-aval ; d'un bassin versant à l'autre, de façon isotrope ; et même à petite échelle, car les trois massifs étudiés ont connu à cette époque une crise hydrosédimentaire majeure sans précédent depuis le début de l'Holocène.

Dans les systèmes fluviaux, ces évolutions synchrones semblent pourtant moins fréquentes que les morphodynamiques hétérochrones. C'est le cas pour le fonctionnement actuel des bassins versants. Sur la ravine de l'Aubaret Vieil, le rythme d'érosion saisonnier et pluriannuel n'est pas le même sur les flancs, sensibles au ruissellement hortonien estival, et dans le bief, qui fonctionne essentiellement en automne lors de l'exfiltration de nappes perchées.

Sur la coupe forestière de la Latte, les zones source sédimentaires sont demeurées spatialement très réduites, l'essentiel du bassin versant n'ayant pas connu de recrudescence érosive. Tandis que les drains amont se remblayaient, une dynamique de relaxation se poursuivait en aval, par l'incision d'un cône de déjection moderne. A plus petite échelle, la disparité dans ces modes de gestion conduit également à une hétérogénéité fonctionnelle, coupes forestières et incendies n'affectant que des espaces limités au sein des massifs.

Par une approche systémique, et en faisant varier les échelles d'observation, cette hétérochronie dynamique apparaît bien pour le temps holocène. Elle se lit d'abord à l'intérieur des systèmes fluviaux. Sur le mont Lozère, la déstabilisation d'origine anthropique et sa réponse sédimentaire sont hétérochrones à l'échelle des terroirs. Sur ce massif, comme en Limousin, les crises hydrosédimentaires se répercutent également de façon inégale, le long du *continuum* fluvial, selon la vigueur de l'hydraulicité. A de nombreuses reprises, les vallons amont ont été le siège d'injections détritiques plus ou moins importantes, tandis que les sections aval des hydrosystèmes restaient stables ou connaissaient des dynamiques d'incision.

L'hétérochronie caractérise également la petite échelle spatiale. Le décryptage des archives sédimentaires montre que chaque système fluvial a sa propre histoire alluviale. La phase initiale de déstabilisation et le nombre de crises enregistrées diffèrent en fonction d'une logique aréale où l'emportent les facteurs de fragilité locaux et l'anisotropie des systèmes agropastoraux.

Hystéréchronie et panchronie

Ce sont les termes proposés pour désigner les phénomènes de rémanence qui, dans les systèmes fluviaux, occasionnent des relais spatiotemporels à plus ou moins long terme.

A court terme, la persistance partielle d'un phénomène après la disparition de sa cause relève d'un mécanisme d'hystérésis. Les comportements hystéréchroniques s'observent bien au pas de temps actuel, à condition bien sûr que les campagnes de mesures sur le terrain ne soient pas trop brèves. Un tel processus a pu être identifié pour la coupe forestière de la Latte où les perturbations hydrologiques sur les versants se sont répercutées dans le lit fluvial plusieurs années seulement après la fin des travaux sylvicoles.

L'hystéréchronie est beaucoup plus difficile à appréhender pour les paléodynamiques holocènes. Les rémanences pluriannuelles ou pluridécennales échappent le plus souvent à la médiocre résolution des datations. En revanche, l'hystérésis pluricentennale semble plus facile à identifier. C'est ainsi que pourrait s'expliquer, en Limousin, le décalage de quelques siècles observé à l'Age du Fer entre les injections détritiques dans les têtes de vallons et leur propagation jusqu'aux corridors majeurs.

La panchronie est le terme suggéré pour qualifier les phénomènes de rémanence sur le temps moyen ou long. Le déstockage sédimentaire, qui accompagne le phénomène de relaxation des systèmes fluviaux, fait partie de ces discontinuités. Les relais spatiotemporels peuvent être de l'ordre de quelques siècles lors de la remise en route de stocks alluviaux historiques. Ils peuvent atteindre plusieurs millénaires lors du remaniement et de la purge des nappes grossières pléistocènes d'origine froide ou de la réactivation des zones de fragilité structurelle dans les bassins versants. Ces phénomènes s'observent presque aussi bien à l'échelle de l'Holocène, par la lecture des archives sédimentaires qu'au pas de temps actuel, par les dispositifs instrumentaux de type BVRE.

Le recours à l'instrumentation de terrain et à l'interprétation géoarchéologique des archives holocènes ont été les deux méthodes fondamentales utilisées dans ce travail. Dans les deux cas, les emboîtements scalaires et l'approche systémique ont apporté des résultats particulièrement encourageants. D'autres chercheurs, en France, fondent tout particulièrement leur démarche scientifique sur ces emboîtements d'échelles qu'il s'agisse de l'étude du fonctionnement actuel des systèmes fluviaux (Peiry, 1988, 1997 ; Planchon, 1991 ; Descroix, 1994) ou de leur dynamique holocène (Berger, 1996 ; Bruneton, 1999 ; Lespez, 1999). Les résultats présentés dans ce mémoire d'HDR confirment tout l'intérêt qu'il y a à travailler avec ces jeux d'échelles, et sont une incitation à persévérer dans cette voie.

BIBLIOGRAPHIE

ALLÉE (Ph.), 1984. – *La dynamique des versants dans le Haut-Vallespir* : processus, héritages, actions anthropiques. Thèse 3^e cycle, Univ. Paris I, 333 p.

ALLÉE (Ph.), 1988. – L'évolution hétérostatique du bassin de Saint-Laurent-de-Cerdans : facteurs naturels et facteurs humains. *Études méditerranéennes*, 12, 321-340.

ALLÉE (Ph.), 1999. – Rythmes saisonnier et annuel du ravinement sur les hautes terres granitiques cévenoles. L'exemple de la ravine de l'Aubaret (Mont-Lozère, France). *In Les bassins versants expérimentaux de Draix, laboratoire d'étude de l'érosion en montagne*. Cemagref éditions, Antony, 119-128.

ALLÉE (Ph.), DENÈFLE (M.), 1989. – La Coma del Tech : un exemple de ravinement protohistorique dans les Pyrénées orientales. *BAGF*, 1, 57-72.

ALLÉE (Ph.), DUPLAIX-RATA (A.), 1996. – *Etude d'un espace agricole*. DFS de l'opération d'archéologie préventive de l'autoroute A20, section Vigeois - Donzenac. SRA Limousin, 51 p.

ALLÉE (Ph.) *et al.*, 1996. – *Archéologie agraire en Limousin*. Projet Collectif de Recherche, Document final de synthèse, SRA Limousin, 249 p.

ALLÉE (Ph.), DIOT (M.-F.), DURIEUX (J.-F.), REYNET (J.-M.), VALADAS (B.), 1997. – Trois mille ans d'enregistrement sédimentaire dans les fonds de vallons du Limousin. *In La dynamique des paysages protohistoriques, antiques, médiévaux et modernes*. Ed. APDCA, Sophia Antipolis, 365-387.

ALEXANDRE (P.), 1987. – *Le climat en Europe occidentale au Moyen Age*. Thèse E.H.E.S.S., Paris, 827 p.

AMBROISE (B.), 1991 – Hydrologie des petits bassins versants ruraux en milieu tempéré : processus et modèles. Séminaire de Dijon « *Les flux dans les volumes pédologiques et à leurs limites : approches à l'échelle spatiale du bassin versant* », INRA, 34 p.

AMOROS (C.), PETTS (G.E.) éd., 1993. – *Hydrosystèmes fluviaux*. Masson, Paris, 300 p.

ANDRÉ (M.-F.), BERNARD-ALLÉE (Ph.), VALADAS (B.), 1994. – Géomorphologie. *In Atlas du Limousin*. Ed. Pulim, Limoges, 20-23.

ANTOINE (P.), 1997. – Modifications des systèmes fluviaux à la transition Pléni-glaciaire-Tardiglaciaire et à l'Holocène : l'exemple du bassin de la Somme (Nord de la France). *Géogr. Phys. et Quatern.*, n°51-1, 93-106.

ANTOINE (P.), LAUTRIDOU (J.-P.), LAURENT (M.), 2000. – Long-term fluvial archives in NW France : response of the Seine and Somme rivers to tectonic movements, climatic variations and sea level changes. *Geomorphology*, 33, 183-207.

ANTOINE (P.), MUNAUT (A.V.), LIMONDIN-LOZOUET (N.), PONEL (P.), FAGNART (J.-P.), 2002. – Réponse des milieux de fond de vallée aux variations climatiques (Tardiglaciaire et début d'Holocène) d'après les données du bassin de la Selle (Nord de la France). Processus et bilans sédimentaires. *In Les Fleuves ont une histoire*. Errance, Paris, 15-28.

ARNAL (G.B.), 1993. – La première néolithisation dans l'Aveyron : le Roucadourien primitif (sites de la Poujade et de Roquemissou). *In Les hommes et leurs environnements*

quaternaires dans les causses de l'Aveyron. L'association des amis du musée de Millau et le G.D.R. 1058 du CNRS, Aix-en-Provence, 20-21.

ARNAUD-FASSETTA (G.), 1998. – *Dynamiques fluviales holocènes dans le delta du Rhône*. Thèse de géographie physique, Aix-Marseille I, 329 p.

ARNAUD-FASSETTA (G.), BALLAIS (J.-L.), BEGHIN (E.), JORDA (M.), MEFFRE (J.-C.), PROVANSAL (M.), RODITIS (J.-C.), SUANEZ (S.), 1993. – La crue de l'Ouvèze à Vaison-la-Romaine (22 septembre 1992). Ses effets morphodynamiques, sa place dans le fonctionnement d'un géosystème anthropisé. *Rev. Géomorph. Dyn.*, 2, 34-48.

ARNAUD-FASSETTA (G.), BELTRANDO (G.), FORT (M.), PLET (A.), ANDRE (G.), CLEMENT (D.), DAGAN (M.), MERING (C.), QUISSERNE (D.), RYCK (Y.), 2002. – La catastrophe hydrologique de novembre 1999 dans le bassin versant de l'Argent Double (Aude, France) : de l'aléa pluviométrique à la gestion des risques pluviaux et fluviaux. In : *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 1, 17-34.

ASTRADE (L.), 1996. – *La Saône en crue. Dynamique d'un hydrosystème anthropisé*. Thèse de géographie, Univ. Paris Sorbonne, 358 p.

AUBOUIN (J.), MENNESSIER (G.), 1963. – Essai sur la structure de la Provence. In *Livre à la mémoire du Professeur P. Fallot*, Mémoires hors série de la Soc. Géol. Fr., t. II, 45-99.

AUBRUN (M.), 1981. – *L'ancien diocèse de Limoges des origines au XI^e siècle*. Clermont-Ferrand.

AUDOUBE (F.), BUCHSENSCHUTZ (O.), 1989. – *Villes, villages et campagnes de l'Europe celtique*. Bibliothèque d'Archéologie, Hachette, Paris, 362 p.

AUZET (V.), 1987a. – L'érosion des sols cultivés en France sous l'action du ruissellement. *Ann. Géogr.*, 537, 529-556.

AUZET (V.), 1987b. – *L'érosion des sols par l'eau dans les régions de grande culture : aspects agronomiques*. Publ. Ministère de l'environnement et de l'agriculture, Paris, 60 p.

BALLANDRAS (S.), 1997. – *Contribution à l'étude des bassins versants torrentiels alpins. Stratigraphies, morphodynamique, paléoenvironnement de bassins versants depuis 15000 ans*. Thèse de géographie, Univ. Savoie, 552 p.

BALLAIS (J.-L.), CRAMBES (A.), 1992. – Morphogenèse holocène, géosystèmes et anthropisation sur la Sainte-Victoire. *Méditerranée*, t. 75, n°1-2, 29-41.

BALLAIS (J.-L.), JORDA (M.), PROVANSAL (M.), COVO (J.), 1993. – Morphogenèse holocène sur le périmètre des Alpilles. In *Archéologie et environnement : de la Sainte-Victoire aux Alpilles*. Travaux du Centre Camille Jullian n° 14, publ. Univ. Provence, 515-547.

BALLET (I.), 1994. – *Archéologie des paysages de la commune de Peyrat-la-Nonière (Creuse)*. Mémoire de maîtrise, Univ. Limoges, 139 p.

BALLET (I.), 1995. – *Intérêt de la photo-interprétation pour l'archéologie des paysages en Limousin*. Mémoire de D.E.S.S. « Archéo-Sciences », Univ. Dijon.

BALLUT (Ch.), 2000. – *Evolution environnementale de la Limagne de Clermont-Ferrand au cours de la seconde moitié de l'Holocène (Massif central français)*. Thèse de géographie, Univ. Clermont-Ferrand II, 316 p.

BARRIERE (B.), DESBORDES (M.), PABOIS (L.), 1990. – Découverte de « roues » de cire médiévales à La Boiserie (Peyrilhac, 87). *Trav. Arch. Lim.*, t. 10, 103-106.

BAZILLE-ROBERT (E.), 1985. – Les charbons de bois de quatre gisements du secteur de l'Etang de Berre. *Cahiers Ligures de Préhistoire et de Protohistoire*, 212-219.

- BEAULIEU de (J.-L.), GILOT (E.), 1972a. – Végétations holocènes du mont Lozère : analyses polliniques et datages. *C. R. Acad. Sc. Paris*, 274, 1641-1644.
- BEAULIEU de (J.-L.), EVIN (J.), 1972b. – Analyses polliniques et datages au ^{14}C dans les Monts de Lacaune (Tarn). *C. R. Acad. Sc. Paris*, 274, 3531-3534.
- BEAULIEU de (J.-L.), 1974. – Evolution de la végétation sur la bordure montagneuse cévenole au Postglaciaire, d'après les pollens. *Bull. Soc. Languedoc. Géogr.*, Montpellier, t. 8, fasc. 3-4.
- BEAULIEU de (J.-L.), PONS (A.), 1979a. – Evolution de la végétation sur la bordure montagneuse cévenole au postglaciaire, d'après les pollens. *Bull. Soc. Languedoc. Géogr.*, Montpellier, t. 8, fasc. 3-4, 347-358.
- BEAULIEU de (J.-L.), PONS (A.), 1979b. – Recherches pollenanalytiques sur l'histoire de l'action humaine dans la région du Parc national des Cévennes. *Annales du PnC*, Florac, 1, 101-128.
- BEAULIEU de (J.-L.), PONS (A.), REILLE (M.), 1985. – Recherches pollenanalytiques sur l'histoire tardiglaciaire et holocène de la végétation des monts d'Aubrac (Massif Central, France). *Paleobot. Palynol.*, 44, 37-80.
- BEAULIEU de (J.-L.), PONS (A.), REILLE (M.), 1988a. – Histoire de la végétation du climat et de l'action de l'homme dans le Massif Central français depuis 15 000 ans. *Inst. fr. Pondichéry, trav. Sec. Sci. Tech.*, XXX, 27-32.
- BEAULIEU de (J.-L.), PONS (A.), REILLE (M.), 1988b. – Histoire de la flore et de la végétation du Massif Central (France) depuis la fin de la dernière glaciation. *Cahiers de Micropaléontologie*, 3, 5-36.
- BEAUSOLEIL (J.-M.), 1994. - *La Barre « le pré de la cane »*. DFS de sauvetage urgent, SRA - Limousin, 24 p.
- BECAT (J.), SOUTADÉ (G.) (éd.), 1990. – *L'Aiguat del 40 : inundacions catastròfiques i polítiques de prevenció a la Mediterrània nord-occidental*. Actes du congrès de Vernet-les-Bains, publ. Generalitat de Catalunya, Barcelone, 484 p.
- BEHRE (K.E.), 1981. – The interpretation of anthropogenic indicators in pollen diagrams. *Pollen et spores*, vol. XXIII, n° 2, 225-245.
- BELL (M.), BOARDMAN (J.) (éd.), 1992. - *Past and present soil erosion : archeological and geographical perspectives*. Publ. Oxbow Monograph 22, Oxford, 250 p.
- BERATO (J.), MAGNIN (F.), (coll.), 1989. – Le Touar, Les-Arcs-sur-Argens (Var). Un habitat de plaine du Bronze final II / IIIA et du premier Age du fer dans son environnement. *D.A.M.*, 12, 7-40.
- BERGER (J.-F.), 1996. – *Le cadre paléogéographique des occupations du bassin valdainais (Drôme) à l'Holocène*. Thèse archéologie et environnement, Univ. Paris I, 325 p.
- BERGER (J.-F.), 1997. – Géoarchéologie du bassin valdainais (Drôme). In BRAVARD (J.-P.), PRESTREAU (M.) (éd.), *Dynamique du paysage : entretiens de géoarchéologie*. Table Ronde 1995, DARA n°15, Lyon, 103-128.
- BERGER (J.-F.), 1999. – Cycles anthropiques et environnementaux à l'Holocène dans les bassins versants rhodaniens de rang inférieur (Valdaine, Tricastin, Drôme). In BARRUE-PASTOR (M.), BERTRAND (G.) (éd.), *Les temps de l'environnement*. PUM, 243-253.
- BERGER (J.-F.), BROCHIER (J.-L.), BRAVARD (J.-P.), 2000. – La géoarchéologie en France : définition et champs d'application. *Les nouvelles de l'Archéologie*, 81, 37-47.

- BERNARD-ALLÉE (Ph.), 1991. – Débits solides et relais spatio-temporels dans un bassin versant déboisé, mont Lozère. *Bull Réseau Erosion*, 11, 27-28.
- BERNARD-ALLÉE (Ph.), 1994a. – Orographie et Hydrographie. *In Atlas du Limousin*. Ed. PULIM, Limoges, 10-11.
- BERNARD-ALLÉE (Ph.), 1994b. – Climat et ressources en eau. *In Atlas du Limousin*. Ed. PULIM, Limoges, 12-15.
- BERNARD-ALLÉE (Ph.), COSANDEY (Cl.), 1991a. – Conséquences d'une coupe forestière sur les bilans hydrologique et sédimentaire : le bassin versant de la Latte, Mont-Lozère. *Physio-Géo*, 21, 79-94.
- BERNARD-ALLÉE (Ph.), VALADAS (B.), CURT (Th.), 1991b. – Ravinements et remblaiements dans les régions de socle du sud du Massif central français. *Physio-Géo*, n°22-23, 157-165.
- BERNARD-ALLÉE (Ph.), VALADAS (B.), 1992. – L'état des recherches sur l'archéologie agraire en Limousin. *Norôis*, Poitiers, t. 39, n°156, 509-518.
- BERNARD-ALLÉE (Ph.), VALADAS (B.), 1993. – Archéologie agraire en Limousin : l'apport des remblaiements des fonds de vallons et des banquettes de culture. *Trav. Arch. Lim.*, t. 13, 7-18.
- BERNARD-ALLÉE (Ph.), VALADAS (B.), 1994. – La diversité des socles aux latitudes moyennes. *In* GODARD (A.), LAGASQUIE (J.-J.) et LAGEAT (Y.) (éd.), *Les régions de socle, apports d'une école française de géomorphologie*, Clermont-Ferrand, 9, 247-288.
- BERNARD-ALLÉE (Ph.), MARTIN (C.), DELGIOVINE (A.), GUENDON (J.L.), 1995. - Historical approach of the soil mechanical erosion phenomena in the Maures massif. *In Contribution of the CNRS-URA 903 in the DM2E Final Report*, éd. URA 903, 79-91.
- BERTONCELLO (F.), GAZENBEEK (M.), 1997. – Dynamique du peuplement en moyenne montagne : le massif des Maures (Var) entre le deuxième Age du Fer et la fin de l'Antiquité. *In La dynamique des paysages protohistoriques, antiques, médiévaux et modernes*. XVII^e Rencontres internationales d'Archéologie et d'Histoire d'Antibes, éd. A.P.D.C.A., Sophia Antipolis, 601-620.
- BEST (C.), 1995. – *Autoroute A20, section Puy-de-Grâce / Donzenac*. Rapport d'évaluation archéologique, SRA Limousin.
- BILLARD (A.), DEJOU (J.), GUYOT (J.), MORIZET (J.), 1971. – Analyse palynologique des sols. Un exemple : les sols bruns acides à faciès humifère d'Eymoutiers / Peyrat-le-Château (Haute-Vienne) comparés à quelques tourbières voisines. *Bull. Assoc. Fr. Etud. Quatern.*, 3, 181-194.
- BILLI (P.), 1993. – Steep mountain streams : processes and sediment. *Z. Geomorph. N.F.*, suppl. 88, 1-16.
- BOLLINE (A.), 1982. – *Etude et prévision de l'érosion des sols limoneux cultivés en moyenne Belgique*. Thèse de géographie, Univ. Liège, Fac. des sciences, 371 p.
- BONTE (P.), MOUCHEL (J.-M.), 2002. - *Flux et temps de séjour des matières en suspension*. PIREN Seine, Rapport de Synthèse 1998-2001, 77 p.
- BORDAS (M.P.), WALLING (D.E.) (ed.) 1988. – *Sediment budgets*. IAHS publ., 174, 591 p.
- BORREANI (M.), CHABAL (L.), MATHIEU (L.), MICHEL (J.-M.), PASQUALINI (M.), PROVANSAL-LIPPMANN (M.), 1992. – Peuplement et histoire de l'environnement sur les îles d'Hyères (Var). *D.A.M.*, 15, 391-416.

- BORTENSCHLAGER (S.), 1970. – Waldgrenz- und Klimaschwankungen im Pollenanalytischen Bild des Gurgler Rotmooses. *Mitt. Ostalp. Ges. Vegetationskda*, 11, 19-26.
- BORTENSCHLAGER (S.), 1977. – Ursachen und Ausmass postglazialer Waldgrenzschwankungen in den Ostalpen. In FRENZEL (B.) (ed.), *Dendrochronologie und postglaziale Klimaschwankungen in Europa*. Steiner Verlag, Wiesbaden, 260-266.
- BOTINEAU (M.), 1985. – Contribution à l'étude de la haute et moyenne vallée de la Vienne. *Bull. Soc. Bot. Centre-Ouest*, nouvelle série, n° spécial 6, 352 p.
- BOUDJEMLINE (D.), 1987. – *Susceptibilité au ruissellement et aux transports solides de sols à texture contrastée*. Thèse 3^{ème} Cycle, Univ. Orléans, 264 p.
- BRAUN-BLANQUET (J.), 1923. – *L'origine et le développement des flores dans le Massif Central de France. Avec aperçu sur les migrations des flores dans l'Europe sud occidentale*. L'homme et Zurich, Beer et Cie, Paris, 182 p.
- BRAVARD (J.-P.), 1986. – *Le haut Rhône, du Léman à Lyon*. La Manufacture, Lyon, 451 p.
- BRAVARD (J.-P.), 1989. – La métamorphose des rivières des Alpes françaises à la fin du Moyen-Âge et à l'époque Moderne. *Revue de Géographie de Liège*, 25, 145-157.
- BRAVARD (J.-P.), 1992. – Les rythmes d'évolution morphologique des vallées françaises au Tardiglaciaire et à l'Holocène. Rapport de synthèse de la table ronde « Rythmes d'évolution des formes fluviales d'accumulation et de creusement en milieux tempérés ». *Bull. Assoc. Géogr. Franç.*, Paris, 3, 207-226.
- BRAVARD (J.-P.), 1996. - Des versants aux cours d'eau, les implications des fluctuations paléohydrologiques à l'époque médiévale. In COLARDELLE (M.) (dir.), *L'Homme et la nature au Moyen Age*. Congrès de Grenoble 1993, Errance, Paris, 171-179.
- BRAVARD (J.-P.), 1997. – Géoarchéologie des vallées de Rhône-Alpes depuis le Tardiglaciaire. In BRAVARD (J.-P.), PRESTREAU (M.) (éd.), *Dynamique du paysage – Entretiens de géoarchéologie*. Table Ronde 1995, DARA n° 15, 129-150.
- BRAVARD (J.-P.), BURNOUF (J.), VEROT (A.), 1989. – Géomorphologie et archéologie dans la région lyonnaise : questions et réponses d'un dialogue interdisciplinaire. *Bulletin de la Société Préhistorique Française*, t.10/12, 429-440.
- BRAVARD (J.-P.), VEROT-BOURRELY (A.), SALVADOR (P.G.), 1992. - Le climat d'après les informations fournies par les enregistrements sédimentaires fluviales étudiés sur des sites archéologiques. *Les nouvelles de l'archéologie*, Errance, Paris, 50, 7-13.
- BRAVARD (J.-P.), PRESTREAU (M.) (éd.), 1997. – *Dynamique du paysage : entretiens de géoarchéologie*. Table Ronde, Lyon 1995, DARA, n° 15, 282 p.
- BRAVARD (J.-P.), PETIT (F.), 1997. - *Les cours d'eau, dynamique du système fluvial*. A. Colin, Paris, 222 p.
- BRAVARD (J.-P.), CAMMAS (C.), NEHLIG (P.), POUPET (P.), SALVADOR (P.-G.), WATTEZ (J.), 1999. – *La géologie : les sciences de la Terre*. Coll. « Archéologiques », Errance, Paris, 167 p.
- BRAVARD (J.-P.) et MAGNY (M.) (dir.), 2002. – *Les fleuves ont une histoire : paléo-environnement des rivières et des lacs français depuis 15 000 ans*. Errance, Paris, 312 p.

- BRAVARD (J.-P.), PEIRY (J.-L.), SALVADOR (P.-G.), 2002. – La diversité spatiale des enregistrements morphosédimentaires tardiglaciaires et holocènes dans quelques vallées du piémont des Alpes du Nord (Arve, Haut-Rhône, Isère). *In Les Fleuves ont une histoire*. Errance, Paris, 205-214.
- BRENET (M.), 1992. – *Vallée de la Planchetorte, rapport de diagnostic archéologique*. SRA Limousin.
- BRISEBARRE (A.-M.), 1977. – *Evolution de la transhumance sur le mont Lozère*. Parc national des Cévennes, 101 p.
- BRISEBARRE (A.-M.), 1979. – Réalité de la transhumance ovine cévenole. *Annales du PnC*, Florac, 1, 175-192.
- BROCHIER (J.E.), 1991. – Géoarchéologie du monde agropastoral. *In* GUILAINE (J.) (dir.), *Pour une archéologie agraire*. A. Colin, Paris, 303-322.
- BROWN (A.G.), 1990. – Soil erosion and fire in areas of Mediterranean type vegetation : results from chaparral in Southern California, USA, and matorral in Andalucia, Southern Spain. *In Vegetation and erosion : processes and environments*. Ed. WILEY (J.), Chichester, 269-288.
- BROWN (A.G.), 1997. – *Alluvial Geoarcheology. Floodplain archeology and environmental change*. Cambridge Manuals in Archeology, Cambridge University Press, 377 p.
- BROWN (A.G.), KEOUGH (M.), 1992. – Holocene floodplain metamorphosis in the East Midlands, United Kingdom. *Geomorphology*, 4, 433-445.
- BROWN (K.T.), SCHNEIDER (H.), HARPER (D.), 1996. – Multi-scale estimates of erosion and sediment yields in the Upper Tana basin. *In* WALLING (D.E.), WEBB (B.W.) (ed.), *Erosion and Sediment Yield : Global and Regional Perspectives*. Exeter, IAHS publ. n°236, 49-54.
- BRUN (J.-P.), 1989. – La villa gallo-romaine de Saint Michel à La Garde (Var), un domaine oléicole au Haut-Empire. *Gallia*, 46, 103-162.
- BRUN (J.-P.), 1999. – *Carte archéologique de la Gaule : Le Var*. Académie des Inscriptions et Belles-Lettres, Paris, 488 p.
- BRUNET (R.), 1967. – *Les phénomènes de discontinuité en géographie*. Mémoires et Documents, éd. CNRS, 117 p.
- BRUNETON (H.), 1999. – *Evolution holocène d'un hydrosystème nord-méditerranéen et de son environnement géomorphologique. Les plaines d'Arles à l'interface entre le massif des Alpilles et le Rhône*. Thèse de géographie, Univ. Aix-en-Provence, 346 p.
- BRUNETON (H.), PROVANSAL (M.), DEVILLIERS (B.), JORDA (C.), OLLIVIER (V.), MIRAMONT (C.), BLANCHEMANCHE (P.), BERGER (J.-F.), LEVEAU (P.), 2002. – Relations entre paléohydrologie et morphogenèse holocène des petits et moyens bassins-versants en basse Provence et Languedoc oriental. *In Les Fleuves ont une histoire*. Errance, Paris, 259-268.
- BUCHENSCHUTZ (O.), 1997. - Réflexion sur les parcellaires de l'Age du Fer en France septentrionale. *In* BURNOUF (J.), BRAVARD (J.-P.), CHOUQUER (G.) (éd.), *La dynamique des paysages protohistoriques, antiques, médiévaux et modernes*. XVII^e Rencontres internationales d'archéologie et d'histoire d'Antibes, éd. APDCA, Sophia Antipolis, 13-20.
- BUFALO (M.), 1989. – *L'érosion des terres noires dans la région du Buech (Hautes-Alpes, France)*. Thèse de géologie, Univ. Aix-Marseille III, 230 p.
- BURGA (C.), 1987. – Vegetationgeschichte seit der Späteiszeit. *Geographica Helvetica*, 2, 71-80.

- BURGA (C.), 1988. – Swiss vegetation history during the last 18 000 years. *New Phytologist*, 110, 581-602.
- BURNOUF (J.), CARCAUD (N.), CUBIZOLLE (H.), TRÉMENT (F.), VISSET (L.), GARCIN (M.), SERIEYSSOL (K.), 2001. – Les relations sociétés/milieus physiques depuis la fin du Tardiglaciaire : les apports du programme Loire. *Quaternaire*, vol. 12, n°1-2, 5-13.
- BURT (T.P.), DONOHOE (M.A.), VANN (A.R.), 1984. – Changes in the sediment yield of a small upland catchment following a pre-afforestation ditching. In *Channel processes : water sediment, catchment controls*, *Catena suppl.*, 5, 63-74.
- CALVET (M.), 1982. – *Études géomorphologiques des massifs des Albères – Roc de France et de leurs piémonts. Pyrénées orientales catalanes*. Thèse 3^e cycle, Univ. Paris I, 502 p.
- CALVET (M.), 1993. – Crues catastrophiques et vitesse de l'érosion dans les Pyrénées orientales. Montagnes fragiles : du mythe à la réalité. In *L'Aiguat del 40*. Actes du coll. de Vernet-les-Bains, ed. Generalitat de Catalunya, Barcelone, 93-101.
- CALVET (M.), 1996. – Morphogenèse d'une montagne méditerranéenne : les Pyrénées orientales. *Doc. du BRGM*, n°255, 3 t., 1177 p.
- CALVET (M.), LEMARTINEL (B.), 2002. – Précipitations exceptionnelles et crues-éclair dans l'aire pyrénéo-méditerranéenne. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 1, 35-50.
- CALVET (M.), SERRAT (P.), LEMARTINEL (B.), MARICHAL (R.), 2002. – Les cours d'eau des Pyrénées orientales depuis 15000 ans. Etat des connaissances et perspectives de recherche. In BRAVARD (J.-P.), MAGNY (M.) (éd.), *Les Fleuves ont une histoire*. Errance, Paris, 279-294.
- CALVO-CASES (A.), CERDÁ-BOLINCHES (A.), 1994. – An exemple of the changes in the hydrological and erosional response of soil after a forest fire, Pedralba (Valencia), Spain. In SALA (M.), RUBIO (J.-L.) (ed.), *Soil erosion as a consequence of forest fires*. Geoforma Ediciones, Logroño, 99-110.
- CAMBON (J.-P.), MATHYS (N.), MEUNIER (M.), OLIVIER (J.-E.), 1990. – Mesure des débits solides et liquides sur des bassins versants expérimentaux de montagne. *IAHS publ.* n°193, 231-238.
- CAMPBELL (I.A.), 1992. – Spatial and temporal variations in erosion and sediment yield. In *Erosion and sediment transport monitoring programmes in river basins (proceedings of the Oslo Symposium)*, *IAHS Publ.*, 210, 455-465.
- CAMPBELL (A.G.), WOHLGEMUTH (P.M.), WELLS (W.G.), 1987. – Post-fire response of boulder -bed channel. In BESCHTA (R.L.), BLINN (T.), GRANT (G.E.), ICE (G.G.), SWANSON (F.J.) (ed.), *Erosion and sedimentation in the pacific rim*. IAHS publ. n°165, 277-278.
- CAMPY (M.), MACAIRE (J.-J.), 1989. – *Géologie des formations superficielles. Géodynamique, faciès, utilisation*. Paris, éd. CDU, 202 p.
- CANTIÉ (G.), 1985. – Le château à motte du Dognon, siège de Chatellenie (commune de Châtenet-en-Dognon, Haute-Vienne). *Trav. Arch. Lim.*, t. 6, 65-84.
- CARCAUD (N.), 1992. – *Remplissages des fonds de vallées de la Moselle et de la Meurthe en Lorraine sédimentaire*. Doctorat de géographie, Univ. Nancy II, 281 p.
- CARCAUD (N.), GARCIN (M.), VISSET (L.), MUSCH (J.), BURNOUF (J.), 2002. – Nouvelle lecture de l'évolution des paysages fluviaux à l'Holocène dans le bassin de la Loire moyenne. In BRAVARD (J.-P.), MAGNY (M.) (éd.), *Les Fleuves ont une histoire*. Errance, Paris, 71-84.

- CAVAZZA (S.), 1962. – Sur l'évolution des phénomènes d'érosion des sols collinaires pliocéniques de la Calabre. *AIHS*, 59, 160-172.
- CERDÁ (A.), CALVO (A.), 1991. – Influencia del fuego en la escorrentía y la erosión (Serra Grossa, Valencia). *Actas del XII Congreso Nacional de Geografía*, Valencia, 23-27.
- CHABAL (L.), 1991a. – *L'homme et l'évolution de la végétation méditerranéenne, des âges des métaux à la période romaine : recherches anthracologiques théoriques, appliquées principalement à des sites du Bas-Languedoc*. Thèse, USTL, Montpellier II, 435 p.
- CHABAL (L.), 1991b. – L'environnement végétal de l'habitat antique de La Galère (Ile de Porquerolles, Hyères, Var) : Etude anthracologique. *D.A.M.*, 14, 368-377.
- CHABAL (L.), 1997. – *Forêts et sociétés en Languedoc (Néolithique final - Antiquité tardive). L'anthracologie, méthode et paléoécologie*. M.S.H., Paris, 189 p.
- CHOUQUER (G.) (dir.) 1996. – *Les formes du paysage, tome I, étude sur les parcellaires*. Errance, Paris, 224 p.
- CHOUQUER (G.), 2000. – L'étude des paysages : essais sur leurs formes et leur histoire. Errance, Paris, 208 p.
- CHURCH (M.), SLAYMAKER (O.), 1989. – Disequilibrium of Holocene sediment yield in glaciated British Columbia. *Nature*, 337, 452-454.
- CHURCH (M.), RYDER (J.M.), 1972. – Paraglacial sedimentation : consideration of fluvial processes conditioned by glaciation. *Geol. Soc. America Bull.*, 83, 3059-3072.
- CHURCH (M.), KELLERHALS (R.), DAY (J.D.), 1988. – Regional clastic sediment yield in British Columbia. *Canadian J. Earth Science*, 26, 31-45.
- CLÉMENT (P.-A.), 1983. – *Les chemins à travers les âges en Cévennes et Bas-Languedoc*. Presses du Languedoc, Montpellier, 377 p.
- COMBES (F.), 1981. – Le barrage de Seignon, un exemple de sédimentation. *In La gestion régionale des sédiments*. Séminaire de Propiano (Corse), Doc. BRGM, 101-104.
- CONTE (P.), 1987. – Valiergues - le Bois des Brigands. *Archéologie médiévale*, Univ. Caen, t. XVII, 185-186.
- CONTE (P.), 1988. – Valiergues - le Bois des Brigands. *Archéologie médiévale*, Univ. Caen, t. XVIII, 308-309.
- CONTE (P.), DESGRANGES (M.), 1987. – Valiergues - le Bois des Brigands, habitat médiéval. *Trav. Arch. Lim.*, t. 7.
- COQUE-DELHUILE (B.), 1978. – *Les formations superficielles des plateaux de la Margeride occidentale : étude géomorphologique*. Thèse 3^e cycle, Univ. Paris I, 499 p.
- CORBONNOIS (J.), 1991. – Crues et transports solides dans le ruisseau de Vezon (Lorraine). *Mosella*, n° XVIII, 161-188.
- CORBONNOIS (J.), 1998. – Les facteurs de la variation spatio-temporelle des transports solides et dissous. *Géomorphologie*, 4, 313-329.
- CORNET (C.), 1965. – *Evolution tectonique et morphologique de la Provence depuis l'Oligocène*. Thèse sciences, Paris, Mém. Soc. Géol. Fr., n° série, t. XLIV, n°103, 252 p.
- COSANDEY (Cl.), 1993. - Conséquences hydrologiques d'une coupe forestière, le cas du bassin de la Latte (Mont Lozère, France). *In* GRISELIN (M.) (éd.), *L'eau, la terre et les hommes*. P.U.N., Nancy, 355-363.
- COSANDEY (Cl.), 1993. – La crue du 22 septembre 1992 sur le mont Lozère. *Rev. Géomorph. Dyn.*, 2, 49-56.

- COSANDEY (Cl.), 1994. – Formation des crues « cévenoles » dans des bassins élémentaires du Mont Lozère. *Rev. Sc. de l'Eau*, 7, 377-393.
- COSANDEY (C.), 1997. – Genèse des crues "cévenoles" et fonctionnement hydrologique de bassins élémentaires de moyenne montagne. In *Les bassins versants expérimentaux de Draix, laboratoire d'étude de l'érosion en montagne*. Actes du séminaire, Digne, éd. Cemagref, 29-40.
- COSANDEY (Cl.), BERNARD-ALLÉE (Ph.), 1992 – Conséquences d'une coupe forestière sur les crues et sur l'érosion des versants. In CARBONNEL, DANCIN, HUBERT, VANCEA (éd.), *Rencontres Hydrologiques Franco-Roumaines*. Unesco, Paris, 237-248.
- COSANDEY (Cl.), ROBINSON (M.), 2000. – *Hydrologie continentale*. A. Colin, Paris, 360 p.
- COSTANTINI (G.), 1984. – Le Néolithique et le Chalcolithique des Grands Causses. *Gallia-Préhist.*, t. 27, fasc. 1, 121-228.
- COSTANTINI (G.) (dir.), 1985. – Vestiges du peuplement du Bronze Final II au Premier Age du Fer dans les Grands Causses. *Revue Archéologique de Narbonnaise*, t. 18, 1-125.
- COSTANTINI (G.), 1991. – Les productions métalliques du Groupe des Treilles et leur répartition dans le Midi de la France. In *Archéologie en Languedoc, hommage au Dr Jean Arnal*. 59-66.
- COSTE (C.), MALHAIRE (V.), MOTTET (G.), 1993. – Fortes pluies et crues de septembre 1992 sur le bassin cristallin de l'Ardèche en amont d'Aubenas : causes et conséquences. *Rev. Géogr. Lyon*, vol. 68, n°2-3, 159-170.
- COURTIN (J.), 1974. – *Le Néolithique de la Provence*. M.S.P.H., XI, Paris.
- COURTIN (J.), ERROUX (J.), 1974. – Aperçu sur l'agriculture préhistorique dans le sud-est de la France. *B.S.P.F.*, 71, 321-334.
- COURTY (M.A), GOLDBERG (P.), MACPHAIL (R.I.), 1989. – *Soils and micromorphology in archaeology*. Cambridge manuals in archaeology, 334 p.
- COUTEAUX (M.), 1967. – Etude palynologique de tourbières exiguës et de sols sableux dans une optique phytosociologique. In TUXEN (R.), *Pflanzensoziologie und palynologie*. Ed. Verlag Jung, Den Haag, 193-200.
- COUTEAUX (M.), 1976. – Nouvelle interprétation chronologique du « sol ocre podzolique à horizon noir profond B2A1 » des Cévennes. *C. R. Acad. Sc. Paris*, série D, 282, 161-163.
- COUTEAUX (M.), 1982. – Caractérisation pollenanalytique en Oisans, des milieux forestiers et des milieux supraforestiers dans l'actuel et dans le passé. La limite supérieure de la forêt et sa valeur de série. *Terra Nostra*, coll. de Perpignan, Prades, 139-159.
- CRÉCY de (L.), 1988. – L'histoire de la RTM : quelques réflexions d'un praticien. *Rev. Géogr. Pyr. Sud-Ouest*, t. 59, fasc. 1, 17-28.
- CUBIZOLLE (H.), VALADAS (B.), GAGNAIRE (J.), EVIN (J.), 2001. – La dynamique des versants dans le bassin de la Dore durant la deuxième moitié de l'Holocène (Massif Central, France) : premières données géoarchéologiques et datations radiocarbone. *Bull. Assoc. Fr. Et. Quaternaire*, vol. 12, n°1-2, 15-29.
- CUBIZOLLE (H.), GEORGES (V.), 2002. – Evolution morphosédimentaire des plaines alluviales de la Loire et de ses affluents dans le bassin du Forez (Massif Central Français) depuis la fin du Würm. In BRAVARD (J.-P.), MAGNY (M.) (éd.), *Les Fleuves ont une histoire*. Errance, Paris, 63-70.

- CUBIZOLLE (H.), TOURMAN (A.), ARGANT (J.), PORTERET (J.), OBERLIN (C.), SERIEYSSOL (K.), 2003. – Origins of European biodiversity : paleo-geographic signification of peat inception during the Holocene in the granitic eastern Massif Central. *Landscape Ecology*, 18, 227-238.
- CURA (A.), 1989. – Méthodologie des méthodes connexes à l'archéologie. *Trav. Arch. Lim.*, t. 9, 7-26.
- CURT (Th.), 1991. – *Dynamique des versants dans les Hautes Cévennes méridionales (Massif Central français) : relations avec les sols et la mise en valeur forestière*. Thèse, Univ. Paris I, 393 p.
- CURT (Th.), VERGNE (V.), 1991. – Exemples de remblaiements holocènes dans les Hautes Cévennes méridionales (Aigoual - Lingas). *Physio-Géo*, 21, 67-78.
- D'ANNA (A.), 1992. – Le peuplement préhistorique du massif de Sainte-Victoire. *Méditerranée*, t. 75, n°1-2, 59-67.
- DAVASSE (B.) (dir.), 1996. – Paysages du Néolithique à nos jours dans les Pyrénées de l'Est d'après l'écologie historique et l'archéologie pastorale. In *La dynamique des paysages protohistoriques, antiques, médiévaux et modernes*. Actes des XVII^e rencontres internationales d'archéologie et d'histoire d'Antibes, Nice, 577-599.
- DAVASSE (B.), 2000. – *Forêts, charbonniers et paysans dans les Pyrénées de l'Est du Moyen Age à nos jours : une approche géographique de l'histoire de l'environnement*. Ed. Géode, Toulouse, 287 p.
- DAVY (L.), 1989. – Une catastrophe naturelle : l'averse nîmoise du 3 octobre 1988 et ses conséquences hydrologiques. *Hydrologie Continentale*, 4, 2, 75- 92.
- DAVY (L.), 1990. – La catastrophe de Nîmes (3 octobre 1988) était-elle prévisible ?. *Bull. Soc. Langu. Géogr.*, fasc. 1-2, 133-162.
- DELASPRES (J.), 1985. – Contribution à l'étude de la transhumance dans les hautes terres du Gévaudan du Nord-Est (fin du XVII^e siècle - fin du XVIII^e siècle). In *Bull. C.E.R. de Mende*, 8, 7-14.
- DELGIOVINE (A.), 1986. – Les travertins holocènes de la cascade de Vauvenargues (Bouches-du-Rhône). *Méditerranée*, n°1-2, 81-91.
- DENÈFLE (M.), VALADAS (B.), VILKS (A.), 1980a. – Analyses polliniques et datation au Carbone 14 sur le plateau de Millevaches (Limousin) : la tourbière de Longéroux. *C.R. Acad. Sc. Paris*, t. 290, série D, 853-856.
- DENÈFLE (M.), VALADAS (B.), VILKS (A.), LINTZ (G.), 1980b. – L'évolution holocène de la végétation en Limousin. *Bull. Assoc. Fr. Etud. Quatern.*, 2^e série, 4, 189-199.
- DENIS (J.), 1996. – *Evolutions médiévales de l'habitat et des structures agraires en Limousin, l'exemple de la paroisse de Verneuil (Verneuil-sur-Vienne, 87)*. Mémoire de maîtrise, Univ. Limoges, 197 p.
- DERRUAU (M.) (éd.), 1996. – *Composantes et concepts de la géographie physique*. A. Colin, Paris, 256 p.
- DESBORDES (J.-M.), 1989. – *L'archéologie du paysage rural en Limousin*. Assoc. Antiquités Hist. du Limousin et CRDP de Limoges, 72 p.
- DESBORDES (J.-M.), PEYRONNET (J.-C.), VALADAS (B.), VILKS (A.), VILLOUTREIX (M.), 1978. – Archéologie des paysages ruraux fossiles en limousin : exemple d'une méthode de recherche. *Rev. Arch. du Centre de la France*, n°67-68, 193-200.

- DESBORDES (J.-M.), VALADAS (B.), 1979. – L'érosion agricole en milieu cristallin : processus, conséquences et dimension historique du phénomène à partir d'exemples pris dans le Massif d'Ambazac (Limousin). *Actes du colloque sur l'érosion agricole des sols en milieu tempéré non méditerranéen*, Strasbourg, 19-25.
- DESCROIX (L.), 1985. – *Contribution à l'étude de la dynamique érosive dans les Baronnie orientales et les pays du Buech moyen : problèmes d'aménagement*. Thèse de 3^e cycle en géographie de l'aménagement, Univ. Lyon II, 260 p.
- DESCROIX (L.), 1994. – *L'érosion actuelle dans la partie occidentale des Alpes du Sud*. Thèse nouveau régime de géographie, Univ. Lyon II, 353 p.
- DIDON-LESCOT (J.-F.), 1996. - *Forêt et développement durable au Mont Lozère. Impact d'une plantation de résineux, de sa coupe et de son remplacement, sur l'eau et sur les réserves minérales du sol*. Thèse, Univ. Orléans, 195 p.
- DIETRICH (W.), DUNNE (T.), 1978. – Sediment budget for a small catchment in mountainous terrain. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F.*, suppl. 29, 191-206.
- DIETRICH (W.E.), DUNNE (T.), HUMPREY (N.), REID (L.M.), 1982. – Construction of sediment budgets for drainage basins. In : SWANSON (F.J.), JANDA (R.J.), DUNNE (T.), SWANSON (D.N.) (ed.), *Sediments Budgets and Routing in Forested Drainage Basins*, USDA Forest Service General Technical Report, PNW – 141, 5-23.
- DIETRICH (W.E.), RENEAU (S.L.), WILSON (C.J.), 1987. – Overview : "zero-order basins" and problems of drainage density, sediment transport and hillslope morphology. In BESCHTA (R.L.), BLINN (T.), GRANT (G.E.), ICE (G.G.), SWANSON (F.J.) (ed.), *Erosion and sedimentation in the pacific rim*. IAHS publ. n°165, 27-38.
- DIEZ (J.C.), ALVERA (B.), PUIDEFABREGAS (J.), GALLART (F.), 1988. – Assessing sediment sources in a small drainage basin above the timberline in the Pyrenees. In BORDAS (M.P.), WALLING (D.E.) (ed.), *Sediment budgets*. IAHS publ. n°174, 197-206.
- DIOT (M.-F.), 1986. – Palynologie et archéologie : apport du travail en équipe. Etat des recherches en Limousin. *Trav. Arch. Lim.*, t. 7, 21-27.
- DIOT (M.-F.), 2001. – Etudes palynologiques de deux dolmens à Berneuil (Haute-Vienne). *Bull. Préhistoire du Sud-Ouest*, 8, 177-192.
- DIOT (M.-F.), 2002. – Etude palynologique des dolmens de Bois Neuf III à Marsac (Creuse) et Bagnol à Fromental (Haute-Vienne). *Bull. Soc. Préhistorique Française.*, t. 99, 1, 91-103.
- DUBOIS (G.), DUBOIS (C.) et GLANGEAUD (L.), 1942. – Sur le Quaternaire du plateau de Millevaches et le profil pollinique d'une tourbière à Barsanges (Corrèze). *Revue des Sciences naturelles d'Auvergne*, nouvelle série, vol. 8, fasc. 4, 164-177.
- DUBOIS (G.) et DUBOIS (C.), 1944. – Remarques sur le Quaternaire et les tourbières de la Montagne limousine de Millevaches. *Bull. Soc. Géol. de France*, t. XV, n° 5, 29-36.
- DUBY (G.) et WALLON (A.) (dir.), 1975. – *Histoire de la France Rurale*. Ed. Seuil, t. 1, 2 et 3.
- DUFAURE (J.-J.) (coord.), 1984. – La mobilité des paysages méditerranéens, hommage à Pierre BIROT. *Rev. Géogr. Pyr. Sud-Ouest*, travaux II, 387 p.
- DUFAURE (J.-J.), NEBOIT (R.), 1984. – L'érosion méditerranéenne dans la préhistoire et l'histoire : aléas climatiques, ruptures socio-politiques ? *Courrier du CNRS*, suppl. au n°57, 57-59.
- DUIJSINGS (J.J.), 1986. – Seasonal variation in the sediment delivery ratio of a forested drainage basin in Luxembourg. In HADLEY (R.F.) (ed.), *Drainage basin sediment delivery*. IAHS publ. n°159, 153-164.

- DUMAZET (B.), 1983. – *Modification de la charge chimique des eaux au cours du transit à travers trois écosystèmes distincts du Mont-Lozère*. Thèse 3^e cycle, Univ. Orléans, 147 p.
- DUPRAZ (C.), 1984. – *Bilans des transferts d'eau et d'éléments minéraux dans trois bassins-versants comparatifs à végétations contrastées (mont Lozère, France)*. Thèse, Univ. Orléans, 363 p.
- DURAND (D.), 1979. – *La systématique*. Que sais-je, PUF, Paris, 128 p.
- DURAND (P.), 1989. – *Biogéochimie comparée de trois écosystèmes (pelouse, hêtraie, pessière) de moyenne montagne granitique (mont Lozère, France)*. Thèse, Univ. Orléans, 193 p.
- DURIEUX (J.-F.), 1993. – *Autoroute A20, section Pierre-Buffière / Magnac-Bourg*. Etude d'impact archéologique, SRA Limousin, 99 p.
- DURIEUX (J.-F.), 1994. – *Opération archéologique autoroute A20 « l'Occitane », section Pierre-Buffière / Magnac-Bourg*. Document final de synthèse, SRA Limousin, 266 p.
- DUSSOT (D.), MANVILLE (M.), 1990. – Occupation du sol et dynamique des paysages : le vallon des Bains (commune de Sainte-Feyre, Creuse). *Trav. Arch. Lim.*, t. 11, 7-32.
- ENGELEN (G.B.), VENNEKER (R.G.W.), 1988. – ETA (Erosion Transport Accumulation) systems, their classification, mapping and managements. In BORDAS (M.P.), WALLING (D.E.) (ed.), *Sediment budgets*. IAHS publ. n°174, 397-412.
- ERSKINE (W.D.), SAYNOR (M.J.), 1996. – Effects of catastrophic floods on sediment yields in southeastern Australia. In WALLING (D.E.), WEBB (B.W.) (ed.), *Erosion and Sediment Yield : Global and Regional Perspectives*. Exeter, IAHS publ. n°236, 381-388.
- ÉTIENNE (M.), 1992. – *Archéologie des paysages ruraux dans la moyenne Vézère*. Mémoire de maîtrise, Univ. Clermont-Ferrand II, 114 p.
- EVIN (J.), LAMBERT (G.-N.), LANGOUET (L.), LANOS (P.), OBERLIN (C.), 1998. – *La datation en laboratoire*. Errance, Paris, 191 p.
- FABRE (G.), 1989. – Les inondations catastrophiques de Nîmes et de sa région, du lundi 3 octobre 1988. *Rev. Géogr. Lyon*, 4, 224-230.
- FABRIÉ (D.), 1982. – *La cité des Gabales des Celtes à la fin de l'Empire romain*. Thèse de 3^e cycle, Univ. Montpellier, 737 p.
- FABRIÉ (D.), 1984. – Recherches sur l'exploitation forestière de Méjan et de Sauveterre à l'époque gallo-romaine. In *La forêt et l'homme en Languedoc-Roussillon de l'Antiquité à nos jours*. Montpellier, 11-22.
- FABRIÉ (D.), 1987. – Evolution de l'agriculture gévaudanaise pendant le Moyen-Age. *Bull. C.E.R.*, Mende, 9, 45-50.
- FABRIÉ (D.), 1989. – *La Lozère, carte archéologique de la Gaule*. Académie des Inscriptions et Belles Lettres, Clermont-Ferrand, 143 p.
- FEL (A.), 1962. – *Les Hautes Terres du Massif Central. Tradition paysanne et économie rurale*. Thèse Lettres, Clermont-Ferrand, Impr. Moderne, Aurillac, 340 p.
- FIANDINO (M.), 2003. – Apports de matières en suspension par les fleuves côtiers à l'étang de Berre (Bouches-du-Rhône, France) : quantification, identification des zones sources, étude des relations avec les conditions hydrologiques. Thèse, Univ. Provence, 325 p.
- FIRBAS (F.), 1932. – Contribution à l'histoire postglaciaire des forêts des Cévennes méridionales. *Station Inst. Géobot. Médit. et Alp.*, Montpellier, 15, 9-16.

- FLAGEOLLET (J.-C.), FRAIPONT de (P.), GOURBESVILLE (Ph.), THOLEY (N.), TRAUTMANN (J.), 1993. – La crue de l'Ouvèze de septembre 1992 : origines, effets, enseignements. *Rev. Géomorph. Dyn.*, 2, 57-72.
- FLORSHEIM (J.L.), KELLER (E.A.), 1987. – Relationships between channel morphology, unit stream power, and sediment routing and storage in a steep, bedrock controlled channel. In BESCHTA (R.L.), BLINN (T.), GRANT (G.E.), ICE (G.G.), SWANSON (F.J.) (ed.), *Erosion and sedimentation in the pacific rim*. IAHS publ. n°165, 279-280.
- FOURNIER (F.), 1960. – *Climat et érosion : la relation entre l'érosion du sol par l'eau et les précipitations atmosphériques*. PUF, Paris, 194 p.
- FRÉCAUT (R.), PAGNEY (P.), 1983. – *Dynamique des climats et de l'écoulement fluvial*. Masson, Paris, 239 p.
- FREDON (J.-J.), 1984. – Macrorestes végétaux de sites archéologiques en Limousin. *Trav. Arch. Lim.*, t. 5, 7-15.
- FREDON (J.-J.), 1995. – Contribution de l'antracologie à la connaissance de l'évolution du couvert végétal en Limousin. *Trav. Arch. Lim.*, t.15, 19-29.
- FREYTET (P.), VALADAS (B.), BLANCHARD-LEMÉE (M.), DENÈFLE (M.), DUSSOT (D.), DUPERRON (J.), 1989. – Le site de Védrenne (La Chapelle Saint-Martial, Creuse). Etude d'une villa gallo-romaine et de son environnement. *Travaux d'archéologie limousine*, n° 10, Assoc. Ant. Hist. Limousin, 33-43.
- FURRER (G.) *et al.*, 1987. – *Geographica Helvetica*, 2, 61-91.
- GABERT (P.), 1964. – Premiers résultats des mesures d'érosion sur des parcelles expérimentales dans la région d'Aix-en-Provence. *Méditerranée*, 2, 169-183.
- GABERT (P.), 1965. – Recherches sur l'érosion dans deux bassins expérimentaux sous climat méditerranéen : région d'Aix-en-Provence. *IASH*, n°66, 380-387.
- GAILLARD (S.), 1999. – *L'aube : dynamique morphosédimentaire holocène et fonctionnement actuel d'un hydrosystème à faible énergie*. Thèse de géographie, Univ. Paris IV, 237 p.
- GAUTIER (E.), 1992. – *Recherches sur la morphologie et la dynamique fluviales dans le bassin du Buech (Alpes du Sud)*. Thèse de géographie, Univ. Paris X, 434 p.
- GEBHARDT (A.), 1988. – Analyse micromorphologique des modifications apportées à la structure du sol par différents outils. Actes du colloque « L'expérimentation en archéologie : bilan et perspectives », *Archéologie expérimentale*, t. 2, 223-247.
- GEBHARDT (A.), 1990. – *Evolution du paléopaysage agricole dans le N.O. de la France. Apport de la micromorphologie*. Thèse, Rennes I, 193 p.
- GEBHARDT (A.), 1995. – *Le Bois des Brigands, rapport d'étude micromorphologique*. SRA Limousin, 18 p.
- GHESTEM (A.), VIKLS (A.), 1978. – Contribution à l'étude phytosociologique des tourbières acides du Limousin. Colloques phytosociologiques, VII, *Sols tourbeux*, Lille, 166-182.
- GODARD (A.), 1977. – *Pays et paysages du granite*. PUF, Paris, 232 p.
- GODARD (A.), RAPP (A) (éd.), 1987. – *Processus et mesure de l'érosion*. CNRS, Paris, 575 p.
- GODARD (A.), TABEAUD (M.), 1993. – *Les climats, mécanismes et répartition*. A. Colin, Paris, 191p.

- GODARD (A.), LAGASQUIE (J.-J.), LAGEAT (Y.) (éd.), 1994. – *Les régions de socle, apports d'une école française de géomorphologie*, Clermont-Ferrand, 324 p.
- GOLOSV (V.), 1996. – Redistribution of sediment within small catchments of the temperate zone. In WALLING (D.E.), WEBB (B.W.) (ed.), *Erosion and Sediment Yield : Global and Regional Perspectives*. Exeter, IAHS publ. n°236, 339-356.
- GOMER (D.), 1995. – *Écoulement et érosion dans des petits bassins-versants à sols marneux sous climat semi-aride méditerranéen*. Publ. Projet pilote d'aménagement intégré du bassin-versant de l'Oued Mina, Karlsruhe, 207 p.
- GOOD (J.E.G.) ed., 1986. – Environmental aspects of plantation forestry in Wales. *Proceedings of a symposium held at the Snowdonia National Park Study Centre (North Wales)*. ITE Symp. n°22.
- GOUDIE (A.), 1996. – *The changing earth, rates of geomorphological processes*. Blackwell, 285 p.
- GREGORY (K.J.) (ed.), 1983. – *Background to palaeohydrology*. J. Wiley & sons Ltd.
- GREGORY (K.J.), WALLING (D.E.), 1985. – *Drainage Basin Form and Process. A Geomorphological Approach*. Londres, éd. E. Arnold, 458 p.
- GREGORY (K.J.), STARKEL (L.), BAKER (V.R.) (eds.), 1995 – *Global continental paleohydrology*. Chisester, Wiley.
- GRIMAUD (P.), 1979. – *La chartreuse de la Verne*. Ed. J.Y.L., Perpignan, 128 p.
- GRITA (J.L.), 1986. – Sediment movement in disequilibrium gully fan systems. In HADLEY (R.F.) (eds.), *Drainage basin sediment delivery*. IAHS publ. n°159, 95-104.
- GUILAINE (J.) (dir.), 1991. – *Pour une archéologie agraire*. A. Colin, Paris, 576 p.
- GUENET (P.), 1992. – L'impact de l'homme sur son environnement en moyenne montagne, du Cézallier au plateau de Millevaches (Massif central, France). *117^e Congrès national des Sociétés savantes*, Clermont-Ferrand, 515-528.
- GUENET (P.), 1993. – Analyses pollenanalytiques en Artense et sur le plateau de Millevaches (Massif central, France). *Palynosciences*, publ. APLF, vol. 2., 79-107.
- GUERANGE-LOZES (J.), PELLET (J.), 1990. – Notice explicative, carte géologique de la France (1/50 000), feuille de Génolhac (887). *BRGM*, Orléans, 62 p.
- GUIBAL (F.), SERRE-BACHET (F.), 1993. – Analyse dendrochronologique des bois du port antique de Toulon (Var). In *Archéologie et environnement : de la Sainte-Victoire aux Alpilles*. Travaux du Centre Camille Jullian n° 14, publ. Univ. Provence, 391-400.
- GUIGO (M.), 1987. – Les transports solides et l'étude des milieux naturels. In GODARD (A.), RAPP (A.) (éd.), *Processus et mesure de l'érosion*. CNRS, Paris, 413-426.
- HADLEY (R.F.) (eds.), 1986. – *Drainage basin sediment delivery*. IAHS publ. n°159.
- HANCHI (A.), 1994. – *Cycle de l'eau et des éléments biogènes dans un bassin versant forestier : cas d'une hêtraie du mont Lozère*. Thèse de l'université de Bourgogne, 232 p.
- HARVEY (A.M.), 1974. – Gully erosion and sediment yield in the Howgill Fells, Westmorland. In GREGORY (K.J.), WALLING (D.E.) (ed.), *Fluvial processes in instrumented watersheds*. Institute of british geographers, special publ. n°6, London, 45-58.
- HARVEY (A.M.), 1977. – Event frequency in sediment production and channel change. In RHODES (D.D.), WILLIAMS (G.P.) (ed.), *Adjustments of the Fluvial System*. Dubuque, Iowa, Kendall Hunt, 139-167.

- HARVEY (A.M.), 1987. – Seasonality of processes on eroding gullies : a twelve-year record of erosion rates. *In Processus et mesure de l'érosion*. Ed. CNRS, 439-454.
- HARVEY (A.M.), 1992. – Process interactions, temporal scales and the development of hillslope gully systems : Howgill Fells, northwest England. *Geomorphology*, 5, 323-344.
- HARVEY (A.M.), 1997. – Coupling between hillslope gully systems and stream channels in the Howgill Fells, northwest England : temporal implications. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 1, 3-20.
- HARVEY (M.D.), PITLICK (J.), LAIRD (J.), 1987. – Temporal and spatial variability of sediment storage and erosion in Ash Creek, Arizona. *In* BESCHTA (R.L.), BLINN (T.), GRANT (G.E.), ICE (G.G.), SWANSON (F.J.) (ed.), *Erosion and sedimentation in the pacific rim*. IAHS publ. n°165, 281-282.
- HATT (J.-J.), 1959. – *Histoire de la Gaule romaine*. Ed. Payot, Paris, 405 p.
- HEEDE (B.H.), 1985. – Application of geomorphological concepts to evaluate timber harvest influences on a stream channel - a case study. *Z. Geomorph. N. F.*, suppl. 55, 121-130.
- HEEDE (B.H.), KING (R.M.), 1990. – State-of-the-art timber harvest in an Arizona mixed conifer forest has minimal effect on overland flow and erosion. *Hydrol. Sci. J.*, 35, 6, 623-635.
- HEIM (J.), 1970. – *Les relations entre les spectres polliniques récents et la végétation actuelle en Europe occidentale*. Univ. Louvain, Lab. Palyn. Phytosociologie, 181 p.
- HELAS (J.-C.), 1974. – *Une commanderie des Hospitaliers en Gévaudan. Gap Français au milieu du XV^e siècle*. Thèse, Univ. Montpellier, 2 vol., 241 et 166 p.
- HELAS (J.-C.), 1979. – Les Hospitaliers et le monde rural du mont Lozère au milieu du XV^e siècle. *Ann. PnC*, 1, 193-211.
- HEUSCH (B.), 1969. – *L'érosion dans le Pré-Rif. Une étude quantitative de l'érosion hydrique dans les collines marneuses du Pré-Rif occidental*. Thèse, Univ. Toulouse, ONU/FAO, Rome, 128 p.
- HJULSTRÖM (F.), 1935. – Studies of the morphological activity of rivers as illustrated by the River Fyris. *Bull. Geol. Institute, University of uppsala*, 25, 221-527.
- HORTON (R.E.), 1933. – The role of infiltration in the hydrologic cycle. *Trans. Of the American Geophysical Union*, 13, 446-460.
- HORTON (R.E.), 1945. – Erosional development of streams and their drainage basins. Hydrological approach to quantitative geomorphology. *Geol. Soc. America Bull.*, 56, 3, 275-370.
- HOUÏ (D.), VERREL (J.-L.) (éd.), 1994. – *Du concept de BVRE à celui de zone atelier dans les recherches menées en eaux continentales*. Actes du séminaire national Hydrosystèmes, Cemagref, 228 p.
- INBAR (M.), WITTENBERG (L.), TAMIR (M.), 1997. – Soil erosion and forestry management after wildfire in a Mediterranean woodland, Mt. Carmel, Israel. *Int. J. Wildland Fire*, vol. 74, n° 4, 285-294.
- ISKANDAR (D.), 1992. – Analyse palynologique de la tourbière de Montmary à Saint-Maixant (Creuse). *Trav. Arch. Lim.*, t. 12, 155-161.
- JACQUIOT (C.), TRENARD (Y.), DIROL (D.), 1973. – *Atlas d'anatomie des bois des angiospermes*. T. 1 et 2, Centre Technique du Bois et CNRS, Paris.
- JALUT (G.), 1991. – Le pollen, traducteur du paysage agricole. *In* GUILAINE (J.) (dir.), *Pour une archéologie agricole*. A. Colin, 345-367.

- JINZE (M.), 1986. – Sediment sources and yield from small drainage basins. *In* HADLEY (R.F.) (ed.), *Drainage basin sediment delivery*. IAHS publ. n°159, 19-30.
- JOHNSON (R.C.), 1988. – Changes in the sediment output of two upland drainage basins during forestry land use changes. *In* BORDAS (M.P.), WALLING (D.E.) (ed.), *Sediment budgets*. IAHS publ. n°174, 463-472.
- JONGUERIUS (A.), 1983. - Micromorphology in agriculture. *In* BULLOCK (P.), MURPHY (C.P.) (eds.), *Soil micromorphology*, AB Academic Publishers, Berkhamsted.
- JORDA (M.), 1980. – Morphogenèse et évolution des paysages dans les Alpes de Haute-Provence depuis le Tardiglaciaire. Facteurs naturels et facteurs anthropiques. *Bull. Assoc. Géogr. Franç.*, 472, 295-304.
- JORDA (M.), 1983. – La torrentialité holocène des Alpes françaises du Sud. Facteurs anthropiques et paramètres naturels de son évolution. *Cahiers Ligures de Préhistoire*, 2, 49-70.
- JORDA (M.), 1992. – Morphogenèse et fluctuations climatiques dans les Alpes françaises du Sud de l'Age du Bronze au haut Moyen Age. *Les nouvelles de l'archéologie*, Errance, 50, 14-20.
- JORDA (M.), 1993a. – Les terrasses alluviales de l'Arc à l'aval de Roquefavour : étude géomorphologique et chronostratigraphique. *In* *Archéologie et environnement : de la Sainte-Victoire aux Alpilles*. Travaux du Centre C. Jullian n° 14, publ. Univ. Provence, 235-248.
- JORDA (M.), 1993b. – Détritisme holocène et anthropisation dans la région de l'Etang de Berre. Interprétation morphosédimentaire de la carotte E3-Drasm. *In* *Archéologie et environnement : de la Sainte-Victoire aux Alpilles*. Travaux du Centre C. Jullian n° 14, publ. Univ. Provence, 407-416.
- JORDA (M.), MAGNIN (F.), PROVANSAL (M.), 1991a. – Un témoin de l'anthropisation progressive du milieu en Basse Provence : la nappe alluviale holocène du Vallat Neuf (Etang de Berre, B-du-R.). *C. R. Ac. Sc.*, t. 312, série II, 921-927.
- JORDA (M.), PARRON (C.), PROVANSAL (M.), ROUX (M.), 1991b. – Erosion et détritisme holocène en Basse Provence calcaire. L'impact de l'anthropisation. *Physio-Géo*, n°22-23, 37-47.
- JORDA (M.), PROVANSAL (M.), 1993. – La place des terrasses de culture dans le bilan érosif des paysages méditerranéens (un modèle possible : le bassin-versant du Vallat-de-Monsieur). *In* *Archéologie et environnement : de la Sainte-Victoire aux Alpilles*. Travaux du Centre C. Jullian n° 14, publ. Univ. Provence, 65-74.
- JORDA (M.), PROVANSAL (M.), 1996. – Impact de l'anthropisation et du climat sur le détritisme en France du sud-est (Alpes du sud et Provence). *Bull. Soc. Géol. France*, vol. 167, n°1, 150-168.
- JORDA (M.), MIRAMONT (C.), ROSIQUE (T.), SIVAN (O.), 2002. – Evolution de l'hydrosystème durancien (Alpes du Sud, France) depuis la fin du Pléniglaciaire supérieur. *In* *Les Fleuves ont une histoire*. Errance, Paris, 239-250.
- JOUTARD (P.) (dir.), 1989. – *Les Cévennes de la montagne à l'homme*. Privat, Toulouse, 510 p.
- KNIGHTON (M.D.), 1977. – Hydrological response and nutrient concentrations following burns in an Oak-Hickory forest. *Soil Sci. Amer. J.*, 41, 627-632.
- KNOX (J.C.), 1989. – Long and short-term episodic storage and removal of sediment in watersheds of southwestern Wisconsin and northwestern Illinois. *In* : *Sediment and the Environment*, International Association of Hydrological Sciences Publication, 184, 157-164.

- KRAUSS-MARGUET (I.), 1981. – Analyse anthracologique du gisement postglaciaire de la Poujade (Millau, Aveyron). *Paléobiologie continentale*, XII, 1, 93-110.
- LAGASQUIE (J.-J.), 1984. – *Géomorphologie des granites. Les massifs granitiques de la moitié orientale des Pyrénées françaises*. Thèse d'État, Univ. Paris I, éd. CNRS, Toulouse, 374 p.
- LAGEAT (Y.), ANDRÉ (M.-F.), ALLÉE (Ph.), 1996. – Apports et limites de l'expérimentation. In DERRUAU (M.) (éd.), *Composantes et concepts de la géographie physique*. A. Colin, Paris, 235-246.
- LAGRAVE (R.), 1989. – *Les Gabales : Gaulois de Lozère*. Ed. Gévaudan, Florac, 78 p.
- LAIRD (J.R.), HARVEY (M.D.), 1986. – Complex response of a chaparral drainage basin to fire. In HADLEY (R.F.) (eds.), *Drainage basin sediment delivery*. IAHS publ. n°159, 165-184.
- LAMB (H.H.), 1977. – *Climate : Present, Past, and Future*. Methuen, Londres, 835 p.
- LAMB (H.H.), 1982. – *Climatic history and the modern world*. Ed. Methuen, 387 p.
- LAMB (H.H.), 1984. – Climate in the last thousand years : natural climatic fluctuations and change. In FLOHN (H.), FANTECHI (R.) (ed.), *The climate of Europe : past, present and future*. D. Reidel Publ. Cy, Dordrecht.
- LAVABRE (J.), MARTIN (C.), BERNARD-ALLÉE (Ph.), FOLTON (N.), 1993. - Comportement hydrologique et érosion des sols d'un petit bassin versant méditerranéen après la destruction de l'écosystème forestier par un incendie. *Rencontres Forestiers-Chercheurs en Forêt Méditerranéenne*, éd. INRA, Paris, Les Colloques, 63, 279-291.
- LAVAL (H.), MEDUS (J.), ROUX (M.), 1991. – Palynological and sedimentological records of Holocene human impact from the Etang de Berre, southeastern France. *The Holocene*, 1, 3, 269-272.
- LAVAL (H.), 1993. – Pollenanalyse de sédiments du port antique de Toulon, Var (France). In *Archéologie et environnement : de la Sainte-Victoire aux Alpilles*. Travaux du Centre C. Jullian n° 14, publ. Univ. Provence, 401-406.
- LE BISSONNAIS (Y.), THORETTE (J.), BARDET (C.), DAROUSSIN (J.), 2002. – *L'érosion hydrique des sols en France*. Rapport INRA - IFEN, 106 p.
- LECACHEUR (P.), PROVANSAL (M.), 1992. – Prospections, sondages archéologiques et étude géomorphologique sommaire de la plaine de Pardigon (Cavalaire). *ASSNATV*, 163-169.
- LEEKES (G.J.L.), 1990. – Fluvial sediment transport and plantation forestry : monitoring and application (case studies from upland Mid-Wales, U.-K.). *Third International Workshop on Gravel-Bed Rivers, Firenze, Italy*, J. Wiley publ., 18 p.
- LEEKES (G.J.L.), ROBERTS (G.), 1987. – The effects of forestry in upland streams – with special reference to water quality and sediment transport. In *Environmental Aspects of Plantation Forestry in Wales* (ed. J.E.G. Good), Institute of Terrestrial Ecology Symp. n°22, 9-24.
- LEHRE (A.) 1981. – Sediment budget of a small California Coast Range drainage near San Francisco. *International Association of Hydrological Sciences Publication*, 132, 123-139.
- LEHRE (A.K.), 1982. – *Sediment mobilization and production from a small mountain Catchment : Lone Tree Creek, California*. Thèse, Univ. Berkeley (n°8300567), 375 p.
- LELONG (F.), WEDRAOGO-DUMAZET (B.), 1987. – Influence de la végétation sur la mobilisation chimique des éléments dans les bassins - versants granitiques du Mont Lozère (France), In *Processus et mesure de l'érosion*. Ed. C.N.R.S., 299-311.

- LEMÉE (G.), 1943a. – L'évolution forestière postglaciaire du mont Lozère d'après l'analyse pollinique des tourbières. *C.R. som. Séances Soc. Biogéogr.*, 20, 30-32.
- LEMÉE (G.), 1943b. – La genèse des pelouses culminales de l'Aigoual. *Publ. Institut Botanique de la Faculté des Sciences de Strasbourg*. Série Phytosociologique et pédologique, 5, 177-181.
- LEMÉE (G.), 1949a. – Synchronisation entre l'Age du Bronze et les phases forestières du plateau de Millevaches. *Bull. Soc. Préhist. Fr.*, t. 14, n° 98, 68-71.
- LEMÉE (G.), 1949b. – La genèse du sol des pelouses culminales de l'Aigoual. *Rev. Géogr. Alpine*, Grenoble, 38, 1, 177-180.
- LEMÉE (G.), 1952a. – Le cadre végétal au début de la période gallo-romaine sur le plateau de Millevaches. *Bull. Soc. Préhist. Fr.*, 49, 195-196.
- LEMÉE (G.), 1952b. – Tourbière de Rié-Grand (Chavagnac, Corrèze). *Bull. Soc. Préhist. Fr.*, 49, 30-31.
- LEMÉE (G.), 1953a. – L'évolution forestière du Massif central depuis la dernière glaciation. *In Mélanges géographiques offerts à Ph. Arbos*. Institut de Géographie, Clermont-Ferrand, 189-196.
- LEMÉE (G.), 1980. – Evolution postglaciaire et récente de la végétation des Monts de la Marche d'après l'analyse pollinique. *Bull. Soc. Bot. Fr.*, 127, 59-69.
- LE ROY LADURIE (E.), 1983. – *Histoire du climat depuis l'an mil*. Flammarion, Paris, 2 vol., 287 et 254 p.
- LESPEZ (L.), 1999. – *L'évolution des modelés et des paysages de la plaine de Drama et de ses bordures au cours de l'Holocène (Macédoine orientale, Grèce)*. Thèse de géographie, Univ. Clermont-Ferrand II, 539 p.
- LEVEAU (P.), PROVANSAL (M.) (dir.), 1993. – *Archéologie et environnement : de la Sainte-Victoire aux Alpilles*. Travaux du Centre C. Jullian n° 14, publ. Univ. Provence, 551p.
- LEVEAU (P.), LAVAL (H.), MEDUS (J.), D'ANNA (A.), 1993. – Analyse pollinique de sites de Basse Provence : commentaires et débats. *In Archéologie et environnement : de la Sainte-Victoire aux Alpilles*. Travaux du Centre C. Jullian n° 14, publ. Univ. Provence, 375-386.
- LHUIILLIER (S.), 1999. – *Inventaire des sites à scories du Mont-Lozère*. Rapport de stage au PnC, Florac, 75 p.
- LHUIILLIER (S.), 2000. – *Evolution des formations végétales sur le Mont-Lozère et le Bougès à partir des photographies aériennes*. DESS. Univ. Montpellier, 65 p.
- LILIN (C.), 1986. – Histoire de la restauration des terrains en montagne au 19^e siècle. *Cahiers ORSTOM « spécial érosion »*, Série Pédologie, vol. XXII, n°2, 139-145.
- LINTZ (G.), 1992. – *La carte archéologique de la Corrèze*. Académie des Inscriptions et Belles Lettres, fasc. 19, 224 p.
- LION (M.), 1996. – *Evolution paysagère de certains versants du mont Lozère*. Mémoire de maîtrise, Univ. Paris X, Nanterre, 282 p.
- LITZLER (C.), 1988. – *Maîtrise de l'érosion en vignoble de côteaux : aspects agronomiques*. Publ. Ministères de l'environnement et de l'agriculture, Paris, 54 p.
- LÖYE-PILOT (M.-D.), 1981. – Transports dissous- transports solides, érosion chimique-érosion mécanique: revue des données récentes. *In: La gestion régionale des sédiments. Documents du BRGM*, 30, Orléans, 253-260.

- LÖYE-PILOT (M.-D.), 1984. – Coulées boueuses et laves torrentielles en Corse: exemple de mouvements de terrain en pays méditerranéen montagnard. *Documents du BRGM*, 83, Orléans, 23-28.
- LÖYE-PILOT (M.-D.), 1987. – Rythmes comparés de la dénudation chimique et de l'érosion mécanique dans un bassin-versant méditerranéen montagnard granitique (Solenzara – Corse) (1979-1981). *In Processus et mesure de l'érosion*, éd. CNRS, 313-328.
- LUDWIG (B.), 1992. – *L'érosion par ruissellement concentré des terres cultivées du nord du Bassin Parisien : analyse de la variabilité des symptômes d'érosion à l'échelle du bassin versant élémentaire*. Thèse, Univ. Strasbourg I, 201 p.
- LUDWIG (B.), PROBST (J.-L.), 1996. – A global modelling of the climatic, morphological, and lithological control of river sediment discharges to the ocean. *In WALLING (D.E.), WEBB (B.W.) (eds), Erosion and sediment yield : global and regional perspectives*. IAHS publ., 236, 21-28.
- LUDWIG (B.), PROBST (J.-L.), 1998. – River sediment discharge to the oceans : present-day controls and global budgets. *Amer. J. Sci.*, 298, 265-295.
- MACAIRE (J.-J.), 1990. – L'enregistrement du temps dans les dépôt fluviatiles superficiels : de la géodynamique à la chronostratigraphie. *Quaternaire*, 1, 41-49.
- MACKLIN (M.G.), 1993. – Holocene river alluviation in Britain. *Z. Geomorph. N.F.*, Berlin-Stuttgart, suppl.-Bd. 88, 102-122.
- MACKLIN (M.G.), 1999. – Holocene river environments in prehistoric Britain : human interaction and impact. *Quaternary Proceedings*, 7, 521-530.
- MACKLIN (M.G.), LEWIN (J.), 1993. – Holocene river alluviation in Britain. *Zeitschrift Für Geomorphologie*, supplément 88, 109-122.
- MACPHAIL (R.I.), 1986. – Paléosols in archaeology : their role in understanding flandrian pedogenesis. *In Wright (P.) (ed.), Paleosols, their recognition and interpretation*. Blackwell scientific publ., 263-290.
- MACPHAIL (R.I.), 1992. – Soil micromorphological evidence of ancient soil erosion. *In BELL (M.), BOARDMAN (J.) (eds.), Past and present soil erosion : archeological and geographical perspectives*. Oxbow Monograph 22 publ., Oxford, 197-215.
- MADEJ (M.A.) 1984. – Recent changes in channel-stored sediment, Redwood Creek, California. *Redwood National Park Technical Report n° 11*. National Park Service, Arcata, California.
- MAGNY (M.), 1991. – *Une approche paléoclimatique de l'Holocène : les fluctuations des lacs du Jura et des Alpes du Nord françaises*. Thèse, Univ. de Franche-Comté, Besançon.
- MAGNY (M.), 1992. – Les fluctuations des lacs jurassiens et subalpins. *Les Nouvelles de l'Archéologie*, Errance, Paris, 50, 32-36.
- MAGNY (M.), 1995. – *Une histoire du climat, des derniers mammoths au siècle de l'automobile*. Errance, Paris, 176 p.
- MAMAN (O.), 1997. – *Analyse des produits d'hydrolyse de la lignine par électrophorèse capillaire : application à la reconnaissance de signatures d'écosystèmes dans les sols, les paléosols et les sédiments*. Thèse de sciences, Univ. Orléans, 129 p.
- MANNEVILLE (O.), VERGNE (V.), VILLEPOUX (O.), 1996. – *Le monde des tourbières et des marais*. Espaces Naturels de France, La bibliothèque du naturaliste, Delachaux & Niestlé, 320 p.

- MARAMBAT (L.) (coll.), 1995. – *Paysages de la façade atlantique girondine et de la Saintonge au Post-glaciaire. L'empreinte de l'homme*. Cahiers du Quaternaire, éd. CNRS, Paris, n° 21, 177 p.
- MARCELLIN (P.), 1940. – La préhistoire et la forêt dans les Cévennes. *Rev. Eaux et Forêts*, Nancy, 78, 77-97.
- MARGUERIE (D), 1992. – *Evolution de la végétation sous l'impact humain en Armorique, du Néolithique aux périodes historiques*. Travaux du Laboratoire d'anthropologie de Rennes, 40, 313 p.
- MARTIN (C.), 1986. – *Contribution à l'étude de la dynamique des versants en roches métamorphiques : l'exemple du massif des Maures*. Thèse de géographie physique, Univ. Paris I, 3 t., 935 p.
- MARTIN (C), BERNARD-ALLÉE (Ph.), BÉGUIN (E.), LEVANT (M.), QUILLARD (J.), 1993. – Conséquences de l'incendie de forêt de l'été 1990 sur l'érosion mécanique des sols dans le massif des Maures. *Bull. Assoc. Géogr. Franç.*, 5, 438-447.
- MARTIN (C), ALLÉE (Ph.), KUZUCUOGLU (C.), LEVANT (M.), 1997. – Mesure de l'érosion mécanique des sols après un incendie de forêt dans le massif des Maures (France). *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 2, 133-142.
- MARTIN (C.), avec la collaboration de ALLÉE (Ph.), 2000. - L'érosion mécanique des sols. In MARTIN C. et LAVABRE J. (édit.), *Conséquences d'un incendie de forêt dans le bassin versant du Rimbaud (massif des Maures, Var, France) : destruction et régénération du couvert végétal, impacts sur l'hydrologie, l'hydrochimie et les phénomènes d'érosion mécanique*. Cemagref éd., Coll. Études-Gestion des milieux aquatiques, 16, 113-137.
- MARTIN (C), LAVABRE (J.) (éd.), 2000. - *Conséquences d'un incendie de forêt dans le bassin versant du Rimbaud (massif des Maures, Var, France) : destruction et régénération du couvert végétal, impacts sur l'hydrologie, l'hydrochimie et les phénomènes d'érosion mécanique*. Cemagref éd., Coll. Études-Gestion des milieux aquatiques, 16, 170p.
- MARTIN (C.), DECOME (A.), ALLÉE (Ph.), 2001. – Essai d'évaluation des risques d'érosion hydrique après incendie de forêt dans la partie occidentale du massif des Maures (Var, France). *Bull. Réseau Érosion*, 20, 440-451.
- MARTIN (C.), ALLÉE (Ph.), DIDON-LESCOT (J.-F.), COSANDEY (C.), 2002. – Impact des coupes forestières sur les phénomènes d'érosion hydrique sur le versant sud du mont Lozère (France). Colloque "Gestion de la biomasse, érosion et séquestration du carbone", Montpellier, sous presse in *Bull. Réseau Erosion*, 21, 12 p.
- MASUREL, 1964. – *La Provence cristalline et ses enveloppes sédimentaires. Essai de géographie physique*. Thèse, Paris. Ophrys, Paris, 418 p.
- MATHON (C.-C.), 1981. – *Phytogéographie appliquée : l'origine des plantes cultivées*. Masson, 182 p.
- MATHYS (N.), BROCHOT (S.), MEUNIER (M.), 1996. – L'érosion des Terres Noires dans les Alpes du Sud : contribution à l'estimation des valeurs annuelles moyennes (bassins versants expérimentaux de Draix, Alpes de haute-Provence). *RGA*, 2, 17-28.
- MATHYS (N.), BROCHOT (S.), MEUNIER (M.), RICHARD (D.), 2003. – Taux d'érosion mesurés dans les petits bassins versants de recherche de Draix (Alpes de Haute Provence). *Catena*, 50, 527-548.
- MAÜSBACHER (R.), SCHNEIDER (H.), IGL (M.), 2001. – Influence of late glacial climate changes on sediment transport in the River Werra (Thuringia, Germany). *Quaternary International*, 79, 101-109.

- MAY (T.), 1990. – Vegetation development and surface runoff after fire in a catchment of southern Spain. In GOLDAMMER (J.G.), JENKINS (M.J.) (EDS.), *Fire in ecosystems dynamics. Mediterranean and northern perspective*. SPB Academic Publishing, The Hague, 117-126.
- MEADE (R.H.), 1982. – Sources, sinks, and storage of the river sediment in the Atlantic drainage of the United States. *J. Geol.*, 90, 235-252.
- MEGEHAN (W.F.), SEYEDBAGHERI (K.A.), MOSKI (T.L.), KETCHESON (G.L.), 1986. – Construction phase sediment budget for forest roads on granitic slopes in Idaho. In HADLEY (R.F.) (eds.), *Drainage basin sediment delivery*. IAHS publ. n°159, 31-40.
- MELVILLE (M.D.), ERSKINE (W.D.), 1986. – Sediment remobilization and storage by discontinuous gullying in humid southeastern Australia. In HADLEY (R.F.) (eds.), *Drainage basin sediment delivery*. IAHS publ. n°159, 277-286.
- MERCIER (A.), 1999. – *L'anthropisation d'un système fluvial à haute énergie : l'exemple de l'Ariège (Pyrénées centrale françaises)*. Thèse de géographie physique, Univ. Limoges, 374 p.
- MEYBECK (M.), 1979. – Concentrations des eaux fluviales en éléments majeurs et apports en solution aux océans. *Rev. Géol. Dyn. et Géogr. Phys.*, vol. 21, fasc. 3, 215-246.
- MEYBECK (M.), 1987. – Global chemical weathering of surficial rocks estimated from river dissolved loads. *Amer. Journal Sci.*, 287, 401-428.
- MICHELIN (Y.), 1995. – *Les jardins de Vulcain. Paysages d'hier, d'aujourd'hui et de demain dans la chaîne des Puys du Massif central français*. Fond. Maison sci. homme, Paris, 155 p.
- MIELLET (Ph.), SCHMITT (V.), 1988. – *Géographie physique de trois bassins versants du Mont-Lozère. Évolution morphologique, paysages et actions anthropiques*. Mémoire de Maîtrise, Univ. Paris I, 162 p.
- MILLER (E.L.O.), BEASLEY (R.S.), LAWSON (E.R.), 1988. – Forest harvest and site preparation effects on erosion and sedimentation in the Ouachita Mountains. *J. Environ. Qual.*, 17, 2, 219-225.
- MILLIMAN (J.D.), 1990. – Fluvial sediment in coastal seas : flux and fate. *Nature and Resources*, 26, 12-22.
- MILLIMAN (J.D.), MEADE (R.H.), 1983. – Worldwide delivery of river sediment to the ocean. *J. Geol.*, vol. 91, 1-21.
- MILLIMAN (J.D.), SYVITSKI (J.P.M.), 1992. – Geomorphic/tectonic control of sediment discharge to the Ocean : the importance of small mountainous rivers. *J. Geol.*, 100, 525-544.
- MIRAMONT (C.), 1998. – *Morphogenèse, activité érosive et détritisme alluvial holocènes dans le bassin de la moyenne Durance (Alpes françaises du Sud)*. Doctorat de Géographie, Univ. Aix-Marseille I, 287 p.
- MUSSOT (R.), BÉNECH (C.), 1995. – L'influence des interventions humaines sur l'écoulement des eaux et sur les transports solides. L'exemple des Pyrénées-Orientales (France). *Ann. Géo.*, Colin, Paris, n°581-582, 105-118.
- MUXART (T.), COSANDEY (C.), BILLARD (A.), VALADAS (B.), 1987. - Dynamique des versants et occupation humaine dans les Cévennes (Lingas). *Bull. Assoc. Géogr. fr.*, 3-40.
- MUXART (T.), COSANDEY (C.), BILLARD (A.), 1990. – *L'érosion sur les hautes terres du Lingas, un processus naturel, une production sociale*. CNRS Mém. et Doc., Paris, 146 p.
- NEBOIT (R.), 1979. – Les facteurs naturels et les facteurs humains de la morphogenèse. *Annales de Géogr.*, 490, 648-670.

- NEBOIT-GUILHOT (R.), 1990. – Echelles spatio-temporelles et systèmes de causalité dans les rapports entre les sociétés et la morphogenèse. *In La Terre et les hommes. Mélanges offerts à M. DERRUAU*. A.P.F.L.C., Clermont-Ferrand, 495-519.
- NEBOIT (R.), 1991. – *L'homme et l'érosion : l'érosion des sols dans le monde*. Fac. Lettres et Sc. Hum., Univ. Clermont-Ferrand II, fasc. 34, 269 p.
- NEBOIT-GUILHOT (R.), 1992. – Accumulation et creusement dans les vallées depuis 10 000 ans autour de la Méditerranée. Rapport de synthèse de la table ronde « Rythmes d'évolution des formes fluviales d'accumulation et de creusement en milieux tempérés », *Bull. Assoc. Géogr. Fr.*, 3, 189-206.
- NEBOIT-GUILHOT (R.), 1999. – Autour du concept d'érosion accélérée : l'homme, le temps et la morphogenèse. *Géomorphologie : relief, processus, environnement*, 2, 159-172.
- NICOL-PICHARD (S.), 1986. – Analyse pollinique d'une séquence tardi et post-glaciaire à Tourves (Var, France). *Ecologia Mediterranea*, XII, n°1-2, 29-42.
- OGÉ (F.), 1988. – Les prémices de la politique de restauration des terrains de montagne. *Rev. Géogr. Pyr. Sud-Ouest*, t. 59, fasc. 1, 9-15.
- OLIVRY (J.-C.), HOORELBECK (J.), 1990. - Érodabilité des Terres Noires de la vallée du Buëch (France, Alpes du Sud). *Cahier ORSTOM Série Pédologie*, vol. XXV, n°1-2, 95-110.
- ÖNER (S.), 1974. – *Contribution à l'histoire de la châtaigneraie dans le Massif de L'Aigoual par l'étude des profils polliniques des sols*. DES. Univ. Montpellier, 47 p.
- PANTEL (A.), SERVIÈRES (E.), 1966. – Seigneuries Cévenoles. *Revue du Gévaudan des Causses et des Cévennes*, n° 12.
- PAOLO (B.), 1993. – Steep mountain streams : processes and sediment. *Zeitschrift für Geomorphologie N.F.*, suppl. 88, 1-16.
- PAQUEREAU (M.-M.), 1988. – Analyses palynologiques du dolmen du Petit-Pied. *Bull. Soc. sc. hist. et arch. de la Corrèze*, t. CX, 33-34.
- PARC NATIONAL DES CEVENNES, 2002. – *Atlas des zones humides du mont Lozère*. Ed. PnC, 62 p.
- PASTRE (J.-F.), FONTUGNE (M.), KUZUCUOGLU (C.), LEROYER (C.), LIMONDIN-LOZOUET (N.), TALON (M.), TISNERAT (N.), 1997. – L'évolution tardi et postglaciaire des lits fluviaux au nord-est de Paris (France). Relations avec les données paléoenvironnementales et l'impact anthropique sur les versants. *Géomorphologie*, 4, 291-312.
- PASTRE (J.-F.), LEROYER (C.), LIMONDIN-LOZOUET (N.), ORTH (P.), CHAUSSE (C.), FONTUGNE (M.), GAUTHIER (A.), KUNESH (S.), LE JEUNE (Y.), SAAD (M.-C.), 2002. – Variations paléo-environnementales et paléohydrologiques durant les 15 derniers millénaires : les réponses morphosédimentaires des vallées du Bassin Parisien (France). *In Les Fleuves ont une histoire*. Errance, Paris, 29-44.
- PATZELT (G.), 1973. – Die postglazialen Gletscher- und Klimaschwankungen in der Venedigergruppe (Hohe Tauern, Ostalpen). *Zeitschrift für Geomorphologie*, suppl. 16, 25-72.
- PATZELT (G.), 1980. – Neue Ergebnisse der Spät- und Postglazialforschung in Tirol. *Jahresbericht der Österreichischen Geographischen Gesellschaft*, n°76-77, 11-18.
- PEART (M.R.), WALLING (D.E.), 1986. – Fingerprinting sediment source : the example of a drainage basin in Devon, UK. *In HADLEY (R.F.) (eds.), Drainage basin sediment delivery*. IAHS publ. n°159, 41-56.

- PEIRY (J.-L.), 1988. – *Approche géographique de la dynamique spatio-temporelle des sédiments d'un cours d'eau intra-montagnard : l'exemple de la plaine alluviale de l'Arve (Haute-Savoie)*. Doctorat de géographie et aménagement, Univ. Lyon III, 378 p.
- PEIRY (J.-L.), 1997. – *Recherches en géomorphologie fluviale dans les hydrosystèmes fluviaux des Alpes du Nord*. HDR, Univ. Grenoble I, 308 p.
- PENVEN (M.-J.), 1988. – *Altérations et formes de relief dans les ensembles cristallins tardifs : l'exemple de la Kabylie de Collo*. Thèse d'État, Univ. Paris I, 743 p.
- PETIT (F.), 1998. – *Rapport d'analyse anthracologique du Bois des Brigands*. SRA Limousin, 12 p.
- PERREIN (C.), 1991. – Archéologie des bocages : phytohistoire de la haie vive. In GUILAINE (J.) (dir.), *Pour une archéologie agraire*. A. Colin, Paris, 223-257.
- PERRIER (L.), 1993. – *La carte archéologique de la Haute-Vienne*. Académie des Inscriptions et Belles-Lettres, fasc. 87, 224 p.
- PHILLIPS (J.D.), 1991. – Fluvial sediment budgets in the North Carolina Piedmont. *Geomorphology*, Elsevier Sc. Publ. B.V., Amsterdam, 4, 231-242.
- PICHARD (G.), 1995. – Les crues sur le bas Rhône de 1500 à nos jours. Pour une histoire hydroclimatique. *Méditerranée*, n°3-4, 105-116.
- PIEGAY (H.), 1995. – *Dynamiques et gestion de la ripisylve de cinq cours d'eau à charge grossière du bassin du Rhône (l'Ain, l'Ardèche, le Giffre, l'Ouvèze et l'Ubaye), XIX^e-XX^e siècles*. Thèse de géographie et aménagement, Univ. de Paris-Sorbonne, 529 p.
- PIHAN (J.), 1988. – *L'érosivité des pluies en France*. AURAUR, Rennes, 201 p.
- PLANCHAIS (N.), 1973. – Contribution à l'analyse pollinique des sols de l'Aigoual. Etage du Hêtre et pelouses sommitales. *Pollen et Spores*, 15, 2, 291-309.
- PLANCHON (O.), 1991. – *Études spatialisées des écoulements sur les versants et de leurs conséquences sur l'hydrologie et l'érosion. Exemple en savane humide (Booro-Borotou, Côte-d'Ivoire)*. Orstom, 340 p.
- PLOQUIN (A.), BAILLY-MAITRE (M.-C.) et al., 2001. – *Le Plomb ancien du mont Lozère*. Rapport de recherche et dossier de demande de PCR, SRA Languedoc-Roussillon, support CD.
- POULOS (S.E.), COLLINS (M.), EVANS (G.), 1996. – Water-sediment fluxes of Greek rivers, southeastern Alpine Europe : annual yields, seasonal variability, delta formation and human impact. *Z. Geomorph.*, Berlin-Stuttgart, 40, 2, 243-261.
- PROBST (J.-L.), AMIOTTE-SUCHET (P.), 1992. – Fluvial suspended sediment transport and mechanical erosion in the Maghreb (North Africa). *Hydro. Sci. Journal*, 37, 6, 621-637.
- PROVANSAL (M.), 1992. – Le rôle du climat dans la morphogenèse à la fin de l'âge du fer et dans l'antiquité en basse Provence. *Les nouvelles de l'archéologie*, Errance, 50, 21-26.
- PROVANSAL (M.), 1993a. – Les sédiments holocènes de l'Etang de Berre, témoins de la morphogenèse récente des paysages. In *Archéologie et environnement : de la Sainte-Victoire aux Alpilles*. Travaux du Centre C. Jullian n° 14, publ. Univ. Provence, 417-424.
- PROVANSAL (M.), 1993b. – Les milieux palustres de Provence occidentale, indicateurs de la morphogenèse holocène. In *Archéologie et environnement : de la Sainte-Victoire aux Alpilles*. Travaux du Centre C. Jullian n° 14, publ. Univ. Provence, 249-266.
- PROVANSAL (M.), 1993c. – Détritisme, anthropisation et histoire du climat à l'Holocène en Basse Provence. *Étude de Géographie Physique*, Aix-en-Provence, XXII, 43-52.

- PROVANSAL (M.), MORHANGE (C.), 1994. – Seuils climatiques et réponses morphogéniques en basse Provence depuis 5000 ans. *Quaternaire*, 5, (3-4), 113-118.
- PROVANSAL (M.), BERGER (J.-F.), BRAVARD (J.-P.), SALVADOR (P.-G.), ARNAUD-FASSETTA (G.), BRUNETON (H.), VEROT-BOURRELY (A.), 1999. – Le régime du Rhône dans l'Antiquité et au Haut Moyen Age. *Gallia*, 56, 13-32.
- PROVANSAL (M.), BRUNETON (H.), VELLA (C.), ARNAUD-FASSETTA (G.), BALLAIS (J.-L.), LEVEAU (P.), 2002. – Paléo-hydrologie holocène dans la basse vallée du Rhône, d'Orange à la mer. In BRAVARD (J.-P.), MAGNY (M.) (ed.), *Les fleuves ont une histoire*. Errance, Paris, 251-258.
- REILLE (M.), 1988. – Analyse pollinique de la tourbière des Nassettes, mont Lozère (France). Réponse à quelques questions biogéographiques. *Revue du Gévaudan*, 2, 3-4.
- REILLE (M.), 1990. – *Leçons de palynologie et d'analyse pollinique*. Ed. CNRS, Paris, 206 p.
- REILLE (M.), BEAULIEU (J.-L.) de, PONS (A.), 1985. - Recherches pollenanalytiques sur l'histoire tardiglaciaire et holocène de la végétation du Cézallier, de la Planèze de Saint-Flour et de la Margeride (Massif Central, France). *Pollen et Spores*, XXVII, 2, 209-269.
- REYNET (J.-M.), 1995. – *Etude du remplissage alluvial des fonds de vallées dans le bassin versant de la Briance*. Mémoire de maîtrise, Univ. Limoges, 265 p.
- RICHARD (H.), 1992. – Les fluctuations de la limite altitudinale de la forêt. *Les Nouvelles de l'Archéologie*, Errance, Paris, 50, 38-41.
- RICHARD (H.), 1995. – Analyse de l'anthropisation du milieu à partir de quelques exemples de variations de pollens d'arbres et d'arbustes. In *L'homme et la dégradation de l'environnement*. XV^e Rencontres Internationales d'Archéologie et d'Histoire d'Antibes, Ed. APDCA, Sophia Antipolis, 143-159.
- RICHARD (H.), MATHYS (N.), 1997. – Historique, contexte technique et scientifique des BVRE de Draix. Caractéristiques, données disponibles et principaux résultats acquis au cours des dix ans de suivi. In *Les bassins versants expérimentaux de Draix, laboratoire d'étude de l'érosion en montagne, actes du séminaire, Digne*, éd. Cémagref, 11-28.
- ROBICHAUD (P.R.), FOLTZ (R.B.), LUCE (C.H.), 1993. – Development of an on site sediment prediction model for forest roads and timber harvest areas. In *Sediment problems : strategies for monitoring, prediction and control (proceedings of the Yokohama Symposium)*, IAHS Publ., 217, 135-140.
- ROBINSON (M.), BLYTHE (K.), 1982. – The effect of forestry drainage operations on upland sediment yields : a case study. *Earth surf. Processes*, 7 , 85-90.
- ROBINSON (M.), LAMBRICK (G.H.), 1984. – Holocen alluviation and hydrology in the Upper Thames basin. *Nature*, 308, 809-814.
- ROBLIN-JOUVE (A.), 1984. – La très basse nappe alluviale de la Seine dans la région du site archéologique de Pincevent (Montereau, Seine-et-Marne). *Bull. Assoc. Fr. Etud. Quatern.*, n°17-19, 45-51.
- ROGER (J.), 1994a. – *Vicq-sur-Breuilh « Chez Nicolas »*. DFS de sauvetage urgent. SRA Limousin, 22 p.
- ROGER (J.), 1994b. – *Vicq-sur-Breuilh « Pont de Jasse »*. DFS de sauvetage urgent. SRA Limousin, 12 p.
- ROOSE (E.), 1994. – *Introduction à la gestion conservatoire de l'eau, de la biomasse et de la fertilité des sols (GCES)*. Bulletin pédologique de la FAO, 70, Rome, 420 p.

- ROSIQUE (T.), 1996. – *Morphogenèse et évolution des paléoenvironnements alpins de la fin des temps glaciaires au début de l'Holocène : l'exemple de la Moyenne Durance (Alpes Françaises du Sud)*. Thèse de géographie, Univ. Aix-Marseille I, 288 p.
- ROUSSEAU (D.-D.), 1990. – Méthodes et concepts en stratigraphie du Quaternaire européen. Introduction au thème « Valeur et signification de l'enregistrement stratigraphique ». *Quaternaire*, 1, 21-24.
- SABATIER (M.), 1993. – *Avant l'Histoire*. Revue Cévennes du PnC, Florac, n°48-49, 79 p.
- SALA (M.), RUBIO (J.-L.) (ed.), 1994. – *Soil erosion as a consequence of forest fires*. Geoforma Ediciones, Logroño, 275 p.
- SALVADOR (P.-G.), 1991. – *Le thème de la métamorphose fluviale dans les plaines alluviales du Rhône et de l'Isère ; bassin de Malville et ombilic de Moirans, Bas-Dauphiné*. Thèse de géographie et aménagement, Univ. Lyon III, 498 p.
- SALVADOR (P.-G.), 2001. – L'évolution holocène de la plaine alluviale de l'Isère dans l'ombilic de Moirans (Isère, France). *Quaternaire*, vol. 12, n°1-2, 127-135.
- SALVADOR (P.-G.), VEROT-BOURRELY (A.), BRAVARD (J.-P.), FRANC (O.), MACE (S.), 2002. – Les crues du Rhône à l'époque gallo-romaine dans la région lyonnaise. In BRAVARD (J.-P.), MAGNY (M.) (éd.), *Les fleuves ont une histoire*. Errance, Paris, 215-221.
- SANROQUE (P.), RUBIO (J.L.), MANSANET (J.), 1989. – Efectos de los incendios forestales en las propiedades del suelo, en la composición florística y en la erosión hídrica de zonas forestales de Valencia (España). *Rev. Ecol. Biol. Sol.*, 131-147.
- SAYOK (A.K.), CHANG (M.), WATTERSTON (K.G.), 1993. – Forest clearcutting and site preparation on a saline soil in East Texas : impact on sediment losses. In *Sediment problems : strategies for monitoring, prediction and control (proceedings of the Yokahoma Symposium)*, IAHS Publ., 217, 177-184.
- SCHUMM (S.A.), 1956. – The evolution of drainage systems and slopes in badlands at Perth Amboy, New Jersey. *Bull. Geol. America*, 67, 597-646.
- SCHUMM (S.A.), 1963. – The evolution of the drainage systems and slopes in badlands at Perth Amboy, New Jersey. *Bull. Geol. Soc. America*, 67, 597-646.
- SCHUMM (S.A.), 1977. – *The fluvial system*. J. Wiley & sons, New York, 338 p.
- SCHUMM (S.A.), LICHTY (R.W.), 1965. – Time, space, and causality in geomorphology. *Amer. J. Sci.*, 263, 110-119.
- SCHWEINGRUBER (F.H.), 1982. – *Anatomie microscopique du bois*. 2^e édition, Flück-Wirth, Teufen, 226 p.
- SCOTT (D.F.), VAN WYK (D.B.), 1990. – The effects of wildfire on soil wettability and hydrological behaviour of an afforested catchment. *Journal of Hydrology*, 121, 239-256.
- SERRAT (P.), 2000. – *Genèse et dynamique d'un système fluvial méditerranéen : le bassin de l'Agly (France)*. Thèse de géographie, Univ. Perpignan, 2 t., 720 p.
- SEVINK (J.), 1988. – Soil organic horizon of Mediterranean Forest soils in NE-Catalonia (Spain) : their characteristics and significance for hillslope runoff, and effects of management and fire. *Catena Suppl.*, 12, 31-45.
- SIMON-COINÇON (R.), 1987. – *Le rôle des paléaltérations et des paléoflumes dans les socles : l'exemple du Rouergue (Massif central français)*. Thèse d'État, Univ. Paris I et ENSMP, Mémoires Sc. de la Terre, 2, 290 p.
- SLAYMAKER (O.), 1993. – The sediment budget of the Lilloet River Basin, British Columbia. *Physical Geography*, 14, 305-320.

- SOGON (S.), 1999. – *Erosion des sols cultivés et transports des matières en suspension dans un bassin versant de Brie. Application des traceurs radioactifs naturels et magnétiques*. Thèse, Univ Paris I, 304 p.
- SOGON (S.), PENVEN (M.J.), BONTE (P.), MUXART (T.), 1999. – Estimation of sediment yield and soil loss using suspended sediment load and ¹³⁷Cs measurements on agricultural land, Brie plateau, France. *Developments in hydrology, "Man and River Systems"*, J. GARNIER et J.M. MOUCHEL éd., Klüwer, 251-261.
- SOLER (M.), SALA (M.), 1990. – La erosión producida tras un incendio en un encinar. *Reunión Nacional de Geomorfología*, Teruel, 669-676.
- SOLER (M.), SALA (M.), GALLART (F.), 1994. – Post fire evolution of runoff and erosion during an eighteen month period. In SALA (M.), RUBIO (J.-L.) (ed.), *Soil erosion as a consequence of forest fires*. Geoforma Ediciones, Logroño, 149-162.
- SOMME (J.), 1990. – Enregistrements / réponses des environnements sédimentaires et stratigraphiques du Quaternaire : exemples d'Achenheim (Alsace) et de la Grande Pile (Vosges). *Quaternaire*, 1, 25-32.
- SOTO (B.), BASANTA (R.), BENITO (E.), PÉREZ (R.), DIAZ-FIERROS (F.), 1994. – Runoff and erosion from burnt soils in northwest Spain. In SALA (M.), RUBIO (J.-L.) (ed.), *Soil erosion as a consequence of forest fires*. Geoforma Ediciones, Logroño, 91-98.
- SOUTADÉ (G.), 1980. – *Modèle et dynamique actuelle des versants supra-forestiers des Pyrénées Orientales*. Thèse d'État, Univ. Bordeaux III, Imprim. Coop. SO, Albi, 452 p.
- SOUTADÉ (G.), 1993. – *Les inondations d'octobre 1940 dans les Pyrénées-Orientales*. Conseil général & Direction des archives départementales, Perpignan, 351 p.
- STARKEKEL (L.), 1983. – The reflection of hydrologic changes in the fluvial environment of the temperate zone during the last 15 000 years. In GREGORY (K.J.) (ed.), *Background to palaeohydrology*. J. Wiley & sons Ltd, 213-235.
- STARKEKEL (L.), 1987. – Holocene climatic changes reflected in the slope and fluvial deposits in european mountains. In GODARD (A.), RAPP (A.) (éd.), *Processus et mesure de l'érosion*. CNRS, Paris, 33-43.
- STARKEKEL (L.), 1990. – Fluvial environment as an expression of geocological changes. *Z. Geomorph. N. F.*, Berlin, Suppl.-Bd. 79, 133-152.
- STARKEKEL (L.), 1991. – Long-distance correlation of fluvial events in the temperate zone. In STARKEKEL (L.), GREGORY (K.J.), THORNES (J.B.) (eds.), *Temperate palaeohydrology*. Wiley, 473-491.
- STARKEKEL (L.), GREGORY (K.J.), THORNES (J.B.) (eds.), 1991. – *Temperate palaeohydrology*. Wiley.
- STARKEKEL (L.), 1995. – Paleohydrology of the temperate zone. In GREGORY (K.J.), STARKEKEL (L.), BAKER (V.R.) (eds.), *Global continental paleohydrology*. Wiley, 234-257.
- STOTT (T.A.), 1987. – *Forestry effects on sediment sources and yields in the Balquhider catchments, central Scotland*. PhD Thesis Univ. Stirling, Stirling, IK.
- STOTT (T.A.), FERGUSON (R.I.), JOHNSON (R.C.), NEWSOM (M.D.), 1986. – Sediment budget in forested and unforested basins in upland Scotland. In HADLEY (R.F.) (eds.), *Drainage basin sediment delivery*. IAHS publ. n°159, 57-68.
- STRAHLER (A.N.), 1952. – Hypsometric (area-altitude) analysis of erosional topography. *Bull. Of the Geological Society of America*, 63, 1117-1142.

- STRAHLER (A.N.), 1957. – Quantitative analysis of watershed geomorphology. *Trans. American Geophys. Union*, 36, 6, 913-920.
- SWANSON (F.J.), 1981. – Fires and geomorphic processes. *Actes du colloque "Fire regimes and ecosystems"* (Honolulu), Gen. Tech. Rep. WO-26 USDA, Washington, 401-420.
- SWANSTON (D.N.), LIENKAEMPER (G.W.), MERSEREAU (R.C.), LEVNO (A.B.), 1987. – Effects of timber harvesting on progressive hillslope deformation in southwest Oregon. In BESCHTA (R.L.), BLINN (T.), GRANT (G.E.), ICE (G.G.), SWANSON (F.J.) (eds), *Erosion and sedimentation in the pacific rim*. IAHS publ. n°165, 141-144.
- TCHERNIA (A.), POMEY (P.), HESNARD (A.), 1978. – L'épave romaine de La Madrague de Giens, Var (fouilles de l'Institut d'archéologie méditerranéenne). *Gallia*, C.N.R.S., Paris, suppl. n°34, 122 p.
- TERRY (J.-P.), 1994. – Soil loss from erosion plots of differing post fire forest cover, Portugal. In SALA (M.), RUBIO (J.-L.) (ed.), *Soil erosion as a consequence of forest fires*. Geofoma Ediciones, Logroño, 133-148.
- THIEBAULT (S.), 1995a. – Dégradation et/ou substitution du milieu végétal en Provence. *Actes du colloque « L'homme et la dégradation de l'environnement »*, XV^e Rencontres Internationales d'archéologie et d'histoire d'Antibes, éd. APDCA, Sophia Antipolis, 185-194.
- THIEBAULT (S.), 1995b. – Dégradation et/ou substitution du milieu végétal au Néolithique en Provence. *Van der Leeuw S.*, 185-194.
- THIEBAULT (S.), 1997. – Early holocene vegetation and the human impact in the central Provence (Var, France) : charcoal analysis of the Beaume de Fontbrégoua. *The Holocene*, 7, 3, 343-349.
- THINON (M.), 1988. – Approche anthracologique de l'environnement végétal de Martigues à l'Age de Fer. *Dossiers Histoire et Archéologie*, n° 218, 68-69.
- TREVISAN (D.), 1982. – *Pédogenèse et typologie des sols de trois bassins versants du mont Lozère*. DEA biologie et physiologie végétale, Univ. Nancy I, 84 p.
- TRIAT-LAVAL (H.), 1975. – L'analyse pollinique de la tourbe de Fos-sur-mer (Bouches du Rhône). *Ecologia mediterranea* n°1.
- TRIAT-LAVAL (H.), 1979. – *Contribution pollanalytique à l'histoire tardi et postglaciaire de la végétation de la basse vallée du Rhône*. Thèse 3^e cycle, Aix-Marseille III, 343 p.
- TRIAT-LAVAL (H.), 1982. – Pollenanalyse de sédiments quaternaires récents du pourtour de l'Etang de Berre. *Ecologia mediterranea*, 8, 97-115.
- TRIAT-LAVAL (H.), REILLE (M.), 1980. – Analyse pollinique d'une séquence tourbeuse de Provence orientale (Seillons-Sources d'Argens, Var, France). *Ecologia Mediterranea*, 7, 31-35.
- TRICART (J.), 1960. – Mécanismes normaux et phénomènes catastrophiques dans l'évolution des versants du bassin du Guif (Hautes-Alpes). *Z. Für Geomorph.*, 5 (4), 277-301.
- TRICART (J.), 1962. – Les discontinuités dans les phénomènes d'érosion. In WARD (W.) (ed.), *Colloque de Bari*. Assoc. Intern. D'Hydrolog. Sc., n°59, 233-243.
- TRICART (J.), 1974. – Phénomènes démesurés et régime permanent dans les bassins montagnards (Queyras et Ubaye, Alpes françaises). *Rev. Géom. Dyn.*, 3, 99-114.
- TRICARD (J.) (dir.), 2003. – *Le village des Limousins : études sur l'habitat et la société rurale du Moyen Age à nos jours*. RHL, Pulim, Limoges, 532 p.
- TRIMBLE (S.W.), 1983. – A sediment budget for Coon Creek basin in the Driftless Area, Wisconsin, 1853 – 1977. *American Journal of Science*, 283, 454-474.

- TRIMBLE (S.W.), 1995. – Catchment sediment budgets and change. In GURNELL (A.), PETTS (G.) eds., *Changing River Channels*. J. Wiley & Sons Ltd., 201-215.
- TRZPIT (J.-P.), 1980. - La Méditerranée, un creuset d'humidité, *Méditerranée*, 4, 13-28.
- VALADAS (B.), 1983. – L'approche des paléoenvironnements du Limousin : intérêt et apports de deux méthodes. *Trav. Arch. Lim.*, t. 3, 53-57.
- VALADAS (B.), 1984. – *Les hautes terres du Massif Central français : contribution à l'étude des morphodynamiques récentes sur versants cristallins et volcaniques*. Thèse d'Etat, Univ. Paris I, 927 p.
- VALADAS (B.), 1987. – Morphodynamiques récentes dans le Massif central français : étude comparée des massifs granitiques du Limousin, de Margeride et du Mont Lozère. *Z. Geomorph.*, Berlin, Suppl.-Bd. 65, 85-99.
- VALADAS (B.), BERNARD-ALLÉE (Ph.), 1991. – Les unités morphologiques du Mont-Lozère. *Bull. Assoc. Géogr. fr.*, 1, 79-88.
- VAUDOURE (J.), 1993. – Les édifices travertineux et l'histoire de l'environnement dans le Midi de la France (Provence, Languedoc, Roussillon). Essai de synthèse. In BECK (C.), DELORT (R.) eds, *Pour une histoire de l'environnement*. Ed. CNRS, 209-218.
- VAUDOURE (J.), 1994. – Evolution holocène des travertins de vallée dans le Midi méditerranéen français. *Géographie physique et Quaternaire*, 48, 3, 315-328.
- VAZEILLES (M.), 1956. – L'époque barbare en haute-Corrèze. *Bull de la Soc. des Lettres, Sciences et Arts de la Corrèze*, t. 60, 108-118.
- VAZEILLES (M.), 1958. – L'époque barbare en haute-Corrèze (suite). *Bull de la Soc. des Lettres, Sciences et Arts de la Corrèze*, t. 62, 11-16.
- VEGA (J.A.), DIAZ-FIEROS (F.), 1987. – Wildfire effects on soil erosion. *Ecologia Mediterranea*, t. XIII, n° 4, 119-125.
- VERNET (J.-L.), 1968. – La couverture forestière des Causses du Massif Central de France au Postglaciaire d'après l'étude des charbons de bois préhistoriques. *Bull. Assoc. Fr. Et. Quaternaire*, 16, 181-198.
- VERNET (J.-L.), 1969. – Remarques sur la flore et la végétation postglaciaires des Cévennes méridionales (Causses et Monts de l'Espinousse). *Revue du Gévaudan, des Causses et des Cévennes*, Mende, 15, 136-139.
- VERNET (J.-L.), 1972a. – Contribution à l'histoire de la végétation du Sud-Est de la France au Quaternaire. *Etude de macroflores, de charbons de bois principalement*. Thèse de sciences naturelles, Univ. Montpellier, 103 p.
- VERNET (J.-L.), 1972b. – Nouvelle contribution à l'histoire de la végétation holocène des Grands Causses d'après les charbons de bois. *Bull. Soc. Bot. Fr.*, 119, 169-184.
- VERNET (J.-L.), 1973. – Etude sur l'histoire de la végétation du Sud-Est de la France au Quaternaire, d'après les charbons de bois principalement. *Paléobiologie continentale*, Montpellier, IV, 1, 1-90.
- VERNET (J.-L.), 1980. – Premières données sur l'histoire de la végétation post-glaciaire de la Provence centrale d'après l'analyse anthracologique. *C.R. Acad. Sciences*, 291, 341-343.
- VERNET (J.-L.), 1985. – Ecologie des Causses du Quaternaire. *Bull. Soc. Lang. Géographie*, 19, n°3-4, 265-286.
- VERNET (J.-L.), 1991. – L'histoire du milieu méditerranéen humanisé révélée par les charbons de bois. In GUILAINE (J.) (dir.), *Pour une archéologie agraire*. A. Colin, 369-408.

- VERNET (J.-L.), 1997. – *L'homme et la forêt méditerranéenne de la préhistoire à nos jours*. Errance, Paris, 247 p.
- VEYRET (Y.), 1978. – *Modelés et formations d'origine glaciaire dans le Massif central français*. Thèse d'Etat, Univ. Paris I, 783 p.
- VEYRET (Y.) (éd.), 1998. – *L'érosion, entre nature et société*. SEDES, Paris, 344p.
- VEYRET (Y.), PECH (P.), 1993. – *L'homme et l'environnement*. PUF, Paris, 423 p.
- VIGNEAU (J.-P.), 1986. – *Climat et climats des Pyrénées orientales*. Thèse d'Etat, Univ. de Toulouse, 618 p.
- VIGNEAU (J.-P.), 1996. – *L'eau atmosphérique et continentale*. SEDES, Paris, 191 p.
- VILLOUTREIX (M.), 1987. – *Les noms de lieux de la Haute-Vienne*, 2è éd., Limoges.
- VILKS (A.), GHESTEM (A.), BARRY (P.), 1994. – Les paysages végétaux. *In Atlas du Limousin*, Pulim, Limoges, 24-26.
- VISSET (L.), 1979. – *Recherches palynologiques sur la végétation pléistocène et holocène de quelques sites du district phytogéographique de Basse Loire*. Thèse d'Etat., suppl. hors série Bull. Soc. Sc. Nat. de l'Ouest de la France, Nantes, 282 p.
- VITA-FINZI (C.) 1969. – *The Mediterranean Valleys. Geological Changes in Historical Times*. Cambridge Univ. Press, 140 p.
- WALLING (D.E.), 1983. – The sediment delivery problem. *Journal of Hydrology*, 65, 209-237.
- WALLING (D.E.), 1988. – Measuring sediment yield from river basins. *In LAL (R.) (ed.), Soil erosion research methods*. Soil and Water Conservation Society, 39-73.
- WALLING (D.E.), 1995. – Suspended sediment yields in a changing environment. *In GURNELL (A.), PETTS (G.) eds., Changing rivers channels*. J. Wiley & Sons Ltd., 149-176.
- WALLING (D.E.), KLEO (A.H.A.), 1979. – Sediment yields of rivers in areas of low precipitation : a global view. *Intern. Assoc. of Sci. Hydrology Publ.*, 128, 479-493.
- WALLING (D.E.), WEBB (B.W.), 1983. – Patterns of sediment yield. *In GREGORY (K.J.) (ed.), Background to palaeo-hydrology*. J. Wiley & sons Ltd, Chichester, 69-100.
- WALLING (D.E.), WEBB (B.W.) (eds), 1996a. – *Erosion and Sediment Yield : Global and Regional Perspectives*. Exeter, IAHS publ. n°236, 585 p.
- WALLING (D.E.), WEBB (B.W.), 1996b. – Erosion and sediment yield : a global overview. *In WALLING (D.E.), WEBB (B.W.) (eds), Erosion and Sediment Yield : Global and Regional Perspectives*. Exeter, IAHS publ. n°236, 3-20.
- WALSH (K.), 1998. – Genèse et évolution de l'approche environnementale dans l'archéologie des paysages méditerranéens. *Méditerranée*, t. 90, 4, 61-64.
- WASSON (R.J.), 1994. – Annual and decadal variation of sediment yield in Australia, and some global comparisons. *In Variability in stream erosion and sediment transport (proceedings of the Canberra Symposium)*, IAHS Publ., 224, 269-279.
- WATERS (M.R.), 1992. – *Principles of geoarchaeology : a North American Perspective*. Tucson, Univ. of Arizona Press, 387 p.
- WEBB (B.W.), WALLING (D.E.), 1982. – The magnitude and frequency characteristics of fluvial transport in a Devon drainage basin and some geomorphic implications. *Catena*, 9 (1-2), 95-102.
- WEGMÜLLER (S.), 1977. – *Pollenanalytische Untersuchungen zur spät- und postglazialen Vegetationsgeschichte der französischen Alpen (Dauphiné)*. Verlag Paul Haupt, Bern.

- WELLS (W.G.), 1981. – Some effects of brushfires on erosion processes in coastal Southern California. *IAHS publ.* n° 132, 305-342.
- WICHEREK (S.) éd., 1993. – *Farm land erosion in temperate plains environment and hills*. Elsevier, Amsterdam, 587 p.
- WISCHMEIER (W.H.), 1959. – A rainfall erosion index for an universal soil-loss equation. *Soil Sci. Soc. America J.*, vol. 23, 246-249.
- WISCHMEIER (W.H.), SMITH (D.D.), 1960. – An universal soil loss estimating equation to guide conservation farm planning. *Proc. 7th Inter. Congress Soil Sci. Soc.*, vol. 1, 418-425.
- WISCHMEIER (W.H.), SMITH (D.D.), 1978. – Predicting rainfall erosion. A guide to conservation planning. USDA-ARS, *Agriculture Handbook*, n°537, 58 p.
- ZOLLER (H.), 1977. – Les oscillations du climat et des glaciers pendant le Tardi- et le Postglaciaire dans les Alpes de la Suisse. Approche écologique de l'homme fossile. *Suppl. Bull. Assoc. Franç. Etude du Quaternaire*, 47, 297-301.

TABLE DES ILLUSTRATIONS

Cette table des figures ne concerne que les chapitres inédits.
Les figures intégrées dans les articles déjà publiés ne sont donc pas mentionnées ici.

Illustrations de l'introduction générale

Figure 1-1 : Les variables de contrôle du système fluvial	16
Figure 1-2 : Localisation des terrains de recherche	18
Figure 1-3 : Un gradient climatique de l'océanique au méditerranéen	19

Illustrations de la 1^{ère} partie

Figure 1-4 : Les caractères physiographiques des BVRE du mont Lozère d'après Dupraz 1984	29
Figure 1-5 : Localisation des BVRE du mont Lozère	30
Figure 1-6 : La relation débit liquide / débit solide dans les BVRE du mont Lozère	32
Figure 1-7 : Les régimes pluviométriques et hydrologiques des BVRE Lozère	34
Figure 1-8 : La distribution saisonnière des crues annuelles record	35
Figure 1-9 : L'immodération de la charge alluviale	36
Figure 1-10 : L'irrégularité de la charge alluviale	37
Figure 1-11 : La vitesse d'érosion à l'échelle du bassin versant	38
Figure 1-12 : la ravine de l'Aubaret Vieil	100
Figure 1-13 : La dégradation spécifique annuelle après l'incendie de forêt	115
Figure 1-14 : L'indice mensuel d'érosivité pluviale de Wischmeier sur le mont Lozère	116
Figure 1-15 : La dégradation spécifique mensuelle dans le bassin du Rimbaud après l'incendie	118
Figure 1-16 : L'efficacité saisonnière totale sur la ravine de l'Aubaret Vieil	119
Figure 1-17 : La distribution saisonnière de l'érosion en rigoles sur la ravine de l'Aubaret	120
Figure 1-18 : La distribution saisonnière du charriage longitudinal sur la ravine de l'Aubaret	120
Figure 1-19 : L'immodération de l'érosion ravinante sur les versants de la Latte	121
Figure 1-20 : L'indice annuel d'érosivité pluviale sur le mont Lozère	122
Figure 1-21 : L'irrégularité de la production sédimentaire annuelle sur la ravine de l'Aubaret	123
Figure 1-22 : L'efficacité saisonnière sur la ravine de l'Aubaret Vieil , immodération et irrégularité	124
Figure 1-23 : L'efficacité érosive de l'épisode pluvio-orageux du 22 septembre 1992, un effet de seuil spectaculaire	126
Figure 1-24 : Les discontinuités spatiales versant / talweg dans le bassin du Rimbaud	128
Figure 1-25 : Des discontinuités spatiotemporelles variées selon les épisodes morphogéniques efficaces	130
Figure 1-26 : Le budget sédimentaire saisonnier de la ravine de l'Aubaret	131
Figure 1-27 : Les budgets sédimentaires du bassin versant de la Latte après la coupe forestière	133

Illustrations de la 2^{ème} partie

Figure 2-1 : Typologie des complexes morphosédimentaires dans les 3 principales unités fonctionnelles du système fluvial	141
Figure 2-2 : Des archives sédimentaires aux dynamiques holocènes	142
Figure 2-3 : Chronologie de l'Holocène	144
Figure 2-4 : Localisation des sites limousins	150
Figure 2-5 : La Maumone, coupe stratigraphique	154
Figure 2-6 : La Maumone, analyses pédochimiques	155
Figure 2-7 : Le Martoulet, coupe stratigraphique longitudinale	157
Figure 2-8 : Le Martoulet, analyses pédochimiques	158
Figure 2-9 : La Boisserie, coupe stratigraphique transversale	159
Figure 2-10 : La Boisserie, analyses pédochimiques	160
Figure 2-11 : Vaujourn, coupe stratigraphique longitudinale	162
Figure 2-12 : Vaujourn, analyses pédochimiques	163

Figure 2-13 A : Le Bois des Brigands, banquette I coupe A	165
Figure 2-13 B : Le Bois des Brigands, banquette I coupe B	166
Figure 2-13 C : Le Bois des Brigands, banquette II coupe C	167
Figure 2-14 A : Le Bois des Brigands, coupe A, analyses pédochimiques	169
Figure 2-14 B : Le Bois des Brigands, coupe B, analyses pédochimiques	169
Figure 2-14 C : Le Bois des Brigands, coupe C, analyses pédochimiques	170
Figure 2-15: Le Bourg, coupe stratigraphique transversale amont	173
Figure 2-16 : Chez Nicolas, coupe stratigraphique transversale	175
Figure 2-17 : Le Vallon des Anglais, coupe stratigraphique	176
Figure 2-18 : La Barre, coupe stratigraphique longitudinale	178
Figure 2-19 : Orographie et géologie du Limousin	182
Figure 2-20 : Arfeuille, coupe stratigraphique transversale	185
Figure 2-21 : Le Ronteix, coupe stratigraphique transversale	187
Figure 2-22 : La Veyssière, coupe stratigraphique longitudinale	189
Figure 2-23 : Le Martoulet, diagramme palynologique simplifié	192
Figure 2-24 : Le Martoulet, diagramme d'anthropisation	194
Figure 2-25 : Les Genêts, coupes stratigraphiques longitudinales	195
Figure 2-26 : Les Genêts, coupes stratigraphiques transversales	196
Figure 2-27 : Les Genêts, diagramme palynologique simplifié	198
Figure 2-28 : Les Genêts, diagramme d'anthropisation	198
Figure 2-29: La Boisserie, diagramme palynologique simplifié	202
Figure 2-30 : La Boisserie, diagramme d'anthropisation	203
Figure 2-31 : Le Mas du Puy, coupe stratigraphique transversale	206
Figure 2-32 : Le Mas du Puy, analyses pédochimiques	207
Figure 2-33 : Le Temple, coupes stratigraphiques	211
Figure 2-34 : Le Temple, diagramme palynologique simplifié	212
Figure 2-35 : Le Temple, diagramme d'anthropisation	212
Figure 2-36 : Le Pont de Geasse, coupe stratigraphique	215
Figure 2-37 : La Gane, coupe transversale aval	217
Figure 2-38 : La Gane, coupe transversale amont	218
Figure 2-39 : Le Bourg, coupe stratigraphique transversale générale	220
Figure 2-40 : Le Bourg, coupe stratigraphique longitudinale	220
Figure 2-41 : Le Bourg, coupes stratigraphiques transversales	221
Figure 2-42 : La Benaize, coupe stratigraphique transversale	226
Figure 2- 43 : La Jargasse, coupe stratigraphique	229
Figure 2-44 : Les signatures chronologiques dans les banquettes limousines	235
Figure 2-45 : Les signatures détritiques alluviales en Limousin	254
Figure 2-46 : Distribution aréale et impact longitudinal des crises hydrosédimentaires dans les systèmes fluviaux limousins	256
Figure 2-47 : Expression des crises morphodynamiques finiholocènes en Limousin	272
Figure 2-48 : Orographie et géologie du mont Lozère	278
Figure 2-49 : Localisation des sites du mont Lozère	279
Figure 2-50 : Les unités paysagères du flanc sud du mont Lozère	281
Figure 2-51 : La Latte 1, log stratigraphique	293
Figure 2-52 : La Latte 3, log stratigraphique	294
Figure 2-53 : Peyreguy, coupe stratigraphique transversale	297
Figure 2-54 : L'Ancise, coupe stratigraphique	299
Figure 2-55 : La Vialasse Vieille, log stratigraphique	301
Figure 2-56 : L'Alignon, coupe stratigraphique	304
Figure 2-57 : La Bourrassade, coupe stratigraphique	306
Figure 2-58 : Les Cloutasses, log stratigraphique	308
Figure 2-59 : Salarial, coupe stratigraphique de la rive droite	311
Figure 2-60 : Mas Camargue, coupe stratigraphique amont	314
Figure 2-61 : Les complexes morphosédimentaires types le long du gradient amont-aval	321
Figure 2-62 : Le détritisme alluvial finiholocène sur le mont Lozère	328
Figure 2-63 : Logique altitudinale et répercussion longitudinale des crises hydrosédimentaires sur le mont Lozère	330
Figure 2-64 : Etagement des terroirs et expression de crises détritiques sur le mont Lozère	344
Figure 2-65 : Localisation des sites dans le massif des Maures	352
Figure 2-66 : Orographie et géologie du massif des Maures	353

Figure 2-67 : Coupes stratigraphiques des cônes de déjection sur phyllades.	355
Figure 2-68 : La Ruine, coupe stratigraphique	358
Figure 2-69 : Le Treps nord, coupe stratigraphique	360
Figure 2-70 : Le Treps sud, log stratigraphique	362
Figure 2-71 : La Bergerie, coupe stratigraphique	363
Figure 2-72 : La Citerne, coupe stratigraphique	365
Figure 2-73 : Le Rimbaud, coupe stratigraphique A	367
Figure 2-74 : Le Rimbaud, coupe stratigraphique H	369
Figure 2-75 : Le Rimbaud, coupe stratigraphique D	371
Figure 2-76 : Le Rimbaud, coupe stratigraphique I	371
Figure 2-77 : Rimbaud, coupe stratigraphique E	373
Figure 2-78 : Le Rimbaud, coupe G	374
Figure 2-79 : Le Rimbaud, coupe F, log stratigraphique	375
Figure 2-80 : Les Sangliers, coupe stratigraphique	376
Figure 2-81 : La Retenue, log stratigraphique	378
Figure 2-82 : Le détritisme alluvial finiholocène dans les Maures	384
Figure 2-83 : Le fonctionnement des systèmes fluviaux dans le massif des Maures durant la 2 ^{ème} partie de l'Holocène	392
Figure 2-84 : Assemblages anthracologiques fossilisés dans les archives alluviales des Maures	394
Figure 2-85 : L'atonie morphodynamique du 1 ^{er} Holocène	402
Figure 2-86 : Les métamorphoses fluviales finiholocènes	405
Figure 2-87 : La périodisation détaillée des crises détritiques finiholocènes	408
Figure 2-88 : La périodisation simplifiée des crises détritiques finiholocènes	410